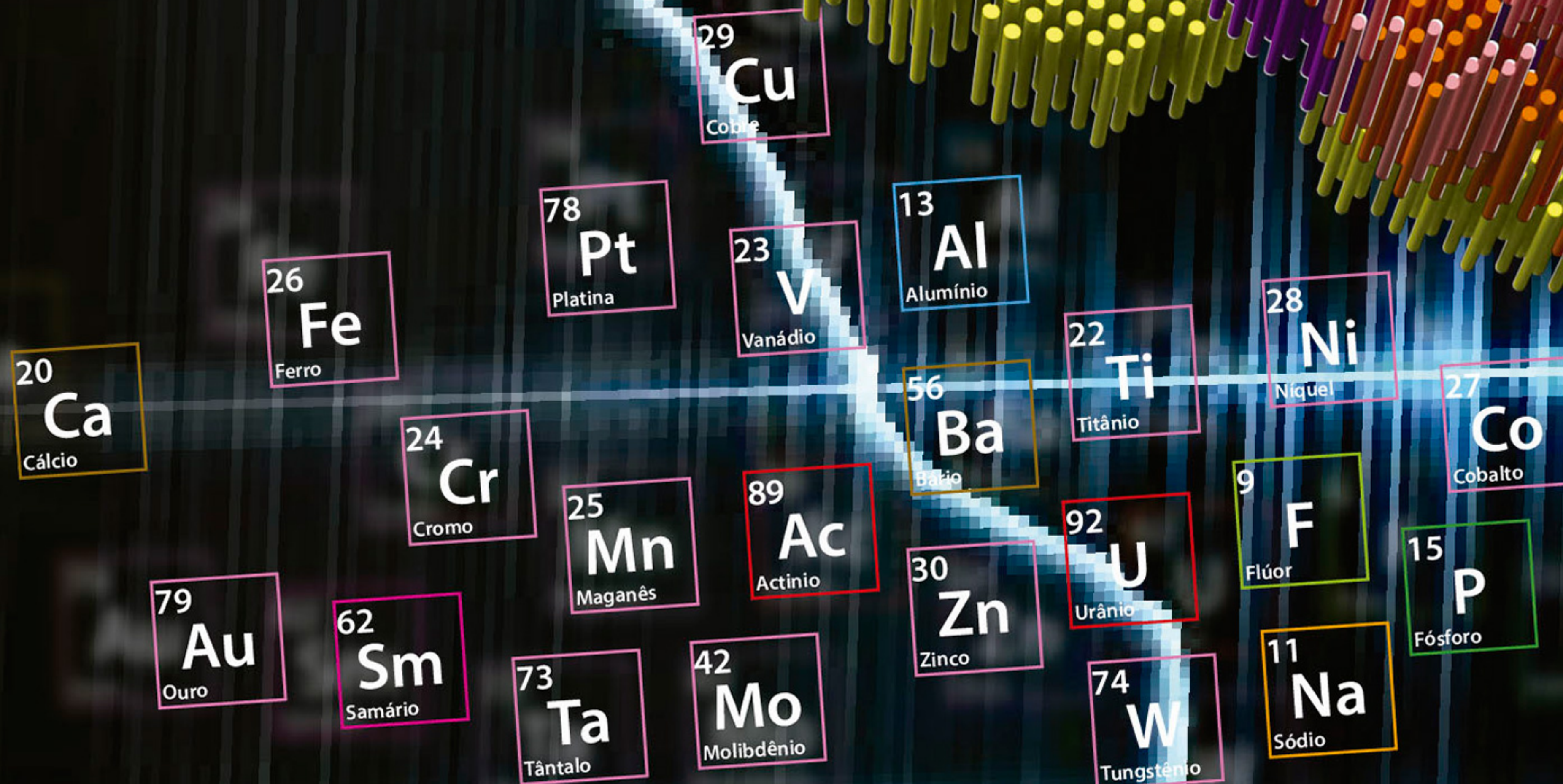


# METALOGÊNESE DAS PROVÍNCIAS TECTÔNICAS BRASILEIRAS

2014

**ORGANIZADORES:**

† Maria da Glória da Silva  
Manoel Barretto da Rocha Neto  
Hardy Jost  
Raul Minas Kuyumjian



# **METALOGÊNESE DAS PROVÍNCIAS TECTÔNICAS BRASILEIRAS**

---

# CRÉDITOS INSTITUCIONAIS

---

**REPÚBLICA FEDERATIVA DO BRASIL**

**PRESIDENTE**

Dilma Vana Rousseff

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA – MME**

**MINISTRO DE ESTADO**

Edison Lobão

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

**SECRETÁRIO**

Carlos Nogueira da Costa Júnior

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

**DIRETOR-PRESIDENTE**

Manoel Barretto da Rocha Neto

**DIRETOR DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS**

Roberto Ventura Santos

**DIRETOR DE HIDROLOGIA E GESTÃO TERRITORIAL**

Thales de Queiroz Sampaio

**DIRETOR DE RELAÇÕES INSTITUCIONAIS E DESENVOLVIMENTO**

Antônio Carlos Bacelar Nunes

**DIRETOR DE ADMINISTRAÇÃO E FINANÇAS**

Eduardo Santa Helena

# METALOGÊNESE DAS PROVÍNCIAS TECTÔNICAS BRASILEIRAS

---

## ORGANIZADORES

† Maria da Glória da Silva  
Manoel Barretto da Rocha Neto  
Hardy Jost  
Raul Minas Kuyumjian

BELO HORIZONTE 2014

**Copyright© 2014**

Impresso no Brasil

Direitos exclusivos para esta edição: CPRM

Todos os direitos reservados. Nenhuma parte desta publicação poderá ser armazenada ou reproduzida por qualquer meio sem a autorização por escrito da CPRM.

## **METALOGÊNESE DAS PROVÍNCIAS TECTÔNICAS BRASILEIRAS**

### **ORGANIZADORES**

† Maria da Glória da Silva  
Manoel Barretto da Rocha Neto  
Hardy Jost  
Raul Minas Kuyumjian

### **PROJETO GRÁFICO DA CAPA**

Blackjack Comunicação

### **TRATAMENTO DE ORIGINAIS, REVISÃO E EDITORAÇÃO ELETRÔNICA DO TEXTO**

Hardy Jost

### **REVISÃO FINAL DOS CAPÍTULOS**

Os autores

### **PUBLISHERS**

Ernesto von Sperling  
José Marcio Henriques Soares

### **COLABORAÇÃO**

Claiton Piva Pinto  
Everton Assunção  
Marcio Antonio da Silva

**TIRAGEM:** 1.000 exemplares

Coordenação editorial a cargo do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação  
Divisão de Marketing e Divulgação  
Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento  
Serviço Geológico do Brasil – CPRM

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da CPRM

Silva, Maria da Glória da.  
Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras /  
Organizadores Maria da Glória da Silva, Manoel Barretto  
da Rocha Neto, Hardy Jost [e] Raul Minas Kuyumjian... –  
Belo Horizonte: CPRM, 2014.  
589 p. : il.

ISBN 978-85-7499-221-1

1. Geologia econômica – Brasil . 2. Recursos minerais –  
Brasil. 3. Metalogenia – Brasil. 4. Geofísica – Brasil. 5.  
Economia mineral – Brasil. I.Título.

CDD 553.0981

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

**SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO – SEUS**

Av Pasteur, 404 – Urca – Rio de Janeiro – RJ – Cep: 22290-255 | Tel: 21 2295-5997 - Fax: 21 2295-5897 | E-mail: seus@cprm.gov.br

# APRESENTAÇÃO

---

O Serviço Geológico do Brasil – CPRM tem a satisfação de disponibilizar para a comunidade técnico-científica e a sociedade em geral o livro Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras. Este trabalho se insere no âmbito do Programa Geologia do Brasil, Ação de Recursos Minerais, proposto pela Diretoria de Geologia e Recursos Minerais, sob a coordenação do Departamento de Recursos Minerais.

O Serviço Geológico do Brasil ciente de sua missão de gerar e difundir o conhecimento geológico do país tomou a iniciativa de elaborar uma obra de síntese do conhecimento atual sobre a vocação metalogenética de cada Província Tectônica Brasileira com a caracterização da ambiência geológica e dos controles de formação dos principais depósitos minerais metálicos e, portanto, de caráter temático. Os dados e informações que compõem este livro foram exaustivamente coletados em periódicos nacionais e do exterior, anais de eventos científicos, dissertações de mestrado, teses de doutorado e em relatórios internos de empresas de pesquisa e exploração mineral. Para alcançar tal objetivo, foram convidados Geólogos de renome, tanto da área acadêmica quanto de empresas, mais familiarizados com a metalogenia de cada província, para elaborar cada capítulo.

A obra contém vinte e quatro capítulos, reunidos em seis partes: A primeira, com dois capítulos, aborda a evolução geotectônica da plataforma sul-americana, seguido da interpretação geofísica dos principais domínios tectônicos brasileiros. A partir da segunda parte, a sequência dos capítulos segue, na medida do possível, de Leste para Oeste e de Norte para Sul. Esta parte aborda a metalogenia dos Núcleos Arqueanos representados pelas províncias Carajás-Rio Maria, Cráton do São Francisco (Setor Setentrional), Cráton do São Francisco (Setor Meridional) e o Terreno Arqueano de Goiás. A terceira aborda os Terrenos Paleoproterozoicos da Amazônia Oriental, Cráton São Luiz e Faixa Gurupi, Província Tapajós-Parima (domínios Parima, Uaimiri, K'Mudku), Província Tapajós-Parima (domínio Tapajós, Amazonas Central) e Província Tapajós-Parima (domínio Rio Negro). A quarta parte se destina aos Terrenos Mesoproterozoicos das Províncias Sunsás e Matupá-Juruena-Teles Pires-Rondônia. A quinta abrange os Terrenos Neoproterozoicos da Província Borborema Setentrional e Meridional (Faixas Sergipana, Riacho do

Pontal e Rio Preto), Faixa Araçuaí, Faixa Brasília, Arco Magmático de Goiás, Faixa Araguaia, Faixa Paraguai, Faixa Ribeira, Cráton Rio de La Plata/Faixa Dom Feliciano. A sexta parte descreve as Províncias Carbonatíticas do Fanerozoico.

Os capítulos estão dedicados aos depósitos minerais metálicos e estão organizados de forma a abordar, inicialmente, o ambiente geotectônico seguido da respectiva vocação metalogenética. Na descrição metalogenética o foco está, em geral, voltado para a descrição dos recursos minerais distribuídos em depósitos isolados, distritos ou províncias segundo roteiros adequados às características geológicas de cada província. O roteiro de cada capítulo é sistemático e inicia com o contexto geológico regional da Província Tectônica, seguido da descrição sobre a diversificada vocação metalogenética conhecida no momento, mediante a abordagem dos depósitos individuais, quanto aos principais controles da mineralização, rochas encaixantes imediatas e hospedeiras, forma do depósito, texturas, estruturas e mineralogia do minério, dados de inclusões fluidas, alteração hidrotermal, resposta supergênica, assinaturas isotópicas, geofísicas e geoquímicas, idade das rochas encaixantes/hospedeiras e da mineralização e proposta de sua classificação tipológica. Também abordam, de forma sumária, os principais métodos de exploração mineral utilizados na descoberta. As abordagens foram realizadas com base nos dados existentes, tendo por meta a atualização do estado da arte sobre a metalogenia do território brasileiro.

A publicação dessa obra certamente consistirá em uma base de informações que permitirá uma visão ampla da distribuição geográfica dos principais depósitos metálicos brasileiros e, em cada depósito, reconhecer lacunas de conhecimento e, assim, subsidiar o planejamento de futuras investigações que visem ao seu aprofundamento e consequente progressivo salto qualitativo nas discussões sobre as características dos depósitos, os guias e os critérios que conduzam a novas descobertas minerais no país.

**Manoel Barretto da Rocha Neto**  
Diretor-Presidente



# IN MEMORIAM

## MARIA DA GLORIA DA SILVA

\* 24/04/1954 † 21/03/2013

Maria da Glória nasceu em Salvador, onde se graduou em Geologia (1975). Em 1976 ingressou na CPRM e trabalhou por um ano no Projeto Geoquímica do Bambuí, quando então desligou-se da empresa. Entre 1980 e 1981 foi geóloga da PETROBRAS, onde trabalhou em Pesquisa e Desenvolvimento e no Setor de Ensino da

Bahia e entre 1982 e 1983 foi geóloga da Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia. Obteve seu Mestrado em 1983 pela Universidade Federal da Bahia e, em 1987, doutorou-se em Geologia pela Albert-Ludwigs Universität, Freiburg, Alemanha. Seus trabalhos de mestrado e doutorado contribuíram significativamente para o entendimento da evolução do Greenstone Belt do Rio Itapicuru (BA). Aos 23 anos de idade ingressou na vida acadêmica no Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, onde atuou por mais de 30 anos e galgou a categoria de Professor Associado I, com Dedicação Exclusiva. A partir de 2004 até o seu falecimento foi

cedida ao Ministério de Minas e Energia, onde foi Assessora da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais e da Presidência do Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Sua vida acadêmica e profissional foi intensamente dedicada à Petrologia, Geoquímica, Geotectônica e Metalogenia, com ênfase nos terrenos granito-greenstone e corpos máfico-ultramáficos, da qual resultaram inúmeros artigos completos publicados em periódicos nacionais e do exterior, livros publicados/organizados ou edições, capítulos de livros, trabalhos completos, resumos expandidos e resumos publicados em anais de congressos e outros trabalhos técnicos. Também exerceu atividade de Assessoria, Consultoria e Treinamento na CPRM, DNPM, CBPM, Secretaria de Indústria e Comércio do Estado de Mato Grosso, FINEP e CVRD. Foi Membro de corpo editorial Revista Brasileira de Geociências, da Sociedade Brasileira de Geologia. Participou de diversas bancas de Mestrado, Doutorado, Livre Docência e de trabalhos de conclusão de Cursos em diversas instituições de ensino superior brasileiras, bem como em bancas de comissões julgadoras de can-

didatos a Professor Titular e de progressão funcional. Participou de vários simpósios regionais e congressos nacionais e estrangeiros, e de comissões organizadoras desses eventos, com apresentação de trabalhos. Durante sua vida acadêmica orientou dissertações de mestrado e teses de doutorado voltadas para a caracterização petrográfica e geoquímica de depósitos minerais vulcano-sedimentares e complexos máfico-ultramáficos da Bahia.



Seu largo sorriso e altas gargalhadas eram a sua marca. Viveu intensamente naquilo que mais gostava de fazer: estudar e ensinar os processos formadores do planeta Terra. Levou uma vida simples, não fazia questão de aparecer e sim de dar suas contribuições à geologia. Mulher de origem pobre, trabalhadora e de uma inteligência privilegiada. Venceu muitas barreiras, tornando-se uma guerreira. Trocar ideias sobre alguma área, ou simplesmente ouvi-la contar causos era bastante prazeroso, sempre

regado de muito humor. Glória lutou com muita garra até o último momento e deixou marcante trajetória, cujo carro chefe sempre foi sua postura ética e profissional. Estar com ela era sempre um momento de aprendizado, pois foi uma das principais lideranças nacionais na área de Geologia Econômica. O Brasil perde uma grande geóloga, mas fica importante legado para as gerações futuras. Será lembrada com alegria e carinho por todos aqueles com quem conviveu.

Por fim, é oportuno lembrar que um dos sonhos de Glória foi a concretização desta obra, cuja semente foi plantada no primeiro semestre de 2009 e a ela se agregaram os demais Editores. Em agosto de 2009 foi realizado um workshop em Brasília, do qual participaram, a convite, os coordenadores de cada capítulo. Glória se empenhou profundamente para comemorar o lançamento da obra no seio da comunidade. Apesar do seu sonho, derradeiro, ter se concretizado, não pode usufruí-lo, mas as gerações futuras compartilharão do seu legado.





## PROVÍNCIAS TECTÔNICAS E RESPOSTA GEOFÍSICA

### A PLATAFORMA SUL-AMERICANA: UMA INTRODUÇÃO

*Benjamim Bley de Brito Neves & Reinhardt Adolfo Fuck*

INTRODUÇÃO	3
OS NÚCLEOS CRATÔNICOS	6
OS COIRMÃOS DESCRATONIZADOS	8
EVOLUÇÃO CRUSTAL E REGISTROS DE TENDÊNCIAS E PARTICULARIZAÇÕES	9
PROVÍNCIAS NEOPROTEROZOICAS - AS FAIXAS MÓVEIS	12
Feições e características gerais	12
Características mais marcantes	12
COBERTURAS DA PLATAFORMA	16
Coberturas Pré-Fanerozoicas	17
Coberturas Tardineoproterozoicas e Fanerozoicas	18
REFERÊNCIAS	19

## INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA DOS PRINCIPAIS DOMÍNIOS TECTÔNICOS BRASILEIROS

*Roberto Gusmão de Oliveira & João Batista Freitas de Andrade*

INTRODUÇÃO	21
DADOS AEROMAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS	21
CRÁTON DO AMAZONAS	23
CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	26
PROVÍNCIA TOCANTINS	27
PROVÍNCIA MANTIQUEIRA	31
PROVÍNCIA BORBOREMA	33
BACIAS DO AMAZONAS-SOLIMÕES	35
BACIA DO PARANÁ	36
BACIA DO PARNAÍBA	36
OBSERVAÇÕES FINAIS	37
REFERÊNCIAS	38

## NÚCLEOS ARQUEANOS

### METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA CARAJÁS

*Lena Virgínia Soares Monteiro, Roberto Perez Xavier, Carlos Roberto de Souza Filho & Carolina Penteado Natividade Moreto*

INTRODUÇÃO	43
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	43
Domínio Rio Maria	44
Domínio Carajás	46
METALOGENIA DO DOMÍNIO RIO MARIA	49
Depósitos de ouro orogênicos	49
Outros depósitos auríferos	51
Depósitos de tungstênio	52
METALOGENIA DO DOMÍNIO CARAJÁS	53

Depósitos de ferro	53
Depósitos de óxidos de ferro-cobre-ouro	58
Outros depósitos IOCG de Carajás	64
Depósitos de cobre-ouro polimetálicos	67
Depósitos de ouro-paládio-platina	69
Depósitos de cromo-níquel-EGP	73
Depósitos de manganês	77
Depósitos de ouro laterítico	79
Depósitos de níquel laterítico	80
Depósitos de bauxita	81
CONSIDERAÇÕES FINAIS	82
Agradecimentos	84
REFERÊNCIAS	84

## METALOGÊNESE DO SETOR SETENTRIONAL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

† *Maria da Glória da Silva, João Batista Guimarães Teixeira, Aroldo Misi,  
Simone Cerqueira Pereira Cruz & José Haroldo da Silva Sá*

INTRODUÇÃO	93
EVOLUÇÃO METALOGENÉTICA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	95
Depósitos Paleoarqueanos de Zn de Mundo Novo	96
Depósitos Neoarqueanos (?) de Pb-Zn de Boquira	99
Depósitos Neoarqueanos de Fe-Ti-V ( $\pm$ EGP) de Maracás	99
Depósitos Neoarqueanos de Cobre do Vale do Curaçá	100
Depósitos Riácianos de cromita de Santa Luz (Pedras Pretas)	101
Depósitos Riácianos de Ni da Fazenda Mirabela	102
Depósitos Riácianos de cromita do Vale do Rio Jacurici	102
Depósitos Riácianos de Au do Rio Itapicuru	103
Depósitos Orosirianos de Au da Serra de Jacobina	104
Depósitos de cromita de idade indeterminada da região de Campo Formoso	106
DEPÓSITOS MINERAIS SITUADOS NAS ZONAS LIMÍTROFES DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	107
Sulfetos Paleo/Mesoarqueanos (?) de Fe do <i>Greenstone Belt</i> do Rio Salitre	107
Depósitos Neoarqueanos (?) de Fe da região de Caetité	108
Depósitos Neoarqueanos (?) de Mn das regiões de Urandi/Caetité/Licínio de Almeida	109
Província Orosiriana de Campo Alegre de Lourdes: depósitos de Fe-Ti-V	109
Depósitos Tonianos de urânio de Lagoa Real	110
Depósitos Neoproterozoicos de Mn do oeste da Bahia	111
Depósitos Neoproterozoicos/cambrianos de Au e de barita do Espinhaço/Chapada Diamantina	112
CONCLUSÕES	112
Agradecimentos	113
REFERÊNCIAS	113

## METALOGÊNESE DO SETOR MERIDIONAL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

*Lydia Maria Lobato, Friedrich Ewald Renger, Rosaline Cristina Figueiredo e Silva,  
Carlos Alberto Rosière, Franciscus Jacobus Baars & Vassily Khoury Rolim*

INTRODUÇÃO	119
POTENCIAL METALOGENÉTICO REGIONAL	119
Fertilidade metalogenética	123
RECURSOS MINERAIS EM ROCHAS DO ARQUEANO	123
Jazidas de ouro no <i>Greenstone Belt</i> Rio das Velhas-GBRV	123
Jazidas de manganês	127
RECURSOS MINERAIS EM ROCHAS DO PALEOPROTEROZOICO	129
Jazidas de ferro da região do Quadrilátero Ferrífero	129
Jazidas de ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro	131
Ouro da região de Mariana e arredores	132

Ouro paladiado do tipo "Jacutinga" _____	132
Ouro e Urânio em metaconglomerados piritosos _____	133
OUTROS RECURSOS MINERAIS _____	134
Bauxita _____	134
Agradecimentos _____	135
REFERÊNCIAS _____	135

## METALOGÊNESE DOS *GREENSTONE BELTS* DE GOIÁS

*Hardy Jost, Marcelo Juliano de Carvalho, Vinícius Gomes Rodrigues & Rodrigo Martins*

INTRODUÇÃO _____	141
CONTEXTO REGIONAL _____	141
CONTEÚDO DO TERRENO ARQUEANO-PALEOPROTEROZOICO DE GOIÁS _____	142
Ortognaisses _____	142
<i>Greenstone belts</i> _____	143
Intrusões Paleoproterozóicas _____	149
Reflexos do Ciclo Brasileiro _____	149
METALOGENIA _____	149
DEPÓSITOS EPIGENÉTICOS DE OURO _____	149
DEPÓSITOS SINGENÉTICOS _____	158
Depósito aurífero em albitito _____	158
Prospectos de ouro do tipo VMS _____	160
Prospectos de ferro do tipo Algoma _____	162
Prospectos de ferro do tipo Lago Superior _____	162
Prospectos de ferro e manganês do tipo SEDEX _____	163
Ocorrência de Ni-Cu associados a komatiitos _____	164
PALEOPLACER AURÍFERO _____	164
CONCLUSÕES _____	166
Agradecimentos _____	166
REFERÊNCIAS _____	166

## TERRENOS PALEOPROTEROZOICOS

### METALOGÊNESE DA BORDA ORIENTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO

*Evandro Luiz Klein, Lúcia Travassos Rosa-Costa & Marcelo Lacerda Vasques*

INTRODUÇÃO _____	171
GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DA BORDA ORIENTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO _____	171
Bloco Amapá _____	171
Domínio Carecuru _____	174
Domínio Lourenço _____	174
Domínio Bacajá _____	175
Domínio Santana do Araguaia _____	176
METALOGÊNESE DO DOMÍNIO LOURENÇO _____	176
Depósitos de ouro de classificação incerta _____	176
Depósitos sedimentares de ferro _____	177
METALOGÊNESE DO BLOCO AMAPÁ _____	178
Depósitos orogênicos de ouro _____	178
Depósitos sedimentares de ouro em paleoplacer _____	180
Depósitos estratiformes de cromita _____	180
Depósitos sedimentares de ferro _____	181
Depósitos supergênicos de manganês _____	182
Depósitos de cassiterita, columbita e tantalita em pegmatito e greisen _____	182
Depósitos de diamante em paleoplacer _____	183
Potencial para outros depósitos _____	183

METALOGÊNESE DO DOMÍNIO CARECURU	183
Depósitos orogênicos de ouro	183
Depósitos de cobre vulcanogênico	184
Depósitos de titânio	185
Potencial para outros depósitos	185
METALOGÊNESE DO DOMÍNIO BACAJÁ	185
Depósitos de ouro de classificação incerta	185
Depósitos supergênicos de manganês	186
Depósitos de níquel laterítico	188
METALOGÊNESE DO DOMÍNIO SANTANA DO ARAGUAIA	188
Depósitos de ouro de classificação incerta	188
Depósitos de urânio sedimentar tipo discordância	189
Potencial para outros depósitos	189
EVOLUÇÃO METALOGENÉTICA	189
Agradecimentos	191
REFERÊNCIAS	191

## METALOGÊNESE DO CRÁTON SÃO LUÍS E DO CINTURÃO GURUPI

*Evandro Luiz Klein*

INTRODUÇÃO	195
GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DO CRÁTON SÃO LUÍS E DO CINTURÃO GURUPI	195
METALOGENIA DO CRÁTON SÃO LUÍS	198
Depósitos orogênicos de ouro	198
Depósitos supergênicos de fosfato	203
METALOGÊNESE DO CINTURÃO GURUPI	204
Depósitos orogênicos de ouro	204
Depósitos de ouro em paleoplacer	209
Depósitos supergênicos de fosfatos	210
Depósitos de fosfato de origem sedimentar/hidrotermal	210
SUMÁRIO CONCLUSIVO	211
Agradecimentos	212
REFERÊNCIAS	212

## METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA: DOMÍNIOS PARIMA, UAIMIRI E K'MUDKU

*Régis Munhoz Krás Borges, Ana Maria Dreher, Marcelo Esteves Almeida, Hilton Tulio Costi, Nelson Joaquim Reis & João Batista Freitas de Andrade*

INTRODUÇÃO	215
DOMÍNIOS PARIMA E SURUMU (OU PARIMA)	215
DOMÍNIO UATUMÃ-ANAÚÁ (OU UAIMIRI)	216
DOMÍNIO GUIANA CENTRAL (OU K'MUDKU)	217
PRINCIPAIS METALOTECTOS DA PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA	217
DOMÍNIOS PARIMA E SURUMU (OU PARIMA)	217
Ouro aluvionar da região da Serra Parima	217
Cassiterita aluvionar proveniente dos granitos da Suíte Surucucus	218
Ouro primário e aluvionar da região dos rios Uraricaá e Furo de Santa Rosa	218
Diamante e ouro aluvionares associados ao Supergrupo Roraima	219
DOMÍNIO UATUMÃ-ANAÚÁ (OU UAIMIRI)	220
Ocorrências aluvionares de columbita-tantalita da bacia dos rios Igarapé Azul e Sararamandaia e de ametista na região da Vila Moderna (sudeste de Roraima)	220
Ouro aluvionar da região do garimpo Anauá (sudeste de Roraima)	220
DEPÓSITOS DE ESTANHO E CRIOLITA DA PROVÍNCIA PITINGA	220
Dados históricos, reservas, teores e localização	220
Rochas encaixantes imediatas e hospedeiras	220
Idade das rochas encaixantes, hospedeiras e da mineralização	221

Ambiente geodinâmico	222
DESCRIÇÃO DOS DEPÓSITOS-MODELO	222
Depósitos magmáticos associados ao Pluton Madeira	222
Depósitos hidrotermais associados ao Pluton Água Boa	224
DOMÍNIO GUIANA CENTRAL (OU K'MUDKU)	225
Fosfato de rochas alcalinas da serra Repartimento	225
REFERÊNCIAS	226

## METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA TAPAJÓS

*Caetano Juliani, Marcelo Lacerda Vasquez, Evandro Luiz Klein, Raimundo Netuno Nobre Villas, Carlos Mário Echeverri Misas, Érika Suellen Barbosa Santiago, Lena Virgínia Soares Monteiro, Cleyton de Carvalho Carneiro, Carlos Marcello Dias Fernandes & Gustavo Usero*

INTRODUÇÃO	229
CONTEXTO TECTÔNICO E GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS	230
DOMÍNIO TAPAJÓS	231
Associações do embasamento	233
Vulcano-plutonismo Paleoproterozoico	234
Coberturas sedimentares Paleoproterozoicas	237
Magmatismo máfico Proterozoico e Fanerozoico	237
METALOGENIA	238
DEPÓSITOS MAGMÁTICO-HIDROTERMAIS	238
Depósitos epitermais	238
Mineralização de Cu-Mo-(Au) <i>low-sulfidation</i> , V6 ou Chapéu de Sol	245
Depósito de Au-(Cu) do tipo pórfiro: Mina do Palito	247
Depósito de Au do tipo pórfiro profundo: Depósito do Batalha	253
Depósito de Au relacionado a intrusões: Depósito Tocantinzinho	256
DEPÓSITOS METAMÓRFICO-HIDROTERMAIS	259
Depósitos orogênicos de ouro	259
CONSIDERAÇÕES FINAIS	261
Agradecimentos	263
REFERÊNCIAS	263

## METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL

*Marcelo Lacerda Vasquez*

INTRODUÇÃO	269
GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL	269
Associações de embasamento	269
Vulcano-plutonismo Paleoproterozoico	271
Coberturas sedimentares Paleoproterozoicas	275
Rochas máficas Proterozoicas	275
Intrusões alcalinas Proterozoicas	276
Rochas máficas e kimberlitos Fanerozoicos	276
METALOGENIA	277
Depósito de ouro em paleoplacer	277
Depósitos de ouro relacionados à intrusão	277
Depósitos de estanho em greisen e placers	278
Depósitos Antonio Vicente, Mocambo e Bom Jardim	279
Depósito São Pedro do Iri	279
Depósitos associados aos complexos alcalino-ultramáfico-carbonatíticos	279
Potencial para jazimentos de ouro, metais base, estanho, wolfrâmio e nióbio	279
Potencial para jazimento de diamante	281
REFERÊNCIAS	281

# METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA RIO NEGRO

*Marcelo Esteves Almeida, Sílvia Roberto Lopes Riker & Marco Antônio Oliveira*

INTRODUÇÃO	285
SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL	285
PRINCIPAIS METALOTECTOS DA PROVÍNCIA	286
Indícios de ouro e cobre associados às rochas metavulcanossedimentares Daraá, Aracá e Tunuí (<1,74 Ga: sequências relacionadas a arco magmático) e os complexos granítico-gnáissicos do embasamento (1,80-1,74 Ga: magmatismo tipo I de arco continental)	286
Indícios de estanho, nióbio-tântalo, metais raros e minerais de pegmatito associados aos granitóides Marié-Mirim, Maraujá e Tiquié (1,75-1,76 Ga: magmatismo tipo-A)	286
Indícios de estanho, tungstênio, nióbio e terras raras associados ao granito Igarapé Reilau (1,54 Ga: magmatismo tipo-S)	287
Indícios de cobre, cromo, cobalto, níquel e platinóides associados às rochas máficas-ultramáficas Tapuruquara (1,17 Ga)	287
DEPÓSITO DE NIÓBIO DE SEIS LAGOS	287
Sedimentos carbonosos, ritmitos e brechas	288
Crosta ferruginosa limonítica, goethítica e hematítica	288
Hematita compacta e brecha carbonatada	288
Sienito e rocha carbonática	288
REFERÊNCIAS	290

## TERRENOS MESOPROTEROZOICOS

### METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA SUNSÁS

*Amarildo Salina Ruiz, Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros, Carlos José Fernandes,  
Luis Carlos Melo Palmeira & Francisco Egídio Cavalcante Pinho*

INTRODUÇÃO	295
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	295
PROVÍNCIAS E DISTRITOS METALOGENÉTICOS EM MATO GROSSO	295
Província aurífera do Alto Guaporé	295
Distrito polimetálico do Alto Jauru	297
Distrito niquelífero de Comodoro	298
PROVÍNCIAS E DISTRITOS METALOGENÉTICOS EM RONDÔNIA	299
Província estanífera de Rondônia	299
Distrito de Bom Futuro	300
Distrito de Santa Bárbara	302
Distrito de São Lourenço-Macisa	302
Distrito de Massangana	303
Distrito de Oriente Novo	303
Depósito Igarapé Manteiga	304
REFERÊNCIAS	304

### METALOGÊNESE DO SETOR LESTE DA PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON AMAZÔNICO

*Rafael Rodrigues de Assis, Roberto Perez Xavier, Antônio João Paes de Barros, Danilo Barbuena,  
Verônica Godinho Trevisan, Giseli Silva Ramos, Rafael de Vasconcellos Teixeira, Emílio Miguel Júnior,  
Rosana Mara Rodrigues, Amarildo Stabile Júnior, Ticiano José Saraiva dos Santos, Guilherme Mateus  
Testa Miranda, Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros & Francisco Egídio Cavalcante Pinho*

INTRODUÇÃO	305
CONTEXTO GEOLÓGICO DO SETOR LESTE DA PAAF	307
MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DO SETOR LESTE DA PAAF	315
Depósitos de Au ± Cu	315
Depósitos de Au - metais de base	324
DISCUSSÕES	330

Mineralizações de Au±Cu	330
Au associado a metais de base	333
Modelo metalogenético regional	335
CONCLUSÕES	337
Agradecimentos	338
REFERÊNCIAS	338

## TERRENOS NEOPROTEROZOICOS

### METALOGÊNESE DAS PORÇÕES NORTE E CENTRAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

*Edilton José dos Santos, João Adauto de Souza Neto, Marcelo Reis Rodrigues da Silva, Hartmut Beurlen, José Adilson Dias Cavalcanti, Maria da Glória da Silva, Vilson Marques Dias, Ádila Ferreira Costa, Lauro César Montefalco de Lira Santos & Roberto Batista Santos*

INTRODUÇÃO	343
O ARCABOUÇO TECTÔNICO GERAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA	343
MINERALIZAÇÕES NO ARQUEANO E PALEOPROTEROZOICO	348
Complexo acamadado com cromita e elementos do grupo da platina de Tróia	348
Mineralizações de ferro associadas a sulfetos em rochas metamárfico-ultramáficas (tipo IOCG)	350
Depósitos metassedimentares supergênicos de manganês	352
DEPÓSITOS DE Fe-Ti±V±Cr±Cu EM TERRENO METAMÓRFICO DE ALTA PRESSÃO TONIANO	353
FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS EDIACARANAS (TIPO RAPITAN)	356
SKARNS POLIMETÁLICOS DA FAIXA SERIDÓ	357
PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DO SERIDÓ	363
OUTROS DISTRITOS PEGMATÍTICOS	367
MINERALIZAÇÕES DE OURO OROGÊNICO	368
DEPÓSITOS DE U-P e U-P-ETR METASSOMÁTICOS	372
DEPÓSITOS ESTRATIFORMES E HIDROTERMAIS DE Cu e Cu-Fe	380
REFERÊNCIAS	384

### METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA BORBOREMA MERIDIONAL: FAIXAS SERGIPANA, RIACHO DO PONTAL E RIO PRETO

*Elson P. Oliveira, Alexandre Uhlein, Fabrício A. Caxito & Marcos E. Silva*

INTRODUÇÃO	389
FAIXA SERGIPANA	389
Domínios litoestratigráficos	389
Estruturas regionais	393
METALOGÊNESE	394
Cobre e níquel	394
Cobre, ouro e ferro	394
FAIXA RIACHO DO PONTAL	395
Estratigrafia	396
Geologia estrutural e tectônica	399
METALOGÊNESE	401
Níquel	401
Cobre, zinco e ouro	402
Outros depósitos	402
FAIXA RIO PRETO	402
Estratigrafia	403
Geologia estrutural e tectônica	406
Geocronologia	408
Metalogênese	408
Manganês	408
Metacherts e lateritas ferro-manganesíferas	410



Outras ocorrências	411
REFERÊNCIAS	411

## METALOGÊNESE DA FAIXA ARAÇUAÍ: O DISTRITO FERRÍFERO NOVA AURORA (GRUPO MACAÚBAS, NORTE DE MINAS GERAIS) NO CONTEXTO DOS RECURSOS MINERAIS DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

*Francisco Teixeira Vilela, Antônio Carlos Pedrosa–Soares, Marco Túlio Naves  
de Carvalho, Ranufo Arimatéia, Eduardo Santos & Eliane Voll*

INTRODUÇÃO	415
CONTEXTO GEOLÓGICO	415
SUMÁRIO DOS RECURSOS MINERAIS DO ORÓGENO ARAÇUAÍ	418
O DISTRITO FERRÍFERO NOVA AURORA, NORTE DE MINAS GERAIS	419
Geologia do distrito ferrífero Nova Aurora	420
Petrografia e minerografia de depósitos de ferro da Formação Nova Aurora	422
COMENTÁRIOS FINAIS	428
Agradecimentos	428
REFERENCIAS	429

## METALOGÊNESE DA ZONA EXTERNA DA FAIXA BRASÍLIA

*† Marcel Auguste Dardenne & Nilson Francisquini Botelho*

INTRODUÇÃO	431
DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE FOSFATO	431
Depósitos de fosfato do tipo Campos Belos/Arraias	431
Depósitos de fosfato do Grupo Vazante	431
DEPÓSITOS DE CHUMBO E ZINCO	436
Depósitos Pb-Zn associados ao Grupo Vazante	436
Depósitos Zn silicatados de tipo Vazante	438
Depósitos Pb-Zn-CaF <sub>2</sub> associados ao Grupo Bambuí na zona cratônica	441
DEPÓSITOS DE OURO NA ZONA EXTERNA	442
Depósitos Au-EGP Paleoproterozoicos	443
Depósitos do tipo Buraco do Ouro	443
Depósitos do tipo Aurumina	444
Depósitos de Au Neoproterozoicos	444
A PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE GOIÁS	447
Depósitos de estanho e tântalo associados a granitos e pegmatitos tipo S	448
Depósitos de Sn associados a granitos tipo A	449
DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE URÂNIO	451
REFERÊNCIAS	452

## METALOGÊNESE DO ARCO MAGMÁTICO GOIÁS

*Claudinei Gouveia de Oliveira, Raul Minas Kuyumjian, Frederico Bedran Oliveira,  
Gustavo Campos Marques, Nely Palermo & Elton Luiz Dantas*

INTRODUÇÃO	455
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	455
O ARCO MAGMÁTICO GOIÁS	455
CARACTERÍSTICAS DESCRITIVAS DOS DEPÓSITOS DE Au, Cu-Au e Ni-Cu DO ARCO MAGMÁTICO	457
Depósitos de Cu-Au porfiríticos	457
Depósitos de Cu-Au e Au vulcanogênicos	460
Depósitos de Au orogênicos	462
Depósitos de Au tipo <i>Intrusion Related</i>	462
DEPÓSITOS DE Ni-Cu ASSOCIADOS A COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS	463
ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO DE Cu-Au e Au	463

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO	465
REFERÊNCIAS	465

## METALOGÊNESE DA FAIXA ARAGUAIA

*Marco Antônio Pires Paixão & Paulo Sérgio de Souza Gorayeb*

INTRODUÇÃO	467
AMBIENTE GEOTECTÔNICO	467
HISTÓRICO DE EXPLORAÇÃO E POTENCIAL MINERAL DA FAIXA ARAGUAIA	469
NATUREZA E ORIGEM DOS OFIOLITOS DA FAIXA ARAGUAIA	470
MINERALIZAÇÃO SULFETADA DE Cu-Pb-Zn	472
DEPÓSITOS DE CROMITA	475
DEPÓSITOS DE NÍQUEL LATERÍTICO	479
DEPÓSITOS DE OURO	484
CONCLUSÃO	485
Agradecimentos	485
REFERÊNCIAS	485

## METALOGÊNESE DA FAIXA PARAGUAI

*Jorge Silva Bettencourt, Francisco Egídio Cavalcante Pinho, Élzio da Silva Barboza, Paulo César Boggiani & Mauro César Geraldês*

INTRODUÇÃO	489
ESTRUTURAÇÃO DA FAIXA PARAGUAI	489
Geologia regional	489
Faixa Paraguai Meridional	491
Faixa Paraguai Setentrional	491
Faixa Paraguai Oriental	492
OURO DA FAIXA PARAGUAI	492
Resenha histórica	492
Depósitos e ocorrências da baixada Cuiabana	493
Depósitos e ocorrências da região de Nova Xavantina	495
FORMAÇÕES FERRÍFERAS E MANGANESÍFERAS	496
Maciço de Urucum	496
ÁREAS POTENCIAIS PARA EXPLORAÇÃO MINERAL E PERSPECTIVAS FUTURAS	497
Agradecimentos	498
REFERÊNCIAS	498

## METALOGÊNESE DA FAIXA RIBEIRA

*Ronaldo Mello Pereira, Monica Heilbron & Cláudio Valeriano*

INTRODUÇÃO	501
CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL	501
A Faixa Ribeira resultante da amalgamação do Gondwana	501
Faixa Brasília Sul e a zona de Interferência	501
Faixa Ribeira Central	502
Faixa Ribeira Sul	503
PRINCIPAIS TIPOS DE DEPÓSITOS MINERAIS	504
Ouro	504
Metais base (Pb, Zn, Cu)	506
Pb-Zn-Cu filoneano	508
Manganês, níquel e alumínio	509
Mineralizações de metais raros relacionados a granitogênese Brasileira	511
Domínios scheelitíferos associados a faixas de rochas calcissilicáticas	513

CONSIDERAÇÕES	514
REFERÊNCIAS	514

## METALOGÊNESE DO CINTURÃO DOM FELICIANO E FRAGMENTOS PALEOCONTINENTAIS ASSOCIADOS (RS/SC)

*Eduardo Camozzato, João Ângelo Toniolo & Jorge Henrique Laux*

INTRODUÇÃO	517
DADOS HISTÓRICOS	517
ESTRUTURAÇÃO TECTONO-GEOLÓGICA	518
Limites dos terrenos	520
RECURSOS MINERAIS METÁLICOS	520
Generalidades	520
Au no terreno Taquarembó (RS)	520
Au (Cu, Pb, Zn) no terreno São Gabriel (RS)	521
Au-Cu±(Pb, Zn, Ag) em Lavras do Sul	527
Cu, Pb, Zn (Au, Ag) na Bacia Camaquã	530
Sn±W no RS (distrito Encruzilhada do Sul)	538
Pb, Mo (Cu, Sn) no batólito Pelotas	539
Au±Pb(Ag)±Zn±Cu (complexos granulíticos e Bacia Itajaí)	540
Au no Complexo Brusque (SC)	544
W±(Sn, Au, Mo) em SC	547
CONSIDERAÇÕES FINAIS	548
REFERÊNCIAS	549

## TERRENOS FANEROZOICOS

### POTENCIAL E CONTROLES METALOGENÉTICOS DE ETR, Ti E Nb EM PROVÍNCIAS ALCALINO-CARBONATÍTIAS BRASILEIRAS

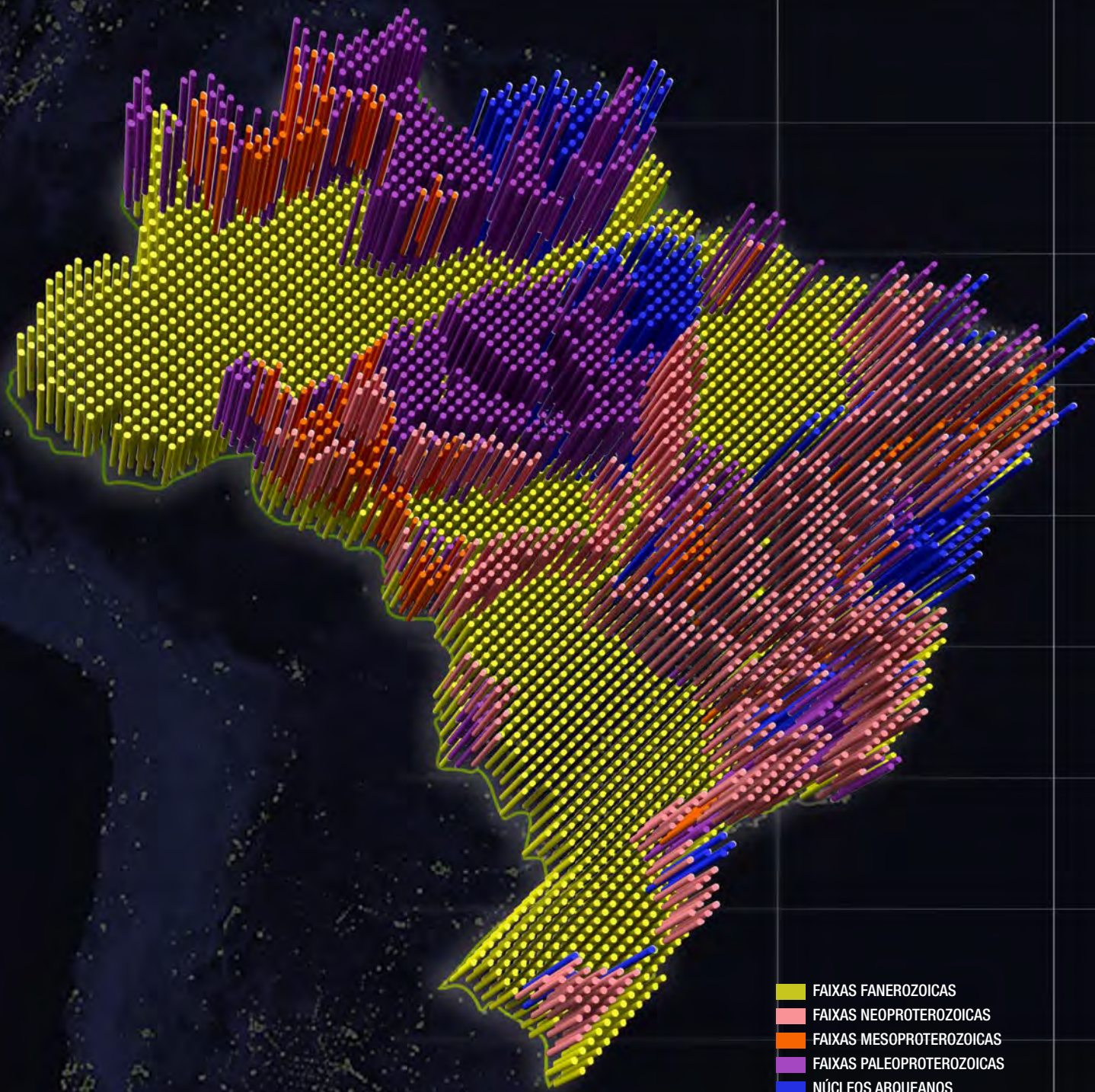
*Carlos Cordeiro Ribeiro, José Affonso Brod, Tereza Cristina Junqueira-Brod, José Carlos Gaspar, Matheus Palmieri, Pedro Filipe de Oliveira Cordeiro, Murilo Gomes Torres, Carla Bertuccelli Grasso, Elisa Soares Rocha Barbosa, Paulo Afonso Ribeiro Barbosa, Aldo José Duarte Ferrari & Caroline Siqueira Gomide*

INTRODUÇÃO	559
CONTROLES METALOGENÉTICOS REGIONAIS E GEOTECTÔNICOS	561
Provincialidade	561
Origem do magmatismo alcalino	565
CONTROLES METALOGENÉTICOS LOCAIS PRIMÁRIOS	566
Composição de complexos carbonatíticos	566
Afiliação geoquímica dos magmas parentais	567
Tipo de carbonatito predominante	568
Associação com foscoritos	569
Mecanismos de instalação ( <i>emplacement</i> ) e geometria dos corpos de minério	570
Processos de diferenciação em magmas alcalinos e carbonatíticos	571
CONTROLES METALOGENÉTICOS LOCAIS SECUNDÁRIOS	574
Cobertura laterítica superficial	575
Saprolito aloterítico	575
Saprolito isalterítico	575
Rocha alterada	576
OS DEPÓSITOS DE TERRAS RARAS, NIÓBIO E TITÂNIO DE CATALÃO 1	576
Depósito de terras raras	576
Depósito de titânio	580
Depósitos de nióbio	582
DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	584
REFERÊNCIAS	586

# **METALOGÊNESE DAS PROVÍNCIAS TECTÔNICAS BRASILEIRAS**

---





- FAIXAS FANEROZOICAS
- FAIXAS NEOPROTEROZOICAS
- FAIXAS MESOPROTEROZOICAS
- FAIXAS PALEOPROTEROZOICAS
- NÚCLEOS ARQUEANOS

# ESBOÇO TECTONO-GEOLÓGICO DO BRASIL



# A PLATAFORMA SUL-AMERICANA: UMA INTRODUÇÃO

BENJAMIM BLEY DE BRITO NEVES<sup>1</sup> & REINHARDT ADOLFO FUCK<sup>2</sup>

- 1 - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562 - Cidade Universitária, 05508-080, São Paulo, SP - E-mail: bbleybn@usp.br  
2 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, 70910-900, Brasília. E-mail: reinhardt@unb.br

## INTRODUÇÃO

A Placa Sul-Americana é um segmento litosférico de grandes proporções ( $>43.10^6$  km<sup>2</sup>), composto por uma parte continental, o continente Sul-Americano, e uma oceânica, consignada pela metade ocidental do Atlântico Sul. No contexto do continente Sul-Americano destaca-se uma área estável central e centro-oriental, caracterizada como ortoplataforma – a Plataforma Sul-Americana - margeada a norte, a oeste e ao sul por porções periféricas, de comportamento instável e de evolução principal ao longo do Fanerozóico. A definição de Plataforma Sul-Americana é adequada para este tipo crustal e litosférico, que funcionou como domínio estável em relação às faixas móveis que somam orogênias do Fanerozóico, hoje ocorrentes em suas margens norte (Andes Caribenhos), oeste (Variscanas/Gondwanides, Andinas) e sul (La Ventana, terrenos da Patagônia). A edificação e estruturação da plataforma foram completadas do Toniano (ca. 1.000Ma) ao Eo-Ordoviciano (ca. 470 Ma), sendo seu clímax de evolução alcançado no Neoproterozóico, durante a colagem orogênica do Brasileiro e, assim sendo, a caracteriza como uma entidade dita epi-Brasíliana.

A plataforma é constituída pelo amálgama de núcleos cratônicos de natureza diversa, pré-brasílianos, mais antigos que 900 Ma, e por um sistema complexo de faixas móveis neoproterozóicas (Fig. 1), sobretudo mas não exclusivamente brasílianas, após delongada história precursora de embaciamentos (*basin-forming tectonics*) marinhos, transicionais e continentais, e posteriores orogênias e colagens orogênicas, culminando com a fusão supercontinental. A plataforma é, na verdade, apenas fração importante, ocidental, do supercontinente Gondwana, uma das quatro gran-

des massas supercontinentais edificadas ao final do Neoproterozóico. A contraparte africana desta supermassa continental, aqui tratada, somente foi gradativamente sendo desgarrada da coirmã sul-americana a partir dos últimos 235 Ma, com a evolução do Atlântico (Equatorial, Central e Meridional), e o desenvolvimento subsequente da margem continental do tipo atlântica nos dois continentes antes unidos sob a designação de “Gondwana Ocidental”.

O limite oriental da plataforma inclui as bacias sedimentares costeiras desenvolvidas no pós-triássico e que constituem a Província Costeira e Margem Continental (Almeida *et al.* 1981). As margens ocidental (com os Andes, *sensu lato*), norte (com os Andes Caribenhos) e sul (Sierra de La Ventana) são traçadas, mas ainda sem a precisão desejável. A dificuldade de tal traçado decorre da presença de coberturas modernas que não permitem marcar de forma inquestionável o limite entre os tratos estáveis e as faixas orogênicas fanerozóicas (e/ou de partes por elas “regeneradas”). É necessário ressaltar que a entidade cratônica (sin-Hercínica, sin-Andina, epi-Brasíliana) aqui em epígrafe, inicialmente chamada de Plataforma Brasileira (Almeida 1967), inclui praticamente todo o Brasil e parcelas significativas de Colômbia, Venezuela, Guianas (que ao norte constituem a extensão do Cráton Amazônico) e, ao sul-sudoeste, inclui partes de Argentina, Paraguai e Uruguai, onde continuam as faixas Pampeana e Dom Feliciano e o Cráton Rio de La Plata.

O contexto litosférico e crustal estável do continente Sul-Americano é assim definido, sobretudo por observações geológico-geotectônicas de superfície, cabendo assinalar que é apenas parte de uma entidade que teve dimensões prévias bem maiores, pois comprovadamente perdeu frações



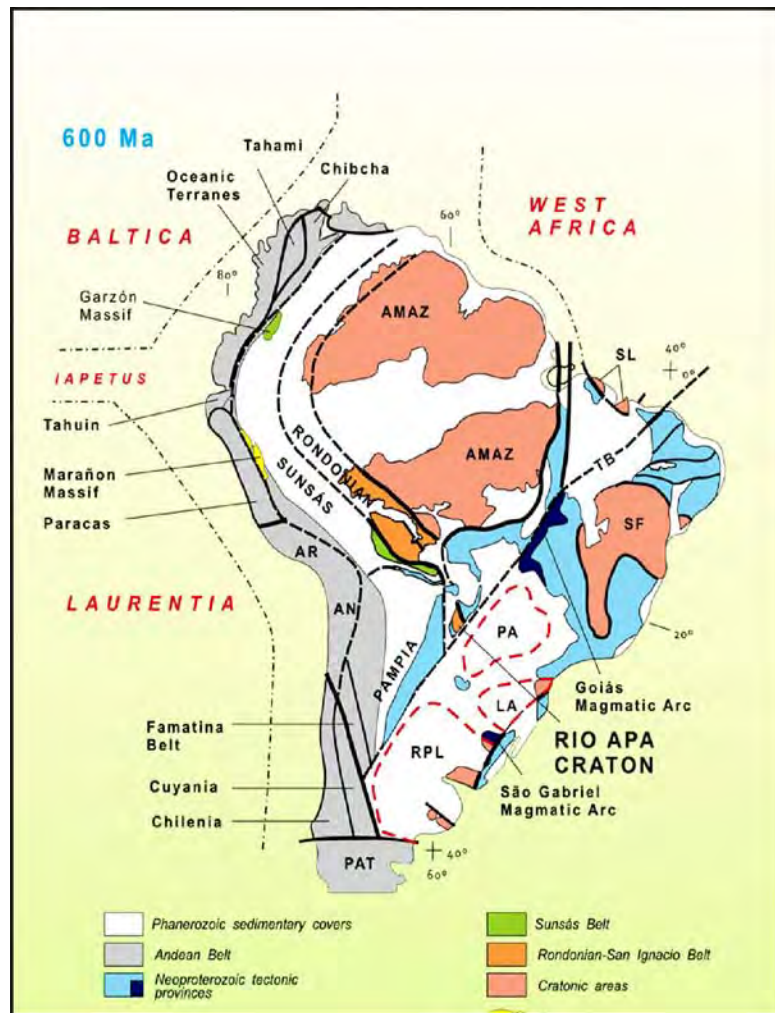


Figura 1 – Esquema tectônico simplificado do continente sul-americano. A parte cinza a oeste (cadeia andina) e a sul (maciços da Patagônia) não fazem parte da plataforma topônima. Cratons Sinbrasilianos: AMAZ (Amazônico), SL (São Luís), SF (São Francisco), PA (Parapanema), LA (Luiz Alves), RLP (rio de La Plata). Em azul estão as principais províncias estruturais brasileiras e em branco as coberturas fanerozóicas indiscriminadas. Modificado de Cordani (2010).

consideráveis de sua periferia norte e oeste, envolvidas (“regeneradas”, “descratonizadas”) nos processos orogênicos fanerozóicos. Esta concepção tem algum respaldo sobretudo, mas não exclusivamente, em dados gravimétricos e sísmicos (vide Oliveira & Andrade, neste volume). Em verdade, há demanda muito grande por incremento em dados e respaldo geofísico, de forma a aprimorar o conhecimento e a demarcação dos domínios estáveis (cratônicos) e não estáveis (orogênicos) do continente.

É preciso ressaltar que há 900 Ma de anos os núcleos cratônicos a serem discutidos (Amazônico, S. Luís-W África, São Francisco etc.) estavam em posições bastante diferentes das atuais, distanciados de centenas e até milhares de quilômetros uns dos outros, e participando de outra enti-

dade geotectônica de natureza supercontinental, o supercontinente Rodínia (Fig. 2) (Li *et al.* 2008, Pisarevski *et al.* 2008, dentre muitos outros). As faixas móveis brasileiras para as quais estes núcleos cratônicos, descendentes da fissão de Rodínia, constituíram os referenciais estáveis, só foram, pois, desenvolvidas após a fragmentação diacrônica desse supercontinente seminal. Estima-se que o desenvolvimento da colagem orogênica do Brasiliano tenha decorrido entre *ca.* 830 Ma até o limiar do Fanerozóico, *ca.* 470 Ma, no Ordoviciano Inferior. A última idade é a referência para marcar o final da aglutinação/fusão de Gondwana Ocidental e o limiar de sua estabilização.

Praticamente todas as faixas móveis da colagem Brasileira apresentam continuidade na África (Pankhurst *et al.* 2008, entre outros) e as por-



Figura 2 - Mapa esquemático dos descendentes do Supercontinente Rodínia que estão na América do Sul : (Crátons e blocos de A a N. Na coluna superior as indicações de idades dos núcleos cratônicos e das Faixas Móveis Paleoproterozóicas (do Riaciano, do Orosiriano e do Estteriano) e Mesoproterozóicas (Esteriano). Modificad de Fuck et al. (2008).

ções que iremos considerar e discutir são as que ficaram do nosso lado após a deriva pós-Triássico, após a fissão de Pangea. Assim, a conscientização sobre o fator tempo e sobre os processos de aglutinação/fusão e fissão/dispersão das massas supercontinentais é condição fundamental para entender o trato estável aqui designado e discutido como Plataforma Sul-Americana.

O que denominamos de núcleos cratônicos do interior da plataforma são os fragmentos maiores herdados da fissão da massa supercontinental de Rodínia (Fig. 2). As frações de Rodínia funcionaram como placas continentais e desenvolveram margens continentais do tipo Atlântico durante o Neoproterozóico, e as partes restantes dessas placas, em grande parte regeneradas nas suas bordas, vieram a constituir os núcleos dito cratônicos. Estes núcleos foram domínios estáveis que atuaram como antepaíses no concerto das orogênias brasileiras. Porções consideráveis dos fragmentos menores e das margens dos maiores fo-

ram "regeneradas" ou "descratonizadas" nos eventos tectônicos, termais e somáticos (como granitização de forma geral, *underplating* etc.) das orogênias do Brasiliano. Alguns dos fragmentos/descendentes menores de Rodínia, e portanto coirmãos dos crátons do Brasiliano, constituem partes importantes do mosaico de faixas móveis, estando nelas incluídos como *basement inliers* de diversas ordens e grau de envolvimento, sendo em geral e informalmente chamados de "maciços". Os *inliers* atuam ora ramificando as faixas móveis, quando frações de menor grau de retrabalhamento, ora como integrantes dos seus internides, representando frações que perderam todas as características prévias de estabilidade e adquiriram novas tramas estruturais.

A história e trama da plataforma devem ser abordadas focando dois contextos distintos de evolução: os crátons e maciços compostos por rochas do Arqueano ao final do Mesoproterozóico, filiados à história e trama de Rodínia; e as das

faixas móveis neoproterozóicas. Neste último conjunto dois grupos maiores devem ser destacados. Um do período Toniano, presente até o momento nas províncias Borborema (orogenia “Cariris Velhos”, entre 1000 e 930 Ma, Santos *et al.* 2010), Tocantins (Mara Rosa, entre 920-880 Ma, Junges *et al.* 2008) e na Mantiqueira Central (parte da Faixa Itaiacoca, Poidevin *et al.* 1997, Basei 2005). Outro conjunto de orogenias mais abrangente e que compreende todo o somatório de orogenias do Brasileiro (a colagem do Brasileiro *sensu lato*), desenvolvidas entre ca. 850 e ca. 480 Ma, na qual é possível discriminar vários estágios e etapas. Todas as unidades tectônicas e litoestruturais que precederam este segundo e mais importante conjunto de eventos foram invariavelmente retomadas, em diferentes circunstâncias e graus de intensidade, e em nível crustal variado.

As faixas móveis geradas nas orogenias neoproterozóicas contêm registros litoestruturais procedentes de diversos tipos de bacias e pilhas vulcanossedimentares continentais, transicionais e oceânicas, separados por altos estruturais de diversas naturezas. No interior das faixas comumente ocorrem frações do embasamento, tanto de rochas de alto e médio grau de metamorfismo, assim como de coberturas pré-900 Ma. Os tratamentos/altos do “embasamento” condicionam a ramificação destas províncias neoproterozóicas. No entanto, muitos dos blocos inicialmente discriminados como “altos” ou *basement inliers* significativos, divisores de ambientes, têm sido, na óptica e análise de escalas maiores, configurados como lascas de embasamento, frações de faixas móveis do Mesoproterozóico, etc., de forma que o estudo mais detalhado e o reexame destas unidades tectonoestruturais e demais contextos pré-900 Ma se faz sempre necessário (vide Quadro 1).

Algumas das faixas móveis admitem e apresentam claro zoneamento, tanto paleogeográfico (faixas marginais, faixas distais, ambientes continentais, transicionais etc.), quanto sob a óptica dos processos deformacionais (internidas, altos estruturais, externidas etc.). Em praticamente todos os ramos dos sistemas de faixas de dobramento têm sido possível determinar, ou inferir, polaridades sedimentar, metamórfica e orogênica, tendo por referência um núcleo cratônico. As faixas marginais proximais dos núcleos cratônicos invariavelmente apresentam esta possibilidade, com notória vergência para os mesmos e consubstancian-

do cenários exemplares de *thrust-and-fold belts* que permitem observar, com clareza, a polaridade sedimentar e deformacional em relação ao núcleo cratônico.

Na forma semifinal dos mosaicos de estruturas brasileiras, isto é, o arranjo de crátons e faixas móveis, os processos de extrusão pós-colisional foram decisivamente importantes em tempos pré-Ordovicianos. Claramente, os processos colisionais ocorreram e a convergência continuou como observado em praticamente todas as províncias estruturais brasileiras e nas suas coirmãs africanas. Assim, a ação da tectônica transcorrente foi efetiva e criou e reaproveitou falhas precedentes para comandar rejeitos direcionais de dezenas e mesmo centenas de quilômetros. Dessa maneira, a visão bidimensional, cartográfica hoje observada e descrita é significativamente distinta da que antecedeu o final dos processos orogênicos. O resgate dos cenários paleogeográficos e dos quadros tectônicos iniciais deve considerar estes fatos, e mais, precisa considerar a visão de conjunto, com foco também na continuidade na África, de praticamente todas as províncias.

É necessário acrescentar que a Província Pampeana, de idade cambriana, situada no sudoeste do continente e que foi parte da Plataforma Sul-americana, está hoje inserida no contexto das áreas regeneradas (Almeida 2004), à semelhança dos muitos outros blocos proterozóicos conhecidos no interior das cadeias fanerozóicas (Fuck *et al.* 2008, Cardona *et al.* 2009, dentre outros) que foram intensamente remobilizados e desestabilizados nas orogenias pós-brasilianas.

## **OS NÚCLEOS CRATÔNICOS**

Os núcleos cratônicos são frações continentais geradas com a fissão de Rodínia. A análise de sua constituição tectônica e litoestrutural, essencialmente embasamento pré-Neoproterozóico dos ciclos geotectônicos neles consignados, possibilitam discriminar dois grupos distintos: de um lado o Cráton Amazônico e, de outro, os demais crátons (São Luis-Oeste África, São Francisco-Congo, Luis Alves, Rio de La Plata). Às características deste segundo grupo se alinham muitas das unidades geotectônicas (“maciços” e litótipos afins) de embasamento regenerado que afloram ostensivamente, e os que não afloram, como os sotopostos às grandes sinéclises, como, por exemplo, os blo-

Quadro 1 – A saga dos descendentes de Rodínia nas assembléias de Gondwana Oriental e no Pós-Pangea.

1- Segmentos com máxima integridade preservada	Amazônico (+Rio Apa)	Eventos do Brasileiro fracamente registrados
2- Segmentos com preservação relativa de integridade. Pequenas perdas territoriais	São Francisco-Congo São Luis Rio de La Plata Paranapanema Parnaíba Luiz Alves	Importantes processos de regeneração tectônica circunscreve os blocos, localmente penetra seu interior
3- Blocos/domínios intensamente retrabalhados durante o ciclo Brasileiro. Deformação dúctil parcial	Maciço Central Goiás Troa-Tauá Ceará Central Sobradinho	Terrenos paleoproterozóicos com núcleos arqueanos, com sobreposição de eventos de deformação e granitização parciais
4- Blocos/domínios intensamente retrabalhados durante o ciclo Brasileiro. Deformação dúctil significativa	Pernambuco-Alagoas oriental Guanhães Curitiba Alto Moxotó (TAM) Rio Piranhas	Como acima, com intenso retrabalhamento tectônico-termal e magmático, participando efetivamente de estruturas brasileiras
5- Blocos/domínios do embasamento submetidos inteiramente a deformação dúctil do Brasileiro	Gouveia Juz de Fora Quirino-Dorânia Aurizona-Ticunzal	A infraestrutura das províncias brasileiras. Frações do embasamento (Arqueano + Paleoproterozóico) reconhecidas com auxílio da geologia isotópica
6a- Terrenos e Faixas paleo a mesoproterozóicas retrabalhadas no interior de províncias estruturais brasileiras	Espinhaço-Chapada Diamantina Orós-Jaguaribe Serra de Iaberaba-Águas Claras- Votuverava Terreno Punta del Leste Cariris Velhos-Mara Rosa- Itaiacoca	O grau de retrabalhamento pode ocasionalmente variar das áreas cratônicas (onde são coberturas) para os interiores das faixas móveis brasileiras
6b- Terrenos e Faixas paleo a mesoproterozóicas retrabalhadas no interior das províncias famatinianas, hercinianas e andinas	“Garzon-Sta Marta” Arequipa-Antofalla “Terreno Occidentalia” Pampia Cuyania/Pré- Cordilheira	O retrabalhamento Brasileiro pode ou não existir. Os processos deformacionais fanerozóicos, de nível crustal profundo, são predominantes

cos Parnaíba e Paranapanema.

O Cráton Amazônico tem reconhecida afinidade com os blocos do hemisfério norte (Laurentia, Báltica), particularmente pela semelhança na evolução geral com a daqueles blocos norte-americanos (Brito Neves 2005) e com a de alguns coirmãos regenerados presentes no interior e na parte mais oriental da Cadeia Andina (e.g. Arequipa, Antofalla, Cuyania etc.). Várias outras características podem ser assinaladas como peculiares e intrínsecas deste maior e mais completo dos descendentes de Rodínia.

Esta fração continental cratônica (> 5,5.10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>) é maior que todas as demais, e apresenta o mais completo registro de sistemas do Arqueano ao final do Mesoproterozóico. Na sua porção mais oriental expõe núcleos arqueanos circunscritos por faixas móveis do Paleoproterozóico, formando um conjunto muito semelhante ao de “Hudsonia” ou Cráton Hudsoniano (Reed Jr. *et al.* 1993). A partir desta massa centro oriental do Paleoproterozóico inferior e médio, o Cráton Amazônico apresentou crescimento quelogênico, com o desenvolvimento de faixas móveis acrescionárias do Paleoproterozóico (Ventuari – Tapajós, do Orosiriano e a Rio Negro-Juruena, a única de idade estateriana do continente), do Mesoproteróico (Santa Helena,

Sunsás-Aguapeí, Nova Brasilândia, etc.), progressivamente mais jovens de nordeste para sudoeste. Há evidências geológicas e isotópicas de uma dimensão pretérita ainda maior deste cráton para oeste, de acordo com os dados de *basement inliers* das cordilheiras andinas orientais. A faixa estateriana Rio Negro-Juruena, em particular, apresenta provável continuidade para os continentes norte-americano (Província Transcontinental) e europeu (Gothian). A continuidade de Sunsás-Aguapeí/Nova Brasilândia com o Grenvilliano (Norte América e Europa) é uma possibilidade bastante debatida na literatura internacional.

A este quadro quelogênico de crescimento crustal, orientado de nordeste para sudoeste, se sobrepôs outro similar, de atividades anorogênicas, de extraordinária riqueza de tipos e variedades de processos (granitos diversos, intrusões alcalinas, tafrogenia e implantação de bacias sedimentares e vulcanossedimentares) que foram progressivamente se instalado nas áreas que foram gradualmente sendo estabilizadas. Estas atividades foram respostas tanto de processos infracrustais (manto ativado, plumas, pontos quentes) como também de atividades reflexas no interior das áreas estabilizadas, resultantes de vários processos de litosfera ativada, devido à interação em mar-

gens das placas. Estes eventos mostram registros multiformes entre 2,0 Ga e 0,98 Ga e ampla distribuição no espaço, do que decorrem muitos problemas de terminologia e classificação estratigráfica, ainda distante de uma síntese ideal. Estes processos anorogênicos, lado-a-lado com eventos orogênicos, são de riqueza e variedade sem similar no mundo, com exposições sobejas, malgrado condições de floresta tropical. A rigor, são ocorrências mais exuberantes de que as do bloco norte-americano, onde se situa a continuidade de embasamento e cobertura, tendo em vista que, naquele continente, a cobertura paleozóica é muito mais extensa e melhor preservada e que em muito obscurece o Pré-Cambriano.

Os demais núcleos cratônicos têm grande afinidade ente si e com os do bloco africano, razão pela qual são conhecidos como entidades “gondwânicas”. São de dimensões menores, em geral inferiores a  $1.10^6$  km<sup>2</sup> e incluem núcleos microcontinentais do Arqueano amalgamados por faixas móveis do Paleoproterozóico, sobretudo do Riaciano. Não há registros concretos de orogenias pós-Orosiriano, e/ou mesoproterozóicas. Merecem destaque as coberturas de plataforma vulcano-sedimentares e sedimentares, moderadamente dobradas, do Paleoproterozóico Superior, Mesoproterozóico e amplas bacias do Neoproterozóico. Em alguns casos, verifica-se que parte destas coberturas meso- e neoproterozóicas possuem flagrante continuidade litoestratigráfica com as sequências supracrustais das faixas móveis marginais aos crátons.

As características destas porções extra-Amazônicas podem ser estendidas, de certa forma, e de acordo com os dados disponíveis, a muitas das unidades do embasamento das faixas móveis do Neoproterozóico, onde estas unidades litoestruturais estão reestruturadas em nível crustal profundo. Este é o quadro geológico-geotectônico que se encontra igualmente configurado na maioria incontestada das exposições diretas e indiretas do embasamento, inclusive os chamados *basement inliers*, profundamente transformados por eventos do Brasiliano nas quatro grandes províncias neoproterozóicas, como será visto. Esta descrição parece possível de ser aplicada também aos núcleos supostamente cratônicos do substrato das grandes sinéclises do Paraná (bloco Paranapanema) e do Parnaíba (bloco Parnaíba), de acordo com os poucos dados geológicos e geofísicos, e ou-

tras inferências da geologia regional alinhavadas até o presente.

### **OS COIRMÃOS “DESCRATONIZADOS”**

Considerando a Plataforma Sul-Americana como entidade epi-Brasiliana, é preciso reiterar que são muitos os contingentes litoestruturais mais antigos, de embasamento, presentes não apenas nas áreas cratônicas, mas também fora delas, no interior de faixas móveis de diferentes ciclos. Em pretensa ordem ideal, ocorrem desde segmentos pré-tonianos do embasamento caprichosamente preservados, como é o caso do Cráton Amazônico, seguidos de segmentos com diferentes graus de retrabalhamento representados pela maioria dos demais crátons e dos chamados “maciços” e de outras frações de embasamento completamente ductilizadas (vide Quadro 1).

Mesmo em áreas cratônicas, diversos vestígios e registros da penetração da deformação brasileira têm sido detectados, em número crescente de casos na medida em que o conhecimento geológico e geocronológico avança. O Quadro 1 é uma tentativa de discriminar alguns casos e classificar preliminarmente os tipos e modos de retrabalhamentos observados até o presente.

O emprego do termo “maciço” deve ser encarado como artifício descritivo, de caráter informal e necessariamente passageiro. Em todos os casos deve ficar implícita a premência de classificação adequada, em acordo com o avanço do conhecimento. Algumas vezes, os maciços refletem contexto tectônico singular de vulto (e.g. microcontinente, microplaca, terreno tectonoestratigráfico), mas em outras, as áreas designadas como “maciços”, ao curso da regionalização tectônica preliminar, agregam diferentes contextos tectônicos e outras frações litoestruturais da infraestrutura. Em síntese, a aplicação do termo “maciço” exige cautela e reexame frequente de suas características. Por outro lado, a par dos crátons e “maciços”, deve ficar claro que frações do embasamento de várias idades foram também retrabalhadas de diversas maneiras no interior das faixas móveis do Fanerozóico, durante as interações de placas e eventos do Famatiniano, Hercínico e Andino. A identificação das porções retrabalhadas no contexto da plataforma e das faixas móveis fanerozóicas e a compreensão sobre o papel que estas porções desempenham antes e durante

as orogenias em que foram envolvidas, é um desafio da pesquisa geotectônica, e um alerta contra simplismos apressados.

O grau de retrabalhamento tectônico-magmático das unidades pré-brasilianas varia amplamente. Há registros de casos desde fragmentos do embasamento arqueano, paleoproterozóico e/ou mesoproterozóico praticamente preservados, até extremos de porções litoestruturais totalmente “regeneradas” ou “descratonizadas” e incorporadas nas zonas internas de faixas móveis neoproterozóicas, como é o caso de algumas ocorrências/blocos clássicos como Guanhões, Cabo Frio, Punta del Leste, Terreno Alto Moxotó, Terreno Alto Pajeú etc. E também, por seu turno, há casos no interior das faixas fanerozóicas, como Pâmpia, Cuyania, Arequipa, Garzon- Santa Marta, etc.

Processos de “descratonização”, como acima apontados, estão na ordem do dia da investigação geotectônica e são temas ditos de vanguarda (o quê?, como? e por quê?). O continente Sul-Americano, como um todo, contém exemplos notáveis de tratos considerados como da mesma natureza original do que os domínios cratônicos, mas que estão diversamente regenerados. A título de comparação, no Quadro 1 os crátons brasileiros são mostrados (itens 1 e 2) para servirem de referência aos casos de processos de “descratonização” mais latentes e sensíveis que atingiram os mais diversos coirmãos. O Quadro 1 reflete o conhecimento atual e, por isto, tem validade temporal, é de difícil aceitação consensual e é apenas um apoio ao presente texto.

## **EVOLUÇÃO CRUSTAL E REGISTROS DE TENDÊNCIAS E PARTICULARIZAÇÕES**

Os registros litoestruturais do Arqueano e do Paleoproterozóico nos núcleos cratônicos, “maciços” e no embasamento das faixas móveis proterozóicas da Plataforma Sul-Americana guardam semelhanças com os clássicos registros descritos em outros continentes, como no Canadá e África do Sul, com poucas particularidades merecedoras de registro. Poderíamos, por exemplo, assinalar a relativa escassez de terrenos komatiíticos em alguns dos nossos *greenstone belts* ou, ainda, mencionar os registros conspícuos do Sideriano, que é uma particularização interessante da evolução crustal. Outras feições de semelhança e diferenças virão no bojo dos demais capítulos deste li-

vro. Dessa forma, as propostas esquematizadas nos Quadros 2 (Arqueano) e 3 (Paleoproterozóico), apesar das limitações deste tipo de sistematização, sintetizam de forma introdutória o patrimônio litoestrutural e a evolução crustal dos sistemas que estão melhor expostos na plataforma.

No tocante ao Mesoproterozóico e a partir do Estateriano Superior, são consignadas diferenças significativas entre o registro da região amazônica, que guarda afinidades com os continentes do hemisfério norte, e da região extra-amazônica, parte central e sudeste da América do Sul, que mostra afinidades com os continentes gondwânicos ocidentais.

No Cráton Amazônico, como mencionado, verifica-se uma evolução marcada por sucessivas orogenias, com crescimento quelogênico de nordeste para sudoeste bem marcado no tempo, de forma a sobrepular os eventos de tafrogênese, que em geral possuem papel subordinado. Na porção extra-Amazônia predomina a tafrogenia, com magmatismo anorogênico diversificado, processos extensionais e formação de bacias (*basin-forming tectonics*) e onde orogêneses segundo o Ciclo de Wilson são, até o momento, desconhecidas e a presença, ou não de processos contracionais tem sido foco freqüente de questionamento e discussão. Em consequência, a esquematização dos registros dos sistemas, a partir do Estateriano, é feita com o emprego de dois quadros diferentes (Quadros 4 e 5).

No caso do desenvolvimento dos processos do Neoproterozóico e seus registros, a parte central e sudeste do continente, isto é, dita extra-amazônica é que foi a privilegiada. Na porção amazônica, os registros do Neoproterozóico estão presentes em zonas periféricas e localmente, de forma atenuada e/ou indireta, quando não totalmente ausentes.

Dois conjuntos de eventos tectônicos foram discriminados no setor central e centro-oriental do continente. Um é referente ao Toniano (pré-850 Ma) e ocupa espaços muito modestos das três maiores províncias estruturais e sem registros consignados na Província Pampeana. O outro conjunto, mais importante e abrangente e com franca sobreposição ao primeiro e ao embasamento pré-Neoproterozóico em geral, corresponde a uma configuração e trajetória típicas de colagem orogênica, com a somatória de três a quatro ciclos orogênicos (“processos concretos de interação de

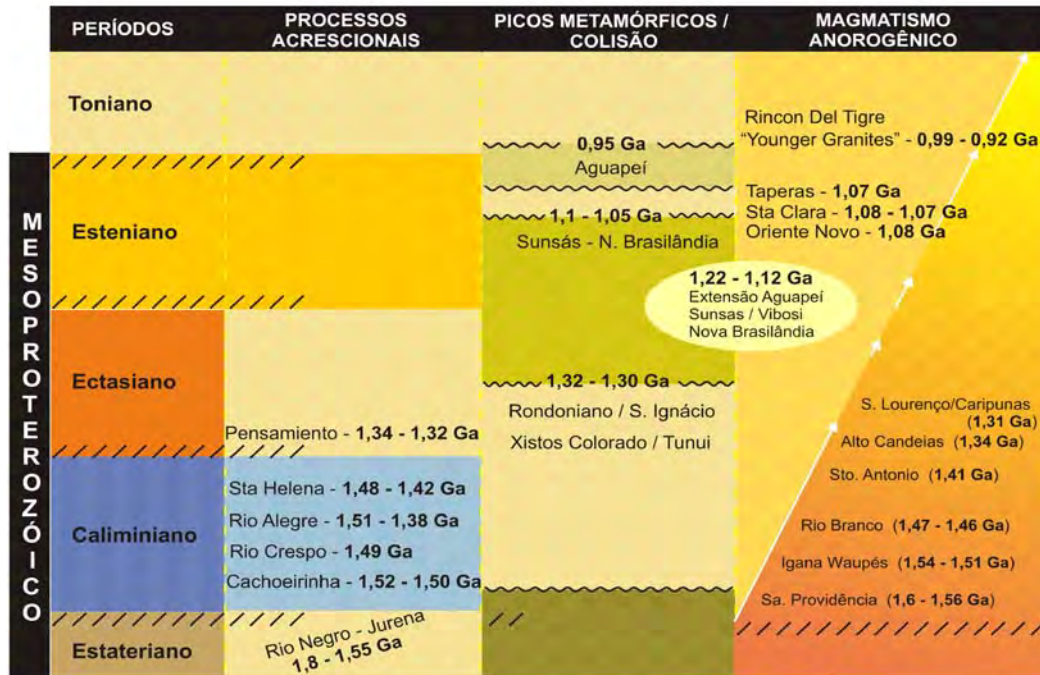
Quadro 2 – Arqueano na América do Sul – Diversidade dos registros e da tectônica.

<p><b>Valores cronológicos</b> : paleoarqueanos (&gt; 3,2 Ga) raros; mesoarqueanos (3,2 -2,8 Ga) esparsos, mas comuns; neoarqueanos (2,8-2,5 Ga) freqüentes.</p> <p><b>Registros</b>: Núcleos de típicos e predominantes terrenos HGT (TTG) e LGT (<i>greenstone belts</i> ), com intrusões máfico-ultramáficas, um caso de processo de rifte (Serra dos Carajás). Localmente coberturas vulcanossedimentares (Águas Claras, Inajá)</p> <p><b>Localização</b>: Núcleos cratônicos das faixas móveis proterozóicas em geral, "maciços"/ terrenos e excepcionalmente expostos em janelas pontuais de embasamento de faixas móveis</p>	
<p>PRESEÇA NAS PROVÍNCIAS ESTRUTURAIS CRATÔNICAS</p>	<p>Grandes blocos/domínios para-autóctones, circundados por faixas paleoproterozóicas (Rio Maria + Serra do Carajás = Bloco Xingu)</p> <p>Blocos (antigas placas continentais) alóctones, aglutinados durante orogenias do Paleoproterozóico (Gavião-Lençóis, Serrinha, Jequié, Campo Belo, etc.)</p> <p>Remanescentes arqueanos (<i>slivers</i>, terrenos, escamas, domos gnáissicos, etc.) trapeados e preservados no interior de faixas móveis paleoproterozóicas (e.g. Amapá Central, Bação, Guanhões)</p> <p>Protólitos diversos, não necessariamente aflorantes, indicados localmente por dados geocronológicos (Sm-Nd, U-Pb etc.)</p> <p>Domínios/tratos de rochas arqueanas presumidos/plausíveis no substrato das grandes bacias sedimentares paleo-, meso-, neoproterozóicas e fanerozóicas</p>
<p>PRESEÇA NO INTERIOR DE PROVÍNCIAS ESTRUTURAIS BRASILIANAS</p>	<p>Maciço de Goiás - antiga microplaca continental aglutinada durante a colagem das faixas Brasília, Paraguai e Araguaia. Terrenos tipo TTG e <i>greenstone belt</i>.</p> <p>Maciços/<i>basement inliers</i> aglutinados na Província Borborema (Tróia - Cruzeta, São José do Campestre, Granjeiro, etc.).</p> <p>Remanescentes arqueanos do interior de faixas paleoproterozóicas (como acima) que atuam como embasamento de faixas brasileiras.</p> <p>Locais i ndícios de fontes arqueanas não aflorantes ou ainda não identificadas por estudos isotópicos de protólitos e de zircões detríticos.</p>

Quadro 3 – Principais processos/registros geológicos do Paleoproterozóico.

Eventos e processos orogênicos	Magmatismo anorogênico e outros processos	Estágios sedimentares
<p>Importante registro de uma província acrecionária, Rio Negro-Juruena (+Alto Jauru + Rio Apa), provável parcela do Transcontinental norte-americano- (1,8-1,55Ga)</p>	<p>Processos de ruptura de vulto em todos os blocos paleoproterozóicos. Vulcanismo félsico, tufos e traps. Enxames de diques. Magmatismo granítico (tipo A) e localmente associações AMCGr</p>	<p><i>Basin-forming tectonics</i> em todos os blocos paleoproterozóicos, com sedimentação continental e marinha rasa de até milhares de metros. Parte foi incorporada como supracrustais em faixas móveis brasileiras</p>
<p>Registro marcante de processo orogênico acrecionário (Ventuari- Tapajós) e outro colisional (Jacobina-Contendas) entre outras ocorrências esparsas (como no Rio Apa, em Cabo Frio etc.) (entre 2,0 e 1,8 Ga)</p>	<p>Extenso vulcanismo félsico a intermediário (Uatumã) + plutonismo intenso e variado (tipo A) Complexo máfico-ultramáfico e primeiro complexo carbonatítico</p>	<p>Primeiro registro de amplas áreas cratonizadas pós-Riaciano na Amazônia: Grupo Roraima</p>
<p>Mais importantes ciclos de evolução orogênica, acrecionárias e colisionais, estas com intenso retrabalhamento de blocos arqueanos interiores e marginais. Registros presentes tanto no embasamento dos núcleos cratônicos quanto no das faixas móveis brasileiras. Idades entre 2,3 e 2,05Ga)</p>	<p>Plutonismo granítico e sienítico importante, privilegiando áreas que foram sendo gradativamente (pós 2,3 Ga) consolidadas</p>	<p>Vários grupos sedimentares de <i>greenstone belts</i> e seqüências afins</p>
<p>Ocorrências locais de TTG e LGT, associados com desenvolvimento de arcos. (2,45-2,3 Ga)</p>	<p>Magmatismo máfico ultramáfico local. Rifteamentos diversos, com ou sem enxames de diques e complexos alcalinos</p>	<p>Início de sedimentação de margens continentais e de alguns <i>greenstone belts</i> e de algumas faixas móveis</p>

Quadro 4 – Evolução crustal mesoproterozóica no Bloco Amazônico.



Quadro 5 – Evolução crustal mesoproterozóica nos domínios extra-Amazônia. Vulcanismo básico (VVV) e félsico (granítico principalmente +++) estão assinalados. Sedimentação em todos os períodos, mais destacada apenas no Ectasiano e, em parte no Esteniano, consorciada ou não com vulcanismo.



placas”) relativamente completos, responsável pela edificação da plataforma em discussão. Ainda não é possível discriminar, como desejável, a paleogeografia e a trajetória tectônica dos pro-

cessos tonianos, nem saber sua extensão real, uma vez que todos se localizam de forma subordinada à abrangência da colagem brasileira, quando os esforços contracionais iniciais foram impo-



nentes e seguidos por expressivos processos de extrusão do Neoeodiocarano ao Eo-ordoviciano.

## **PROVÍNCIAS NEOPROTEROZÓICAS - AS FAIXAS MÓVEIS**

### **Feições e Características Gerais**

Consoante Almeida *et al.* 1981, com poucas adaptações, a fração neoproterozóica, de filiação gondwânica, do embasamento da plataforma está representada e exposta significativamente em três grandes províncias estruturais: Borborema (Nordeste Oriental) Tocantins (Brasil Central, com ramificações para sudoeste e sudeste) e Mantiqueira (de este-sudeste para o extremo sudeste). Há outra província menor adicional, como (ex-)porção sudoeste da plataforma, a província Pampeana, situada nas fraldas da Cordilheira Andina e por esta bastante remobilizada. Uma conexão pretérita desta província com o ramo mais sul-ocidental da Província Tocantins (Faixas Paraguai-Valemi, que circunscrevem o bloco do Rio Apa) é bastante provável. Esta província, pela perda da estabilidade pós-Cambriana, deve ser considerada no contexto do continente, mas retirada do contexto estável da Plataforma Sul-Americana.

A identificação das províncias estruturais ocorreu há cerca de três décadas e já existem muitos elementos de conhecimento geológico, resultantes de mapeamento básico e de dados geocronológicos que permitem aprimorar a proposta original de Almeida *et al.* (1977, 1981). Ainda não houve nova proposta de discriminação de províncias e a pretérita foi muito bem fundamentada, ainda é útil aos nossos propósitos e será aqui seguida, com apreciações e comentários laterais quando necessários. Ao nível do conhecimento atual, todas as províncias permitem a identificação de subprovíncias, para as quais já existem algumas designações informais e/ou subentendidas, mesmo que não sejam totalmente consensuais.

O cenário das faixas móveis e províncias estruturais neoproterozóicas do continente apresenta muitas semelhanças com as pan-africanas. O grau de preservação dos registros litoestruturais é elevado, com muitos *orogenic belts* sobrepondo em número os orógenos "vestigiais" de Clifford (1970), e é possível resgatar muitas feições paleogeográficas e paleotectônicas valiosas. Localmente, em determinados sistemas, tem sido possível resga-

tar as antigas margens continentais "passivas" e "ativas", nestes últimos casos com evidências de contextos ofiolíticos e de arcos de ilhas e magmáticos etc. Nas zonas mais internas e nas mais afetadas pelos processos de extrusão, a problemática cresce substancialmente por obscurecimento das feições paleogeográficas devido à influência de novas tramas tectônicas, o que deixa muitos problemas em aberto.

Pelo menos dois ciclos distintos de evolução foram reconhecidos nas províncias, isto é, do Toniano (pré-850 Ma) e do Brasiliano s.s. (ca.800-470 Ma). A colagem orogênica que ocorreu durante este segundo termo foi muito mais abrangente, com claro *overprinting* em todos os desenvolvimentos anteriores (do Toniano e precedentes), predomina em área, e assim sendo, dificulta em muito a identificação de domínios geográfico-geológicos do primeiro ciclo e o estabelecimento de suas características. Na verdade, a individualização, compreensão e demarcação dos ciclos do Toniano ainda constituem temas embrionários. Há alguns candidatos a serem melhor investigados.

É oportuno reiterar que o panorama geológico-geotectônico expresso pela riqueza de registros e exposições nas províncias brasileiras é algo absolutamente próprio e difere dos contextos e arcabouços neoproterozóicos dos continentes setentrionais. Naqueles, as retomadas promovidas pela implantação das orogenias fanerozóicas foram intensas, assim como o recobrimento por sequências fanerozóicas foi mais vasto. Cabe reiterar também as semelhanças e continuidades de nossas províncias com as pan-africanas do continente africano, com as quais estiveram aglutinadas em Gondwana.

### **Características mais marcantes**

Sendo a Plataforma Sul-Americana caracterizada como epi-Brasílica, e como todas as províncias estruturais serão temas dos demais capítulos deste livro, aqui serão ressaltadas as características mais importantes, procurando pinçar, da melhor forma possível, a essência do conhecimento atual, a saber:

**a)** As províncias brasileiras estão situadas fundamentalmente entre núcleos cratônicos, os quais atuaram como paleocontinentes pré-mesoproterozóicos e como placas litosféricas durante o Neoproterozóico. Todos os núcleos cratônicos (vide

destaque no Quadro 1) são considerados como frações descendentes mais ou menos preservadas da fissão do Supercontinente Rodínia. Todas as províncias constituem complexos sistemas ramificados de orógenos (*branching system of orogens*), as ramificações sendo comandadas por diferentes tipos de *basement inliers* paleo- e mesoproterozóicos e alguns, mais raramente, do Arqueano. Muitos dos *inliers* mostram afinidades litoestruturais e cronológicas com os núcleos cratônicos, uma vez que são frações do mesmo todo (vide Quadro 1), deles diferindo pelo retrabalhamento tectônico-termal e magmático a que foram submetidos.

**b)** O reconhecimento de diferentes províncias, extensas como as da Borborema (ca. 450.000 km<sup>2</sup>), Tocantins (ca. 800.000 km<sup>2</sup>) e Mantiqueira (ca. 500.000 km<sup>2</sup>), certamente obedece razões geológicas próprias, mas também são substanciais as razões descritivas. As províncias possuem alguns ramos que apontam para nítidas conexões entre elas, assim como indicações e evidências de continuidade no continente africano. Este não é o caso da pequena Província Pampeana (ca. 240.000 km<sup>2</sup>), relativamente distante, isolada e tolhida de observação pelos sedimentos recentes do Chaco, e que foi, a princípio, colocada fora do contexto da plataforma por retrabalhamento pela margem andina desde o Ordoviciano, na orogenia famatiniana. Uma conexão pretérita com a Província Tocantins é provável e tema de investigação no presente. Todas as províncias admitem a possibilidade de reconhecer subprovíncias de acordo com a segmentação geográfico-geológica, seja de norte para sul ou de leste para oeste, e outras razões de cunho geotectônico, razão porque algumas designações novas têm sido introduzidas na bibliografia com a acepção informal de “subprovíncias”.

**c)** A forma final e atual das províncias foi absolutamente condicionada pelos importantes eventos de extrusão do final do Neoproterozóico ao Cambriano, fato comum em todo supercontinente Gondwana, de forma que a trama hoje apresentada difere em muito da organização paleogeográfica e litoestrutural do Neoproterozóico. Soma-se a isto a presença de coberturas sedimentares fanerozóicas de vários tipos, que cobrem mais de 3,5 milhões de km<sup>2</sup> da plataforma e interrompem a continuidade das faixas dobradas e dos “maciços” e parte dos crátons de referência. Destaque-se que, algumas vezes e em parte, estas cober-

turas podem refletir, ou destacar descontinuidades geotectônicas e estruturais do embasamento sotoposto (Brito Neves *et al.* 1984).

**d)** Nas províncias Tocantins (Mara Rosa, 920-860 Ma), Borborema (Cariris Velhos, 1000-930 Ma) e Mantiqueira (Itaiacoca, 1000-930 Ma), dentre outras candidatas, foram identificados registros de ciclos orogênicos “wilsonianos” relativamente bem preservados e datados do Toniano. Registros de remanescentes oceânicos, arcos de ilhas, arcos magmáticos e de granitóides (ortognaisses) colisionais puderam ser mapeados e datados. São casos considerados especiais, para os quais os eventos tectônicos e termais sobrepostos do Brasileiro não foram capazes de mascarar os registros litoestruturais de ciclos orogênicos precedentes, da parte inicial do Neoproterozóico. Se estes ciclos que antecedem o Brasileiro são parte da formação de Rodínia e, assim, seriam parte do contexto “grenvilliano”, quase global, ou se constituem um dos primeiros capítulos orogênicos pós-Rodínia, é ainda problema sem resposta, tendo em vista que Rodínia foi um supercontinente cujos eventos de fusão e fissão foram diacrônicos (Li *et al.* 2008).

**e)** A história orogênica dos ciclos do Toniano nas diferentes províncias, desde a implantação (ca. 1,05-1,0 Ga) até os estágios orogênicos finais (>0,93Ga) é tema aberto e amplo de pesquisas futuras. A idade de 0,9 Ga foi proposta como referência para a magna aglutinação de Rodínia, sabidamente diacrônica (Li *et al.* 2008). Não há referências bibliográficas concretas e decisivas, embora haja várias menções, sobre ciclos e eventos como estes nas demais províncias do Neoproterozóico. Nos domínios gondwânicos, algumas alusões e possibilidades dignas de nota têm sido apontadas na Faixa Trans-Sahara, a leste do Cráton Oeste África (Caby *et al.* 2003, de Witt *et al.* 2005) e no domínio de Moçambique (Vasconcelos & Gamal 2010). Nos continentes setentrionais, os valores de idade mais próximos são os das orogenias ditas grenvillianas, mas que são geralmente um pouco mais antigas (>50 Ma) e do Mesoproterozóico mais superior. Por outro lado, é necessário enfatizar que as atividades anorogênicas do Toniano foram significativas, havendo muitos registros de riftes e processos afins, consorciados com magmatismo diversificado, representado por enxames de diques máficos a magmatismo granítico tipo A. Tupinambá *et al.* (2007) chamam a aten-

ção para e discriminaram estes eventos (Evento II) no contexto brasileiro. Entretanto, estes eventos aparentemente ocorreram de forma independente das "orogênias" tonianas.

f) A história da implantação dos processos orogênicos da colagem do Brasiliano dispõe de documentação ainda relativamente escassa ou concentrada apenas em algumas províncias. No geral, há um acervo de dados coerentes com a hipótese de trabalho de processos de abertura diacrônica pós-Rodínia, desde o início do Criogeniano. Há vários dados, ainda longe do número ideal e de consenso, que indicam extensão, vulcanismo fissural e magmatismo anorogênico, mais marcadamente entre 830 e 750 Ma, em praticamente todas as províncias, e que são interpretados como eventos dos primórdios dos ciclos do Brasiliano (vide Evento III de Tupinambá *et al.* 2007, Brito Neves *et al.* 2009 e Quadro 6).

g) Quanto à diversidade do embasamento das províncias, há certas semelhanças a serem destacadas. Há alguns núcleos do Arqueano que con-

têm as rochas mais antigas do continente, como os "maciços" São José do Campestre (RN) e de Sobradinho (PE-BA), as partes mais norte-oriental e meridional da Província Borborema, respectivamente. Neste embasamento, os núcleos arqueanos em geral ocorrem como peças no interior de faixas móveis do Riáciano. Há algumas indicações indiretas da existência de faixas móveis do Orosiriano neste embasamento, o que é esperável, mas falta confirmação. Vários tipos de coberturas sedimentares e vulcanossedimentares do Paleoproterozóico mais superior (Estateriano) e do Mesoproterozóico têm sido identificadas como parte do embasamento. Algumas coberturas só vieram a ser deformadas ao longo do Brasiliano, quando por este atingidas. Também têm sido identificados diversos granitóides e associações gabro-anortosíticas (AMCGr originalmente?) do Mesoproterozóico e, como no caso das coberturas, transformados em metamorfitos ao longo do Brasiliano. Nestes termos gerais, é oportuno salientar novamente que o contexto de embasamento das províncias

Quadro 6 – Evolução dos processos/eventos orogênicos do Neoproterozóico na Plataforma Sul-Americana.



as neoproterozóicas é bastante similar ao das províncias cratônicas extra-Amazônia propriamente ditas.

**h)** Nas províncias brasileiras há alguns casos de registros de remanescentes de associações vulcanossedimentares do Mesoproterozóico incluídas nas estruturas típicas do Brasileiro, sobrepujantes. Nestes casos, a distinção entre os litotipos e processos mais antigos (*inliers*) e os mais novos, do Neoproterozóico, tem sido sempre problemática e ainda dependente de detalhamentos estruturais e geocronológicos. Em geral, há ausência de dados estruturais concretos sobre deformações anteriores ao Neoproterozóico (Ectasianas, Estenianas, etc.) nestas rochas, embora não faltem alusões a isto. Trata-se de um tema promissor de pesquisa para os próximos anos, pois existem muitas questões e controvérsias em jogo. Merece especial destaque a parte central da Província Mantiqueira (e.g. no interior dos sistemas/complexos São Roque e Assungui).

**i)** Há também os casos locais, especiais e, até o presente, relativamente raros pelos métodos de datação disponíveis, de granitóides e corpos básicos anorogênicos da história mesoproterozóica, comuns na história dos crátons, e descritos como ortognaisses, milonitos e anfíbolitos do interior das porções distais das faixas móveis. Interessante acrescentar que também têm sido identificados alguns granitóides intraplaca, originalmente do tipo "A" associados com riftes, de diferentes idades paleo- e mesoproterozóicos, mas também neoproterozóicos e transformados em ortognaisses durante o Brasileiro.

**j)** Na periferia dos núcleos cratônicos, que já foram apontadas como margens de antigos paleocontinentes, ocorrem faixas orogênicas ditas proximais, com associações quartzito-pelito-carbonato e eventuais diamictitos e tilitos, do Sturtiano e/ou Marinoano. Nestas faixas tem sido possível resgatar a organização das pilhas litoestratigráficas, caracterizar a proveniência sedimentar e reconstituir a polaridade, em parte tectônica (vergência), em parte do metamorfismo etc. Tais feições foram identificadas na Faixa Paraguai, situada ao longo de toda a borda sudeste do Cráton Amazônico e sudoeste da Província Tocantins. O mesmo ocorreu em toda a periferia nordeste, norte, noroeste do Cráton do São Francisco (sistemas Sergipano-Riacho do Pontal-Rio Preto da Província Borborema), assim como na periferia ocidental (Faixa Bra-

sília, leste da Província Tocantins) e oriental (Sistema Araçuaí, Província Mantiqueira norte). Em todos estes casos têm sido identificadas margens continentais do tipo Atlântico ("passivas"), precedentes a sua transformação em faixas de dobramentos marginais ("ativas", colisionais). Margens "passivas" transformadas numa segunda instância em margens "ativas" são a consequência de subducção e posterior colisão.

**k)** Nas bordas cratônicas referidas é eventualmente possível observar e/ou rastrear sequências de cobertura cratônica envolvidas na deformação das faixas móveis, com notáveis exemplos de passagem de um estilo de dobramento intracratônico (idiomórfico, descontínuo) para outro (holomórfico contínuo), no sentido da faixa móvel, com diversos tipos de transições.

**l)** Uma característica de praticamente todas as províncias é a preservação de coberturas sedimentares da fase final de evolução, pós-orogênicas, ditas "molássicas", moderadamente ou não dobradas. Geralmente são conglomerados e brechas polimícticas imaturos, com passagens graduais para termos siliciclásticos finos, depositados em diferentes tipos de grabens (bacias transtracionais) associadas a grandes zonas de cisalhamento. A ocorrência de vulcanismo de caráter intermediário é frequente, com raros basaltos, e granitóides. Exemplos destas bacias ocorrem do Ceará (Jaibaras, Cococi) ao Uruguai (Arroyo del Soldado, pró-parte), como sintetizado por Teixeira *et al.* (2004). A idade destas unidades varia de ediacarana a eo-ordoviciana e são colocadas como parte da chamada "Sequência Alfa", a primeira relativa ao Fanerozóico, por Soares *et al.* (1978). Localmente, as espessuras podem chegar a milhares de metros (vide Quadros 7 e 8, vide Sequência Alfa).

**m)** A denudação dos relevos criados no Brasileiro durante o Paleozóico forneceu as cargas clásticas das sinéclises e, no Mesozóico-Cenozóico, da complexa evolução da Província Costeira e Margem Continental. A cobertura dita gondwânica, originalmente muito ampla, desenvolvida do Ordoviciano ao Triássico, está retalhada em todo o continente, com surgimento de "arcos" e "altos" que separam as sinéclises ou as subdividiram internamente. A deriva Brasil-África foi dramática e contundente, com fases de soergimento (áreas "dômicas") de mais de uma dezena de quilômetros. Como resposta à denudação em mais de um

ciclo, há algumas faixas móveis onde o registro supracrustal foi extensivamente varrido, formando os chamados *schist belts* ou *vestigial belts* (Clifford 1970), que expõem tratos do embasamento ao nível de crosta inferior. Nestes casos, a discriminação entre rochas supracrustais do Brasiliano e rochas do seu substrato só pode ser feita com emprego de métodos adicionais, por exemplo isotópicos.

n) A elaboração de um quadro com pretensões cronoestratigráficas para as orogenias do Neoproterozóico (pós-Tonian) da plataforma é tarefa difícil. Primeiro porque há muitas concorrências em tempo, de orogenias de uma província para outra. Segundo, porque o grau de conhecimento cronológico e sua repartição por fenômenos para marcar isotopicamente dobramento/magmatismo/metamorfismo em diferentes etapas do tempo ainda está em fase de reconhecimento. O acervo de dados, em número e qualidade, é extremamente desigual entre as províncias estruturais. O Quadro 6 deve ser visto como uma tentativa arrojada e circunstancial de encadear estes fenômenos, com o emprego de 8 “patamares” de discernimento mais ostensivo, mas que deverá ser gradualmente modificado com o avanço do conhecimento, mas dificilmente duas tentativas como esta não venham a colidir em algum ponto. Consenso não existe, nem será alcançado com brevidade.

Em todos os itens acima discutidos, veiculados com frequência na literatura especializada, há dúvidas e controvérsias, frutos da condição de conhecimento modesto e ainda insuficiente da Plataforma Sul-Americana, mas este é o laudo mais próximo do justo e do honesto, frente às suas dimensões (ca.  $10 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup>) e a complexidade de seus problemas. Malgrado o grande esforço em mapeamentos geológicos realizados sobretudo por empresas federais e estaduais nos últimos 40 anos, o conhecimento da nossa plataforma é ainda modesto e com grandes desigualdades de escala e propósitos de um ponto a outro. De modo geral, menos de 20% da plataforma está recoberto em escala 1/ 1.000.000. Progresso foi feito, e está sendo feito, em termos de mapeamentos pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, com seu quadro e com recursos humanos das universidades, pelos esforços das universidades, elas próprias, por algumas empresas estaduais de geologia, mas falta muito. Do ponto de vista de evolução crustal, os métodos geocronológicos gradualmente im-

plantados em diferentes laboratórios (São Paulo, Belém, Brasília, Porto Alegre) têm ajudado em muito tecer o esquema preliminar do conhecimento tectonoestratigráfico do continente, mas há muitas lacunas para as quais a comunidade deve estar ciente para supri-las.

## **COBERTURAS DA PLATAFORMA**

A reconstituição, classificação e sistematização das coberturas sedimentares e vulcanossedimentares do Pré-Cambriano da plataforma enfrentam vários problemas, por se tratar de tema complexo. Cabe registrar que, pelo menos até o final do Neoproterozóico, o amplo, rico e variado quadro das coberturas da Plataforma Sul-Americana resulta da reunião circunstancial de frações de coberturas de diversas massas e supermassas continentais com históricos próprios e distintos entre si, e que se articularam de diferentes formas até serem reunidas na coalizão de Gondwana e de sua posterior separação. No pré-Neoproterozóico, sobretudo não se pode falar em coberturas genuínas.

Em geral, a partir do início do Fanerozóico as coberturas a serem apontadas são em grande parte frações de desenvolvimentos sedimentares gondwânicos mais amplos. É preciso reiterar que o que está exposto e preservado resulta de várias histórias tectonossedimentares de continentes e supercontinentes pretéritos e até mesmo distintos. A ocorrência em diferentes tipos de bacias, sinéclises, dalas/mesas, riftes é fato importante, mas secundário na apreciação do contexto e do legado tectonossedimentar na escala global.

Uma proposta de síntese do registro das coberturas sedimentares da Plataforma Sul-Americana foi apresentada por Brito Neves (2002), aqui retomada com as necessárias e possíveis atualizações, e mesmo porque a revisão do tema será sempre necessária na esteira do progresso do conhecimento. As relações litoestratigráficas de campo das unidades pré-Cambrianas são, muitas vezes, de difícil obtenção e entendimento, e o acervo geocronológico é pobre e tem progredido vagarosamente. Cerca de oito grupos principais de sequências (sintemas) sedimentares foram discriminados em função de idade, características gerais e comportamento/significado tectônico em diferentes blocos e massas continentais, do Arqueano ao final do Proterozóico. A nona unidade a

ser discriminada, e que poderia ser acrescentada a este conjunto (vide Quadro 7), é a que contém os registros da passagem dos eventos orogênicos do Neoproterozóico para a estabilidade do Fanerozóico, as unidades do chamado Estágio de Transição (vide Zalán 2004). Estas últimas coberturas realmente são um estágio de “passagem” das condições tectônicas.

### Coberturas Pré-Fanerozóicas

No trato com as sequências/sintemas do pré-Fanerozóico são muitas as limitações, implicando sempre em exercícios de ousadia e especulações. São exercícios fadados a receber críticas e a exigir revisões periódicas, como em todos os quadros anteriores, diante do fluxo de novos dados. Na verdade, a ordenação de sequências retrata, passo a passo, a evolução crustal na grande maioria de blocos pré-cambrianos do mundo. A maioria dos

eventos atribuídos como potenciais responsáveis pela formação de sequências é de natureza global, a saber: as unidades sedimentares do topo dos *greenstone belts*; as unidades formadas pela fusão dos continentes do Paleoproterozóico e a sua posterior fissão, a Tafrogênese do Estateriano; as típicas coberturas dos grandes crátons do Mesoproterozóico; as unidades formadas antes e após a fusão de Rodínia etc. O estudo e entendimento da evolução crustal do pré-Fanerozóico da plataforma será sempre um apoio consistente para a compreensão destas sequências, e a recíproca é verdadeira. O vínculo entre a tectônica, sedimentação e o magmatismo tem registro muito concreto na apreciação destas sequências (Vide Quadros 7 e 8).

Mesmo conhecendo as diferenças enfatizadas da porção amazônica em relação ao restante do continente, no trato das sequências sedimentares, a separação do registro das coberturas di-

Quadro 7 – Sequências sedimentares pré-fanerozóicas.

BACIA/SEQUÊNCIA/IDADE	EXEMPLOS	AMBIÊNCIAS	ASSEMBLEIAS LITOESTRATIGRÁFICAS.
8- Pós-Rodínia e Pré-Gondwana (intra-cratônicas)	Grupos Bambuí, Estância, Alto Paraguai-Puga, Olavarria/La Tinta. Arroyo del Soldado pró-parte (?) e outros do substrato das sinéclises	Mares epicontinentais antecidos por glaciações dos três ciclos neoproterozóicos	Diamictitos, varvitos, sedimentos clásticos e pelítico-carbonáticos. Calcários e dolomitos importantes, silicilásticos subordinados
7- Extensão Pós-Rondoniano e Pré-Rodínia (Esteniano, < 1,2 Ga)	Vários riftes e sistemas de riftes (e margem continental) da Amazônia Ocidental: Palmeiral, Pacaás Novos, Uopione, Aguapeí, Sunsas, Huanchaca, Acari-Prosperança, Nova Brasilândia etc. Sintema Santo Onofre Onofre (?), Grupo Conselheiro Mata (?)	Predominam riftes continentais. Localmente com desenvolvimento de margem continental e pequeno oceano (Nova Brasilândia)	Predomínio de silicilásticos diversos. Localmente desenvolvimento de sedimentação de margens continentais e oceânicas.
6- Extensão intraplaca (2) (Ectasiano, 1,4-1,2 Ga)	Bacia Arinos/Dardanelos Sequências vulcano-sedimentares Palmeirópolis, Indaianópolis, Juscelândia	Riftes continentais a mesas (dalas). De riftes continentais a ambiente oceânico	Silicilásticos predominam Sequências vulcano-clásticas associadas com vulcanismo bimodal. Evolução para sedimentos oceânicos
5- Extensão intraplaca (1) (Calimíniano, 1,6-1,4 Ga)	Bacias Serra de Itaberaba ( $\geq 1,6$ Ga), Águas Claras ( $\sim 1,59$ a $1,56$ Ga) e Votuverava ( $\sim 1,48$ Ga). Arroyo del Soldado, parte inferior (?)	De continental a oceânico, vários ambientes assinalados	Silicilásticos diversos e depósitos químicos associados com vulcanismo básico.
4-Tafrogênese do Estateriano (pós-Colúmbia/Hudsonia, 1,8-1, 55 Ga)	Unidades pós- Roraima: Neblina, Colider, Roosevelt, Beneficente, etc. Espinhaço-Chapada Diamantina- Araí-Orós/Jaquaribe etc.	Vários ambientes, <i>traps</i> , riftes, sedimentação continental, transicional e marinha; vulcanismo importante .	Predominam silicilásticos, de várias granulometrias, alguns carbonatos, tufo e vulcânicas frequentes
3- Pós-fusão do Paleoproterozóico (Orosiriano, 1,9-1,78 Ga)	Roraima/Gorotire/Urupi e correlatos. ( $1,875 \pm 0,005$ Ga) "LIP" Uatumã (Iriri, Iricoumé, Surumu)	Marinho raso e continental  <i>Traps</i> vulcânicos continentais	Silicilásticos predominam, tufo locais  Vulcanismo intermediário e ácido, vulcanoclásticas diversas
2- Pré-fusão do Paleoproterozóico (2,4-1,9 Ga)	Sedimentos Jacobina, Minas, Colomi e assemelhados correlatos; Unidades de topo de alguns <i>greenstones</i> , na Bahia e Goiás	Muito variável, marinho a continental	Silicilásticos, químico-clásticos, etc. (feríferos, manganésíferos) antecendo orogênias
1- Arqueanas (2,8-2,6 Ga))	Rio Fresco, Águas Claras, coberturas de alguns outros <i>greenstone belts</i> arqueanos	Ambientes continentais e marinhos	Silicilásticos predominam, organógenos, tufo vulcânicos. Muito variável caso a caso.

Quadro 8 – As seqüências/superseqüências fanerozóicas da Plataforma Sul-Americana.

SEQUÊNCIAS Soares <i>et al.</i> (1978)	SUPERSEQUÊNCIA/EVENTOS Milani & Zalán (1999) Zalán (2004)	CARACTERÍSTICAS GERAIS
(Z)	Transgressões marinhas locais do Mioceno	Oscilações locais da linha de costa
Z	Bauru, Parecis, Areado, Uruçuaia	Início da reestabilização tectônica (quiescência). Sedimentos continentais e marinhos rasos
$\varepsilon$	Períodos extensionais e magmatismo basáltico (Serra Geral, Mosquito, Ceará Mirim etc.)	Ativação tectônica. Tectônica extensional intensa, magmatismo, sedimentação continental
$\Delta a$ e $\Delta b$	Gondwana I e II (Westfaliano -Scythiano)	Terceiro ciclo transgressivo -regressivo e sedimentos continentais (estáveis)
$\gamma$	Devoniano-Carbonífero Inferior (Seqüência Paraná)	Segundo ciclo transgressivo -regressivo
$\beta$	$\alpha$ -Eodevoniano (Rio Ivaí)	Primeiro ciclo transgressivo -regressivo
$\alpha$	1/2 - Riftes e rombogrâbens continentais. Magmatismo diversificado.	Estágio de Transição (Antefossas e intrafossas molássicas)

Observação: A seqüência  $\alpha$  (alfa) se refere ao chamado Estágio de Transição. As seqüências agrupadas em  $\beta$ ,  $\gamma$  (Talassocrático) e  $\Delta$  (Geocrático) constituem o Estágio de Estabilidade ou de ortoplataforma;  $\varepsilon$  abrange todos os eventos da ativação tectônica, incluindo as etapas de formação da margem continental; Z (sentido amplo) corresponde ao estágio de quiescência ou de reestabilização, consoante designações originais de Almeida (1969) e Soares *et al.* (1978).

tas “dobradas” (Quadro 7) dos dois contextos não pode ser feita na atual instância de conhecimentos. Com a carência de dados geológicos e cronológicos esta discriminação neste momento soaria artificial, e o tratamento em conjunto é ainda a melhor via.

### Coberturas Tardineoproterozóicas e Fanerozóicas

O estudo das coberturas tardi-neoproterozóicas e fanerozóicas da plataforma (Quadro 8) tem o estímulo de tratar de um referencial de embasamento praticamente uno, primeiramente Gondwana e posteriormente Pangea, e porque está contemplado com extraordinário acervo de dados, de universidades, centros de pesquisa diversos e empresas, incluídos os da indústria petrolífera, bem como respaldada em inúmeros exercícios práticos de sistematização. O acervo de dados geológicos em geral, estratigráficos e mesmo isotópicos é grande e consistente, além de uma série de abordagens e aprimoramentos prévios (Almeida 1969, Soares *et al.* 1978, dentre outros). Merece destaque a síntese mais recente, de Zalán (2004), considerada o arremate atualizado e cuidadoso do problema.

De certa forma, estas coberturas, em conjunto com os processos magmáticos presentes e ausentes, retratam apropriadamente e com consistência e fidelidade as fases evolutivas da plataforma, reiterando os vínculos indissociáveis entre os su-

cessivos estágios tectônicos e a sedimentação resultante. Da fase de formação propriamente dita da plataforma (epi-Brasiliano) até o seu presente, há um histórico de 6 (1 + 5) diferentes e sucessivas fases evolutivas consignadas nos registros litogenéticos e estruturais da cobertura nos mais deferentes tipos de bacias interiores (“daldas”, sinéclises, riftes diversos), e, em parte, nas bacias da margem continental. Na síntese de Zalán (2004) aqui utilizada com pequenos adendos, estão sistematizadas estas seis fases, associando eventos de sedimentação, magmatismo básico, alcalino e granítico (continental e oceânico) e os eventos tectônicos extensionais, compressionais e transpressionais consorciados.

O Quadro 8 procura retratar da melhor forma o estágio do conhecimento litoestratigráfico e a vinculação tectônica, visando uma forma de equacionar o problema, válida para a presente instância do conhecimento, mas já apontando alguns problemas, foco para pesquisas futuras. O Quadro 8, aqui apresentado, é apenas um preâmbulo e um auxílio para a discussão das diversas províncias sedimentares da plataforma, como elas serão tratadas neste volume.

No âmbito do presente livro, o tratamento das coberturas sedimentares por outros autores, em vários domínios da plataforma, deve ser arregimentado para o melhor conhecimento do problema e cotejado com a tentativa de síntese aqui formulada.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. de. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 23, Salvador, 1969. Anais, p. 29-46.
- Almeida F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, *Boletim DNPM-DGM*, **241**:1-36.
- Almeida F.F.M. de. 2004. Revisión del limite de la Plataforma Sudamericana em la Argentina. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 37-41.
- Almeida F.F.M. de & Hasui Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blücher, 378 p.
- Almeida F.F.M. de, Brito-Neves B.B. de, Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Sci. Rev.*, **50**:77-111.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito Neves B.B. de, Fuck R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**:1-21.
- Basei G. 2005. *Estratigrafia do Grupo Itaiacoca*. Trabalho de Conclusão do Curso, IG/USP, 20p.
- Basei M.A.S., Frimmel H.E., Nutman A.P., Preciozzi F., Jacob J. 2005. A connection between Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance study. *Prec. Res.*, **139**:195-221.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mpas & SIG*. CPRM, Brasília, 674p.
- Brito Neves B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Rev. Bras. Geociências*, **29**:379-392.
- Brito Neves B.B., Fuck R.A., Santos E.J. 2009. Evolução Crustal Neoproterozóica da América do Sul. *Ij:SBG, Siomp. Geol. Nordeste*, 23, em CD-room.
- Brito Neves B.B. 2002. Main stages of the development of the sedimentary basins of South América and their relationship with tectonics of supercontinents. *Gond. Res.*, **5**:175-196.
- Brito Neves, B.B. 2005. A Evolução dos crátons Amazônico e São Francisco comparada com a dos seus homólogos do Hemisfério Norte. In: Horbe, A. M.C. & Souza, V. S. . (Org.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus, UFAM, v. 04, p. 01-06.
- Brito Neves B.B., Fuck R.A., Cordani U.G., Thomaz Filho A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil. *J. Geodynamics* **1**(3-5):495-510.
- Caby R. 2003. Terrane Assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *J. African Earth Sci.*, **37**:133-139.
- Cardona A., Chew D., Valencia V.A., Bayona G., Miskovic A., Ibanez-Mejia. 2010. Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *J. South Am. Earth Scien.*, **29**:92-104.
- Clifford T.N. 1970. The Structural Framework of Africa. In : T.N. Clifford & I.G. Gass (ed.) *African magmatism and tectonics*. Darien, Conn. Hafner, p: 1-26.
- Cordani U.G. 2009. From Rodinia to Gondwana: tectonic significance of the Transbrasiliano Lineament. In: Simp. 45 anos de Geocronologia no Brasil CPgeo-USP, 1964-2009, Bol. Res. Expandidos, p. 32-40
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., D'Agrella Filho M. 2003. From Rodinia to Gondwana: A review of the Available Evidence from South America. *Gond. Res.*, **6**:275-283.
- Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., D.A. Campos (eds). 2000. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31th Intern. Geol. Congress, 854 p.
- Cordani U.G. & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the amazonian Craton. In: R.D. Hatcher, M.P. Carlson Jr., J.H. McBride, C. Martinez (eds.) *4 D Framework of Continental Crust. GSA Memoir*, **200**:297-320.
- De Wit M.J., Bowring S., Dudas F., Tagne-Kamga G. 2005. Saharan African and tectonic assembly of the northern margin of gondwana. In: Gondwana 12 "Geological and Biological heritage of Gondwana" Mendoza-Argentina, *Abstracts*, p.135.
- Fuck R.A., Brito Neves B.B., Schobbenhaus C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Prec. Res.*, **160**:108-126.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Dantas E.L., Oliveira C.G., Junges S.L., Laux J.H. 2009. Episodic forming events recorded in the Goiás Magmatic Arc , Central Brazil: tectonic implication to Neoproterozoic crustal growth. In: Evolution of the Continental Crust, Janet Watson meeting, 1, London. *Abstracts Book*, p. 33.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic ribeira Orogen (SE Brazil). *Prec. Res.*, **125**:87-112.
- Junges S.L., Pimentel M.M., Fuck R.A., Buhn B.M., Dantas E.L., Oliveira C.G. 2008. U/Pb LA-ICP-MS ages and a new tectonic context for the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc. In: South american Symp. On Isotope Geology, 6. *Abstracts*, p. 69 (em CD-room)
- Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.). 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, 673 p.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky Y. 2008. Assembly, configuration and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Prec. Res.*, **160**:179-210.
- Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (eds.). West Gondwana Pre-Cenozoic correlations Across the South Atlantic Region. London, Geological Society of London, *Sp. Publ.*, **294**, 405p.
- Pisarevsky S.A., Murphy J.B., Cawood P.A., Collins A.S. 2008. Late Proterozic and Early Cambrian paleogeography: models and problems. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds.). *West Gondwana Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region*. London, Geological Society of London, *Sp. Publ.*, **294**, 405p.
- Poidevin J.L., Viallete Y., Reis Neto J.M. 1997. Radiometric ages (Pb-Pb) of the ribeira belt calcareous rocks. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Poços de Caldas, *Ext. Abstracts*, p.242-243.
- Reed Jr., J.C., Bickford, M. E. , Houston, R. S. , Link, P. K., Rankin, D. W. , Sims, R. K., Van Schmus, W. R. (eds.) 1993. *Precambrian Counterminous U.S.A. (The Geology of North America, v. C-2)*. GSA Bul. 657 p.
- Santos E.J., Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. 2010. The Cariris Velhos event in Northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sciences*, **29**:61-76.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, Ministério das Minas e Energia-DNPM, 501 p.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hatmann L.A.,



- Fletcher I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Prec. Res.*, **136**:203-240.
- Soares P.C., Landim P.M.B., Fúlfaro V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**:181-191.
- Teixeira A.L., Gaucher C., Paim P.S.G., Parente C.V., Silva Filho W.R., Almeida A. 2004. Bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 488-537.
- Tupinambá M., Machado N., Heilbron M., Ragatsky D. 2007. Meso-neoproterozoic lithospheric extensional events in the São Francisco Cráton and its surrounding South American and African metamorphic belts: a compilation of U-Pb ages. *Rev. Bras. Geoc.*, **37**(4 suplemento):87-91.
- Vasconcelos L. & Gamal D. 2010. A nova geologia de Moçambique. In: Cong. Geoquímica Países da Língua Portuguesa, 10, *Memórias 14*, p. 53-66.
- Zalán P.V. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 595-612.

# INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA DOS PRINCIPAIS DOMÍNIOS TECTÔNICOS BRASILEIROS

ROBERTO GUSMÃO DE OLIVEIRA<sup>1</sup> & JOÃO BATISTA FREITAS DE ANDRADE<sup>2</sup>

1 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Avenida Sul 2291, Bairro Afogados, 50770-011, Recife, PE.

E-mail: rgusmao@re.cprm.gov.br

2 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Pasteur 404, Urca, 22290-240, Rio de Janeiro, RJ.

E-mail: jfreitas@rj.cprm.gov.br

## INTRODUÇÃO

O conhecimento da litosfera é fundamental para a compreensão dos processos tectônicos que condicionaram a formação e evolução das grandes massas continentais. Entretanto, a maioria das informações sobre a evolução tectônica das províncias estruturais brasileiras tem sido obtida a partir dos estudos das rochas expostas na superfície. Porém, os pesquisadores já possuem uma clara percepção da importância do emprego de dados geofísicos para a compreensão dos processos de evolução litosférica que produzem fissão e colisão continental, deformação, granitogênese, metamorfismo e formação dos depósitos minerais.

Os limites entre domínios tectônicos que representam grandes blocos crustais em geral coincidem com os maiores gradientes entre anomalias gravimétricas emparelhadas positivas-negativas de grande comprimento de onda. Essas anomalias são causadas pela convergência e colisão de crostas com densidades distintas, em que a anomalia positiva corresponde ao soerguimento da crosta inferior da província mais jovem, e a negativa corresponde à bacia de *foreland* e a flexura da litosfera mais antiga (Gibb *et al.* 1983, Karner & Watts 1983, Bayer *et al.* 1989, Ussami & Molina 1999). Em orógenos colisionais Cenozóicos ativos (p. ex. Alpes, Karner & Watts 1983) e Paleozóicos inativos, que ainda preservam a cadeia orogênica (p. ex. Apalaches, Karner & Watts 1983), a anomalia gravimétrica negativa está associada com a flexura da litosfera produzida na borda da placa (ante-país) pelo peso dos sedimentos depositados na bacia de *foreland* (Beuamont 1981, Karner & Watts 1983). Nas faixas orogênicas pré-cambrianas, onde a cadeia de montanhas já foi erodida,

a anomalia gravimétrica negativa representa o registro fóssil da flexura da litosfera produzida pelo carregamento das *nappes* durante a orogênese, somada ao contraste de densidade entre os metassedimentos vestigiais e o embasamento do ante-país, como é o caso da Província Grenville no Canadá (Gibb *et al.* 1983, Thomas 1985).

Apesar dos estudos de geofísica profunda ainda serem incipientes no Brasil, nos últimos anos ocorreram avanços no conhecimento das propriedades geofísicas da crosta continental com vista à investigação dos limites entre compartimentos tectônicos. Neste capítulo serão descritas as características magnéticas e gravimétricas mais relevantes dos principais domínios tectônicos brasileiros.

## DADOS AEROMAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS

Os dados aeromagnéticos empregados neste trabalho (Fig. 1) pertencem a um banco de dados aerogeofísicos (BASE AERO) organizado pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil e administrado pela Divisão de Geofísica (DIGEOF). Fazem parte deste banco de dados os levantamentos aerogeofísicos realizados pelas instituições do Governo Federal (DNPM/CPRM/CNEN). Também estão incluídos projetos levantados por órgãos de governos estaduais em convênio com a CPRM, e projetos do banco de dados da Agência Nacional do Petróleo (ANP), com levantamentos nas áreas das bacias sedimentares. Para obtenção da malha dos dados aeromagnéticos empregados neste trabalho, tomou-se como partida a malha de 1,0 x 1,0 km preparada pelo *South American Magnetic Mapping Project (SAMMP)* (GETECH & PGW 1996). Para sua preparação o SAMMP executou uma série de processamentos que inclui: i) digitalização e edição

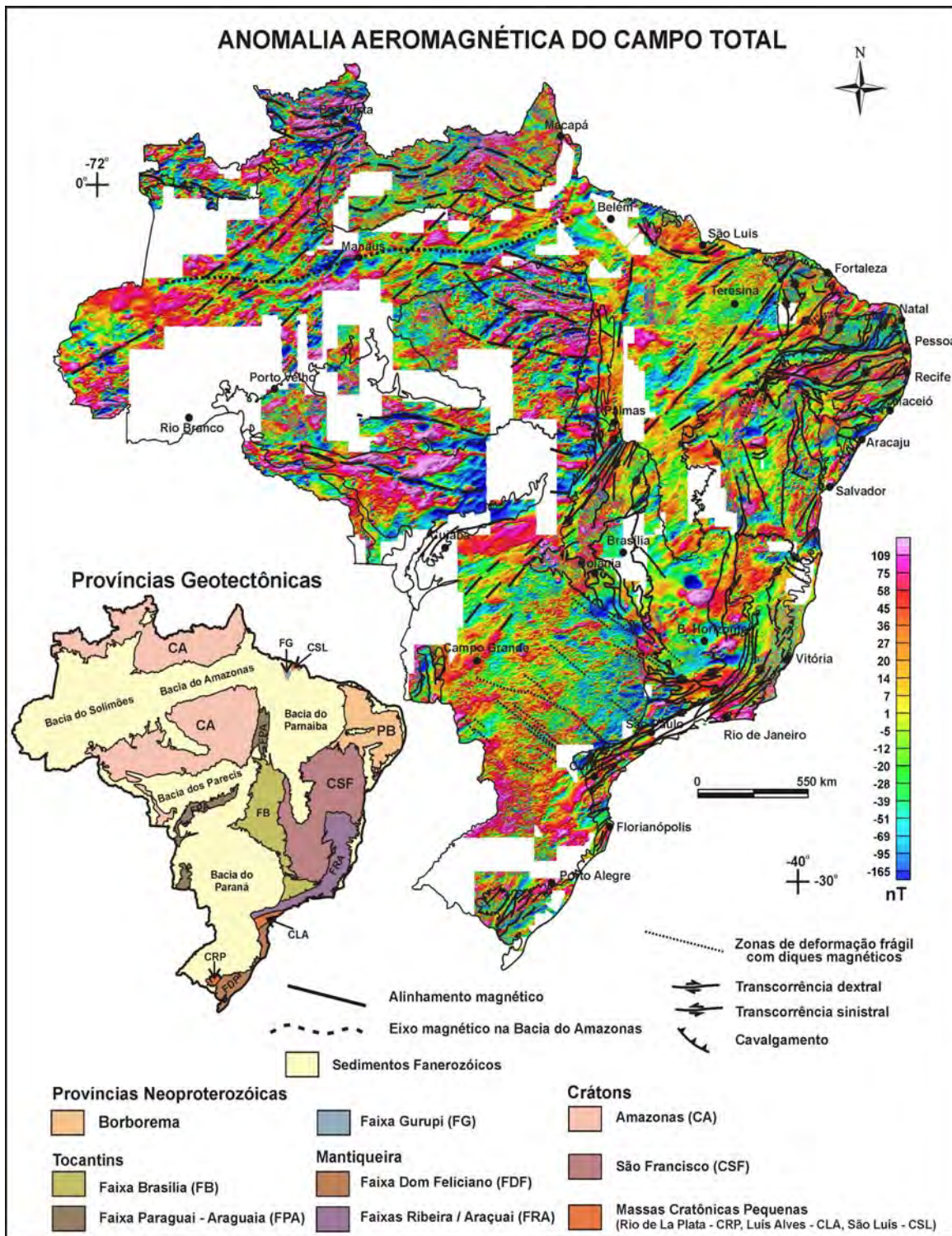


Figura 1 - Imagem da malha interpolada dos dados aeromagnéticos de campo total do Brasil. Com superposição dos limites das províncias, dos alinhamentos magnéticos interpretados e das principais estruturas tectônicas. Limite das províncias estruturais de acordo com Almeida et al. (1977). Estruturas e limites geológicos reproduzidos de Delgado et al. (2003).

dos dados; ii) reprojeção e interpolação dos dados; iii) remoção do *Definitive Geomagnetic Referencial Field (DGRF)*; iv) processamento no domínio Fourier; v) nivelamento altimétrico dos dados; vi) reunião de todas as malhas para formação de uma

malha única; vii) aplicação de um filtro de continuação para cima de 1 km; e finalmente viii) remoção de um campo crustal regional obtido a partir de medidas do satélite Magsat. Ao longo dos anos, após o término do SAMMP, os geofísicos da DIGE-

OF-CPRM foram adicionando a esta malha inicial os projetos antigos que não fizeram parte do SAMMP, bem como, os novos projetos que foram sendo levantados, até a obtenção da malha empregada neste trabalho.

Os dados gravimétricos empregados neste trabalho (Fig. 2) tiveram como fonte o *Center for Space Research* da NASA (<http://www.crs.utexas.edu/grace/gravity>) e fazem parte do projeto *GRACE - Gravity Recovery and Climate Experiment*. O modelo gravimétrico empregado foi o *Grace Gravity Model 02 (GGM02)* (Tapley *et al.* 2005). A partir da malha original em anomalia ar livre foi calculada a anomalia Bouguer para uma topografia com densidade igual 2,67 g/cm<sup>3</sup>. Para este cálculo foi empregada a malha topográfica do *GLOBE DEM* do projeto *Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE)* (Hastings *et al.* 1999). Segundo os administradores desses dados, a qualidade varia de resolução para diferentes partes do mundo, porém fornece uma excelente referência topográfica. Os dados não são considerados espacialmente robustos e demandam algum cuidado quando utilizados em aplicações de precisão.

## CRÁTÓN DO AMAZONAS

O arcabouço do Crátón do Amazonas apresenta subdivisões em seis províncias baseadas em dados geocronológicos (Tassinari & Macambira 1999) (Fig. 3). Estas subdivisões têm boa correlação com os contrastes de assinaturas observadas nos dados gravimétricos e aeromagnéticos (Fig. 3), bem como, alguns limites dessas províncias estão correlacionados com alinhamentos de anomalias gravimétricas que sugerem eventos de colisão tectônica.

A Província Amazônia Central é o domínio geológico mais antigo do crátón (Tassinari *et al.* 2000). Ela está correlacionada com um amplo baixo gravimétrico com amplitude média de 30 mGal (Fig. 3). Essa tendência negativa da anomalia Bouguer pode indicar a existência de uma crosta mais espessa do que a crosta dos domínios adjacentes, ou refletir os expressivos processos de sedimentação e magmatismo que ocorreram ao longo do Paleoproterozóico (Tassinari *et al.* 2000). Nos limites com os domínios adjacentes Maroni-Itacaiúnas e Ventuari-Tapajós observa-se um gradiente positivo de 3,0 mGal/10 km que pode estar relacionado com suturas e representar um resíduo de

eventos colisionais antigos. Nos dados aeromagnéticos observa-se a existência de expressivos alinhamentos com direção E-W que correspondem à direção geral dos *greenstone belts* arqueanos que afloram na Área Carajás (Costa *et al.* 1995). As rochas fontes dos alinhamentos gravimétricos e magnéticos prosseguem por baixo dos sedimentos Paleozóicos da Bacia do Amazonas. No leste da Província Amazônia Central, em contraste com a direção geral E-W, ocorre uma faixa de anomalias gravimétricas de direção N-S, com largura em torno de 250 km, paralela ao limite oeste da Faixa Araguaia. Essa assinatura gravimétrica no interior do Crátón do Amazonas corresponde ao eixo positivo da anomalia bipolar positiva-negativa que reflete o contraste de densidade entre as duas crostas e corresponde ao resíduo gravimétrico deixado pela colisão neoproterozóica entre o Crátón do Amazonas e a Faixa Araguaia (Ussami & Molina 1999). Estudos efetuados por Tassara *et al.* (2007) indicam que a Província Amazônia Central possui a litosfera mais resistente da América do Sul, com valores de espessura elástica efetiva de até 100±15 km.

A Província Maroni-Itacaiúnas, estruturada pela Orogênese Transamazônica (2,25-1,95 Ga), limita a Província Amazônia Central a leste e a norte (Tassinari *et al.* 2000). Do ponto de vista geofísico, apresenta tendência gravimétrica Bouguer positiva e possui expressivos alinhamentos magnéticos que circundam os limites da Província Amazônia Central (Fig. 3). Essas assinaturas geofísicas estão relacionadas com sequências metavulcano-sedimentares, como é caso do Grupo Vila Nova no Amapá (Lima *et al.* 1974), com complexos de rochas gnaissicas-migmatíticas, e com rochas metamorfisadas na fácies granulito, como é caso do cinturão Tumucumaque (João & Marinho 1982).

A Província Ventuari-Tapajós bordeja o limite sudoeste da Província Amazônia Central. Ela possui uma forma alongada na direção NW-SE e apresenta uma expressiva tendência gravimétrica Bouguer positiva, com fortes contrastes em relação às províncias adjacentes (Fig. 3). Os seus limites tectônicos com as províncias vizinhas são bem marcados por gradientes gravimétricos, que registram a justaposição de crostas com densidades distintas. Possivelmente, essas assinaturas refletem o processo de aglutinação de arcos magmáticos ocorridos no período em torno de 2,0 a 1,4 Ga na margem do protocráton Amazônia Central/Maroni-Ita-

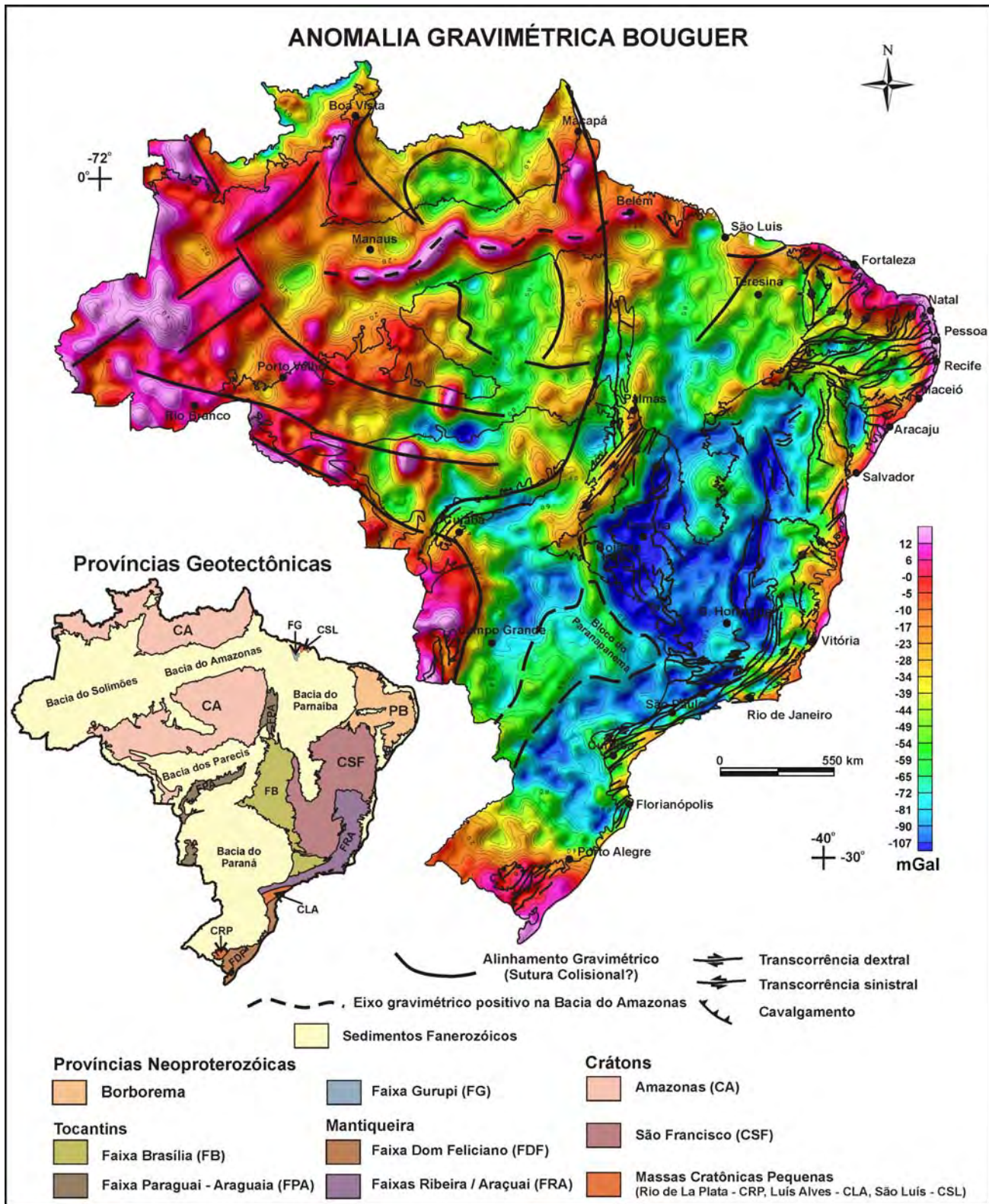


Figura 2 - Imagem da malha interpolada dos dados de anomalia gravimétrica Bouguer do Brasil processados a partir dos dados do GRACE - Gravity Recovery and Climate Experiment (Tapley et al. 2005). Com superposição dos limites das províncias, dos alinhamentos gravimétricos interpretados e das principais estruturas tectônicas. Limite das províncias estruturais de acordo com Almeida et al. (1977). Estruturas e limites geológicos reproduzidos de Delgado et al. (2003).

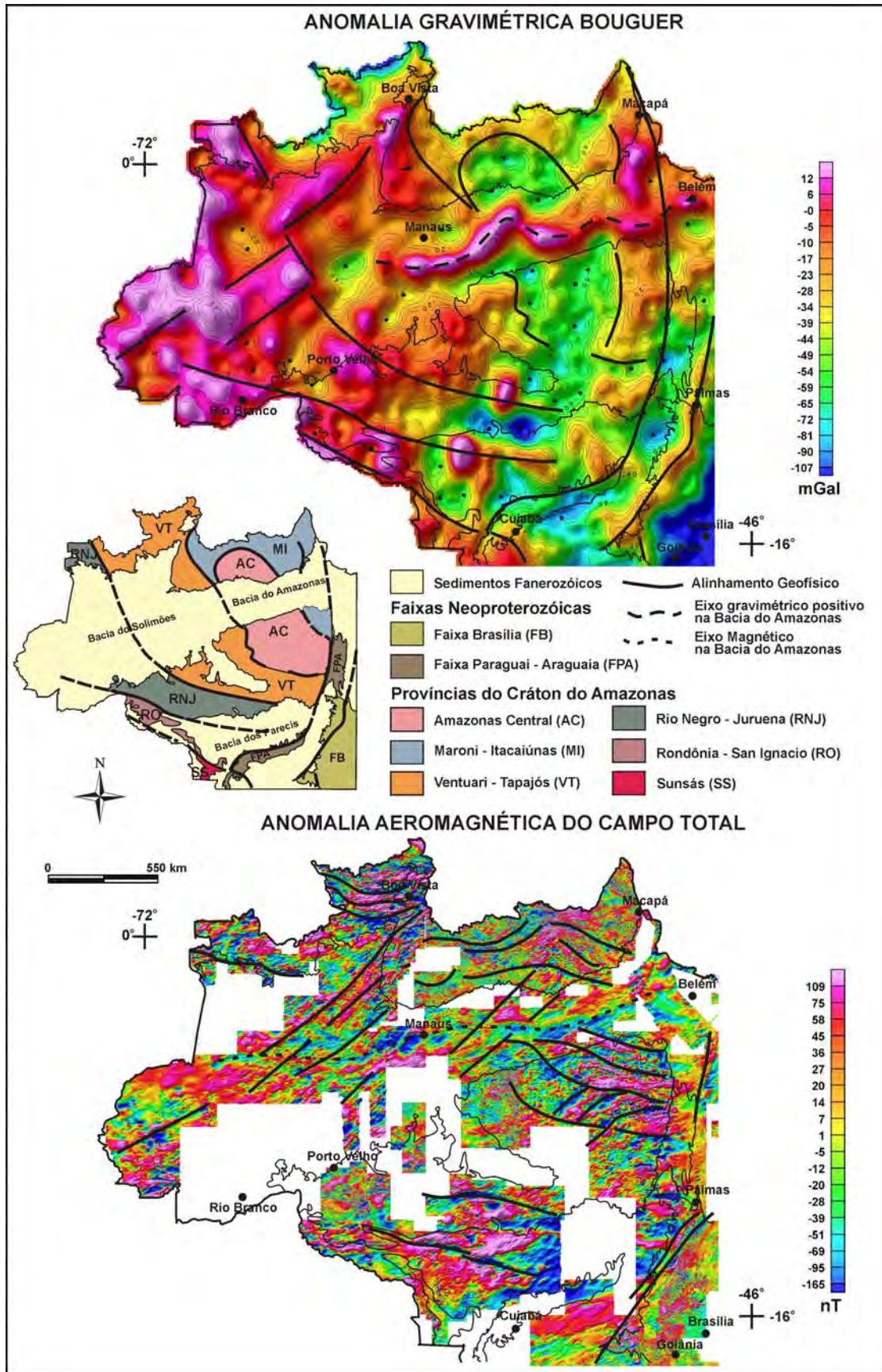


Figura 3 - Imagem da malha interpolada dos dados de anomalia gravimétrica Bouguer e aeromagnética do Cráton do Amazonas. Com superposição das principais estruturas tectônicas e alinhamentos geofísicos interpretados. Arcabouço das províncias tectônicas de acordo com Tassinari & Macambira (1999).

caiuas (Tassinari *et al.* 2000). O padrão aeromagnético indica dominância de rochas pouco magnéticas, como as coberturas sedimentares dos grupos Gorotire e Beneficente, as rochas vulcânicas ácidas-intermediárias associadas aos granitóides Maloquinha (Santos *et al.* 1977) e as intrusões anorogênicas intraplaca dos granitos tipo rapakivi (Santos *et al.* 1999). O padrão geofísico no noroeste desta província é fortemente influenciado por um feixe de alinhamentos gravimétricos e magnéticos com direção NE-SW que atravessa os limites tectônicos das províncias no noroeste do cráton. O padrão desses alinhamentos sugere correlação com zonas de cisalhamentos, que provavelmente são mais jovens do que os limites colisionais formados entre 2,0 a 1,4 Ga. Fraga (2002) fez datações em rochas miloníticas de um cinturão de deformação que atravessa a região de Roraima na direção NE-SW (Episódio Deformacional K'Mudku) e obteve a idade de 1,26 Ga.

A Província Rio Negro-Juruena é formada por uma faixa de rochas sedimentares, metamórficas e magmáticas, que se estende na direção NW-SE, margeando o flanco sudeste da Província Ventuari-Tapajós (Fig. 3). Na parte sudeste, a província está correlacionada com um eixo gravimétrico negativo com amplitude de até 100 mGal. Essa intensidade anômala diminui gradativamente no sentido noroeste. Os seus limites com as províncias vizinhas são marcados por fortes gradientes gravimétricos que sugerem a justaposição de crostas com densidades distintas (Fig. 3). Esses limites também são marcados por expressivas anomalias magnéticas alinhadas que evidenciam a existência de um grande volume de rochas magnéticas ao longo dos limites tectônicos. O eixo gravimétrico negativo parece está associado com a plataforma vulcano-sedimentar do Grupo Caiabis (idade de deposição em torno de 1,4 a 1,2 Ga, Tassinari *et al.* 1978) e com o volumoso magmatismo anorogênico (recorrência entre 1,6 Ga e 970 Ma, Tassinari *et al.* 1996). O contraste de densidade que gera o forte gradiente gravimétrico pode ser resultante da justaposição dessas rochas de densidades mais baixas, com cinturões de rochas metamorfisadas na fácies granulito e/ou rochas básicas de densidades mais altas. Seja como for, a amplitude gravimétrica anômala e a presença de fortes anomalias magnéticas ao longo dos limites da província indica a existência de descontinuidades profundas e de importância crustal.

A Província Rondônia-San Ignacio margeia o limite sudoeste da Província Rio Negro-Juruena (Fig. 3). Possui um embasamento composto por complexos gnaíssicos-migmatíticos e granulitos, sequências metavulcano-sedimentares e rochas magmáticas intrusivas, com evolução ao longo do Mesoproterozóico (Tassinari *et al.* 2000). O seu limite com a Província Rio Negro-Juruena é muito bem marcado pelo emparelhamento de anomalias gravimétricas e expressivas anomalias magnéticas (Fig. 3). Internamente essa província é caracterizada pela alternância de anomalias Bouguer positivas e negativas com amplitudes de 20 a 30 mGal, possivelmente refletindo contrastes de densidades entre as rochas do embasamento (anomalias Bouguer positivas), faixas de rochas vulcano-sedimentares e batólitos graníticos (anomalias Bouguer negativas).

A Província Sunsás bordeja o limite sudoeste da Província Rondônia-San Ignacio (Fig. 3) e possui uma evolução geológica que inclui sedimentação, magmatismo e metamorfismo (Tassinari *et al.* 2000). Ela apresenta uma expressiva tendência gravimétrica Bouguer positiva, com fortes contrastes em relação à Província Rondônia-San Ignacio (Fig. 3). Aparentemente, essa assinatura gravimétrica está associada com o processo de colisão tectônica que produziu o cinturão de empurrões Aguaapé (Saes & Leite 1993), relacionado com a colagem Grenville (Sadowski & Bettencourt 1996).

## **CRÁTON DO SÃO FRANCISCO**

Os dados geocronológicos indicam que o Cráton do São Francisco é o remanescente de uma evolução tectônica desenvolvida em etapas de aglutinações de quebramentos de massas continentais (Teixeira 1993, Teixeira *et al.* 2000). Para compreender a importância geotectônica deste cráton em relação às províncias adjacentes, além dos conceitos iniciais esboçados por Almeida (1977), destaca-se o conceito de Placa Sanfranciscana apresentado por Alkmin *et al.* (1993), que a caracterizaram como o resultado de um processo que começou com a reativação e fragmentação de um supercontinente aglutinado no final do Paleoproterozóico (Supercontinente Atlântica, Rogers 1996) e culminou com uma colagem no Neoproterozóico. Nesse processo, a paleoplaca se comportou como um ante-país, em cujas margens ocorreram eventos colisionais que acrescentaram material juvenil

e desenvolveram suturas (Supercontinente Gondwana) (Alkmin *et al.* 1993).

Como podem ser observados na Fig. 4, os cavalgamentos Brasileiros que definem os limites do Cráton do São Francisco estão bem marcados por expressivas anomalias gravimétricas negativas, com amplitudes entre 30 e 70 mGal. Os gradientes mais significativos dessas anomalias gravimétricas definem os limites das faixas orogênicas marginais e, possivelmente, indicam a existência de espessamentos da crosta pela flexura da litosfera durante a Orogênese Brasileira na região dos *fold thrust belts* das faixas Brasília, Araçuaí e Rio Preto (Ussami *et al.* 1999). No caso da Faixa Brasília, a existência de espessamentos da crosta é confirmada por dados de sísmica profunda publicados por Berrocal *et al.* (2004). No interior do cráton, anomalias gravimétricas negativas são observadas na região das coberturas neoproterozóicas, e ao longo do Aulacógeno do Espinhaço. No primeiro caso, os dados gravimétricos indicam que as coberturas neoproterozóicas possuem espessuras significativas. No segundo caso, a anomalia gravimétrica pode indicar o somatório do efeito produzido pelas rochas que preencheram a bacia do Espinhaço (Dominguez 2003), mais a intrusão do plutonismo intraplaca paleoproterozóico (Brito Neves *et al.* 1979), finalizando com o espessamento da crosta produzido pelo processo de inversão tectônica que resultou no fechamento do aulacógeno (Alkmin *et al.* 1993). As direções de deformação que definem o arcabouço atual do Aulacógeno do Espinhaço são também bem marcadas por alinhamentos magnéticos com direção NNW-SSE.

Anomalias gravimétricas positivas podem ser observadas em três regiões no interior do cráton (Fig. 4): i) no sul, na região do Quadrilátero Ferrífero ocorre uma anomalia gravimétrica semicircular com diâmetro em torno de 200 km e amplitude de 40 mGal que possui correlação com o afloramento de terrenos granito-greenstones arqueanos e cinturões paleoproterozóicos. Essas rochas também produzem expressivas anomalias magnéticas; ii) na região central, ocorre uma larga anomalia gravimétrica, também com forma semicircular, diâmetro em torno de 500 km e amplitude de até 50 mGal. Neste caso não é possível definir correlações geológicas, pois as rochas que produzem as anomalias estão encobertas pelos sedimentos da Bacia do Urucuia; e iii) na região nordeste ocorrem faixas de anomalias gravimétricas positivas

alongadas na direção N-S que estão correlacionadas com o cinturão granulítico arqueano Itabuna-Salvador-Curaça, terrenos granito-greenstone e cinturões paleoproterozóicos, como descrito por Delgado *et al.* (2003). Essas faixas gravimétricas positivas possuem correlação com anomalias magnéticas expressivas que marcam as frentes de cavalgamentos, as zonas de cisalhamentos e as faixas de rochas metavulcano-sedimentares.

A anomalia gravimétrica positiva na região do Quadrilátero Ferrífero está correlacionada com uma anomalia positiva de geóide. Estudos efetuados por Pinto *et al.* (2010), demonstraram que nessa região a crosta inferior é eletricamente mais condutiva e anormalmente densa. Segundo Pinto *et al.* (2010), essa crosta anômala pode ter sido gerada por *underplating* magmático associado com intrusão de diques toleíticos mesoarqueanos a proterozóicos.

No interior do cráton ocorrem duas expressivas anomalias magnéticas circulares de origem desconhecida. A anomalia localizada no sul, aproximadamente 200 km a norte de Belo Horizonte, é conhecida como anomalia magnética de Pirapora. Ussami (1981) propôs que esta anomalia tem como fonte um corpo retangular localizado em profundidade. A outra está localizada no norte do cráton, na região da Chapada Diamantina na Bahia. Ambas, possuem comprimento de onda médio de 120 km e amplitudes superiores a 1.000 nT. Além disso, ambas possuem polaridade invertida, sugerindo que a magnetização tem origem remanente.

Nos dados magnéticos destacam-se também dois conjuntos de alinhamentos magnéticos. Um no sudoeste do cráton, o outro no norte. São formados por alinhamentos muito alongados com até 500 km de comprimento, tectonicamente controlados pelas bordas das bacias do Paraná e do Parnaíba. No primeiro caso, ocorre a correlação dos alinhamentos com zonas de deformação frágil e afloramentos de kimberlitos e carbonatitos na região de Goiás e Minas Gerais. No segundo caso ainda não existe uma correlação geológica evidente com rochas ou estruturas aflorantes.

## PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins (Fig. 5) é constituída pelas faixas de dobramento Brasília, Paraguai e Araguaia, resultantes da convergência dos crátons do Amazonas e do São Francisco durante a Orogêne-



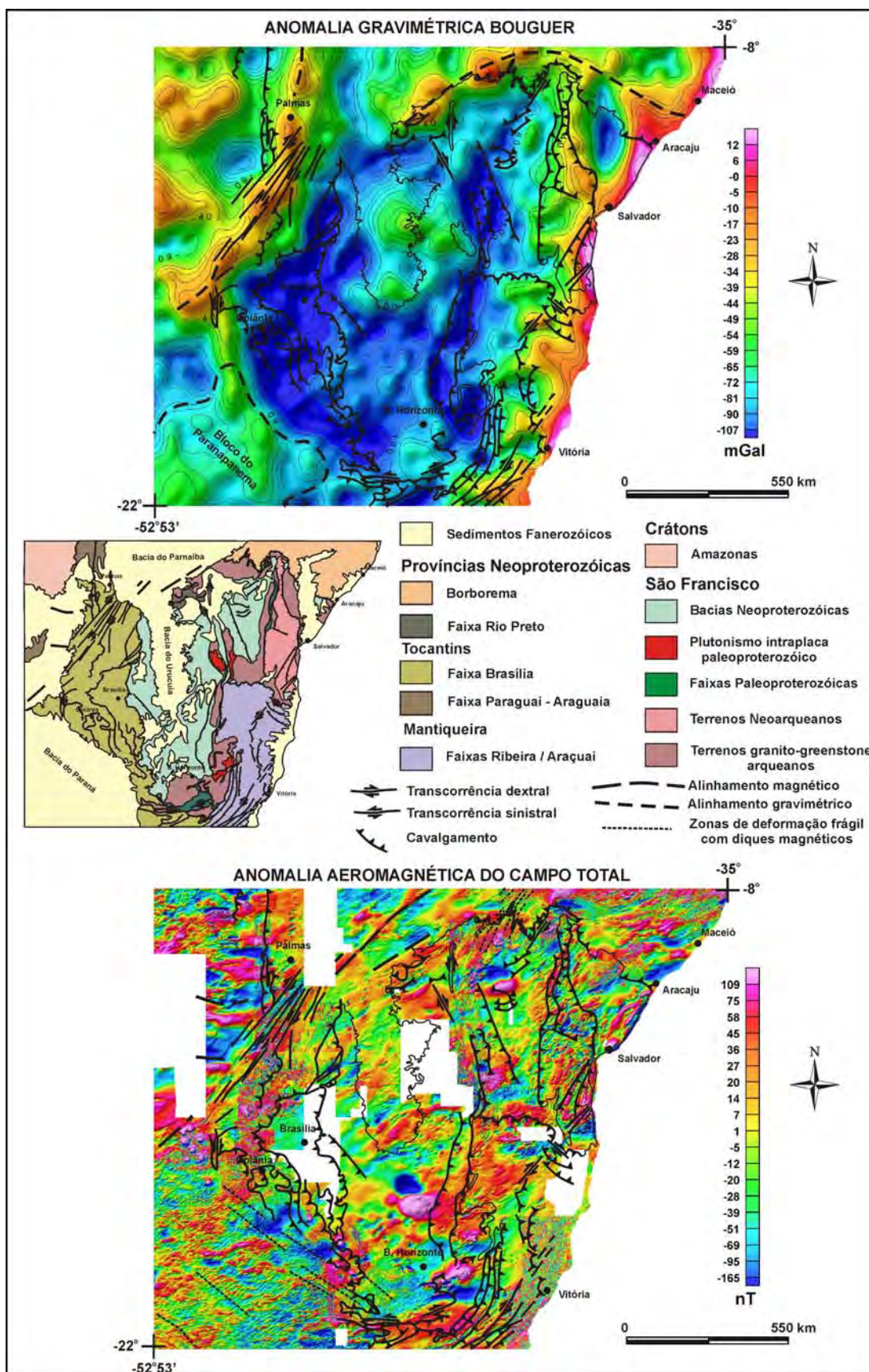


Figura 4 - Imagens das malhas interpoladas dos dados de anomalia gravimétrica Bouguer e aeromagnética do Cráton do São Francisco e regiões adjacentes. Com superposição das principais estruturas tectônicas e alinhamentos geofísicos interpretados. Estruturas e limites geológicos reproduzidos de Delgado et al. (2003).

se Brasileira (Fuck 1994, Alvarenga *et al.* 2000, Delgado *et al.* 2003). Nessa convergência e colisão foram formados arcos magmáticos, e a tectônica de deformação produziu dobramentos e cavalgamentos no sentido dos crátons (Dardene 2000, Delgado *et al.* 2003).

Os dados gravimétricos dessas faixas orogênicas são compatíveis com colisões tectônicas que causaram espessamento significativo da crosta e empilhamentos por cavalgamento das rochas metassedimentares na borda dos crátons. As evidências são mais fortes para o caso da Faixa Brasília, onde se observa uma faixa de anomalias gravimétricas emparelhadas positivas-negativas, com amplitudes de até 100 mGal e comprimento de onda em torno de 200 km (Fig. 5). Essas anomalias formam um grande arco na margem oeste do Cráton do São Francisco, que representa o registro do evento orogênico, em que o peso das *nappes* deve ter produzido flexura das placas tectônicas envolvidas na colisão. Segundo Berrocal *et al.* (2004), os modelos resultantes do processamento de linhas de refração sísmica profunda mostram a crosta sob o setor central da Província Tocantins com espessura variando entre 32 e 43 km, enquanto no setor sudeste da Faixa Brasília a espessura média da crosta está em torno de 38 km. Estudos com função do receptor e tomografia telessísmica efetuados por Assumpção *et al.* (2004) confirmam esses resultados e sugerem a hipótese de que o domínio de *foreland* da Faixa Brasília e o Cráton do São Francisco fizeram parte de uma grande placa continental (Congo-São Francisco) na colisão final com a Placa do Amazonas.

No sudeste da Faixa Brasília, a convergência entre a massa continental da Placa Sanfrancescana ocorreu em relação ao bloco continental do Paranapanema (Fig. 5). Interpretado a partir de dados gravimétricos por Mantovani *et al.* (2005), este bloco está encoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná, porém seus limites podem ser inferidos com a contribuição da anomalia gravimétrica Bouguer. Observa-se que o sinal gravimétrico associado é predominantemente positivo, e os seus limites podem ser marcados pelo gradiente gravimétrico que delimita um bloco alongado na direção NE-SW (Fig. 5). No limite com a Faixa Brasília, o contraste de densidade entre as crostas dos dois diferentes domínios geológicos produz uma expressiva anomalia gravimétrica bipolar (Lesquer *et al.* 1981).

Na região de justaposição das rochas do arco magmático Brasileiro com os terrenos paleoproterozóicos da região central da Faixa Brasília (Fig. 5) ocorre um gradiente gravimétrico muito forte (em torno de 1,5 mGal/km), que sugere uma sutura de crostas em contato relativamente abrupto. Nesta região, os terrenos paleoproterozóicos estão correlacionados com faixa de anomalias gravimétricas positivas, enquanto os metassedimentos e rochas do arco magmático estão correlacionados com as anomalias gravimétricas negativas. Essa justaposição tectônica possivelmente está relacionada com as zonas de cisalhamento do Lineamento Transbrasiliano, que nessa região está bem marcado por vários alinhamentos magnéticos alongados na direção NE-SW. O traçado e a continuação desses alinhamentos por baixo dos sedimentos das bacias do Parnaíba e do Pantanal são evidentes nos dados aeromagnéticos (Fig. 5). Ademais, nos dados gravimétricos também é possível perceber que a continuidade da Faixa Brasília para norte ocorre segundo dois ramos, um que segue na direção N-S sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba, e outro que segue na direção NE-SW, em continuidade com a Faixa Rio Preto (Fig. 5).

As faixas Araguaia e Paraguai estão correlacionadas com um extenso eixo gravimétrico negativo que margina a borda sudeste do Cráton do Amazonas ao longo de aproximadamente 1.500 km. A amplitude dessa anomalia (em torno de 50 mGal) é menor do que a da Faixa Brasília, porém com intensidade suficiente para se cogitar a atuação de processos de colisão com justaposição de blocos continentais com densidades distintas. Esse eixo negativo acompanha a borda oeste da faixa anômala gravimétrica positiva correlacionada com os terrenos paleoproterozóicos da Faixa Brasília. Segundo Ussami & Molina (1999), essas anomalias gravimétricas de longo comprimento de onda (em torno de 200 km) somente podem ser explicadas pela flexão da placa Amazônica em resposta a carregamentos produzidos pela topografia e lascas de empurrão da Faixa Araguaia. A intensidade inferida dessa carga permitiu estimar a espessura elástica efetiva desse segmento litosférico em 80 km. Adicionalmente, segundo Ussami & Molina (1999), esses resultados reforçam o modelo de formação da Faixa Araguaia durante a colisão das placas litosféricas do Amazonas e do São Francisco, no Neoproterozóico.

As faixas Araguaia e Paraguai não apresentam

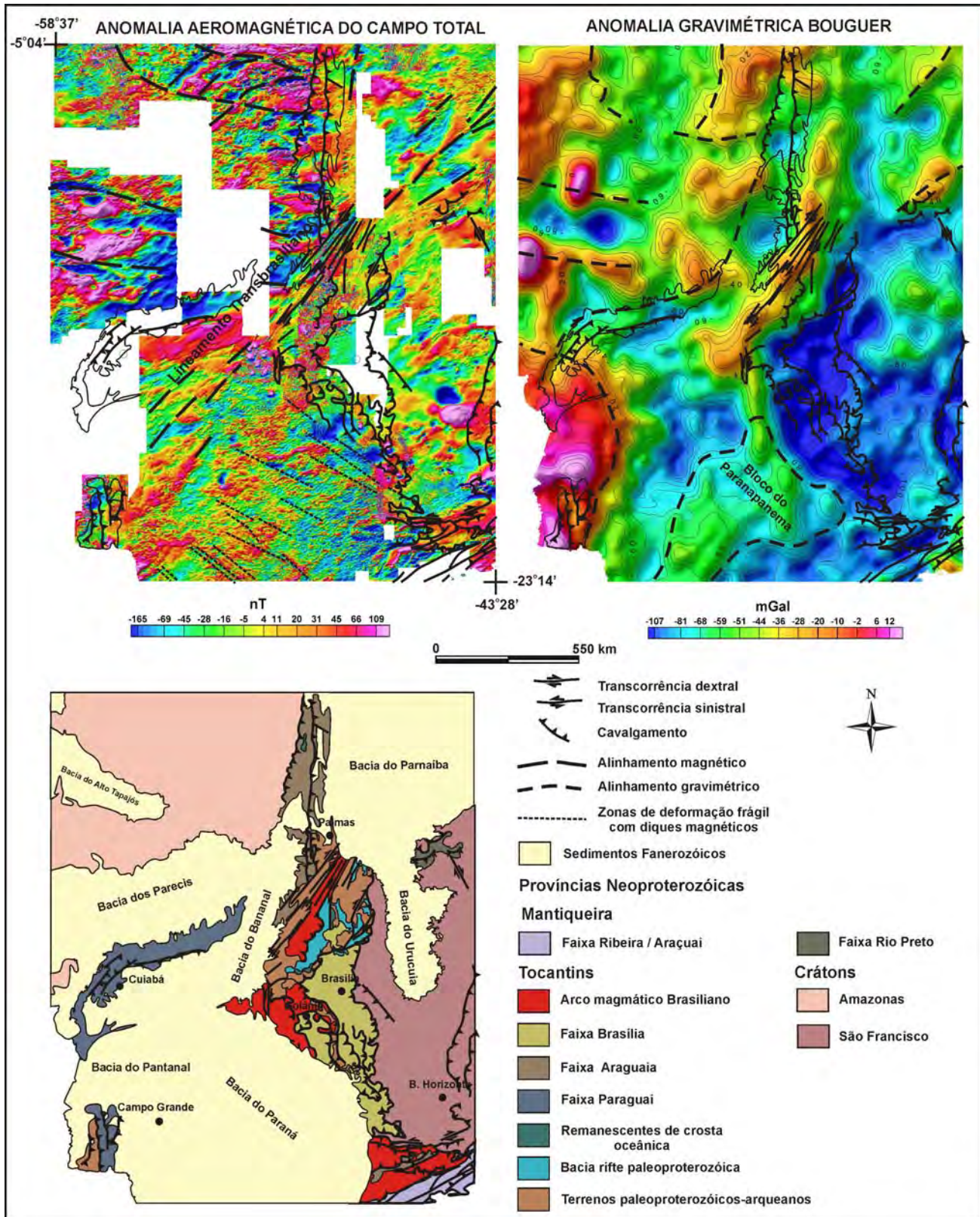


Figura 5 - Imagens das malhas interpoladas dos dados de anomalia gravimétrica Bouguer e aeromagnética da Província Tocantins e regiões adjacentes. Com superposição das principais estruturas tectônicas e alinhamentos geofísicos interpretados. Estruturas e limites geológicos reproduzidos de Delgado et al. (2003).

um grande volume de rochas magnéticas, entretanto nos dados aeromagnéticos (Fig. 5) é possível perceber que os alinhamentos magnéticos dessas faixas truncam em ângulo ortogonal os expressivos alinhamentos magnéticos do Cráton do Amazonas (Fig. 3).

## PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

A Província Mantiqueira (Fig. 6) é um extenso cinturão de rochas que foi instalado na borda leste do Cráton do São Francisco/Rio de La Plata no final do Neoproterozóico/início do Paleozóico (Delgado *et al.* 2003). Apesar de sua estruturação ser predominantemente marcada pela orogênese Brasileira, esta província preserva remanescente de rochas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas. A sua estruturação é complexa, porém apesar de não ser consensual, destacam-se três sistemas orogênicos brasileiros, os cinturões Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano (Fig. 6). Os dois primeiros, considerado por alguns pesquisadores como uma entidade única (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000), estão separados do cinturão Dom Feliciano pelo Cráton Luis Alves.

Na Faixa Araçuaí, os dados gravimétricos estão muito influenciados pelo efeito do afinamento da crosta continental na anomalia Bouguer ao longo da margem costeira (Fig. 6). Este aspecto pode ser atribuído ao fato da plataforma continental ser estreita. Por isso, observa-se que na região leste da Faixa Araçuaí o sinal gravimétrico dominante é positivo. Neste caso, o efeito é produzido pelo afinamento da crosta na direção do oceano. Por outro lado, na borda do Cráton São Francisco observa-se uma expressiva anomalia gravimétrica negativa (Fig. 6), sugerindo que ocorreu durante a Orogênese Brasileira um importante espessamento da crosta e um grande empilhamento de rochas supracrustais. A anomalia negativa indica a existência de contrastes de densidade entre crostas de composição diferentes, e seu emparelhamento com um alinhamento de anomalias positivas na borda do cráton sugere que ocorreram flexuras da litosfera produzidas por bacias de *foreland* durante o processo orogênico.

Nos dados gravimétricos não é possível fazer uma distinção clara entre as faixas Araçuaí e Ribeira, porque a tendência gravimétrica negativa observada na Faixa Araçuaí prossegue para sudoeste ao longo da Faixa Ribeira (Fig. 6). Entre-

tanto, na região da Faixa Ribeira o sinal gravimétrico possui menor amplitude, possivelmente atenuado pela presença de rochas do embasamento paleoproterozóico soergidas tectonicamente pela colisão Brasileira. Segundo Almeida & Ebert (2001), estudos gravimétricos indicam que a interface crosta/manto no segmento central da Faixa Ribeira apresenta um aumento de profundidade da *Moho* em direção ao Cráton do São Francisco. Os estudos de França & Assumpção (2004) com base em dados telessísmicos, empregando a função do receptor, indicaram que a espessura da crosta varia de 34 a 42 km, com o afinamento no sentido da costa. O espessamento crustal tem correlação com a elevação, o que sugere uma compensação isostática regional do tipo Ayri (França & Assumpção 2004).

Nos dados magnéticos, as faixas Araçuaí e Ribeira são marcadas por expressivas anomalias alongadas na direção NE-SW (Fig. 6) e correlacionadas com zonas de cisalhamento. Esse fato demonstra a existência de um grande volume de rochas magnéticas que foram deformadas e alongadas segundo as zonas de cisalhamento.

Na extensão para sudoeste, na região a norte de Curitiba, o sinal gravimétrico negativo que caracteriza as faixas Araçuaí e Ribeira fica emparelhado com o sinal gravimétrico positivo do Cráton Luis Alves (Fig. 6). Apesar de não ser muito expressivo, o contraste entre os dois domínios tectônicos é evidente nos dados gravimétricos. Isto também pode ser notado nos dados magnéticos, onde a forte tendência linear das faixas orogênicas é relativamente atenuada no interior do cráton (Fig. 6). Nos dados gravimétricos, a observação do prosseguimento desses domínios geológicos sob dos sedimentos da Bacia do Paraná é dificultada pelo efeito de baixa densidade produzido na anomalia Bouguer pelos sedimentos. Entretanto, nos dados magnéticos é possível observar a continuidade da Faixa Ribeira além dos limites da bacia por aproximadamente 100 km (Fig. 6).

A Faixa Dom Feliciano apresenta também expressivos alinhamentos magnéticos de direção NE-SW correlacionados com as zonas de cisalhamento (Fig. 6). Nos dados gravimétricos, na região do Rio Grande do Sul, o conjunto Faixa Dom Feliciano-Cráton Rio de La Plata está posicionada em uma região de tendência Bouguer regional positiva (Fig. 6). Porém, observa-se que as rochas supracrustais da Faixa Dom Feliciano formam um eixo nega-

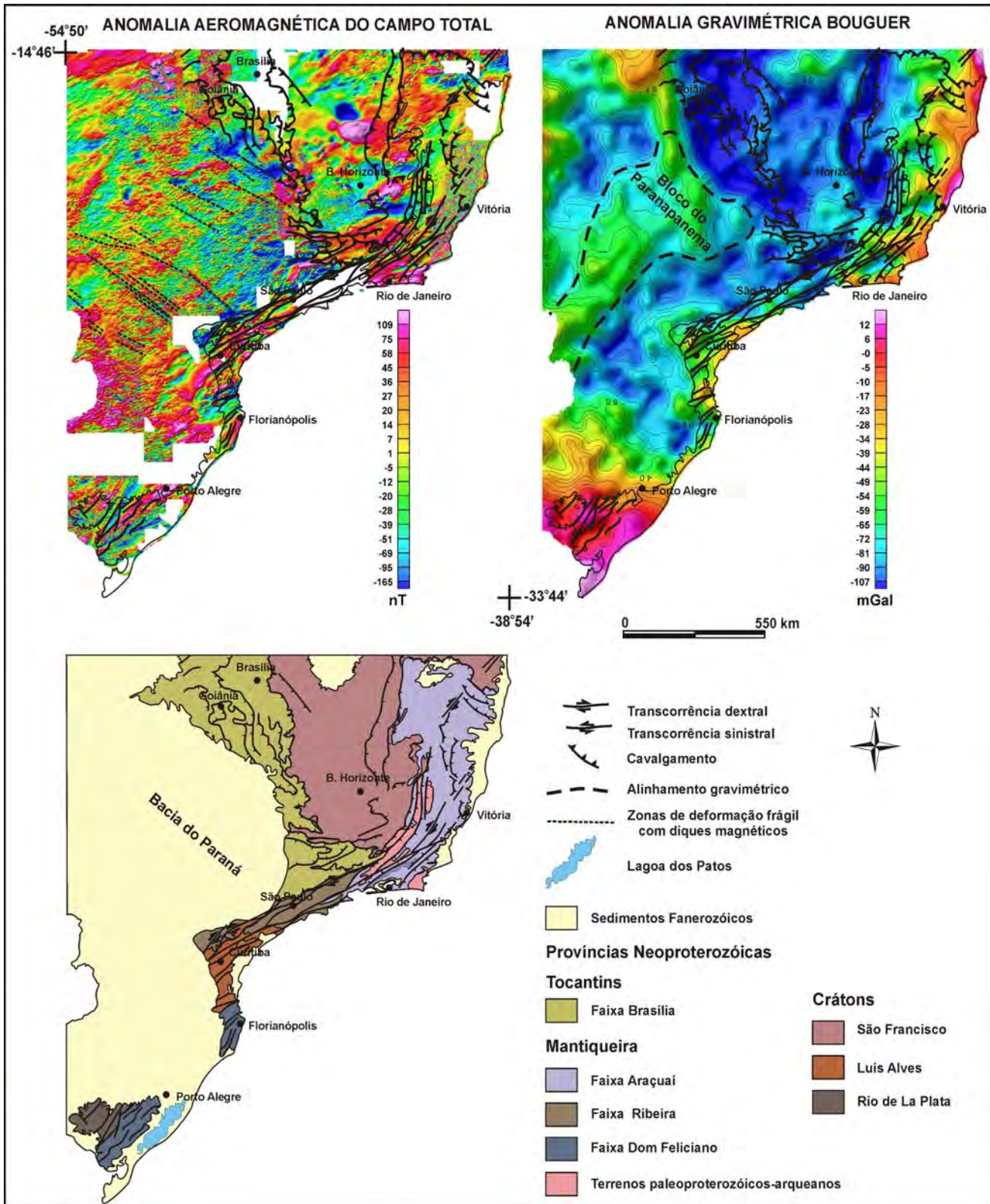


Figura 6 - Imagens das malhas interpoladas dos dados de anomalia gravimétrica Bouguer e aeromagnética da Província Mantiqueira e regiões adjacentes. Com superposição das principais estruturas tectônicas e alinhamentos geofísicos interpretados. Estruturas e limites geológicos reproduzidos de Delgado et al. (2003).

tivo nessa tendência regional. Para oeste deste eixo negativo está localizado o Cráton Rio de La Plata com sinal gravimétrico positivo, enquanto para leste a tendência Bouguer positiva tem correlação em superfície com a Lagoa dos Patos. Essa tendência gravimétrica regional positiva no sentido do Uruguai, indica excesso de massa que somente pode ser explicado pela existência de uma fonte subcrustal (Mantovani *et al.* 1995).

Apesar das reativações tectônicas da Faixa Dom Feliciano-Cráton Rio de La Plata ao longo Fanerozóico, os estudos da espessura elástica efetiva ( $T_e$ ) efetuados por Mantovani *et al.* (1995) nesta região indicam que a litosfera é resistente, com valores em torno de 95 km.

### PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (Fig. 7) foi inicialmente descrita como um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos estruturados durante a Orogênese Brasileira (Brito Neves 1975, Almeida *et al.* 1977). Com a evolução dos conhecimentos, passou a ser apresentada como o resultado da ocorrência e superposição de mais de uma orogênese ao longo do tempo, e sua complexidade tectônica foi atribuída à aglutinação de terrenos alóctones de origens diferentes, separados por grandes zonas de cisalhamento (Jardim de Sá *et al.* 1992, Santos 2000). Nesse modelo de evolução, a Província Borborema foi formada pela aglutinação de grandes fragmentos de crostas (terrenos tectonoestratigráficos) durante as orogêneses Cariris Velhos (início do Neoproterozóico, em torno de 1,0 Ga, Brito Neves *et al.* 1995) e Brasileira (final do Neoproterozóico, em torno de 0,6 Ga).

A anomalia gravimétrica Bouguer na Província Borborema (Fig. 7) é muito influenciada pelo afinamento da crosta ao longo da margem continental, ocorrido no mesozóico durante o processo de separação de Gondwana. Por causa disso, apresenta gradientes positivos no sentido do oceano ao longo de todo o contorno da margem. Na anomalia Bouguer é também marcante o efeito de baixa densidade produzido pelas bacias sedimentares interiores formadas no Mesozóico (Matos 1992). Essas bacias estão correlacionadas com anomalias gravimétricas alongadas e negativas, com é caso da Bacia Tucano-Jatobá e Araripe (Fig. 7). Por outro lado, os dados aeromagnéticos marcam de forma expressiva as zonas de cisalhamen-

to formadas durante a Orogênese Brasileira, em que a Província foi comprimida entre os crátons Congo-São Francisco e Oeste Africano (Trompette 1994). Nos dados aeromagnéticos, as maiores zonas de cisalhamentos são visualizadas como lineamentos contínuos que se estendem por até 700 km. É possível também observar o prolongamento das principais estruturas da Província Borborema por baixo dos sedimentos da Bacia do Parnaíba. A análise dos dados demonstra que as principais zonas de cisalhamentos convergem para o Lineamento Transbrasiliano (Fig. 7).

Os remanescentes dos terrenos (núcleos) arqueanos estão sempre correlacionados com anomalias gravimétricas positivas e geralmente possuem anomalias magnéticas (Fig. 7). Isso se deve a preservação parcial desses núcleos pelo intenso magmatismo ácido que ocorreu na província durante a Orogênese Brasileira e ao grande volume de rochas básicas que fazem parte das sequências supracrustais dos núcleos arqueanos. Um exemplo é o núcleo de São José do Campestre no Rio Grande do Norte (Dantas *et al.* 2004).

No sul da Província Borborema, a sutura com o Cráton São Francisco é bem marcada por anomalias gravimétricas na Faixa Riacho do Pontal e no oeste da Faixa Sergipana. Ela é definida por um eixo gravimétrico anômalo positivo com 200 km de comprimento de onda e amplitudes em torno de 40 mGal, ao contrário do Cráton do São Francisco, onde a tendência Bouguer é predominantemente negativa, com amplitudes em torno de 20 mGal. O par positivo-negativo constitui uma assinatura com amplitude máxima, pico-a-pico, de 70 mGal (Fig. 7). Oliveira (2008) sugeriu a hipótese de que o eixo gravimétrico positivo deve corresponder ao alçamento da crosta inferior da província e o negativo às *nappes* de supracrustais da Faixa Riacho do Pontal cavalgadas sobre o cráton.

No noroeste da Província, as anomalias gravimétricas positivas e negativas emparelhadas ao longo do Lineamento Transbrasiliano, localmente denominado Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, marcam um limite colisional neoproterozóico (Fig. 7), onde ocorreu a formação de um arco magmático continental (Fetter *et al.* 2003). O sinal gravimétrico é definido por um par de anomalias Bouguer, positiva-negativa, com amplitude, pico a pico, de 25 mGal, e comprimento de onda de 80 km. No interior da Faixa Médio Coreau, ocorre outro par Bouguer, positivo-negativo com amplitude pico a

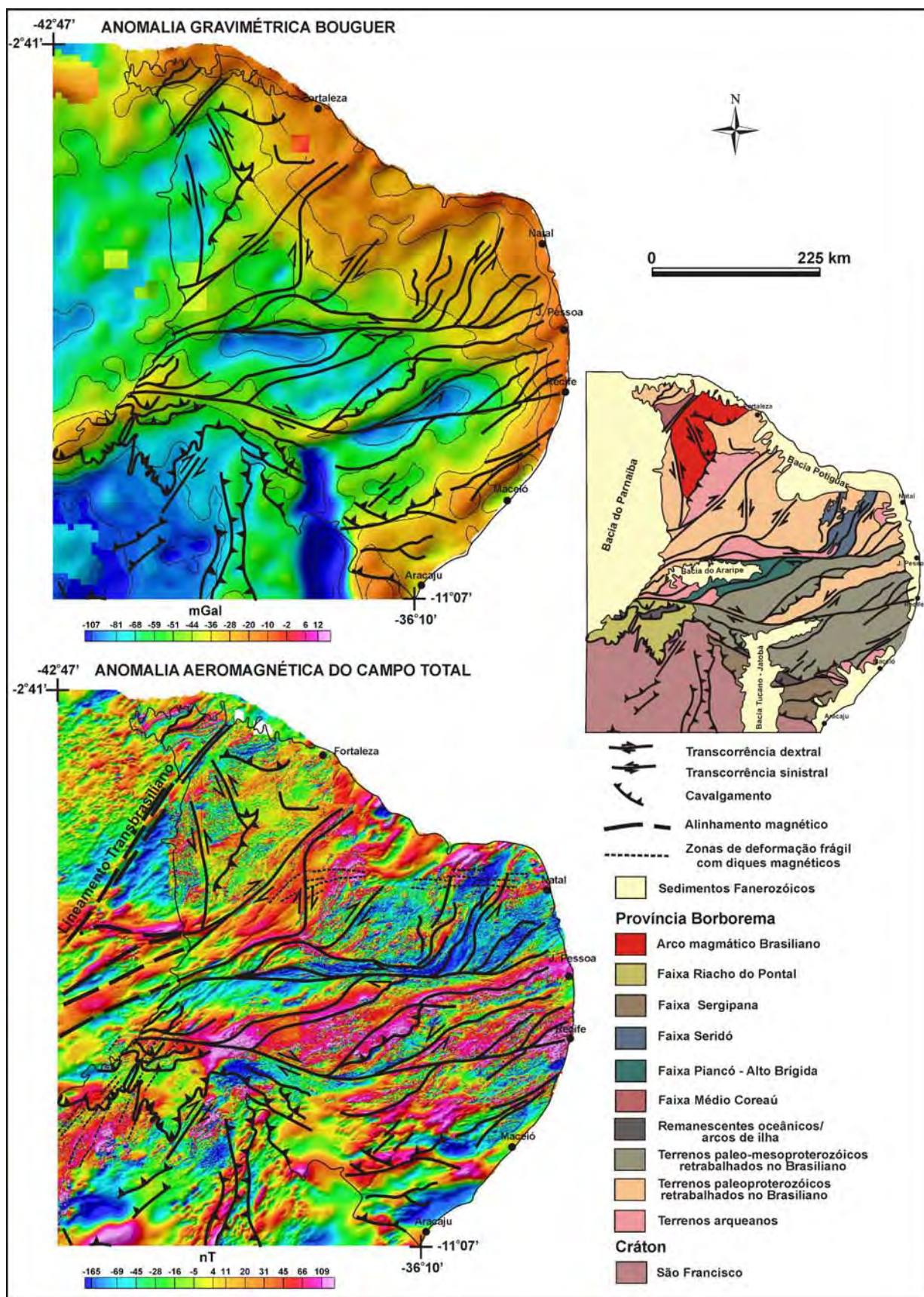


Figura 7 - Imagens das malhas interpoladas dos dados de anomalia gravimétrica Bouguer e aeromagnética da Província Borborema e regiões adjacentes. Com superposição das principais estruturas tectônicas e alinhamentos geofísicos interpretados. Estruturas e limites geológicos reproduzidos de Delgado et al. (2003).

pico de 20 mGal e comprimento de onda de 100 km. Beltrão & Silva (1989) interpretaram estes dois pares Bouguer anômalos como o resíduo de um processo de compressão tectônica de direção NW-SE que, ao atuar em uma crosta que originalmente apresentava faixas alternadas de adelgaçamento e espessamento crustal, produziu o soerguimento de fatias de rochas granulíticas provenientes da crosta inferior. Em seguida, o conjunto crustal foi afetado por cisalhamentos de direção NE-SW. Fetter *et al.* (2003) interpretaram que a anomalia gravimétrica dipolar na Faixa Médio Coreaú marca a posição de uma zona de subducção de um domínio oceânico Neoproterozóico durante a convergência do Cráton Oeste-Africano-São Luís, com a Província Borborema, que gerou o arco magmático de Santa Quitéria.

Estimativas de espessura da crosta da Província Borborema por modelagens isostáticas (Castro *et al.* 1999, Oliveira 2008) indicam que há duas regiões de espessamento na crosta da província: uma na região do Planalto da Borborema no leste da província (33,5 km) e outra na região correspondente ao arco magmático de Santa Quitéria, noroeste da província (32,5 km). A primeira representa uma raiz da crosta, associada com a compensação isostática do Planalto da Borborema. A segunda é um registro vestigial da colisão entre a Província Borborema e o Cráton Oeste-Africano durante a Orogênese Brasileira, que causou espessamento da crosta ao longo do Lineamento Transbrasiliano. Entre estas duas regiões, ocorre um afinamento que representa o registro no interior do continente de um rifteamento cretáceo abortado. As estimativas de espessura da crosta foram confirmadas por processamento de dados telessísmicos (Cândido *et al.* 2010) e de sísmica de refração profunda (Soares & Fuck 2010).

## BACIAS DO AMAZONAS-SOLIMÕES

As bacias do Solimões e do Amazonas estão separadas pelo Arco de Purus (Figs. 1 e 3). A Bacia do Solimões, com preenchimento sedimentar que inclui rochas depositadas no Paleozóico e Mesozóico, possui arcabouço estrutural marcado pela presença da Megazona de Cisalhamentos Solimões de direção ENE-WSW. Esta zona de cisalhamentos foi desenvolvida em um cinturão de deformação intraplaca definido por falhas inversas *en échelon*, com direção NNE-SSW e regularmente espa-

çadas (Milani & Thomaz Filho 2000). A Bacia do Amazonas, também com preenchimento sedimentar que inclui rochas depositadas no Paleozóico e Mesozóico, possui um eixo principal de direção E-W. No Permiano-Triássico, uma extensão tectônica regional de direção E-W possibilitou a intrusão de corpos magmáticos. Atualmente, o pacote sedimentar no seu depocentro atinge espessuras de 5.000 metros (Milani & Thomaz Filho 2000).

Nos dados gravimétricos e magnéticos, a feição mais proeminente é um alinhamento positivo E-W, centralizado no eixo da Bacia do Amazonas (Fig. 3). O alinhamento está truncado na região de Manaus e não prossegue para a Bacia do Solimões. A amplitude gravimétrica de até 80 mGal e comprimento de onda em torno de 150 km (Fig. 3) indicam que ela é produzida por grande excesso de massa. Aparentemente, a julgar pelo comprimento de onda, o sinal gravimétrico tem origem profunda e possivelmente não é causado apenas pelas rochas magmáticas que intrudiram a bacia no Permiano-Triássico. O alinhamento magnético, ao contrário do gravimétrico, prossegue na Bacia do Solimões. Seus parâmetros, amplitude de 200 nT e comprimento de onda de 150 km (Fig. 3), indicam também uma fonte com origem profunda na crosta. Tectonicamente, o alinhamento magnético pode ser correlacionado com a Megazona de Cisalhamentos da Bacia do Solimões.

Pela posição dos alinhamentos em relação ao eixo da bacia (Fig. 3), as fontes relacionadas com as anomalias Bouguer e magnética devem estar relacionadas aos processos tectônicos de evolução e formação da bacia, sem necessariamente ter uma herança tectônica, pois ela trunca as direções principais das estruturas do embasamento. Hipoteticamente, a anomalia gravimétrica poderia ser produzida por fortes afinamentos da crosta ou alternativamente por *underplating* de rochas básicas durante magmatismo Permiano-Triássico.

Na região da Bacia do Solimões, os sedimentos encobrem as fontes de anomalias gravimétricas, tanto positivas como negativas, além de expressivas anomalias magnéticas. Nos dados gravimétricos observam-se várias anomalias gravimétricas dipolares com amplitudes suficientes para justificar a interpretação de limites de crostas com fortes contrastes de densidades. É também possível identificar duas direções principais: NW-SE e NE-SW. A primeira direção corresponde aos prolongamentos dos limites das províncias tectônicas já conhe-



cidas no embasamento aflorante. A segunda direção trunca a primeira, e parece estar associada com um evento tectônico mais jovem, tal como o Episódio Deformacional K'Mudku, cujos milonitos foram datados em 1,26 Ga por Fraga (2002) na região de Roraima.

## **BACIA DO PARANÁ**

A Bacia do Paraná (Figs. 1 e 6) está localizada no sul-sudeste do Brasil e se estende para os países vizinhos do Paraguai, Argentina e Uruguai. Ela apresenta uma forma elíptica com direção geral NNE-SSW, com dois terço de sua superfície estando coberta por lavas basálticas (Milani & Thomaz Filho 2000). Dois eventos de extensão tectônica, um no Ordoviciano e outro no Carbonífero, controlaram os processos de subsidência que permitiram a deposição das espessas seqüências sedimentares da Bacia do Paraná. Um terceiro evento tectônico ocorreu no Cretáceo, e resultou no extenso derrame de basaltos continentais que precedeu a separação de Gondwana (Milani 1992). Alguns pesquisadores, com base no emprego de dados geofísicos, sugeriram modelos de crosta em que esse volumoso magmatismo basáltico teria produzido *underplating* magmático (Molina *et al.* 1988, Vidotti *et al.* 1998; An 2004).

Do ponto de vista da correlação do arcabouço desta bacia com as províncias tectônicas adjacentes, a feição mais importante é o Bloco de Parapanema (Mantovani *et al.* 2005). Observa-se nos dados de anomalia Bouguer que esse bloco pode ser delineado a partir dos gradientes gravimétricos positivos mais expressivos (Fig. 6). O traçado dos limites tectônicos do Bloco do Parapanema definidos por Mantovani *et al.* (2005) estão substanciados nos resultados dos trabalhos de Quintas *et al.* (1999) para o estudo termomecânico da Bacia do Paraná. Quintas *et al.* (1999) interpretaram que as regiões de maior esforço de distensão na bacia podem refletir a existência de uma paleo-estrutura representativa de limite entre blocos tectônicos. Adicionalmente, segundo Mantovani *et al.* (2005) esse padrão de esforços apresenta coincidência geográfica com altos gravimétricos, sugerindo a existência de uma sutura pré-existente. O mosaico gravimétrico resultante e a localização das falhas dão suporte à existência de um bloco cratônico abaixo dos sedimentos da Bacia do Paraná (Mantovani *et al.* 2005). Os resulta-

dos desses trabalhos foram confirmados por meio do processamento de dados de função do receptor e dispersão de ondas Rayleigh efetuado por Julià *et al.* (2008). Segundo esses autores, as observações são consistentes com a existência de um fragmento cratônico sob a Bacia do Paraná, cujas suturas definiram as zonas de fraqueza para a subsidência inicial no Paleozóico e permitiram *underplating* do magmatismo Cenozóico.

Os dados gravimétricos mostram que o limite nordeste do bloco do Parapanema apresenta gradientes gravimétricos muito fortes (Fig. 6), formando um arco com concavidade voltada para a região da Faixa Brasília, cujas rochas afloram na borda nordeste da Bacia do Paraná. Por esses dados é possível inferir que a região do gradiente gravimétrico mais intenso possivelmente representa uma zona de sutura de colisão do Bloco do Parapanema com a Faixa Brasília.

Nos dados magnéticos destacam-se duas feições principais (Fig. 6): i) a textura magnética relacionada com o sinal produzido pelo derrames de lavas basálticas no Cretáceo, que se caracteriza por um grande número de dipolos arranjados aleatoriamente e distribuídos por grande parte da bacia; e ii) os grandes alinhamentos magnéticos com extensão de até 500 km, que representam estruturas de deformação frágil da crosta, com preenchimento de diques de rochas magnéticas (Usami *et al.* 1991).

## **BACIA DO PARNAÍBA**

A Bacia do Parnaíba, localizada a oeste da Província Borborema, é uma sinéclise com contornos circulares preenchida por sedimentos com espessuras de até 3.500 m em seu depocentro (Figs. 1 e 7). O seu limite norte é definido por uma feição de flexura positiva relacionada com a abertura do Atlântico Equatorial. Uma estrutura marcante é o Lineamento Transbrasiliano, expresso por uma larga região de deformações superficiais e subsuperficiais, que controlaram aulacógenos paleozóicos (Milani & Thomaz Filho 2000).

Souza (1995) confeccionou um mapa Bouguer para toda a bacia. Segundo esse autor, o traçado das linhas de contorno demonstra a influencia do Lineamento Transbrasiliano e enfatiza alinhamentos de baixos gravimétricos nas direções N-S e NW-SE, relacionados com *grabens* alongados. Com base no modelo do campo regional gravimétrico,

ajustado para os dados de anomalias Bouguer e ar-livre, Souza (1995) sugeriu que um *underplating* na litosfera pode ter sido a causa de um processo de subsidência termal que, associado com um sistema de *grabens* precursores, permitiu o preenchimento sedimentar Pós-Ordoviciano da bacia.

Souza (1997), mediante a modelagem da subsidência da bacia pela técnica de *backstripping*, estimou uma contribuição de 40-45% para causas tectônicas e 60-65% para a carga sedimentar. A aplicação do modelo de Royden-Keen permitiu identificar os maiores valores de estiramento litosférico nas regiões de *grabens* e ao longo do Lineamento Transbrasiliano. A zona de maior afinamento da crosta está correlacionada com as maiores espessuras sedimentar e os maiores residuais gravimétricos.

Vidotti *et al.* (1997) utilizaram dados gravimétricos para estimar por meio da função coerência os valores de espessura elástica efetiva ( $T_e$ ) da litosfera da bacia. Os resultados indicam que, em uma grande área no norte, a espessura elástica efetiva tem valores em torno de 58 km, porém no interior dessa região ocorrem áreas litosféricas mais frágeis. Em pequenas áreas do interior da bacia os valores de  $T_e$  variam entre 24 e 30 km.

Um trabalho de investigação detalhada efetuado por Góes *et al.* (1993) com contribuição de dados geofísicos e amostragem de poços revelou que uma parte significativa do embasamento da bacia é constituída pelo prolongamento das faixas móveis, maciços e zonas de cisalhamento dos terrenos pré-cambrianos adjacentes. Nos *grábens* associados com as zonas de cisalhamentos foram preservadas rochas sedimentares de baixo metamorfismo, com idade de deposição neoproterozóica e cambro-ordoviciano.

## OBSERVAÇÕES FINAIS

As interpretações dos dados aeromagnéticos e gravimétricos das principais domínios tectônicos brasileiros demonstram que há boa correlação das assinaturas geofísicas com as principais estruturas tectônicas e domínios geológicos conhecidos.

No Cráton do Amazonas as subdivisões geocronológicas possuem boa correlação com contrastes gravimétricos e magnéticos sugerindo a justaposição de crostas com propriedades petrofísicas distintas, possivelmente associadas com limites colisionais. A existência de amplo baixo gravi-

métrico em correlação com a Província Amazônia Central sugere que a crosta nessa região mantém um resíduo de espessura que indica a existência de crosta resistente de consolidação antiga, como indicado pelos dados geocronológicos. Ademais, a existência de gradientes gravimétricos positivos nos limites com as províncias vizinhas confirma o modelo de evolução tectônica que indica o crescimento do protocráton por aglutinação de novas massas continentais nas margens. No sudoeste da província, os dados gravimétricos e magnéticos indicam que o emparelhamento das províncias Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondônia-San Ignacio e Sunsás ocorreu por processos de justaposição de crostas com expressivos contrastes petrofísicos, que corroboram os modelos de aglutinação de paleocontinentes ao longo do Paleoproterozóico-Mesoproterozóico. As suturas entre esses paleocontinentes são bem marcadas por anomalias gravimétricas dipolares e fortes anomalias magnéticas. Aspecto marcante quanto à evolução tectônica do Cráton do Amazonas é a clara existência de um evento mais jovem de direção NE-SW, bem marcado por alinhamentos magnéticos e gravimétricos, que atravessam ortogonalmente os limites NW-SE das províncias.

O Cráton do São Francisco possui limites com as faixas dobradas marginais muito bem marcadas por expressivas anomalias gravimétricas negativas. Essas anomalias indicam a existência de espessamentos da crosta pela flexura da litosfera durante a Orogênese Brasileira na região dos *fold thrust belts* das faixas marginais. No interior do cráton, uma importante anomalia gravimétrica negativa está correlacionada com o Aulacógeno do Espinhaço, possivelmente associada com somatória dos efeitos dos eventos de sedimentação, magmatismo e deformação da bacia. Três regiões anômalas, tanto densas como magnéticas, ocorrem no interior do Cráton do São Francisco: o Quadrilátero Ferrífero; a região da Bacia do Uruçuia; e o cinturão granulítico arqueano Itabuna-Salvador-Curaça. Todas as três regiões possuem crostas com idades paleoproterozóicas-arqueanas. Nos dados magnéticos destacam-se duas amplas e expressivas anomalias, uma na região de Pirapora (MG) e outra no norte da Bahia, ambas de origem ainda desconhecida.

Na Província Tocantins os dados gravimétricos são compatíveis com colisões tectônicas que causaram espessamento da crosta e empilhamentos

por cavalgamento das rochas metassedimentares na borda dos crátons. As evidências são mais fortes para o caso da Faixa Brasília, onde a espessura da crosta atinge valores de 43 km. Na região central, os dados gravimétricos e magnéticos demonstram que esta faixa foi fortemente condicionada pelo Lineamento Transbrasiliano e pela convergência dos crátons do Amazonas e do São Francisco. No sudeste, os dados gravimétricos indicam que a Faixa Brasília está relacionada com a convergência do Cráton do São Francisco e o Bloco do Paranapanema (encoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná). As faixas Araguaia e Paraguai estão correlacionadas com um extenso eixo gravimétrico positivo-negativo que margina o limite sudeste do Cráton do Amazonas. No caso da Faixa Araguaia a anomalia gravimétrica bipolar pode ser explicadas pela flexão da paleoplaca Amazônica em resposta aos carregamentos produzidos pela topografia e por lascas de cavalgamento durante o processo de orogênese.

Na Província Mantiqueira as anomalias gravimétricas e magnéticas estão truncadas pela margem continental. Entretanto, na Faixa Araçuaí observa-se uma expressiva anomalia gravimétrica negativa que a acompanha a borda do Cráton do São Francisco, sugerindo que ocorreu durante a Orogênese Brasileira um importante espessamento da crosta e um grande empilhamento de rochas supracrustais. Nos dados gravimétricos e magnéticos não é possível fazer uma distinção clara entre as faixas Araçuaí e Ribeira, porque as tendências anômalas observadas na Faixa Araçuaí prosseguem para sudoeste ao longo da Faixa Ribeira. Contudo, na região da Faixa Ribeira o sinal gravimétrico possui menor amplitude. Na extensão para sudoeste, na região a norte de Curitiba, o contraste com o Cráton Luis Alves é evidente tanto nos dados gravimétricos como nos dados magnéticos. A Faixa Dom Feliciano apresenta expressivos alinhamentos magnéticos de direção NE-SW correlacionados com as zonas de cisalhamento. No Rio Grande do Sul, o conjunto Faixa Dom Feliciano-Cráton Rio de La Plata está posicionada em uma região de tendência regional gravimétrica positiva. É possível que o excesso de massa na área possa ser explicado por fontes localizadas nas regiões subcrustais.

Na Província Borborema a anomalia Bouguer é influenciada pelo afinamento longo da margem continental e pelo efeito de baixa densidade pro-

duzido pelas bacias sedimentares interiores. Contudo, os dados aeromagnéticos marcam de forma expressiva as zonas de cisalhamento da Orogênese Brasileira. A análise dos dados demonstra que as principais zonas de cisalhamentos convergem para o Lineamento Transbrasiliano. Os remanescentes dos terrenos (núcleos) arqueanos estão sempre correlacionados com anomalias gravimétricas positivas e anomalias magnéticas. No sul da Província Borborema, a sutura com o Cráton São Francisco é bem marcada por um eixo gravimétrico anômalo positivo, ao contrário do cráton, onde a tendência Bouguer é predominantemente negativa. No noroeste da Província Borborema o sinal gravimétrico é definido por dois pares de anomalias Bouguer, positivas-negativas, paralelos ao Lineamento Transbrasiliano. A larga anomalia Bouguer negativa localizada a leste desse lineamento está correlacionada com o arco magmático de Santa Quitéria.

Os sedimentos das grandes bacias sedimentares do interior do Brasil escondem o embasamento cristalino e dificultam a compreensão dos eventos pré-cambrianos. Contudo, os dados geofísicos são uma ferramenta importante na interpretação do prolongamento das estruturas e domínios geológicos sob os sedimentos dessas bacias. Destacam-se, de forma evidente, a definição de limites do Bloco do Paranapanema na Bacia do Paraná, o traçado da continuidade do Lineamento Transbrasiliano nas bacias do Parnaíba e Pantanal e a definição da continuidade dos limites e estruturas das Províncias do Cráton do Amazonas sob os sedimentos das bacias do Solimões e do Amazonas.

## REFERÊNCIAS

- Alkmin F.F., Brito Neves B.B. & Castro Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: Dominguez J.M.L. & Missi A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 45-62.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, **7**:349-64.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck H.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, **8**, Campina Grande, Boletim **6**:363-391.
- Almeida S.H.S. & Ebert H.D. 2001. Estruturação tectônica e gravimetria do Cinturão Ribeira na região limítrofe entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. In: SBG, SNET, **8**, Recie, *Anais*, p. 37-40.
- Alvarenga C. J. S., Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S. & Abreu, F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos Neto (eds.). *Tectonic Evolution of South*

- America. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 183-193.
- An M. 2004. *Estrutura Crustal da Bacia do Paraná com Inversão de Ondas de Superfície e Funções do Receptor*. Tese de Doutorado, IAG/USP, 129 p.
- Assumpção M., An M., Bianchi M., França G.S.L., Rocha M., Barbosa J. R. & Berrocal J. 2004. Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, **388**:173-185.
- Bayer R., Carozzo M.T., Lanza R., Miletto M. & Rey D. 1989. Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflexion profile through the Western Alps. *Tectonophysics*, **162**:203-218.
- Beltrão J.F. & Silva J.B.C. 1989. Organização crustal do cinturão de cisalhamento NW do Ceará segundo a gravimetria. In: SBGf - Congr. Soc. Bras. Geof., 1, Rio de Janeiro, *Bol. Res. Expandidos*, **2**:538-543.
- Berrocal J., Marangoni Y., Sá N.C., Fuck R., Soares J. E. P., Dantas E., Perosi F. & Fernandes, C. 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, **388**:187-199.
- Beuamont C. 1981. Foreland basins. *Geop. J. Royal Astronomical Society*, **65**:291-329.
- Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste*. Tese de Doutorado, IG/USP, 198 p.
- Brito Neves B.B., Kawashita, K., Cordani V. & Delhal J. 1979. A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço. *RBG*, **1**:71-85.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santo E.J., Campos Neto M.C. & Kozuch M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *RBG*, **25**:279-296.
- Cândido I.P., Nascimento A.F., Novo Barbosa M.F., Julia J., França G.S. & Ferreira, J.M. 2010. Crustal Thickness and VP/VS Ratio Variation in the Borborema Province from Receiver Functions. *Eos Trans. AGU*, **91**(26), Meet. Am. Suppl., Abstract T21B-11.
- Castro D.L., Medeiros W.E., Jardim de Sá E.F. & Moreira J.A.M. 1998. Gravity map of part of Northeast Brazil and adjacent continental margin and its interpretation based on the hypothesis of isostasy. *RBGf*, **16**:115-130.
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:199-235.
- Dantas E.L., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Brito Neves B.B., Cordani U.G., Norman A.P., Williams I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Prec. Res.*, **130**:113-137.
- Dardenne M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos Neto (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, p.231-263.
- Delgado I.M., Souza, J.D., Silva L.C. Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A. J. Guimarães, J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V.L., Valente C.R., Perrotta M.M. & Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, p. 227-334.
- Dominguez J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-Núcleo Bahia e Sergipe, 137-159.
- Fetter A.H., Santos T.J.S., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Nogueira Neto, J.A. & Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gond. Res.*, **6**:265-273.
- Fraga L.M.B. 2002. *A Associação Anortosito-Mangerito-Granito Rapakivi (AMG) do cinturão Guiana Central, Roraima e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia*. Tese de Doutorado, CG/UFPA, 351p.
- França G.S. & Assumpção M. 2004. Crustal structure of the Ribeira fold belt, SE Brazil, derived from receiver functions. *J. South Am. Earth Scie.*, **16**:743-758.
- Fuck, R. A. 1994. A faixa Brasília e a compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Brasília, *Anais*, 184-187.
- GETECH & PGW. 1996. *South American Magnetic Mapping Project (SAMMP)*. Technical Report and Survey Atlas. 111p.
- Gibb R.A., Thomas M.D., Mukhopadhyay M. 1983. Geophysics of proposed sutures in Canada. *Prec. Res.*, **19**:349-384.
- Goês A.M.O., Travassos W.A.S., Nunes K.C. 1993. *Projeto Parnaíba. Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias*. Belém, PETROBRAS, 106 p.
- Hastings D.A., Dunbar P.K., Elphinstone G.M. Bootz M., Murakami H., Maruyama H., Masaharu H., Holland P., Payne J., Bryant N. A., Logan T.L., Muller J.P., Schreier G. & MacDonald J.S. (eds.) 1999. *The Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Version 1.0*. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, Boulder, Colorado 80305-3328, U.S.A. Digital data base on the World Wide Web (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>) and CD-ROMs.
- Jardim de Sá E.F., Fuck R.A., Macedo M.H.F., Kawashita K. 1992. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem Norte do Cráton São Francisco. *RBG*, **22**:472-480.
- João X.S.J. & Marinho P.A.C. 1982. Catamorfositos arqueanos da região centro-leste do Território federal do Amapá. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 1, Belém, *Anais*, v2, pp. 207-228.
- Julia J., Assumpção M., Rocha M.P. 2008. Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: evidence for a fragmented cratonic root. *J. Geoph. Res.*, **113**:B0 8318.
- Karner G.D. & Watts A.B. 1983. Gravity Anomalies and flexure of the lithosphere at Mountain Ranges. *J. Geoph. Res.*, **88**(10):10,449-10,477.
- Lesquer A., Almeida F.F.M., Davino A., Lachaud J.C., Maillard P. 1981. Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du craton de Sao Francisco (Bresil). *Tectonophysics*, **76**:273-293.
- Lima M.I.C., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Oliveira A.S., Basei M.A.S., Araújo J.F.V. & Silva, C.G. 1974. Geologia. In: *Projeto RADAM. Folha NA/NB 22 Macapá*. Rio de Janeiro, I/120p, Levan. Rec. Naturais, **6**.
- Mantovani M.S.M., Shukowsky W., Hallinan S.E. 1995. Análise da Espessura Elástica Efetiva no Segmento Litoférico Rio de La Plata-Dom Feliciano. *Anais Acad. Brasil. Ciên.*, **67**:199-220.
- Mantovani M.S.M., Quintas M.C L., Shukowsky W., Brito Neves B.B. 2005. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: A geophysical contribution. *Episodes*, **28**:18-22.
- Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian Rift Sys-

- tem. *Tectonics*, **11**:766-791.
- Milani E.J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná Basin, SE Brazil. In: M.T. Wit & I.G.D. Ransome (eds.) *Inversion tectonics of the Cape Fold belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa*. Bakelma, Rotterdam, pp. 101-108
- Milani E.J. & Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary basins of South América. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos Neto (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. IGC, 31<sup>th</sup>, Rio de Janeiro, p. 389-449.
- Molina E.C., Ussami N., Sá, N.C., Blitzkow D., Miranda Filho O.F. 1988. Deep crustal structure under the Paraná Basin (Brazil) from gravity study. In: E.M. Piccirillo & A.J. Melfi (eds.) *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. USP, p.271-283.
- Oliveira R.G. 2008. *Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de Sua Margem Continental (Nordeste do Brasil)*. Tese de Doutorado, IG/UFRN, 411p.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedmann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuai Belt and its connections to the Ribeira Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos Neto (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31 IGC, Rio de Janeiro, p.265-268.
- Pinto L.G.R., Banik M.P., Ussami N., Vitorello I., Padilha A.P., Braitenberg C. 2010. Magnetotelluric deep soundings, gravity and geoid in the south São Francisco craton: Geophysical indicators of cratonic lithosphere rejuvenation and crustal underplating. *Earth Planet. Sci. Letters*, **297**:423-434.
- Quintas M.C.L., Mantovani M.S.M., Zalán P.V. 1999. Uma contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *RBG*, **29**:217-226.
- Rogers J.J.W. 1996. A history of continents in the past three billion years. *J. of Geology*, **104**:91-107.
- Sadowski G.R. & Bettencourt J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazonian Craton. *Prec. Res.*, **76**:213-227.
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 1993. Evolução Tectono-Sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na Porção Meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e Oriente Boliviano. *RBG*, **23**:31-37.
- Santos E.J. 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros V.C. 2000 (Org.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE - SC.24-X (escala 1:500.000)*. Brasília, CPRM, p.3-7.
- Santos J.O.S., Hartman L.A. & Gaudette H.E. 1997. Reconnaissance U/Pb in zircon, Pb/Pb in sulfides and review of Rb/Sr geochronology in the Tapajós gol Province, Pará/Amazônia States, Brazil. In: South Am. Symp. Isot. Geol. Campos do Jordão, *Ext. Abstract*, 280-282.
- Santos J.O.S., Reis N.J., Hartmann L.A., MacNaughton N.J., Fletcher, I.R. 1999. Associação anortosito-charnockito-rapakivi do Calimiano do norte do Craton Amazônico, Estado de Roraima: Evidências obtidas por geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e baddeleyta. In: Simp. Geol. Amazônia, **6**, *Ext. Abst. Bull.*, p. 502-505.
- Soares J.P. & Fuck, R.A. 2010. Lithosphere of the Borborema Province, NE Brazil: insights from geophysical data. *Eos Trans. AGU*, **91**(26), Meet. Am. Suppl., Abstract T12A-05.
- Souza M.A. 1995. Regional gravity interpretation of Parnaíba basin (Northern Brazil). In: SBGf, Congr. Intern. da SBGf, **4**, Conf. União Latino-Americana de Geof., **1**, Rio de Janeiro, *Res. Expand.*, **1**:184-187.
- Souza M.A. 1997. Subsidence modeling of the Parnaíba basin (NE Brazil). In: Congr. Intern. SBGf, **5**, São Paulo, *Res. Expand.*, **2**:880-882.
- Tapley B., Ries J., Bettadpur S., Chambers D., Cheng M., Condi F., Gunter B., Kang Z., Nagel P., Pastor R., Pekker T., Poole S., Wang F. 2005. GGM02 - An improved Earth gravity field model from GRACE. *J. Geodesy*.
- Tassara A., Swain C., Hackney R., Kirby J. 2007. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth Planet. Sci. Letters*, **253**:17-36.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schmus W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. *Intern. Geol. Rev.*, **38**:1161-175.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Tassinari C.C.G., Teixeira W. & Siga Jr. O. 1978. Considerações crono-estratigráficas da região das Chapadas do Cachimbo e Dardanelos. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, **30**, *Anais*, p. 477-490.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldos M.C., Macambira M., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos Neto (Org.) *Tectonic Evolution of South America*. CPRM, 31st. IGC, Rio de Janeiro, p. 41-95.
- Teixeira W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco - implicações tectônicas. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p.11-33.
- Teixeira W., Sabaté P. Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M. 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: U.G. Cordani, D.A. Campos, A. Milani, A. Thomaz Filho. (Org.) *Tectonic evolution of South America*. CPRM, Rio de Janeiro, 31st. IGC, p. 101-137.
- Thomas M.D. 1985. Gravity studies of the Grenville province: significance for Precambrian plate collision and the origin of anorthosite. In: A.J. Hinze (ed.) *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*. Soc. Explor. Geophy.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South América and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350p.
- Ussami N. 1981. *Interpretação dos dados aeromagnéticos na área compreendida entre 42°-47°W e 15°-19°S (Minas Gerais, Brasil)*. Dissertação de Mestrado, IG/USP, 119p.
- Ussami N. 1999. *Estruturação e Limites da Placa Litosférica São Franciscana: Contribuição Gravimétrica*. Tese de Livre Docência, IAG/USP, 61p.
- Ussami N. & Molina E.C. 1999. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **12**:87-98.
- Ussami N., Kolisnyk A., Raposo M.I.B., Ferreira F.J.F., Molina E.C., Ernesto M. 1991. Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. *RBG*, **21**:317-327.
- Vidotti R.M., Ebinger C.J., Fairhead J.D. 1997. Flexural rigidity at Parnaíba basin - Brazil. In: SBGf, Congr. Intern. da SBGf, **5**, São Paulo, *Res. Expand.*, **2**:879.
- Vidotti R.M., Ebinger C.J., Fairhead J.D. 1998. Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth Planet. Sci. Letters*, **159**:117-132.



■ NÚCLEOS ARQUEANOS

# ESBOÇO TECTONO-GEOLÓGICO DOS NÚCLEOS ARQUEANOS DO BRASIL



# METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA CARAJÁS

LENA VIRGINIA SOARES MONTEIRO<sup>1</sup>, ROBERTO PEREZ XAVIER<sup>2</sup>,  
CARLOS ROBERTO DE SOUZA FILHO<sup>2</sup> & CAROLINA PENTEADO NATIVIDADE MORETO<sup>2</sup>

- 1 – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP. CEP 05508-080. E-mail: lena.monteiro@usp.br  
2 – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Rua João Pandiá Calógeras, 51, Campinas, São Paulo. CEP 13083-870. E-mails: xavier@ige.unicamp.br; beto@ige.unicamp.br; carolina.moreto@ige.unicamp.br

## INTRODUÇÃO

A Província Carajás (Santos *et al.* 2000, Santos 2003) compreende o núcleo crustal mais antigo do Cráton Amazônico e representa uma das mais importantes províncias minerais do planeta. Formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari & Macambira 1999, 2004), a Província Carajás é subdividida em dois domínios tectônicos, Carajás e Rio Maria (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008a), limitados por uma descontinuidade regional de direção aproximada E-W.

Os domínios Rio Maria, ao sul, e Carajás, ao norte, apresentam significativas diferenças em sua evolução geológica, reconhecidas a partir das associações litológicas presentes nos dois blocos. No Domínio Rio Maria, há predominância de faixas de *greenstone belts strictu sensu* e magmatismo mesoarqueano tonalítico-trondjemítico-granodiorítico (TTG), sanukitóide e granítico (Oliveira *et al.* 2009, 2010, Almeida *et al.* 2010, 2011). No Domínio Carajás, unidades ultramáficas são raras nas sequências metavulcano-sedimentares e o magmatismo mesoarqueano, predominantemente granítico, não revela caráter juvenil. Importante evento de granitogênese (ca. 2,76 – 2,74 Ga; Huhn *et al.* 1999b, Avelar *et al.* 1999, Barros *et al.* 2009, Feio *et al.* 2012) e extensivo retrabalhamento crustal durante o Neoarqueano são restritos a esse domínio. Magmatismo granítico anorogênico paleoproterozóico (ca. 1,88 Ga; Machado *et al.* 1991, Dall’Agnoll *et al.* 1994, 1999a, 1999b, 2005, Tallarico 2003) ocorre amplamente em ambos os domínios, assim como coberturas sedimentares arqueanas a paleoproterozóicas. No entanto, as diferenças podem apontar para evolução tectônica

distinta nos dois domínios e isso se reflete de forma marcante na metalogenia da Província Carajás.

No Domínio Rio Maria ocorrem depósitos auríferos orogênicos associados a zonas de cisalhamento regionais que interceptam as sequências *greenstone belt*, além da principal reserva de Tungstênio conhecida na Amazônia, representada pelo depósito de Pedra Preta.

No Domínio Carajás, a diversidade e o potencial metalogenético são notáveis. O domínio destaca-se por apresentar depósitos gigantes de minério de Ferro de alto teor, a maior quantidade conhecida no planeta de depósitos de óxido de Ferro-Cobre-Ouro de classe mundial e um dos raros exemplos mundiais de depósito de Ouro-EGP associado a rochas metassedimentares, representado por Serra Pelada, que se tornou famoso na década de 1980 devido à intensa atividade garimpeira. Adicionalmente, depósitos cupro-auríferos sem associação com óxidos de Ferro ou polimetálicos, depósitos de Cromo e Níquel-EGP associados a intrusões máfica-ultramáficas acamadas, depósitos manganésiferos sedimentares e depósitos lateríticos de Ouro, Níquel e Bauxita apresentam grande importância econômica.

A particular evolução metalogenética da Província Carajás é apresentada a seguir, a partir da síntese dos atributos e modelos genéticos já propostos para os seus depósitos.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás foi incluída na Província Amazônia Central no modelo de compartimentação tectônica do Cráton Amazônico proposto por Tassinari e Macambira (2004). Na proposta de San-



tos *et al.* (2000) e Santos (2003), adotada por Vasquez *et al.* (2008a), a província tectônica arqueana foi individualizada, denominada Província Carajás e subdividida nos domínios Rio Maria e Carajás. A Província Carajás, segundo Vasquez *et al.* (2008a), é limitada ao norte e ao sul pela Província Transamazonas (2,26 – 1,90 Ga), respectivamente pelos domínios Bacajá e Santana do Araguaia, que apresentam porções juvenis paleoproterozóicas e segmentos arqueanos retrabalhados durante o Paleoproterozóico. Ao leste, a província é limitada pela Província Tocantins e pelo Cinturão Araguaia, neoproterozóicos, e ao oeste pelas rochas vulcano-plutônicas e sedimentares paleoproterozóicas da Província Amazônia Central.

### Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria (Fig. 1), denominado previamente de Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria por Huhn *et al.* (1988), compreende sequências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt* agrupadas nos supergrupos Andorinhas e Serra do Inajá por DOCEGEO (1988) ou nos grupos Gradaús, Serra do Inajá, Babaçu, Lagoa Seca, Tucumã e Sapucaia (Vasquez *et al.* 2008a).

Essas sequências possuem idade U-Pb em zircão entre 3,00 e 2,90 Ga (3.002 ± 3 Ma; Tassinari *et al.* 2005; 2988 ± 4 Ma, Rolando & Macambira 2003, 2.979 ± 5 Ma; Pimentel & Machado 1994; 2.971 ± 18 Ma, Macambira & Lafon 1995; 2.904 +29/-22 Ma, Macambira & Lancelot 1996). Incluem, em sua base, derrames komatiíticos, dunitos com texturas cumuláticas e peridotitos e piroxenitos com textura *spinifex*, metabasaltos toleíticos com *pillow-lavas*, metatufos, talco xistos e intercalações de formações ferríferas e *metachert*. No topo, predominam rochas vulcânicas félsicas e metassedimentares clásticas e químicas (DOCEGEO 1988).

As rochas vulcano-sedimentares do Domínio Rio Maria foram metamorfisadas nas fácies xisto verde a anfíbolito inferior durante evento tectonotermal concomitante com o desenvolvimento de uma foliação de cisalhamento subvertical penetrativa de direção E-W a WNW-ESE (Souza *et al.* 1990), relacionada às grandes zonas de cisalhamento Andorinhas e Gradaús. Estrutura sinformal associada às zonas de cisalhamento foi interpretada como sinclinório (Silva *et al.* 1974) ou como resultante de sistemas de duplexes (Araújo *et al.* 1988).

Os complexos máfico-ultramáficos de Serra Azul (2.970 ± 7 Ma, U-Pb zircão; Pimentel & Machado 1994) e Guará-Pará (Macambira *et al.* 1986) interceptam as sequências *greenstone-belt*.

Três episódios de formação de suítes TTG foram reconhecidos no Domínio Rio Maria por Almeida *et al.* (2011): (1) *ca.* 2,96 ± 0,02 Ga (rochas mais antigas do Tonalito Arco Verde; 2.957 +25/-21 Ma, Macambira & Lancelot 1996; e do Trondjemito Mogno); (2) *ca.* 2,93 ± 0,02 Ga (Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e rochas mais novas do Tonalito Arco Verde); e (3) *ca.* 2,86 ± 0,01 Ga (Trondjemito Água Fria; 2.864 ± 21 Ma, Leite *et al.* 2004). Outras unidades associadas às suítes TTG mais novas compreendem o Tonalito Parazônia (2,86 Ga; Pimentel & Machado 1994) e o Granodiorito Cumaru (2.817 ± 4 Ma; Lafon & Scheller 1994).

Embora o magmatismo TTG seja considerado o mais volumoso no Domínio Rio Maria, também são reconhecidas rochas sanukitóides (Dall'Agnol *et al.* 2006, Oliveira *et al.* 2009), exemplificadas pelo granodiorito Rio Maria (2.874 +9/-10 Ma, Macambira & Lancelot 1996; 2872 ± 5 Ma, Pimentel & Machado 1994) e leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcalina, tais como Xinguara (2.865 ± 1 Ma, Leite *et al.* 2004), Mata Surrão (2.872 ± 10 Ma, Lafon *et al.* 1994; 2.894 ± 38 Ma) e Rancho de Deus (Barbosa & Lafon 1996).

As coberturas sedimentares dos grupos Rio Fresco e Gemaque, depositadas em uma única bacia plataformal no Paleoproterozóico (Vasquez *et al.* 2008a), são compostas por sucessões psamíticas na base e pelito-carbonáticas no topo, incipientemente metamorfisadas, que marcam transgressões marinhas sobre sedimentos de ambientes costeiros e continentais (Cunha *et al.* 1984, Macambira *et al.* 1986, Santos & Pena Filho 2000). Estas sequências transgressivas não seriam correlacionáveis à Formação Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995), reconhecida no Domínio Carajás como uma sequência marinha progradante. A Formação Gorotire, paleoproterozóica, por sua vez, caracteriza-se por sedimentação psamítica quartzosa e arcoseana de ambiente continental, que sucedeu a sedimentação plataformal do Grupo Rio Fresco.

Granitos alcalinos a sub-alcalinos de *ca.* 1,88 Ga representados pelos granitos das suítes Gradaús, Bannach, Musa, Jamon, Seringa, São João, São José, Cachoeirinha, Velho Guilherme, Redenção e Marajoara (Dall'Agnol *et al.* 1999, 2005,

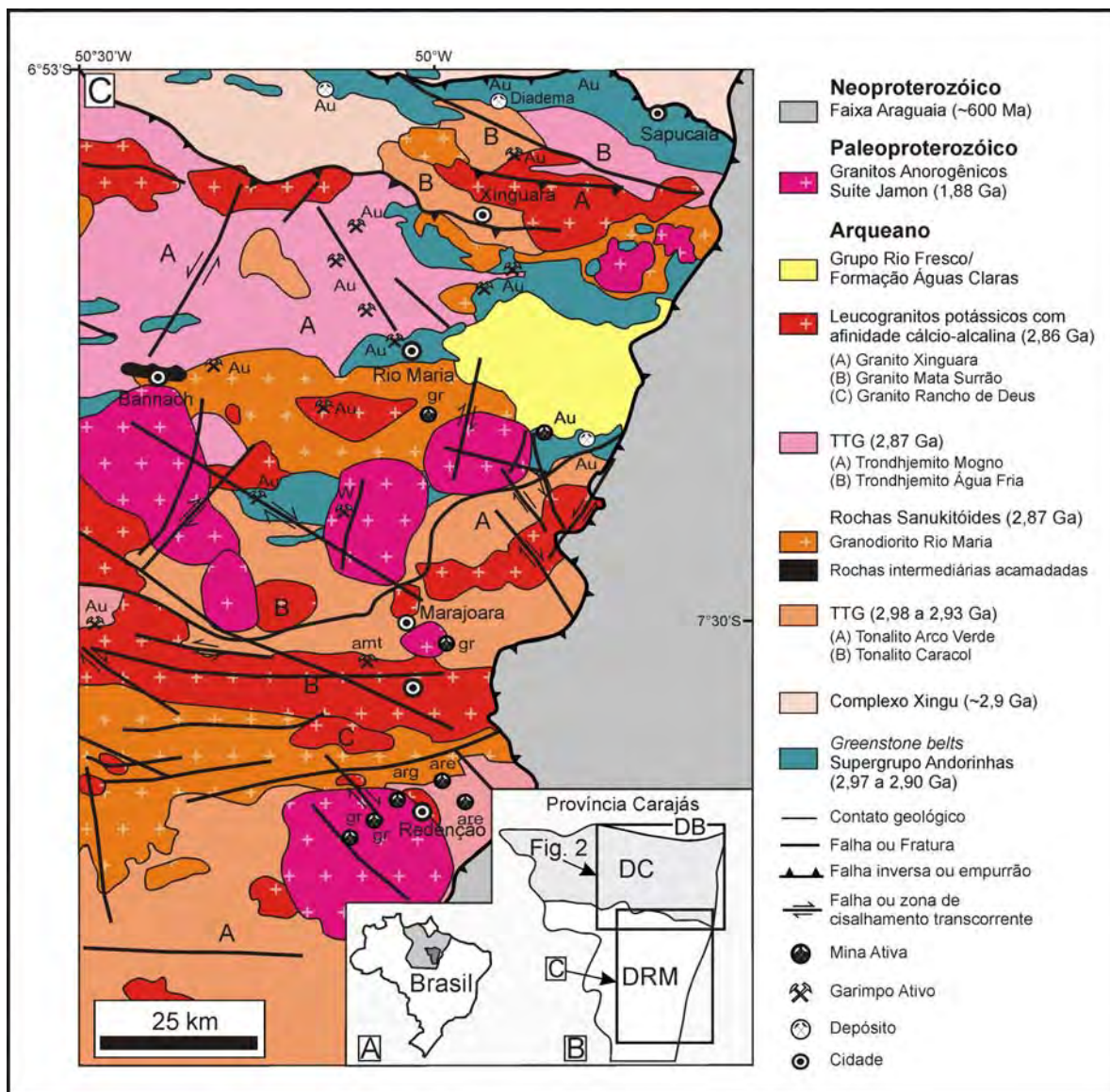


Figura 1 - A. Localização da Província Carajás no Estado do Pará. B. Divisão da Província Carajás nos domínios Rio Maria (DRM) e Carajás (DC), e seu limite norte com o Domínio Bacajá (DB), paleoproterozóico. C. Mapa geológico do Domínio Rio Maria (Vasquez et al. 2008b, Oliveira et al. 2010, Almeida et al. 2011).

Dall'Agnol & Oliveira 2007) também são reconhecidas nesse domínio.

Segundo Souza et al. (2001), Leite et al. (2004), Vasquez et al. (2008a), Oliveira et al. (2010) e Almeida et al. (2011), a evolução geológica do Domínio Rio Maria compreendeu ao menos dois estágios de acreção crustal com adição de material juvenil. Em ca. 3,04 Ga, alto fluxo de calor teria induzido a fusão parcial do manto superior e da crosta oceânica produzindo grandes volumes de magma komatiítico e toleítico associado aos *greenstone-belts* formados em ambiente de arcos de ilhas (Souza et al. 2001). Entre ca. 2,98 Ga e 2,92 Ga, a subducção teria possibilitado fusão de crosta oceânica basáltica gerando magma TTG. Parte

dessa magma TTG teria reagido, durante sua ascensão, com a cunha mantélica espessada, resultando em metassomatismo do manto sub-litosférico.

Em ca. 2,87 Ga, eventos termiais relacionados a *slab-break-off* e ressurgência do manto astenosférico ou pluma mantélica, induziram a fusão do manto previamente metassomatizado, gerando os magmas sanukitóides. Esses magmas podem ter aquecido a base da crosta continental e causado fusão da crosta basáltica, originando o Trondjemito Água Fria (Oliveira et al. 2009, Almeida et al. 2011) e demais suítes TTG mais novas.

Os leucogranitos potássicos de ca. 2,88-2,87 Ga (granitos Xinguara, Mata Surrão e Rancho de

Deus) são considerados como marcadores do último evento tectonotermal relacionado à cratonização do Domínio Rio Maria (Vasquez *et al.* 2008a).

### Domínio Carajás

O Domínio Carajás (Vasquez *et al.* 2008a), previamente denominado de Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas por Araújo *et al.* (1988), inclui a Bacia Carajás e, em sua parte sul, uma faixa denominada de Subdomínio de Transição (Dall'Agnol *et al.* 2006, Feio 2011), na qual o possível embasamento mesoarqueano da bacia é predominante.

No Domínio Carajás (Fig. 2), o embasamento arqueano é atribuído ao Complexo Xingu composto de gnaisses tonalíticos a trondhjemiticos e migmatitos e ao Complexo Pium com ortogranulitos máficos a félsicos, cujos protólitos teriam idades de cristalização de  $3,002 \pm 14$  Ma (U-Pb SHRIMP zircão; Pidgeon *et al.* 2000). O último episódio de migmatização que afetou as rochas do Complexo Xingu ( $2.859 \pm 2$  Ma e  $2.860 \pm 2$  Ma; U-Pb em zircão; Machado *et al.* 1991) e a granulitização das rochas do Complexo Pium ( $2.859 \pm 9$  Ma, U-Pb SHRIMP zircão; Pidgeon *et al.* 2000) seriam coevos.

Estudos recentes (Gomes 2003, Moreto 2010, Moreto *et al.* 2011a, Feio 2011, Silva 2011), no entanto, sugerem que é possível individualizar unidades mesoarqueanas distintas nas áreas antes atribuídas ao Complexo Xingu, o que restringe a ocorrência desse complexo na Província Carajás. Entre tais unidades geológicas, incluem-se: (1) *ca.* 3,0 Ga – Tonalito Bacaba e Granito Sequerinho (Moreto *et al.* 2011a, 2011b); (2) 2,96-2,93 Ga - Granito Canaã dos Carajás, de afinidade cálcio-alcálica, e rochas mais antigas do Trondhjemitico Rio Verde (Feio 2011); (3) 2,87-2,83 Ga - Trondhjemitico Rio Verde e os granitos predominantemente cálcio-alcálicos Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada (Feio 2011, Moreto *et al.* 2011a). Adicionalmente, Barros *et al.* (2010) reinterpretou a idade U-Pb em zircão de *ca.* 2,86 Ga de Machado *et al.* (1991), atribuída à migmatização, como relativa à idade de cristalização de alguns dos granitoides foliados da região de Serra Leste.

Na localidade-tipo do Complexo Pium, também foram individualizadas rochas ígneas, tais como noritos, gabros e dioritos, maciças e foliadas, sob a denominação de Diopsídio-norito Pium (Vasquez *et al.* 2008a). Os ortogranulitos, enderbitos e char-

nockitos que ocorrem ao longo do rio Cateté, nas proximidades da aldeia indígena Chicrim, anteriormente considerados por Araújo & Maia (1991) como parte do Complexo Pium, foram separados por Ricci & Carvalho (2006) e Vasquez *et al.* (2008a) e denominados de Ortogranulitos Chicrim-Cateté.

A Bacia Carajás compreende sequências metavulcano-sedimentares do Grupo Rio Novo (Hirata *et al.* 1982) e do Supergrupo Itacaiúnas (Wirth *et al.* 1986, DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991), além da Formação Águas Claras, metassedimentar (Araújo *et al.* 1988, Nogueira *et al.* 1995).

O Grupo Rio Novo inclui anfibolitos, xistos, metagrauvacas, rochas metavulcânicas toleíticas e gabros (Hirata *et al.* 1982). O Supergrupo Itacaiúnas (Wirth *et al.* 1986, DOCEGEO 1988) é constituído pelos grupos Igarapé Salobo (Wirth *et al.* 1986), Igarapé Pojuca (DOCEGEO 1988;  $2.732 \pm 3$  Ma U-Pb zircão, Machado *et al.* 1991), Grão Pará (DOCEGEO 1988;  $2.759 \pm 2$  Ma, U-Pb zircão, Machado *et al.* 1991;  $2.760 \pm 11$  Ma, U-Pb zircão, Trendall *et al.* 1998) e Igarapé Bahia (DOCEGEO 1988;  $2.747 \pm 1$  Ma Pb-Pb zircão, Galarza & Macambira 2002).

O Grupo Igarapé Salobo inclui paragnaisses, anfibolitos, meta-arcóseas e formações ferríferas, enquanto o Grupo Igarapé Pojuca apresenta rochas metavulcânicas básicas, xistos pelíticos, anfibolitos e formações ferríferas metamorfisadas em fácies xisto verde a anfibolito (DOCEGEO 1988). O Grupo Grão Pará compreende derrames basálticos intercalados a jaspilitos, riólitos, rochas vulcanoclásticas e diques/sills de gabros subordinados (Zucchetti 2007). O Grupo Igarapé Bahia, aflorante em uma janela estrutural dentro da Formação Águas Claras, inclui rochas metavulcânicas, metapiroclásticas e formações ferríferas (DOCEGEO 1988).

O Supergrupo Itacaiúnas é parcialmente recoberto pela Formação Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995) representada por metaconglomerados, meta-arenitos, mármore dolomítico, filito carbonoso e sericita quartzitos, que refletem sedimentação marinha rasa a fluvial. Esta unidade tem idade limitada ao Arqueano por datações de cristais de zircão detríticos em arenitos ( $2.681 \pm 5$  Ma, U-Pb SHRIMP, Trendall *et al.* 1998) e por idade atribuída a sill de metagabro intrusivo ( $2.645 \pm 12$  Ma U-Pb, Dias *et al.* 1996;  $2.708 \pm 37$  Ma U-Pb, Mougéot *et al.* 1996). Idades Pb-Pb em sulfetos dia-

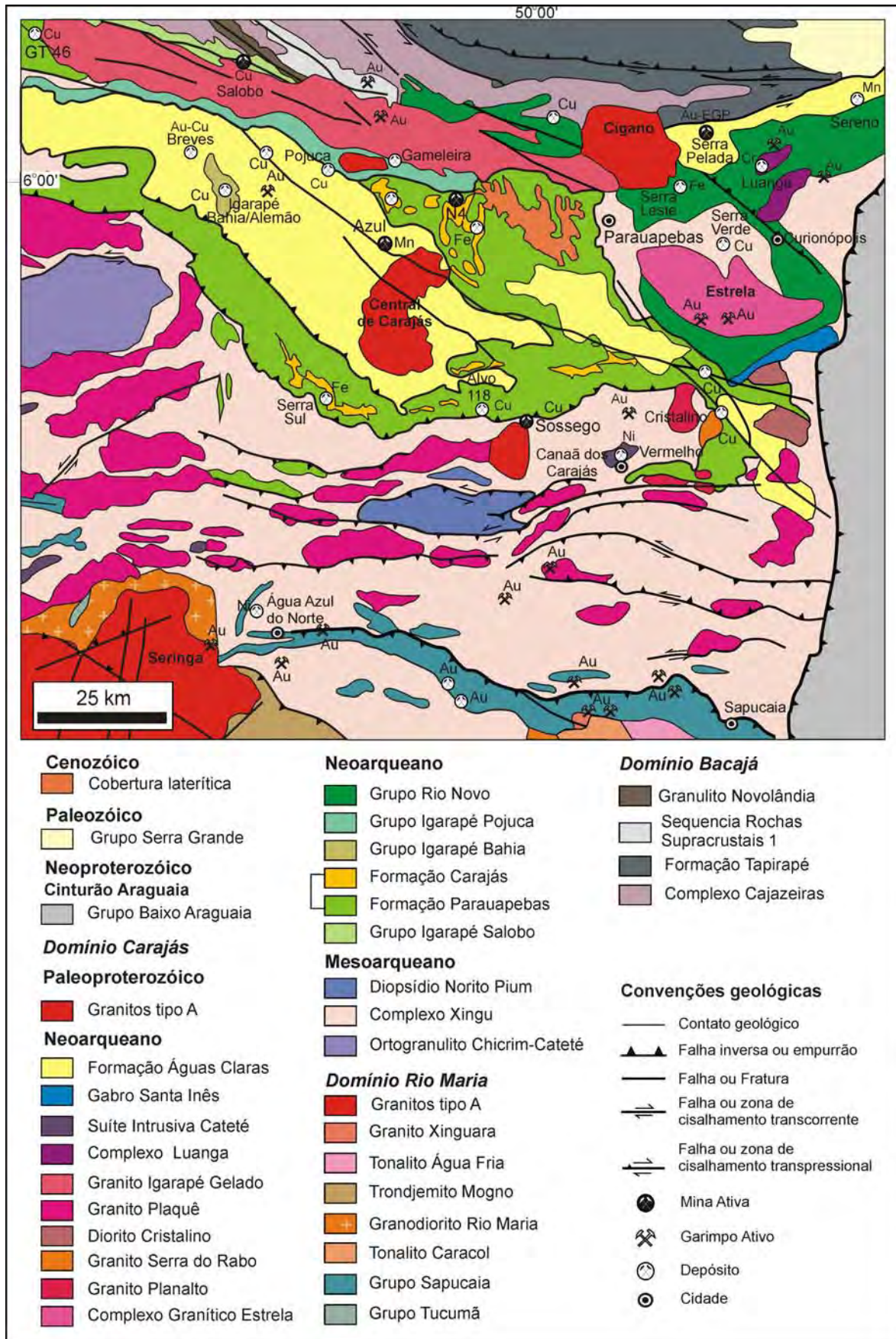


Figura 2 - Mapa geológico do Domínio Carajás e áreas adjacentes (modificado de Vasquez et al. 2008b).

genéticos em arenitos de ca. 2,06 Ga foram obtidas por Mougeot *et al.* (1996) e consideradas por Fabre *et al.* (2011) evidência de idade paleoproterozóica para a Formação Águas Claras.

Intrusões acamadadas representadas pelo Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga ( $2.763 \pm 6$  Ma, U-Pb zircão; Machado *et al.* 1991), localizado na Serra Leste, e pela Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale 1997), no Subdomínio de Transição, hospedam importantes mineralizações de Níquel e planitóides (Ferreira Filho *et al.* 2007). Diferem devido à ausência de deformação ou metamorfismo na Suíte Intrusiva Cateté ( $2.766 \pm 6$  Ma; U-Pb em zircão, Lafon *et al.* 2000).

O magmatismo neoarqueano (ca. 2,76 a 2,74 Ga), restrito ao Domínio Carajás, foi responsável pela formação de granitos, em geral foliados, e que compreendem as suítes Plaquê, Planalto, Estrela, Igarapé Gelado e Serra do Rabo (Huhn *et al.* 1999b, Avelar *et al.* 1999, Barbosa 2004, Sardiha *et al.* 2006, Barros *et al.* 2009, Feio *et al.* 2012). Granitos peralcalinos a meta-aluminosos, mesozonais com augita, representados pelos granitos *Old Salobo* e Itacaiúnas (ca. 2,57; Ga Machado *et al.* 1991, Souza *et al.* 1996) foram caracterizados apenas na parte norte do domínio, nas proximidades da Zona de Cisalhamento Cinzento.

O magmatismo paleoproterozóico (ca. 1,88 Ga) é representado pelos granitos alcalinos a sub-alcalinos do tipo A, que inclui os granitos Central de Carajás, Salobo Jovem (*Young Salobo*), Cigano, Pojuca, Breves e Rio Branco (Machado *et al.* 1991, Dall'Agnoll *et al.* 1994, Tallarico 2003).

Outras rochas intrusivas também ocorrem neste bloco, tais como pórfiros dacíticos a riolíticos datados em  $2.645 \pm 9$  Ma e  $2.654 \pm 9$  Ma (Pb-Pb SHRIMP zircão, Tallarico 2003) e diques de leucogranito alcalino datado em  $1.583 \pm 7$  Ma (Pimentel *et al.* 2003, U-Pb SHRIMP zircão). Grainger *et al.* (2008) também descrevem o Granito Formiga, que apresenta mineralizações cupro-auríferas, considerado neoproterozóico (ca. 600 - 550 Ma). Contudo, cristais de zircão ígneo neoproterozóicos não foram reconhecidos pelos autores, apenas cristais de zircão com idades mesoarqueanas, considerados herdados. Também são registrados no Domínio Carajás outros eventos magmáticos pelas intrusões dos metagabros Borrachudo, Santa Inês e Complexo Lago Grande (Villas & Santos 2001) e diques de diabásio e gabro tardios, cujas idades radiométricas são desconhecidas.

A estrutura dominante da Serra dos Carajás foi definida inicialmente por Beisegel *et al.* (1973) como um sinclínório com eixo WNW-ESE, reinterpretado por Araújo *et al.* (1988) como associado a uma estrutura em flor positiva. Rosière *et al.* (2006) consideram que as estruturas das serras Norte e Sul seriam relacionadas a um par antiformal-sinormal em forma de "S", denominado de Dobra Carajás.

A complexa configuração estrutural da Bacia Carajás também foi atribuída ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento de alto mergulho com direção regional E-W e ESE-NNW representadas na porção norte pelos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento (Araújo e Maia 1991). Tais zonas mostrariam evidências de diversos episódios de reativação, segundo Pinheiro & Holdsworth (1997), Holdsworth & Pinheiro (2000) e Pinheiro & Nogueira (2003). De acordo com estes autores, o longo período de evolução tectônica ocorreu em diversos eventos: (1) 2,85-2,76 Ga – transpressão sinistral; (2) < 2,76 Ga – Formação de bacia *pull-a-part* com a deposição do Grupo Grão Pará; (3) 2,7-2,6 Ga – transtensão dextral, seguida do estabelecimento das zonas de cisalhamento transcorrentes Cinzento e Carajás; (4) ca. 2,6 Ga – inversão tectônica da bacia devido à reativação do sistema de falhas formadas durante o evento de transpressão dextral; (5) 1,9-1,8 Ga – regime de transtensão, que favoreceu a intrusão de diques e plútons anorogênicos.

Segundo Pinheiro & Holdsworth (1997), o par antiformal-sinormal estaria relacionado à transpressão durante a evolução da Zona de Cisalhamento Carajás. Contudo, Rosière *et al.* (2006) consideram que as zonas de cisalhamento de Carajás e Cinzento teriam se desenvolvido no flanco rompido de pares antiformal-sinormal, paralelamente ao plano axial da Dobra Carajás, como possível produto de amplificação da dobra durante os estágios tardios do encurtamento N-S.

Segundo Feio (2011), o magmatismo meso- e neoarqueano do Domínio Carajás, no Subdomínio de Transição, é distinto do magmatismo do Domínio Rio Maria e não favorece a hipótese de uma evolução tectônica idêntica ou similar em ambos os domínios.

A crosta arqueana do Domínio Carajás não tem caráter juvenil e a curva de evolução do Nd sugere a existência de uma crosta um pouco mais antiga em relação à do Domínio Rio Maria, existente

pelo menos desde o Mesoarqueano (ca. 3,2 a 3,0 Ga; Feio 2011).

Magmatismo granítico neoarqueano (ca. 2,74 Ga, Suíte Planalto), segundo Feio *et al.* (2012), apresenta relação espacial e petrogenética com rochas da séries charnoquítica, tais como os noritos do Diopsídio-norito Pium, reconhecidos apenas no Domínio Carajás, no Subdomínio de Transição. Essa associação seria análoga à relativa ao magmatismo em limites de blocos tectônicos ou em sua zona de interação.

A relação da Bacia Carajás com sistemas transcorrentes Carajás, Cinzento e Araraquara sugere para Pinheiro & Nogueira (2003) formação de uma bacia *pull-apart*. No entanto, segundo Wirth *et al.* (1986), Gibbs *et al.* (1986), DOCEGEO (1988), Macambira (2003) e Tallarico *et al.* (2005), a formação da Bacia Carajás estaria relacionada a abertura de um rifte continental. As idades das intrusões acamadadas máfico-ultramáficas do Complexo Luanga, próximas às do vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará sugerem, segundo Ferreira Filho *et al.* (2007), que tais intrusões correspondem a câmeras magmáticas associadas ao rifteamento.

Meirelles (1986), Dardenne *et al.* (1988), Meirelles & Dardenne (1991), Teixeira (1994), Lobato *et al.*, (2005), Silva *et al.*, (2005) e Teixeira *et al.* (2010), sustentam a hipótese de que a bacia teria se formado em ambiente de arco vulcânico, associada à subducção, o que seria evidenciado pela afinidade cálcio-alcalina de alto potássio dos basaltos do Supergrupo Itacaiúnas e rochas intrusivas. Zucchetti (2007) considera que tais características poderiam refletir vulcanismo sobre crosta continental atenuada, em ambiente de retro-arco desenvolvido em ca. 2,76 Ga. Nesse modelo geotectônico, colisão continente-continente em ca. 2,74 Ga teria sido responsável pela justaposição dos domínios Rio Maria e Carajás (Teixeira *et al.* 2010).

## METALOGENIA DO DOMÍNIO RIO MARIA

Depósitos auríferos orogênicos (Groves *et al.* 1998, Goldfarb *et al.* 2001) associados a zonas de cisalhamento regionais que interceptam as sequências *greenstone belt* são reconhecidos no Domínio Rio Maria (Oliveira & Leonardos 1990, Huhn 1992, Santos *et al.* 1998, Villas & Santos 2001). Alguns depósitos auríferos, no entanto, apresentam associação espacial com intrusões, como o depósito aurífero de Cumaru (Santos *et al.* 1998,

Leonardos *et al.* 1991). Destaca-se ainda nesse domínio, a principal reserva de Tungstênio conhecida na Amazônia, representada pelo depósito de Pedra Preta (Rios *et al.* 1988, 2003).

Além desses depósitos, Klein & Carvalho (2008) relatam a presença no Domínio Rio Maria, de gemas, rocha ornamental, carvão e amianto, além de ocorrências de outros bens metálicos, incluindo: (i) Níquel laterítico associados a rochas máficas-ultramáficas das sequências *greenstone belt* (Serra do Inajá; Cunha 1981; Serra dos Gradaús, Correa 2006; Vale do Sol e Água Limpa, Correa 2006); (ii) Cobre-Cobalto (Boa Esperança, Correa 2006), (iii) chumbo e zinco associadas a grauwacas do Grupo Gemaque (Santos 1981) e a rochas metavulcânicas félsicas sericitizadas contendo pirita e a gossans na Serra do Inajá (Palermo *et al.* 2001); (iv) Ferro associado a formação ferrífera na Serra do Inajá (Cunha 1981); (v) Manganês supergênico na Serra do Inajá (Cunha 1981) e (vi) molibdenita em microfraturas do Granito Marajó (Suíte Intrusiva Jamon; Almeida *et al.* 2008).

## Depósitos de Ouro orogênicos

Depósitos auríferos (Diadema, Lagoa Seca, Babaçu, Mamão, Tucumã, Inajá, Cuca) e vários garimpos (Serqueiro, Peladilha, Serrinha e Tatu-Frango) associados a veios de quartzo estruturalmente controlados são reconhecidos no Domínio Rio Maria (Oliveira & Leonardos 1990, Leonardos *et al.* 1991, Huhn 1992, Santos *et al.* 1998, Villas & Santos 2001, Oliveira & Santos 2003).

Alguns desses depósitos, tais como Babaçu (855 kg de Ouro contido com teores entre 7-10 g/t Au, Carvalho 2004), Mamão (7050 kg de Ouro contido com teores entre 7-10 g/t Au, Carvalho 2004) e Lagoa Seca (4650 kg de Ouro contido com teores entre 7-10 g/t Au, Carvalho 2004), foram descobertos na década de 1970 em decorrência de trabalhos de pesquisa efetuados pela DOCEGEO que incluíram levantamentos geológicos, geoquímicos e geofísicos (magnetometria e IP), visando inicialmente depósitos de metais básicos.

### DEPÓSITO MODELO: DEPÓSITO AURÍFERO DE DIADEMA

O depósito aurífero de Diadema (Fig. 3) localiza-se ao longo da Zona de Cisalhamento Diadema de direção WNW-ESE e com mais de 100 km de extensão, que corta unidades do *greenstone-*

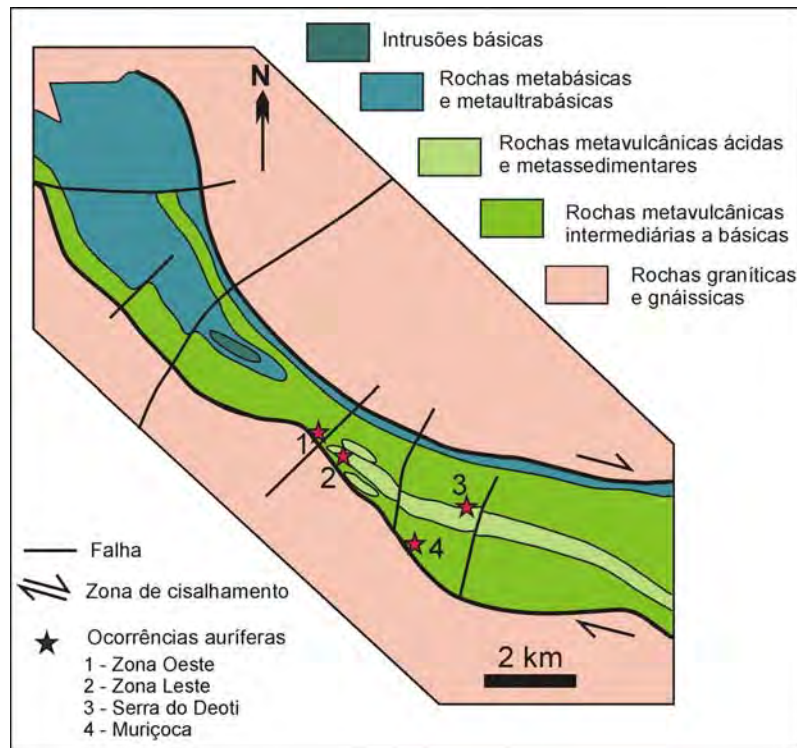


Figura 3 - Mapa geológico do depósito aurífero de Diadema (Oliveira 1993).

*belt* Sapucaia e o terreno granítico adjacente (Oliveira & Leonardos 1990). As zonas mineralizadas, denominadas Zona Principal, Zona Oeste e Muriçoca e a ocorrência da Serra do Deoti (Oliveira e Leonardos 1990), possuem reservas medida + indicada de 517.142 t de minério com teor médio de 5,18 g/t e 8,7 t de Ouro contido (MultiplicMineração S.A. 1989 em Klein & Carvalho 2008).

#### Rochas hospedeiras

As zonas mineralizadas são hospedadas por rochas metavulcânicas máficas a intermediárias, principalmente basaltos andesíticos e andesitos, e félsicas, incluindo riólitos e dacitos, além de formações ferríferas, metamorfisadas na fácies dos xistos verdes (Oliveira 1993). Os litotipos hospedeiros são variavelmente deformados, apresentando foliação milonítica a ultramilonítica, pares S-C e bandas miloníticas e cataclásticas. Relíquias de texturas ígneas podem ser observadas, contudo as rochas derivadas dos basaltos andesíticos e andesitos, em porções muito foliadas, são hidrotermalizadas e constituídas por clorita, actinolita, albita, epidoto, quartzo, carbonato, titanita, ilmenita, rutilo, magnetita, pirita, pirrotita e calcopirita (Oliveira 1993, Oliveira & Santos 2003). Protólitos derivados de rochas metavulcânicas ácidas

resultaram em quartzo-sericita-(albita-clorita) milonitos, por vezes, com veios com turmalina, enquanto as formações ferríferas são constituídas por quartzo, magnetita, silicatos de Fe (almandina, grunerita, biotita, chamosita, cloritóide) e carbonatos (siderita, ankerita).

Em contato com as rochas hospedeiras metavulcano-sedimentares ocorrem rochas cumuláticas metamorfisadas associadas a complexo máfico-ultramáfico, aflorantes a norte. Essas incluem serpentina-magnetita xistos com relíquias de olivina (dunitos), clorita-talco-actinolita-serpentina xistos (peridotitos), rochas ricas em actinolita e clorita (piroxenitos), além de gabros mais preservados.

#### Alteração hidrotermal e Mineralização

Os estágios de alteração hidrotermal acompanharam o desenvolvimento de zonas transtensionais e intrusão de corpo granítico e incluem, segundo Oliveira & Leonardos (1990) e Oliveira (1993): (i) formação inicial de clinocloro, minerais carbonáticos, albita e muscovita; (ii) subsequente desaparecimento do clinocloro e epidoto e formação de albita-carbonatos e chamosita-sericita nas rochas vulcânicas máficas e intermediárias e turmalina nas vulcânicas félsicas; (iii) alteração tardia com formação de quartzo-pirita (vulcânicas

máficas e intermediárias) e muscovita-carbonato e quartzo-turmalina (vulcânicas félsicas).

Os corpos de minério são representados por veios com até 400 m de extensão e poucos metros de largura, paralelos ao traço da zona de cisalhamento e controlados por falhas D-Riedel, além de *boudins* de quartzo brechados e *rods* achatados. Ouro ocorre como finas partículas livres, inclusas em pirita ou entre cristais de turmalina. Magnetita e ilmenita são mais abundantes que os sulfetos, representados por pirita, calcopirita, pirrotita, bismutinita, bismuto, mackinawita e millerita (Oliveira & Leonardos 1990). As zonas mineralizadas podem apresentar enriquecimento em As, B, Ba, Bi e Sb.

#### Natureza do fluido hidrotermal e gênese do minério aurífero

Temperaturas entre 170 e 350 °C foram estimadas a partir de equações de fracionamento de isótopos de oxigênio entre quartzo-calcita (Oliveira & Santos 2003), enquanto temperaturas mais elevadas (470 °C) foram estimadas a partir do par quartzo-magnetita de formações ferríferas. De acordo com Oliveira & Santos (2003), a deformação, o metamorfismo e a mineralização aurífera teriam ocorrido nas condições de maiores temperaturas em níveis crustais hipozonais (> 12 km). Nessas condições, os fluidos hidrotermais teriam percolado pelas rochas hospedeiras e processos de devolatização e infiltração de fluidos externos teriam predominado nos domínios transpressionais e transtensionais da Zona de Cisalhamento de

Diadema, respectivamente. A origem dos fluidos mineralizantes, a partir de estudos de isótopos estáveis de O, C e H e da razão inicial de estrôncio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7155$ ), foi atribuída por Oliveira *et al.* (1994) a fontes metamórficas, magmáticas ou mistas.

#### Outros depósitos auríferos

O depósito de Cumaru (Fig. 4) foi descoberto na década de 1980 e pesquisado pelas empresas Brumadinho e Gradaús, sendo explorado em pequena cava a partir do início da década de 1990. Os recursos em Cumaru foram inferidos em 17 toneladas de Ouro (incluindo os minérios primários e secundários) com teor médio de 10 ppm (Faraco *et al.* 1996). A mina inativa de Cumaru contém reservas de 3,1 Mt de minério com 10,8 t Au contido e com teor de 3,4 g/t, além de uma reserva em material oxidado (supergênico) de 6,0 t Au com teor de 17,2 g/t (Mineração Gradaús Ltda. 1987).

O depósito de Cumaru, localizado ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Serra Ruim, é hospedado por unidades metavulcânicas félsicas do *Greenstone Belt* Gradaús e pelo Granodiorito Cumaru ( $2.817 \pm 4$  Ga, Pb-Pb em zircão; Lafon & Scheller 1994).

O minério aurífero primário de alto teor (> 10 ppm de Au) ocorre em veios de quartzo e sulfetos (pirita, calcopirita, bismutita, molibdenita, magnetita e hematita) com envelope com mineralização disseminada (1-10 ppm de Au) associada a halo de alteração hidrotermal sericitica. Alterações propilitica (epidoto-albita-calcita-clorita) e potássica

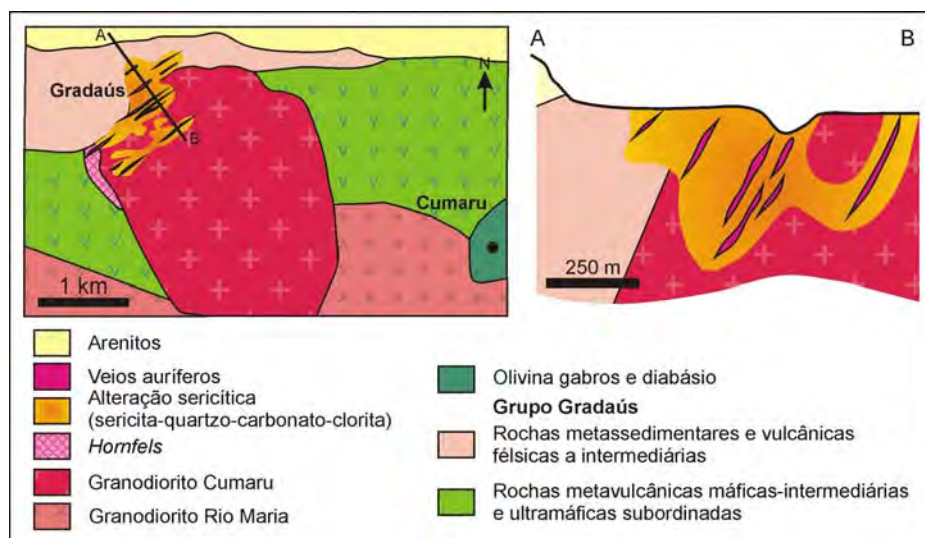


Figura 4 - Mapa e perfil geológico do depósito aurífero de Cumaru (Santos *et al.* 1998).



(microclínio-quartzo) são restritas a pequenas porções do plúton e sobrepostas pela alteração sericitica (Santos *et al.* 1998).

Fluidos aquo-carbônicos ( $H_2O-CO_2-NaCl$ ) e carbônicos em inclusões fluidos em quartzo dos veios mineralizados foram considerados metamórficos, associados à Zona de Cisalhamento Serra Ruim (Santos *et al.* 1998). Um outro tipo de fluido, aquoso, representado pelo sistema  $H_2O-NaCl-KCl-CaCl_2$ , foi interpretado como derivado do magma associado ao Granodiorito Cumaru. Mistura entre fluidos metamórficos e fluidos magmáticos ao longo da zona de cisalhamento, seguida por circulação de fluidos de baixa salinidade de origem meteórica, foi proposta por Santos *et al.* (1998), com base tanto nos dados microtermométricos como em isótopos de O e H.

Dois eventos de deposição do Ouro em condições de 350 a 350 °C e 1,3 a 3,8 kbar foram relacionados com oxidação do fluido mineralizante causada pela imiscibilidade do fluido aquo-carbônico e pelo abaixamento da  $fS_2$  nas rochas hospedeiras. A mistura tardia do fluido aquo-carbônico com as salmouras também provocou oxidação do fluido mineralizante, com aumento da  $fO_2$  e diminuição do pH, favorecendo a deposição do Ouro (Santos *et al.* 1988).

Esse depósito difere dos demais por ser hospedado pelo Granodiorito Cumaru, além de unidades metavulcânicas félsicas atribuídas ao *Greens-*

*tone Belt* Gradaús. Devido às evidências que sugerem participação de fluidos magmáticos na gênese do depósito, esse foi classificado por Santos *et al.* (1998) como de um tipo híbrido, denominado pelos autores de *lode-porphyry*.

### Depósitos de Tungstênio

O depósito de wolframita de Pedra Preta (Fig. 5; Gastail 1987, Cordeiro *et al.* 1984, 1988, Rios 1995, Rios *et al.* 1998) constitui a principal reserva de Tungstênio conhecida na Amazônia com 508.300 toneladas de minério, com teor médio de 1,01% de  $WO_3$  (Cordeiro *et al.* 1988).

### ROCHAS HOSPEDEIRAS

O minério de wolframita é filoneano e corta, em profundidade, a cúpola do granito Musa (Dall'Agnol *et al.* 1994) e as rochas das sequências *greenstone belt* dos grupos Babaçu, dominado por rochas metavulcânicas básicas, e Lagoa Seca, predominantemente metassedimentar.

O Granito Musa é representado por monzo e sienogranitos e biotita microgranito com evidências de greisenização (Gastai 1987, Rios *et al.* 1998).

### EVENTOS HIDROTERMAIS: FORMAÇÃO DE VEIOS

Registros de eventos hidrotermais no depósito

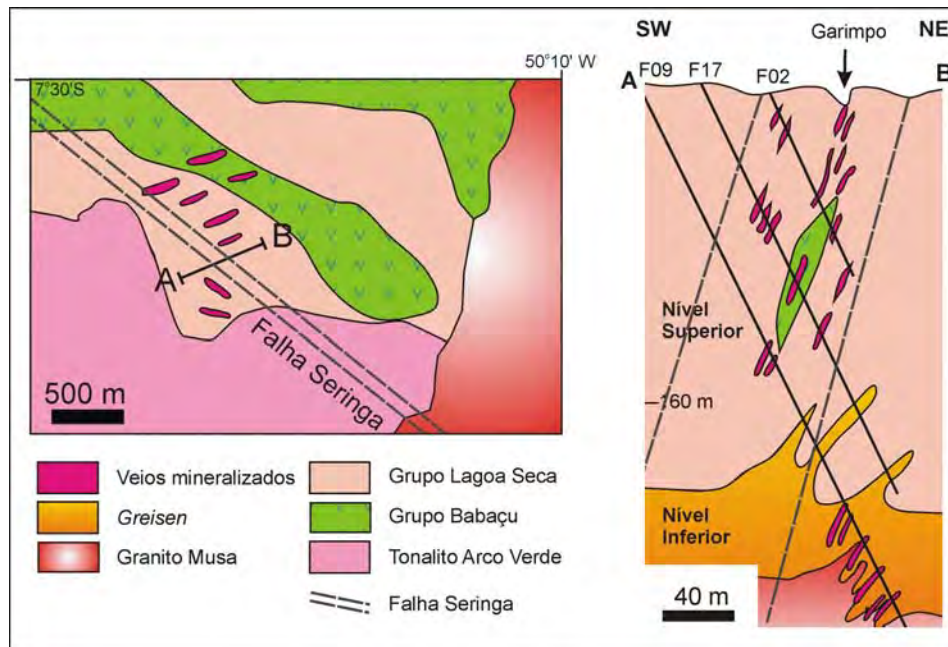


Figura 5 - Mapa e perfil geológico do depósito de Tungstênio de Pedra Preta (Rios *et al.* 1998).

de Maria Preta estão relacionados, segundo Rios *et al.* (1998), à formação de: (1) veios com quartzo, topázio e sulfetos prévios à colocação do Granito Musa, reconhecidos nas unidades metavulcano-sedimentares; (2) veios principais com quartzo, wolframita, topázio, fluorita, mica branca, piritita, pirrotita, calcopirita, molibdenita e bismutinita, que se seguiram ao alojamento da intrusão; e (3) veios tardios de quartzo.

Os veios principais no setor inferior do depósito, localizado a profundidades abaixo de 160 m a partir da atual superfície de erosão, cortam as zonas apicais do Granito Musa, sua cúpula greise-nizada e os metarenitos do Grupo Lagoa Seca, enquanto no setor superior interceptam as rochas de ambos grupos.

#### NATUREZA DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS E ASSINATURA ISOTÓPICA

Os estudos isotópicos de oxigênio na jazida Pedra Preta sugerem a participação de fluidos hidrotermais empobrecidos em  $^{18}\text{O}$  (-3,16 e -0,10 ‰ a 240 a 300 °C) na formação dos veios mineralizados principais, que não seriam condizentes com fluidos magmáticos. De origem externa ao Granito Musa, esses fluidos, com composição aquo-carbônica ( $\text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4 + \text{sais} \pm \text{CO}_2$ ) e fortemente reduzidos, foram oxidados nas zonas apicais do granito, onde o  $\text{CH}_4$  foi quase que totalmente transformado em  $\text{CO}_2$ . Ao ascenderem, já enriquecidos em  $\text{CO}_2$ , os fluidos tornaram-se também enriquecidos em  $^{18}\text{O}$  propiciando a precipitação de quartzo com maiores valores de  $\delta^{18}\text{O}$  em relação ao setor inferior (Rios *et al.* 1998).

#### Gênese do minério de Tungstênio

Segundo Rios *et al.* (2003), mistura entre fluidos aquo-carbônicos, pobres em F, exsolvidos do magma, e fluidos externos com  $\text{CH}_4$  e  $\text{N}_2$ , em equilíbrio com as rochas hospedeiras metavulcano-sedimentares teria sido responsável pela formação dos veios principais mineralizados com wolframita ao longo de planos de fraturas a pressões de 2 kbar. Reabertura de fraturas seladas teria possibilitado a canalização de fluidos metamórficos redutores com  $\text{CH}_4$ . Devido às condições oxidantes geradas pela colocação do Granito Musa, transformação substancial de  $\text{CH}_4$  em  $\text{CO}_2$  ocorreu no sítio de deposição do minério. O estágio princi-

pal de cristalização da wolframita seria relacionado à circulação desse fluido externo a condições de 330 °C, seguido por metassomatismo de F, com formação de topázio e fluorita relacionada a fluidos aquosos e carbônicos. Os veios tardios teriam sido associados a relaxamento tectônico e fluxo de fluidos inicialmente hipersalinos (42 wt%  $\text{CaCl}_2$  equivalente) progressivamente diluídos (H < 30 wt% NaCl equivalente) e formados em condições de 1,0 kbar e > 220 °C. Assim, os fluidos metalíferos no depósito de Pedra Preta teriam sido principalmente externamente derivados, possivelmente metamórficos, e não derivados da cristalização do Granito Musa (Rios *et al.* 2003).

#### METALOGENIA DO DOMÍNIO CARAJÁS

No Domínio Carajás, além dos importantes depósitos de Ferro, de Cobre-Ouro, Ouro-EGP, Níquel, EGP, Cromo, Manganês e bauxita, são também conhecidos, segundo Klein & Carvalho (2008), indícios de mineralização de Estanho associada ao Granito Serra dos Carajás (Rios *et al.* 1995a, b), gemas (malaquita, crisoprásio, ametista e citrino; Costa & Costa 1985, Collyer *et al.* 1991, Costa *et al.* 1994) e o depósito de Vaqueiro, no qual quartzo do Grupo Rio Novo é explotado para fabricação de silício metálico (Carvalho 2004).

#### Depósitos de Ferro

A Província Carajás hospeda depósitos gigantes de Ferro nos distritos de Serra Norte (N1 a N9), Serra Sul (S11 a S45) e Serra Leste (SL1 a SL3), nos quais foram reconhecidos 39 corpos descontínuos de minério de Ferro de alto teor (Lobato *et al.* 2005). Reservas de aproximadamente 18 bilhões de toneladas de minério com teores entre 60 e 67% de Fe são estimadas para os três distritos (Coelho 1986, Dardenne & Schobbenhaus 2001, Guedes *et al.* 2002).

#### DEPÓSITO MODELO: A MINA DE FERRO DE N4E

Na Mina N4E (Figs. 6, 7, 8a), os corpos de minério de alto teor (> 65 % Fe) são hospedados por uma sequência de formações ferríferas bandadas, denominadas de jaspilitos, de 100 a 400 m de espessura, cortadas por diques e *sills* de rochas máficas (Klein & Ladeira 2002). Os jaspilitos (Formação Carajás, Grupo Grão Pará, Super-

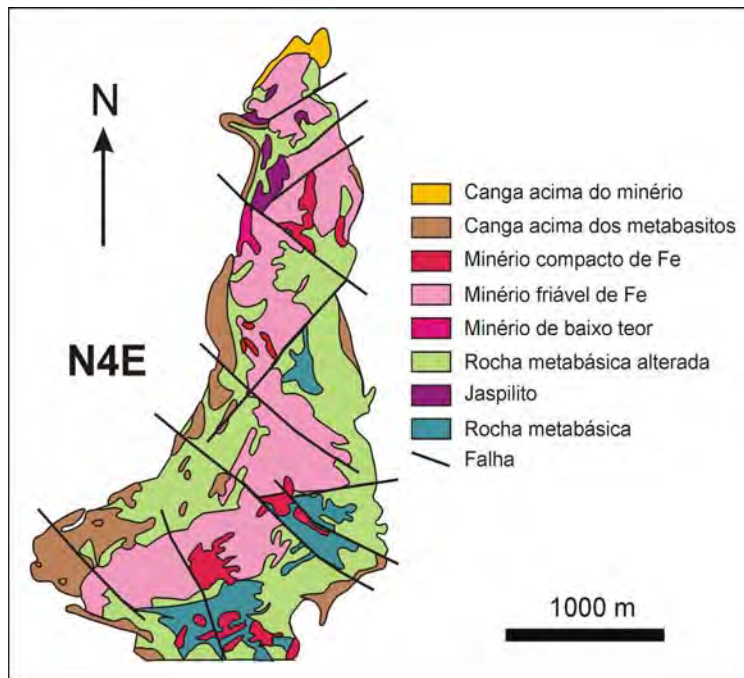


Figura 6 - Mapa geológico da Mina N4E (VALE em Lindenmayer et al. 2005, 2008).

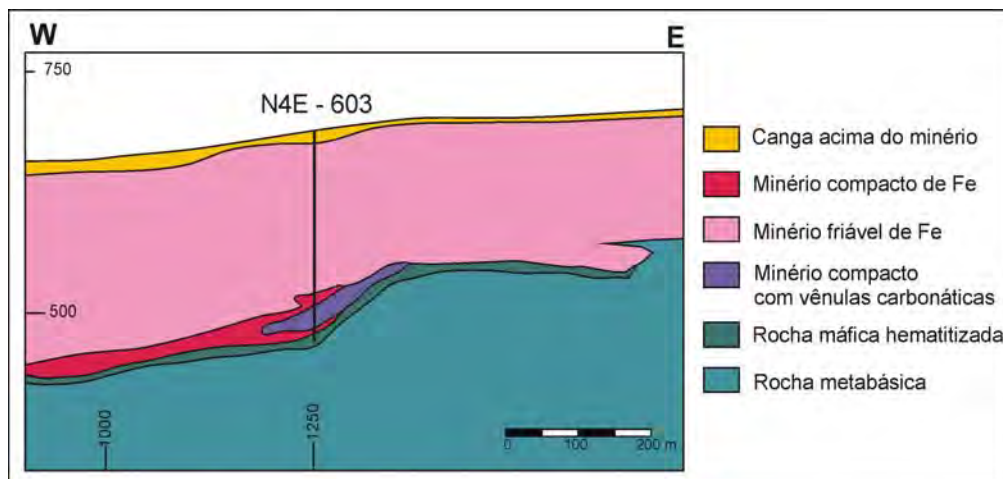


Figura 7 - Perfil geológico da Mina N4E mostrando as relações entre os minérios de ferro friável, compacto e rochas metabásicas (VALE em Lindenmayer et al. 2005).

grupo Itacaiúnas) ocorrem intercalados entre unidades metavulcânicas máficas, inferior e superior, do Grupo Grão Pará (2757-2760 Ma; Wirth et al. 1986, Machado et al. 1991, Trendall et al. 1998). Tanto o minério de Ferro (Figs. 8b a 8e) como as rochas metabásicas decompostas são recobertas por canga limonítica.

*Rochas hospedeiras: metabasaltos e jaspilitos do Grupo Grão Pará*

A unidade metavulcânica inferior, atribuída à Formação Parauapebas, inclui metabasaltos amigdaloidais (Fig. 8f), porfiríticos e com lavas almofa-

dadas e riólitos em derrames homogêneos, além de tufos de *lapilli* e hialoclastitos (Hirata et al. 1982, Gibbs et al. 1986). A unidade superior, pertencente à Formação Igarapé Cigarra, inclui metabasaltos com intercalações de tufos recobertos por metassedimentos clásticos (arcósios e arenitos), formações ferríferas bandadas e *chert*. As duas unidades são interceptadas por diques e *sills* de gabro.

Os jaspilitos (Formação Carajás) apresentam contatos com as rochas metavulcânicas concordantes e tectônicos, caracterizados por planos de falha com *slickensides* e desenvolvimento de foliação nas rochas metabásicas. Na área da Serra

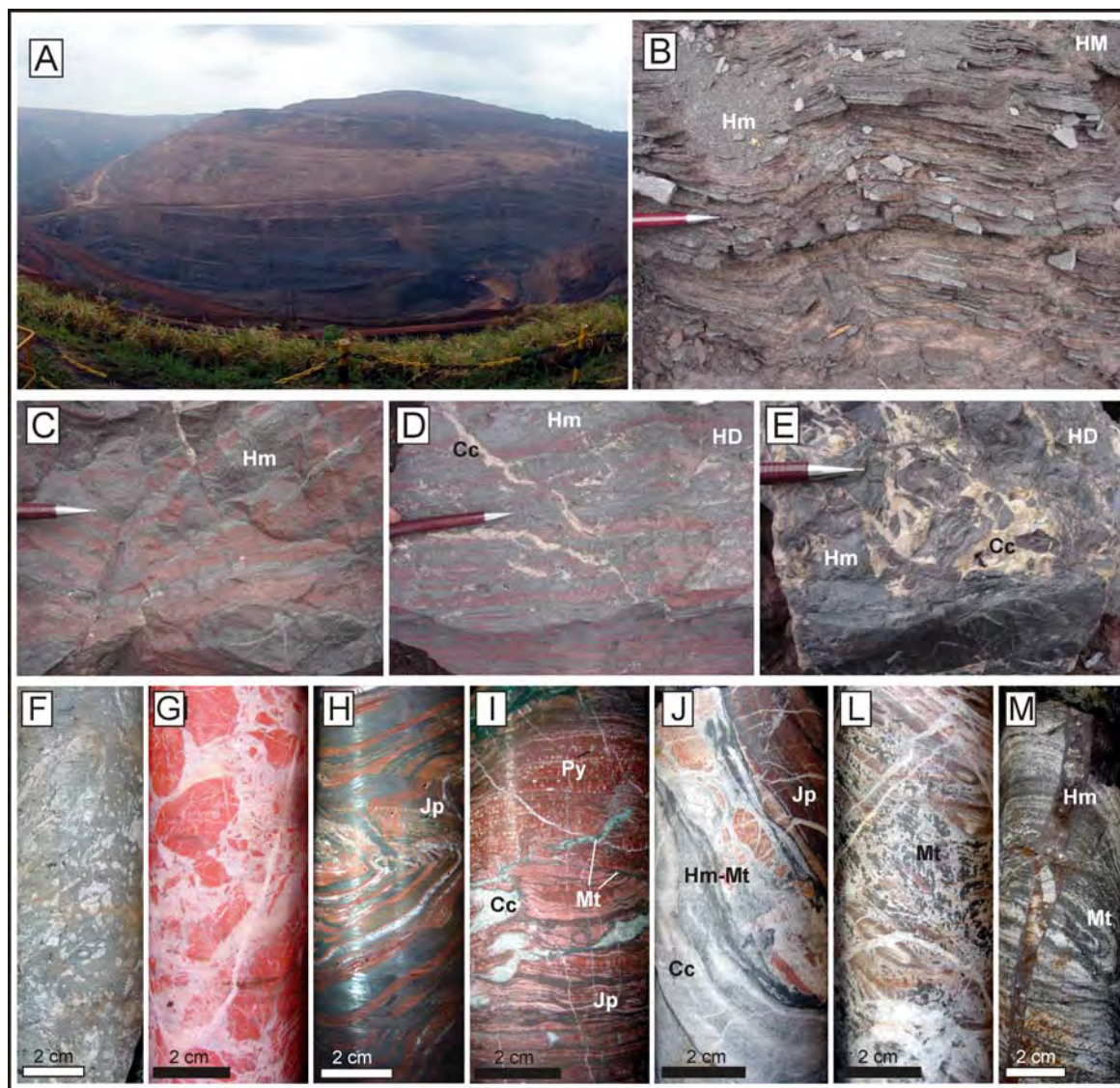


Figura 8. (A-I Serra Norte, N4E) A. Vista parcial da Mina de Ferro N4E; B. Minério de ferro friável laminado (HM) da Mina de Ferro N4E; C. Jaspilito com bandas constituídas por jaspe e quartzo microcristalino parcialmente substituído por hematita; D. Jaspilito parcialmente substituído por hematita, cortado por vênulas carbonáticas; E. Minério de ferro compacto constituído predominantemente por hematita, com porções brechadas e cimentadas por carbonatos hidrotermais; F. Rocha metabásica cloritizada com vesículas preenchidas por quartzo e calcita; G. Rocha metabásica intensamente hematitizada, brechada e cortada por vênulas carbonáticas; H. Jaspilito com bandas constituídas por jaspe e quartzo microcristalino parcialmente substituído por hematita; I. Jaspilito com pirita fina disseminada cortado por vênulas e bolsões carbonáticos; (J-M Serra Sul) J. Jaspilito parcialmente substituído por hematita, magnetita e carbonatos; L. Concentrações de magnetita e vênulas carbonáticas; M. Formação ferrífera bandada com magnetita cortada por veio de brecha com matriz constituída por hematita. Abreviações: HM = hematita friável; HD = hematita compacta; Jp = jaspilito; Hm = hematita; Mt = magnetita; Cc = carbonato; Py = pirita.

Norte, os jaspilitos (Figs. 8 g e 8h) são rochas finamente laminadas, com estrutura plano-paralela, constituídas por bandas alternadas de quartzo microcristalino e de jaspe vermelho com hematita esferulítica, maghemita, martita e, subordinadamente, magnetita (Lindenmayer *et al.* 2001). Apresentam estruturas deposicionais preservadas, tais como estruturas de escavação e preenchimento e esferulitos/grânulos de provável origem or-

gânica (Meirelles 1986, Macambira 2003).

Tanto os padrões de distribuição de ETR (Lindenmayer *et al.* 2001, Klein & Ladeira 2002, Macambira 2003) nos jaspilitos como sua composição isotópica de Ferro (Fabre *et al.* 2011) indicam formação em ambiente marinho a partir de águas de ressurgência. O *trend* de enriquecimento relativo em ETRL e anomalia positiva de Eu são indicativos de associação com fumarolas hidrotermais e

soluções de fundo oceânico (Lindenmayer *et al.* 2001). Os valores altamente positivos de  $\delta^{57}\text{Fe}_{\text{IRMM-14}}$  ( $2,06 \pm 0,34\%$ ), poderiam ser explicados por oxidação parcial do  $\text{Fe}^{2+}$  aq na superfície do oceano, subsequente à ressurgência hidrotermal de águas marinhas anóxicas e profundas. Isso teria resultado na formação de hidróxidos de Ferro e sua conversão para hematita na zona fótica, mais rasa e oxidada, em um processo sazonal (Fabre *et al.* 2011).

#### Metamorfismo e alteração hidrotermal dos metabasitos

Embora efeitos de metamorfismo de fundo oceânico, ou espilitização, nas rochas básicas do Grupo Grão Pará sejam considerados intensos (Meirelles 1986, Teixeira 1994, Teixeira *et al.* 1997), o registro de metamorfismo regional nessas rochas é ambíguo.

A preservação de estruturas primárias e ausência de foliação, em geral reconhecidas apenas próximo a falhas, levou diversos autores a considerarem que tais rochas não apresentam evidências claras de metamorfismo regional (Beisiegel *et al.* 1973, Beisiegel 1982, Lindenmayer *et al.* 2001). Paragéneses minerais compatíveis com condições de fácies dos xistos verdes foram relacionadas com alteração hidrotermal ou metamorfismo dinâmico associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento regionais (Dardenne & Schobbenhaus 2001, Macambira & Schrank 2002, Macambira 2003). De acordo com Gibbs *et al.* (1986), Teixeira (1994), Teixeira *et al.* (1997), no entanto, as rochas do Grupo Grão Pará foram metamorfisadas em baixo grau, possivelmente durante o evento tectono-metamórfico associado ao desenvolvimento da Dobra Carajás (Zucchetti 2007).

Efeitos de alteração hidrotermal nos metabasitos foram reconhecidos principalmente próximo ao contato com os jaspilitos e com o minério de alto teor (Teixeira 1994, Teixeira *et al.* 1997, Guedes *et al.* 2002, Dalstra & Guedes 2004, Zucchetti 2007). Os metabasitos apresentam evidências de intensa cloritização, acompanhada de Fe-metassomatismo, com formação de hematita (hematitização) e brechação (Fig. 8g). Guedes *et al.* (2002) também descreve auréolas de alteração hidrotermal com carbonatação associada, brechas hidráulicas hidrotermalizadas e vênulas de hematita e caolinita em *stockwork* nas rochas vulcânicas máficas

em contato com minério compacto. A alteração hidrotermal seria responsável por diminuição dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  das rochas hidrotermalizadas, além de perda de Si, Ca, Na e V e ganho relativo de P, Zr e ETRL (Teixeira 1994, Teixeira *et al.* 1997).

O zoneamento da alteração hidrotermal nas rochas máficas, de acordo com Lobato *et al.* (2005, 2008) e Zucchetti (2007), inclui: (i) zonas distais com clorita-quartzo-carbonato  $\pm$  hematita; (ii) zonas intermediárias com clorita-hematita-quartzo-albita-mica-carbonato  $\pm$  titanita  $\pm$  magnetita  $\pm$  sulfetos, e (iii) zonas proximais com hematita-clorita-quartzo-albita-mica-carbonato  $\pm$  titanita  $\pm$  magnetita  $\pm$  sulfetos

Segundo Teixeira (1994) e Teixeira *et al.* (1997), a alteração hidrotermal teria resultado da interação das rochas metabásicas com fluidos meteóricos aquecidos pela colocação do Granito Central de Carajás. Zucchetti (2007) considera, entretanto, que além dos fluidos meteóricos de baixa salinidade, mistura de fluidos teria envolvido contribuição magmática, responsável por componentes de alta salinidade para o sistema hidrotermal.

#### Minério de Ferro

A distribuição dos corpos de minério de Ferro de alto teor da Serra Norte teria sido controlada por zonas de maior permeabilidade, localizadas na zona de charneira do antifórme da Dobra Carajás, que se apresenta desmembrada em diversos blocos rotacionados (Rosière *et al.* 2006).

O minério de Ferro de alto teor é representado por corpos de hematita friável ou mole (HM, Fig. 8b) e hematita compacta, ou dura (HD, Fig. 8d). Os corpos tabulares de hematita friável (HM), com espessura de até 350 m, em geral, são bastante porosos, descontínuos e ocorrem de forma pulverulenta ou apresentam-se bandados a laminados. São constituídos por hematita lamelar muito fina intercalada com hematita pulverulenta. Próximo ao contato com as rochas máficas superiores, o minério friável apresenta como contaminantes alumina e Fósforo, enquanto em contato com a rocha máfica inferior apresenta enriquecimento em Manganês. Maiores teores de sílica associam-se a maiores profundidades, enquanto em zonas de cisalhamento há maior concentração de Manganês e Fósforo (CVRD 1996 em Lobato *et al.* 2005)

Corpos de minério representados por hematita compacta (HD) constituem corpos tabulares ou

lenticulares discordantes, concentrados próximo ao contato com as rochas metabásicas inferiores, e representam menos de 10% dos recursos (Dalstra & Guedes 2004). Apresentam estrutura bandada, em geral mimetizando a estrutura dos jaspilitos, maciça e brechada e são constituídos por hematita-martita e hematita (Figueiredo & Silva 2004, Lobato *et al.* 2005). Os corpos de hematita compacta ou dura (HD) são subdivididos em hematita dura compacta e dura laminada.

O minério de baixo teor (MBT) contém entre 50 a 60% de Fe e alto teor de contaminantes, tais como Alumínio (>1,2%), sílica (> 1%), Manganês (>1%), Fósforo (> 0,07%; Lobato *et al.* 2005).

#### *Evidências de alteração hidrotermal associada aos corpos de minério*

Nas partes mais profundas do depósito de N4E, corpos de hematita friável e compacta gradam para rochas ricas em carbonatos, tais como rochas bandadas com Fe-Mn-dolomita-hematita-(quartzo-apatita-talco), rochas ricas em veios carbonáticos ou brechas com matriz substituída por Fe-Mn-dolomita-clorita-apatita (Dalstra & Guedes 2004). As rochas bandadas apresentam pseudomorfos indicativos de substituição de magnetita por hematita, que por sua vez é parcialmente substituída por grandes cristais de martita. O minério constituído por hematita friável é texturalmente idêntico às rochas bandadas com hematita-dolomita, porém apresenta cavidades no lugar dos minerais carbonáticos. Dalstra & Guedes (2004) consideram que os minerais carbonáticos identificados na Mina N4E resultaram de alteração hidrotermal.

Graus variáveis de alteração hidrotermal estruturalmente controlada nos jaspilitos também foram reconhecidos por Figueiredo e Silva (2004, 2009) e Lobato *et al.* (2005, 2008). De acordo com Figueiredo e Silva *et al.* (2008), a alteração hidrotermal inicial, preservada em zonas distais em relação aos corpos de minério de mais alto teor, é caracterizada por recristalização de jaspe, remoção do Fe e formação de magnetita sobrecrecida a hematita microcristalina, associada a quartzo e veios carbonáticos (Figs. 8e). Veios brechados com quartzo ± pirita-calcopirita (V1) e carbonato ± pirita-calcopirita (V2) ocorrem nas zonas distais.

As zonas intermediárias são caracterizadas por lixiviação progressiva do *chert* e quartzo, resultando em cavidades, formação de martita como fase

dominante e preenchimento de espaços abertos por hematita. Essas zonas também contêm veios discordantes ou concordantes ao bandamento com quartzo e hematita (V3). As zonas de alteração proximais representam o estágio de alteração avançada que resulta na formação do minério de alto teor. São caracterizadas por martitização e preenchimento de espaços por hematita, presente em vênulas e ao longo do bandamento. Veios brechados com carbonatos, quartzo e hematita (V4 e V5) também ocorrem nessas zonas.

Datações de monazita hidrotermal (idade  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  de  $1.613 \pm 21$  Ma) inclusa em hematita lamelar, e de anatásio ( $1.717 \pm 12$  Ma; Pb-Pb) de metabasitos hidrotermalizados com clorita e hematita, foram obtidas por Santos *et al.* (2010).

#### *Natureza dos fluidos hidrotermais e assinaturas isotópicas*

Estudos de inclusões fluidas realizados por Figueiredo e Silva *et al.* (2008) em quartzo e carbonatos dos veios (V1 a V5), associados às zonas distais a proximais, possibilitaram a identificação de fluidos aprisionados em condições de temperatura relativamente baixa a moderada (190 e 315 °C), com temperaturas mais elevadas relativas aos veios brechados de zonas proximais (V4 e V5). Fluidos altamente salinos, ricos em Ca, foram identificados tanto em veios de zonas distais (até 29,3 wt %  $\text{CaCl}_2$  eq) como proximais (até 30,1 wt %  $\text{CaCl}_2$  eq).

Fluidos aquosos com composição variável, com proporções distintas de Ca, Na, Mg e Fe, e amplo intervalo de variação de salinidades (1,2–19,2 wt %  $\text{CaCl}_2$  eq) foram caracterizados principalmente na zona intermediária. Adicionalmente, fluidos de baixa salinidade (0,2–7,3 wt % NaCl eq), ricos em Na-K-Mg, foram também identificados em minerais de veios brechados nas zonas proximais, coexistindo com os fluidos altamente salinos (Figueiredo & Silva *et al.* 2008).

Diminuição dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  foi observada em relação à evolução paragenética do depósito, caracterizada por valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $-1,0\text{‰}$  para a martita e de  $-10,0\text{‰}$  para a hematita tabular a euhedral, considerada tardia (Figueiredo & Silva 2009).

Estudos de isótopos de enxofre em pirita revelam valores de  $\delta^{34}\text{S}$  mais elevados (+2,5 a +10,8‰) nas zonas distais e menores ( $\delta^{34}\text{S} = -5$  a +5‰)

nas zonas intermediárias de alteração dos metabasaltos.

Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos (calcita, kutnahorita e dolomita) de veios de diferentes gerações revelam intervalo restrito de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-6,0$  a  $-2,0\%$ ) e maior variação de  $\delta^{18}\text{O}$  ( $+8,0$  a  $+20,0\%$ ), que foi atribuída a diferentes fontes de fluidos ou mudanças significativas no razão fluido-rocha. A composição isotópica de estrôncio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) de calcita  $\pm$  kutnahorita em equilíbrio com magnetita e kutnahorita-dolomita varia de 0,712 a 0,750, o que também pode refletir, de acordo com Figueiredo e Silva *et al.* (2008), fontes graníticas altamente radiogênicas.

#### Gênese do Minério de Ferro

A formação do minério de Ferro a partir dos jaspilitos foi atribuída por Tolbert *et al.* (1971), à lixiviação da sílica das formações ferríferas por águas superficiais, resultando no enriquecimento residual dos óxidos de Ferro e na formação dos atuais corpos de minério. De modo análogo, enriquecimento supergênico foi considerado por outros autores responsável pela lixiviação da sílica e formação do minério friável (Beisiegel *et al.* 1973, Dardenne & Schobbenhaus 2001).

Entretanto, Beisiegel *et al.* (1973) propuseram origem hipogênica para a hematita compacta com substituição metassomática do quartzo, favorecida pelo calor associado à colocação de diques básicos e/ou deformação tectônica. Outros estudos também enfatizam a importância de processos hidrotermais para a formação dos corpos de hematita compacta (Guedes *et al.* 2002, Figueiredo e Silva 2004, Dalstra & Guedes 2004, Lobato *et al.* 2005, 2008, Figueiredo e Silva *et al.* 2008, Figueiredo e Silva 2009).

Guedes *et al.* (2002) e Dalstra & Guedes (2004), consideram que as rochas ricas em minerais carbonáticos representariam protominérios carbonáticos (até 45% de Fe) formados em condições raras e relativamente frias ( $< 300$  °C) com influência de fluidos hidrotermais descendentes e oxidados, possivelmente meteóricos. O modelo proposto por Dalstra & Guedes (2004) envolve alteração hidrotermal inicial resultando em diminuição de sílica da formação ferrífera e formação de carbonatos hidrotermais, seguida por lixiviação intempérica dos carbonatos para formação do minério de Ferro de alto teor. O mesmo sistema hidrotermal seria res-

ponsável por metassomatismo intenso das rochas máficas adjacentes ao protominério.

Estudos realizados por Figueiredo e Silva *et al.* (2008, 2011) indicam que os processos hidrotermais teriam sido responsáveis pela substituição dos jaspilitos e formação do minério compacto. Esse processo teria envolvido interação com fluidos iniciais magmáticos de alta salinidade e relativamente reduzidos, responsáveis pela formação inicial de magnetita e lixiviação de sílica, predominantemente nas zonas distais. Esse fluido teria se tornado mais oxidante, possivelmente devido à mistura com fluidos meteóricos, sendo associado ao avanço da martitização e formação da hematita em veios nas zonas de alteração intermediárias. A predominância de fases oxidadas, como a hematita tabular e euhedral, associadas com fluidos de mais baixas salinidades, evidenciam grande aporte de fluidos meteóricos nos estágios de alteração mais avançada nas zonas proximais.

Segundo Lobato *et al.* (2005a) e Figueiredo e Silva *et al.* (2008), a mineralização de Ferro teria sido relacionada a um sistema magmático-hidrotermal relativamente raso e representaria um membro de baixa temperatura dos depósitos de óxidos de Ferro-Cobre-Ouro (*iron oxide-copper-gold deposits* ou IOCG) conhecidos em Carajás ou seria associada aos depósitos de Au-Cu relacionados à colocação dos granitos anorogênicos paleoproterozóicos. Segundo Santos *et al.* (2010), no entanto, a atividade hidrotermal na Bacia de Carajás pode ter sido episódica, relacionada a pelo menos dois pulsos (*ca.* 1,7 e 1,6 Ga) associadas à fluidos bacinais durante o Stateriano, após a granitogênese paleoproterozóica.

Os depósitos de Ferro de Carajás apresentam consideráveis diferenças nos três distritos, Serra Norte, Serra Sul e Serra Leste, sendo que nos depósitos da Serra Sul, segundo Lindenmayer *et al.* (2001), evidências de metamorfismo ao longo de zonas de cisalhamento de alto ângulo resultaram em recristalização das formações ferríferas bandadas, que são constituídas principalmente por magnetita e quartzo (Figs. 8l a 8m).

#### Depósitos de Óxidos de Ferro-Cobre-Ouro

A Província Carajás destaca-se mundialmente por apresentar a maior quantidade conhecida de importantes depósitos de óxido de Ferro-Cobre-Ouro (*iron oxide-copper-gold deposits* ou IOCG; Hit-

zman *et al.* 1992, Hitzman 2000). Os depósitos IOCG de Carajás são também considerados os únicos de classe mundial de idade arqueana (Réquia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005, Groves *et al.* 2010, Xavier *et al.* 2010), refletindo a particular evolução da Província Carajás.

Entre os depósitos dessa classe destacam-se Salobo (com reservas de 789 Mt @ 0.96% Cu e 0.52 g/t Au; Lindenmayer 1990), Igarapé Bahia-Alemão (219 Mt @ 1.4% Cu e 0.86 g/t Au; Tavaza 1999, Tallarico *et al.* 2005), Sossego (355 Mt @ 1.5 % Cu e 0.28 g/t Au; Lancaster *et al.* 2000), Cristalino (500 Mt @ 1.0% Cu e 0.3 Au; Huhn *et al.* 1999a) e Alvo 118 (170 Mt @ Cu e 0.3 g/t Au; Riggon *et al.* 2000), além de vários outros depósitos em avaliação.

As minas de Cobre de Sossego e Salobo, operadas pela VALE, foram as primeiras da província a entrarem em produção, em 2004 e 2011, respectivamente. A Mina de Sossego, localizada no limite sul da Bacia Carajás, situa-se no Cinturão Sul do Cobre com mais de 60 km de extensão, assim como os depósitos Cristalino, Alvo 118, Castanha, Bacaba, Jatobá, Bacuri, Visconde. A Mina de Salobo, localizada a 30 km ao norte da Serra de Carajás, localiza-se ao longo de uma zona de cisalhamento regional próximo ao limite entre os domínios Carajás e Bacajá, paleoproterozóico (2,26 – 1,95 Ga). No setor norte do Domínio Carajás também são conhecidos os depósitos Gameleira, Pojuca, Paulo Alfonso, Furnas, Polo e Igarapé Cinzento/Alvo GT46. O depósito de Igarapé Bahia/Alemão, por sua vez, situa-se em uma janela estrutural que expõe unidades do Supergrupo Itacaiúnas, dentro da Formação Águas Claras.

#### *Depósito Modelo: A Mina de Sossego*

A Mina de Sossego é constituída por dois grupos de corpos de minério (Sequeirinho-Baiano-Pista e Sossego-Curral). Os corpos principais, Sequeirinho e Sossego (Figs. 9 e 10), correspondem, respectivamente, a 85% e 15% dos recursos, lavrados em duas cavas separadas.

#### *Rochas hospedeiras*

O Corpo Sequeirinho (Figs. 9a, 10a a 10j) é hospedado pelo Granito Sequeirinho (3.010 ± 21 Ma; Moreto *et al.* 2011b), por intrusões de gabronoritos (ca. 2,74 Ga; Moreto *et al.* 2012) e por rochas

metavulcânicas ácidas com lentes de rochas ultramáficas, representadas por tremolita-talco xistos com relíquias de olivina. Consideradas como pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas, o posicionamento estratigráfico das rochas metavulcânicas ainda é incerto. O Corpo Pista, que representa uma extensão a oeste do Corpo Sequeirinho, é hospedado essencialmente por tais rochas metavulcânicas félsicas milonitizadas. Todos os litotipos hospedeiros apresentam aspecto anastomosado e, localmente, foliação milonítica relacionada ao *trend* regional WNW-ESE.

O Corpo Sossego (Figs. 9b, 10l a 10s), localizado ao leste do Corpo Sequeirinho, é hospedado pelo Granito Sequeirinho e, principalmente, pelo Granito Granofírico Sossego (2.740 ± 26 Ma, Moreto *et al.* 2011b), caracterizado por texturas de intercrescimento de quartzo com cor azulada e feldspato potássico, indicativas de colocação rasa, além de corpos de gabronoritos coevos.

Intrusivos nas unidades hospedeiras dos corpos Sossego e Sequeirinho são reconhecidos diques de quartzo-feldspato pórfiros (ca. 1,88 Ga; C.P.N.Moreto, comunicação verbal), de coloração marrom, relativamente preservados, apenas com incipiente alteração hidrotermal, que interceptam as zonas fortemente hidrotermalizadas. Adicionalmente, o Granito Rio Branco, também considerado paleoproterozóico, aflora a sul das cavas da Mina do Sossego, e não tem evidências de alteração hidrotermal ou mineralização cuprífera.

#### *Alteração hidrotermal*

O Corpo Sequeirinho ocorre ao longo de falha sinistral NE-SW que intercepta a zona de cisalhamento regional (Fig. 10b; Morais & Alkmim 2005, Domingos 2010). Regionalmente são reconhecidas nesse corpo, extensas zonas de alteração sódica (albita-hematita) e sódica-cálcica (actinolita-albita-titanita-epidoto-allanita), desenvolvidas particularmente no granito, controladas pelo desenvolvimento da foliação milonítica WNW-ESE (Fig. 10c a 10e). No gabronorito, alteração sódico-cálcica inicial resultou na formação de potássio-cloro hastingsita-escapolita-albita-(biotita), seguida por actinolita, e posteriormente por grandes quantidades de biotita.

Próximo a corpos de maciços de magnetita-(apatita) (Fig. 10h) e apatititos (Fig. 10f) um envelope de rochas constituídas essencialmente por



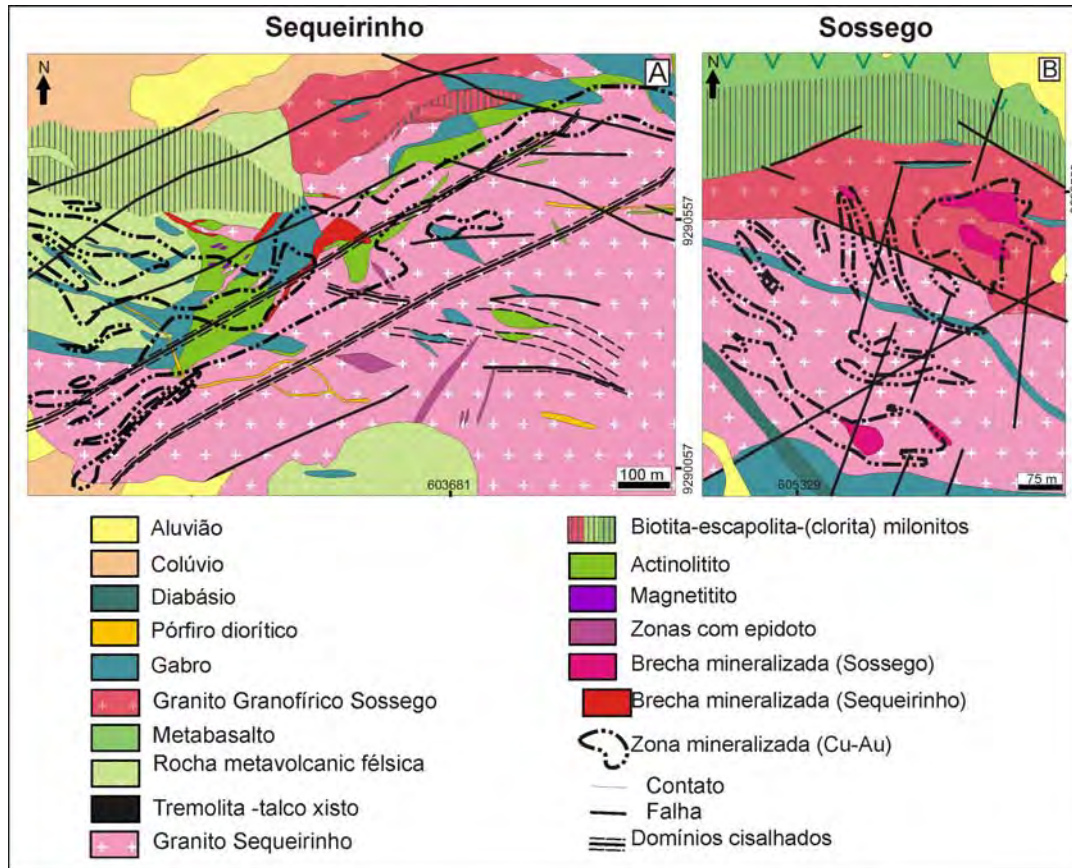


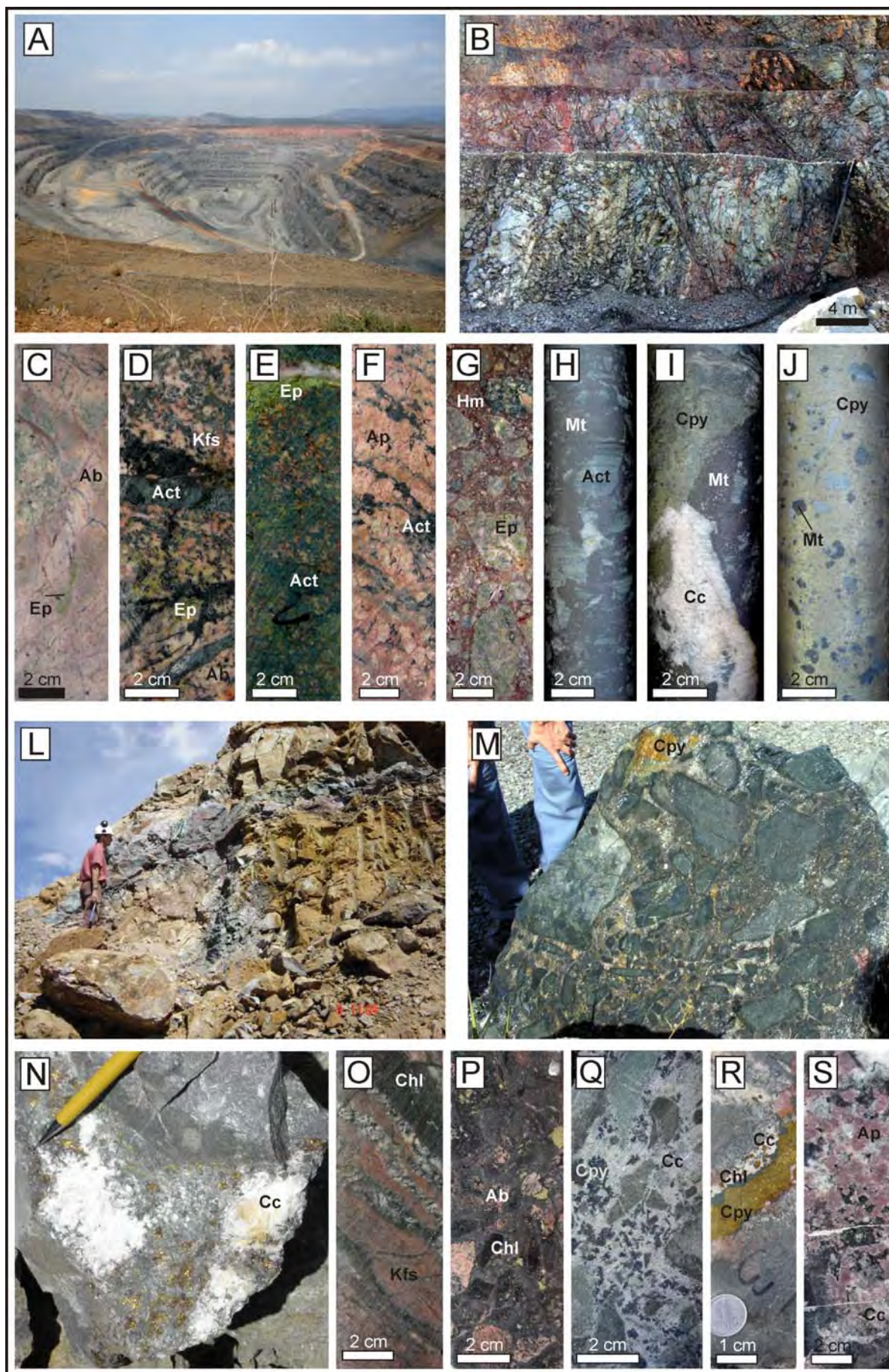
Figura 9 - Mapa geológico dos corpos Sequeirinho (A) e Sossego (B) da Mina de Cobre do Sossego (VALE em Domingos 2010).

actinolita, denominadas de actinolitos, é reconhecido. Restritas zonas de alteração potássica com feldspato potássico, biotita rica em cloro e quartzo ocorrem espacialmente relacionadas às brechas mineralizadas, cortando as zonas de alteração sódico-cálcica (Monteiro *et al.* 2008a, 2008b, Carvalho 2009). No Corpo Pista, alteração com

biotita ± escapolita ± hastingsita-turmalina pode ser identificada nas rochas metavolcânicas ácidas (Villas *et al.* 2005, Sousa 2007). Semelhantes aos litotipos identificados nesse corpo, biotita-escapolita milonitos também ocorrem nas zonas de lapa dos corpos Sossego e Sequeirinho.

O Corpo Sossego apresenta estrutura subcir-

Figura 10 - (Página oposta) - (A-J Corpo Sequeirinho) A. Vista da mina a céu aberto; B. Frente de lavra mostrando alteração hidrotermal sódica, sódico-cálcica e potássica controlada por estruturas dúcteis-rúpteis; C. Intensa alteração sódica em rocha metavolcânica ácida; D. Vênulas de actinolita cortando rocha previamente albitizada; E. Intensa alteração sódico-cálcica com predominância de actinolita; F. Cristais de fluorapatita associados com actinolita; G. Brecha com fragmentos do granito albitizado e substituído por epidoto em matriz com feldspato potássico e óxidos de ferro; H. Rocha rica em magnetita (magnetitito) com actinolita associada; I. Associação de calcopirita, magnetita e calcita; J. Aspecto típico das brechas mineralizadas com calcopirita do Corpo Sequeirinho, com fragmentos cominuídos de magnetita, apatita e actinolita hidrotermais; (L-S) Vista do Morro do Sossego mostrando a distribuição de veios sulfetados substituídos por malaquita (Abril de 2005); M. Aspecto típico da brecha mineralizada do Corpo Sossego com fragmentos do Granito Granofírico envolvidos por filme de magnetita e imersos em matriz constituída por quartzo, calcita, calcopirita, apatita e actinolita; N. Calcopirita associada a calcita e quartzo em bolsão no Granito Granofírico; O. Alteração potássica com feldspato potássico e cloritização controladas pelo desenvolvimento de foliação milonítica; P. Brecha com fragmentos do Granito Granofírico previamente albitizados com calcopirita, na matriz (Coleção de Referência VALE); Q. Zona mineralizada com calcopirita associada com calcita em quartzo na matriz de brechas com fragmentos do Granito Granofírico cloritizado; R. Vênula com calcopirita associada com clorita e calcita; S. Cristais euhedrais de apatita associados a calcita, quartzo e clorita (Coleção de Referência VALE). Ab = albita; Act = actinolita; Ap = apatita; Cc = calcita; Chl = clorita; Cpy = calcopirita; Ep = epidoto; Hm = hematita; Kfs = feldspato potássico; Mt = magnetita.



cular, vertical, no qual a brecha mineralizada ocorre na parte central, envolvida por *stockwork* de veios (Fig. 10l e 10r); Morais & Alkmim 2005, Carvalho 2009, Monteiro *et al.* 2008a, Domingos 2010). Nas zonas mais externas, ao redor do *pipe* de brecha, a alteração sódica é pouco desenvolvida, sendo por vezes reconhecida em fragmentos das rochas hospedeiras nas brechas mineralizadas (Fig. 10p). A alteração potássica (Fig. 10o) e clorítica são intensas e alteração hidrolítica com sericita e hematita ocorre associada aos sulfetos nos corpos de minério.

#### *Corpos de minério cupro-aurífero*

A mineralização cupro-aurífera associa-se a brechas hidrotermais. No Corpo Sequeirinho, as brechas apresentam predominância de calcopirita na matriz (Fig. 10j) associada a pirita, magnetita, epidoto, allanita, apatita e clorita (Monteiro *et al.* 2008a, 2008b). A matriz rica em sulfetos envolve fragmentos cominuídos, parcialmente arredondados, de actinolitos e magnetitos, além de cristais hidrotermais de actinolita, apatita e magnetita fragmentados. A mineralização de Cobre-Ouro foi tardia e desenvolveu-se em condições essencialmente rúpteis. No Corpo Sossego, as brechas apresentam fragmentos angulosos do granito granofírico hidrotermalizado (Figs. 10m, 10n e 10q), em geral, com evidências de alteração potássica, envolvidos por magnetita em matriz constituída por calcopirita, calcita, quartzo, epidoto, allanita, apatita (Fig. 10s) e clorita com texturas de preenchimento de espaços abertos (Fig. 10n) desenvolvidas também em condições essencialmente rúpteis (Monteiro *et al.* 2008a, 2008b).

Segundo Domingos (2010), as brechas mineralizadas do Corpo Sossego apresentam características de brechas de explosão imaturas, enquanto as brechas do Corpo Sequeirinho seriam brechas tectônicas maduras, com fragmentação dominada por desgaste e atrito associado ao deslizamento ao longo da zona de falha.

O minério de Cobre-Ouro dos dois corpos é constituído pela associação de calcopirita com pirita (com até 2,3% de Co e 0,2% de Ni), magnetita parcialmente substituída por hematita, Ouro (com até 14,9 % de Ag), siegenita, millerita, vaesita, Pd-melonita e, subordinadamente, hessita, cassiterita, esfalerita, galena e molibdenita (Monteiro *et al.* 2008b). A assinatura geoquímica do

minério reflete enriquecimento em Cu-Fe-Au-(Ag-Ni-Co-Pd-P-ETRL) (Carvalho 2009).

Datações Pb-Pb em calcopirita de amostras do minério indicaram idades de  $2.530 \pm 25$  Ma e  $2.608 \pm 25$  Ma para o Corpo Sequeirinho e  $1.592 \pm 45$  Ma para o Corpo Sossego (Neves 2006).

#### *Natureza dos fluidos hidrotermais e assinaturas isotópicas*

Estudos de isótopos estáveis indicaram que a alteração sódico-cálcica e a formação dos actinolitos e dos corpos de magnetita maciça do Corpo Sequeirinho foram associadas a fluidos hidrotermais de alta temperatura ( $> 550$  °C) com composição isotópica de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 6,9 \pm 0,9\text{‰}$  SMOW) similar à de fluidos magmáticos ou formacionais/metamórficos (Figs. 11 e 12). Fluidos com a mesma composição isotópica e temperatura teriam sido responsáveis por formação inicial de magnetita e actinolita nas brechas do Corpo Sossego (Fig. 11; Monteiro *et al.* 2008a).

O estágio de mineralização nos diferentes corpos do depósito foi associado a menores temperaturas ( $\sim 300$  °C) e à introdução de fluidos meteóricos, como indicado pelos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  ( $-1,8 \pm -3,4\text{‰}$ ) em equilíbrio com fases minerais presentes (quartzo, calcita, clorita e epidoto) nas brechas mineralizadas (Monteiro *et al.* 2008a).

As inclusões fluidas em quartzo das brechas mineralizadas dos corpos Sequeirinho, Sossego e Pista indicam a participação de: (1) salmouras hipersalinas de alta temperatura (35 a 70% NaCl equivalente;  $T_{\text{ht}} = 570$  a 250 °C) com cristais de saturação e multi-sólidos; (2) salmouras salinas (11 a 31% NaCl equivalente) de baixa temperatura ( $\sim 150$  °C) e ricas em  $\text{CaCl}_2$ ; e (3) fluidos aquosos compostos por  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  de baixa salinidade ( $< 11\%$  NaCl equivalente) e baixa temperatura ( $< 250$  °C), (Rosa 2006, Carvalho 2009). As salmouras salinas ricas em  $\text{CaCl}_2$  poderiam refletir uma evolução contínua a partir de um fluido hipersalino magmático ou bacinal (Carvalho 2009), ou ainda, representarem fluidos metamórficos que interagiram com metevaporitos ou metaexalitos e tornaram-se mais salinos (Rosa 2006). Os fluidos de baixa salinidade podem representar o aporte de fluidos meteóricos no sistema hidrotermal.

As composições isotópicas de boro de turmalina do Corpo Pista do depósito Sossego indicam participação de fonte magmática, talvez proveni-

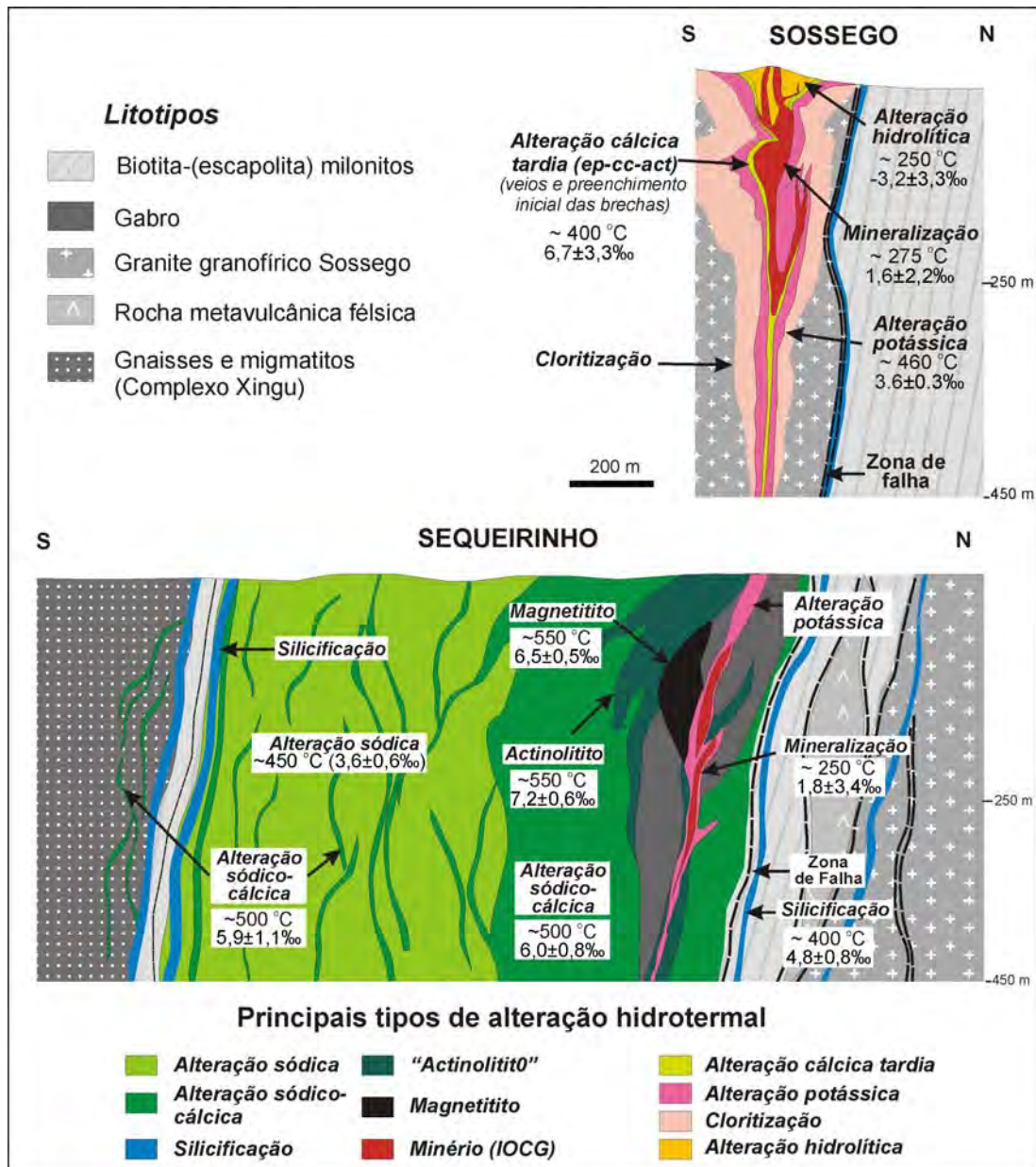


Figura 11 - Perfil esquemático da distribuição das zonas de alteração hidrotermal nos corpos Sequeirinho e Sossego, Mina Sossego, assim como as composições isotópicas de oxigênio dos fluidos hidrotermais associados a cada estágio de alteração hidrotermal e as respectivas temperaturas estimadas a partir de isótopos estáveis (Monteiro et al. 2008a).

ente da lixiviação de rochas vulcânicas, em adição a salmouras bacinais (Fig. 13; Xavier et al. 2008). Estudos de isótopos de cloro realizados por Chiaradia et al. (2006) também seriam coerentes com contribuição de fluidos magmáticos e bacinais para o depósito Sossego. Razões Cl/Br-Na/Cl em inclusões fluidas do depósito Sossego indicam composições intermediárias entre as características da curva de evaporação da água do mar e de fluidos magmáticos, porém não seriam condizentes com derivação a partir da dissolução de (meta)evaporitos (Xavier et al. 2009).

#### Gênese do depósito de Sossego

Os padrões de alteração hidrotermal reconhecidos no depósito de Sossego são semelhantes aos reconhecidos em depósitos IOCG formados em diferentes níveis crustais (Monteiro et al. 2008a). A extensiva alteração sódica e sódico-cálcica associada à milonitização caracterizada no Corpo Sequeirinho e suas extensões, Pista e Baiano, é típica de depósitos formados em níveis crustais mais profundos. Os padrões de alteração do Corpo Sossego, com predominância de alteração potássica

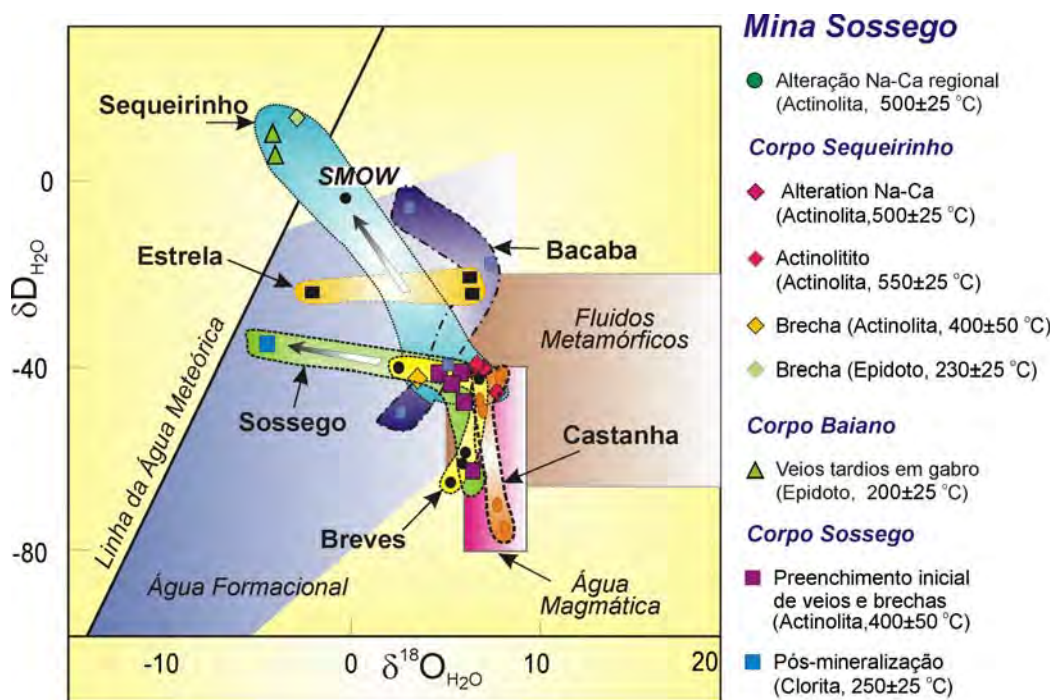


Figura 12 - Composição isotópica de oxigênio e hidrogênio do fluido hidrotermal em equilíbrio com minerais hidrotermais de depósitos cupro-auríferos de Carajás. Fonte dos dados: Sossego (Monteiro *et al.* 2008a); Bacaba & Castanha (Pestilho 2011), Estrela (Lindenmayer *et al.* 2005) e Breves (Botelho *et al.* 2005).

e cloritização, é característica de níveis crustais intermediários a rasos, segundo o modelo de Hitzman *et al.* (1992), Hitzman (2000) e Williams *et al.* (2005).

Notadamente no Corpo Sequeirinho, os estágios iniciais de alteração hidrotermal foram acompanhados por deformação dúctil, enquanto o estágio de mineralização cupro-aurífera em todos os corpos desenvolveu-se em condições dúcteis-rúpteis a essencialmente rúpteis. Segundo Domingos (2010), a evolução do(s) sistema(s) hidrotermal(is) pode ter sido relacionada à progressiva exumação associada com transpressão regional.

As idades obtidas no minério do Corpo Sequeirinho (ca. 2,6 Ga) foram atribuídas por Neves (2006) a processos metamórfico-deformacionais ao longo das zonas de cisalhamento regionais, enquanto a idade mais nova (ca. 1,6 Ga) relativa ao Corpo Sossego não foi associada a um evento geológico específico.

Embora os dados petrográficos, estruturais, de inclusões fluidas e isótopos estáveis dos diferentes corpos mineralizados apontem para uma evolução associada a fluidos composicionalmente e isotopicamente idênticos nos corpos Sequeirinho e Sossego, os dados geocronológicos sugerem ou a abertura do sistema isotópico no Stateriano ou uma evolução multifásica do sistema hidrotermal,

o que teria importância para a compreensão dos sistemas IOCG no Cinturão Sul do Cobre.

A participação de fontes magmáticas profundas na evolução do(s) paleo-sistema(s) hidrotermal(is) é fortemente sugerida, assim como processos de interação fluido-rocha responsáveis por significativa lixiviação de metais da sequência de rochas hospedeiras, notadamente máficas e ultramáficas, como evidenciado pelos enriquecimentos em Ni, Co e Pd do depósito Sossego, tanto no Corpo Sequeirinho como no Corpo Sossego (Monteiro *et al.* 1998b, Carvalho 2009). Mistura com fluidos externamente derivados, frios e diluídos, no estágio de mineralização representou um importante mecanismo de precipitação do minério. No entanto, tendências evolutivas distintas apontam para contribuição de fluidos meteóricos no Corpo Sossego e fluidos derivados da água do mar no Corpo Sequeirinho (Fig. 12).

### Outros depósitos IOCG de Carajás

Processos genéticos muito distintos já foram propostos para os depósitos cupríferos de Carajás. A gênese dos depósitos de Salobo e Igarapé Bahia, hospedados principalmente por rochas metavulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, foi atribuída inicialmente a modelos singenê-

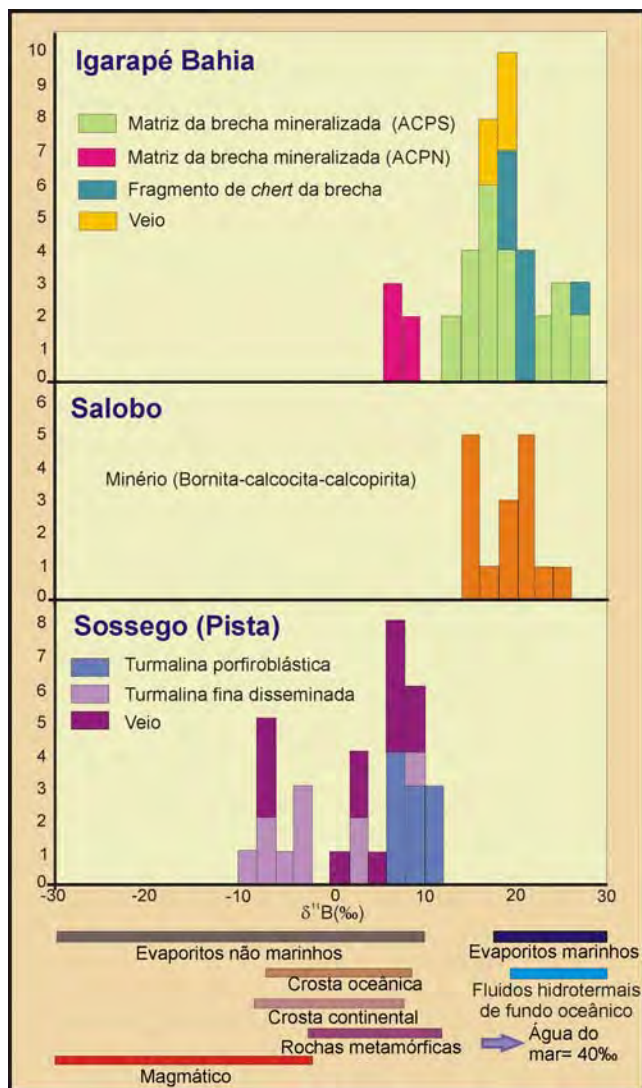


Figura 13 - Histogramas das composições isotópicas de boro de turmalina de depósitos IOCD de Carajás (Xavier et al. 2008) e intervalos de composições isotópicas de boro para vários reservatórios naturais (Barth 1993, Palmer & Swihart 1996).

tics ou híbridos que incluem estágios de mineralização vulcano-exalativa (Lindenmayer 1990, Vieira et al. 1998, Almada & Villas 1999, Galarza et al. 2002, 2008, Dreher 2004, Dreher et al. 2008), semelhantes aos também propostos para o depósito de Cu-Zn de Pojuca (Medeiros Neto & Villas 1985, Winter 1994, Schwarz 2010).

A primeira associação dos depósitos cupríferos com significativas concentrações de magnetita de Carajás com a classe IOCG, definida por Hitzman et al. (1992), foi proposta por Huhn & Nascimento (1997), sendo adotada por outros autores (Réquia et al. 2003, Tallarico et al. 2005, Monteiro et al. 2008a, 2008b, Xavier et al. 2010, Teixeira et al. 2010). Essa classificação baseia-se em um con-

junto de atributos compartilhados pelos depósitos, tais como:

(i) - enriquecimentos em óxido de Ferro, Cu, Au, ETRL, P, Ni, Co, e, em alguns casos, Ag, Mo, U, Th, Y, Pd, Zn, Te e Sn, análogos aos descritos em depósitos de IOCG de outras províncias mundiais (Hitzman 2000, Williams et al. 2005, Grainger et al. 2008);

(ii) - proximidade com intrusões máficas (diorito, gabro, noritos) e félsicas;

(iii) - estágios iniciais de alteração hidrotermal característicos de depósitos formados em níveis crustais relativamente profundos, controlados por zonas de cisalhamento regionais e foliação milonítica, associados à circulação de fluidos quentes (> 550 °C) e hipersalinos, incluindo alteração sódica com albita, escapolitização, alteração sódico-cálcica e formação de magnetititos;

(iv) - alteração potássica (<450 °C) com biotita e feldspato potássico espacialmente associada com as zonas mineralizadas;

(v) - cloritização, alteração cálcica tardia (clorita-epidoto-calcita) ou hidrolítica (sericita-hematita) desenvolvidas a menores temperaturas (< 350 °C) e condições rúpteis, coevas com a precipitação do minério nas porções mais rasas do(s) sistema hidrotermal(is);

(vi) - amplo intervalo de temperaturas de homogeneização (100-570 °C) e salinidades (0 a 69% peso NaCl eq) em inclusões fluidas em minerais de ganga do minério, indicando predominância de fluidos magmáticos iniciais e variável grau de mistura com fluidos de origens diversas durante o estágio de deposição do minério (Rosa 2006, Carvalho 2009, Xavier et al. 2010).

No Cinturão Sul do Cobre, os depósitos de classe mundial, Sossego, Cristalino e Alvo 118, e vários outros depósitos menores (Bacaba, Bacuri, Castanha, Jatobá, Visconde, GT 34) apresentam uma evolução paragenética e fluidal possivelmente comum (Augusto et al. 2008, Siepierski 2008, Craveiro 2011, Melo 2011, Pestilho 2011, Torresi et al. 2012) além de atributos particulares que sugerem a formação de cada um em uma porção específica do sistema hidrotermal.

O Alvo GT-34, hospedado por gnaisses atribuídos ao embasamento, apresentam corpos de ortopiroxenitos interpretados como de origem metassomática, e podem refletir as mais elevadas condições de temperaturas (700 °C) já reportadas para os estágios iniciais de desenvolvimento

de um sistema IOCG (Siepierski 2008). Estágios subsequentes de alteração sódica-cálcica (hornblenda-actinolita-escapolita-albita-apatita) de alta temperatura ( $>550$  °C) verificados nesse depósito são análogos aos reconhecidos nos depósitos de Castanha, Cristalino e Sossego (Corpo Sequeirinho) desenvolvidos em condições ainda relativamente profundas (Monteiro *et al.* 2008a, Ribeiro 2009, Pestilho 2011).

Alguns depósitos apresentam predominância de componentes magmáticos e contribuição muito limitada de fluidos externos, como o depósito de Castanha (Pestilho 2011), o que é evidenciado pela ausência de fluidos de baixa salinidade ou com menores valores de  $\delta^{18}\text{O}$  que os tipicamente magmáticos. Nesse depósito, assim como no Alvo GT 34, a presença de brechas com pirrotita, calcopirita, pirita, pentlandita evidenciam também enriquecimentos em Ni e Co, associados ao Cu, Fe, P e ETR (Siepierski 2008, Pestilho 2011).

No entanto, a participação de fluidos superficiais (água meteórica e salmouras derivadas da água do mar) parece ter sido importante em depósitos desenvolvidos em níveis crustais mais rasos (por exemplo, Alvo 118; Torresi 2009, Torresi *et al.* 2012; Corpo Sossego; Monteiro *et al.* 2008a) e intermediários (Corpo Sequeirinho, Bacaba, Bacuri; Augusto *et al.* 2008, Pestilho 2011), e seria responsável por favorecer a deposição do Cobre transportado como complexos cloretados pelos fluidos metalíferos devido à diminuição de temperatura e salinidade.

Na parte norte do Domínio Carajás, algumas diferenças em relação aos depósitos IOCG da parte sul são notáveis. O depósito de Salobo destaca-se pela presença de almandina, grunerita e fayalita entre as associações hidrotermais e pela predominância de distinta associação de minério com bornita-calcosita-calcopirita (Lindenmayer 1990, 2003). Adicionalmente, apenas nos depósitos Igarapé Bahia, Salobo e Igarapé Cinzento, inclusões fluidas carbônicas e aquo-carbônicas foram descritas (Réquia 1995, Dreher 2004, Silva *et al.* 2005, Dreher *et al.* 2008). Embora a presença de tais inclusões possa ser consideradas evidência de processos de desmistura de fluidos magmáticos em profundidade, como proposto por Pollard (2001, 2006), isótopos de boro ( $\delta^{11}\text{B} = 14$  a  $26,5\%$ , Xavier *et al.* 2008) em turmalina dos depósitos de Igarapé Bahia e Salobo revelam também a participação de componentes externamente derivados,

não-magmáticos, para o sistema hidrotermal associado à gênese desses depósitos. Esse componente poderia ser derivado tanto de fluidos hidrotermais de fundo oceânico como da água do mar modificada e, de forma análoga ao verificado para os depósitos IOCG do Cinturão Sul do Cobre, indica que os depósitos da parte norte também seriam híbridos, formados com contribuições de componentes de múltiplas fontes.

A gênese dos depósitos IOCG de Carajás tem sido relacionada a três eventos de alojamento de granitos identificados no Domínio Carajás com base em dados geocronológicos (Fig. 14): (i) ca. 2,76-2,74 Ga (Huhn *et al.* 1999b, Galarza *et al.* 2003); (ii) ca. 2,57 Ga (Réquia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005, Grainger *et al.* 2008), e (iii) ca. 1,88 Ga (Pimentel *et al.* 2003, Tallarico 2003).

A importância das intrusões graníticas do Neoarqueano (ca. 2,57 Ga), semelhantes aos granitos *Old Salobo* e Itacaiúnas, para o estabelecimento dos sistemas magmático-hidrotermais IOCG de Carajás tem sido enfatizada por alguns autores (Réquia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005, Grainger *et al.* 2008, Groves *et al.* 2010), com base em dados geocronológicos considerados bastante robustos (Re-Os molibdenita, Salobo, Réquia *et al.* 2003; U-Pb SHRIMP monazita, Igarapé Bahia, Tallarico *et al.* 2005; Fig. 14).

Entretanto, essa idade também é contestada, uma vez que o magmatismo de ca. 2,57 Ga é muito restrito no Domínio Carajás, sendo ainda desconhecido no Cinturão Sul do Cobre. Segundo Teixeira *et al.* (2010), essa idade seria próxima da atribuída ao desenvolvimento da zona de cisalhamento ( $2.555 \pm 4$  Ma; Machado *et al.* 1991) ao longo da qual situa-se o depósito de Salobo. Idades Pb-Pb em calcocita ( $2.705 \pm 42$  Ma), turmalina ( $2.587 \pm 150$  Ma), calcopirita ( $2.427 \pm 130$  Ma) e magnetita ( $2.112 \pm 12$  Ma) obtidas por Tassinari *et al.* (2003), embora imprecisas e obtidas por método considerado menos robusto, revelam uma história mais complexa para o Depósito Salobo, que inclui remobilização no Paleoproterozóico e/ou sobreposição de eventos hidrotermais arqueanos e paleoproterozóicos. De forma análoga, os depósitos Alvo GT46, Gameleira e Estrela também podem refletir múltiplos estágios de atividade hidrotermal e mineralização cuprífera em Carajás.

Em que pese a importância de granitos neoarqueanos e/ou paleoproterozóicos para o estabelecimento de sistemas magmático-hidrotermais em

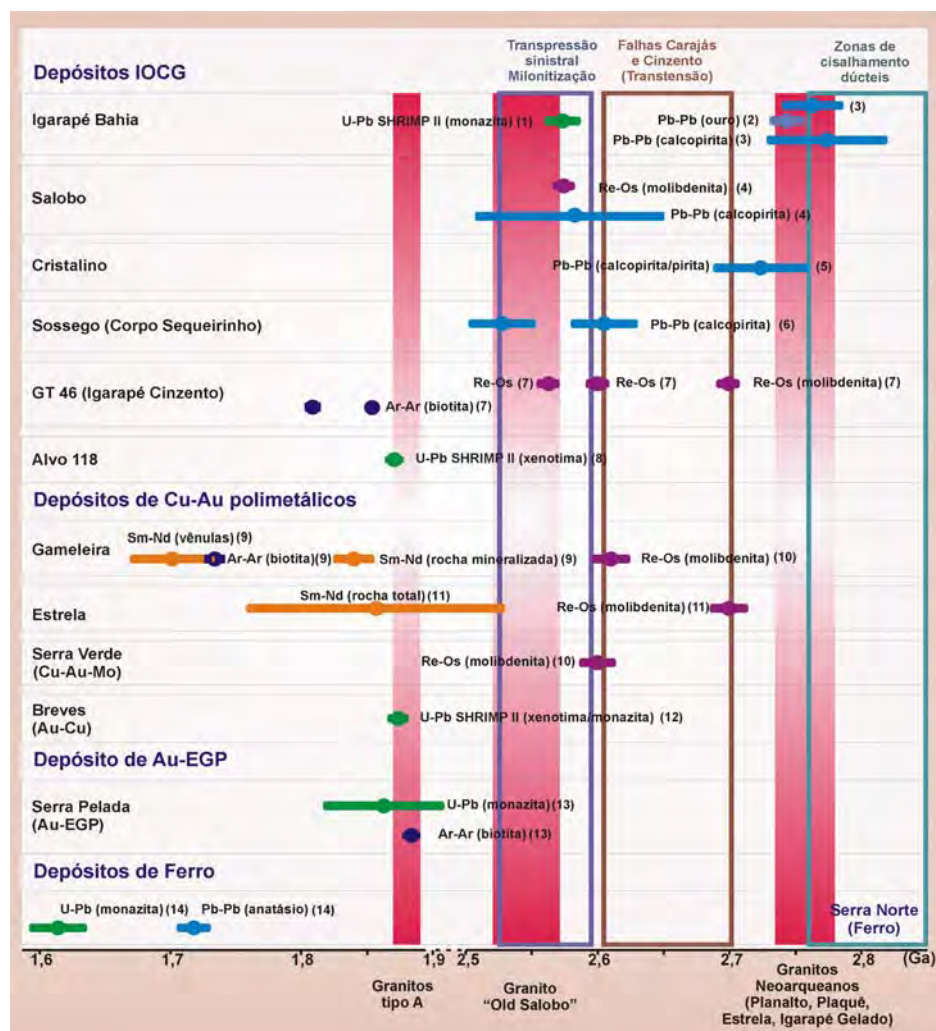


Figura 14 - Dados geocronológicos relativos aos eventos de mineralização e intervalos de idade dos principais eventos magmáticos e tectônicos registrados no Domínio Carajás. Fonte dos dados: (1) Tallarico et al. (2005); (2) Galarza et al. (2002); (3) Galarza and Macambira (2003); (4) Réquia et al. (2003); (5) Huhn et al. (1999); (6) Neves (2006); (7) Silva et al. (2005); (8) Tallarico (2003); (9) Pimentel et al. (2003); (10) Marshick et al. (2005); (11) Lindenmayer et al. (2005); (12) Tallarico et al. (2004); (13) Grainger et al. (2008); (14) Santos et al. (2010).

larga escala, áreas de alta favorabilidade para depósitos IOCG não são coincidentes com as grandes intrusões reconhecidas no Domínio Carajás. O modelo de prospectividade (Fig. 15), proposto por Leite & Souza Filho (2009), obtido a partir de redes neurais artificiais com base em dados geológicos, magnetométricos e gama-espectrométricos para depósitos de Cu-Au em Carajás, mostra que zonas de alta favorabilidade podem ser associadas a sequências espessas de rochas metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas, que representam unidades reativas na presença de fluidos oxidados e ácidos, próximo às zonas de contato com embasamento ou com intrusões, e ao longo de grandes descontinuidades crustais que marcam esses contatos.

### Depósitos de Cobre-Ouro polimetálicos

As tipologias de depósitos cupro-auríferos reconhecidas na Província Carajás incluem, além dos depósitos de óxidos de Ferro-Cobre-Ouro, depósitos sem significativos conteúdos de óxidos de Ferro (e.g. depósito de Cu-Au-(Mo) de Serra Verde; Villas & Santos 2001, Reis & Villas 2002, Marschik et al. 2005) e depósitos paleoproterozóicos polimetálicos, tais como o depósito de Cu-(Au) de Águas Claras (Villas & Silva 1998), de Cu-Au-(W-Bi-Mo-Sn) de Breves (Tallarico et al. 2004, Xavier et al. 2005, Botelho et al. 2005) e de Cu-Au-(Li-Be-Sn-W) de Estrela (Lindenmayer et al. 2005), que apresenta padrões distintos de alteração hidrotermal, como por exemplo, com zonas de greisens.



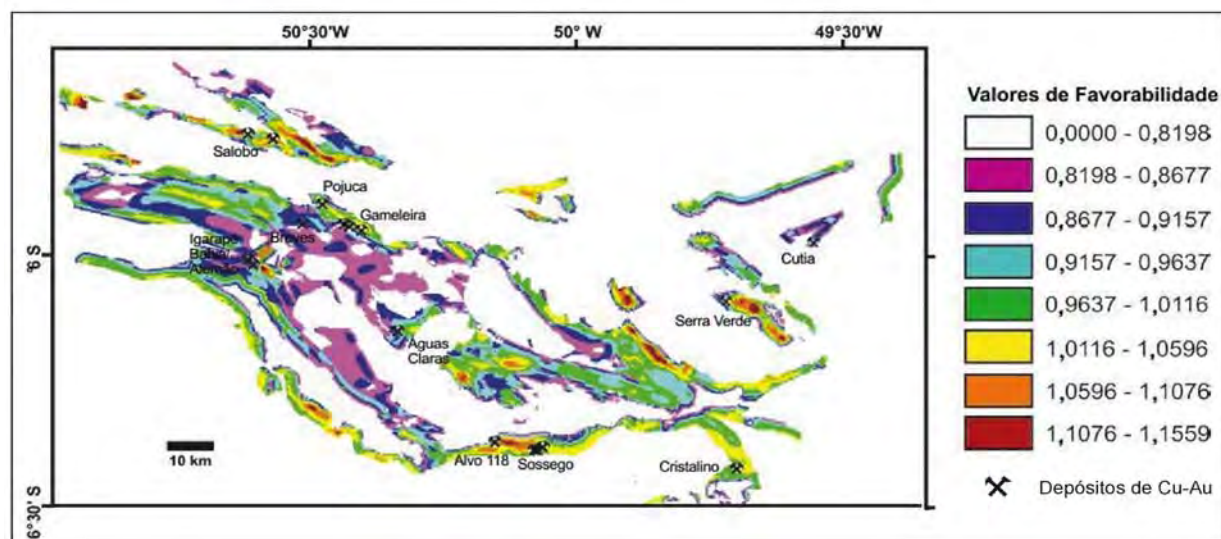


Figura 15 - Modelo de prospectividade para depósitos de Cu-Au no Domínio Carajá gerados a partir de análise espacial de dados exploratórios por redes neurais artificiais. Áreas coloridas entre tons de violeta a vermelho correspondem a setores progressivamente de mais alta prospectividade para Cu-Au (Fonte: Leite & Souza Filho 2009).

#### DEPÓSITO TIPO: DEPÓSITO DE COBRE-(OURO) ESTRELA

O depósito Estrela (Fig. 16) situa-se na Serra do Rabo, na porção sudeste da Serra dos Carajás, 10 km ao norte do depósito IOCG de Cristalino. Os recursos foram estimados em 230 Mt com 0,5% Cu, e quantidades subordinadas de Au, Mo e Sn (Lindenmayer *et al.* 2005).

#### Rochas hospedeiras

O depósito Estrela (Fig. 16) é hospedado por metandesitos cálcio-alcalinos, metariólitos e metagabros atribuídos ao Grupo Grão Pará, Supergrupo Itacaiúnas. As zonas mineralizadas têm relação espacial com a cúpula de albita-ortoclásio granito, alcalino e peraluminoso (1.881 + 5Ma; U-Pb zircão; Lindenmayer *et al.* 2005). Na área do depósito também ocorre quartzo-diorito pórfiro e quartzo-álcali-feldspato sienito (1.875 + 1.5 Ma, U-Pb em monazita), sendo que o último possivelmente representa produto de alteração hidrotermal do albita-ortoclásio granito (Lindenmayer *et al.* 2005).

#### Alteração hidrotermal

O estágio inicial de alteração hidrotermal reconhecido predominantemente nos gabros é representado por alteração sódico-cálcica pouco desenvolvida com formação de hastingsita, pargasita

ou Fe-hornblenda, titano-magnetita e albita. Esse estágio foi seguido por intensa alteração potássica com biotita, siderofilita, turmalina, titanita, fluorita, quartzo e, subordinadamente, magnetita e uraninita, reconhecida nos meta-andesitos. O estágio de greisenização (Li-muscovita, zinnwaldita, turmalina, quartzo, fluorita, topázio e clorita) foi tardio e localizado, assim como carbonatização, posterior à mineralização.

#### Mineralização cupro-aurífera

A zona mineralizada, controlada por *splays* da Falha Carajás, inclui veios, brechas e *stockworks*. Os veios que antecedem a mineralização cupro-aurífera, consistem de quartzo e magnetita, e geralmente estão deformados, dobrados ou estirados. Os veios mineralizados cortam predominantemente o metandesito, que também contém calcopirita disseminada. Apresentam diferentes associações minerais que incluem quartzo, albita, turmalina, biotita, siderofilita, fluorita, feldspato potássico, epidoto, chamosita, topázio e mica branca associados aos minerais de minério representados por calcopirita aurífera, pirita cobaltífera, pirrotita níquelífera, molibdenita e bornita (Lindenmayer *et al.* 2005). Veios tardios, não-mineralizados, são compostos por quartzo e fluorita. As brechas contêm fragmentos angulosos do metandesito e do gabro cimentados por quartzo, fluorita, albita, calcopirita, pirita, pirrotita e magnetita.

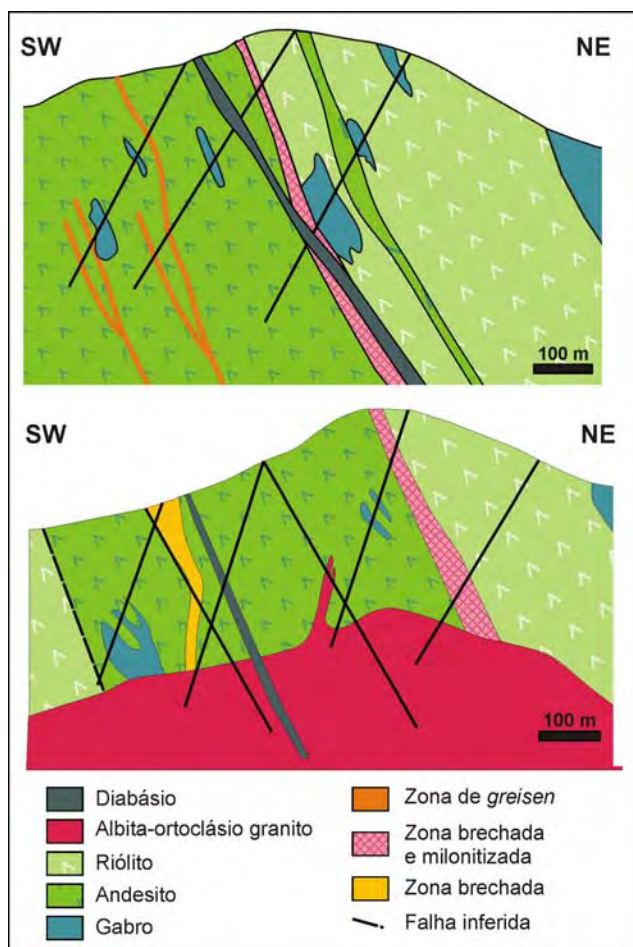


Figura 16 - Perfis geológicos do depósito de Cu-Au (Li-Be-Sn-W) de Estrela (VALE em Lindenmayer *et al.* 2005).

A idade dos veios mineralizados foi estimada por isócrona Sm-Nd em  $1.857 \pm 98$  Ma ( $\epsilon Nd_{(T)} = -10.7$ ), mas a datação Re-Os de molibdenita deformada do mesmo veio resultou em idade de 2,7 Ga (Lindenmayer *et al.* 2005).

#### Natureza dos fluidos hidrotermais e assinaturas isotópicas

Estudos de inclusões fluidas bifásicas aquosas, trifásicas, multifásicas e aquo-carbônicas em quartzo, fluorita e topázio revelaram amplo intervalo de variação de salinidade (1 a 50% NaCl eq) e temperaturas de homogeneização entre 80 e 480 °C (alteração potássica), 130 a 430 °C (greisenização) e entre 90 e 160 °C (carbonatização; Lindenmayer *et al.* 2005).

A composição isotópica de Oxigênio do fluido em equilíbrio com quartzo dos veios com biotita ( $\delta^{18}O_{H_2O} = 5,3\text{‰}$ ) difere da estimada a partir de clorita de veio brechado tardio (1,3‰), a 250 °C.

A composição isotópica de Enxofre de calcopirita ( $\delta^{34}S = 0,1$  a  $3,5\text{‰}$ ), pirita (0,6 a  $4,1\text{‰}$ ) e molibdenita (0,9‰) mostra pequena variação.

#### Modelo Genético

Segundo Lindenmayer *et al.* (2005), o depósito de Cu-Au de Estrela difere dos depósitos IOCG de Carajás por não apresentar grandes quantidades de magnetita, pela alteração sódico-cálcica incipiente e pelo estágio de greisenização tardio, embora também apresente controle estrutural relacionado à *splays* da Falha de Carajás. De acordo com os autores, o vínculo do depósito com um sistema magmático-hidrotermal paleoproterozóico é evidenciado, além da associação espacial com a cúpula do albita-ortoclásio granito, pelo enriquecimento em F, U, ETR, Mo, K, Rb, B e Li, por possível fonte magmática do enxofre e pelas características dos fluidos hidrotermais. No entanto, esse sistema seria híbrido, com algumas características também semelhantes a depósitos do tipo pórfiro, com evolução final para greisenização tardia.

A coexistência dos diferentes tipos de inclusões e intervalos tão amplos de salinidade seriam evidência de evolução a partir de fluidos magmáticos e sua interação com a rocha encaixante, acompanhada de decréscimo de temperatura do sistema hidrotermal (Lindenmayer *et al.* 2005). De acordo com aqueles autores, a contribuição de fluidos meteoricos no sistema é indicada pela diminuição de salinidade e valores de  $\delta^{18}O_{H_2O}$  em estágios tardios de alteração. Segundo esses autores, o depósito de Estrela seria paleoproterozóico, embora os dados geocronológicos sejam dúbios.

#### Depósitos de Ouro-Paládio-Platina

O depósito de Au-Pd-Pt de Serra Pelada (Meireles & Silva 1988, Tallarico *et al.* 2000, Moroni *et al.* 2001, Cabral *et al.* 2002a, 2002b) tornou-se famoso devida à corrida do Ouro no início da década de 1980, que atraiu mais de 50.000 garimpeiros para o maior garimpo a céu aberto do mundo, do qual foram lavradas 32,6 t de Ouro, além de quantias desconhecidas de Platina e Paládio de uma reserva estimada em 110 t de Ouro, 35 t de Paládio e 18 t de Platina (Meireles & Silva 1988).

Desde 2011, a mina subterrânea está em fase de desenvolvimento pela Companhia de Desenvolvimento Mineral Serra Pelada, que representa

uma *joint venture* da Colossus (75%) e da Cooperativa de Mineração dos Garimpeiros de Serra Pelada (25%). Embora dados relativos às reservas atuais não tenham sido divulgados, interceptos extensos com elevados teores de Ouro, Platina e Paládio (7,30 m com 1.494,70 g/t de Ouro, 516,60 g/t de Platina e 558,90 g/t de Paládio e 70,70m com 53,59g/t de Ouro, 20,77 g/t de Platina e 31,30 g/t de Paládio) foram reportados por (2010).

#### ROCHAS HOSPEDEIRAS

O depósito de Serra Pelada (Figs. 17 e 18) é hospedado por rochas metassedimentares clásticas próximo ao contato com mármores dolomíticos da Formação Águas Claras (Tallarico *et al.* 2000, Moroni *et al.* 2001). Entre tais rochas, intensamente intemperizadas, comumente brechadas e hidrotermalizadas, são reconhecidos: (1) metarenitos, por vezes manganésíferos, (2) metassiltito carbonoso, ferruginoso e caolinizado e metassiltito cinza com 2 a 10 % de carbono, (3) metassiltitos laminados vermelhos com óxidos de Ferro, (4) rocha friável e terrosa, preta a marrom, denominada de "hidrotermalito", (5) brechas alternadas a metassiltitos e metarenitos silicificados e ricos em hematita e (6) mármore quartzo dolomítico (Betencourt *et al.* 2008).

Intrusões dioríticas interceptam o mármore dolomítico abaixo da zona mineralizada e, segundo Tallarico *et al.* (2000), resultaram em zonas de

escarnitos com actinolita-calcita ± diopsídio e talco-calcita-quartzo. Rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas com intercalações de formações ferríferas do Grupo Rio Novo (Hirata *et al.* 1982) afloram a 5 km a leste do depósito sotopostas à Formação Águas Claras (Tallarico *et al.* 2000). As unidades metavulcano-sedimentares do Grupo Rio Novo são intrudidas tanto pelo Complexo Luanga, representado por intrusões acamadadas máfico-ultramáficas, aflorantes a 11 km a leste de Serra Pelada, como pelo Granito Cigano (1883±2Ma, U-Pb zircão, Machado *et al.* 1991). Esse último é responsável por auréola de metamorfismo de contato nas unidades do Grupo Rio Novo, caracterizada pelas associações de biotita-anfíbólio-cordierita e espinélio-hiperstênio-biotita-cordierita (Gonzalez *et al.* 1988). O Granito Cigano também intercepta as rochas da Formação Águas Claras a aproximadamente 7 km a oeste de Serra Pelada, resultando em auréola com cordierita e grandes quantidades de hematita (Berni 2009).

#### CONTROLE ESTRUTURAL

O depósito de Au-(Pd-Pt) de Serra Pelada é localizado no segmento leste da Zona de Cisalhamento Cinzento, de direção ENE-WNW, em zona de charneira de um sinclinal invertido e inclinado (Sinclinal Serra Pelada, Berni 2009). Na área de Serra Leste, na qual se localiza o depósito, dois episódios de deformação não-coaxial foram iden-

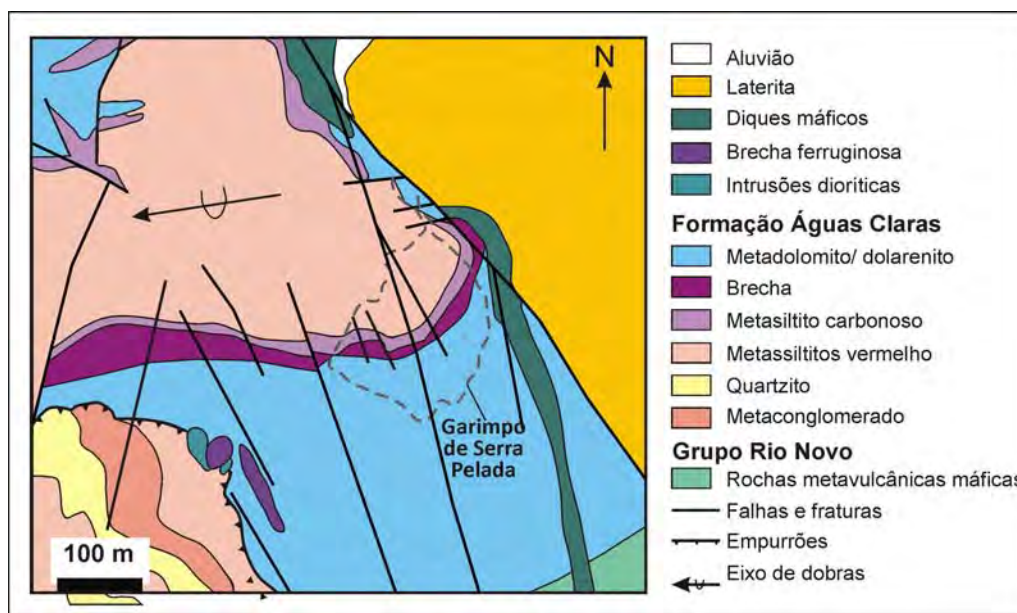


Figura 17 - Mapa geológico da área do depósito de Au-(Pd-Pt) de Serra Pelada (modificado de Docego 1988, Tallarico *et al.* 2000).

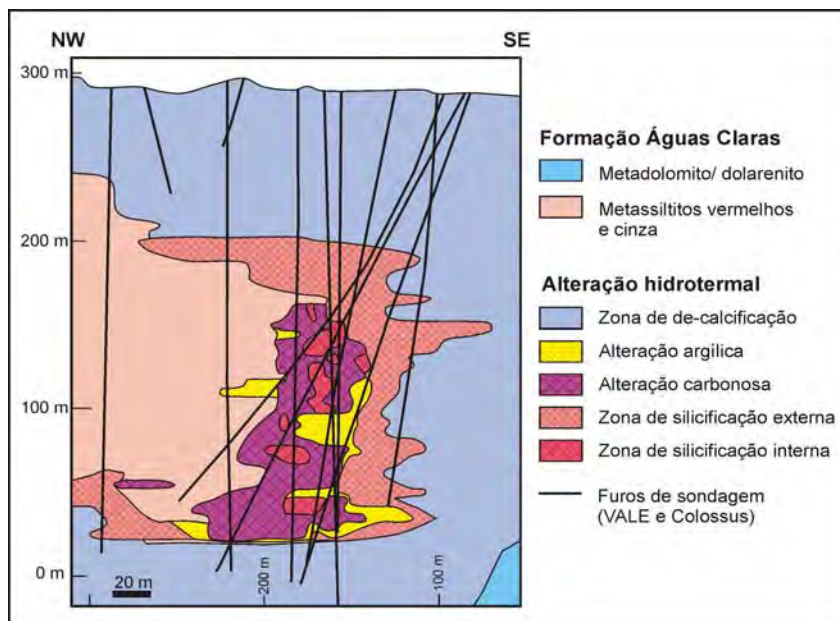


Figura 18 - Perfil geológico do depósito de Au-(Pd-Pt) de Serra Pelada mostrando a distribuição das zonas de alteração hidrotermal (Colossus, em Jones 2010).

tificados, sendo o primeiro responsável pelas dobras recumbentes similares de grande amplitude e orientação E–W com eixo com caimento de 15 a 25° para SW associadas a falhas de empurrão de direção E–W. O segundo é representado por sistemas de falhas e dobras abertas, que seriam responsáveis por inflexão das dobras formadas no primeiro evento e dobramento do seu eixo (Tallarico *et al.* 2000, Berni 2009, Jones 2010).

O importante papel do controle estrutural para a mineralização de Serra Pelada é enfatizado por vários autores, que o relacionam a: (i) zona de charneira do Sinclinal Serra Pelada com mineralização posterior ao evento  $D_1$  e anterior à  $D_2$  (Berni 2009); (ii) Zona de Cisalhamento do Cinzento (Moroni *et al.* 2001) e, mais especificamente, a estruturas  $R'$  associadas a sistema transtensivo dextral desenvolvido entre as zonas de cisalhamento regionais ENE-WNW (Freitas-Silva 1998); (iii) fraturas em todas as escalas, associadas a falhas pós- $D_2$  (Jones 2010).

#### ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A alteração hidrotermal pode ser bastante sutil e até críptica, ocorrendo em halos de poucos centímetros a centenas de metros. No entanto, a intensidade da alteração hidrotermal não é indicativa dos maiores teores de Au-EGP, que podem ocorrer em fraturas menores sem evidências de alteração hidrotermal (Grainger *et al.* 2008). De

acordo com Berni (2009), contudo, três importantes zonas de alteração hidrotermal representadas por enriquecimento hidrotermal em Carbono, argilo-minerais e sílica, podem ser identificadas na zona de charneira do Sinclinal Serra Pelada.

A zona de silicificação é o envelope de jaspeóide (jaspe com sericita, pirita, turmalina, caolinita, clorita, hematita) com 5 a 50 m de espessura descrito por Tallarico *et al.* (2000) e Grainger *et al.* (2002). A zona de alteração argílica, localizada próximo ao contato entre os metassiltitos e rochas dolomíticas, caracteriza-se por intensa substituição das rochas hospedeiras por caolinita-(sericita) e quantidades variáveis de óxidos de Ferro, além de apresentar enriquecimentos em Bi, Pb, Cu e U e ETRL (Berni 2009, Jones 2010).

O minério de Au-Pd-Pt é associado a zonas de alteração argílica com baixo conteúdo de  $Fe_2O_3$  e, principalmente, com zonas com rocha carbonosa fina e isotropa com quartzo, sericita, caolinita, monazita, hematita, goethita, óxidos de Manganês, além de turmalina, carbonato, clorita e magnetita (Tallarico *et al.* 2000). Segundo Jones (2010), o Carbono nessas rochas é preferencialmente orientado ao longo da clivagem de crenulação  $S_2$ . A relação entre a concentração de Au-Pt-Pd e concentrações de Carbono, no entanto, não é clara, uma vez que alguns autores afirmam que não há correlação entre tais concentrações (Berni 2009), enquanto outros consideram que houve precipitação preferencial de Au-Pt-Pd nas zonas com con-

centrações mais elevadas de Carbono (Jones 2010).

Espacialmente zonas mineralizadas associam-se também a brechas hidrotermais ricas em magnetita e hematita-(sericita), a zonas de hematitização e zonas com sílica-muscovita-monazita com óxi-hidróxidos de Ferro (Grainger *et al.* 2008).

#### Minério de Ouro-EGP

Sulfetos primários são raramente preservados nas zonas mineralizadas devido à intensa alteração supérgena, contudo podem ainda ser reconhecidos, segundo Tallarico *et al.* (2000), pirita, calcopirita, arsenopirita, covelita, bornita, galena, sulfetos de Níquel (millerita e pentlandita) e de Níquel e Cobalto (carrolita e siegenita).

Próximo à superfície, o Ouro ocorre como partículas livres e em pepitas em meio ao material terroso e massas argilosas completamente desagregadas ricas em quartzo brechado, caulinita, goethita, hematita, óxidos de Manganês e material carbonoso (Tallarico *et al.* 2000). Ouro paladiado, Paládio nativo, ligas de Au-Ag-Pd e outros minerais portadores de elementos do grupo da Platina (“guanglinita”, atheneita, potarita, isoferroplatina, isomertieita, sudovikovita e palladseita) ocorrem associados ao Ouro (Tallarico *et al.* 2000, Cabral *et al.* 2002a, 2002b).

Adicionalmente, agregados grossos de Ouro com aproximadamente 1 cm de comprimento ocorrem em brechas com matriz rica em goethita, conhecidas como do tipo “bonanza”, que apresentam cavidades preenchidas por hematita tabular (Cabral *et al.* 2011). Essas brechas apresentam-se parcialmente substituídas por uma associação de Ouro com Paládio e Mercúrio e isomertieite ( $Pd_{11}As_2Sb_2$ ) que ocorre em uma matriz de óxidos de Manganês e Bário, análoga à romanêchite (Cabral *et al.* 2002b, 2011).

Alteração supérgena resultou em perfil de alteração profundo, caracterizado por oxidação das rochas clásticas, lixiviação dos mármores e desenvolvimento de brechas de colapso impregnadas com óxidos e hidróxidos de Manganês e Ferro.

#### DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Datação U-Pb de monazita hidrotermal (Grainger *et al.* 2008) considerada geneticamente relacionada à mineralização de Au-Pt-Pd indicou ida-

de de  $1.861 \pm 45$  Ma para o minério de Serra Pelada. Adicionalmente, idade  $^{40}Ar/^{39}Ar$  de  $1.882 \pm 3$  Ma foi obtida para biotita do halo de alteração distal (Grainger *et al.* 2008). Datações  $^{40}Ar/^{39}Ar$  de camadas de óxido de Manganês intercaladas a quartzitos da Formação Águas Claras da área de Serra Pelada forneceram idades de  $35 \pm 1$  Ma e  $44 \pm 2$  Ma, interpretadas como correspondentes a dois episódios de lateritização. Cabral *et al.* (2011) obtiveram idade  $^{40}Ar/^{39}Ar$  de  $75 \pm 6$  Ma para amostra de massas de isomertieita e romanêchite intercrescidas, que substituem as brechas ricas em goethita, tipo “bonanza”.

#### ASSINATURA GEOFÍSICA

O processamento de dados aerogeofísicos e modelamento espacial permitiram identificar a assinatura geofísica do depósito da Serra Pelada, pelos altos valores de ASA (Fig. 19a), alta percentagem de K, alta contagem de radiação gama total (Fig. 19b), baixo Th e elevada condutividade eletromagnética (Souza Filho *et al.* 2007). Essa assinatura reflete, possivelmente, as zonas de alteração hidrotermal que apresentam elevado conteúdo de carbono, brechas hidrotermais ricas em magnetita, além das zonas com sericita e/ou muscovita. A partir da deconvolução Euler 3D do campo magnético anômalo, foram identificadas na área de Serra Pelada fontes magnéticas profundas (500 a >1000 m de profundidade) relacionadas com *pipes* verticais (Souza Filho *et al.* 2007).

#### MODELOS GENÉTICOS PARA O DEPÓSITO DE AU-PD-PT DE SERRA PELADA

Os modelos genéticos propostos para o depósito de Serra Pelada não são consensuais. Moroni *et al.* (2001) consideram que a alteração supérgena teria resultado em forte enriquecimento em Au e EGP a partir de mineralização hidrotermal de baixo teor. Estudos de isótopos estáveis realizados por Bettencourt *et al.* (2008) também sugerem forte sobreposição de assinatura supérgena à hidrotermal nas amostras mineralizadas. Segundo esses autores, as assinaturas isotópicas de oxigênio de amostras Serra Pelada sugerem semelhança com as do depósito de Au-EGP-U de Coronation Hill, Austrália (Mernagh *et al.* 1994), relacionado a inconformidade, no qual a ação de fluidos salinos e ácidos de baixa temperatura e

derivação meteórica se sobrepôs à mineralização primária. Comparação análoga ao depósito de Coronation Hill, Austrália, também foi proposta por Jones (2010), enfatizando, porém, o desenvolvimento de um sistema hidrotermal de baixa temperatura no qual a precipitação dos metais seria controlada por reação com Carbono.

Sobreposição de mineralização de baixa temperatura a um sistema hidrotermal profundo, preexistente, foi proposto por Cabral *et al.* (2011). Segundo os autores, a idade cretácica (ca. 75 Ma) estimada para intercrescimentos de isomertieita e romanêchita, que refletem a coexistência de óxidos de Manganês e minerais de Au-Pd-Pt, embora seja compatível com o início da lateritização na Amazônia ( $72 \pm 6$  Ma; Vasconcelos *et al.* 1994, Costa *et al.* 2005), seria relativa a um sistema epitermal de baixa temperatura superposto ao sistema hidrotermal de profundidade, possivelmente paleoproterozóico. Essa associação mineral indicaria, segundo os autores, que os óxidos de Manganês teriam atuado como um *front* redox favorecendo a precipitação dos metais preciosos a partir de soluções ácidas ricas em cloro. Como soluções semelhantes seriam típicas de ambientes lateríticos áridos, são alencadas como evidências da origem hidrotermal das brechas ricas em goethita a presença de: (i) grandes pepitas de Ouro, uma vez que o Ouro tipicamente é fino em zonas lateríticas; (ii) hematita tabular em cavidades, que seria formada a pelo menos 100 °C; (iii) temperaturas de homogeneização entre 100° e 140°C em inclusões fluidas aquosas em quartzo; (iv) enriquecimento em As, Sb, Hg e Se e menores conteúdos de Ir e Bi em relação ao minério de profundidade. Dessa forma, dois sistemas hidrotermais sem conexões genéticas teriam se desenvolvido no Paleoproterozóico e no Cretácio.

Quanto ao sistema hidrotermal profundo, Tallarico *et al.* (2000) propuseram relação genética entre a mineralização de Au-(Pd-Pt) e um sistema hidrotermal resultante do resfriamento das intrusões dioríticas, cuja colocação seria posterior ao desenvolvimento das dobras, mas concomitante aos últimos estágios de evolução do sistema transcorrente Cinzento. As fontes de Au, Pd e Pt são desconhecidas, mas os autores sugerem que poderiam ser relacionadas à lixiviação de intrusões dioríticas, litotipos do Grupo Rio Novo, e das intrusões máfico-ultramáficas acamadadas de Luanga.

Grainger *et al.* (2002) sugerem que a minerali-

zação primária de Serra Pelada representaria um equivalente distal dos depósitos IOCG arqueanos de Carajás (ca. 2,57 Ga; Réquia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005). No entanto, com a estimativa de uma idade paleoproterozóica ( $1.861 \pm 45$  Ma) para Serra Pelada, Grainger *et al.* (2008) consideram possível uma relação genética entre o depósito de Serra Pelada e o magmatismo granítico anorogênico, como o associado ao Granito Cigano ( $1883 \pm 2$  Ma; Machado *et al.* 1991). Segundo esses autores, fluidos magmáticos derivados da cristalização do Granito Cigano representariam uma das únicas fontes possíveis de fluidos para o estabelecimento do sistema hidrotermal em Serra Pelada. Assim, os autores sugerem uma relação genética desse sistema com os associados aos depósitos de Cu-Au paleoproterozóicos de Carajás, tais como Breves, Estrela, Gameleira e Águas Claras.

Embora ainda não haja consenso em relação a um modelo genético, diferentes autores propuseram que tanto o Ouro como os EGP seriam transportados por complexos cloretados em soluções oxidadas e ácidas, como evidenciado pela associação de muscovita, sericita e caolinita. A precipitação dos metais teria ocorrido em função de: (i) aumento do pH do fluido devido à dissolução do mármore dolomítico acompanhada por silicificação e formação do jasperóide; (ii) decréscimo da  $fO_2$ , devido à interação com ambiente fortemente redutor, representado pelas zonas com altas concentrações de carbono; e/ou (iii) diminuição da temperatura, uma vez que solubilidade de Au-EGP diminui rapidamente abaixo de 300 °C (Tallarico *et al.* 2000, Bettencourt *et al.* 2008, Grainger *et al.* 2008, Jones 2010).

### Depósitos de Cromo-Níquel-EGP

Corpos máfico-ultramáficos diferenciados, tais como Luanga, Luanga Sul, Luanga Norte, Orion, Afrodite, Formiga, Pegasus e Centauro (Complexo Intrusivo Luanga; Fig. 19) e os corpos conhecidos como Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia e Vermelho (Suíte Intrusiva Cateté; Macambira & Vale 1997), apresentam evidências de mineralizações de Cromo, Níquel sulfetado-(EGP) ou Níquel laterítico.

O principal complexo máfico-ultramáfico é representado por Luanga (Figs. 20 e 21), localizado a

11 km a leste do depósito de Au-Pd-Pt de Serra Pelada, no qual foram reconhecidos, entre 1983 e 1987, e avaliados pela DOCEGEO com base em sondagens, corpos de cromitito disseminados a maciços (Dillela *et al.* 1995). Nos últimos anos, trabalhos de exploração mineral para Ni-EGP resultaram na identificação de mineralizações estratiformes de Ni-EGP, tanto em Luanga como na Serra da Onça, atestando, segundo Ferreira Filho *et al.* (2007), a fertilidade da região de Carajás para esse tipo de mineralização.

#### DEPÓSITO MODELO: COMPLEXO DE LUANGA

O Complexo de Luanga ( $2.763 \pm 6$  Ma, U-Pb em zircão; Machado *et al.* 1991) faz parte de um aglomerado de intrusões máfico-ultramáficas reconhecidas em Serra Leste. A intrusão de Luanga representa um corpo máfico-ultramáfico com aproximadamente 6 km de comprimento por 3,5 km de largura, com estrutura arqueada, acamamento magmático subverticalizado com mergulhos de 60-70° para SE e estratigrafia magmática tectonicamente invertida (Ferreira Filho *et al.* 2007).

#### Intrusão máfico-ultramáfica: estratigrafia magmática

A intrusão de Luanga cosiste numa sequência cumulática com dunitos e peridotitos basais, que grada para ortopiroxenitos, com níveis sulfetados e de cromititos estratiformes, e para noritos, coronitos, leuconoritos e leucogabronoritos no topo (Suita 1988, Suita & Nilson 1988).

Ferreira Filho *et al.* (2007) dividem o complexo, da base para o topo, em: (i) Zona Ultramáfica com olivina + cromita cumulados com texturas meso a ortocumuladas; (ii) Zona de Transição caracterizada por mudanças na sequência de cristalização dos cumulados, constituídos por harzburgito, ortopiroxenito, cromitito e norito; (iii) Zona máfica com sequência espessa de gabro (clinopiroxênio + plagioclásio cumulado) com intercalação descontínua de ortopiroxenito e cromitito.

A Zona de Transição contém as principais mineralizações estratiformes de Ni-EGP e cromititos. Consiste em complexa sucessão de unidades cíclicas representadas por repetições de pacotes de harzburgitos-ortopiroxenitos-noritos. Isto resultaria das variações abruptas na sequência de cristalização e reversões em um *trend* geral de fracionamento inverso, como evidenciado pela variação

críptica do ortopiroxênio com aumento do teor de En da base para o topo. As características petrológicas indicam que essa zona é um intervalo distinto e muito dinâmico na evolução do complexo. Adicionalmente, a composição de olivina das zonas Ultramáfica e de Transição evidencia a existência de intervalos estratigráficos com olivina de baixos teores em Ni (Ferreira Filho *et al.* 2007).

#### Metamorfismo e deformação

Evidências de metamorfismo no Complexo Luanga incluem a substituição extensiva dos minerais magmáticos por fases hidratadas, tais como serpentina, talco, actinolita e clorita em zonas distribuídas de forma heterogênea no corpo intrusivo, sem obliteração significativa das texturas ígneas. As paragêneses metamórficas (serpentina-magnetita em rochas derivadas de protólitos peridotíticos, actinolita-clorita-epidoto em rochas máficas) indicam condições compatíveis com a fácies xistos verdes (Ferreira Filho *et al.* 2007).

O Complexo de Luanga apresenta-se também deformado devido à reativação do sistema de cisalhamento transcorrente Cinzento (Suita 1988, Suita & Nilson 1988), como evidenciado por proeminente foliação milonítica E-W.

Os elevados conteúdos de ETRL nas rochas do Complexo Luanga, até 60 vezes em relação ao condrito, e razões de La/Yb entre 6,2 to 20,0 (Suita & Nilson 1988), foram atribuídos à ação de fluidos metamórficos ao longo da zona de cisalhamento (Suita & Nilson 1988). Entretanto, Girardi *et al.* (2006) considerem que, como fusão do manto metassomatizado poderia resultar em magmas também enriquecidos em ETRL, uma possível influência da fonte do manto parental não pode ser desconsiderada.

#### Minério de Cromo

O minério de Cromo foi caracterizado como cromita estratiforme de alto Fe, com valores de  $Cr_2O_3 < 45\%$  em peso (Suita 1988, Diella *et al.* 1995). Associa-se a cromititos que ocorrem como camadas de cromitito maciço, *chain texture* e cromita disseminada em ortopiroxenito, que indicam passagem sucessiva em direção ao topo de cromita cumulado, cromita + ortopiroxênio cumulado a ortopiroxênio cumulado (Ferreira Filho *et al.* 2007). Nos cromititos, texturas em atol na cromita e in-

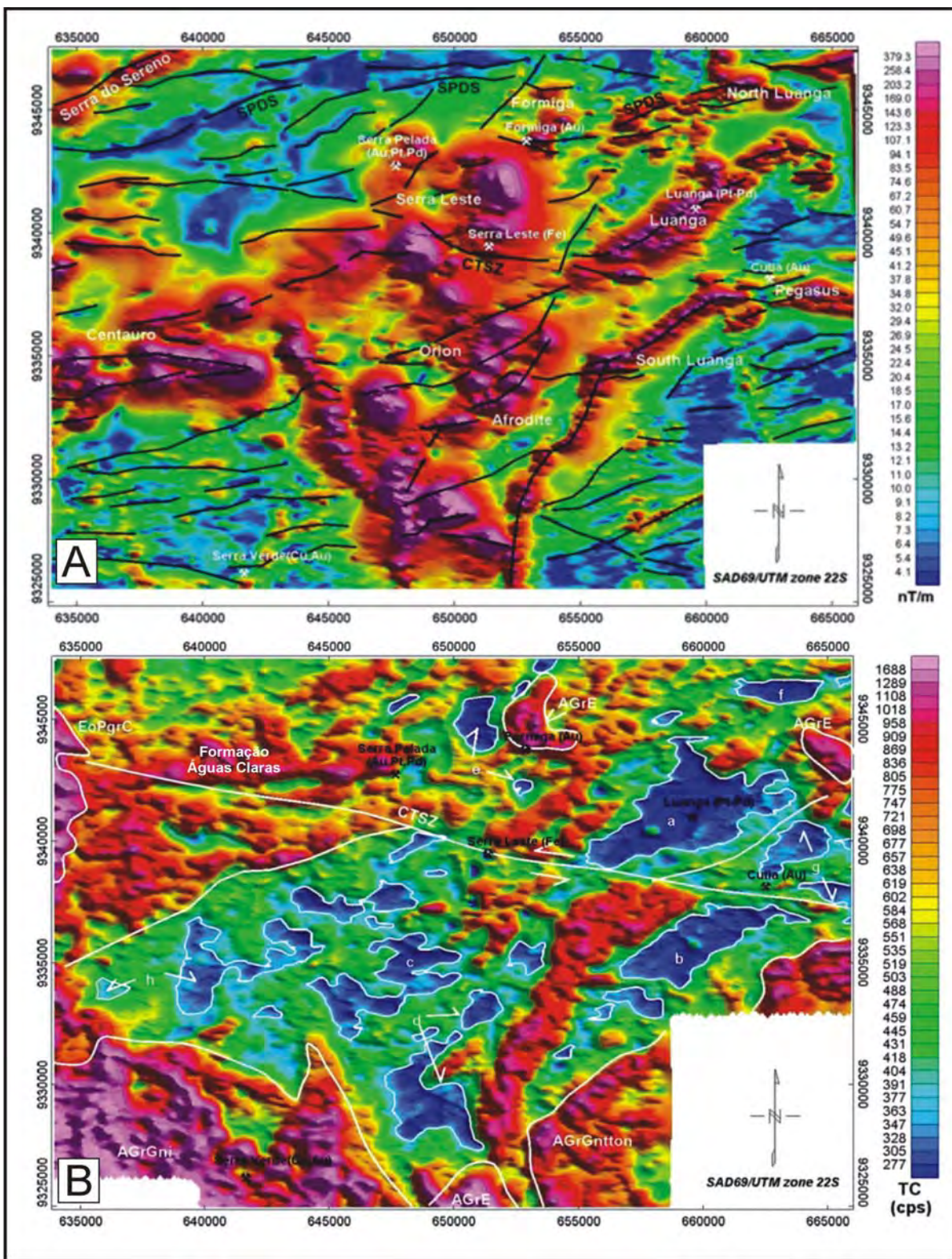


Figura 19 - (A) Mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) em pseudo-cor. Note que existe uma clara associação entre o depósito de Au-PGE de Serra Pelada, de Fe de Serra Leste, dos corpos de rochas máficas-ultramáficas do Complexo Luanga e de falhas com elevados valores de ASA. (B) Mapa da contagem total (CT) de radiação gama em pseudo-cor mostrando a delimitação dos corpos ultramáficos do Complexo Luanga, que possuem uma marcante assinatura de baixo CT (e do radionuclídeo eTh). Intrusões máficas-ultramáficas: (a) Luanga; (b) Luanga Sul; (c) Orion; (d) Afrodite; (e) Formiga; (f) Luanga Sul; (g) Pegasus; e (h) Centauro; AgrGni e AGrGntton = Complexo Xingu; AGrE = Granito Estrela; EoPgrC = Granito Cigano; SPDS = Falha de Serra Pelada; CTSZ = Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento. Fonte: Souza Filho et al. (2007).



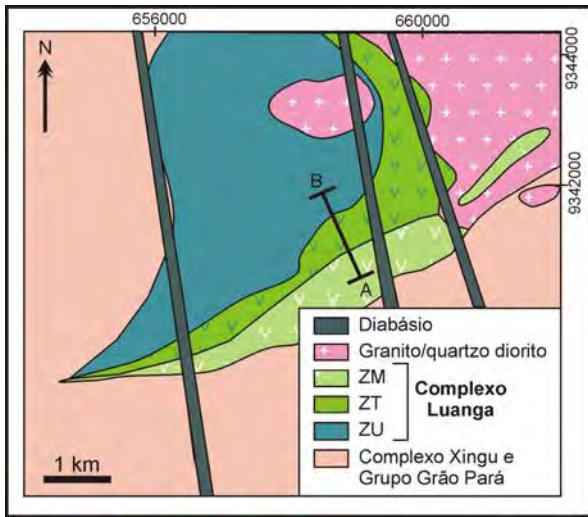


Figura 20 - Mapa geológico esquemático do Complexo Luanga (modificado de VALE por Ferreira Filho et al., 2007). ZM = Zona Máfica; ZT = Zona de Transição; ZU = Zona Ultramáfica.

do cisalhamento das rochas metaultramáficas (Nunes 2002).

O principal corpo de minério de Ni-EGP, denominado de "Luanga Reef", é *strabound*, tem 10 a 50 m de espessura e 5 km de extensão e é associado a espesso pacote de ortopiroxenito e harzburgitos, embora outros intervalos mineralizados também ocorram na Zona de Transição (Ferreira Filho et al. 2007). Nos níveis sulfetados, caracterizados por 1 a 3% de pirrotita-pentlandita-calcopirita intersticiais aos minerais cúmulus, forte correlação entre metais básicos e EGP foi observada.

Os cromititos maciços e disseminados da Zona de Transição apresentam até 1 m de espessura e 1 km de continuidade (Diella et al. 1995), elevada razão Pd/Ir (24,2), elevado conteúdo de Pt (até 8900 ppb) e baixos de Os, Ir e Ru, além de valores de  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  (0,17869–0,18584) muito altos

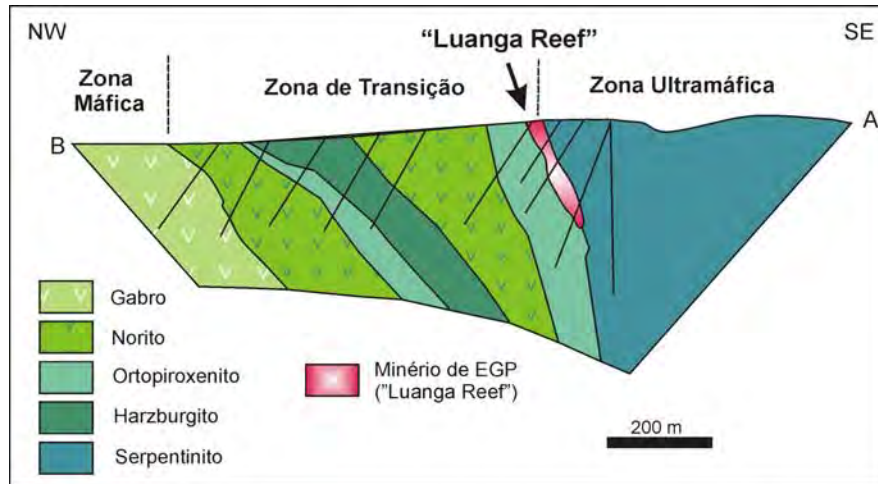


Figura 21 - Seção esquemática do Complexo Luanga (modificado de VALE por Ferreira Filho et al. 2007).

tercrescimentos pseudomimerquíticos entre silicatos e cromita atestam a cristalização contemporânea de olivina, ortopiroxênio e cromita. A comum associação entre cromititos estratiformes e ortopiroxenitos bronzíticos assemelha-se a de alguns níveis da Zona Crítica Superior do Complexo Bushveld (Dillela et al. 1995).

*Mineralização de EGP-Níquel: Luanga Reef, cromititos e milonitos*

Zonas mineralizadas em EGP-(Ni) são hospedadas por: (i) metaortopiroxenitos cumuláticos com pirrotita, pentlandita e calcopirita intercúmulus; (ii) níveis de cromita disseminada a maciça; (iii) clorita-tremolita-actinolita-talco milonitos, originados

(Diella et al. 1995, Girardi et al. 2006).

Os minerais de EGP nos cromititos (braggita, sperrylita, sulfo-arsenietos portadores de EGP, Pt(Rh) ou Pd nativos) ocorrem como agregados multifásicos e, menos comumente, como grãos isolados, variando entre 2 a 15 mm, associadamente a sulfetos de metais base (pentlandita, pirrotita, millerita, calcopirita, mackinawita, ligas de Ferro-Níquel; Suita 1988, Diella et al. 1995, Girardi et al. 2006). Ocorrem como inclusões em associações silicáticas, especialmente a sperrylita, e próximo aos grãos de cromita, notadamente a braggita.

Mineralização de EGP também foi reconhecida associada com alteração hidrotermal estruturalmente controlada em zonas milonitizadas nas quais ocorrem magnetita serpentinitos e clorita-

tremolita-actinolita-talco milonitos (Nunes 2002). As zonas fortemente hidrotermalizadas contêm flogopita, carbonatos, turmalina, ortoclásio e albita associados a talco, tremolita, serpentina, clorita, epidoto e actinolita (Suita *et al.* 2005). Nessas zonas, ocorrem minerais de Platina como grãos xenomórficos a subidioblásticos associados a silicatos hidrotermais e grãos de minerais de Paládio, em geral, subédricos a euédricos, associados a sulfetos. Estudos de inclusões fluidas indicaram que o processo de alteração hidrotermal teria sido associado a um ou mais fluido(s) oxidante(s), alcalino(s), aquo-carbônico com CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HS<sup>-</sup>, Cl, Ca, Na, K, B e ETR (Ribeiro 2004).

#### *Assinatura geofísica*

A assinatura geofísica dos depósitos de Cr-PGE de Luanga caracteriza-se por altos valores de ASA (Fig. 19a), baixa percentagem de K e de Th, baixa contagem de radiação gama total (Fig. 19b), além de elevada condutividade eletromagnética. Os corpos máfico-ultramáficos ricos em magnetita, assim como zonas de cisalhamento marcadas por milonitos com clorita-tremolita-actinolita-talco, apresentam elevados valores de ASA, relativos à amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo. As fontes magnéticas associadas ao Complexo Luanga seriam associadas a falhas verticais rasas (< 500 m de profundidade), contatos verticais ou diques, como caracterizado pela deconvolução Euler 3D do campo magnético anômalo (Souza Filho *et al.* 2007).

#### *Gênese das mineralizações de Cromo-Níquel-EGP*

O minério de Cromo, assim como a mineralização de EGP associada a níveis ricos em sulfetos e hospedada em níveis de cromititos, é considerado ortomagmático (Girardi *et al.* 2006, Ferreira Filho *et al.* 2007).

No "Luanga Reef", aspectos texturais e mineralógicos sugerem que os sulfetos foram formados a partir da segregação de um líquido sulfetado imiscível separado do magma silicático de composição máfica. Esse processo de segregação teria sido favorecido por eventos periódicos de novas injeções do magma primitivo e, possivelmente, também de magma parcialmente contaminado por material crustal, concomitante à cristalização fracionada, como evidenciado pelas mudanças

abruptas na sequência de cristalização na Zona de Transição (Ferreira Filho *et al.* 2007).

Para Ferreira Filho *et al.* (2007), a gênese das mineralizações de EGP envolve a cristalização dos cromititos, favorecida por processos que alteram a sequência normal de cristalização dos magmas, tais como novas injeções de magmas, em especial os contaminados por material crustal.

Segundo Suita *et al.* (2005), mineralizações de EGP nos clorita-tremolita-actinolita-talco milonitos sugerem que os minerais platiníferos foram disseminados por processos metamórficos-hidrotermais sobre o complexo. A influência de fluidos hidrotermais também foi considerada importante para a concentração de minério de EGP (Suita 1988, Ribeiro 2004, Ribeiro *et al.* 2005, Suita *et al.* 2005), uma vez que EGP podem ser móveis e, em condições especiais, remobilizados, redistribuídos e reprecipitados, o que potencialmente poderia gerar concentrações econômicas.

#### *Comparações com outros depósitos de Ni-EGP de Carajás*

A mineralização de Ni-EGP do Complexo Serra da Onça, descrita por Macambira & Ferreira Filho (2005) e Ferreira Filho *et al.* (2007), diferencia-se daquela caracterizada no Complexo de Luanga, uma vez que associa-se à transição da Zona Ultramáfica para a Zona Máfica do complexo, em um intervalo caracterizado por fracionamento normal, sem evidências de novas injeções na câmara magmática. Adicionalmente, é hospedada por cumulações ígneas com mineralogia e textura bem preservados, sem presença de sulfetos ou associação com cromititos e sem evidências de processos hidrotermais. Tais características, segundo os autores, são indicativas de cristalização de cumulações de Minerais do Grupo da Platina diretamente a partir do magma, a partir da saturação em EGP devido ao seu enriquecimento residual durante a cristalização fracionada do magma silicático. Dessa forma, existe potencial para formação de depósitos de Ni-EGP magmáticos com características distintas, o que evidencia ainda mais a marcante diversidade metalogenética da Província Carajás (Ferreira Filho *et al.* 2007).

#### **Depósitos de Manganês**

No Domínio Carajás, a Formação Águas Claras

(Nogueira *et al.* 1995) hospeda os depósitos de Manganês do Azul e do Sereno, esse último correlacionado ao depósito de Buritirama (Dardenne & Schobbenhaus 2001).

O depósito de Manganês do Azul (Fig. 22) situa-se a 10 km ao sul da Mina de Ferro N4, foi descoberto em 1971 durante campanhas de reconhecimento geológico para pesquisa de minério de Ferro. A Mina do Azul, a céu aberto, operada pela VALE, então Cia. Vale do Rio Doce, entrou em produção em 1985, quando também foi implantada uma unidade de tratamento de minério (Silva 1988). Atualmente, o minério é lavrado em três minas na área denominada Azul. Em 2006, as reservas eram de 13,4 Mt de material detrítico, 31,06 Mt de material pelítico e 9,9 Mt de bióxido de Manganês totalizando 54,36 Mt (Dardenne & Schobbenhaus 2001). Em 2007 foi atingida uma produção de 945 mil toneladas (Mártires e Santana 2008).

Na Mina do Azul, o corpo mineralizado é orientado segundo a direção E-W e ressaltado por faixa contínua de blocos manganésíferos, margeadas por faixas descontínuas com pisólitos manganésíferos. Associa-se a anticlinório assimétrico de eixo E-W com caimento suave para E.

#### ROCHAS HOSPEDEIRAS

As rochas hospedeiras do minério, pertencentes à Formação Águas Claras, afloram no núcleo de um anticlinal assimétrico com eixo E-W com caimento para W. Incluem siltitos e arenitos finos, marrons, vermelhos, brancos e amarelos, maciços, laminados a bandados, com lentes de folhelhos negros ricos em matéria orgânica e/ou óxi-hidróxidos de Manganês (cripnomelana) e margas rodrosíticas (Costa *et al.* 2005). Vênulas com pirita e calcopirita ou com óxi-hidróxidos de Manganês, quartzo, rodrosita e caolinita cortam as rochas sedimentares.

#### PROTOMINÉRIO DE MANGANÊS

O protominério de Manganês foi considerado em estudos iniciais como relacionada a duas unidades manganésíferas, superior e inferior, correspondentes à marga manganésífera e rocha carbonática manganésífera, respectivamente. Essas unidades seriam compostas essencialmente por cristais micríticos de rodrosita, quartzo, illita, clorita, muscovita, smectita, caolinita, feldspato, pirita e matéria orgânica (Bernadelli & Beisiegel 1978,

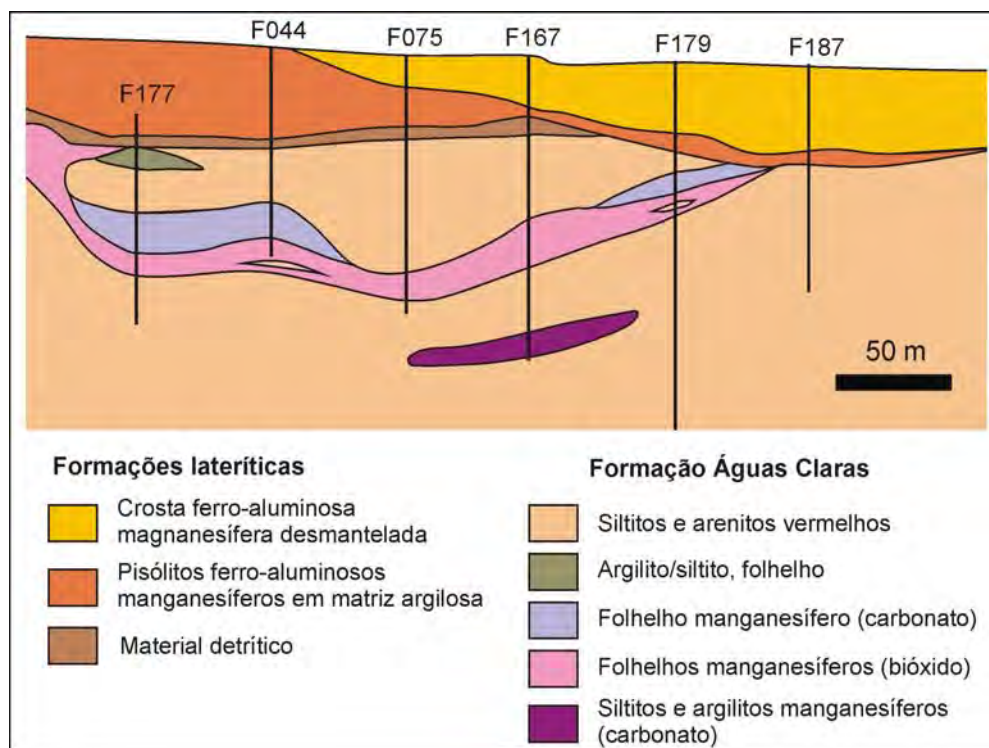


Figura 22 - Seção geológica transversal da Mina do Azul mostrando a sucessão de rochas sedimentares e a topo-sequência laterítica (adaptado de Costa *et al.* 2005).

Valarelli *et al.* 1978, Silva 1988). O avanço das frentes de lavra e sondagens mais profundas evidenciaram, segundo Costa *et al.* (2005), que as margas ou folhelhos carbonáticos com rodocrosita ocorrem como lentes e camadas delgadas de rocha cinza-esverdeada sem matéria orgânica, intercaladas aos siltitos.

Um dos minérios mais ricos da mina, considerado primário, associa-se a lentes e camadas de folhelhos negros com óxi-hidróxidos de Manganês, classificados como bióxido ou criptomelana, ricos em matéria carbonosa, com centenas de metros de extensão aparente e espessura máxima de 5 m, alojadas em siltitos vermelhos listrados.

#### GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO MANGANESÍFERA SEDIMENTAR

Segundo Dardenne & Schobbenhaus (2001), o protominério carbonático da Mina do Azul corresponderia a depósitos marinhos singenéticos formados em bacias estratificadas na zona de talude, próximo da transição de uma bacia profunda anóxica, no qual se depositaram folhelhos negros, para um ambiente plataformal mais raso e oxidado, com precipitação carbonática. Nesse contexto, a rodocrosita representaria um produto diagenético precoce a partir de matéria orgânica, enquanto a criptomelana foi considerada como produto da alteração supérgena da rodocrosita.

De acordo com Costa *et al.* (2005), no entanto, as lentes ricas em criptomelana também teriam origem sedimentar diagenética, relacionada à sedimentação em várias sub-bacias restritas nas quais a diminuição de energia teria sido acompanhada por aumento da atividade orgânica carbonosa. Nesse contexto, os óxi-hidróxidos de Manganês seriam contemporâneos à sedimentação (Costa *et al.* 2005). Deformação pós-diagenética seria responsável por remobilização de Manganês e formação das vênulas com sulfetos e com óxi-hidróxidos de Mn, quartzo, rodocrosita e caolinita.

Estudos de isótopos de Ferro ( $\delta^{57}\text{Fe}_{\text{IRMM-14}} = 1,02 \pm 0,2\%$ ) e enxofre ( $\delta^{34}\text{S} = 11,97 \pm 0,12\%$ ;  $\delta^{33}\text{S} = 0,013 \pm 0,003\%$ ) indicam assinatura isotópica para pirita cedo-diagenética da Formação Águas Claras distinta daquela da pirita formada em ambientes marinhos modernos (Fabre *et al.* 2011). Essas assinaturas isotópicas indicam condições de fugacidade de oxigênio relativamente elevadas, mas limitada disponibilidade de sulfato para a for-

mação da pirita. Condições análogas são descritas para o período imediatamente posterior ao Grande Evento de Oxidação em  $2,1 \pm 0,2$  Ga, período no qual outros importantes depósitos mundiais de Manganês foram formados no Gabão e na África do Sul. Segundo os autores, esses dados sugerem uma idade paleoproterozóica para a Formação Águas Claras, relacionada a uma importante época metalogenética para formação de depósitos manganesíferos sedimentares.

#### MINÉRIO LATERÍTICO DE MANGANÊS

Segundo Costa *et al.* (2005), o perfil laterítico é profundo (< a 100 m), bem desenvolvido e maduro, com espesso horizonte argiloso sobreposto ao domínio das lentes manganesíferas contidas nos siltitos. O principal mineral de Manganês é a criptomelana, tanto herdada como neoformada, ocorrendo também hollandita, todorokita, pirolusita, litioforita e nsutita. Uma crosta laterítica Ferro-aluminosa, nodular, brechóide e cavernosa a maciça, desenvolveu-se sobre o horizonte argiloso, contendo também criptomelana e litioforita. A crosta laterítica encontra-se parcialmente transformada em materiais argilosos a terrosos, marrom amarelos com esferolitos, que constituem solos residuais ou depósitos de talus. A lateritização foi iniciada há 68 Ma, com maior desenvolvimento entre 45 a 36 Ma, sendo seguida a partir de 26 Ma por intenso intemperismo químico e, posteriormente, físico-erosivo quando foram formados os solos residuais (Costa *et al.* 2005).

#### Depósitos de Ouro laterítico

Depósitos de Ouro laterítico no Domínio Carajás incluem a Mina de Igarapé Bahia (Zang & Fyfe 1993, Angélica 1996, Porto *et al.* 2010) que produziu, até 2003, cerca de 92 t de Ouro, além de garimpos, entre os quais o de Cutia, localizado na Serra Leste (Domingos & Santos 2001).

O depósito de Igarapé Bahia situa-se em um platô escarpado, sustentado por regolito laterítico maduro (Costa 1991), formado há 50 a 70 Ma (Vasconcellos *et al.* 1994) durante o Ciclo geomorfológico Sul Americano, tendo sido alterado pelo Ciclo Geomorfológico Velhas, subsequente, responsável por formação de latossolos que encobrem as encostas (Medeiros Filho 2002).

A espessura do regolito das brechas hidroter-

mais mineralizadas atinge até 200 m, sendo que nos 150 m superiores os corpos gossânicos com goethita, hematita, gibbsita, caolinita e fosfatos ricos em ETR representam a principal fonte do minério de Ouro, muito empobrecido em Cobre (Angélica 1996). Uma zona de transição para o minério primário de Cobre com malaquita, azurita, pseudomalaquita, Cobre nativo, calcocita, digenita e cuprita, ocorre de 150 m a 200 m.

#### **ESTRATIGRAFIA DO REGOLITO**

Na área do depósito, a estratigrafia do regolito, estabelecida por Santos (2006), inclui, da base para o topo, saprólito argiloso e ferruginizado, nível silicoso, zona ferruginosa fragmentada, crosta roxa, amarela e ocre, pisolíticas, ferruginosas e friável e crosta maciça e coesa recobertos por latossolo, com concreções ferruginosas e pisólitos, provavelmente depositado sobre a crosta, com teores muito baixos de Cobre e Ouro.

O Ouro torna-se gradualmente enriquecido acima do saprólito, atingindo teores máximos na zona ferruginosa fragmentada. Na zona ferruginosa, grãos de Ouro presentes em níveis superiores apresentam o maior conteúdo de Prata. Acima desse nível, os teores de Ouro diminuem no perfil regolítico. Os conteúdos de Cobre, por sua vez, diminuem progressivamente a partir dos 20 m superiores do saprólito (Porto *et al.* 2010).

Quando ainda presentes no perfil de alteração, a 170 m, calcopirita e pirita apresentam micro inclusões de Au e Ag. Em gossans a 168 m, na zona ferruginosa fragmentada, óxi-hidróxidos de Ferro e clorita neoformada a partir de anfibólio, apresentam finas partículas (<10 mm) de Au-Ag incorporadas, que ocorrem como: grãos arredondados em cavidades associados a goethita coliforme, grãos irregulares preenchendo fraturas na goethita e cristais sub-idioblásticos associados a goethita amorfa e em agulhas (Zang & Fyfe 1995). Em níveis superiores, a 6 m, partículas de Au ocorrem incorporadas a uma matriz de óxi-hidróxidos de Ferro e restos de clorita.

#### **GÊNESE DO DEPÓSITO DE OURO LATERÍTICO**

De acordo com Zang & Fyfe (1995), nos primeiros estágios de intemperismo íons de tiosulfato seriam responsáveis pelo transporte de Ouro e Prata no saprólito. Na segunda etapa, Ouro e Prata

foram remobilizados e incorporados na zona ferruginosa, conforme o avanço do intemperismo e erosão. Na terceira fase, após a elevação e a incisão da paisagem, lixiviação de cloreto teria sido responsável por separar a Prata dos grãos de Ouro. A presença de eléctrum na parte superior da zona ferruginosa pode ser atribuída às menores concentrações de cloreto na água subterrânea próximo à superfície e ao enriquecimento de matéria orgânica que pode diminuir o potencial redox e aumentar a estabilidade de Prata nativa.

#### **Depósitos de Níquel laterítico**

No Domínio Carajás, diversos corpos de rochas máficas e ultramáficas acamadadas da Suíte Intrusiva Cateté (2.378 ± 55 Ma, Macambira & Tassinari 1998; ou 2.763 ± 6 Ma, Lafon *et al.* 2000) possuem cobertura laterítica relativamente espessa que contém concentrações supergênicas de Níquel, algumas associadas com Cobalto (Klein & Carvalho 2008).

Entre os principais depósitos destacam-se Vermelho com reservas provada + provável de 290 Mt de minério com 0,8% de Ni (Klein & Carvalho 2008), Puma (34 Mt com 2,21% Ni, 0,07% Co e 22,60% Fe; Porto & Silva 2004, em Klein & Carvalho 2008), Serra da Onça (70 Mt com 2,12% Ni, 0,12% Co e 21,77% Fe; Porto & Silva 2004), Jacaré (53,9 Mt com teor médio de 1,41% de Ni; Castro Filho e Mattos 1986), Jacarezinho (23,4 Mt com teor médio de 1,19% de Ni; Castro Filho & Mattos 1986), Mundial/Carapanã (30 Mt com 1,4% Ni; Corrêa 2006) e as ocorrências de Fafá e Terra Morena (Klein & Carvalho 2008).

#### **DEPÓSITO MODELO: DEPÓSITO DE VERMELHO**

O depósito de Vermelho é formado a partir da alteração laterítica de dois corpos de rochas máfico-ultramáficas, denominados de V1 e V2, que compreendem três unidades diferenciadas, em uma disposição aproximadamente concêntrica, apresentando do centro para a borda dunitos e peridotitos intensamente serpentinizados, piroxenitos e gabros (Alves *et al.* 1986). Na zona ultramáfica registra-se a presença de diques de natureza piroxenítica. O depósito de Níquel do Vermelho é constituído por perfis de alteração desenvolvidos essencialmente sobre os dunitos intensamente serpentinizados que estão situados na porção cen-

tral dos dois corpos de rochas ultramáficas. Os perfis desenvolvidos sobre as demais rochas apresentam teores muito baixos de Níquel, sendo considerados estéreis.

#### PERFIL LATERÍTICO

O perfil típico do depósito (Alves *et al.* 1986, Carvalho e Silva & Oliveira 1995) foi desenvolvido a partir de rocha constituída por serpentina, opacos e restos de olivina e piroxênio e inclui, da base para o topo, saprólito grosso com serpentina, clorita, esmectita, espinélios, opacos, goethita, quartzo e calcedônia, além de produtos amorfos e goethita, saprólito fino com goethita, clorita, quartzo, espinélios e caolinita e laterita vermelha.

O minério silicático ou garnierítico com até 3-4% Ni relaciona-se aos horizontes de saprólito grosso, enquanto o minério oxidado com até 2% Ni é representado por saprólito fino.

As fases portadoras do Níquel no minério silicatado seriam serpentinas, clorita e os produtos amorfos silico-ferruginosos, além de esmectita subordinada, enquanto no minério oxidado a goethita e a clorita representariam as fases portadora de Ni, embora esmectita níquelífera e talco níquelífero mal cristalizado também tenham sido descritos (Bernadelli *et al.* 1983, Carvalho e Silva & Oliveira 1995).

A sílica, presente sob a forma de quartzo e calcedônia, distribui-se em finos veios em vários níveis do perfil de alteração, mas se concentra em duas zonas distintas (entre 5-10m e entre 18-22m) do minério oxidado, constituindo silcrete. Blocos silicificados encontrados imersos no saprolito fino podem apresentar restos de rocha fresca a parcialmente alterada. A persistente presença da clorita de origem hipógena ao longo de praticamente todo o perfil de alteração, exceto nos seus níveis superiores representados pela laterita vermelha, é uma peculiaridade do depósito do Vermelho. Uma explicação para sua estabilidade excepcional no ambiente laterítico pode ser a incorporação do Níquel disponível em substituição ao magnésio liberado à medida que a clorita se altera (Carvalho e Silva & Oliveira 1995).

#### GÊNESE DO DEPÓSITO DE NÍQUEL LATERÍTICO

Dois estágios são propostos por Bernardelli *et al.* (1983) para a gênese do depósito. O primeiro,

sob condições climáticas mais secas, resultou em silicificação generalizada, principalmente ao longo das fraturas, na base do perfil, isolando bolsões de rocha fresca. Posteriormente, uma mudança climática favoreceu a erosão e um novo ciclo de lateritização que atingiu esses bolsões e levou ao desenvolvimento de um perfil laterítico abaixo do nível silicificado.

#### Depósitos de bauxita

O depósito de bauxita do Platô N5 foi descoberto no final de 1974, quando foi constatada a existência de nível de 4,5 m de espessura de bauxita metalúrgica desenvolvido a partir de rochas básicas do Grupo Grão Pará sem cobertura estéril. Trabalhos de pesquisa seguiram-se à descoberta da ocorrência, conduzidos pela Amazônia Mineração S.A, em 1974, e pela Docegeo, entre 1979 e 1983. As reservas foram estimadas em 48,92 Mt de minério bruto, com espessura média de 4,2 m e sem capeamento estéril, e teores de 34,9% de  $Al_2O_3$ , 1,7 % de  $SiO_2$ , 25% de  $Fe_2O_3$  e 3,9 % de  $TiO_2$  (Alves 1988).

A área do depósito é representada por platô de contornos irregulares, delimitado por encostas íngremes que compreende, do topo para base, (i) (0,0 - 4,5 m) horizonte argiloso, terroso, friável e ferruginoso com elevado teor de alumina; (ii) (4,5 - 13,35 m) laterita ferruginosa, normalmente dura, porosa, às vezes pisolítica, com teores muito baixos de sílica, e (iii) (a partir de 13,35 m) material argiloso e plástico, silicoso, que representa o produto da alteração de rochas básicas.

O processo de alteração supérgena das rochas básicas, em condições de clima tropical com estações alternadas chuvosas e secas, relevo apropriado e ação de ácidos orgânicos, seria responsável pela remoção de sílica, potássio, magnésio, sódio e cálcio no perfil de alteração.

Kotschoubey & Lemos (1985) descrevem uma evolução complexa em oito fases, alternando períodos de alteração intempérica mais ou menos acentuada com períodos caracterizados pelo aporte de materiais alóctones e/ou retrabalhamento *in situ*. Essa evolução teria envolvido: (1) alteração da rocha mãe, (2) retrabalhamento do topo do horizonte alterado com contribuição de material alóctone, (3) alteração (ferralitização) do material depositado na etapa anterior, (4) desmantelamento da crosta ferralitizada, (5) bauxitização e

formação de cimento gibbsítico, (6) retrabalhamento, (7) deposição de bauxita terrosa e (8) aplainamento, soerguimento regional, reativação da erosão e individualização dos platôs.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A distinta evolução geológica dos domínios Rio Maria e Carajás reflete-se de forma notável na metalogênese da Província Carajás. No Domínio Rio Maria, os depósitos de Ouro apresentam a diversidade esperada para os depósitos auríferos orogênicos. Essa classe, que inclui depósitos hospedados comumente em sequências de *greenstone belts* localizados ao longo de zonas de cisalhamento, seria relacionada à circulação regional de fluidos associados à evolução dos orógenos, ou seja, ao tectonismo em margens convergentes (Groves *et al.* 1998, Goldfarb *et al.* 2001).

Embora o depósito de Cumaru, espacialmente relacionado à intrusão granodiorítica, tenha sido considerado distinto, sua gênese pode ser inserida no mesmo contexto dos demais depósitos, na qual a relação temporal e espacial com granitóides indicaria que tanto magma como fluidos representam produtos inerentes à evolução termal durante as orogêneses (Goldfarb *et al.* 2001).

As relações geológicas descritas por Santos *et al.* (1998) permitem considerar a gênese do depósito de Cumaru como posterior ao metamorfismo regional da sequência *greenstone belt*, tardi-tectônica em relação ao desenvolvimento da zona de cisalhamento e associada a magmatismo mesoarqueano (ca. 2,82 Ga). Embora informações relativas às idades das demais mineralizações auríferas no Domínio Rio Maria sejam escassas, possivelmente também formaram-se durante o último evento tectonotermal que antecedeu à cratonização do Domínio Rio Maria em ca. 2,86-2,80 Ga. Sua formação durante o Mesoarqueano coincide com uma época metalogenética (ca. 2,8–2,55 Ga; Goldfarb *et al.* 2001) extremamente favorável para a formação de depósitos auríferos orogênicos, como os reconhecidos em sequências de *greenstones* dos crátons Yilgarn, na Austrália, Dharwar, na Índia, Slave, no Canadá, São Francisco, no Brasil, e Tanzânia.

No Domínio Carajás, a metalogênese do Arqueano refere-se principalmente aos depósitos de Cromo e Níquel-EGP (ca. 2,76 Ga; Machado *et al.* 1991, Lafon *et al.* 2000) e aos depósitos IOCG (ca. 2,74

Ga; Huhn *et al.* 1999b ou 2,57 Ga; Réquia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005).

Os depósitos de Níquel-EGP, assim como os de Cromo, seriam ortomagmáticos, porém formados por processos diversos, que incluiriam segregação de um líquido sulfetado imiscível coletor de EGP no “Luanga Reef”, Complexo Luanga, ou, no caso do Complexo Serra da Onça, cristalização de cumulos de Minerais do Grupo da Platina diretamente a partir do magma (Ferreira Filho *et al.* 2007). O modelo genético proposto para o “Luanga Reef” por Ferreira Filho *et al.* (2007) seria análogo ao de Naldrett (2004) para os depósitos estratiformes de EGP associados a sulfetos de Bushveld (Merensky Reef), Stillwater (J-M Reef) e Great Dyke (Main Sulfide Zone).

Embora os grandes depósitos de EGP magmáticos tenham sido formados predominantemente no interior de crátons arqueanos, grande parte dos depósitos de Ni-(Cu-EGP) são relacionados com a ascensão de plumas mantélicas ao longo de irregularidades nos limites litosféricos abaixo das margens de crátons arqueanos (Maier & Groves 2011). Esse ambiente geológico também foi considerado propício à formação de depósitos IOCG, relacionados a *underplating* do manto ou eventos de superplumas e magmatismo granítico tipo A (Pirajno *et al.* 2008, Groves *et al.* 2010). Além disso, a associação espacial de depósitos de Ni-(Cu) e de IOCG também já foi caracterizada no contexto de colisão oblíqua e/ou continente–continente na *Ossa Morena Zone*, Iberia, desenvolvida durante a orogenia Variscan (Tornos & Casquet 2005).

Em Carajás, o contexto tectônico proposto para o Neoarqueano (ca. 2,76 – 2,74 Ga) seria relativo à abertura de um rifte continental para a formação da Bacia Carajás (Wirth *et al.* 1986, Gibbs *et al.* 1986, DOCEGEO 1988, Tallarico *et al.* 2005) ou ambiente de arco vulcânico associado a subdução (Dardenne *et al.* 1988, Meirelles & Dardenne 1993, Teixeira 1994), seguido por colisão continente–continente em ca. 2,74 Ga, responsável pela justaposição dos domínios Rio Maria e Carajás (Teixeira *et al.* 2010).

Os dois cenários poderiam ser compatíveis com a associação espacial de IOCGs e depósitos de Ni-EGP magmáticos, porém, tem implicações distintas para a gênese dos depósitos e para a exploração mineral. No primeiro caso, grandes zonas de cisalhamento translitosféricas E-W, que marcam os limites dos domínios tectônicos, exer-

ceriam um controle de primeira ordem. A herança de magmas originados a partir da fusão do manto litosférico subcontinental metassomatizado durante processos anteriores de subducção, seria importante para explicar as características do magmatismo e dos fluidos magmáticos associados aos depósitos IOCG (Hayward & Skirrow 2010, Groves *et al.* 2010). No segundo, a associação com depósitos de Cu-Mo do tipo pórfiro, de Au epitermais e escarnitos, vinculado a magmatismo cálcio-alcálico seria esperada, mas intrusões máfico-ultramáficas muito profundas poderiam estar relacionadas à origem do magmatismo associado aos depósitos IOCG.

O retrabalhamento crustal no Neoarqueano e o desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento permitiram circulação de fluidos hidrotermais em larga escala em Carajás. Particularmente no Complexo Luanga, processos metamórficos-hidrotermais reconhecidos em clorita-tremolita-actinolita-talco milonitos com mineralização de EGP (Suíta 1988, Ribeiro 2004, Ribeiro *et al.* 2005, Suíta *et al.* 2005), podem ter resultado também em mobilização e redistribuição de EGP a partir de sulfetos magmáticos devido à interação fluido-rocha envolvendo fluidos salinos. Esses processos são análogos aos descritos nos depósitos de Cu-Ni-(EGP) de Rathbun Lake, Canadá (Rowell & Edgar 1986), New Rambler, EUA (Nyman *et al.* 1990), EGP de Jinchuan, China (Yang *et al.* 2006) e Ni-Cu-Co-(EGP) de Ferguson Lake, Canada (Campos-Alvarez *et al.* 2012). Têm especial importância para a evolução metalogenética de Carajás, visto que podem ter contribuído para a especialização dos depósitos de Ouro-EGP hospedados em rochas metassedimentares (Serra Pelada) e dos IOCG, que apresentam concentrações significativas de EGP, notadamente de paládio (eg. Sossego; Monteiro *et al.* 2008b; Carvalho 2009).

Também durante o Arqueano, os jaspilitos da Formação Carajás, Grupo Grão Pará (ca. 2,76 Ga; Machado *et al.* 1991) formaram-se em ambiente marinho a partir da oxidação parcial do  $Fe^{2+}$  aq na superfície do oceano, subsequente à ressurgência hidrotermal de águas marinhas anóxicas e profundas (Lindenmayer *et al.* 2001, Macambira 2003, Fabre *et al.* 2011).

Os depósitos manganésiferos hospedados na Formação Águas Claras, que apresentam importante enriquecimento supergênico, têm gênese inicial semelhante à de depósitos marinhos singe-

néticos formados em bacias estratificadas, próximo à transição de uma bacia profunda anóxica para um ambiente plataformal mais raso e oxigenado (Dardenne & Schobbenhaus 2001) ou em várias sub-bacias restritas (Costa *et al.* 2005). As condições de  $fO_2$  do oceano durante a deposição da Formação Águas Claras seriam análogas às do período imediatamente posterior ao *Great Oxidation Event* em  $2,1 \pm 0,2$  Ga, que representa uma importante época metalogenética para formação de depósitos manganésiferos sedimentares, como os do Gabão e da África do Sul (Fabre *et al.* 2011), o que pode sugerir idade proterozóica para a Formação Águas Claras. Contudo, se a idade arqueana da Formação Águas Claras, relativa a *sill* de metagabro intrusivo ( $2.645 \pm 12$  Ma U-Pb, Dias *et al.* 1996;  $2.708 \pm 37$  Ma U-Pb, Mougeot *et al.* 1996) for confirmada, mudanças nas condições físico-químicas dos oceanos no final do Neoarqueano na Província Carajás poderiam ser evidenciadas. Isso tem particular relevância para a compreensão da evolução de depósitos IOCG, nos quais componentes derivados da água oceânica foram apontados por métodos indiretos (eg. isótopos de boro, Xavier *et al.* 2008; razões Cl/Br-Na/Cl, Xavier *et al.* 2009; isótopos estáveis; Pestilho 2011) e poderiam refletir o ambiente de formação de alguns dos depósitos.

Durante o Paleoproterozóico, a evolução metalogenética da Província Carajás foi fortemente associada à colocação de granitos tipo A, anorogênicos, em ca. 1,88 Ga. No Domínio Rio Maria, a principal reserva de Tungstênio conhecida na Amazônia é representada pelo depósito de Pedra Preta (Rios *et al.* 1988, 2003), espacialmente relacionado à cúpula do Granito Musa. Sua colocação pode ter favorecido o estabelecimento do sistema hidrotermal, contudo o papel de fluidos hidrotermais externamente derivados foi sugerido (Rios *et al.* 2003).

No Domínio Carajás, depósitos de Cu-Au-(Mo-W-Bi-Sn) e Cu-Au-(Li-Be-Sn-W), tais como Breves, Águas Claras e Estrela, além de ocorrências estâniferas, relacionam-se espacial e temporalmente com a colocação de granitos anorogênicos do tipo A. Os depósitos IOCG Alvo 118 (Tallarico 2003), Gameleira (Pimentel *et al.* 2003) e Igarapé Cinzento (Silva *et al.* 2005) também apresentam idade paleoproterozóica. Embora compartilhem evolução paragenética e fluidal muito semelhante com os demais depósitos arqueanos dessa classe, fo-



ram considerados como tipos híbridos ou transicionais devido à idade. Contudo, não é claro se os sistemas hidrotermais IOCG desenvolveram-se episodicamente, como já reportado para outras importantes províncias com depósitos IOCG (e.g. Selwyn-Mount Dore, Mount Isa, Austrália; Duncan *et al.* 2011) ou se sistemas hidrotermais arqueanos foram sobrepostos por processos hidrotermais decorrentes da circulação regional de fluidos hipersalinos e metalíferos em ca. 1,88 Ga.

Tanto o depósito de Au-EGP de Serra Pelada (1.861±45 Ma; Grainger *et al.* 2008) como o sistema magmático-hidrotermal associado aos depósitos de Ferro de Carajás, foram também considerados paleoproterozóicos e relacionado à colocação dos granitos anorogênicos em ca. 1.88 Ga (Lobato *et al.* 2005; Figueiredo e Silva *et al.* 2008).

Dessa forma, a especialização metalogenética dos depósitos paleoproterozóicos de Carajás é altamente variável, como exemplificado pelos depósitos de W, Sn, Au-EGP, Fe, Fe-Cu-Au-(ETR), Cu-Au-(Mo-W-Bi-Sn) e Cu-Au-(Li-Be-Sn-W). Segundo Botelho *et al.* (2005), a associação metalífera em um único depósito incluiria elementos herdados de rochas ou depósitos mais antigos, tais como Cu, Au, Mo, As, Co, Ni, U e ETR, como caracterizado no depósitos de Cu-(Au-W-Mo-Sn) de Breves. Apenas Sn e W seriam relacionados diretamente ao magma reduzido, intraplaca, associado à granitogênese do tipo A, como é típico de províncias estaníferas.

Dessa forma, a especialização metalogenética dos depósitos paleoproterozóicos apenas poderia ser explicada por variações na afinidade geoquímica e estado de oxidação do magma, talvez vinculada a mecanismos de *flat subduction*, semelhantes aos caracterizados na região de São Félix do Xingu (Fernandes *et al.* 2011), ou a mecanismos de lixiviação de metais promovidos por circulação dos fluidos hidrotermais oxidados em larga escala. No último caso, o calor associado à colocação dos granitos seria de fundamental importância para o estabelecimento do(s) sistema(s) hidrotermais híbridos, que envolveria, além dos fluidos magmáticos, fluidos externamente derivados, basinais e provenientes dos paleoaquíferos vinculados à Formação Águas Claras. Nesse contexto, reativações de estruturas arqueanas profundas, representadas pelos sistemas de cisalhamento, e intersecções dessas com estruturas paleoproterozóicas seriam potencialmente importantes para

a canalização dos fluidos.

A evolução metalogenética da Província Carajás inclui ainda a formação de depósitos lateríticos de Ouro, Níquel, Bauxita e enriquecimento supergênico nos depósitos de Ferro e Manganês, que teriam se desenvolvido a partir de 70 a 68 Ma (Vasconcellos *et al.* 1994, Costa *et al.* 2005) durante o Ciclo Geomorfológico Sul Americano, sendo alterados pelo Ciclo Geomorfológico Velhas, com períodos de significativo desenvolvimento entre 45 a 36 Ma e de intenso intemperismo químico a partir de 26 Ma, seguidos por intemperismo físico-erosivo (Costa *et al.* 2005).

**Agradecimentos** Agradecimentos especiais devese à VALE, em particular aos geólogos Márcio Godoy, Benevides Aires, Cleive Ribeiro, Roberta P.S. Moraes e Fabrício Franco. À FAPESP (03/09584-3, 03/01996-6) e ao CNPq (555065/2006-5, 472549/2009-0, 309285/2011-9) pelos auxílios concedidos. Esse trabalho é uma contribuição ao INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA).

## REFERÊNCIAS

- Almada M.C.O. & Villas, R.N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:579-592.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, **187**:201-221.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Râmô O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precamb. Res.*, **120**:235-257.
- Almeida J.A.C., Oliveira M.A., Moura C.A.V., Oliveira D.C. de, Althoff F.J., Costi H.T., Munhoz R., Borges K. 2008. Geologia da Folha Marajoara SB-22-Z-C-V, Escala 1:100.000. Nota explicativa. Pará: CPRM/UFPA, 110 p. il. 1 [CD-ROM].
- Alves C.A.S. 1988. Depósito de bauxita do platô N-5. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Anexo aos anais, Belém: CVRD/SBG, p. 121-129
- Alves C.A.S., Bernardelli A.L., Beisiegel V.R. 1986. A jazida de níquel laterítico do Vermelho, Serra dos Carajás, Pará. *In*: C. Schobbenhaus, & C.E.S. Coelho (Coord.). *Principais depósitos minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço*. DNPM/CVRD, v. 2, p. 325-334.
- Angélica R.S. 1996. *Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos auríferos da região de Carajás, Estado do Pará: os depósitos do Igarapé Bahia e Águas Claras*. Tese de Doutorado, UFPA, 115 p.
- Araújo O.J.B., Maia, R.G.N., 1991. Serra dos Carajás: folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000.

- Texto explicativo. DNPM/CPRM. 164 p. il.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge-João, X.S. Costa, J.B.S., 1988. A megaestruturação da folha Serra dos Carajás. In: Congr. Latino Am. Geol., 7, pp. 324-333.
- Augusto R.A., Monteiro L.V.S., Xavier R., Souza Filho C.R. 2008. Zonas de alteração hidrotermal e paragéneses do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Rev. Bras. Geoci.*, **38**:263-277.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia F.C.Jr., Macambira B.E.M. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoci.*, **29**:453-460.
- Barbosa J.P.O. 2004. *Geologia Estrutural, Geoquímica, Petrografia e Geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, UFPA, 96p.
- Barbosa A.A. & Lafon J.M. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr de granitóides arqueanos da região de Rendeção- Sul do Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, **4**:255-264.
- Barros C.E.M., Nascimento, V.M. do, Medeiros Filho, C.A. 2010. Revisão da estratigrafia das rochas da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **40**:167-174
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B. 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil, *Can. Miner.*, **47**:1423-1440
- Barth S. 1993. Boron variations in nature: a synthesis. *Geol. Rundschau*, **82**:640-651.
- Beisiegel V.R. 1982. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 1, Anexo aos anais, Belém, p. 87-95.
- Beisiegel V.R., Bernadelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **3**:215-242.
- Bernadelli A.L. & Beisiegel V.R. 1978. Geologia econômica da jazida de manganês do Azul. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Anais, Recife, v. 4, p. 1431-1444.
- Bernardelli A.L., Melfi A.J., Oliveira S.M.B., Trescases J.J. 1983. The Carajás nickel deposit. In: A.J. Melfi & A. Carvalho (eds). *Laterisation processes: Proceedings at the II Int. Sem. on Laterisation Processes*. São Paulo, IAG. p. 107-118.
- Berni G.V. 2009. *Geologia e alteração hidrotermal do depósito de Au-PGE de Serra Pelada*. Dissertação de Mestrado, UFMG.
- Bettencourt J.S., Girardi V.A.V., Moroni M. 2008. The Au-PGE mineralizations of the Serra Pelada deposit, Serra dos Carajás (Pará State, Brazil): a stable isotope reconnaissance study. In: SSAGI, 6, Bariloche [CD-ROM]
- Botelho N.F., Moura M.A., Teixeira L.M., Olivo G.R., Cunha L.M., Santana M.U. 2005. Caracterização Geológica e Metalogenética do Depósito de Cu (Au, W, Mo, e Sn) Breves, Carajás. In: O.J. Marini, E.T. Queiroz, B.W. Ramos. (Org.). *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*. DNPM-CT-Mineral-FINEP-ADIMB, p. 339-389.
- Cabral A.R., Burgess R., Lehmann B. 2011. Late Cretaceous bonanza-style metal enrichment in the Serra Pelada Au-Pd-Pt deposit, Pará, Brazil. *Econ. Geol.*, **106**:119-125
- Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R. Costa, C.H.C. 2002a. Palladium and platinum minerals from the Serra Pelada Au-Pd-Pt Deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. *Can. Mineral.*, **40**:1451-1463.
- Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R., Costa C.H.C. 2002b. The Serra Pelada Au-Pd-Pt Deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil: reconnaissance mineralogy and chemistry of very high grade palladian gold mineralization. *Econ. Geol.*, **97**:1127-1138.
- Campos-Alvarez N.O., Samson I.M., Fryer B.J. 2012. The roles of magmatic and hydrothermal processes in PGE mineralization, Ferguson Lake deposit, Nunavut, Canada. *Miner. Dep.*, **47**:441-465.
- Carvalho e Silva, M.L.M. de, Oliveira, S.M.B.de, 1995. As fases portadoras de níquel do minério laterítico de níquel do Vermelho, Serra dos Carajás (PA). *Rev. Bras. Geoc.* 25: 69-78.
- Carvalho E.R. 2009. *Caracterização geológica e gênese das mineralizações de óxido de Fe-Cu-Au e metais associados na Província Mineral de Carajás: estudo de caso do depósito de Sossego*. Tese de Doutorado. UNICAMP, 141p.
- Carvalho J.M.A. 2004. *Distritos Mineiros do Estado do Pará*. Belém. DNPM/CPRM, 119 p.
- Castro Filho L.W. & Mattos S.C. Depósitos de níquel laterítico de Jacaré e Jacarezinho, município de São Félix do Xingu, Pará. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (Coord.) *Principais depósitos minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço*. Brasília: DNPM/CVRD, 1986. v. 2, p. 367-384.
- Chiaradia M., Banks D., Cliff R., Marschik R., de Haller A. 2006. Origin of fluids in iron oxide-copper-gold deposits: constraints from  $\delta^{37}\text{Cl}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and Cl/Br. *Miner. Dep.*, **41**:565-573.
- Coelho C.E.S. 1986. Depósitos de ferro da Serra dos Carajás, Pará. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (Coord.) *Principais depósitos minerais do Brasil*. DNPM/CVRD, v. 2, p. 29-64.
- Collyer T.A. & Mártires R.A.C. 1991. O depósito de amethysta de Alto Bonito, Município de Marabá, Pará. In: C. Schobbenhaus, E.T. Queiroz, C.E.S. Coelho (Coord.) *Principais depósitos minerais do Brasil: gemas e rochas ornamentais*. DNPM/CPRM, v. 4, p. 287-293.
- Cordeiro A.A.C., Alves C.A., Biagini D.O., Fonseca L.R., de Nascimento J.A.S., Azevedo L.L., Santos F.F. 1988. Depósito de wolframita de Pedra Preta, sul do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Província Mineral de Carajás: Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. Anexo aos anais, CVRD/SBG.p.161-165.
- Cordeiro A.A.C., Alves C.A., Fonseca L.R., de Nascimento J.A.S., Azevedo L.L., Santos F.F. 1984. Pesquisa geológica da jazida de wolframita de Pedra Preta, Rio Maria. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 2, Manaus, Anais, p. 374-390.
- Correa H. 2006. Atividades de exploração mineral da CODELCO no Brasil. In: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, 2, Ouro Preto, Resumos em CD-ROM]
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**:146-160.
- Costa M.L. Choque O.J., Requelme M.E.R. 2005. O depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, geoquímica e evolução geológica. In: O.J. Marini, E.T. Queiroz, B.W. Ramos (Ed.) *Caracterização de depósitos minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*. DNPM-CT-Mineral-FINEP-ADIMB, p. 227-333.
- Costa, M.L., Macambira, E.M.B., Costa, W.A.M. 1994. O crisoprásio da Serra da Onça/Mutuquinha (Pará). In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 4, Res. Exp., p. 168-171.
- Costa W.A.M. & Costa M.L. 1985. Os verdes minerais

- da Serra Verde (Região de Carajás). In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 2, Anais, v. 2, p. 189-199.
- Craveiro G.S. 2011. *Geologia, fluidos hidrotermais e origem do depósito cupro-aurífero Visconde, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, UFPA.
- Cunha B.C.C. 1981. Geologia. In: DNPM, Projeto Radambrasil. Folha SC. Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. p. 21-196.
- Cunha B.C.C., Santos D.B., Prado P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gra-daús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, Anais, v. 2, p. 873-885.
- Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**:215-233.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, Excursion Guide, p.: 99-150.
- Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**:431-462.
- Dall'Agnol R., Costi H.T., Leite A.A., Magalhães M.S., Teixeira N.P. 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precamb. Res.*, **95**:9-39.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**:101-129.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects, *Miner. Petrol.*, **50**:113-138.
- Dalstra H. & Guedes S. 2004. Giant hydrothermal hematite deposits with mg-fe metasomatism: a comparison of the Carajás, Hamersley, and other iron ore. *Econ. Geol.*, **99**:1793-1800
- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás district, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **1**:363-372.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C.S. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Ed.UnB/CNPq, Brasília, 392 p.
- Dias G.S., Macambira M.B., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Barros C.E.M. 1996. Datações de zircões de sill de metagabro: comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, pp. 376-378.
- Diella V., Ferrario A., Girardi V.A.V. 1995. PGE and PGM in the Luanga mafic-ultramafic intrusion in Serra dos Carajás (Pará State, Brazil). *Ore Geol. Rev.*, **9**: 445-453.
- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: Cong. Bras. Geol., 35, SBG, p. 11-54.
- Domingos F.H.G. 2010. *The structural setting of the Canaã dos Carajás Region and Sossego-Sequeirinho deposits, Carajás – Brazil*. PhD Thesis, University of Durham.
- Domingos F.H.G. & Santos M.D. 2001. Petrografia e mineralografia do gossan aurífero da Cutia, Carajás-PA. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Belem, Res. Exp., [CD-ROM]
- Dreher A.M., 2004. *O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético*. Tese de Doutorado, UNICAMP, 221p.
- Dreher A.M., Xavier R.P., Taylor B.E., Martini S. 2008. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Miner. Dep.*, **43**:161-184.
- Duncan R., Stein H., Evans K., Hitzman M., Nelson Kirwin D. 2011, A new geochronological framework for mineralization and alteration in the Selwyn-Mount Dore corridor, eastern fold belt, Mt. Isa Inlier, Australia: Genetic implications for iron oxide-copper-gold deposits: *Econ. Geol.*, **106**:169-192.
- Fabre S., Nédélec A., Poitrasson F., Strauss H., Thomazo C., Nogueira A. 2011. Iron and Sulphur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): implications for the oxidation of the ocean and the atmosphere across the Archean-Proterozoic transition. *Chem. Geol.*, **289**:124-139.
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1996. Carta metalogenética da Província de Carajás - SE do Estado do Pará, Folha Araguaia (SB-22). Nota Explicativa. Belém, CPRM, 28p.
- Feio GRL 2011. *Magmatismo Granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Tese de Doutorado, UFPA, Brasil. 205p.
- Feio GRL., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Gomes A.S., Sardinha D.C., Oliveira D.c., Santos R.D., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*. Online. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.020>
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misan C.M.E. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or mixed Nd model ages? *J. South Am. Earth Sci.*, **32**:351-368.
- Ferreira Filho C.F., Cançado F., Correa C., Macambira E.M.B., Junqueira-Brod T.C., Siepierski L. 2007. Mineralizações estratiformes de PGE-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. In: L.T. Rosa-Costa, E.L. Klein, E.P. Viglio (Ed.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG-Núcleo Norte, v. 5, p. 1-14.
- Figueiredo e Silva R., Lobato L.M., Rosière C.A., Zucchetti M., Hagemann S., Baars F.J., Morais R., Andrade I. 2008. Hydrothermal origin for the jaspilite-hosted, giant Serra Norte iron ore deposits in the Carajás mineral province, Para State, Brazil. *Reviews in Econ. Geol.*, **15**:255-290.
- Figueiredo e Silva R.C. 2004. *Caracterização petrográfica e geoquímica de jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4W, N4E e N5E, Província Mineral Carajás, Pará: Implicações para a mineralização de ferro*. Dissertação de Mestrado, UFMG.
- Figueiredo e Silva R.C. 2009. *Evolução e gênese do minério de ferro hidrotermal nos depósitos da Serra Norte, Província Mineral Carajás*. Tese de Doutorado, UFMG.
- Figueiredo e Silva R.C., Lobato L.M., Rosiere, C.A., Hagemann S.G. 2011. Petrographic and gechemical studies at giant Serra Norte iron ore deposits in the Carajás mineral province, Pará State, Brazil. *Geo-*

- nomos, **19**:198-223.
- Freitas-Silva, F.H. 1998. Controle estrutural da mineralização auífera de Serra Pelada, Curionópolis – PA. In: SBG, Congr. Brasil. Geol., 40, Belo Horizonte, Anais, p. 131.
- Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas R.N., 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide–Cu–Au–U–REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás mineral province, Pará state, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **25**:377-397.
- Galarza M.A., Macambira M.J.B. Moura C.A.V. 2003. Geocronologia Pb–Pb e Sm–Nd das rochas máficas do depósito Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, [CD-ROM]
- Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia e Evolução Crustal da Área do Depósito de Cu–Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Geologia USP Série Científica*, **2**:143-159.
- Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas R.N. 2002. Geocronologia e geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu–Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, Resumos, p. 493.
- Gastai M.C. 1987. *Maciço granítico Musa: mapeamento, petrologia e petroquímica*. Dissertação de Mestrado, UFPA, Belém, 307p.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J., 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.* **16**:201–211.
- Girardi V.A.V., Ferrario A., Correia C.T., Diella V.A. 2006. comparison of selected Precambrian Brazilian chromitites: Chromite, PGE-PGM, and Re–Os as parental source indicators. *J South Am Earth Sci.*, **20**:303–313
- Goldfarb R., Groves D.I., Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.*, **18**:1-75.
- Gomes A.C.B. 2003. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará*. Belém. Dissertação de Mestrado, UFPA, 160p.
- González M.G.B., Dall’agnol R., Angelim E.P.V., Macambira M.B., Della Senta N. 1988. Geologia do Maciço anorogênico Cigano, vale do Rio Parauapebas-PA. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, Anais, v. 3, p. 1132-1146
- Grainger C.J., Groves D.I., Tallarico F.H.B, Fletcher I.R. 2008. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. *Ore Geol. Rev.*, **33**:451-489.
- Grainger C.J., Groves D.I., Costa C.H.C. 2002. The epigenetic Sediment-Hosted SerraPelada Au–PGE Deposit and its potential genetic association with Fe Oxide Cu–Au mineralization within the Carajás Mineral Province, Amazon Craton, Brazil. *Econ. Geol. Special Pub.*, **9**:47-64.
- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Econ. Geol.*, **105**:641–654
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, **13**:7-27.
- Guedes S.C., Rosière C.A., Barley M., Lobato L.M. 2002. Carbonate alteration associated with the Carajás high-grade hematite deposits. *Austral. Inst. Min. Metall. Publ. Series* **7**:63–66.
- Hayward N. & Skirrow R.G. 2010. Geodynamic setting and controls on iron oxide Cu–Au(±U) ore in the Gawler Craton, South Australia. In: Porter T.M. (ed) *Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Miner. Fund, Adelaide, v. 3, pp 119-146.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.A. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 1, Belém, Anais, 100–110.
- Hitzman M.W. 2000. Iron oxide–Cu–Au deposits: what, where, when and why?. In: Porter T.M. (ed.) *Hydrothermal Iron-Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, pp. 9-25.
- Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au–REE) deposits. *Precamb. Res.*, **58**:241–287.
- Holdsworth R. & Pinheiro R. 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *J. Struct. Geol.*, **22**:1105-1123.
- Huhn S.B., Macambira M.J.B., Dall’agnol R. 1999b. Geologia e geocronologia Pb–Pb do Granito Alcalino Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Bol. Resumos, p. 463-466.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria – sul do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, Anais, v. 3:1438-1453.
- Huhn S.R.B. 1992. *Geologia, controle estrutural e gênese do depósito aurífero Babaçu, região de Rio Maria, sul do Pará*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 168p.
- Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V. 1999a. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo - Carajás - PA. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Belém, Anais, pp. 140-143.
- Huhn S.R.B. & Nascimento J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu–Au–U–ETR? In: M.L. Costa & R.S. Angélica (Coord.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. v. 1, p. 143-160.
- Jones D.G. 2010. Technical report on recent exploration at the Serra Pelada Gold–Platinum–Palladium project in Pará state, Brazil, for Colossus Minerals Inc. Vidoro Ltd, Australia (Inédito), 82 p.
- Klein C. & Ladeira E.A. 2002. Petrography and geochemistry of the least altered banded iron-formation of the Archean Carajás Formation, Northern Brazil. *Econ. Geol.*, **97**:643–651.
- Klein E.L. & Carvalho J.M. de A. 2008. Recursos Minerais. In: M.L Vasquez & L.T. Rosa-Costa. (Orgs) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: SIG: Texto explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000*. Belém: CPRM.
- Kotschoubey B. & Lemos V.P. 1985. Considerações sobre a origem e a gênese das bauxitas da Serra dos Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 3, Belém, Anais, v. 3, p. 48-61.
- Lafon J.M., Rodrigues E., Duarte K.D. 1994. Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjémiques-granodioritiques archeennes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil). *C.R. Acad.*

- Sci. Paris*, **318**:643–649.
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In*: Inter. Geol. Congr., 31., Abstracts, Rio de Janeiro, [CD-ROM].
- Lafon J.M. & Scheller T. 1994. Geocronologia Pb-Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. *In*: SBG, Simp. Geol. Amaz., 4, Belém. Res. Exp., p. 321-323.
- Lancaster J.O., Fanton J., Almeida A.J., Leveille R.A. Vieira S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. *In*: Inter. Geol. Congr., 31, Abstracts, RJ, [CD-ROM].
- Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Rev. Bras. Geoci.*, **34**:447–458.
- Leite E.P. & Souza Filho C.R. 2009. Artificial neural networks applied to mineral potential mapping for copper-gold mineralizations in the Carajás Mineral Province, Brazil. *Geoph. Prospec.*, **57**:1049–1065.
- Leonardos O.H., Santos M.D., Giuliani G., Araújo L.R. 1991. The Cumaru mesothermal granodiorite-hosted gold mineralization, Amazon Craton, Brazil. *In*: E.A. Ladeira (ed.) *Brazil gold'91, the economics geology geochemistry and genesis of gold deposits*. Belo Horizonte, Proceedings, Rotterdam, Balkema, p. 557-562.
- Lindenmayer Z.G. 1990. *Salobo sequence, Carajás, Brasil: Geology, Geochemistry and Metamorphism*. PhD thesis, University of Ontario, Canada, 407p.
- Lindenmayer Z.G., 2003. Depósito de Cu-Au do Salobo, Serra dos Carajás: Uma revisão. *In*: L.H. Ronchi & F.J. Althoff (eds.) *Caracterização e modelamento de depósitos minerais*, Ed. Unisinos, pp. 69-98.
- Lindenmayer Z.G., Fleck A., Gomes C.H., Santos A.B.S., Caron R., Paula F.C., Laux J.H., Pimentel M.M., Sardinha A.S. 2005. Caracterização geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. *In*: O.J. Marini, B.W. Ramos, E.T. Queiroz. (Orgs.) *Caracterização de Depósitos Minerais de Distritos Mineiros da Amazônia*. Brasília. DNPM-CT-Mineral-FINEP-ADIMB, p. 137-205.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G. 2001. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:21-28.
- Lobato L.M., Rosière C.A., Silva R.C.F., Zucchetti M., Baars F.J., Sedane J.C.S., Javier Rios F., Pimentel M., Mendes G.E., Monteiro A.M. 2005. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás – controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. *In*: O.J. Marini, E.T. Queiroz, B.W. Ramos (Eds.) *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*. DNPM-CT-Mineral-FINEP-ADIMB, pp. 25-92.
- Lobato L.M., Hagemann S.H., Figueiredo e Silva R.C., Thorne W., Zucchetti M. 2008. Hypogene alteration associated with BIF-related iron ore mineralization. *Reviews in Econ. Geol.*, **15**:107-128.
- Macambira E.M.B. & Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm-Nd no complexo máfico-ultramáfico da Serra da Onça, sul do Pará: implicações geocronológicas e geotectônicas. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 40., Belo Horizonte, Anais, p. 463.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1996. Time constraints of Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **38**:1134-1142.
- Macambira E.M.B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará*. Tese de Doutorado, UNICAMP.
- Macambira E.M.B. & Ferreira Filho, C.F. 2005b. Platinum Group Elements (PGE) mineralization in the Serra da Onça Layered Complex, Carajás Mineral Province, Brazil. *In*: SBG/SEG/SGMTM-MME, Simp. Bras. Metalogenia, 1, Gramado, RS, Resumos, [CD-ROM].
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. DNPM/CPRM. Brasília, 384p.
- Macambira J.B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará*. Tese de Doutorado, IG-UNICAMP, 217p.
- Macambira J.B., Kotschoubey B., Santos M.D., Moura C.A.V., Ramos J.F.F. 1986. Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínório de Gradaús – sul do Pará. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, Anais, v. 5, p. 1956-1968.
- Macambira J.B. & Schrank A. 2002. Químioestratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (PA). *Rev. Bras. Geoc.*, **32**:567-578.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:263–288 (Série Ciências da Terra).
- Machado N., Lindenmayer D.H., Krough T.E., Lindenmayer Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precamb. Res.* **49**:329-354
- Maier W.D. & Groves D.I. 2011. Temporal and spatial controls on the formation of magmatic PGE and Ni-Cu deposits. *Miner. Dep.*, **46**:841–857.
- Marschik R., Mathur R., Ruiz J., Leveille R.A., Almeida A.-J. 2005. Late Archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajás Mineral Province, Brazil: Constraints from Re-Os molybdenite ages. *Miner. Dep.*, **39**:983-991.
- Mártires R.A.C. & Santana A.L. 2008. Informe Mineral Pará 2008/2007. Belém: DNPM, 10 p.
- Medeiros Filho C.A. 2002. *Prospecção geoquímica e mapeamento de regolito na região de Carajás, Estado do Pará*. Dissertação de Mestrado. UFPA.
- Medeiros Neto F.A. & Villas R.N.N. 1985. Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4E-Pojuca, Serra dos Carajás. *In*: SBG, Simp. Geol. Amaz., 2., Belém, Anais, v. 3, p. 97-112.
- Meireles E.M. & Silva A.R.B. 1988. Depósito de ouro de Serra Pelada, Marabá, Pará. *In*: C. Schobbenhaus, C.E.S. Coelho (eds) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Brasília, DNPM/CVRD, v. 3, pp. 547-557.
- Meirelles M.R. 1986. *Geoquímica e petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás*. Dissertação de Mestrado, UnB, pp.
- Meirelles M.R. & Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Pa. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**:41-50.
- Melo G.H.C. 2011. *Contexto geológico e evolução metalogenética do depósito de cobre Bacuri, Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso, UNICAMP.
- Mernagh T.P., Heinrich C.A., Leckie J.F., Carville D.P., Gilbert D.J., Valenta R.K., Wyborn L.A.I. 1994. Che-

- mistry of low-temperature hydrothermal gold, platinum and palladium ( $\pm$  uranium) mineralization at Coronation Hill, Northern Territory, Australia. *Econ. Geol.*, **89**:1053-1073.
- Mineração Gradaús Ltda. 1987. Processo: DNPM850428/83. Inédito.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008a. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Miner. Depos.*, **43**:129-159.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Hitzman M.W., Juliani C., Souza Filho C.R., Carvalho E.R. 2008b. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **34**:317-336.
- Morais R.P.S. & Alkmim F.F. 2005. O controle litoestrutural da mineralização de cobre do Depósito Sequirinho, Canaã dos Carajás, PA. In: Simp. Bras. Metalogenia, 1, Gramado, [CD-ROM].
- Moreto C.P.N. 2010. *O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Bacaba, Província Mineral de Carajás: Geocronologia U-Pb das rochas hospedeiras*. Dissertação de mestrado. UNICAMP. 85p.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011a. Mesoproterozoic (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Miner. Dep.*, **46**:789-811.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Kemp T.I.S., Sato, K., Amaral, W.S. 2012. SHRIMP II and LA-ICPMS U-Pb zircon geochronology of the host rocks of the Sossego, Bacaba and Castanha IOCG deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. In: Inter. Geol. Congr., 34, [CD-ROM]
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Kemp T.I.S., Souza Filho CR. 2011b. In situ LA-ICPMS U-Pb zircon dating of the host rocks of the Sossego and Bacaba iron oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. 11<sup>th</sup> Biennial SGA Meeting, Proceedings, Antofagasta, Chile.
- Moroni M., Girardi V.A.V., Ferrario A. 2001. The Serra Pelada Au-PGE deposit, Serra dos Carajás (Pará State, Brazil): geological and geochemical indications for a composite mineralising process. *Min. Depos.*, **36**:768-785.
- Mougeot R., Respaut J.P., Briquieu L., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J.B., Huhn S.B. 1996. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, Anais, v. 6, p. 579-581.
- Multiplic Mineração S.A. 1989. Processos: DNPM 850779/80 e 850780/80. Inédito.
- Naldrett A.J. 2004. Magmatic sulfide deposits. Springer, Heidelberg, 728 pp.
- Neves M.P. 2006. *Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, UFPA.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescoberta e redefinição litoestratigráfica. *Bol. Mus. Par. Em. Goeldi*, **7**:177-277.
- Nunes A.R. 2002. *Análise de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto para geração de modelos prospectivos para a região de Serra Leste, Carajás (PA)*. Dissertação de Mestrado, UNICAMP.
- Nyman M.W., Sheets R.W., Bodnar R.J. 1990. Fluid inclusion evidence for the physical and chemical conditions associated with intermediate temperature PGE mineralization at the New Rambler deposit, southeastern Wyoming. *Can Mineral.*, **28**:629-638
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **27**:146-160
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoproterozoic Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *J. Petrol.*, **51**:2121-2148.
- Oliveira C.G. 1993. *Interação entre os processos de deformação, metamorfismo e mineralização aurífera durante a evolução da zona de cisalhamento de Diadema, sul do Pará*. Tese de Doutorado, UnB, pp. 187.
- Oliveira C.G., Santos R.V., Lafon J.M. 1994. Variação da razão <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr durante a evolução da zona de cisalhamento aurífera de Diadema, Sudeste do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38, Res. Exp., v. 2, pp. 415-416.
- Oliveira C.G. & Leonardos O.H. 1990. Gold mineralization in the Diadema shear belt, northern Brazil. *Econ. Geol.*, **85**:1034-1043.
- Oliveira C.G. & Santos R.V. 2003. Isotopic domains controlled by transtensional and transpressional sectors in the auriferous Diadema shear belt, northern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **16**:513-522.
- Palermo N., Lepine R.D., Winer N. 2001. Indícios de mineralização de Cu-Au e Zn no Supergrupo Inajá, sul do Pará. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Res. Exp. [CD-ROM].
- Palmer M.R. & Swihart G.H. 1996. Boron isotope geochemistry: an overview. In: E.S. Grew & L.M. Anovitz (eds.) *Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. *Reviews in Mineralogy*, **33**:709-744.
- Pestilho A.L.S. 2011. *Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleosistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA*. Dissertação de Mestrado, UNICAMP.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chem. Geol.*, **166**:159-171.
- Pimentel M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R., Araújo J.C. 2003. Geochronology and Nd geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**:803-813.
- Pimentel M.M., Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., Anais, v. 2, pp. 390-391.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *J. Geol. Soc. London*, **154**:99-103.
- Pinheiro R.V.L. & Nogueira A.C.R. 2003. Carajás: Bacia transtensiva invertida em fl or positiva ou segmento de bacia extensional localmente invertida por transpressão? In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 8, Res. Exp. [CD-ROM].
- Pirajno F., Mao J., Zhang Z., Chai F. 2008. The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits. *J. Asi-*

- an Earth Sci.*, **32**:165-183
- Pollard P.J. 2001. Sodic-(calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl + CaCl<sub>2</sub>-KCl fluids. *Miner. Depos.*, **36**:93-100.
- Pollard P.J. 2006. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces. *Miner. Dep.*, **41**:179-187.
- Porto C.G., Imbernon R.A.L., Toledo M.C.M., Menezes R.O.G., Souza J.J., Borges C.E.P. 2010. Depósitos de Cu-Au lateríticos do Brasil: casos de Chapada (GO), Igarapé Bahia e Salobo (Carajás, PA). In: R.S.C. Brito, M.G. Silva, R.M. Kuyumjian. (Org.). *Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo*. Brasília: CPRM, 2010, p. 191-213.
- Reis F.N. & Villas R.N. 2002. Mineralização e alteração hidrotermal no depósito cupro-aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**:69-86.
- Réquia K., Stein H., Fontboté L. Chiaradia M. 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *Miner. Dep.*, **38**:727-738.
- Réquia K.C.M. 1995. *O papel do metamorfismo e fases fluidas na gênese da mineralização de cobre de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará*. Dissertação de Mestrado, UNICAMP.
- Ribeiro A.A. 2008. *Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do Depósito Cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará*. Dissertação de Mestrado, UFOP, 127p.
- Ribeiro V.E. 2004. *O Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (Província Mineral de Carajás, Pará): características magmáticas, metamórficas, hidrotermais e mineralizações de Pt-Pd*. Dissertação de Mestrado, UFOP.
- Ribeiro V.E., Suita M.T.F., Hartmann L. A. 2005. Metamorfismo e Metassomatismo Alcalino no Complexo Máfico-ultramáfico Luanga (Província Mineral de Carajás, Pará). In: SBGq, Cong. Bras. Geoc., 10, REcife, Anais [CD-ROM]
- Ricci P.S.F., Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Piuma-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 8, [CD-ROM]
- Rigon J.C., Munaro P., Santos L.A., Nascimento J.A.S., Barreira C.F., 2000. Alvo 118 copper-gold deposit: geology and mineralization, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. In: Inter. Geol. Congr, 31, Rio de Janeiro, SBG-IUGS, [CD-ROM].
- Rios F.J., Villas R.N., Fuzikawa K., Sial A.N., Mariano G. 1998. Isótopos de oxigênio e temperatura de formação dos veios mineralizados com wolframita da jazida Pedra Preta, sul do Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:253-256.
- Rios F.J. 1995. *A jazida de wolframita de Pedra Preta, granito Musa (PA): estudo dos fluidos mineralizantes e isótopos estáveis de oxigênio em veios hidrotermais*. Tese de doutorado, UFPA, Belém, 214p.
- Rios F.J., Villas R.N., Dall'Agnol R. 1995a. O granito Serra dos Carajás: I. Facies petrográficas e evolução petrológica do setor norte. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**:146-150.
- Rios F.J., Villas R.N., Fuzikawa K. 1995b. O granito Serra dos Carajás: II. Caracterização dos fluidos aquosos e alteração hidrotermal. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**:32-40.
- Rios F.J., Villas R.N., Fuzikawa K. 2003. Fluid Evolution in the Pedra Preta wolframite ore deposit, Paleoproterozoic Musa Granite, eastern Amazon craton, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**:787-802.
- Rolando A.P. & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: SSAGI, 4, Salvador, Exten. Abstracts, [CD-ROM]
- Rosa A.G.N. 2006. *Rochas encaixantes, alteração hidrotermal e caracterização dos fluidos relacionados à formação do Corpo Sequeirinho do Depósito Cu-Au do Sossego, região de Carajás*. Dissertação de Mestrado, UFPA.
- Rosiere C.A., Baars F.J., Seoane J.C.S., Lobato L.M., Silva L.L., Mendes G.E. 2006. Structure and iron mineralization of the Carajás Province. *T I Min Metall*, **B115**:126-133.
- Rowell W.F. & Edgar A.D. 1986. Platinum-group element mineralization in a hydrothermal Cu-Ni sulfide occurrence, Rathbun Lake, northeastern Ontario. *Econ Geol.*, **81**:1272-1277
- Santos A. & Pena Filho J.I.C. 2000. Xinguara: folha SB.22- Z-C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, Programa Levantamentos Geológico Básicos do Brasil (PLGB), [CD-ROM].
- Santos, B.A.C. 1981. Amazônia, potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento. USP, 256 p.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, p. 169-226.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Res.*, **3**:453-488.
- Santos J.O.S., Lobato L.M., Figueiredo e Silva R.C., Zucchetti M., Fletcher I.R., McNaughton N.J., Hagemann S.G. 2010. Two Statherian hydrothermal events in the Carajás Province: Evidence from Pb-Pb SHRIMP and Pb-Th SHRIMP datings of hydrothermal anatase and monazite. In: SSAGI, 7, Brasília [CD-ROM]
- Santos M.D., Leonardos O.H., Foster R.P., Fallick A.E. 1988. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, Southern Para, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:327-338.
- Santos M.D., Leonardos O.H., Foster R.P., Fallick A.E. 1998. The lode-porphyry model as deduce from the Cumaru, mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:327-338.
- Santos P.F. 2006. *Abordagem estratigráfica dos registros da mina de Igarapé Bahia, Carajás*. Dissertação de Mestrado, UFRJ, 115p.
- Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymsky M. 2006. Geology, geochemistry and U-Pb geochronology of the Archean (2.74Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenetic Province, northern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **20**:327-339.
- Schwarz M.R. 2010. *Depósito de Cobre e Zinco de Pojuca Corpo Quatro, mineralização do tipo VMS na Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, UFRGS, p.
- Siepierski L. 2008. *Geologia e petrologia do Prospecto GT-34: evidência de metassomatismo de alta temperatura e baixa fO<sub>2</sub>, Província Mineral Carajás, Brasil*. Dissertação de Mestrado, UnB.
- Silva M.A.D. 2011. *O Domínio de Transição da Província Mineral de Carajás: Contexto geológico e litológica das unidades hospedeiras de mineraliza-*

- ções *cúpro-auríferas*. Trabalho de Conclusão de Curso. UNICAMP. 74p.
- Silva M.G. Teixeira J.B.G., Pimentel M.M., Vasconcelos P.M., Arielo A., Rocha W.J.S.F. 2005. Geologia e mineralizações de Fe-Cu-Au do Alvo GT46 (Igarapé Cinzento, Carajás). In: O.J. Marini, E.T. Queiroz, B.W. Ramos (eds.) *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*, DNPM-CT-Mineral-FINEP-ADIMB, p. 94-151.
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia. In: DNPM. Projeto Radam. Folha SB. 22 Araguaia e parte da folha SC. 22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. RJ, il. p. 1/3- 1/143.
- Silva J.L. Mina de manganês do Azul. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Anexo aos anais, p. 73-94.
- Sousa F.D.S. 2007. *Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, de rochas granitóides e máficas da região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado. UFPA.
- Souza Filho C.R., Nunes A.R., Leite E.P., Monteiro L.V.S., Xavier R.P. 2008. Spatial analysis of airborne geophysical data applied to geological mapping and mineral prospecting in the Serra Leste Region, Carajás Mineral Province, Brazil. *Surv. Geophys.*, **28**:377-405.
- Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Sheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaíunas (Serra dos Carajás, PA), implicações estratigráficas. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, Anais, pp. 380-383.
- Souza Z.S., Potrel H., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the identidade belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the archaean geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precamb. Res.*, **109**:293-315
- Souza Z.S. Medeiros H., Althoff F.J., Dall'agnol R. 1990. Geologia do terreno granito greenston arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, Anais, v. 6, p. 2913-2928.
- Suita M.T.F. 1988. *Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo básico-ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados, Pará*. Dissertação de Mestrado, UnB, 83p.
- Suita M.T.F., Hartmann L.A., Fyfe W.S. 2005. Stratiform PGE+As-Rich chromitites from the Archean Luanga mafic-ultramafic complex (Carajás, Pará, Brazil). In: Simp. Bras. Metalogenia, 1, Gramado, [CD-ROM]
- Suita M.T.F. & Nilson A.A., 1988. Geologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (Província de Carajás, Pará) e das Unidades Encaixantes. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Anais, v. 6, pp 2813-2823.
- Tallarico F.H.B. 2003. *O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil*. Tese de Doutorado, UNICAMP, 229p
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Econ Geol.*, **100**:7-28.
- Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho B.J., Rego L.J. e Nunes A.R., 2004. Geological and SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Miner. Dep.*, **39**:68-86.
- Tallarico F.H.B., Coimbra C.R., Costa C.H.C. 2000. The Serra Leste Sediment-Hosted Au-(Pd-Pt) Mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:226-229.
- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Tese de Livre Docência, IG-USP, 139p.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Tassinari C.C.G., Tachibana J., Tulio M., Livio R., Gaia C. 2005. Geologia isotópica aplicada nas mineralizações de Cu-Au do greenstone belt da Serra dos Gradaús, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico: exemplo de mineralizações policíclicas. In: Simp. Bras. Metalogenia, 1, [CD-ROM]
- Tassinari C.C.G., Mellito M.K., Babinski M. 2003. Age and origin of the Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, northern Brazil, *Episodes*, **26**:2-9.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. 2004. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. de Brito Neves. (Org.) *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 471-485.
- Tazava E., 1999. *Mineralização de Au-Cu-(ETR-U) associada às brechas hidrotermais do depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Dissertação de Mestrado, UFOP, 81p.
- Teixeira J.B.G. 1994. *Geochemistry, petrology, and tectonic setting of archaean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil*. PhD Thesis, Dep. Geosciences, Penn State University, 161 pg.
- Teixeira, J.B.G., Lindenmayer, Z.G., Silva, M.G. 2010. Depósitos de Óxido de Fe, Cu-Au de Carajás. In: R.S.C. Brito, M.G. Silva, R.M. Kuyumjian. (Org.). *Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo*. 1 ed. Brasília: CPRM, p. 15-48.
- Teixeira J.B.G., Ohmoto H., Eggler D.H. 1997. Elemental and oxygen isotope variations in Archean mafic rocks associated with the banded iron-formation at the N4 iron deposit, Carajás, Brazil. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (Coord.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG, p. 161-203.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precamb. Res.*, **42**:213-227.
- Tolbert G.E., Tremaine J.W., Melcher G.C., Gomes C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. *Econ. Geol.*, **66**:985-994
- Tornos F. & Casquet C. 2005. A new scenario for related IOCG and Ni-(Cu) mineralization: the relationship with giant mid-crustal mafic sills, Variscan Iberian Massif. *Terra Nova*, **17**:236-241.
- Torresi I, Bortholoto D.F.A., Xavier R.P., Monteiro L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): implications for ore genesis. *Miner. Depos.*, **47**:299-323.
- Torresi I. 2009. *Evolução química e isotópica dos fluidos associados à mineralização de Fe-Cu-Au do Depósito Alvo 118, Província Mineral de Carajás (PA)*. Dissertação de Mestrado, UNICAMP, 75 p.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., De Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**:265-277.



- Valarelli J.V., Bernardelli A., Besiegel V.R. 1978. Aspectos genéticos do minério de manganês do Azul. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30. Recife, Anais, v. 4, p. 1670-1679.
- Vasconcelos P.M., Renne P.R., Brimhall G.H., Becker T.A., 1994. Direct dating of weathering phenomena by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **58**:1635-1665.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008a. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores: M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Vasquez M.L., Sousa C.S., Carvalho J.M.A. (Orgs) 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. Belém: CPRM.
- Vieira E.A.P., Saueressig R., Siqueira J.B., Silva E.R.P., Rego J.L., Castro F.D.C., 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3a, In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, p. 165.
- Villas R.N., Lima L.F.O., Neves M.P., Sousa F.D.S., Lamarão C.N., Fanton J., Morais R. 2005. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: Simp. Bras. Metalogenia, 1, [CD-ROM]
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Miner. Dep.*, **36**:300-331.
- Villas R.N. & Silva C.M.G. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide + Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:315-326.
- Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontboté L., de Haller A., Mark G., Oliver N.H.S., Marschik R. 2005. Iron oxide-copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. Richards (eds.) *100<sup>th</sup> Anniv. Vol. Econ. Geol.*, SEG, pp. 371-405.
- Winter C.J. 1994. *Geology and Base Metal Mineralization associated with Archean Iron Formation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil*. Tese de Doutorado, University of Southampton.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J.Jr. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brasil. *Rev. Bras. Geoci.*, **16**: 195-200.
- Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R., Torresi I., Carvalho E.R., Dreher A.M., Wiedenbeck M., Trumbull R.B., Pestilho A.L.S., Moreto C.P.N. 2010. The iron oxide copper-gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: an updated and critical review. In: T.M. Porter (ed) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Miner. Fund, Adelaide, Vol 3, pp. 285-306.
- Xavier R.P., Wiedenbeck M., Trumbull R.B., Dreher A.M., Monteiro L.V.S., Rhede D., Araújo C.E.G., Torresi I. 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology*, **36**:743-746.
- Xavier R.P., Araújo C.E.G. de, Dreher A.M., Nunes A.R., Rego J.L. 2005. Fluid evolution in the Paleoproterozoic intrusion-related Breves Cu-Au -(Mo-W-Bi-Sn) deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. In: SBG-Núcleo Norte. (Org.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*, v. 4, p. 129-137.
- Xavier R.P., Rusk B., Emsbo P., Monteiro L.V.S. 2009. Composition and source of salinity of ore-bearing fluids in Cu-Au systems of the Carajás Mineral Province, Brazil. In: SGA Biennial Meeting, 10, pp. 272-274.
- Yang X.Z., Ishihara S., Zhao, D.-H. 2006. Genesis of the Jinchuan PGE deposit, China: evidence from fluid inclusions, mineralogy and geochemistry of precious elements. *Miner. Petrol.*, **86**:109-128.
- Zang W. & Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Miner. Dep.*, **30**:30-38.
- Zucchetti M. 2007. *Rochas máficas do Grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 E N5, Carajás, PA*. Tese de Doutorado, UFMG, 165p.

# METALOGÊNESE DO SETOR SETENTRIONAL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

MARIA DA GLÓRIA DA SILVA<sup>1,2</sup>, JOÃO BATISTA GUIMARÃES TEIXEIRA<sup>1</sup>, AROLDO MISI<sup>1</sup>, SIMONE CERQUEIRA PEREIRA CRUZ<sup>1</sup> & JOSÉ HAROLDO DA SILVA SÁ<sup>1</sup>

1 - Grupo de Metalogênese, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Universidade Federal da Bahia, Campus Universitário de Ondina, 40170-290, Salvador, BA.

2 - Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Av. Ulysses Guimarães, 2862, Sussuarana, Centro Administrativo da Bahia, 41213, Salvador, BA.

## INTRODUÇÃO

O Cráton do São Francisco (CSF), como definido por Almeida (1977), consiste numa porção bem exposta da Plataforma Sul Americana, cujo substrato é constituído por rochas arqueanas e paleoproterozóicas que não teriam sido afetadas pelos eventos tectonotermiais neoproterozóicos da orogênese Brasileira. Inclui grande parte dos estados da Bahia e Minas Gerais, sendo limitado por faixas móveis de idade neoproterozóica (Fig. 1).

O contorno sul do Craton do São Francisco foi modificado por Alkmim (2004), com base em dados de campo e geocronológicos que revelaram que parte do embasamento do "Corredor do Paramirim" foi modificado por deformação e metamorfismo rocessos da orogênese Brasileira (Fig. 1).

No Estado da Bahia, a consolidação do embasamento da área que hoje faz parte do Cráton do São Francisco é atribuída à colisão paleoproterozóica (riaciana/orosiriana) que envolveu os blocos arqueanos de Gavião, Jequié e Serrinha e o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Sabaté *et al.* 1990, Barbosa & Sabaté 2004).

Processos metalogenéticos que ocorreram anteriormente, durante e posteriormente a esta fase colisional, produziram grande número de depósitos minerais, com destaque para ouro, cobre, cromo, ferro-titânio-vanádio, ferro, zinco, chumbo, níquel, magnetita e talco.

A sobrelevação do manto durante o colapso extensional pós-orogênico produziu fusão crustal, dando origem a intrusões leucograníticas, e fusão mantélica com extração de magma básico e geração de diques e soleiras de gabro e diabásio (Teixeira *et al.* 2007). Depósitos de ouro e esmeralda

foram gerados tanto por fluidos oriundos do magmatismo anatóxico quanto por fluidos movimentados pela excitação térmica gerada pela colocação e resfriamento destes magmas.

Na transição Estateriano/Calimiano (1750 a 1600Ma), o setor central do CSF foi palco de tafrogênese, com a abertura do rifte do Espinhaço, que resultou na geração de um magmatismo anorogênico por fusão crustal e datado em 1750Ma (U-Pb zircão) por Schobbenhaus *et al.* (1994).

Trata-se de um magmatismo alcalino potássico do tipo A<sub>2</sub>, representado por rochas plutônicas metaluminosas (Suíte Intrusiva Lagoa Real) e vulcânicas/subvulcânicas (Formação Pajeú, no domínio do Espinhaço Setentrional e tectonossequência Novo Horizonte, na Bacia Espinhaço Oriental) além da deposição de espessa pilha de sedimentos eólicos, flúvio-lacustres, continentais costeiros eólicos e marinhos litorâneos (Guimarães *et al.* 2008). O rifte consiste em uma depressão com cerca de 500km de comprimento e 50 a 100km de largura, de direção NNW-SSE, cujo substrato compreende terrenos arqueanos do tipo TTG, granitóides paleoproterozóicos do tipo I e sequências do tipo *greenstone belt*.

Em decorrência dessa tectônica extensional, no intervalo entre 1600 e 1500Ma (Calimiano), ocorreu a instalação da Bacia Chapada Diamantina, superposta ao rifte Espinhaço (Guimarães *et al.* 2008). Trata-se de uma sinéclise alongada NS, na qual foram armazenados mais de 1000 m de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, de ambientes continental costeiro, eólico-fluvial e marinho plataformal (Supersequência Tombador/Caboclo). A essa fase extensional estão associados diques e soleiras máficos de filiação toleítica continental,

datados ao redor de 1500 Ma, que intrudem as rochas sedimentares. O conjunto de rochas das bacias do Espinhaço e da Chapada Diamantina constitui o Supergrupo Espinhaço.

As bacias sedimentares neoproterozóicas na América do Sul evoluíram como consequência de eventos extensionais durante a fragmentação do paleocontinente Rodínia, na transição Toniano/

Criogeniano, entre 900 e 600Ma (Brito Neves *et al.* 1999, Condie 2002, Cordani *et al.* 2003, Misi *et al.* 2007). Na porção norte do CSF os registros dessa extensão compreendem sucessões sedimentares carbonáticas e siliciclásticas representadas pelo Grupo Bambuí, na Bacia do São Francisco, pelo Grupo Una, nas bacias de Irecê e Una-utinga, e pelo Grupo Rio Pardo, na Bacia do Rio

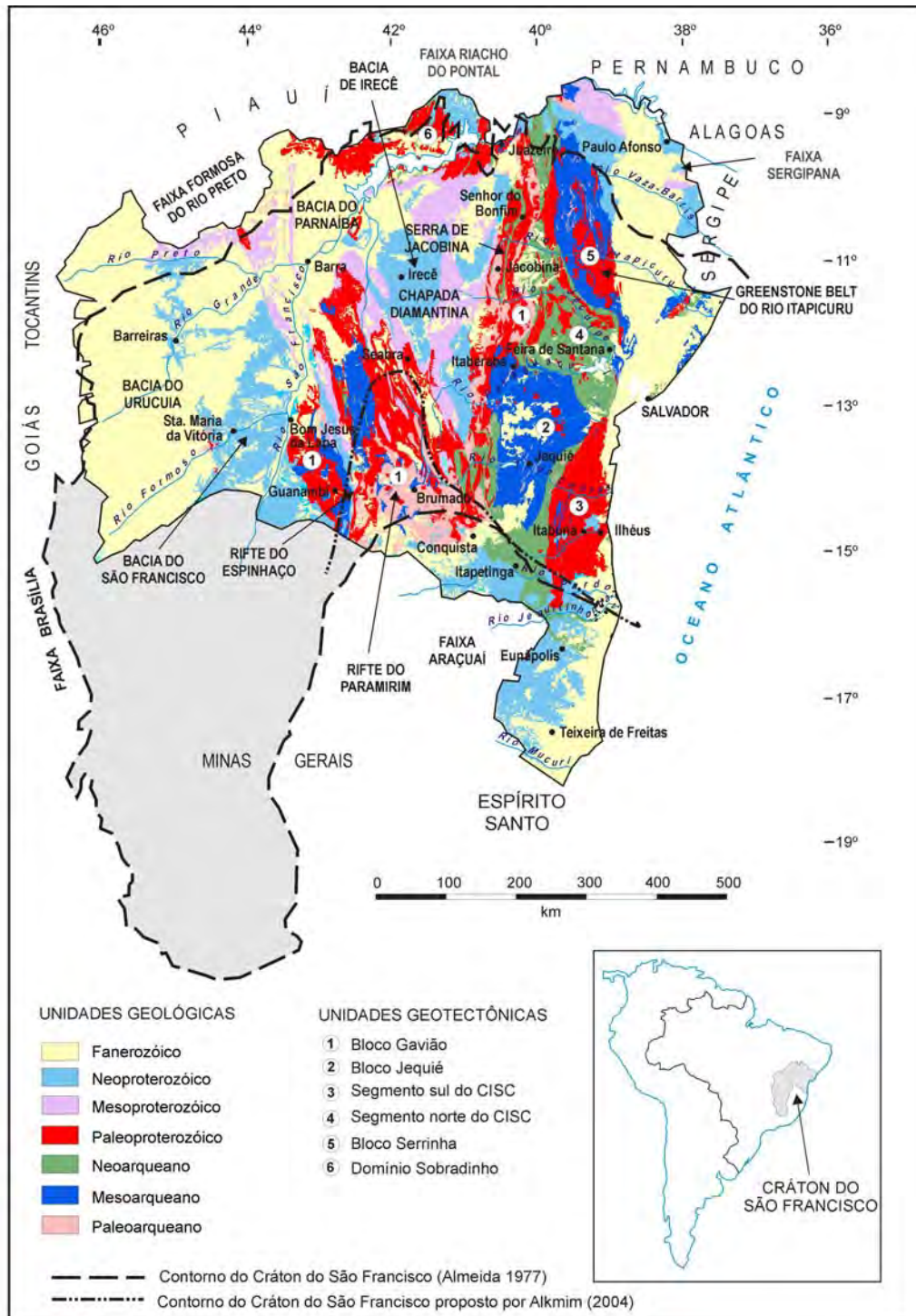


Figura 1 - Mapa geológico do setor norte do Cráton do São Francisco (BA). Unidades geológicas com base em Schobbenhaus *et al.* (2004).

Pardo (Misi et al. 2005, Sanches et al. 2007).

A convergência dos blocos continentais do Gondwana Ocidental envolveu uma série de colisões de crátons e microcontinentes ao longo de um intervalo de tempo de *ca.* 400Ma. Os primeiros registros de colisão situam-se em torno de 800Ma e os episódios mais importantes, relacionados ao evento orogenético Brasileiro/Panafricano, ocorreram entre 650 e 500Ma (Cordani et al. 2003). Esse evento produziu vários depósitos minerais, incluindo ouro e diamante em kimberlitos.

Após a consolidação do Gondwana Ocidental, o colapso do orógeno brasileiro produziu volumoso magmatismo granítico na Faixa Araçuaí (Corrêa-Gomes et al. 2002, Marshak et al. 2006).

A compilação dos dados gravimétricos e magnetométricos do estado da Bahia (Figs. 2a e b) confrontados com o mapa geológico, explicita bem a estruturação da porção norte do CSF e suas faixas marginais. A figura 2a mostra claramente os altos gravimétricos correspondentes ao conjunto de rochas metamórficas de alto grau, associadas a terrenos granito-greenstone e intrusões máfico-ultramáficas que compreendem a infraestrutura arqueana-paleoproterozóica do cráton (Blocos Gavião e Jequié e Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá). Altos gravimétricos são também observados nas zonas marginais da área cratônica, pos-

sivelmente relacionados a segmentos tectonicamente espessados. Na Figura 2a merecem destaque os baixos gravimétricos relativos ao rifte fa-nerozóico do Recôncavo e ao rifte paleo-mesoproterozóico do Paramirim.

O mapa do campo magnético total (Fig. 2b) mostra a presença dominante de rochas de alta magnetização (granitóides ricos em magnetita, sequências do tipo *greenstone belt*, corpos máficos-ultramáficos) no contexto do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, nas faixas marginais norte e sul do cráton e no vale do Paramirim. Esses altos magnéticos coincidem, em grande parte, com a localização de jazimentos de Fe, Ni, Cr, Ti e V, e de metais-base com magnetita.

### EVOLUÇÃO METALOGENÉTICA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Os recursos minerais hospedados nas rochas do embasamento do setor norte do Cráton do São Francisco estão relacionados às diferentes etapas evolutivas desse segmento crustal e distribuem-se no extenso intervalo de 3300 a 500Ma, incluindo uma diversidade de tipos de depósitos minerais (Figs. 3 e 4).

No Arqueano destacam-se os depósitos associados a terrenos granito-*greenstone* e a intrusões

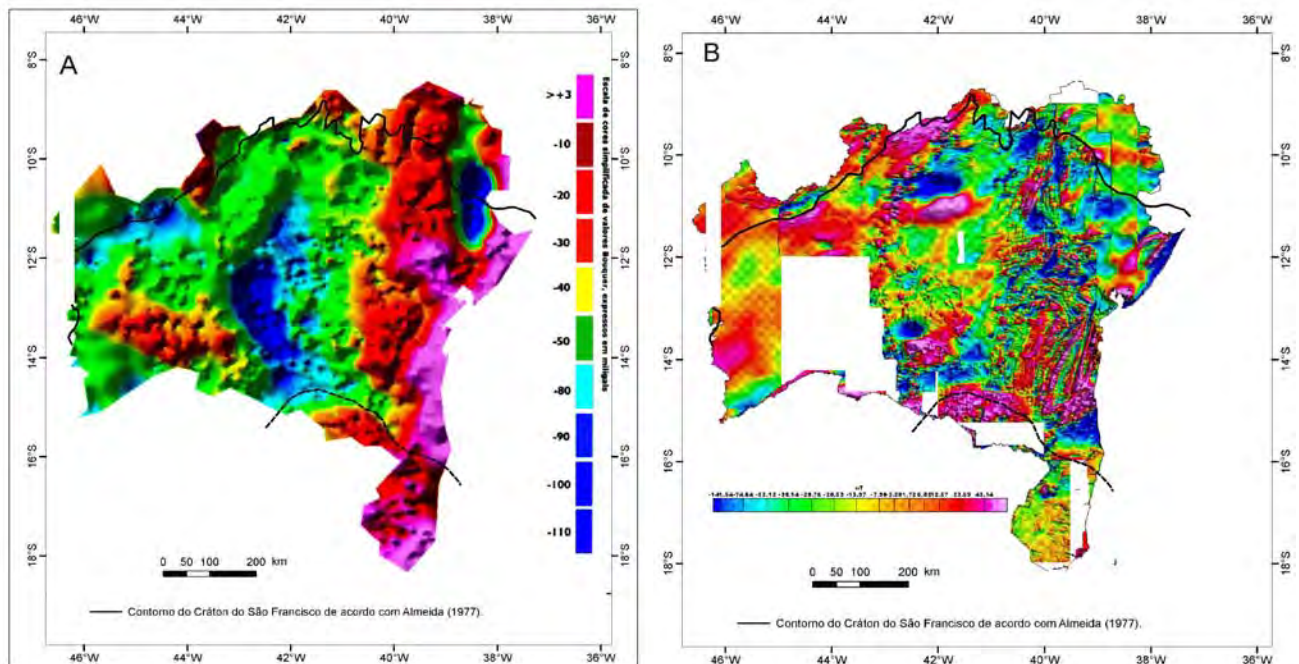


Figura 2 - (A) Mapa integrado de anomalias Bouguer do Estado da Bahia, com base em grid quadrado de cerca de 5km; (B) Mapa integrado de campo magnético total do Estado da Bahia. Ambos os mapas foram gerados a partir da base de dados aerogeofísicos do Serviço Geológico do Brasil-CPRM. Contorno do Cráton de acordo com Almeida (1977).

máfico-ultramáficos em terrenos do tipo TTG, a exemplo do zinco do *greenstone belt* de Mundo Novo, associação de Fe-Ti-V±EGP de Maracás, cobre do Vale do Curaçá, ferro de Caetité e de magnetita-talco de Brumado. A associação Pb-Zn de Boquira tem sido descrita como Arqueana, embora hajam controvérsias em relação a essa idade.

No Paleoproterozóico foram gerados, dentre outros, os depósitos de cromita de Santa Luz e do Vale do Jacurici, níquel de Fazenda Mirabela e de ouro e esmeralda da Serra de Jacobina. Igualmente, os depósitos de ouro de Fazenda Brasileiro e de Fazenda Maria Preta, ambos no *greenstone belt* do Rio Itapicuru, também tiveram origem no Paleoproterozóico.

Processos tectonotermiais do Paleoproterozóico afetaram alguns depósitos arqueanos promovendo remobilização e enriquecimento metálico.

No Mesoproterozóico destacam-se os depósitos calimínicos de diamante detriticos da Chapada Diamantina, cuja fonte primária é até então desconhecida. Os kimberlitos fertilizados do Bloco Gavião são estenianos e os do Bloco Serrinha são de idade neoproterozóica.

Os eventos colisionais brasileiros, responsáveis por falhas de empurrão e dobras com vergência para o cráton, afetaram alguns depósitos das regiões limítrofes norte e sul do CSF. Tais processos promoveram deformação e metamorfismo e, por vezes, remobilização e enriquecimento de depósitos anteriormente formados (Ex: Fe e Mn de Urandi-Licínio de Almeida-Caitité, magnetita e talco de Brumado, U de Lagoa Real, Fe-Ti-V de Campo Alegre de Lourdes, fosfato de Angico dos Dias) e também originaram novos depósitos, a exemplo das mineralizações cambrianas de ouro, barita e quartzo rutilado do sistema Espinhaço/Chapada Diamantina.

No final da orogênese Brasileira, processos de subsidência no interior da área cratônica permitiram a sedimentação de pelitos e carbonatos do Grupo Bambuí, as quais foram afetadas pelas deformações brasileiras tardias. Nesta bacia destacam-se mineralizações criogenianas de fosfato. São também neoproterozóicos os depósitos de manganês do oeste da Bahia.

Nesse trabalho serão descritos os principais depósitos minerais da porção setentrional do CSF. Considerando a existência de divergências quanto aos limites da área cratônica, como ilustrado na figura 3, serão descritos inicialmente os depó-

sitos situados na área cratônica, independente do traçado adotado e, posteriormente, serão descritos e discutidos aspectos relativos aos situados nas zonas limítrofes, sul e norte do cráton.

### Depósitos paleoarqueanos de Zn de Mundo Novo

Depósitos de zinco têm sido investigados nos vinte últimos anos pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) no embasamento paleoarqueano da Bahia, região entre as cidades de Mundo Novo, a norte, e Ruy Barbosa, a sul.

O minério está hospedado em rochas meta-vulcanossedimentares do *greenstone belt* de Mundo Novo, como definido por Mascarenhas & Silva (1994). Estudos petrográficos e litogeoquímicos realizados no Alvo da Fazenda Coqueiro por Borges *et al.* (2003, 2004) permitiram reconhecer a presença de rochas metamáficas de fundo oceânico (metabasalto e metagabro), metavulcânicas félsicas a intermediárias com quimismo de arco vulcânico (meta-riodacito e meta-andesito), subvulcânicas (quartzo diorito e quartzo pórfiro), e metasedimentos vulcano-químicos (*metachert* homogêneo e laminado, tremolita-*chert*, formação ferífera bandada, formação manganésifera e metapelito carbonoso).

As metavulcânicas félsicas foram datadas por Peucat *et al.* (2002) pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, tendo sido obtida a idade de 3,3Ga.

O *greenstone belt* de Mundo Novo, juntamente com o Bloco Mairi e as rochas do grupo Jacobina, foram intrudidos por biotita-granitos datados de 1900Ma, posteriormente afetados por uma série de cavalgamentos com vergência para oeste e por grandes falhas de direção NS, estas quase sempre preenchidas por gigantescos veios de quartzo. A idade destes falhamentos ainda é desconhecida (Cunha *et al.* 2001).

A mineralização é formada por uma lente de sulfeto maciço com cerca de 8m de espessura, 400m ao longo do *strike* aproximadamente N-S e registrada a 300m de profundidade. O minério, classificado como tipo VMS (*volcanic massive sulfides*), é constituído por pirrotita, esfalerita, pirita e calcopirita, com teores médios de 6,2% Zn, 0,7% Pb, 498 ppm de Cu, 35ppm de Ag e 103 ppb de Au (Cunha *et al.* 2001). Segundo estes autores, a reserva de minério indicada é de 6Mt. A investigação do depósito ao longo da direção e mergulho ainda está em aberto, mas o potencial é evidenci-

ado por anomalias magnéticas e eletromagnéticas com boa correlação com os halos de anomalias geoquímicas de solo (Mascarenhas *et al.* 1998).

Deformação, metamorfismo e alteração hidrotermal afetaram fortemente as rochas hospedeiras e os corpos de sulfetos durante a convergência riaciana (Milési *et al.* 2002).

Borges *et al.* (2003, 2004) interpretam o miné-

rio como tectono-controlado, condicionado às zonas de cisalhamento, e formado por esfalerita, pirita, pirrotita, magnetita e calcopirita. A composição mineral das encaixantes imediatas do minério, com expressivo desenvolvimento de biotita e magnetita, foi interpretada por Borges *et al.* (2004) como evidência de que a atividade hidrotermal promoveu o enriquecimento em ferro e potássio. Os

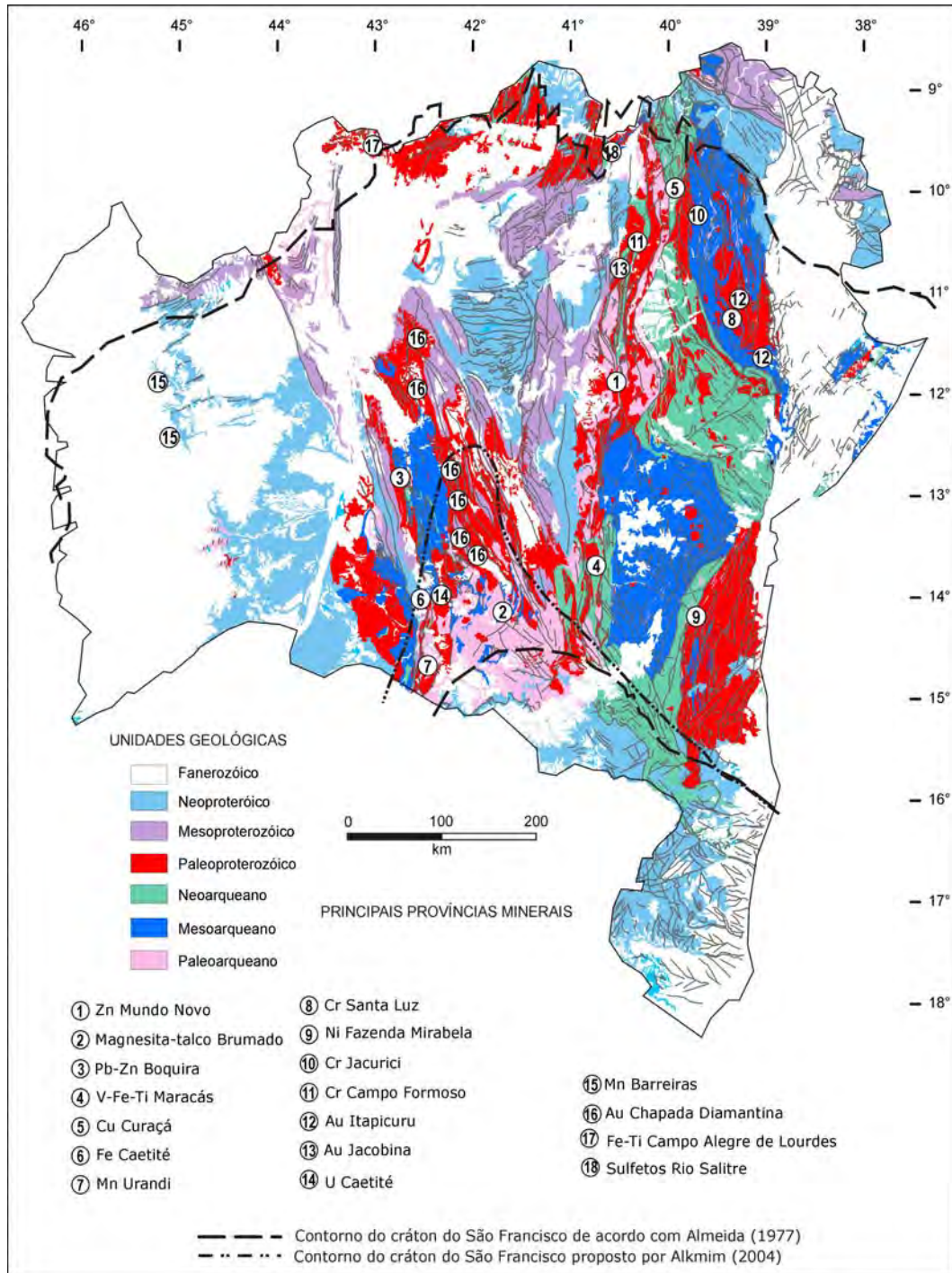


Figura 3 - Localização das províncias minerais mais importantes no setor norte do Cráton do São Francisco. Unidades geológicas com base em Schobbenhaus *et al.* (2004).

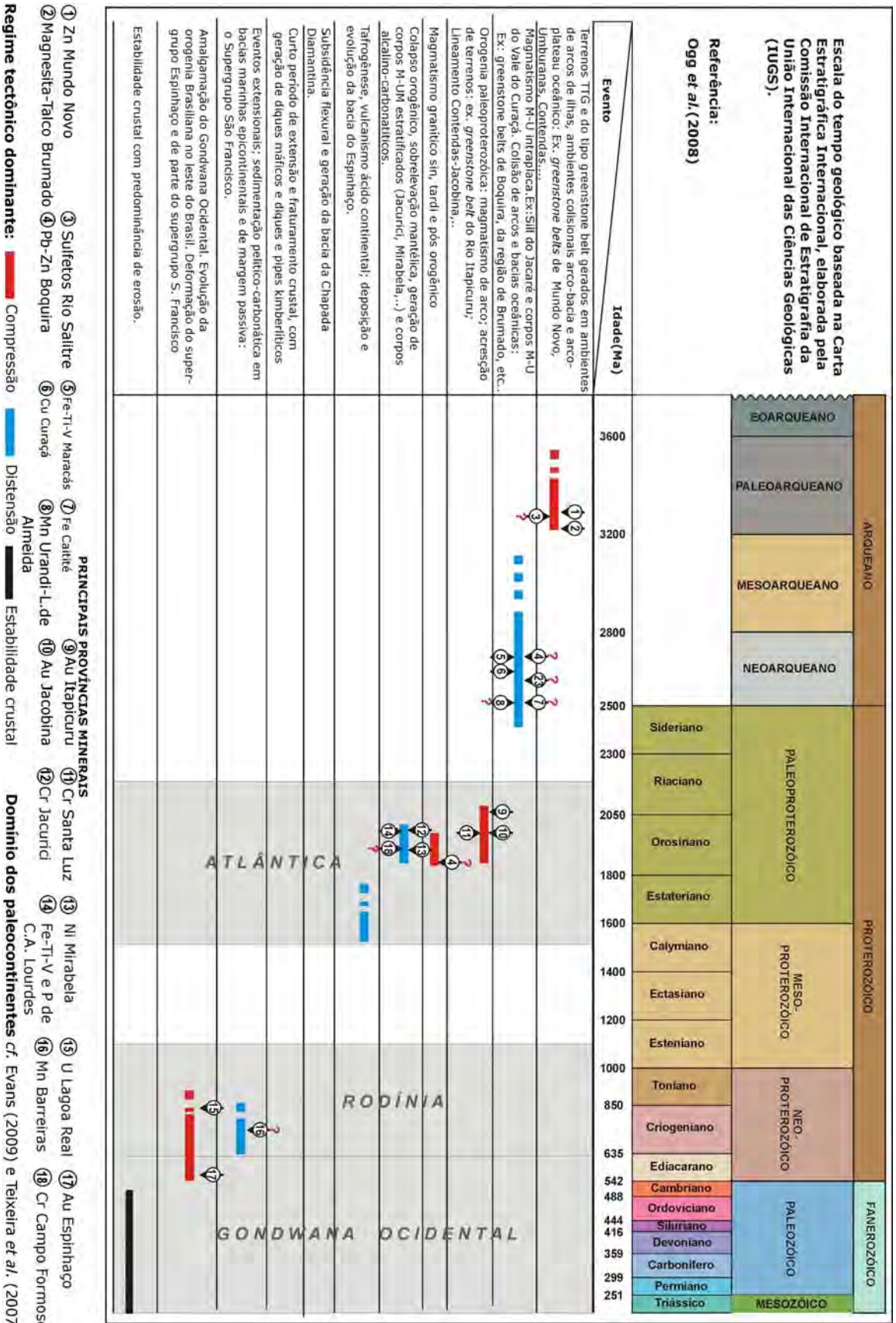


Figura 4 - Síntese da evolução geotectônica e metalogenética do setor norte do Cráton do São Francisco (Bahia). Modificado de Teixeira et al. 2007.

autores também descrevem que a zona mineralizada contém apófises graníticas, pegmatitos e veios de quartzo com turmalina, e paragênese hornféisicas superimpostas à trama milonítica, dadas por porfiroblastos de granada e de cordierita. Isto indica que um evento granítico tardi-tectônico possa ter fornecido calor e fluidos e, eventualmente, formado o minério.

### **Depósitos neoarqueanos (?) de Pb-Zn de Boquira**

Localizados aproximadamente a 680km a sudoeste de Salvador, os depósitos de Pb-Zn de Boquira foram a principal fonte de chumbo no Brasil por cerca de 35 anos. Foram lavrados de 1957 até 1992, quando a mina foi desativada com a justificativa de que as reservas haviam se esgotado e que houve significativo aumento da oferta mundial de Chumbo.

De 1959 a 1986 a mina de Boquira foi operada pelo Grupo Penarroya, com produção de 6Mt de concentrado com teores médios de 9% de Pb e 2% de Zn (Carvalho *et al.* 1997). A partir de 1987 até seu fechamento 1991, a mineração passou a ser operada pelo Grupo Luxma.

Estes depósitos ocorrem no vale do Rio Paramirim, borda oriental da Cordilheira do Espinhaço, hospedados em anfíbolitos bandados da Unidade Boquira, do Complexo Boquira (Arcanjo *et al.* 2005). Os corpos mineralizados distribuem-se ao longo de um *trend* de cerca de 4 km, em morros alinhados (morros do Pelado, Sobrado, Cruzeiro e Maranhão, de norte para sul).

De acordo com as descrições contidas no relatório final do Projeto Vale do Paramirim (Arcanjo *et al.* 2005), cada uma das quatro zonas mineralizadas continha mais de um corpo de minério. Os corpos eram paralelos a subparalelos, com espessuras de 2 a 5m, comprimento máximo de 1400m e, localmente, com profundidade superior a 450m.

As rochas hospedeiras da mineralização são dominadas por formações ferríferas das fácies óxido, silicato e carbonato (Rocha 1985). Além destas, também são descritos na área mineralizada, quartzitos, micaxistos, mármore, talco-xistos e uma rocha intrusiva granítica. O minério está intimamente associado à subfácies silicato-magnetita bandada, cujo silicato principal é cumingtonita-grunnerita e o subordinado actinolita-tremolita (Rocha 1985).

O minério é constituído por galena rica em pra-

ta (Ag E" 260g/t) e esfalerita, com pirita e calcopirita subordinadas. Perto da superfície, a mineralização foi afetada, até 20m, por intemperismo e formação de minério oxidado representado por cerussita, smithsonita, limonita, anglesita e proporções menores de piromorfita, hemimorfita, hidro-zincita, crisocola, bornita, covelita, malaquita e azurita (Rocha 1985).

A idade da Unidade Boquira tem sido motivo de controvérsias. Entretanto, a constatação da existência de uma nítida discordância entre esta unidade e as do Supergrupo Espinhaço demonstra afinidade com o domínio do embasamento Arqueano. No tocante às mineralizações de Pb-Zn, há controvérsias não apenas quanto à idade, mas também em relação à gênese.

Quanto à gênese do minério, Espourteille & Fleischer (1988) propuseram uma origem singênica sinsedimentar. Hipótese similar foi proposta por Carvalho *et al.* (1997), que paralelamente, realizaram estudos isotópicos de Pb e S, obtendo uma idade-modelo Pb-Pb de 2,5 a 2,7Ga. De acordo com esses autores, o Pb teria sido derivado do embasamento e o S possivelmente a partir da água do mar ou de sulfatos de ambiente marinho. Por outro lado, Misi *et al.* (1996, 1999) sugerem que a mineralização é do tipo SEDEX, tendo em vista o seu caráter estratiforme, dado pela íntima associação ao bandamento primário das formações ferríferas bandadas e a ausência de vulcanismo.

Os trabalhos desenvolvidos na mina Boquira pela equipe do Projeto Vale do Paramirim (Arcanjo *et al.* 2005), mostraram que, na Galeria do Sobrado, nos níveis 640 e 540, nos Filões A e B, os corpos de minério acompanham zonas de brechas de falhas longitudinais NNW-SSE. Nesse projeto também foi observado que anomalias radiométricas regionais e locais de U, Th e K são paralelas ao *trend* das mineralizações, algumas nitidamente relacionadas a *stocks* ou apófises de corpos graníticos dos tipos Boquira ou Veredinha. O relatório também descreve a presença de pechblenda associado ao minério.

### **Depósitos neoarqueanos de Fe-Ti-V ( $\pm$ EGP) de Maracás**

Depósitos de vanádio, com ferro, titânio e EGPs associados na forma de corpos maciços de magnetita titano-vanadífera, foram descobertos e pesquisados pela Companhia Baiana de Pesquisa Mi-



neral (CBPM) no Município de Maracás, na parte centro leste da Bahia, cerca de 400km a SW de Salvador. Atualmente estes depósitos estão sendo explorados pela Largo Resources Ltd.

O depósito de Maracás está associado a camadas maciças de magnetita-titanífera rica em vanádio, com 2 a 100 m de espessura, em média real de 40 m, intercaladas em gabros e piroxenitos da soleira diferenciada do Rio Jacaré, uma intrusão estratificada com 70km segundo norte-sul e 1,2km de largura média (Brito 2000).

De acordo com Brito (2000), a soleira é composta de duas zonas principais: (i) uma inferior, de gabros maciços e com espessura média de 300 m, e (ii) uma superior, com 600 a 1000m de espessura, constituída por gabros, piroxenitos e magnetita-piroxenitos, ferrogabros e anortositos com magnetita, em acamadamento rítmico, e leucogabros gradacionais a anortositos. Entre ambas as zonas ocorre uma transição (ZT), formada por cumulos de olivina, clinopiroxênio e magnetita, modal e gradacionalmente acamadados com cumulos de plagioclásio e clinopiroxênio.

Análises isotópicas Sm-Nd obtidas por Brito (2000) da soleira do Rio Jacaré indicaram idade de  $2841 \pm 68$  Ma ( $\epsilon_{Nd} -1,3$ ), e uma isócrona Rb-Sr de quatro pontos aponta a idade de  $2757 \pm 187$  Ma. O autor revela ainda a idade Rb-Sr de  $1863 \pm 26$  Ma, interpretada como resultante da recristalização metamórfica.

Os principais corpos de magnetita vanadífera são Gulçari A, Gulçari B e Novo Amparo. O corpo maior, Gulçari A, está hospedado em gabros da Zona Inferior enquanto os demais ocorrem na Zona Superior (Sá *et al.* 2005). O magnetito Gulçari A passa a um piroxenito rico em magnetita, este a um piroxenito que dá lugar a gabro. Os corpos Gulçari B e Novo Amparo também consistem em magnetitos associados com piroxenitos, hospedados em gabros (Sá *et al.* 2005).

Segundo Brito (2000), dois tipos de minério de ferro ocorrem na soleira: um de alto teor (Gulçari A), com 2,2 e 4,5% de  $V_2O_5$ , e outro de baixo teor (Gulçari B e Novo Amparo), com 0,3 a 2,5% de  $V_2O_5$ . Os magnetitos também contêm ilmenita em grãos ou exsolvida na magnetita, até 1% de sulfetos (calcopirita, pentlandita, milerita, pirita, bornita e pirrotita), arsenietos (orcelita, maucherita, westerfeldita e cobaltita) e EGP's (esperrilita, gversita, cabriita, isoferroplatina e ligas de Pt-Pd-Fe-Ni-Cu-Sn) inclusos nos óxidos de ferro e em fraturas (Bri-

to 2000, Sá *et al.* 2005). Brito (2000) relata que o teor médio de EGP's do Alvo A é de 300 ppb, com valores localizados de até 2000 ppb de Pt e 1200 ppb de Pd. No corpo Gulçari os teores são da ordem de 600ppb Pt, 240 ppb Pd e 150 ppb de Au, e em Novo Amparo de 700 ppb de Pt, 350 ppb de Pd e 200 ppb de Au.

De acordo com dados de setembro de 2010 publicados pela Largo Resources (2009) a soleira do Rio Jacaré tem reserva provada de 13,1Mt com teor de 1,34% de  $V_2O_5$  e medida e indicada da ordem 22,6 Mt, com teor médio de 1,26% de  $V_2O_5$ .

Estudos de detalhe por Sá *et al.* (2005) indicam que o Ni e EGP foram concentrados nos corpos de magnetítico por co-precipitação de pequena quantidade de sulfetos com a magnetita. Brito (2000) advoga um modelo de mistura de magmas, com assimilação de encaixantes e fracionamento magmático para explicar a diferenciação da intrusão e a mineralização.

### **Depósitos neoarqueanos de Cu do Vale do Curaçá**

Na porção norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá-OISC, no contexto do vale do Rio Curaçá, nordeste da Bahia, ocorrem mais de trezentos corpos máfico-ultramáficos de dimensões variadas, alguns mineralizados a cobre. Estes corpos intrudem rochas metamórficas de alto grau dos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá. A área tem cerca de 1700km<sup>2</sup> e engloba parcialmente os municípios de Juazeiro, Jaguarari e Curaçá, conhecida como "Província Cuprífera do Vale do Rio Curaçá".

Alguns corpos contêm mineralizações econômicas sulfetadas de cobre, com ouro subordinado, com destaque para os de Caraíba, que abriga a Mina Caraíba, o Alvo R22 e os de Surubim e Vermelhos. Os corpos consistem em cumulos ultramáficos, com abundantes piroxenitos e raros peridotitos, e cumulos máficos (melanoritos, noritos, gabro-noritos), bem como leucogabros, leuconoritos e raros anortositos.

Estudos realizados por D'el-Rey Silva (1984, 1985) e D'el-Rey Silva *et al.* (1988, 1996) na Mina Caraíba mostram que o embasamento e as intrusivas máfico-ultramáficas foram submetidas a pelo menos três fases de deformação progressiva (D<sub>1</sub>-D<sub>3</sub>), que geraram dobras abertas e fechadas, com planos axiais verticais, eixos N-S e mergulhos suaves para sul. A essas correspondem três eventos metamórficos (M<sub>1</sub>-M<sub>3</sub>) que deram origem a pa-

ragêneses das fácies granulito a anfibolito.

Cristais de zircão de noritos de Caraíba foram datados por Oliveira *et al.* (2004) pelo método U-Pb SHRIMP, tendo sido obtida a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordante de  $2580 \pm 10\text{Ma}$ , interpretada como a de cristalização. Os autores reportam-se ainda a uma população de zircões com razões  $\text{Th}/\text{U} < 0,1$ , de idade de  $2103 \pm 23\text{Ma}$ , interpretada como resultante do metamorfismo regional de alto grau.

Cristais de zircão dos granitóides sin-tetônicos do Vale do Rio Curaçá, os quais afetam os corpos máfico-ultramáficos, foram datados Silva *et al.* (1997) e Oliveira *et al.* (2004) pelo método U-Pb SHRIMP e obtiveram as idades de  $2126 \pm 0,0019\text{Ma}$  e de  $2,082 \pm 0,007\text{Ma}$ , e de granitóides sin a tardi-tectônicos de  $2084 \pm 9\text{Ma}$  e  $2078 \pm 6\text{Ma}$ . Dos granitóides pós-tectônicos só existem isócronas Rb-Sr em rocha total, com idades entre 1915 e 1897Ma (Melo 1991, Otero & Conceição 1996).

A mineralização consiste da associação calcopirita+bornita, numa relação de 70% para 30%, com ouro subordinado, e proporções menores de covelita, cubanita, digenita, pirita, pirrotita e pentlandita. Segundo Teixeira *et al.* (2010), ocorrem dois tipos de mineralizações: (i) minério primário, disseminado em piroxenitos, e (ii) minério epigenético, tectono-controlado, em brechas e preenchendo fraturas nos piroxenitos, noritos e nas rochas cálcio-silicáticas encaixantes do corpo máfico-ultramáfico.

As encaixantes da mineralização foram significativamente afetadas por fluidos hidrotermais, especialmente ao longo de zonas de cisalhamento, e conseqüente metassomatismo de Ferro, Potássio e elementos de alto campo de força, tais como Zr e P (Teixeira *et al.* (2010). Uma das melhores evidências desse processo é a associação da mineralização tectono-controlada com rochas biotitizadas/flogopitizadas, ricas em magnetita de origem hidrotermal, com apatita, zircão e hercinita subordinados. A datação Ar-Ar do evento hidrotermal em flogopita gerou idades-platô nos intervalos de 2,0-2,1Ga e em torno de 1,9Ga (Teixeira *et al.* 2010). Essas idades coincidem com a dos granitóides sin- a tarditectônicos e com a idade K-Ar de  $1956 \pm 0,008\text{Ma}$ , obtida por Figueiredo (1981) em biotita das rochas ultramáficas..

O minério da Mina Caraíba e dos demais alvos mineralizados do Vale do Rio Curaçá possuem características incomuns quando comparados a outros depósitos de cobre associados a rochas má-

fico-ultramáficas, como destacam Maier & Barnes (1996, 1999). Estas compreendem: (i) elevadas razões Cu/Ni devido à reduzida presença de sulfetos de Ni; (ii) elevadas razões Se/S, em média  $1200 \times 10^{-6}$ , mas de até  $4500 \times 10^{-6}$ , em contraste com a do manto superior, da ordem de  $230$  a  $350 \times 10^{-6}$ ; (iii) elevado percentual de magnetita associada aos sulfetos; (iv) presença marcante, por vezes dominante, de flogopita nos ortopiroxenitos; (v) concentrações anômalas de apatita e zircão. Tais feições são incompatíveis com uma origem magmática do minério. A natureza tectono-controlada de grande parte das mineralizações, somada à abundância de flogopita e magnetita nas encaixantes, além de apatita e zircão, enriquecimento em LREE, ausência de níquel, presença de ouro, dentre outras características, levou Teixeira *et al.* (2010) a sugerir tratar-se uma associação Cu-Fe-Au do tipo IOCG (*iron oxide-copper-gold*).

Segundo o corpo técnico da Mineração Caraíba S.A., as reservas de minério sulfetado no Vale do Curaçá (ano base de 2009), contidas nos corpos de Caraíba, Surubim e Vermelhos, são da ordem de 85Mt, com teores de Cu de 0,88 a 1,8%.

### **Depósitos riacianos de cromita de Santa Luz (Pedras Pretas)**

O depósito de cromita de Pedras Pretas localiza-se a 2,7 km a sudeste da cidade de Santa Luz e é conhecido desde o início do século XX. Durante a Primeira Guerra Mundial o depósito produziu entre 25 e 30 mil toneladas de concentrado de cromita (Carvalho Filho *et al.* 1986).

A mina é operada pela Magnesita Refratários S.A. O corpo principal de minério tem cerca de 250 m de comprimento e ao qual se associam corpos menores, todos contidos em uma faixa de 1 km de comprimento segundo N-NW. As reservas de cromitito são estimadas em 1,49Mt, contendo 0,59Mt de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (Carvalho Filho *et al.* 1986).

A mineralização ocorre no complexo peridotítico de Santa Luz, que contém serpentinitos, harzburgitos serpentinizados, faixas gabróicas e é cortado por pegmatitos e aplitos (Oliveira *et al.* 2007). Estas rochas estão tectonicamente encaixadas em gnaisses do embasamento do Bloco Serrinha. O minério ocorre como camadas de cromitito compacto ou friável e como disseminações. A química mineral e o padrão de EGP's são compatíveis com cromititos de ofiolitos (Oliveira *et al.* 2007).

Aplitos que cortam as ultramáficas e os gnai-ses do embasamento geraram a idade U-Pb em zircão de  $2085 \pm 12$  Ma e  $2983 \pm 8$  Ma, respectivamente (Oliveira *et al.* 2007).

### Depósitos riacianos de Ni da Fazenda Mirabela

A intrusão máfico-ultramáfica estratificada de Fazenda Mirabela localiza-se no município de Itajibá, região sul/sudeste da Bahia, a 370 km de Salvador. A exploração das jazidas está sendo conduzida pela Mirabela Mineração do Brasil Ltda., sob controle da Mirabela Nickel Ltd. O projeto pioneiro envolveu um depósito laterítico com recursos estimados em 2,32Mt de minério com 2,54% Ni. Posteriormente descobriu-se a mineralização sulfetada nas proximidades do depósito laterítico.

O corpo máfico-ultramáfico está encaixado em zona de cisalhamento de direção NNE que corta rochas metamórficas de alto grau da porção sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá-OISC (Abram 1994, Fróes 1993, Silva *et al.* 1996). Embora as encaixantes locais estejam fortemente deformadas, o corpo máfico-ultramáfico apresenta estratificação críptica e rítmica, com texturas cumuláticas bem preservadas, indicativo de colocação tardi a pós tectônica em relação ao orógeno (Silva *et al.* 1996).

A intrusão tem afinidade toleítica intraplaca continental e foi subdividida por Abram (1994) em quatro zonas: (i) *inferior*, constituída por olivina-cumulado e olivina-ortopiroxênio cumulado (serpentinó, dunito e peridotito); (ii) *intermediária*, de ortopiroxênio-cumulado (ortopiroxenito e clinopiroxênio-norito) e clinopiroxênio-ortopiroxênio cumulado (websterito e gabronorito), (iii) *superior*, composta por gabronorito com típica textura gabróica, e (iv) *zona de borda*, representada por gabronorito de granulação fina. Estudos isotópicos Sm-Nd por Silva *et al.* (1996) geraram a idade modelo TDM de 2200Ma da geração do magma-fonte máfico-ultramáficasdo.

O depósito consiste em concentrações de pentlandita com graus variáveis de alteração para violarita, e pirita subordinada, disseminadas desde dunitos até ortopiroxenitos. As feições texturais indicam que o minério foi gerado por imiscibilidade de líquidos (Abram 1994). A concentração de sulfetos na zona mineralizada varia de desde traços até 8 a 10% em volume (Mirabela Nickel Ltd. 2009).

Santa Rita é atualmente o maior depósito de

sulfetos de níquel primário na América do Sul, com reservas provadas e prováveis de 121Mt e teor de 0,60% Ni (Mirabela Nickel Ltd. 2009).

### Depósitos riacianos de cromita do Vale do Rio Jacurici

A província cromitífera do Jacurici ocorre em uma faixa com cerca de 100 km de extensão segundo a direção meridiana e largura aproximada de 10km, no lado leste da Serra de Itiúba, acompanhando o vale do Rio Jacurici, afluente do Rio Itapicuru. Dezenas de registros de mineralizações de cromita são conhecidas nesta província, onde existem pelo menos 15 depósitos de interesse econômico, distribuídos nos municípios de Queimadas, Canção, Andorinha, Monte Santo e Uauá. As minas distribuem-se ao longo da Serra de Itiúba, com as denominações, de sul para norte, de Pau Ferro, Barreiro, Laje Nova, Ipueira, Socó, Pindoba, Medrado, Lajedo, Riachão II, Riachão I, Monte Alegre, Teiú, Várzea do Macaco II, Várzea do Macaco I e Logradouro do Juvenal.

Os métodos de lavra são a céu-aberto e subterrâneo, com reserva de 30Mt. A produção mensal do complexo é de 26 mil toneladas de minério, distribuídos entre os tipos *lump* (19kt), concentrado (5kt) e areia de cromita (2kt) (Ferbasa 2009).

Os corpos máfico-ultramáficos são descontínuos e estão encaixados concordantemente com a estruturação de rochas orto- e paraderivadas de alto grau da porção norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC). O conjunto é cortado por pegmatitos graníticos e sieníticos e por soleiras e diques de diabásio.

Oliveira Jr. (2001) interpreta as rochas máfico-ultramáficas com cromita da região como um conjunto de soleiras e as divide em três zonas: (i) a *inferior* constituída de cumulados de olivina e ortopiroxênio, com Cr-espinélio, e, portanto, de composição dunitica a harzburgítica; (ii) *intermediária*, rica em cumulados de ortopiroxênios, olivina subordinada e Cr-espinélio e, assim, dominada por websteritos. O espinélio ora ocorre como acessório, ora como fase predominante, em camadas, quando então forma os corpos de minério, e (iii) *zona superior*, constituída de gabro-noritos a leucogabro-noritos, caracterizadas por cumulatitos de plagioclásio associado a ortopiroxênio.

Os depósitos econômicos de cromita ocorrem como uma única camada maciça que atinge cerca

de 7 m de espessura, localizada próximo à base de cumulatos ricos em ortopiroxênio. A cromita atinge >80% da rocha, com ortopiroxênio pós-cumulo e parcial a totalmente alterado para serpentina e clorita. Além desse corpo de cromitito, o mineral também ocorre com textura em rede nos harzburgitos.

Dados de composição química de cromita dos corpos de Medrado e Ipueira (Schwartz & Novikoff 1980, Oliveira Jr. 2001, Marques 2001) mostram valores comparáveis aos de cromita de complexos máfico-ultramáficos estratificados descritos na literatura.

A datação U-Pb SHRIMP realizada por Oliveira et al. (2004) em cristais de zircão dos gabros do corpo máfico-ultramáfico gerou a idade de  $2085 \pm 5$  Ma. Os autores obtiveram uma idade U-Pb SHRIMP de zircão muito próxima no Sienito de Itiúba ( $2084 \pm 9$ Ma), o que os levou a interpretarem ambos os eventos magmáticos como contemporâneos e possivelmente controlados pela tectônica de escape da colisão dos terrenos de alto grau do Jacurici e Curaçá.

Segundo Oliveira Jr. (2001), os corpos máfico-ultramáficos do vale do Jacurici se originaram pela fusão de um manto hidratado em regime geotectônico continental sincolisional, com a colocação destes corpos em zonas de controle tectono-estrutural, em fase de tardi-colisão. Dados isotópicos indicaram valores elevados das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e baixas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , com valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  muito negativos, compatíveis com contaminação crustal (Oliveira Jr. 2001).

A abundância de elementos traços, padrões normalizados de ETR e dados isotópicos de Nd e Os da soleira de Ipueira-Medrado são compatíveis com manto subcontinental litosférico como fonte do magma primário (Marques et al. 2003).

A contaminação crustal, em especial a assimilação de  $\text{SiO}_2$  das rochas encaixantes teve, segundo Oliveira Jr. (2001) e Marques et al. (2003), como consequência a elevação da  $f\text{O}_2$ , crucial na gênese dos cromititos.

### Depósitos riacianos de Au do Rio Itapicuru

A existência de ouro e diamante aluvionares na região do médio Rio Itapicuru é conhecida desde o início do século XX. A potencialidade metalogênica para mineralizações auríferas deste terreno foi confirmada pela prospecção mineral reali-

zados em 1975 pela Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO) e, mais tarde, pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM).

As mineralizações auríferas estão associadas a uma sequência metavulcanossedimentar intrudida por granitóides diversos, e denominada por Kishida (1979) como *greenstone belt* do Rio Itapicuru.

O *greenstone belt* tem orientação geral N-S, com inflexão para E-W no sul, e está inserido em gnáissés e migmatitos de embasamento do Bloco Serriinha. Segundo propostas de Kishida (1979), Kishida & Riccio (1980), Silva (1983) e Silva (1987) a seção vulcanossedimentar compreende (i) uma Unidade Vulcânica Máfica (UVM) composta por basaltos toleióticos de fundo oceânico com intercalações de BIF, *chert*, formações manganíferas e folhelhos carbonosos; (ii) uma Unidade Vulcânica Félsica (UVF), com lavas e vulcanoclásticas andesíticas e dacíticas, bem como corpos subvulcânicos intermediários a félsicos, com predomínio de quartzodiorito porfirítico. Dados geoquímicos obtidos por Ruggiero (2008) revelaram a existência de andesitos e dacitos de afinidade adakítica na UVF; (iii) Unidade Sedimentar (US), constituída de conglomerado, arenito, siltito e folhelho, em grande parte derivados do retrabalhamento de rochas vulcânicas intermediárias e félsicas da UVF, bem como *chert* laminado, formação ferrífera e formação manganífera. Silva (1983, 1987) descreve a presença de raros e pequenos corpos ultramáficos de afinidade komatiítica.

As supracrustais foram intrudidas por granitóides cálcico-alcálicos sin, tardi e pós-tectônicos, granitóides shoshoníticos tardi a pós-tectônicos e, mais raramente, granitóide de reciclagem crustal do tipo S (Rios et al. 1998)

O setor centro-norte do *greenstone belt* é caracterizado por uma foliação marcante de direção geral N-S, que afeta tanto as rochas supracrustais quanto os granitóides sintectônicos, enquanto a porção sul exibe uma estruturação mais complexa, com uma foliação principal de direção E-W com mergulho para sul (Alves da Silva et al. 1993).

As seguintes idades foram obtidas por Silva (1992) nas rochas vulcânicas máficas e félsicas: (i) Pb-Pb em rocha total (RT) de 2,2Ga ( $m_1=8,0$ ) em basaltos da UVM; (ii) Pb-Pb RT de 2,1Ga ( $m_1=8,0$ ) em andesitos e dacitos da UVF. Ruggiero (2008) realizou datação U-Pb SHRIMP em zircão de andesito adakítico e obteve uma idade de cristalização de  $2,081 \pm 9$ Ma e de cristais de zircão

herdados de 3364, 3017 e 3064Ma.

Datações Pb-Pb por LAICP-MS em cristais de zircão e monazita dos domos graníticos de Ambrósio e Pedra Alta (Batista *et al.* 1998), confirmam a existência de uma proto-crosta arqueana, com idades entre 2500 e 2850 Ma. Os zircões magmáticos do granito forneceram idades em torno de 2100 Ma.

Dois distritos auríferos destacam-se no *greenstone belt*: (i) o distrito de Fazenda Brasileiro, na porção sul e (ii) o distrito de Fazenda Maria Preta, na porção centro-norte. Em ambos, as mineralizações auríferas são tectono-controladas, relacionadas a veios de quartzo e quartzo-carbonato, com ou sem sulfetos (pirita, pirrotita, arsenopirita) e encaixados em *splays* secundários das principais zonas de cisalhamento.

O ouro ocorre em partículas inferiores a 20 mm, incluso, preenchendo fraturas ou na superfície dos cristais de arsenopirita e, mais raramente, livre no quartzo dos veios (Silva *et al.* 2001).

Na jazida de ouro de Fazenda Brasileiro, atualmente gerenciada pela Mineração Fazenda Brasileiro S.A., subsidiária da Yamana Gold Inc., os principais corpos de minério estão hospedados em um ferrogabro, concordante com as rochas supracrustais, que foi submetido à deformação, metamorfismo e alteração hidrotermal por cloritização, epidotização, carbonatização, silicificação, sulfetação, dentre outras (Teixeira 1984, 1985, Davison *et al.* 1988, Teixeira *et al.* 1990, Reinhardt & Davison 1990, Alves da Silva 1990, Alves da Silva & Matos 1991, Silva *et al.* 2001).

Os teores médios de ouro situam-se em torno de 6 gAu/t, variável de 2 a 400 gAu/t. As reservas medidas são da ordem de 960 kt de minério. Os recursos medidos e indicados são de 5.065 kt, a 2,73 gAu/t. Os recursos inferidos são de 780 kt, com teor médio de 4,28 gAu/t (Yamana Gold 2009).

A zona mineralizada situa-se no interior de um zona com paragêneses da fácies xisto verde (350° a 400°C) nas zonas proximais à mineralização e temperaturas da fácies anfibolito (550°C) nas mais distais (Silva 1987, Silva *et al.* 2001).

As inclusões fluidas dos veios mineralizados revelaram fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade (<6% eq. em peso NaCl) e origem metamórfica e fluidos carbônicos, provavelmente originados dos sedimentos carbonosos encaixantes (Silva *et al.* 2001). As condições de temperatura da mineralização são da ordem de 370°-430°C e

de pressão variável de 1,7 a 3,5kb (Silva *et al.* 2001).

Idades Ar-Ar de muscovita dos halos de alteração hidrotermal revelaram idades-platô de 2050 ± 4 Ma e 2054 ± 2 Ma, consideradas como as do evento mineralizante (Mello 2000).

No Distrito Aurífero de Fazenda Maria Preta, porção norte do *greenstone belt*, a mineralização aurífera ocorrem em veios de quartzo, quartzo-carbonato, quartzo-scheelita, alojados em zonas de cisalhamento que cortam metadacitos porfiríticos, metavulcânicas félsicas e intermedárias e metassedimentos carbonosos. A exploração mineral realizada pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) e pela Companhia Baiana de Pesquisa mineral (CBPM) resultaram na descoberta de vários alvos mineralizados a ouro, sendo que dois, Antas I (da CVRD) e C1 (da CBPM), transformaram-se em minas que foram exploradas entre 1987 até meados da década de 90. Em 2005 e 2006, a Yamana Gold arrendou as áreas C1, Mansinha e Mari da CBPM e as áreas Antas I, Antas II e Antas III da CVRD, dando início ao Projeto C1 - Santa Luz.

De acordo com relatórios da Yamana Gold, disponíveis no website da empresa, as reservas do Projeto C1 Santa Luz são da ordem de 18,4 Mt, com teor de 1,66 gAu/t, contendo 982,4 mil onças de ouro. A mina a céu aberto deverá entrar em operação em 2012.

Os dados obtidos nos distritos auríferos de Fazenda Brasileiro e Maria Preta permitiram Silva *et al.* (2001) classificá-los como depósitos do tipo orogenético (*orogenic gold deposits*), na definição de Groves *et al.* (1998).

### Depósitos orosirianos de Au da Serra de Jacobina

A Serra de Jacobina é uma cadeia de montanhas com cerca de 200 km segundo N-S, de 15 a 25 km de largura e altitudes máximas da ordem de 1300 m, localizada 370km a noroeste da cidade de Salvador.

Situa-se ao longo do Lineamento Jacobina-Contendas, que representa a sutura da colisão continente-continente paleoproterozóica que marca o limite entre os blocos Jequié e Gavião do CSF (Sabaté *et al.* 1990). Em decorrência dessa tectônica de cavalgamento, a Serra de Jacobina é sustentada por diferentes unidades litoestratigráficas tectonicamente justapostas (Leo *et al.* 1964, Couto *et al.* 1978, Inda & Barbosa 1978, Mascarenhas & Sá 1982, Mascarenhas *et al.* 1989, 1992, 1998,

Ledru et al. 1997, Sena 1991, Teixeira et al. 2001). Estas compreendem (i) rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares do Complexo Saúde; (ii) metaultramáficas, metavulcânicas máficas e félsicas e metassedimentos químicos do *greenstone belt* de Mundo Novo; e (iii) metassedimentos do Grupo Jacobina. O conjunto é cortado por intrusões ultramáficas, máficas e leucogranitos. A deformação destas rochas decorre de um empurção com vergência para oeste e falhamento do tipo *strike-slip*, sinistral, que imprimiu uma foliação ( $S_2$ ) N-S (Milési et al. 2002).

O Grupo Jacobina é predominantemente metassedimentar, constituído pelas formações Serra do Córrego, Rio do Ouro, Cruz das Almas, Serra do Córrego e Serra da Paciência (Leo et al. 1964, Mascarenhas et al. 1998). Segundo Ledru et al. (1997), foi depositado em ambiente com atributos de uma bacia de *foreland*, semelhante às bacias de Tarkwa (Ghana) e Franceville (Gabão).

Intrusões de metaperidotito e metapiroxenito ocorrem na Serra de Jacobina sob a forma de corpos alongados NS, afetados pela deformação, metamorfismo dinâmico e alteração hidrotermal que transformaram suas rochas em xistos protocataclásticos finos com talco, serpentina, clorita, tremolita e carbonato (Teixeira et al. 2001).

Um evento intrusivo tardi-tectônico na região da Serra de Jacobina é representado por diques de gabro em um sistema de fraturas escalonadas, algumas das quais hospedem mineralização aurífera (Teixeira et al. 2001).

Leucogranitos peraluminosos (tipo S), gerados no intervalo de 1,97 a 1,80Ga, ocorrem no contexto da Serra de Jacobina, nas regiões de Famenogo, Jaguarari, Senhor do Bonfim, Campo Formoso, Carnaíba e Jacobina (Sabaté & McReath 1987, McReath & Sabaté 1988, Sabaté et al. 1990).

A idade dos metassedimentos do Grupo Jacobina ainda não foi definida. Os grãos de zircão detrítico mais jovens do do conglomerado basal datados pelo método Pb-Pb por evaporação (Mougeot 1996, Mougeot et al. 1996) geraram a idade de  $2086 \pm 43$ Ma, interpretada como a idade máxima da sedimentação. A idade mínima, por sua vez, situa-se entre 1940 to 1910Ma, obtida por Ledru et al. (1993) pelo método Ar-Ar em muscovita e biotita das zonas de cisalhamento que afetam os metassedimentos.

A exploração do ouro na Serra de Jacobina iniciou no século XVII, por meio de escavações ra-

sas, e continua até o presente, mas com vários períodos de inatividade. A Mina Jacobina, que pertencia ao grupo Anglo American, operou de modo intermitentemente entre 1950 e 1999, tendo recuperado um total aproximado de 50 t de ouro (Sims 1977, Molinari 1981, Horscroft et al. 1989, Mascarenhas et al. 1998). Em 2002, a canadense Desert Sun Mining comprou as minas de Jacobina e de Morro do Vento, além de várias áreas potenciais para ouro, distribuídas ao longo de 155 km de extensão da Serra de Jacobina. O conjunto de áreas foi por eles denominado de *Bahia Gold Belt*. Em 2006, a Desert Sun foi comprada pela Yamana Gold Inc. Os trabalhos de pesquisa e exploração mineral realizados na área pela Desert Sun e, posteriormente, pela Yamana, resultaram em expressivo aumento das reservas.

A exploração do minério Yamana Gold Inc. têm sido feita a partir de 4 minas subterrâneas (Jacobina - João Belo I, II e III; Morro do Vento, Canavieiras e Basal). Relatórios da empresa disponíveis na Internet revelam, para o ano base de 2009, reservas provada + provável de 22,43Mt, a 2,14gAu/t, medida + indicada de 16,25Mt, a 2,74 gAu/t, e inferida de 16,48Mt, a 2,36gAu/t).

Nas minas da região de Jacobina, o ouro ocorre em metaconglomerados piritosos e intercalações quartzíticas da Formação Serra do Córrego. Teores econômicos situam-se em *reefs* específicos, caracterizados pela ubíqua recristalização da matriz, com cristais neoformados de pirita, fuchcita, rutilo, turmalina e andaluzita em fraturas e poros (Ledru et al. 1997). Uma estreita associação de *reefs* auríferos, zonas de cisalhamento anastomosadas e vênulas de sulfetos é descrita por Milési et al. (1996) na cava da jazida de João Belo. Os corpos de minério, com 5 a 6 gAu/t, em geral ocorrem no contacto com quartzitos estéreis, acompanhados por vênulas entrelaçadas de sulfeto. O halo de alteração hidrotermal que envolve os *reefs* consiste em uma zona interna de baixo teor (2 gAu/t) com sulfetos disseminados, e uma externa rica em fuchcita (Milési et al. 1996). As partículas de ouro têm aspecto fibroso ou ovalado e quase sempre estão associados à pirita ou a grãos de quartzo (Mougeot et al. 1996).

Trabalhos de pesquisa desenvolvidos na faixa que se estende a norte das minas de Jacobina geraram aumento substancial do número de zonas mineralizadas, tanto ao longo do *strike* da Mina Jacobina, quanto em áreas paralelas. Foram car-

tografados cerca de 360 garimpos ao longo de um alinhamento com mais de 100km de comprimento.

Teixeira *et al.* (2001) descrevem que, além dos conglomerados da Formação Serra do Córrego, outros litotipos também estão mineralizados e, em base à natureza da rocha hospedeira, classificaram os depósitos auríferos da Serra de Jacobina em quatro tipos: (i) *Tipo 1*, ocorre em metaconglomerados e quartzitos basais da Formação Serra do Córrego; (ii) *Tipo 2*, hospedado em diques de gabro e diorito hidrotermalmente alterados intrusivos nas formações Serra do Córrego e Rio do Ouro; (iii) *Tipo 3*, halo de alteração hidrotermal na lapa de diques ultramáficos em contacto com quartzitos das formações Serra do Córrego e Rio do Ouro; e (iv) *Tipo 4*, veios de quartzo em quartzitos das formações Rio do Ouro e Cruz das Almas.

Para Ledru *et al.* (1997), o principal evento de empurrão e as falhas do tipo *strike-slip*, relacionados à inversão da bacia de Jacobina, ocorreu entre 1940 to 1910Ma, idades Ar–Ar de resfriamento de micas sincinemáticas. Idades Ar–Ar nesse intervalo (1943 a 1908 Ma) também foram obtidas por Teixeira *et al.* (2001) em fuchcita do halo de alteração hidrotermal.

Teixeira *et al.* (2001) ressaltam que aspectos importantes do ponto de vista prospectivo compreendem a presença de falhas e zonas de cisalhamento de grande porte, evidências diretas de circulação de fluidos nos canais estruturais abertos pela deformação (presença de veios) e anomalias radiométricas de urânio. Isto permite associar a circulação de fluidos hidrotermais em condutos estruturais e a gênese do minério com as deformações resultantes da inversão da bacia. Em vista disto, os autores propuseram que a mineralização aurífera seja interpretada como parte integrante da evolução tectono-termal da região, provavelmente durante a fase final do colapso orogênico e geração de leucogranitos.

### **Depósitos de cromita de idade indeterminada da região de Campo Formoso**

O Distrito cromitífero de Campo Formoso localiza-se no município homônimo e abrange uma estreita faixa com cerca de 40km de extensão na borda setentrional da Serra de Jacobina. As mineralizações ocorrem em rochas ultramáficas serpentinizadas. Ao todo são 11 minas (Catuaba, Cascabulhos, Camarinha, Campinhos, Pedrinhas, Valé-

rios, Coitezeiro, Limoeiro, Mato Limpo, Gameleira e Vigia) e várias ocorrências de propriedade da Cia. de Ferro Ligas da Bahia (FERBASA).

Atualmente apenas a mina de Coitezeiro está em atividade, com reservas medidas de 2.446.432t e teor médio de 29,26% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, indicadas de 3.937.524 t e teor médio: 29,26% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e inferidas de 2.500.000t e teor médio de 29,26% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Em 2009 a vida útil da mina era de 5 anos.

A principal forma da mineralização é estratiforme, em horizontes desde subcentimétricos até métricos, dispostos em até sete níveis, quatro dos quais de importância econômica (Hedlund *et al.* 1989, Barbosa de Deus *et al.* 1982). O minério também ocorre como disseminação em serpentinito.

Três tipos de minério de cromo são reconhecidos: minério disseminado (15 a 20% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), o fitado (20 a 30% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) e maciço ou *lump* (30 a 45% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Na zona de intemperismo estes estão alterados e são classificados como tipo “friável”, que tem características favoráveis na lavra e beneficiamento por dispensarem o uso de explosivos e moagem. Os concentrados possuem de 50-59% de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5-14% de MgO e 9-15% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Os teores de Fe são mais variáveis, em geral altos, e a razão Cr/Fe varia de 2,2/1 a 3,3/1 (Ferbasa 2009).

O Complexo Ultramáfico de Campo Formoso-CCF consiste de peridotito intensamente serpentinizado, embora preserve textura cumulática original. Piroxenitos são subordinados (Silva & Misi 1998) e ocorrem em maior extensão na extremidade sul do complexo, na porção superior da mina de Cascabulho. A leste, o CCF está em contato por falha reversa com as rochas do Grupo Jacobina e, a oeste, em contato irregular com o granito de Campo Formoso.

Estudos metalográficos realizados por Boukili (1984) mostram que além de cromita, o serpentinito pode conter proporções menores de magnetita secundária sobre ferrocromita, ilmenita, às vezes com prata nativa associada, bem como millerita e pentlandita. Quando há sulfetos de Ni foram detectados EGP's (Lord *et al.* 2004), em teores muito baixos, exceto na mina de Campinhos, onde ocorre, até 552 ppb de Pt e 1624 ppb de Pd. (Avena Neto & Sá 1984).

Os grãos de cromita são euedrais a anedrais e milimétricos a centimétricos, dispostos em bandas maciças ou intercrescidos com silicatos de transformação de minerais primários, tais como serpentina, clorita, talco, tremolita–actinolita, kammere-

rita, smectita, dentre outros (Barbosa de Deus et al. 1991, Barbosa et al. 1996). Nos cromititos maciços, os cristais de cromita contêm inclusões de pentlandita, heazlewoodita, digenita, covellita, mackinawita, laurita, ligas de Fe-Ni e cobre nativo com teores de Rh, Pt e Pd (Girardi et al. 2006). Heazlewoodita ocorre na borda dos grãos de cromita e também intercrescida com silicatos de transformação hidrotermal. De acordo com Garuti (1991), esse mineral foi gerado juntamente com a serpentinização das ultramáficas.

Os cromititos de Campo Formoso possuem razões  $Cr_2O_3/Al_2O_3$  e Pd/Ir e teores de EGP muito semelhantes aos dos cromititos de Niquelândia (Avena Neto & Sá 1984, Girardi et al. 2006).

Segundo Garuti et al. (2007), vários ciclos de alteração hidrotermal modificaram os minerais magmáticos das rochas ultramáficas, mas afetou apenas parcialmente a composição da cromita e os conteúdos de EGP's. Muito embora a alteração hidrotermal tenha transformado as bordas dos cristais de cromita em ferro-cromita, da base para o topo da intrusão ainda se detecta a diminuição dos teores de Cr e Mg e o aumento dos de Fe. *Trend* similar é comumente observado em cromititos estratiformes do tipo Bushveld (Stowe 1994 *apud* Garuti et al. 2007).

A idade de colocação do CCF ainda está sob debate. A idade mínima da intrusão foi estabelecida em torno de  $2032 \pm 10$ Ma, em função da idade máxima de intrusão do granito de Campo Formoso (Giuliani et al. 1994). A idade máxima de intrusão é desconhecida.

## DEPÓSITOS MINERAIS SITUADOS NAS ZONAS LIMÍTROFES DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Como anteriormente discutido e ilustrado na figura 3, alguns depósitos minerais do interior da zona cratônica, considerando-se os limites propostos por Almeida (1977), passam a situar-se no interior de área que teria sido remobilizada pela orogenia Brasileira (Alkmim 2004, Cruz & Alkmim 2006). Dentre esses, destacam-se os depósitos paleoarqueanos de magnesita e talco da região de Brumado, os neoarqueanos (?) de ferro da região de Caitité, os neoarqueanos(?) de manganês das regiões de Urandi, Licínio de Almeida e Caitité, os tonianos de urânio de Lagoa Real e depósitos cambrianos de ouro, barita e quartzo rutilado do sistema Espinhaço.

Cruz & Alkmim (2006) descrevem estruturas relacionadas à inversão neoproterozóica do rifte Espinhaço, as quais afetam tanto o embasamento quanto as coberturas. Além dessas evidências de campo, também há um significativo número de dados geocronológicos K-Ar e Ar-Ar que revelam idades entre 900 e 500 Ma no embasamento do aulacógeno do Paramirim (Cordani et al. 1985, 1992, Mascarenhas & Garcia 1989, Wilson et al. 1988, Teixeira 1993, Bastos Leal et al. 1998, 2000, dentre outros). Além dessas, há uma idade U-Pb e zircão de 906 Ma, obtida por Machado et al. (1989) em metabasitos intrusivos no Supergrupo Espinhaço, a idade U-Pb de 961Ma U-Pb obtida por Pimentel et al. (1994) em titanita do minério de Lagoa Real, com intercepto inferior de 375 Ma, bem como idades  $^{40}Ar/^{39}Ar$  na faixa de 497 a 500 Ma obtidas em sericita das bordas dos veios de quartzo auríferos do sistema Espinhaço/Chapada Diamantina e em sericita de uma zona de cisalhamento no complexo Paramirim (Silva et al. 2006a).

A porção norte do CSF faz fronteira com as faixas de dobramentos Riacho do Pontal e Rio Preto, ambas pertencentes à Província da Borborema. Nesse segmento, onde os limites cratônicos ainda permanecem precariamente definidos, existem alguns importantes depósitos e ocorrências minerais com evidências de terem sido afetados pela orogenia Brasileira. Destacam-se os de sulfetos arqueanos da sequência metavulcanossedimentar do Rio Salitre e os de paleoproterozóicos de óxidos Fe-Ti-V de Campo Alegre de Lourdes e de fosfato de Angico dos Dias.

## Sulfetos paleo/mesoarqueanos (?) de Fe do *greenstone belt* do Rio Salitre

No limite norte do CSF, em meio aos terrenos TTG do Domínio de Sobradinho que, segundo Barbosa & Dominguez (1996) seria uma prolongamento do Bloco Gavião para norte, ocorrem as sequências metavulcanossedimentares dos complexos Rio Salitre e do Barreiro, como definidas por Souza et al. (1979).

O Complexo Rio Salitre, de direção NS e cerca de 30 km de extensão, foi posteriormente descrito por Souza & Teixeira (1981) como uma sequência vulcanossedimentar de baixo grau metamórfico, comparável a *greenstone belt*, constituída por rochas metavulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas, bem como metassedimentares psamíticas.



os, pelíticas e químico-exalativas associadas.

Estudos petrológicos e litogeoquímicos realizados por Ribeiro (1998) permitiram reconhecer que a sequência do Rio Salitre compreende um *greenstone belt* com os seguintes litotipos: (i) metabasaltos toleíticos, por vezes almofadados e com intercalações descontínuas de metakomatitos, de fundo oceânico (OFB); (ii) metavulcânicas félsicas cálcio-alcálicas de arco vulcânico; (iii) metassedimentos químicos exalativos e pelítico-arcosianos turbidítico vulcanoderivados; (iv) granitos dos tipos I e S, possivelmente relacionados à orogênese transamazônica. O conjunto está dobrado em isoclinal de vergência para oeste e, segundo Ribeiro (1993), metamorfisado na fácies xisto verde a local fácies anfíbolito.

Até o momento não há dados geocronológicos robustos sobre o *greenstone belt* do Rio Salitre, apenas uma idade Rb-Sr em rocha total da ordem de 2.0 Ga ( $R_i = 0.706$ ). Souza & Teixeira (1981) relatam a existência hornfels resultantes da intrusão de um granito paleoproterozóico que aflora entre as fazendas Juá e Pateiro. Contudo, o contexto no qual a sequência ocorre sugere que a mesma possa ser arqueana e provavelmente correlata com o *greenstone belt* de Mundo Novo, mais ao sul.

Trabalhos de pesquisa e exploração mineral realizados pela CPRM e pela CBPM no *greenstone belt* do Rio Salitre resultaram na descoberta, no extremo NW da área, de uma zona mineralizada com sulfeto maciço composto por pirita e pirrotita, com disseminações de calcopirita e esfalerita (Ribeiro *et al.* 1993). Essa faixa, denominada de Alvo Sabiá, se estende por 1.600 m com 20 m de largura e ocorre em rochas calcissilicáticas interpretadas como derivadas do metamorfismo de sedimentos químico-exalativos (Ribeiro 1998). Segundo o autor, existem dois tipos de minério, um de granulação fina e concordante com as encaixantes e outro mais grosso, associado à Falha da Batateira. Considerando que a falha afeta as rochas mesoproterozóicas do Grupo Chapada Diamantina, o autor levanta a hipótese de que se trata de um evento Brasileiro e que o minério da falha seja remobilizado.

Isótopos de S em sulfetos da zona mineralizada revelam valores de  $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$  em torno de zero, o que sinaliza que o enxofre derivou de fonte magmática e enseja o modelo do tipo VMS das mineralizações do Alvo Sabiá (Ribeiro 1998).

As pesquisas exploratórias feitas pela CBPM nesse Alvo conduziram a uma reserva de 9,5 milhões de toneladas de sulfeto de ferro.

#### **Depósitos neoarqueanos (?) de Fe da região de Caetité**

Os depósitos de ferro das proximidades da cidade de Caetité, Bahia, é conhecida desde a década de 1930, mas só ganhou destaque em 2005 através da Bahia Mineração Ltda (BAMIN).

As formações ferríferas do minério da região possuem alinhamento regional N-S e estão associadas a rochas calcissilicáticas, mármore, quartzitos e xistos da Formação Mosquito, a qual, segundo Moraes *et al.* (1980), Silva & Cunha (1999) e Delgado *et al.* (2004) pertenceria ao Complexo Urandi-Licínio de Almeida (embasamento pré-Espinhaço), enquanto que para Barbosa & Domingues (1996) e Rocha *et al.* (1998) esta unidade pertenceria à base do Supergrupo Espinhaço (Grupo Borda Leste). O Complexo Licínio de Almeida, por sua vez, é descrito por Silva & Cunha (1999) como uma sequência do tipo *greenstone belt* enclavada em TTG do Bloco Gavião. Estudos de Borges (2008) no distrito Urandi-Caitité-Licínio de Almeida, com ênfase na evolução tectônica da área, apontam para uma ambiência pré-Espinhaço das formações ferríferas e manganíferas. Segundo o autor, as feições tectono-metamórficas revelam que estas rochas estariam associadas aos sedimentos do Complexo Licínio de Almeida, ou seja, ao embasamento pré-Espinhaço. Borges (2008) descreve evidências de processos tectono-metamórficos da orogenia Brasileira sobre essas rochas, com desenvolvimento de paragêneses da fácies anfíbolito e de uma tectônica de cavalgamento sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço.

O maior depósito conhecido é denominado Pedra de Ferro e se situa cerca de 38 km a sul da cidade de Caetité. A área mineralizada tem entre 30 e 120 m de largura e é composta de itabirito compacto, itabirito friável e hematita friável. Alves (2008) descreve que os itabiritos têm de 25 a 50% de óxidos de ferro (hematita e/ou magnetita), 20 a 40% de quartzo, 0 a 25% de anfíbolio, 0 a 10% de clorita e 0 a 5% de calcita. Trabalhos de pesquisa e exploração mineral realizados no Projeto Pedra de Ferro determinaram reserva estimada em 470,5 milhões t de minério, com teor de ferro entre 38% e 42%.

### **Depósitos neoarqueanos (?) de Mn das regiões de Urandi/Caitité/Licínio de Almeida**

O distrito manganífero de Urandi-Caitité-Licínio de Almeida compreende dois subdistritos, ambos no contexto setentrional da Serra do Espinhaço: o de Urandi, a oeste da serra, e o de Caitité-Licínio de Almeida, a leste. Esses distritos contêm pequenos depósitos de manganês em gnaisses e metavulcanosedimentares do Complexo Licínio de Almeida, pertencente ao embasamento pré-Espinhaço (Rocha *et al.* 1998). Os depósitos foram descobertos em 1948, durante a construção da estrada de ferro que até hoje serve a região (Ribeiro Filho 1968) e são explorados pela Rio Doce Manganês S.A.

As mineralizações são estratiformes, mais raramente venulares, e os principais minerais de minério são pirolusita e criptomelano (Ribeiro Filho 1974). Borges (2008) descreve diferentes faciesologias do minério, com associações de óxidos de ferro e manganês, de silicatos (quartzo + espessartita) do tipo gondito e minério rico em rodocrosita associado a mármore. Depósitos secundários também têm significado econômico. No subdistrito da porção leste da Serra do Espinhaço foi estimada uma reserva de 12,34Mt, com teores de 20 a 50% de Mn no minério primário, mas não há dados de reservas do secundário (Rocha *et al.* 1998).

Segundo Borges (2008), os depósitos de ambos os distritos distribuem-se segundo um *trend* NE-SW a N-S nas rochas do embasamento pré-Espinhaço. Os depósitos primários são estratiformes, descontínuos, associados a xistos, mármore, rochas cálcissilicáticas e formação ferrífera. Os secundários são constituídos por blocos coluviais, seixos e fragmentos parcialmente cimentados por óxido de ferro e/ou manganês.

Mapeamento geológico e estudos petrográficos, estruturais e geoquímicos do minério realizados por Borges (2008), levaram às seguintes propostas: (i) as mineralizações manganíferas teriam sido depositadas em uma bacia oceânica pré-Espinhaço, estratificada, que evoluiu sob condições físico-químicas distintas; (ii) a fonte primária do ferro e do manganês teria sido hidrotermal; (iii) a inversão do rifte do Espinhaço, no Brasiliano, deformou e metamorfoisou as rochas de cobertura, com envolvimento do embasamento. Tais processos teriam nucleado zonas de cisalhamento e cavalgamento das unidades ferro-manganíferas

sobre o Supergrupo Espinhaço; (iv) a orogenia Brasileira seria, portanto, responsável pela deformação, metamorfismo e distribuição espacial do minério; (v) processo supergênicos mais mais teriam promovido a alteração do proto-minério e a concentração econômica dos óxidos de manganês.

### **Provincia orosiriana de Campo Alegre de Lourdes: depósitos de Fe-Ti-V**

O limite norte do CSF se caracteriza por feições deformacionais transcorrente/transpressivas, características da orogenia Brasileira, que originaram extensos empurrões e *nappes* com vergência para sul (Jardim de Sá *et al.* 1992). Na Bahia, o limite é com as faixas de dobramentos neoproterozóicas de Rio Preto e Riacho do Pontal, com base em dados geológicos e geofísicos (Ussami 1993).

Na zona de transição entre o CSF e a Faixa Riacho do Pontal ocorre um conjunto de corpos magmáticos toleíticos, alcalinos a carbonatíticos de ambiente de rifte intracratônico Paleoproterozóico (Leite & Silva 1988, Leite *et al.* 1993, Moraes & Veiga 2008). Esses corpos foram afetados pelos processos tectono-metamórficos da orogenia Brasileira, como descrito por Leite *et al.* 1993. O magmatismo toleítico é representado pelos complexos máficos e máfico-ultramáfico acamadados do Peixe e de Campo Alegre de Lourdes.

O Complexo do Peixe consiste em gabros, ilmenita-magnetitos e gabro-noritos cumuláticos (Leite & Silva 1988) e o de Campo Alegre de Lourdes por piroxenito, gabro, anortosito e ilmenita-magnetito (Couto 1989). No último, apesar da deformação e metamorfismo na fácies xisto verde, parte das texturas magmáticas originais estão preservadas. Dados geoquímicos e de química mineral indicam que a intrusão é de ambiente intraplaca.

No Complexo de Campo Alegre de Lourdes, Couto (1989) descreve que a mineralização ocorre como corpos cumuláticos de ilmenita-magnetito com acamamento rítmico dado pela alternância de bandas ricas em óxidos e ricas em plagioclásio e acamamento decamétrico, da ordem de 20 m, caracterizado pela diminuição, da base para o topo, das proporções de magnetita, da razão  $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$  e dos teores de  $V_2O_5$ . Dados petrográficos do minério não oxidado revelam a presença de grãos xenomórficos de 0,5 a 2,5 mm de titanomagnetita com lamelas de exsolução de il-

menita e inclusões de minerais da ganga e sulfetos, bem como grãos xenomórficos de ilmenita de 0,1 a 0,5 mm, e de ilmenita com finas lamelas de exsolução de hematita e inclusões irregulares de minerais de ganga e sulfetos. Além desses minerais, também ocorrem rutilo, pirita, calcopirita, pentlandita, pirrotita, arsenopirita e esfalerita. Segundo Moraes & Veiga (2008), os teores médios de  $TiO_2$  situam-se em torno de 20,52% e os de  $V_2O_5$  entre 0,56 e 0,93%.

A Companhia Baiana de Pesquisa Mineral vem realizando de 1989 até o presente, trabalhos de pesquisa e exploração mineral em 11 corpos mineralizados, correspondentes a uma área de aproximadamente 11,6km x 7km. Estes trabalhos permitiram definir as seguintes reservas *in situ* (Moraes & Veiga 2008): (a) medidas de 60,10 Mt a 49,98%  $Fe_2O_3$ ; 20,74% de  $TiO_2$ ; 0,71% de  $V_2O_5$ ; (b) indicadas de 40,1 Mt a 18,56% de  $TiO_2$ ; 0,61% de  $V_2O_5$ . Os autores citam a existência de material coluvionar situado ao lado do minério *in situ*, formado por matacões de minério e fragmentos de rocha básica alterada, que representam uma reserva adicional da ordem de 13,30 Mt.

De acordo com Plá Cid (1994), a Província Alcalina de Campo Alegre de Lourdes é constituída por um alinhamento NE-SW de plutões de granitos alcalinos que se estende por cerca de 42 km e abrange uma aproximados 391 km<sup>2</sup>. O autor descreve os granitos como gnaissificados, localmente miloníticos, e com feições petrográficas e geoquímicas que permitem caracterizá-los como anorogênicos (tipo A) de ambiente intraplaca continental. Ainda segundo esse autor, trata-se de granitos paleoproterozóicos que foram significativamente afetados pela orogenia Brasileira, como registram as idades Rb-Sr entre 470 e 800 Ma e interpretadas como resultantes da abertura do sistema isotópico durante o neoproterozóico.

Não são conhecidos recursos minerais associados a essas rochas, embora apresentem valores elevados de ETR, em particular em zonas de alteração hidrotermal (Plá Cid 1994).

### Depósitos tonianos de urânio de Lagoa Real

As mineralizações de urânio mais importantes da América do Sul ocorrem no município de Caetité, região sudeste do estado da Bahia, e são atualmente exploradas e mineradas por Indústrias Nucleares Brasileiras (INB). Estas mineralizações

foram descobertas durante a execução do Projeto Urandi, do 7<sup>o</sup> Distrito do DNPM (Bahia), o qual consistiu de uma série de levantamentos aerogeofísicos entre 1976 e 1977, que permitiram identificar 19 áreas mineralizadas. Investigação detalhada de dados de aerogamaespectrometria levou à descoberta de 33 ocorrências uraníferas adicionais avaliadas pelo DNPM. O projeto básico de mina foi concluído em 1996, contemplando uma lavra a céu-aberto na jazida da Cachoeira (anomalia 13 com teor médio de 3.000 ppm). Gradualmente serão explorados outros depósitos, dentre 33 existentes.

As principais reservas se localizam cerca de 20 km a nordeste da cidade de Caetité, no complexo granítico anorogênico, paleoproterozóico, de Lagoa Real, o qual intrude TTG's e *greenstone belts* do bloco Gavião (Costa *et al.* 1985, Arcanjo *et al.* 2005, Cruz *et al.* 2007).

O Complexo Lagoa Real é descrito por Cruz *et al.* (2007) como um conjunto de metagranitóides, granitóides milonitizados em graus variados, albititos, microclinitos, epidiositos, pirclasitos (enclaves), anfibolitos e diabásios. Os autores descrevem que estas rochas exibem uma foliação milonítica heterogênea, com metagranitóides isotrópicos alternados com faixas de milonitos, gnaisses, albititos, microclinitos e epidiositos. Foram identificadas três fases deformacionais distintas, todas neoproterozóicas, sendo as duas primeiras de natureza compressional e a terceira extensional (Cruz 2004, Cruz & Alkmin 2006, Cruz *et al.* 2007). Os corpos lenticulares de albitito foram gerados, segundo Cruz *et al.* (2007), em um dos estágios da segunda fase de deformação, compressional.

As mineralizações de urânio estão associadas aos albititos, os quais ocorrem em corpos tabulares e lenticulares, descontínuos e com orientação N40E a N30W (Prates *et al.* 2009). Os corpos de albitito mineralizados possuem até 3 km de comprimento e 10 m de largura média (máximo de 30 m). Furos de sonda na área detectaram a presença desses corpos até 850 m de profundidades (Prates *et al.* 2009).

Do ponto de vista petrográfico, os albititos contêm mais de 70% de albita e proporções variadas de aegirina-augita, andradita, hastingsita e biotita, e menores de titanita, zircão, apatita, magnetita e hematita (Prates *et al.* 2009). Segundo Lobato & Fyfe (1990) os albititos resultam de metassomatismo sóldico sobre granitos pela ação de

fluidos hidrotermais com remoção de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb e Ba e o enriquecimento  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Sr, Pb, V e U.

O principal mineral de urânio é uraninita, com proporções menores de pechblenda, uranofano e tornbenita (Prates *et al.* 2009).

Dados de inclusões fluidas e isotópicos obtidos por Lobato & Fyfe (1990) indicam que o urânio, bem como V, Pb e Sr teriam sido trazidos por fluidos hidrotermais salinos, sob temperatura entre 500 e 550° C). Maruèjol (1989) e Chaves *et al.* (2007) propõem que o urânio tenha sido lixiviado de minerais acessórios dos granitos, em resposta à percolação de fluidos cogenéticos, tardimagmáticos. Entretanto, para Lobato & Fyfe (1990), os fluidos seriam metamórficos, resultantes de reações de devolatilização promovidas pelo espessamento crustal decorrente da tectônica de cavalgamento envolvendo rochas da suite Lagoa Real, do embasamento e do Supergrupo Espinhaço.

A datação U-Pb de zircão de granitos e albititos e de titanita de albititos por Pimentel *et al.* (1994), forneceram os seguintes resultados: (i) idade de cerca de 1746 Ma, cronocorrelata com a abertura do rifte Espinhaço, obtida em zircões de granitos (ii) quatro frações de titanita de albititos continham níveis anômalos de urânio, indicando que o mineral é contemporâneo com a mineralização e geraram intercepto superior de 961 Ma e inferior em cerca de 375 Ma. Os autores propõem que a idade dos granitos corresponde a de uma atividade extensional e a dos albititos e mineralização de Urânio bem mais nova. A idade de cristalização do Complexo Lagoa Real, em *ca.* de 1.7 Ga, foi obtida por vários autores (Maruèjol *et al.* 1987, Turpin *et al.* 1988, Cordani *et al.* 1985, 1992, Cruz *et al.* 2007). Idades K-Ar em torno de 500 Ma foram obtidas por Cordani *et al.* (1992) e em cristais de zircão discordantes por Turpin *et al.* (1988). Estas idades têm sido interpretadas como decorrentes de reativação tectônica do complexo no final da orogenia Brasileira.

O Brasil detém a 7ª maior reserva de urânio do mundo. De acordo com dados atualizados do website da Indústrias Nucleares Brasileiras, a jazida de Lagoa Real possui reservas medida + indicada de  $\text{U}_3\text{O}_8$  da ordem de 94.000t e inferida de 6.770t.

### **Depósitos neoproterozóicos de Mn do oeste da Bahia**

A província se estende por cerca de 350 km

segundo NW-SE, desde o município de Formosa de Rio Preto, na fronteira com o Piauí a norte, até os municípios de Cocos e Carinhanha, na fronteira com Minas Gerais, ao sul. Ocorrem mais de 40 depósitos e ocorrências, alguns localizados próximo às cidades de Barreiras e São Desidério, atualmente explorados pela Rio Doce Manganês S.A.

Segundo Barbosa (1990), as mineralizações econômicas são supergênicas formadas a partir de proto-minérios neoproterozóicas dos Grupos Rio Preto e Bambuí, ambos do Supergrupo São Francisco, e parcialmente cobertos por sedimentos cretácicos da Formação Urucuaia e terciário-quaternários. O Grupo Rio Preto consiste em uma associação de xistos, filitos grafitosos, quartzitos, metassiltitos, metassiltitos manganíferos, conglomerados e gonditos. Os gonditos, proto-minério, são constituídos de quartzo, esperssartita, rodonita e anfíbolio. O Grupo Bambuí, na área, é descrito por Barbosa (1990) como composto por calcáreos e dolomitos, com intercalações de siltitos e argilitos manganíferos (proto-minério).

Na área em questão, parte das rochas do Supergrupo São Francisco repousa sobre o substrato cratônico e parte na periferia do Cráton, estendendo-se a norte para a faixa marginal dobrada (faixa Rio Preto). Na periferia da área cratônica e na faixa dobrada estas rochas foram deformadas e metamorfasadas durante a orogenia Brasileira (Barbosa 1990).

Dois tipos de minérios de manganês são descritos por Barbosa (1990): o minério *in situ* resultante do enriquecimento supergênicos de gonditos, metassiltitos e argilitos manganíferos, e o minério eluvial-coluvial/crosta manganíferas. Análises por difratometria de Raios-x revelaram que o minério contém litioforita, pirolusita e criptomelana, em ganga de esperssartita, quartzo, argilas e mica.

Considerando que as mineralizações do oeste da Bahia ocorrem na seção basal do Grupo Bambuí, podem ser correlacionadas a outros depósitos manganíferos estratigraficamente correlatos, a exemplo dos do Grupo Macaúbas, em Minas Gerais (Dossin 1983) e da Formação Bebedouro, na Bahia (Barbosa 1990). De modo geral, as rochas siliciclásticas do Supergrupo São Francisco, sotoposto ao pacote pelito-carbonático do Grupo Bambuí, foram consideradas por Karfunkel & Hoppe (1988) como de origem glacial.

A estimativa de reservas associadas ao Grupo

Bambuí na área realizada pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral-CBPM revelaram cerca de 665.000 toneladas, das quais apenas 275.000 são viáveis de exploração e, no Grupo Rio Preto, da ordem de 1.500.000t, com um máximo de 500.000t de minério de alto teor, com perspectiva de descoberta de novos depósitos (Galvão *et al* 1982).

Recentemente, a Itaoeste Serviços e Participações Ltda., que realiza trabalhos de pesquisa e exploração mineral na área, anunciou que, na região de Barreiras, ocorre uma jazida de tálio com reservas da ordem de 60 milhões de gramas, associada aos depósitos de manganês.

### **Depósitos neoproterozóicos/cambrianos de Au e de barita do Espinhaço/Chapada Diamantina**

Depósitos de ouro e de barita ocorrem em veios de boudinados e hospedados em zonas de cisalhamento de direção geral NNW-SSE alojadas em rochas sedimentares do Supergrupo Espinhaço da fase pré-rifte (Formação Serra da Gameleira), vulcânicas, subvulcânicas e rochas sedimentares da fase sin-rift (Grupo Rio dos Remédios) e rochas sedimentares da fase pós-rifte (Grupo Paraguaçu), como definido por Guimarães *et al.* (2008) e Silva *et al.* (2006a). Alguns veios estão hospedados em estruturas que cortam o granitóide paleoproterozóico de Ibitiara. Estas estruturas decorrem de uma tectônica de escamas de empurrão frontais resultantes da inversão do rifte Espinhaço (Cruz 2004, Cruz & Alkmim 2006).

As encaixantes imediatas dos veios auríferos estão em geral milonitizadas e hidrotermalmente alteradas, com desenvolvimento de sericita, hematita e carbonatos. Os teores de Au são erráticos situam-se em torno de 2 a 3 g/ton (Guimarães *et al.* 2008).

Nos depósitos de barita esta está frequentemente associada com hematita e quartzo (Guimarães *et al.* 2008, Silva *et al.* 2006a). O contato dos veios com as rochas encaixantes é, por vezes, marcado por brecha hidrotermal (Silva *et al.* 2006a).

Estudos de inclusões fluidas realizados em quartzo de amostras selecionadas nos depósitos de ouro e de barita revelaram fluidos aquosos e aquo-carbônicos de baixa salinidade, de provável origem metamórfica-hidrotermal, com maior ou menor envolvimento da água meteórica. As temperatura de homogeneização (Th) abaixo de 300°C

sugere que estes veios cristalizaram em ambiente crustal raso (Silva *et al.* 2006a).

Amostras de sericita coletadas nas zonas de cisalhamento imediatamente adjacentes aos veios foram empregadas para datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  pelo Dr. Paulo Vasconcelos, na Universidade de Queensland, Brisbane, Austrália. Os resultados revelaram idades de resfriamento cambrianas de 497 a 500 Ma (Silva *et al.* 2006b).

As mineralizações estão relacionadas à reativação do embasamento e cobertura sedimentar ocorrida no final do Neoproterozóico e que originou grandes falhas de empurrão de direção NW-SE. A base da crosta espessada foi devolatilizada, com geração de fluidos hidrotermais ricos em metais lixiviados das rochas hospedeiras e deposição dos veios mineralizados no nível superior da crosta (Silva *et al.* 2006 a, b).

### **CONCLUSÕES**

A interpretação do conjunto de dados coligidos no presente trabalho indica que os eventos mineralizantes no setor setentrional do Cráton do São Francisco distribuem-se no amplo intervalo de tempo entre 3300 e 500Ma e incluem uma variedade de tipos de depósitos minerais. A gênese da maioria destes depósitos está intrinsecamente relacionada aos sucessivos eventos de fragmentação e colagem dos diferentes blocos arqueanos que constituem o embasamento cratônico.

Os blocos arqueanos foram amalgamados durante a orogênese paleoproterozóica, tendo sido posteriormente envolvidos e remodelados pelos processos de fragmentação e colagem dos paleocontinentes Rodínia (Mesoproterozóico ao Neoproterozóico) e Gondwana Ocidental (Neoproterozóico ao Fanerozóico). O resultado final destes processos é a área hoje definida como Cráton do São Francisco.

O estado da arte do conhecimento sobre os principais depósitos do cráton permite reconhecer: (i) zonas metalogenéticas pré-colisão riaciana, representadas pelos terrenos granito-*greens-tone* e pelos corpos máfico-ultramáficos estratificados arqueanos; (ii) zonas metalogenéticas relacionadas ao evento colisional riaciano deu originou os terrenos granito-*greenstone*, os corpos máfico-ultramáficos e a um orógeno que pode ser classificado como do tipo himalaiano, com deformação principal e geração de granitóides por fu-

são crustal no intervalo entre 2150 e 1800Ma; (iii) zonas metalogenéticas decorrentes do evento de tafrogênese estateriana, que deu origem a riftes ensiálicos, com a geração de magmatismo ácido anorogênico e deposição de sedimentos fluviais, eólicos e marinhos; (iv) zonas metalogenéticas relacionadas à orogenia Brasileira, caracterizada pela tectônica colisional relacionada com a agregação do Gondwana Ocidental, que ocorreu aproximadamente entre 640 e 500Ma.

Em termos de processos formadores de minério, o inventário metalogenético da porção norte do CSF aponta desde depósitos de derivação mantélica, passando por resultantes da remobilização e redistribuição de metais face a processos tectono-metamórficos, os formados pela combinação de erosão e sedimentação, até depósitos de alteração supergênica.

Comparativamente a outros segmentos cratônicos com ambientes geológicos análogos, esta porção do CSF hospeda um número reduzido de depósitos de sulfetos VMS, associações Fe-Cu-Au e de fosfato. A maior parte dos depósitos minerais conhecidos nessa região foi descoberta nas décadas de 70 e 80 do século XX, graças aos programas de mapeamento geológico e aos levantamentos geoquímicos e geofísicos regionais, realizados principalmente pela CBPM e pela CPRM em áreas consideradas estratégicas. Desde então, houve um longo período de estagnação de investimentos no setor mineral, cujo reflexo foi a ausência de novas descobertas.

A retomada dos programas de levantamento geológicos e geofísicos a partir de 2004, com destaque para os aerogeofísicos regionais realizados pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM, resultou na aquisição de novos dados que vieram reafirmar o enorme potencial desse segmento cratônico para a presença de novos depósitos minerais. Além disso, tais dados têm demonstrado a perspectiva de ampliação de reservas de algumas províncias e depósitos minerais já conhecidos. Tal quadro configura uma situação altamente promissora na qual o setor setentrional do Cráton do São Francisco se apresenta como uma “nova” fronteira de exploração mineral.

Espera-se que a aplicação dos novos conceitos sobre processos e controles envolvidos na formação dos depósitos minerais, aliada a novos modelos e técnicas de exploração, resultem na descoberta de depósitos adicionais nessa área,

incluindo os de classe mundial.

**Agradecimentos** Ao Serviço Geológico do Brasil-CPRM pelo convite para escrever esse capítulo, o qual apresenta parte dos resultados do projeto *Mapa Metalogenético Digital do Estado da Bahia*, realizado de 2004 a 2006 pelo Grupo de Metalogênese da Universidade Federal da Bahia.

## REFERÊNCIAS

- Abram M.B. 1994. O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiáú - BA. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia/Sergipe, Superintendência de Geologia e Mineração (SGM), Estado da Bahia, Publicação Especial, 58p.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Re. Bras. Geoc.*, **7**:349–364.
- Almeida T.I.R. 1989. Magnesita do depósito de Campo de Dentro, Serra das Éguas, Bahia: geoquímica e gênese. Tese de doutoramento, IG/USP, 173p.
- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In*: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, p. 17–35.
- Alves J.E.S. 2008. Mapeamento geológico e análise estrutural multiescalar do cinturão de dobramentos e cavalgamentos da Serra do Espinhaço setentrional, Caetité, Bahia. Trabalho Final de Graduação, IG/UFBA, 111p
- Alves da Silva F.C. 1990. Análise da deformação finita em meta-aglomerado da zona de cisalhamento aurífera da Fazenda Canto, Porção sul do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., **36**, Natal, *Anais*, p. 2208–2218.
- Alves da Silva F.C. & Matos F.M.V. 1991. Economic geology and structural controls of the orebodies of the medium Itapicuru gold district: Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *In*: E.A. Ladeira (Ed.) *Proceedings of Gold' 91: The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Rotterdam, A. A. Balkema, p. 629–235.
- Alves da Silva F.C., Chauvet A., Faure M. 1993. Early Proterozoic orogeny (Transamazonian) and syntectonic granite emplacement in the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Comp. Rend. de l'Acad. des Sciences*. Paris II, v. 316, p. 1139-1146.
- Arcanjo J.B.A., Martins A.M., Loureiro H.C., Delgado I.M., Souza J.D., Neves J.P., Oliveira J.E., Teixeira L.R., Varela P.H., Gomes R.D., Santos R.A., Melo R.C., 2005. Vale do Paramirim, Bahia: Geologia e recursos minerais. CBPM, *Série Arquivos Abertos*, **22**, 70 p.
- Avena Neto R. & Sá J.H.S. 1984. Pesquisa de platinídeos nos complexos máfico ultramáficos de Campo Formoso e Vale do Rio Jacurici, Bahia. *In*: SBG, Congr. Brs. Geol., **33**, Rio de Janeiro, Bol. Resumos, p. 240.
- Bahia Mineração 2009. ([www.bamin.com.br](http://www.bamin.com.br)).
- Barbosa J.S.F. 1990. O Manganês do Oeste da Bahia. *In*: A.Q.G. Tude de Sá & R.A. Silva Filho (Eds) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. SGM, Salvador, *Textos Básicos*, vol. 8, pp. 77-178.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L (eds). 1996. Mapa

- Geológico do Estado da Bahia. Escala: 1.000.000. Texto explicativo, Salvador, 382pp.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic features. *Prec. Res.*, **133**:1–27.
- Barbosa de Deus P., Viana J.S., Duarte P.M., Queiroz W.J.A. 1982. Campo Formoso Chromite District. In: Intern. Symp. Archean & Early Proterozoic Geological Evolution and Metallogenesis (ISAP), SME, Salvador, Excursions, p. 107–114.
- Barbosa de Deus P., Brigo L., Costa U., Diella V., Ferrario A., Garuti G. 1991. The Campo Formoso Ultramafic Complex, Bahia State, Brazil: An example of an Archean PGE-bearing chromitites. In: Europ. Union of Geosc., BUG VI, *Terra*, **3**:109–111.
- Barbosa R.M., Melfi A.J., Nahon D. 1996. Comportamento geoquímico do cromo na alteração das rochas ultramáficas mineralizadas de Campo Formoso, Estado da Bahia. *Geoch. Brasiliensis* **10**:43–56.
- Bastos Leal L.R., Teixeira W., Cunha J.C., Macambira M.J.B. 1998. Archean tonalitic, trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião block, São Francisco craton, Bahia, Brazil: Geochemical and geochronology characteristics. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**:209–220.
- Bastos Leal L.R., Teixeira W., Cunha J.C., Leal A.B.M., Macambira M.J.B., Rosa M.L.S. 2000. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids of the Gavião block and implications for the evolution of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **1**:66–69.
- Batista J.J., Nesbitt R.W., Pires P.F.R. 1998. Presença do embasamento arqueano no greenstone belt do Rio Itapicuru (Bahia) – resultados geocronológicos por ICP-MS/LA. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, Anais, p. 67.
- Biondi J.C. 2003. *Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros*. São Paulo, Oficina de Textos/CBMM, 528 p.
- Bomfim L.F.C., Rocha A.J.D., Pedreira A.J., Morais Filho J.C., Guimarães J.T., Tesch N.A. 1985. Projeto Bacia de Irecê: relatório final. Salvador, CPRM, 2 v.
- Borges J.O. 2008. *Geologia do distrito manganesífero de Urandi-Licínio de Almeida: resultados preliminares*. Trabalho final de Graduação, IG/UFBA, 118p.
- Borges V.S.M., Silva M.G., Menezes Leal A. B. 2003. O depósito de sulfeto da Fazenda Coqueiro, Mundo Novo (BA): aspectos preliminares da petrografia e da gênese do minério. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 20, Fortaleza, Resumos, p.76–77.
- Borges V.S.M., Silva M.G., Leal A.B.M., Cunha J.C. 2004. Litogeoquímica e metalogênese das rochas da Fazenda Coqueiro, greenstone belt de Mundo Novo, Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 42, Araxá, Reusmos, CD-ROM,
- Boukili H. 1984. *Pétrologie, minéralogie et géochimie des alterations des roches à chromite de Campo Formoso, Brésil*. Tese de Doutorado, Universidade de Strasbourg, França, 130 p.
- Brito R.S.C. 2000. *Geologia e petrologia do sill máfico ultramáfico do Rio Jacaré - Bahia e estudo das mineralizações de Fe-Ti-V e platínoides associados*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 325p.
- Brito Neves B.B., Campos-Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**:155–166.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz-Filho, D.A. Campos (Eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, Brazil, p.151–182.
- Carvalho Filho A.R., Queiroz E.T., Leahy G.A.S. 1986. Jazida de Cromita de Pedras Pretas, Município de Santa Luz, Bahia. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (Coords). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. MME, v. 2, Cap. 19.
- Carvalho I.G., Iyer S.S.S., Tassinari C.C.G., Misi A. 1997. Lead and sulfur-isotope investigations of the Boquirá sediment-hosted sulfide deposits, Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **39**:97–106.
- Chaves A.O., Tubrett M., Rios F.J., Oliveira L.A.R., Alves J.V., Fuzikawa K., Correia Neves J.M., Matos E.C., Chaves A.M.D.V., Prates S.P. 2007. U-Pb ages related to uranium mineralization of Lagoa Real, Bahia – Brazil. Tectonic implications. *Rev. de Geologia*, **20**(2):141-156.
- Chaves M.L.S.C., Karfunkel J., Svisero D.P. 1998. Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:295-294.
- Chaves M.L.S.C. & Brandão P.R.G. 2004. Diamante variedade carbonado na serra do Espinhaço (MG/BA) e sua enigmática gênese. *Ouro Preto, Rev. Esc. Minas*, **57**(1):33-38.
- Condie K.C. 2002. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent. *Gond. Res.*, **5**:41–43.
- Cordani U.G., Sato K., Marinho M.M. 1985. The geological evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil. *Prec. Res.*, **27**:187–213.
- Cordani U.G., Iyer S.S., Taylor P.N., Kawashita K., Sato K. & McCreath I. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematic of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5–1.0 Ga). *J. South Amer. Earth Sci.*, **1**:33–46.
- Cordani U.G., Brito-Neves B.B., D'Agrella-Filho M.S. 2003. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. *Gond. Res.*, **6**:275–283.
- Corrêa-Gomes L.C. & Oliveira E.P. 2002. Dados Sm-Nd, Ar-Ar e Pb-Pb de corpos plutônicos no Sudeste da Bahia, Brasil: Implicações para o entendimento da evolução tectônica no limite Orógeno Araçuaí/Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**:185–196.
- Costa P.H.O., Andrade A.R.F., Lopes G.A. C., Souza S.L. 1985. *Projeto Lagoa Real: Mapeamento Geológico 1:25.000*. CBPM/NUCLEBRAS/SME, v.1, 455 p.
- Couto, L.F. 1989 Estudo petrológico do complexo Máfico-Ultramáfico de Campo alegre de Lourdes (Ba) e dos Óxidos de Fe, Ti, (V) associados. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 169 p
- Couto P.A., Sampaio A.R., Gil C.A.A., Loureiro H.C., Arcanjo J.B., Fernandes Filho J., Guimarães J.T., Campelo R., Bruni D.C., Toledo L.A.A. 1978. Projeto Serra da Jacobina: Geologia e Prospecção Geoquímica, Relatório Final, Salvador, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Convênio DNPM-CPRM, vol. I, Texto, 415 p.
- Cruz Filho B.E., Conceição H., Rios D.C., Silva Rosa M.L., Marinho M.M. 2003. Geologia, Petrografia e Litogeoquímica do Batólito Trondhjemitico Nordeste, Núcleo Serrinha, Nordeste da Bahia-Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**:175–186.
- Cruz S.C.P. 2004. *A interação tectônica entre o Aulacógeno do Paramirim e o Orógeno Araçuaí-Oeste Congo*. Tese de Doutorado, IG/UFOP, 503 p.
- Cruz S.C.P. & Alkmim F.F. 2006. The Tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco craton region. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, **78**(1):151-173.
- Cruz S.C.P., Alkmim F.F., Leite C.M.M., Jordt-Evangelista H., Cunha J.C., Matos E.C., Noce C.M., Marinho

- M.M. 2007. Geologia e arcabouço estrutural do Complexo Lagoa Real, Vale do Paramirim, Centro-Oeste da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.* **37**(4 - suplemento): 128-146.
- Cunha J.C., Badham N., Silva R.W. 2001. Depósito de sulfeto maciço de Mundo Novo-Bahia, Brasil. A descoberta do VHMS da Fazenda Coqueiro. Relatório interno, CBPM, 17 p.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. Metalogênese do Brasil, Editora UnB, CPRM, Brasília, 392p.
- Davison I., Teixeira J.B.G., Silva M.G., Rocha Neto M.B., Matos F.M.V. 1988. Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: Structure and stratigraphical outline. *Prec. Res.*, **42**:1-17.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira-Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim J.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda-Filho J.V., Valenter C.R., Perrota M.M., Heineck A. 2004. Geotectônica do escudo atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Golçalves (eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, p. 227-334.
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1984. *Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero Caraíba, Vale do Curaçá, Bahia, Brasil*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 152p.
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero Caraíba, Vale do Curaçá, Bahia. CBPM, Salvador, *Série Textos Básicos*, **6**:51-123.
- D'el-Rey Silva L.J.H., Cavalcante P.R.B., Mota E.R., Rocha A.M.R. 1988. Controle estrutural da mina de cobre Caraíba: implicações na lavra e na tectônica das faixas móveis do Proterozóico Inferior. In: SBG, Congr. Bras. Geol., **35**, *Anais*, 1:16-29.
- D'el-Rey Silva L.J.H., Oliveira J.G., Gaál E.G. 1996. Implication of the Caraiba deposit's structural controls on the emplacement of the Cu-bearing hypsitherites of the Curaçá Valley, Bahia-Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**:181-196.
- Dossin I.A. 1983. *Geologia, gênese e controle dos depósitos de manganês associados ao Grupo Macaúbas na borda ocidental da Serra do Cipó, MG*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 227 p.
- Dulski P. & Morteani G. 1989. Magnesite formation by CO<sub>2</sub> metasomatism during regional metamorphism of the ultrabasic rock of the Ochsner serpentinite (Zillertaler Alpen, Tyrol, Austria). *Monograph Ser. Mineral Deposits*, **28**:95-104.
- Espourteille F. & Fleischer R. 1988. Mina de chumbo de Boquira, Bahia. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (Eds.) *Principais depósitos minerais do Brasil. Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio*. MME, v. 3., p. 91-99.
- Faria L.F., Jardim E.C., Gomes A.F. 2004a. Controles lito-estruturais da mina Cabeceiras, jazida de talco, Serra das Éguas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., **41**, Araxá, Resumos, CD-ROM.
- Faria L.F., Jardim E.C., Gomes A.F. 2004b. Aspectos lito-estruturais da mina Pedra Preta, jazida de magnetita, Serra das Éguas, Brumado, Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., **42**, Araxá, CD-ROM.
- Ferbasa 2009. [www.ferbasa.com.br](http://www.ferbasa.com.br).
- Figueiredo M.C.H. 1981. Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do Nordeste da Bahia-Brasil. In: H.A.V. Inda, M.M. Marinho, F.B. Duarte (Orgs.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos 4*. SME:1-71
- Fróes R.B. 1993. *O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiáú, BA*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Toronto, Canadá.
- Galvão C.F., Silva J.C.E., Fróes R.J.B., Silva R.W.S. 1982. Projeto manganês do oeste do Estado da Bahia. CBPM, Salvador.
- Garuti G. 1991. Platinum-group element mineralogy and concentrations in variably altered chromitites from Niquelandia and Campo Formoso (Brazil). CSIRO, 6th Intern. Platinum Symposium, Perth (Australia), Program and Abstracts, 20-21.
- Garuti G. Proenza J. A., Zaccarini F. 2007. Distribution and mineralogy of platinum-group elements in altered chromitites of the Campo Formoso layered intrusion (Bahia State, Brazil): Control by magmatic and hydrothermal processes. *Min. Petrol.*, **89**:159-188.
- Girardi V.A.V., Ferrario A., Correia C.T., Diella V. 2006. A comparison of selected Precambrian Brazilian chromitites: chromite, PGE-PGM, Re/Os as parental source indicators. *J. South Am. Ear. Sci.*, **20**:303-313.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. 1998. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Econ. Geol.*, **98**:1-29.
- Guimarães J.T., Alves dos Santos R., Melo R.C. (Orgs.) 2008. Geologia da Chapada Diamantina (Projeto Ibitiara-Rio de Contas). CBPM, Salvador, *Série Arquivos Abertos*, 31.
- Hedlund D.C., Moreira J.F.C., Pinto A.C.F., Silva J.C.C., Souza G.V.V. 1989. Stratiform Chromitite at Campo Formoso, Bahia-Brazil. *USGS J. Res.*, **2**:551-562.
- Horscroft F.D., Molinari L., Barbosa C.C. 1989. Jacobina gold mine. In: SBGq, Symp. Intern. Geoch. Explor., **13**. Rio de Janeiro, *Anais*, p.57-61.
- Inda H.A.V. & Barbosa J.F. 1978. Mapa geológico do Estado da Bahia. (Escala 1:1.000.000). Secretaria de Minas e Energia da Bahia.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.E., Fuck R.A., Kawashita K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**:472-480.
- Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. Late Proterozoic glaciation in Central-Eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeog. Palaeocli. Palaeoeco*, **65**:1-21.
- Kishida A. 1979. *Caracterização geológica e geoquímica das sequências vulcanossedimentares do médio rio Itapicuru (Bahia)*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 98 p.
- Kishida A. & Riccio L. 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Prec. Res.*, **11**:161-178.
- Largo Resources 2009. (<http://www.largoresources.com/pdf/factsheet.pdf>).
- Ledru P., Milési J. P., Johan V., Sabaté P., Maluski H. 1997. Foreland basins and gold-bearing conglomerates: A new model for the Jacobina Basin (São Francisco Province, Brazil). *Prec. Res.*, **86**:155-176.
- Ledru P., Cocherie A., Barbosa J.S.F., Johan V., Onstott T. 1993. Âge du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'Orogène Transamazonien. *C. R. Acad. Sci Paris*, **211**:120-125.
- Leite C.M.M. & Silva R.W.S. 1988. Relatório Interno. SGM-CBPM, CBPM/Salvador.
- Leite C.M.M., Santos R.A., Conceição H. 1993. A província toleítica - alcalina de Campo Alegre de Lourdes: geologia e evolução tectônica. In: SBG, Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, p. 56-59.
- Leite C.M.M. & Santos R.A. 1994. Tectônica e estrutura da região de Campo Alegre de Lourdes, NNW do Estado da Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., **38**, Camboriú. *Resumos Expandidos*, **1**, p.272-274.
- Leo G.W., Cox D.P., Carvalho J.P.P. 1964. Geologia da parte sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. *Bol.*



- DNPM, 209, 87 p.
- Lobato L.M. & Fyfe W. 1990. Metamorphism, Metasomatism, and Mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil. *Econ. Geol.*, **85**:968-989
- Lord R.A., Prichard H.M., Sá J.H.S., Neary C.R. 2004. Chromite Geochemistry and PGE Fractionation in the Campo Formoso Complex and Ipueira-Medrado Sill, Bahia State, Brazil. *Econ. Geol.*, **99**:339-364.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados Preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **10**:171-174.
- Maier W.D. & Barnes S.-J. 1996. Unusually high concentrations of magnetite at Caraíba and others Cu-sulfide deposits in the Curaçá Valley, Bahia, Brazil, *Can. Mineral.*, **34**:717-731.
- Maier W.D. & Barnes S.J., 1999. The origin of Cu sulfide deposits in the Curaçá valley, Bahia: Evidence from Cu, Ni, Se, and platinum-group element concentrations. *Econ. Geol.*, **94**:165-183.
- Marques, J.C. 2001 *Petrologia e metalogênese do depósito de cromita do sill Ipueira-Medrado, vale do Rio Jacurici-Bahia*. Tese de Doutorado, IG/UnB.
- Marques J.C., Ferreira Filho C.F., Carlson R.W., Pimentel M.M. 2003. Re-Os and Sm-Nd isotope and trace element constraints on the origin of the chromite deposit of the Ipueira-Medrado sill, Bahia, Brazil. *J. Petrol.*, **44**:659-678.
- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A., Pedrosa-Soares A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *J. Struct. Geol.*, **28**:129-147.
- Maruéjol P. 1989. *Métasomatose alcaline et minéralisations uranifères: les albitites du gisement de Lagoa Real (Bahia, Brésil) et exemples complémentaires de Xihuashan (SE Chine), Zheltorechensk (Ukraine) et Chhuling Khola (Népal central)*. Tese de Doutorado, Centro de Pesquisas sobre Geologia do Urânio, Nancy, France, 428p.
- Maruéjol P., Cuney M., Fuzikawa K., Maria Netto A., Poty B. 1987. The Lagoa Real Subalkaline Granitic Complex (South Bahia, Brazil): A Source for Uranium Mineralizations Associated With Na-Ca metassomatism. *Rev. Bras. Geoc.*, **4**:578-594.
- Mascarenhas J.F., Conceição Filho V.M., Sabaté P. 1989. The Serra de Jacobina auriferous metasedimentary sequence. 13th Int. Geochem. Symp, p. 50-54.
- Mascarenhas J.F. & Garcia T.M. 1989. Mapa Geocronológico do Estado da Bahia. SME, Texto Explicativo. Salvador, BA, Brasil, 130 p.
- Mascarenhas J.F., Conceição Filho V.M., Griffon J.C. 1992. Contribuição à geologia do grupo Jacobina na região de Jacobina-Pindobaçu. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Res. Expandidos*, 2:141-142.
- Mascarenhas J.F. & Silva E.F. 1994. Greenstone Belt de Mundo Novo: Caracterização e implicações metalogênicas e geotectônicas no Cráton do São Francisco, CBPM, Salvador, *Série Arquivos Abertos*, 5, 31 p.
- Mascarenhas J.F. & Sá J.H.S. 1982. Geological and metallogenic patterns in the Archean and Early Proterozoic of Bahia State, eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**:193-214.
- Mascarenhas J.F., Ledru P., Souza S.L., Conceição Filho V.M., Melo L.F.A., Lorenzo, C.L., Milési J.P. 1998. Geologia e Recursos Minerais do Grupo Jacobina e da Parte Sul do Greenstone Belt de Mundo Novo. CBPM, Salvador, *Série Arquivos Abertos* 13, 58p.
- McReath I. & Sabaté P. 1988. Granitoids of the Bahia State: A review. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:404-414.
- Mello E.F. 2000. *Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, BA: Evolução crustal e metalogênica do ouro*. Tese de Doutorado, IG/UNICAMP, 162 p.
- Melo R.C. (Org.) 1991. Pintadas, folha SC.24-Y-D-V: estado da Bahia. Brasília, CPRM, 173 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Milési J.P., Ledru P., Johan V., Marcoux E., Mougeot R., Lerouge C., Respaut J. P., Sabaté P. 1996. Hydrothermal and metamorphic events related to the gold mineralizations hosted within detrital sediments in the Jacobina Basin (Bahia-Brazil). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Resumos Expandidos*, p. 218-220.
- Milési J.P., Ledru P., Marcoux E., Mougeot R., Johan V., Lerouge C., Sabaté P., Bailly L., Respaut J.P., Skipwith P. 2002. The Jacobina Paleoproterozoic gold-bearing conglomerates, Bahia, Brazil: a "hydrothermal shear-reservoir" model. *Ore Geol. Rev.*, **19**:95-136.
- Mineração Caraíba S.A. 2009. ([www.minacaraiba.com.br](http://www.minacaraiba.com.br)).
- Mirabela Nickel Ltd 2009. ([www.mirabela.com.au](http://www.mirabela.com.au)).
- Misi A. & Kyle J. R. 1994. Upper Proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis, and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *Jour. Sed. Research*, **A64**:299-310.
- Misi A., Iyer S.S. & Tassinari C.C.G. 1996. Boquirá (2.5 Ga) and Morro Agudo (0.65 Ga) Lead-Zinc Deposits, Brazil: New SEDEX Subtypes? In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, *Resumos Extendidos*, 7:251-253.
- Misi A., Iyer S.S.S., Tassinari C.G.G., Coelho C.E.S., Kyle J.R., Franca-Rocha W.J.S., Gomes A.S.R., Cunha I. A., Carvalho I.G., Conceição Filho V.M. 1999. Integrated Studies and Metallogenic Evolution of the Proterozoic Sediment-Hosted Pb-Zn-Ag Sulfide Deposits of the São Francisco Craton, Brazil. In: M.G. Silva & A. Misi (Eds.) *Base Metal Deposits of Brazil*. MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, p. 84-91.
- Misi A., Iyer S.S., Coelho C.E.S., Tassinari C.C.G., Franca-Rocha W.J.S., Cunha I.A., Gomes A.S.R., Oliveira T.F., Teixeira J.B.G., Conceição Filho M. 2005. Sediment hosted lead-zinc deposits of the Neoproterozoic Bambuí group and correlative sequences, São Francisco craton, Brazil: A review and a possible metallogenic evolution model. *Ore Geol. Rev.*, **26**:263-304.
- Misi A., Kaufman A.J., Veizer J., Powis K., Azmy K., Boggiani P.C., Gaucher C., Teixeira J.B.G., Sanches A.L., Iyer S.S.S. 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chem. Geol.*, **237**:143-167.
- Molinari L. 1981. Mineralizações Auríferas em Jacobina-Ba. In: SBG/SME/CPRM, Simp. Mineralizações Auríferas no estado da Bahia. Salvador, p. 26-30.
- Monteiro M.D., Silva A. B., Carvalho M. P., Frões R.J.B., Souza S.L. 1987. *Projeto Irecê-Lapão*. Salvador, CBPM (Convênio SME-CBPM).
- Moraes L.C., Martins A.B.M., Sampaio A.R., Gil C.A.A., Andrade Filho E.L., Arcanjo J.B., Lima R.C.C.L., Melo R.C., Oliveira R.B.A.O., Margalho R.S.F.X. 1980. Projeto Brumado-Caetitê. Relatório Final, 1a Fase. Salvador, CPRM/DNPM, 233p.
- Moraes M.V. & Veiga P.M.O. 2008. Depósito de ferro-titânio-vanádio: Campo Alegre de Lourdes, Bahia. CBPM, Salvador, *Série Arquivos Abertos* 30, 48p.
- Moraes A.M.V. & Veiga P.M.O. 2008. Depósitos de Ferro - Titânio - Vanádio: Campo Alegre de Lourdes - Bahia. CBPM, Salvador, *Série Arqu. Abertos*, 30, 48p.
- Mougeot R. 1996. *Etude de la limite Archéen-Protérozoïque et des minéralisations Au + U associées. Exemples de la région de Jacobina, Etat de Bahia, Brésil et de Carajás Etat de Pará, Brésil*. Doctoral thesis, Univ. Montpellier II, 301 p.

- Mougeot R., Respaut J.P., Marcoux E., Milési J.P., Ledru P., Johan V. 1996. Geochemical and mineralogical characterizations of sulphide associated to the Jacobina gold, mineralizations (Bahia-Brazil). *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 39, Salvador, *Resumos Expandidos*, p. 318–320.
- Niedermayer G., Beran A., Brandstatter F. 1989. Diagenetic type magnesites in the Permo-Scythian rocks of the Eastern Alps, Austria. *Monograph Series Mineral Deposits*, **28**:35-59
- Ogg J., Ogg G., Gradstein F. 2008. *The Concise Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, U.K., p. 184.
- Oliveira V.P. & Ciminelli R. 1997. Depósitos de talco da Serra das Éguas, Brumado, Bahia. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T., Coelho C.E.S. (ed.) Princípios depósitos minerais do Brasil*. Brasília, v. 4C, p. 545-549.
- Oliveira E.P., Windley B.F., McNaughton N., Pimentel M., Fletcher I.R. 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: New zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Prec. Res.*, **128**:143–165.
- Oliveira E.P., Escayola M., Souza Z.S., Bueno J.F., Araújo M.G.S., McNaughton N., 2007. The Santa Luz chromite-peridotite and associated mafic dykes, Bahia-Brazil: Remnants of a transitional-type ophiolite related to the Paleoproterozoic (>2.1 Ga) Rio Itapicuru greenstone belt? *Rev. Bras. Geoc.*, **37**(supl.):28–39.
- Oliveira Jr. T.R. 2001. *Petrologia, litogeoquímica e caracterização tipológica das rochas máfico-ultramáficas do vale do Jacurici: Implicações metalogênicas e significado no contexto geodinâmico da porção NNE do Cráton do São Francisco, Bahia*. Tese de Doutorado, IG/UFBA, 240 p.
- Otero O.M.F. & Conceição H. 1996. Granitogênese tardi a póstransamazônica no Cinturão Móvel Salvador Curaçá: exemplo do Plutão de Pedra Solta. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 39., Salvador, *Anais* 6:421–422.
- Pedreira da Silva, A.J.C.L. 1994. *O Supergrupo Espinhação na Chapada Diamantina centro oriental, Bahia: Sedimentologia, estratigrafia e tectônica*. Tese de Doutorado, IG/UNESP, 126p.
- Peucat J.J., Mascarenhas J. F., Barbosa J.S.F., Souza S.L., Marinho M.M., Fanning C.M., Leite C.M.M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U-Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo Greenstone Belt in the São Francisco Craton, Bahia (NE Brazil). *J. South Am. Earth Sci.*, **15**:363–373.
- Pimentel M.M., Machado N., Lobato L.M. 1994. Geocronologia U/Pb de rochas graníticas e gnáissicas da região de Lagoa Real, Bahia e implicações para a idade da mineralização de Urânio. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, Camboriú, *Res. Expandidos*, 2:389–390.
- Plá Cid J. 1994. *Granitogênese alcalina de Campo Alegre de Lourdes, norte da Bahia: Petrografia, Mineraloquímica e Geoquímica*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA.
- Prates S.P., Correia Neves J.M., Fuzikawa K. 2009. Uranium mineralization at Lagoa Real, Ba-Brazil: the role of fluids in its genesis. *In: International Nuclear Atlantic Conference - INAC 2009, Rio de Janeiro, Anais*.
- Reinhardt M.C. & Davison I. 1990. Structural and lithologic controls on gold deposition in the shear hosted Fazenda Brasileiro Mine, Bahia State, northeast Brazil. *Econ. Geol.*, **85**:952–967.
- Ribeiro A.F. 1998. *O terreno granito-greenstone do rio Salitre (Bahia) e a mineralização de sulfeto maciço associada: petrologia, litogeoquímica e potencialidade metalogênica*. Dissertação de Mestrado. IG/UFBA, 148p.
- Ribeiro A.F., Garrido I.A., Brito R.S.C., Nonato I.F. 1993. Geologia e potencialidade para mineralizações de ouro e sulfetos da Faixa Rio Salitre, Juazeiro-Bahia. *Integração e Síntese pó. CBPM, Salvador, Série Arquivos Abertos*, vol 3., 19p.
- Ribeiro Filho E. 1968. *Geologia da região de Urandi e das jazidas de manganês Pedra Preta, Barreiro dos Campos e Barnabé, Bahia*. Tese de Livre Docência, FFCL/USP.
- Ribeiro Filho E. 1974. Geologia da mina de manganês Pedra Preta, Urandi, Bahia. *Bol. Inst. Geol. USP*, **5**:47–55.
- Rios D.C., Conceição H., Macambira M.J.B., Burgos C.M.G., Peixoto A.A., Cruz Filho B.E., Oliveira L.L., Lisboa M.P. 1998. Granitogênese da parte meridional-oriental do núcleo Serrinha: Idade, petrografia, geoquímica. *In: Conceição H. et al. (Eds.) Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas*. Salvador, SBG, Publicação Especial Nº 5, p. 91–113.
- Rocha G.M.F. 1985. *Caracterização das fácies ferrífera de Boquira - Encaixante da mineralização de chumbo-zinco*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 120p.
- Rocha G.M.F., Souza S.L., Garrido I.A.A. 1998. Distrito manganífero de Urandi-Licínio de Almeida, Bahia: Geologia e potencialidade econômica. CBPM, Salvador, *Série Arquivos Abertos* 12, 34 p.
- Ruggiero A. 2008. *A unidade Maria Preta: Geologia, geoquímica e petrogênese de rochas vulcânicas e subvulcânicas intermediárias a félsicas no Greens-tone Belt do Rio Itapicuru, Bahia*. Dissertação de Mestrado, IUG/UNICAMP.
- Sá J.H.S., Barnes S.J., Prichard H.M., Fisher E.P. 2005. The distribution of base metals and platinum-group elements in magnetite and its host rocks in the Rio Jacaré intrusion, northeastern Brazil. *Econ. Geol.*, **100**:333–348.
- Sabaté P. & McReath I. 1987. Granitoids of the State of Bahia. *In: Intern. Symp. Granites and Associated Mineralizations (ISGAM)*, 1, Salvador 1987, *Extended Abstracts*, p. 71–73.
- Sabaté P., Marinho M.M., Vidal P., Caen-Vachette, M. 1990. The 2 Ga peraluminous magmatism of Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia-Brazil). Geologic and isotopic constraints of the sources. *Chem. Geol.*, **83**:325–338.
- Sanches A.L., Misi A., Kaufman A.J., Azmy K. 2007. As seqüências carbonáticas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco e os depósitos de fosfato: Correlações e fosfogênese. *Rev. Bras. Geoc.*, **37**:1034–1046.
- Santos, C.N. 2001. *Micromorfologia, geoquímica e aspectos tecnológico da apatita da associação alcalino-carbonatítica Precambriana de Angico dos Dias (BA)*. Tese de Doutorado. IG/USP, São Paulo.
- Schobbenhaus C., Hoppe A., Baumann A., Lorck A. 1994. Idade U-Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. *In: Congr. Bras. Geol.*, 38, Balneário Camboriú, *Anais*, v. 2, p. 397-399.
- Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas – GIS and 48 mapas 1:1.000.000, CPRM, Brasília. 41 CD-ROMs.
- Schwartz P.M.S. & Novikoff A. 1980. Comparaison géochimique des chromites d'Andorinha et de Campo Formoso, Bahia (Brésil). *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.* **11** (1980), p. 75–94.
- Sena F.O. 1991. Gold mineralization of northeastern Bahia, Fazenda Brasileiro, Fazenda Maria Preta and Jacobina Gold Mines, Brazil. Gold'91 Field Guide-

- book, 55 p.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: The first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. *In: Intern. Symp. Granites and Associated Mineralizations (ISGAM)*, 1, Salvador, *Extended Abstracts*, p. 282–283.
- Silva M.G. 1983. *A seqüência vulcanossedimentar do médio rio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, Salvador.
- Silva M.G. 1987. *Geochemie, Petrologie und geotektonische Entwicklung eines proterozoischen Gruens-teinguertel: Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien*. Tese de Doutorado, Universidade de Freiburg, Freiburg in Breisgau, Alemanha, 141 p.
- Silva M.G. 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 37, São Paulo, Anais, p. 181–182.
- Silva M.G., Martin H., Abram M.B. 1996. Datação do corpo máfico ultramáfico da Faz. Mirabela (BA) pelo método Sm-Nd: Implicações petrogenéticas e geotectônicas. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 39, Salvador, Anais 6: 217–220.
- Silva M.G. & Misi A. 1998. Embasamento Arqueano - Proterozóico Inferior do Cráton do São Francisco no Nordeste da Bahia. *Geologia e Depósitos Minerais. Serie Roteiros Geológicos. SGM, Convênio SICM/UFBA/SGM/PPPG/FAPEX*, 164 p.
- Silva M.G. & Cunha J.C. 1999. *Greenstone belts and equivalent volcano-sedimentary sequences of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil - Geology and mineral potencial*. *In: Silva M.G. & Misi A. (Eds.). Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, Ministério das Minas e Energia, 1999, p. 1-108.
- Silva M.G., Coelho C.E.S., Teixeira J.B.G., Silva F.C.A., Silva R.A., Souza J.A.B. 2001. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: Geologic evolution and review of gold mineralization. *Mineral. Depos.*, 36: 345–357.
- Silva M.G., Guimarães J.T., Teixeira L., Martins A.M., Silva Filho E., Loureiro H.C., Arcanjo J.B., Neves, J.P., Mascarenhas, J.F., Melo R.C., Bento R.V. 2006a. Evidências estruturais, metalogenéticas e geocronológicas da inversão neoproterozóica do rifte Espinhaço. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 43, Aracaju, Resumos, p. 177.
- Silva, M.G., Neves J.P., Klein E., Bento R.V., Dias V.M. 2006b. Principais Processos Envolvidos na gênese das mineralizações de Sn, Au, Ba, quartzo rutilado e diamante, na região do Espinhaço-Chapada Diamantina, Bahia. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 43, Aracaju, Resumos, p. 161-161.
- Sims J.F.M. 1977. A Geologia da Série Jacobina Aurífera nas vizinhanças de Jacobina, Bahia, Brasil. *In: Simp. Ouro, Semana de Estudos Geológicos*, 27, Ouro Preto, Publ. n°17, p.223-259.
- Souza J.D., Fernandes Filho, J., Guimarães J.T., Lopes J.N. 1979. Geologia da região do médio São Francisco. Projeto Colomi. Salvador. CPRM, convênio DNPM/CPRM. Relatório Final.
- Souza J.D. & Teixeira L.R. 1981. Prospecto Rio Salitre - Geologia e prospecção geoquímica preliminar do Complexo Rio Salitre. Salvador, CPRM/SME-BA/CPM, 11p. Relatório Final.
- Stowe, C.W. (1994) Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time. *Econ. Geol.*, 89: 528-546.
- Teixeira J.B.G. 1984. *Geologia e controles da mineralização aurífera da Fazenda Brasileiro, Serrinha (BA)*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA.
- Teixeira J.B.G. 1985. Geologia e controles da mineralização aurífera em Fazenda Brasileiro, Serrinha (BA). *In: P.V.S.V. Sá & F.B. Duarte (Eds.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, S.M.E., 6: 9–49.
- Teixeira J.B.G., Kishida A., Marimon M.P.C., Xavier R.P., McReath I. 1990. The Fazenda Brasileiro gold deposit, Bahia: Geology, hydrothermal alteration, and fluid inclusion studies. *Econ. Geol.*, 85: 990–1009.
- Teixeira J.B.G., Souza J.A.B., Silva M.G., Leite C.M.M., Barbosa J.S.F., Coelho C.E.S., Abram M.B., Conceição Filho V.M., Iyer S.S.S. 2001. Gold mineralization in the Serra de Jacobina region, Bahia, Brazil: Tectonic framework and metallogenesis. *Mineral. Depos.*, 36: 332–344.
- Teixeira J.B.G., Misi A., Silva M.G. 2007. Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America. *Gond. Res.*, 11: 346–361.
- Teixeira J.B.G., Silva M.G., Lindenmayer Z.G., D'el-Rey Silva L.J.H., Vasconcelos P.M., Reis C.H.C., Andrade J.B.F. 2010. Depósitos de Cobre do Vale do Rio Curacá, Bahia. *In: R.C. Brito, M.G. Silva, R.M. Kuyumjian (Eds.) Modelos de Depósitos de Cobre do Brasil e sua Resposta ao Intemperismo*. CPRM, Brasília, p. 73-95.
- Teixeira W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos, isotópicos do Cráton do São Francisco-Implicações tectônicas. *In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (Eds.) O Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG/SGM/CNPq, p. 11–33.
- Turpin L., Maruèjol P., Cuney M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization, Lagoa Real, South Bahia, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 139-147.
- Ussami N. 1993. Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas. *In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.). In: SBG, Simp. Cráton do São Francisco*, 2, Salvador, Spec. Publ., 35-62.
- Williamson P.A. & Pereira R.S. 1991. The Salvador O1 Kimberlite, Bahia, Brazil: Its regional and local geological setting with comments on the sequence of prospecting activities leading to its discovery. Strategic Services Unit, Internal Report, De Beers Brasil, Brasília, 27p.
- Wilson N., Moorbath S., Taylor P.N., Barbosa J.S.F. 1988. Archean and Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Chem Geol* 70: 146.
- Yamana Gold 2009. ([www.yamana.com](http://www.yamana.com)).

# METALOGÊNESE DO SETOR MERIDIONAL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

LYDIA MARIA LOBATO<sup>1</sup>, FRIEDRICH EWALD RENGER<sup>1</sup>,  
ROSALINE CRISTINA FIGUEIREDO E SILVA<sup>1</sup>, CARLOS ALBERTO ROSIÈRE<sup>1</sup>,  
FRANCISCUS JACOBUS BAARS<sup>2</sup> & VASSILY KHOURY ROLIM<sup>1</sup>

1 - CPMTC-IGC-Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos 6.627, Pampulha - 31270-901, Belo Horizonte - MG. e-mails: lobato@netuno.lcc.ufmg.br; frenger@terra.com.br; rosalinecris@yahoo.com.br; crosiere@gmail.com; vassily.rolim@gmail.com

2 - RockGeologia, Av. Afonso Pena 4343/402, Mangabeiras - 30130-008, Belo Horizonte - MG. e-mail: baarsf@rockgeo.com

## INTRODUÇÃO

Dentre Os maiores distritos e províncias mineiras na superfície estão aqueles em terreno brasileiro, inclusive a porção meridional do Cráton São Francisco. Contemplam-se jazidas, províncias e distritos gigantes (no sentido de Laznicka 1999, 2010) entre centenas de ocorrências menores (Figs. 1 e 2).

No núcleo arqueano-paleoproterozoico estão o Supergrupo - *Greenstone Belt* Rio das Velhas-SGRV, da região do Quadrilátero Ferrífero-QF com >1.500 t Au; o Supergrupo Minas-SGM do QF com >12 Gt Fe @  $\geq 50$  % de Fe; tântalo da Província Pegmatítica de São João del Rei. Já nos cinturões marginais do Estado de Minas Gerais estão a região de Salinas-Rio Pardo de Minas com >20 Gt Fe @ 35 % Fe; a Província Pegmatítica Oriental, com pedras preciosas; a jazida de Morro do Ouro com >600 t Au; e o nióbio da Suíte Intrusiva do Barreiro, em Araxá, sendo o Brasil líder das reservas mundiais, com >800 Mt de minério a cerca de 1,3 % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, até 800 m de profundidade. Outros bens minerais ricos na região, ainda carentes de pesquisa mineral intensiva, incluem Mn, Pd, Pt, Ni, Co, U, ETR, Ti, Al, Ta, diamante, P, Cr, esmeralda, calcário, grafita, pedras ornamentais (Dardenne & Schobbenhaus 2001, 2003).

A parte aflorante da porção meridional do Cráton São Francisco está parcialmente ilustrada nos mapas das Figuras 1 e 2 (vide também mapas de localização dos respectivos distritos em Dardenne & Schobbenhaus 2003 e também Schobbenhaus *et al.* 2004), junto à distribuição dos seus recursos minerais conhecidos. A fertilidade metálica descrita se deve à fertilidade metalogenética mantélica litosférica impressa na crosta durante

os principais eventos de acreção crustal, *i.e.*, o Neoarqueano, Riáciano e Orossiriano. Durante o Neoproterozoico houve reciclagem crustal localizada, estendendo-se do Calymmiano, com depósitos de ferro do tipo Rapitan, até o Ediacarano.

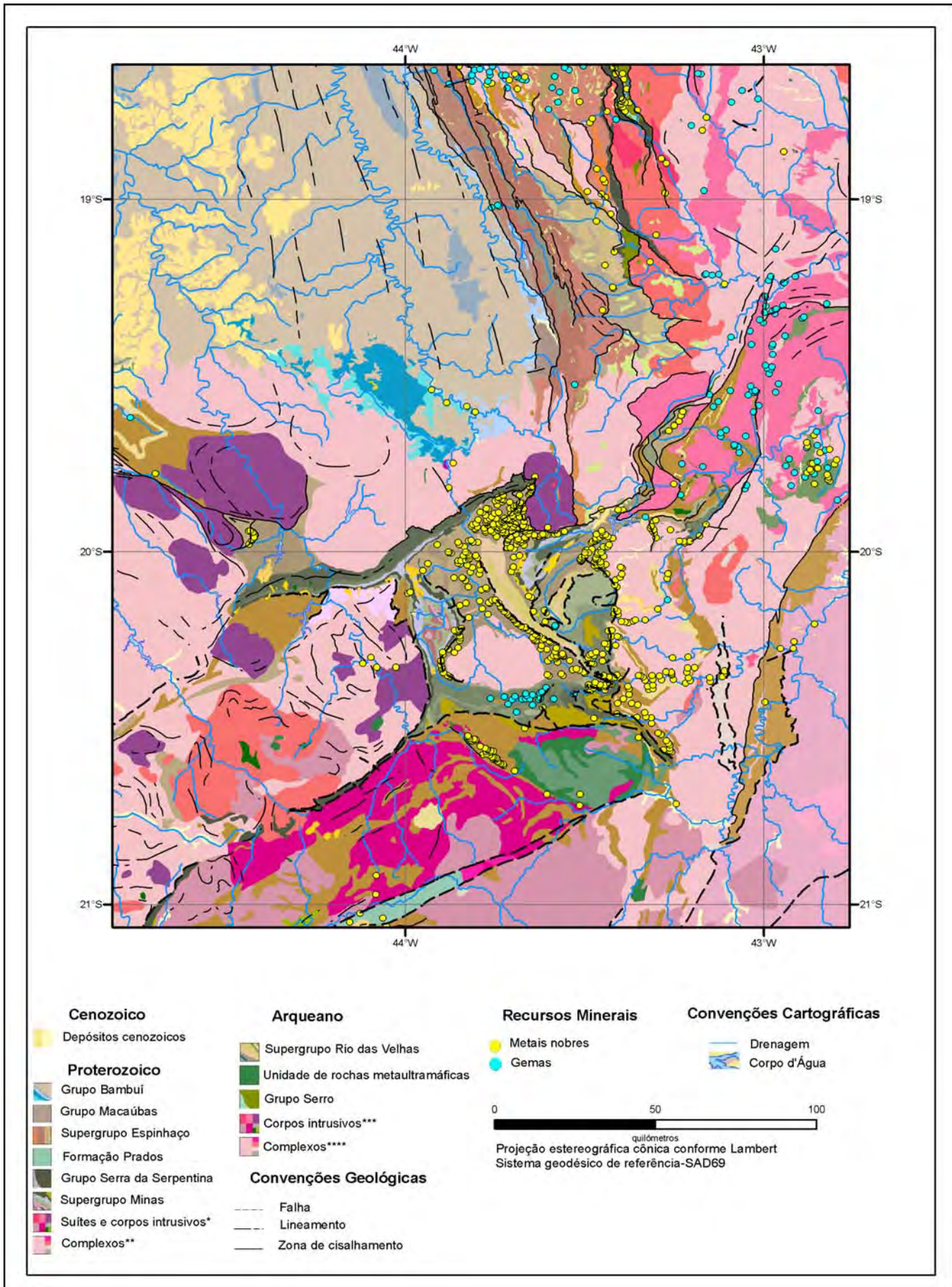
O presente capítulo apresenta a revisão acerca dos recursos minerais da área coberta pela porção meridional do Cráton São Francisco, com foco especial nas jazidas de ouro dos terrenos arqueanos, e de ferro dos terrenos paleoproterozoicos. Outras fontes de revisão acerca dos depósitos minerais no Brasil são os livros de Figueiredo (2000) e Biondi (2003).

## POTENCIAL METALOGENÉTICO REGIONAL

O Cráton São Francisco e seus limites em superfície têm sido alvo de redefinição constante, desde que Guimarães (1951) reconheceu a preservação de núcleos arqueanos no sul e centro-leste do escudo brasileiro.

Barbosa (1966), Ebert (1968), Pflug *et al.* (1969) e Cordani (1973) descrevem as características geológicas e geoquímicas do Cráton São Francisco. Em 1977, F.F.M. de Almeida publicou um artigo histórico, definindo os limites superficiais do Cráton com base nos afloramentos de falhas de empurrão e transcorrências entendidas como de idade brasileira, *i.e.* do Neoproterozoico. O conceito dos limites desse cráton neoproterozoico foi estendido ao Cráton Paramirim (Almeida 1981), referindo-se a um cráton precursor estabelecido durante o Paleoproterozoico, no Riáciano, ao final do evento transamazônico entre 2,1 e 1,9 Ga.

Com base em trabalhos geofísicos, entre eles gravimétricos e de fluxo térmico, e ainda aeromag-



netométricos, diversos autores (Davino 1980, Hamza 1980, 1982, Haralyi 1980, Haralyi & Hasui 1982 a, b, Almeida & Hasui 1984) confirmaram e modificaram os conceitos geológicos e tectônicos, até então publicados, acerca de um núcleo arqueano a paleoproterozoico, que é bordejado por cinturões mesoproterozoicos a neoproterozoicos, com sequências metavulcanossedimentares e metasedimentares, de crosta menos densa e de fluxo térmico maior.

Vários novos estudos geofísicos foram realizados ao longo da década de 1980, resultando em ajustes nas interpretações originais, principalmente na porção meridional da área cratônica, e no que diz respeito ao conceito da extensão de litosfera cratônica, geofisicamente distinta, sotoposta às faixas móveis marginais proximais do chamado Cráton São Francisco (Ussami et al. 1993a, b, Van Decar et al. 1995, Zang 1996 in Pereira & Fuck 2005).

Pesquisas regionais, incluindo inúmeras obras de cartografia geológica sistemática, além de compilações geológicas e estudos tectônicos integrados mais recentes, discriminam:

(i) O Cráton São Francisco, principalmente sua porção sul (Marshak & Alkmim 1989, Alkmim et al. 1990, 1993, Baars & de Wit 1993, Baars 1995, Almeida 1993, Martins-Neto & Alkmim 2001, Martins-Neto et al. 2001, Bizzi & Vidotti 2003, Delgado et al. 2003, Schobbenhaus et al. 2004, Martins-Neto 2009);

(ii) Os cinturões Espinhaço e Araçuaí, a leste (Pedrosa-Soares et al. 2001, Alkmim et al. 2006, Marshak et al. 2006, Noce et al. 2007b, Pedrosa-Soares et al. 2008, Chemale Jr. et al. 2012);

(iii) O Cinturão Brasília, a oeste (Pimentel et al. 2000, Valeriano et al. 2004, Seer et al. 2005, Vale-

riano et al. 2008).

Esses trabalhos demonstram a existência de uma tectônica do Neoproterozoico, vergente em direção ao núcleo arqueano-paleoproterozoico cratônico, e que oculta uma crosta cratônica sotoposta aos cinturões neoproterozoicos. As assinaturas mantélicas de xenólitos e xenocristais, contidos em kimberlitos, kamafugitos, carbonatitos e magnetito piroxenitos, além de outras variedades intrusivas alcalinas e máficas a ultramáficas, do Juro-Cretácico, atestam para um manto subcontinental litosférico, subcratônico, por baixo do Cinturão Brasília até a porção meridional do Cinturão Araçuaí (e.g. Bizzi et al. 1995, Peate 1997, Bizzi & Vidotti 2003). Há assim indicação de ampla extensão de embasamento cratônico para além dos limites tectônicos definidos pelos afloramentos das rampas frontais basais (*décollements*) e laterais, i.e. as falhas direcionais de cisalhamento, conforme proposição original do trabalho de Almeida (1977).

Os dados geoeletrônicos do levantamento magnetotélurico, atravessando mais de 400 km de largura do Cinturão Brasília (Bologna et al. 2005), revelam lascas tectonoestratigráficas finas, de poucos quilômetros de espessura, interpretadas como lascas de empurrão neoproterozoicas, essencialmente horizontais, sobre um embasamento cratônico. A cartografia sistemática e os inúmeros novos trabalhos de levantamento geocronológico em amostras de rocha das lascas tectônicas, *fenster* e *klippen* de complexos metamórficos gnáissicos tipo TTG (tonalito-trondjemito-granodiorito), contidos nos cinturões, indicam a ampla extensão de rochas arqueanas e paleoproterozoicas nos cinturões marginais ao Cráton São Francisco.

Assumpção et al. (2002) e Oliveira et al. (2008)

Figura 1. Mapa geológico e de recursos minerais da porção meridional do Cráton São Francisco, modificado a partir de Heineck et al. (2004), Leite et al. (2004) e Schobbenhaus et al. (2004). Recursos minerais incluem Metais Nobres e Gemas.

\* Suítes: Alto Maranhão, Mercês-Ubari, Muriaé, Pedro Lessa e Ressaquinha. Corpos intrusivos: Açucena, Alto Jacarandá, Barra Longa, Bicas, Brás Pires, Cansação, Capela do Saco, Cassiterita, Córrego Estiva, Córrego Ponte Nova, Cupim, Diogo Vasconcelos, Diorito Ibituruna, Divinézia, Dom Joaquim, Dorés do Campo, Goiaba, Ibitutinga, Itutinga, Jacém, Jacuba, Lambari, Macuco, Mombaça, Morro do Urubu, Nazareno, Palestina, Passa Tempo, Peti, Pilões, Ribeirão Laranjeira, Ribeirão Pinheirinho, Ribeirão Vermelho, Ritópolis, Santa Paula, São Félix, São João da Chapada, São José Soledade, São Sebastião da Vitória, São Tiago, Senhora do Porto, Serra do Carmo, Serrinha, Silverânia, Tabuões e Tonalito Bom Jesus do Galho.

\*\* Complexos proterozoicos Juiz de Fora, Paraíba do Sul, Piedade e Serra do Jabitacá.

\*\*\* Corpos intrusivos arqueanos Bom Jardim, Bonsucesso, Caeté, Coelho, General Carneiro, Itaúna, Monsenhor Isidro, Samambaia, Santa Luzia, Santana do Paraopeba e Souza Noschese.

\*\*\*\* Complexos arqueanos Acaiaca, Bação, Belo Horizonte, Bonfim, Córrego Taioba, Divinópolis, Gouveia, Guanhães, Lavras, Mantiqueira e Santa Bárbara.

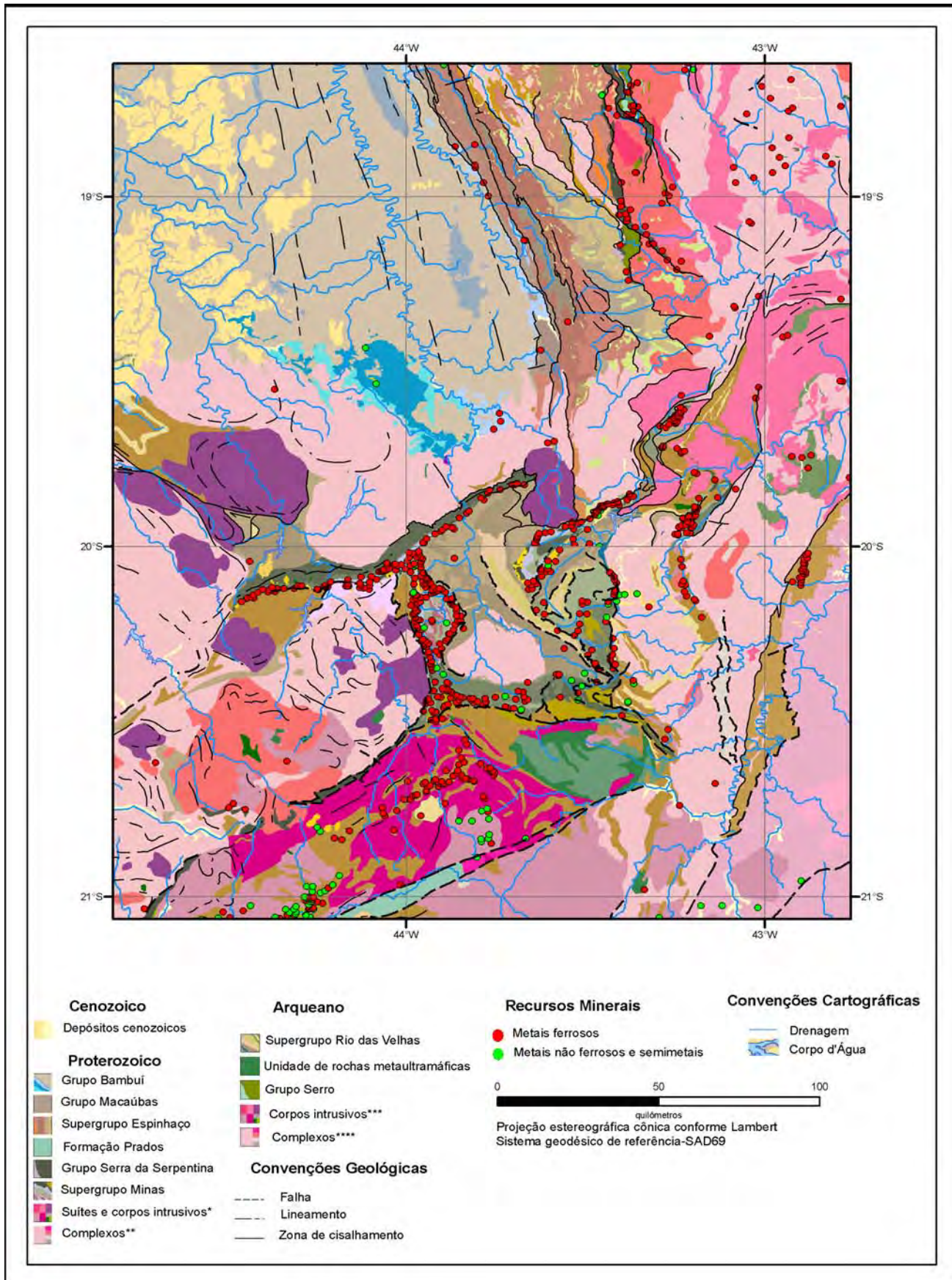


Figura 2 - Mapa de distribuição dos recursos minerais de Metais Ferrosos, Não-Ferrosos e Semi-Metais do Quadrilátero Ferrífero. Ver legenda da Figura 1.

realizaram estudos de determinação de espessura elástica  $T_e$  média da porção meridional do Cráton São Francisco, na área onde seus limites são definidos por limites tectônicos aflorantes, segundo Bizzi & Vidotti (2003). Os autores indicaram uma espessura elástica com anomalia relativamente baixa, da ordem de 45 km, se comparada com a espessura média esperada de 70 a 80 km para outros crátons estabelecidos em nível global. A erosão térmica e o metassomatismo mantélico subsequente, com afinamento da base da litosfera durante os cavalgamentos bivergentes centripetais do Neoproterozoico, poderiam ter causado essa anomalia. Da mesma forma, o tectonismo alóctone neoproterozoico teria alterado e mascarado a superfície cratônica, através da superposição dos Cinturões Araçuaí-Espinhaço e Brasília, sem alterar profundamente a constituição cratônica em si.

Para a área de interesse do presente trabalho, dados de aerogravimetria em escala global (GeTech 2008) reforçam a noção de um bloco cratônico muito extenso, que adentra por debaixo dos cinturões marginais do Cráton São Francisco Meridional. Assim, os limites cratônicos estenderiam-se para além dos limites já abrangentes, como propõem por exemplo Pereira & Fuck (2005). Também estendem-se para além dos limites indicados pela mais recente base de dados gravimétricos de medidas terrestres de Ebinger *et al.* (1998), e seu mapa de anomalias Bouguer. Os resultados da aerogravimetria são semelhantes, mais detalhados e mais abrangentes que os resultados obtidos a partir de estudo de sismicidade para o Cinturão Brasília de Assumpção *et al.* (2004). Em todos os sentidos, os conceitos originais de Cráton São Francisco e Cráton Paramirim se aproximam, diferindo-se por um intenso evento de erosão litosférica térmica subcontinental e aloctonia supra-cratônica (*e.g.* Pereira & Fuck 2005).

### Fertilidade Metalogenética

Do ponto de vista metalogenético, a fertilidade arqueana, principalmente neoarqueana, e paleoproterozoica, principalmente riaciana e orossiriana, ocorreu junto aos períodos de acreção continental, nas áreas do cráton aflorante e das vastas porções sotopostas aos cinturões, todas muito atraentes à prospecção e mineração. Esta ciclicidade de picos metalogenéticos com acreção

crustal tem sido postulada para o Escudo Sul-Americano e também em nível mundial por vários autores (*e.g.* Robb 2005, Begg *et al.* 2009, Lobato & Baars 2012).

Uma parte do evento riaciano, que levou à estabilização cratônica Paramirim, se deve à acreção do Cinturão Mineiro (*e.g.*, Teixeira & Figueiredo 1991, Quéméneur *et al.* 1994, Quéméneur & Noce 2000, Delgado *et al.* 2003, Lobato & Baars 2012), que é marcado por um cinturão metalogenético de sul a norte, desde o Complexo Guaxupé até possivelmente o norte do Estado da Bahia, com Sn, Ta, Fe, Mn, U-Au, Cr e esmeralda (Baars *et al.* 2003), entre outros.

### RECURSOS MINERAIS EM ROCHAS DO ARQUEANO

#### Jazidas de Ouro no *Greenstone Belt* Rio das Velhas-GBRV

O Estado de Minas Gerais é um dos principais produtores de ouro do Brasil. No mundo, a região do Quadrilátero Ferrífero-QF representa uma das mais importantes províncias deste metal, e é a maior província de depósitos de ouro hospedados em formações ferríferas bandadas-FFB de idade arqueana do país (*e.g.*, Ribeiro-Rodrigues 1998). Historicamente, o QF é responsável por cerca de 40 % (>1000 t) do ouro produzido no Brasil (>2300 t; Lobato *et al.* 2000, Vial *et al.* 2007c).

As maiores jazidas auríferas do QF estão em rochas de idade arqueana, metamórficas, predominantemente da fácies xisto verde, pertencentes ao Grupo Nova Lima da base do Supergrupo-*Greenstone Belt* Rio das Velhas-GBRV (revisões geológicas regionais *e.g.* Dorr 1969, Baltazar & Zucchetti 2007), incluindo exploração garimpeira histórica (*e.g.*, Lobato *et al.* 2000). São mineralizações *gold only*, do tipo ouro orogênico (*e.g.*, Groves *et al.* 1998, Hagemann & Cassidy 2000), associadas a alteração hidrotermal estruturalmente controlada, dominada por silicificação, sulfetação, com formação de quantidades variadas de carbonatos e mica branca, além de alguma albita, rutilo e outros acessórios.

Embora hospedem-se em todas as rochas do GBRV, as jazidas mais produtivas estão em FFBs±*chert* ferruginoso (*e.g.*, Lobato *et al.* 2001a) e em "lapa seca" (*e.g.*, Ladeira 1991), essa última representando um conjunto de rochas hidroter-



mais quartzo-carbonáticas com sulfeto, mica branca e albita, sendo responsáveis respectivamente por 49 % e 47 % do ouro contido. Rochas vulcânicas, máficas e ultramáficas, vulcanoclásticas e sedimentares hospedam os restantes 4 % (e.g., Lobato *et al.* 2001a, b)

As diversas jazidas e ocorrências auríferas (Fig. 3) ocorrem nos municípios de Nova Lima, Rio Acima até Ouro Preto, Itabirito, Sabará, Caeté e Santa Bárbara, constituindo os distritos auríferos de Nova Lima-Caeté e Barão de Cocais (Ladeira 1991). Há também depósitos distribuídos a noroeste do QF, em faixa NW-SE entre Conceição do Pará e Pitangui, e ao sul em associação com o lineamento Congonhas (Corrêa-Neto *et al.* 2011).

Dois depósitos de classe mundial são Morro Velho (mina desativada em 2003), que iniciou sua produção em 1725, acumulou cerca de 470 t de ouro, e foi operada até uma profundidade de 2.500 m; e Cuiabá, e que contém ~150 t (produção e reservas) desse metal (Vial *et al.* 2007c).

São várias as minas em operação atualmente e, de acordo com as próprias empresas detentoras das mesmas, alguns dados mais atuais de produção e outros selecionados incluem: (1) Cuiabá-subterrânea, em Sabará: 1,2 Mt/ano @ ~8 g/t Au; produção 103 t Au (1985-2008) (AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda.-AGA); (2) Lamego, subterrânea, em Sabará: recurso 35 ton; produção 50 koz/ano (AGA); (3) lineamento Córrego do Sítio, várias minas subterrâneas, região de Santa Bárbara: recurso 4,6 Moz; produção ~100 koz/ano; (4) Turmalina-subterrânea, em Pitangui: 1,9 ton Au @ ~4 g/t Au (2011; Jaguar Mining); (4) Complexo Paciência-minas subterrâneas, região de Itabirito: 1,1 ton Au @ ~2,88 g/t Au 2011; Jaguar Mining). Há ainda a revisão para consulta adicional de Thorman *et al.* (2001).

Além de artigos em periódicos, artigos e resumos em eventos predominantemente nacionais, a maioria dos trabalhos nessas jazidas tem sido desenvolvida em depósitos isolados e conduzida por diferentes grupos de trabalho, principalmente

através de dissertações e teses de diversas universidades, além de relatórios internos não publicados de empresas de mineração e pesquisa.

Trabalhos científicos regionais sobre as mineralizações de ouro na região do QF incluem um vasto acervo, com inúmeras publicações desde o fim do século XIX, destacando-se principalmente as de revisão de Ladeira (1991) e referências ali citadas. Para uma listagem abrangente deve-se consultar referências em Lobato *et al.* (2001 a,b,c), e diversos artigos publicados em Vial *et al.* (2007c), volume 32, do periódico *Ore Geology Reviews* sobre ouro na região do Quadrilátero Ferrífero.

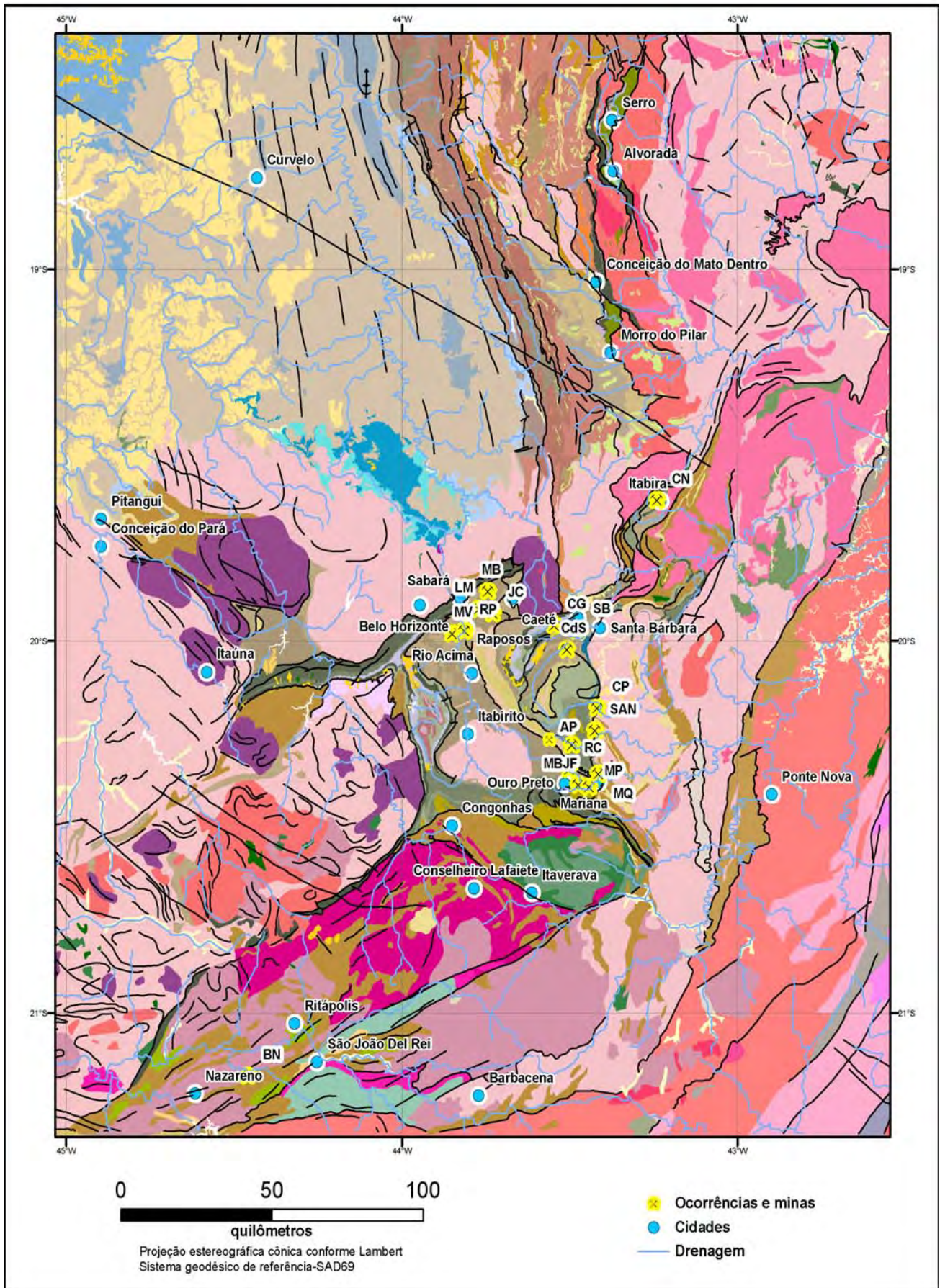
### CONTROLES ESTRUTURAIS DOMINANTES

Depósitos pouco documentados são hospedados em rochas granito-gnáissicas dos diversos complexos metamórficos da região, e constituem veios discordantes de quartzo auríferos. Os depósitos hospedados nas rochas do Grupo Nova Lima são associados com lineamentos regionais constituindo rampas oblíquas, falhas de empurrão, de orientação geral NW com caimento para NE (no sul), ou NE caindo para SE (ao norte do município de Nova Lima). De Nova Lima até Juca Vieira (Fig. 3), essas duas orientações de empurrão dão lugar à falhas transcorrentes de orientação EW, que teriam acomodado duas direções de empurrão e teriam sido as mais favoráveis para a deposição de ouro. São comuns corpos de minério controlados por uma lineação de estiramento que, em geral, coincide com eixos de dobras mergulhando E/SE, ao longo dos quais os corpos são rompidos e ramificados, com modificação da forma das dobras. Corpos de minério raramente excedem 300 m de largura, ocupam as partes centrais de zonas de cisalhamento dúcteis, e podem ser paralelos ao bandamento mineralógico de vários tipos rochosos, mas especialmente de FFB (e.g., Lobato *et al.* 2001a).

Em trabalho recente, Martins *et al.* (2011) mostram que, para o caso da jazida Lamego, as es-

*Figura 3 - Mapa geológico do extremo sudeste da porção meridional do Cráton São Francisco, ressaltando as principais ocorrências e minas de ouro indicadas no texto. A maioria acha-se localizada na região do Quadrilátero Ferrífero associada ao (i) Supergrupo - Greenstone Belt Rio das Velhas-SGRV, (ii) Supergrupo Minas, incluindo as da região de Mariana, de ouro paladiado do tipo "jacutinga"; e as hospedadas em metaconglomerados da Formação Moeda. Legenda geológica segundo a Figura 1.*

AP: Antônio Pereira; BN: Bananal; CdS Mina Córrego do Sítio; CG: Congo Soco; CN: Conceição; CP: Cata Preta; JC: Juca Vieira; LM: Lamego; MB: Mina Cuiabá; MBJF: Mina Bom Jesus das Flores; MP: Mina Passagem de Mariana; MQ: Maquiné; MV: Morro Velho; RC: Rocinha; RP: Raposos; SAN: Santo Antônio; SB: São Bento.



truturas do tipo *pinch-and-swell* controlam a mineralização. Em escala centimétrica- hectamétrica, as mesmas podem desenvolver *boudins* e, geralmente, exibem formato de tablete de chocolate com estrangulamento em duas direções perpendiculares entre si. Na escala do corpo de minério, corpos de minério elipsoidais oblatos correspondem a objetos individuais mineralizados. Esse modelo difere daquele indicado para outras jazidas arqueanas da região do QF, nas quais a mineralização está, geralmente, associada com dobramentos e/ou estiramento unidirecional.

#### ESTILOS DE MINERALIZAÇÃO E HIDROTHERMALISMO

São reconhecidos três estilos principais de mineralização aurífera, tanto em escala de distrito, como de mina, refletindo competência litológica, taxa de *strain*, pressão de fluido, variações na interação fluido-rocha e composição dos minerais-minério (e.g., Lobato & Vieira 1998; Lobato *et al.* 1998): (i) substituição de sulfetos estruturalmente controlada em FFB; (ii) sulfetos disseminados em zonas de alteração hidrotermal relacionadas a zonas de cisalhamento; e (iii) veios e sistemas de venulações de quartzo-carbonato-sulfeto auríferos (típico de rochas máficas e metassedimentares). Os três estilos podem ocorrer em uma mesma jazida, mas o estilo de substituição é observado principalmente em jazidas onde a hospedeira é FFB, como é o caso de Cuiabá (Ribeiro-Rodrigues *et al.* 2007), São Bento (Martins-Pereira *et al.* 2007), Raposos (Junqueira *et al.* 2007) & Lamego (Martins 2011; Fig. 3).

Os minerais de alteração hidrotermal desenvolveram-se em estágio tardi- a pós-metamórfico, já que os mesmos substituem as paragêneses metamórficas. A alteração hidrotermal define halos proximais a distais em volta dos corpos mineralizados. Em rochas hospedeiras de composição máfica e ultramáfica há zonas dominadas por clorita, carbonato e mica branca, essa última junto às porções mineralizadas com sulfeto. Silicificação importante acompanha todas as etapas da alteração, com veios e massas de quartzo abundantes, especialmente junto ao minério. No caso de Lamego, p. ex., as zonas de silicificação tipo quartzo fumê hospedam boa parte do ouro (Martins 2011). De fato, quartzo fumê rico em inclusões fluidas comumente associa-se aos veios auríferos. Há diferentes populações de sulfetos

dependendo do tipo de hospedeira e, no caso de rochas sedimentares clásticas por ex., arsenopirita é dominante, sendo que estibnita e o sulfossil bertierita também podem ocorrer (e.g., Lobato *et al.* 2001a, c, Lima 2012).

Estudos de inclusões fluidas nesses depósitos, como Raposos (Godoy 1994), São Bento (Alves *et al.* 1997), Cuiabá (Xavier *et al.* 2000, Lobato *et al.* 2001a, c) e, mais recentemente na jazida Carvoaria, lineamento Córrego do Sítio (Ribeiro 2013), têm indicado fluidos a  $H_2O-CO_2$ , de baixa salinidade, com presença de  $CH_4$ , atestando, portanto, seu caráter redutor. Os valores isotópicos desses fluidos, obtidos por alguns desses autores, apontam serem os mesmos de origem metamórfica, similares a outros depósitos orogênicos do mundo.

As feições mineralógicas de alteração, que acompanham a mineralização de ouro, são associadas com praticamente todos os estilos estruturais. Isto confirma a noção de um único evento progressivo de deformação, ao invés de repetidos, temporalmente distantes, pulsos de fluidos hidrotermais (Lobato *et al.* 2001c).

É notável que os corpos de minério das maiores jazidas estão, via de regra, em contato com filitos carbonosos. Ainda que essas rochas mostrem estreitas zonas de alteração a carbonato e sulfeto ao longo do contato com o minério sulfetado principal, a infiltração de fluido nas mesmas foi muito limitada. Essas unidades impermeáveis parecem ter tido papel determinante na localização da deposição de ouro, atuando como barreira química e física para a solução hidrotermal (e.g., Lobato *et al.* 2001a, c). Isso fica claro no mapeamento subterrâneo desenvolvido recentemente na jazida Lamego, onde as massas de quartzo fumê, hospedeiras de parte da mineralização aurífera são completamente contornadas por filito carbonoso (Martins *et al.* 2011).

A razão Au/Ag dominante nesses depósitos varia de 5/1 a 6/1. O ouro ocorre incluso em sulfetos ou como finos filmes em fraturas nesses minerais. Nos depósitos dominados por pirita é comum o aumento na quantidade de ouro com o enriquecimento de arsênio na pirita e/ou com o aparecimento de arsenopirita. Grãos de ouro de 50 a 120  $\mu m$  são em geral encontrados na pirrotita, com os mais finos (10 a 50  $\mu m$ ) inclusos na pirita. Onde incluso na arsenopirita e associado com quartzo e carbonato, ouro é <10  $\mu m$  (e.g., Lobato *et al.* 2001a, Lima 2012, Martins 2011, Ribeiro 2013)

## ORIGEM E IDADE DAS MINERALIZAÇÕES

Até o estabelecimento dos conceitos sobre a gênese das jazidas auríferas orogênicas em terrenos metavulcanossedimentares (e.g., Groves et al. 1998), Ladeira (1980, 1991) defendia gênese singenética, por vulcanismo exalativo; a gênese epigenética em zonas de cisalhamento seria restrita para depósitos em rochas metavulcânicas. Uma gênese epigenética e sintectônica era sugerida por diversos autores (e.g., Vieira & Oliveira 1988, Scarpelli 1991). A gênese hidrotermal epigenética desses sistemas auríferos é hoje amplamente aceita (e.g., Lobato & Vieira 1998, Lobato et al., 1998, Lobato et al., 2001 a, c). A idade U-Pb SHRIMP de  $2,67 \pm 0,014$  Ga de monazita hidrotermal em pirita aurífera das jazidas Cuiabá e Morro Velho (Lobato et al. 2007) indica que a mineralização está relacionada aos estágios mais tardios da evolução do GBRV (Lobato et al. 2001a, b; Noce et al. 2007a).

### Jazidas de Manganês

Na região do QF existe um grande número de pequenos depósitos de manganês (Serra da Moeda, Serra de Gandarela, Ouro Preto e outras localidades), além de áreas ao sul, na região de Conselheiro Lafaiete-Ritápolis-Nazareno (Fig. 4). O distrito manganésífero de Conselheiro Lafaiete conta com muitos depósitos, porém nenhum com as dimensões do Morro da Mina com produção iniciada em 1902, e que até 1955 produziu 6.074.238 t de minério secundário com um teor médio em torno de 45 % Mn. Morro da Mina é atualmente operada a céu-aberto pela empresa Vale, com teor médio de minério de 24 % de MnO (www.vale.com), tendo a empresa iniciado a lavra subterrânea recentemente.

Dominam xistos a mica, clorita, anfibólio e talco, anfibolitos e rochas sílico-carbonáticas do Grupo (Grossi-Sad et al. 1983, Endo 1997) ou *Greenstone Belt* (Pires 1977, Toledo 2002) Barbacena, agrupadas nas Unidades Ultramáfica, Máfica e Metassedimentar Clástica por Seixas (1988). Ebert (1963) introduziu o nome Formação Lafaiete a uma sequência de rochas com minério de manganês situada entre o Grupo Barbacena e o Supergrupo Minas-SGM.

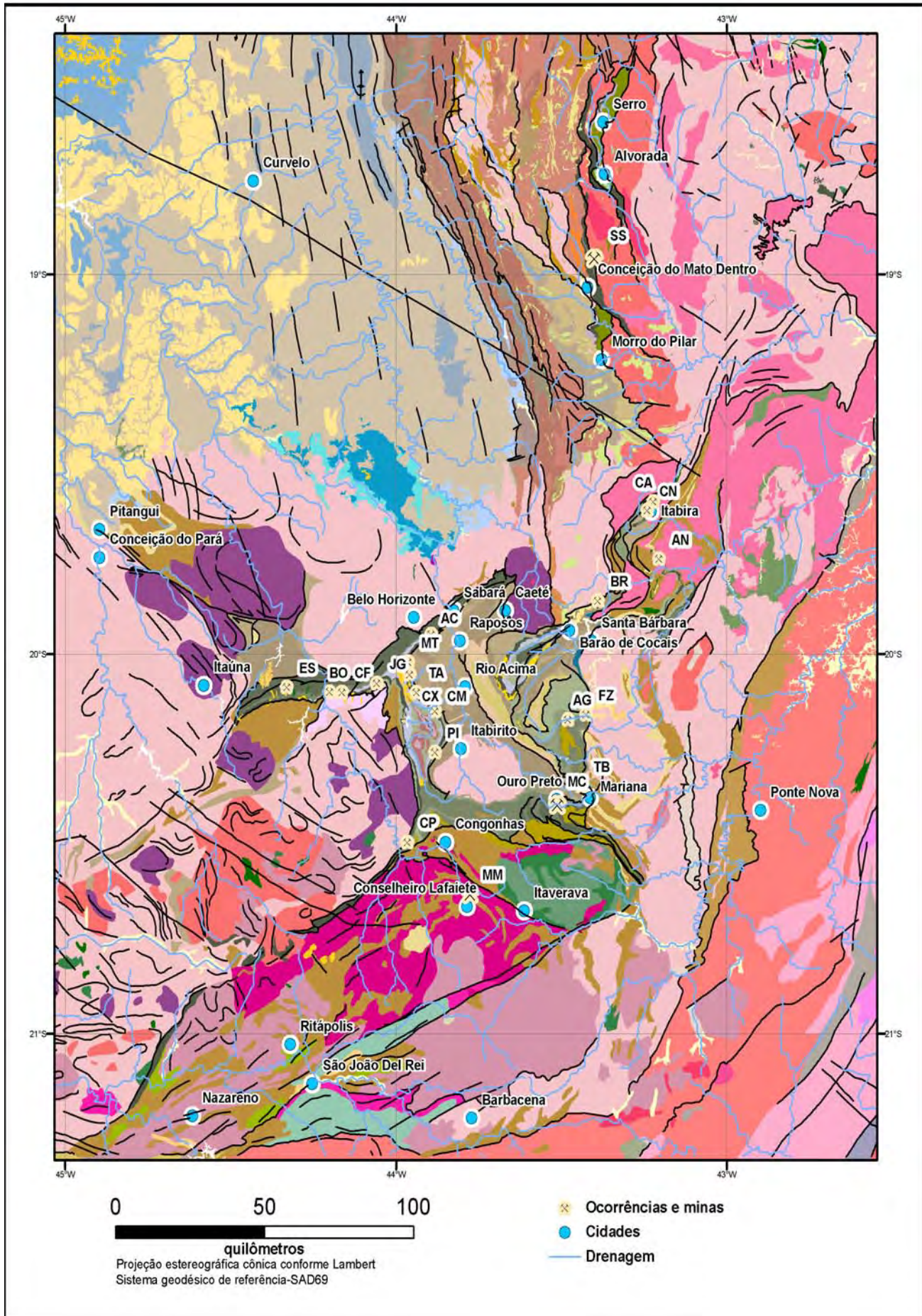
Rochas metamórficas manganésíferas, em camadas de espessura extremamente variável (mé-

dia de 20 m), ocorrem em contato gradacional com as demais rochas. Elas são localmente bandadas, de textura granoblástica, contendo rodocrosita, espessartita, rodonita e olivina de manganês (tefroita), além de grafita, pirofanita, apatita e os sulfetos (Candia & Girardi 1979) pirita, calcopirita, covelita, bornita, pirrotita e galena (inclusive alabandita-Mn<sup>2+</sup>S), esses últimos disseminados e preenchendo fraturas e falhas (Viana 2009). São classificadas como rochas sílico-carbonáticas e constituem os protominérios (30 % MnO) de manganês. Representam o produto metamórfico de rochas sedimentares quartzo-carbonáticas (em especial carbonatos de manganês)-aluminosas, o que resultou em rochas granoblásticas de composições variadas, desde extremamente silicáticas até carbonáticas. Essa variação recebeu os termos gondito e queluzito, respectivamente em referência aos protominérios ricos em quartzo e espessartita e aos ricos em rodocrosita e silicatos de manganês (espessartita, tefroita e Mn-cummingtonita; Pires 1977). Os gonditos podem ser bandados, com alternância de espessartita e quartzo, enquanto os queluzitos são maciços, sem quartzo.

A atividade exploratória no Distrito Manganésífero de Conselheiro Lafaiete foi feita, principalmente, a partir de óxidos de manganês do minério supergênico, especialmente o formado do protominério rodocrosítico (queluzito). O minério oxidado é uma rocha coesa, negra e densa, com pirolusita, criptolomelana, psilomelano e manganita, de ocorrência restrita e pouco volume. Após exaurido o minério supergênico, na década de 1970, os protominérios sílico-carbonáticos passaram a ser explotados.

## ORIGEM E IDADE DAS MINERALIZAÇÕES

O controle estratigráfico e litológico das mineralizações de manganês, assim como sua associação ao vulcanismo máfico e ultramáfico submarino, são utilizados para sugerir uma origem vulcanogênica exalativa para a concentração original do manganês (e.g., Pires 1977). Por outro lado, em face das características geológicas e petrográficas das rochas da Mina Pequeri, no mesmo distrito, Lages (2006) indica que a rocha cálcio-silicática, rica em rodonita e olivina tefroita, corresponda a um escarnito gerado pelo metamorfismo de contato entre os carbonatos de manganês e a in-



trusão do Tonalito Pequeri, tendo atingido a fácies hornblenda-hornfels. Metamorfismo de contato já fora discutido por Park *et al.* (1951) e Loureiro (1979). Conforme apontado por Park *et al.* (1951), alabandita, além de rodonita e rodocrosita, é comumente um mineral hidrotermal, e sua presença sugere que as rochas cálcio-silicáticas (protominérios) teriam sido geradas por hidrotermalismo e não apenas por metamorfismo de contato; a presença de sulfetos em veios é também indicativa da ação hidrotermal. A deposição de manganês pode ter se iniciada no estágio metamórfico (espessartita) e continuado até o hidrotermal (Park *et al.* 1951), semelhantemente à formação de jazidas escarníticas. Assim, parte do manganês seria epigenético, introduzido a partir de fluidos magmáticos, e não apenas sin-genético, derivado da rocha sedimentar carbonática original.

Apesar da inexistência de datações geocronológicas precisas, as rochas metavulcanossedimentares da região de Conselheiro Lafaiete, incluídas como parte do *Greenstone Belt* Barbacena, têm sido historicamente correlacionadas ao GBRV, do Neoarqueano, da porção interior do QF (*e.g.* Pires 1977, Supriya 2000). Por essa razão, as jazidas de manganês do presente capítulo acham-se descritas no item *Recursos Minerais em Rochas do Arqueano*.

A leste da região de Conselheiro Lafaiete, há ainda diversas ocorrências de ouro orogênico ao longo do cinturão metavulcanossedimentar Congonhas-Itaverava (Corrêa Neto *et al.* 2011). O mesmo é também considerado por Pires (1977) e Barbosa (1985) como parte do *Greenstone Belt* Barbacena, que foi separado em dois cinturões por Ávila *et al.* (2006), sendo que um deles, o de Rio das Mortes (ao norte da cidade de São João del Rei), une-se ao de Congonhas-Itaverava. Recentemente, Ávila *et al.* (2006) obtiveram idades paleoproterozoicas para rochas do *Greenstone Belt* Rio das Mortes. Idade paleoproterozoica de  $2349 \pm 14$  Ma (U-Pb SHRIMP) é também indicada por análise em zircão detrítico de metagrauvaca do topo da faixa Congonhas-Itaverava, apontando

idade deposicional máxima do Paleoproterozoico (Corrêa-Neto *et al.* 2011). Esses dados sugerem a possibilidade das rochas hospedeiras das mineralizações manganíferas da região de Conselheiro Lafaiete serem de idade paleoproterozoica.

## RECURSOS MINERAIS EM ROCHAS DO PALEOPROTEROZOICO

### Jazidas de Ferro do Quadrilátero Ferrífero

Na região do QF são lavrados corpos de minérios de ferro de alto teor, compacto a semi-friável e friável, com teores históricos 64 % Fe, além de itabirito enriquecido com teores entre 30 e 60 % Fe. Após um período de intensa exploração nos últimos 30 anos, a empresa Vale calculou para suas áreas reserva de 6 a 8 Bt de itabirito (30 a 60 % Fe), 4 Bt de minério com teor em Fe >52 %, incluindo no mínimo 600 Mt remanescentes de minérios com teor em Fe >62 % (comunicação pessoal da Vale 2007).

No domínio ocidental (definição de Rosière *et al.* 2001) do QF, a estruturação é controlada por dobras flexurais e falhas, e os corpos de minério apresentam trama granoblástica e granulação relativamente fina com relictos de magnetita/martita e texturas de substituição/oxidação que indicam baixa deformação interna. Já no domínio oriental (Rosière *et al.* 2001), as rochas têm maior deformação interna e zonas de cisalhamento, espessura de até centenas de metros, desenvolvem corpos de itabirito e minério xistoso, com quase total obliteração da estruturação sedimentar/diagenética da FFB e progressiva eliminação das evidências dos estágios precoces de alteração hidrotermal e mineralização.

Depósitos do domínio ocidental compõem um grupo relativamente uniforme com características mineralógicas e texturais semelhantes. O minério é geralmente maciço a bandado, como corpos aproximadamente colunares em zonas de charneira de dobras, ou na zona de interferência entre

*Figura 4. Mapa geológico do extremo sudeste da porção meridional do Cráton São Francisco, ressaltando as principais ocorrências e minas de ferro, manganês e alumínio indicadas no texto. A maioria acha-se localizada na região do Quadrilátero Ferrífero, além da região de Serro e Conceição do Mato Dentro. Base geológica e legenda segundo a Figura 1.*

AC: Águas Claras; AG: Alegria; AN: Andrade; BO: Bocaina; BR: Brucutu; CA: Cauê; CF: Córrego do Feijão; CM: Capitão do Mato; CN: Conceição; CP: Casa de Pedra; CX: Capão Xavier; ES: Esperança; FZ: Fazenda; JG: Jangada; MC: Morro do Cruzeiro; MM: Morro da Mina; MT: Mutuca; PI: Pico; TA: Tamanduá; TB: Timbopeba; SS: Serra da Serpentina.

elas (Rosière & Rios 2004, Dalstra & Rosière 2008). Diversos corpos de minério, como os da Mutuca, Capão Xavier, Tamanduá e Capitão do Mato, são controlados por dobras de eixo NW-SE e são localizados no flanco oriental do sinclinal Moeda (Fig. 4), mas também associados à falha da Mutuca. Os depósitos Águas Claras, Córrego do Feijão, Jangada e Bocaina são controlados por dobras NE-SW e falhas que acompanham a Serra do Curral (SW de Belo Horizonte) no limite noroeste do QF. O gigantesco depósito de Casa de Pedra (Guild 1953, 1957), da Companhia Siderúrgica Nacional – CSN, localiza-se no SW do QF, próximo à junção dos sinclinais Moeda (eixo N-S) e Dom Bosco (eixo E-W). Falhas de cavalgamento exerceram importante controle na distribuição dos corpos de minério hematíticos-martíticos, em charneiras de dobras reclinadas, envolvidos por minério friável de alto e baixo teores.

Os corpos de alto teor do domínio oriental são xistosos, presentes em zonas de cisalhamento dúcteis. Os depósitos Fazendão, Timbopeba, Alegria, Brucutu, Cauê e Conceição (Fig. 4) são exemplos, e representam as maiores reservas ainda disponíveis no QF, embora sejam constituídos principalmente de minérios hematíticos de baixo teor.

#### **CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS DOS MINÉRIOS DE FERRO**

Kenomagnetita, i.e., magnetita deficiente em  $Fe^{+2}$  (Kullerud et al. 1969, Morris 1980, Rosière 1981), é onipresente em corpos de minério no domínio de baixa deformação. Pode ocorrer como relictos, inclusos em agregados de maghemita ( $\chi-Fe_2O_3$ ), martita e hematita, mas também inalterada em alguns corpos individuais. No depósito Feijão (Fig. 4), extremidade ocidental do QF, magnetita/kenomagnetita pode dominar. Relações texturais sugerem que magnetita era o mineral dominante no minério, mas também de extensa ocorrência nas FFBS antes de sua oxidação progressiva (Rosière 1981), com martitização, evoluindo para hematita anédrica, hematita I, de contornos irregulares a lobados (dimensões 0,01-0,2 mm).

Cristais granulares (granoblásticos) isométricos (comumente  $<200 \mu m$ ) constituem a hematita II, intercrescida com I. No domínio oriental, hematita II é comumente subédrica definindo trama granoblástica poligonal; o tamanho dos grãos aumenta progressivamente com o grau de metamorfismo

regional. Em zonas de cisalhamento, a deformação resulta em trama com cristais euédricos/subédricos de especularita e hematita tabular, ambos classificados como hematita III.

Hematita placóide ou especularita, variando de algumas dezenas de  $\mu m$  até vários mm, ocorre em corpos deformados, resultando em trama orientada tanto quanto à forma como à estrutura cristalina. Isso define uma xistosidade relacionada ao plano axial de dobras ou zonas de cisalhamento (Rosière et al. 2001), onde especularita alongada gera uma conspícua lineação mineral.

#### **ORIGEM DOS MINÉRIOS DE ALTO TEOR**

Minérios de alto teor resultam da interação de processos hipogênicos (do Proterozoico), pela substituição hidrotermal de itabirito, e posterior supergênese (do Recente; Guild 1953, Dorr 1964, 1965, Eichler 1968, Ribeiro et al. 2002, Spier et al. 2007, Rosière et al. 2008). O hidrotermalismo desenvolveu-se preferencialmente em sítios de baixa deformação, tais como charneira de dobras, sendo os fluidos conduzidos principalmente nessas estruturas e ao longo de falhas regionais, sítios apropriados para a ação prolongada dos fluidos mineralizadores.

Três estágios de enriquecimento hipogênico ocorreram durante a orogênese transamazônica (aprox. 2,1-2,0 Ga), sendo que os dois primeiros estão bem preservados no domínio ocidental. Estudos geocronológicos em monazita de veios hidrotermais com hematita-martita, a oeste da Serra do Curral, indicam idade U-Pb SHRIMP de  $2034 \pm 11$  Ma para a mineralização de ferro (Rosière et al. 2012).

Durante o primeiro estágio, fluidos hidrotermais de baixa temperatura ( $T_h = 115-140^\circ C$ , em inclusões fluidas na hematita; Rosière & Rios 2004) lixivaram sílica e carbonatos e, em menor proporção, mobilizaram ferro, resultando na formação de corpos maciços ou bandados de magnetita (p. ex. depósitos Feijão e Jangada), de veios de magnetita/hematita e corpos de itabirito rico. A magnetita cresceu associada ao dobramento durante o Transamazônio (Rosière et al. 2008). As FFBS experimentaram dobramento desarmônico, por deslizamento flexural junto com falhas reversas, como visto em diversos depósitos nos flancos do sinclinal Moeda. Corpos de alto teor ocorrem tanto associados às dobras de eixo NE-SW como NW-SE,

sugerindo formação como parte de processo de longa duração durante toda a fase compressiva da orogênese. Rosière & Rios (2004) sugeriram fluidos hidrotermais metamórficos como responsáveis pelo primeiro estágio de mineralização. Óxidos de ferro em veios indicam mobilização de Fe em fraturas, comumente em zonas de charneira de dobras. Veios ocorrem nos níveis superiores de alguns depósitos, como Bocaina e Esperança, ramo oeste da Serra do Curral.

A concentração de grandes depósitos ao longo do flanco NE do sinclinal Moeda, próximo à falha da Mutuca, como Mutuca, Capão Xavier, Tamanduá e Capitão do Mato, sugere que descontinuidades tectônicas regionais, tais como falhas transcorrentes e cavalgamentos, serviram como condutos de fluidos, controlando parcialmente corpos de magnetita (Dalstra & Rosière 2008). Corpos magnetíticos estão geralmente associados a enriquecimento de carbonato (metassomatismo de  $\text{CO}_2$ ), particularmente evidente na extremidade oeste do QF. Uma dolomita rica em Fe forma porfiroblastos semelhantes à magnetita em itabiritos carbonáticos, como no depósito Águas Claras (Rosière & Santos 2004), atualmente exaurido.

O segundo estágio de enriquecimento hipogênico é caracterizado pela substituição e oxidação de magnetita por hematita (martita) e formação de hematita I, em todos os depósitos do domínio ocidental (p. ex. Mutuca, Feijão e Pico; Fig. 4). Martitização é atribuída ao aumento da  $f_{\text{O}_2}$  e/ou queda da temperatura do fluido hidrotermal. A hematita II se formou de fluidos hidrotermais de salinidade moderada a baixa. Esse estágio é particularmente importante no enriquecimento do itabirito dolomítico. A dolomita rica em Fe oxida formando hematita, com lixiviação de Mg, Ca e  $\text{CO}_2$  e geração de corpos hematíticos de alto teor. Dados de inclusões fluidas na hematita II sugerem que águas meteóricas modificadas teriam percolado fraturas e falhas normais durante o soerguimento e distensão da crosta ao longo da orogênese transamazônica (Rosière & Rios 2004). Resulta minério poroso a maciço, de trama granoblástica desenvolvida de forma heterogênea por recristalização sin- a pós-metamórfica (Rosière 1981, Rosière *et al.* 2001).

Um terceiro estágio hipogênico está associado a cavalgamentos que dominam a estrutura tectônica do domínio oriental. Formaram-se cristais sindeformacionais de especularita, além de hematita

III tabular associada a veios de quartzo. Essa geração é especialmente abundante em depósitos como Conceição, Fazendão e Andrade (Fig. 4). Especularita e hematita III contêm inclusões fluidas altamente salinas, de mais alta temperatura ( $T_h$  de 140- >205°C; Rosière & Rios 2004) em relação ao domínio ocidental. Enquanto hematita III foi precipitada em espaços vazios e veios, especularita forma cristais orientados na xistosidade. É possível que esse tipo de minério se desenvolveu em níveis crustais mais profundos, sob temperaturas mais elevadas, como evidenciado por dados termobarométricos e associação de minerais metamórficos nas rochas encaixantes do domínio oriental. Neste domínio de falhas de cavalgamento, observa-se imbricamento das unidades do SGM com rochas metassedimentares mesoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço provavelmente pela superposição de estruturas brasileiras. Rochas de diferentes graus metamórficos foram assim justapostas e minérios desenvolvidos em níveis crustais mais profundos trazidos para níveis mais rasos, resultando no atual cenário geológico observado na metade oriental do QF.

Durante o Neógeno, o enriquecimento supergênico originou corpos friáveis em torno dos corpos compactos, de menor dimensão, tipicamente associados a itabiritos dolomíticos. Ambos, friáveis e compactos, compõem os corpos gigantescos de minérios de alto teor do QF, resultantes da superposição de processos hipogênicos e supergênicos.

### **Jazidas de Ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro**

As FFBS da região de Conceição do Mato Dentro (Fig. 4), 150 km NE de Belo Horizonte, são conhecidas desde o século XVIII, e já no início do século XIX foram usadas para alimentar o primeiro alto forno da América do Sul, instalado em 1808 em Morro do Pilar. No início da década de 1980, estes depósitos voltaram a ser pesquisados (Vilela & Santos 1983). Porém, foi somente a partir de 2005, com a elevação dos preços internacionais do minério de ferro, que essas FFBS de baixo teor em ferro passaram a ser exploradas de forma intensiva, permitindo a definição de uma estratigrafia e a caracterização tecnológica das FFBS.

Os três principais depósitos de ferro são Serra do Sapo, Serra da Serpentina e Morro do Pilar. O primeiro tem 15 km de extensão, direção NNW e



camadas de itabirito com até 300 m de espessura (100 m em média), mergulhando 20° para ENE. Serra da Serpentina tem 32 km de comprimento, direção NW a WNW e mergulho suave para NE. Há duas camadas de FFB nos primeiros 20 km a sul de Conceição do Mato Dentro, devido à repetição por falhas de empurrão. Já Morro do Pilar tem extensão de 22 km, direção N-S e inflete bruscamente para leste no seu extremo sul. O itabirito tem espessura variável, até 250 m a sul, e entre 10 e 50 m no trecho a norte.

Os três depósitos têm características mineralógicas e químicas semelhantes, contendo quartzo, hematitas do tipo especular, tabular e globular, além de magnetita. Os minérios são compacto, friável e hematitas, o primeiro perfazendo cerca de 55 % do total, com teores médios de 33 % de Fe total. O itabirito friável inclui minério pulverulento, e atinge 60 % do total na Serra da Serpentina, com teores médios de 43 % de Fe total. Raros corpos de hematita têm teores médios de 67 % de Fe total.

O teor de ferro dos itabiritos compactos é próximo dos valores em FFB, sugerindo a pouca importância do enriquecimento hipogênico na região. Já os maiores teores dos itabiritos friáveis e pulverulentos indicam enriquecimento supergênico, o que é comprovado pela relação inversa entre profundidade e teor. Os corpos de hematita parecem ter formado devido à presença de falhas de empurrão com fluidos hidrotermais associados, pois os mesmos são xistificados, milonitizados e, comumente próximo a zonas de falha, há veios de quartzo (Rolim 2010). O potencial de recursos geológicos atual é estimado em 8 Bt de minério na Serra do Sapo, 10 Bt na Serra da Serpentina e 4 Bt em Morro do Pilar (Rolim 2010). Ainda são conhecidos os depósitos Itapanhoacanga e Serro, com características semelhantes.

### **Ouro da Região de Mariana e Arredores**

Uma extensa faixa mineralizada em ouro no SE do QF ocorre por mais de 23 km, desde Ouro Preto até Antônio Pereira (Fig. 3), incluindo as minas abandonadas Veloso, Palácio Velho ou Chico Rey, Bom Jesus das Flores, Taquaral, Passagem de Mariana, Santo Antônio, Mata Cavalu, Morro Redondo, Morro Santana, Rocinha e Antônio Pereira (Vial *et al.* 2007b), formando o Distrito de Mariana (Dardenne & Schobbenhaus 2003). O trabalho de

Vial *et al.* (2007b e referências citadas) representa a revisão mais atualizada do assunto, de onde parte das informações são retiradas.

O depósito de ouro Passagem de Mariana produziu mais de 60 t de ouro, desde o século XVIII até 1954 e a mina foi desativada em 1985. Corpos de minério estão hospedados na base de itabiritos da Formação Cauê, Grupo Itabira, SGM, em contato com quartzo-carbonato-biotita-sericita xisto e unidades descontínuas (fatias tectônicas imbricadas do Grupo Nova Lima), e correspondem a veios de quartzo, ankerita, turmalina, sericita e sulfetos, estruturalmente controlados.

Alteração hidrotermal associada aos veios inclui enriquecimento em quartzo (silicificação), turmalina e sulfetos. Turmalina preta, localmente chamada "carvoeira", está presente em todos os tipos de rocha do depósito, sendo a alteração mais intensa em filitos sericiticos, grafita-sericita filitos e rochas carbonáticas. Os sulfetos estão concentrados ao longo das bordas dos veios, ou dispersos nesses, sendo o mais abundante arsenopirita, comumente associada a pirita e pirrotita. Abundância de ouro é diretamente proporcional à concentração de sulfeto.

A geologia da mina Passagem de Mariana tem sido abordada por inúmeros autores desde o fim do século XIX, conforme citações em Vial *et al.* (2007b). Estratigrafia, estruturas e gênese do depósito têm sido tema de debate, e a gênese do minério permanece controversa. Alguns autores, como Fleischer & Routhier (1973), propõem uma origem singenética para os veios mineralizados, enquanto outros autores sugerem uma origem epigenética (vide referências em Vial *et al.* 2007a, b). Vial *et al.* (2007b) sugerem que a mineralização orogênica ocorreu entre 2,12 e 2,04 Ga, como resultado de circulação de fluidos hidrotermais ricos em CO<sub>2</sub> e de baixa salinidade ao longo de falhas de empurrão paralelas ao acamamento.

### **Ouro Paladiado do Tipo "Jacutinga"**

As FFBs paleoproterozoicas da Formação Cauê, Grupo Itabira-SGM, hospedam uma classe especial de depósitos de ouro paladiado denominada jacutinga. As jacutingas correspondem a corpos de minério de origem hidrotermal, estruturalmente controlados (Olivo *et al.* 1995) e são restritas à região do QF (Galbiatti *et al.* 2007). Diversos trabalhos abordam esses depósitos desde o fim do

século XIX, conforme citações em Galbiatti *et al.* (2007), destacando-se os trabalhos de Olivo *et al.* (1995) e Cabral (1996), que tratam dos aspectos estruturais e gênese do minério. As principais áreas mineradas no século XIX foram Gongo Soco, Bananal, Cata Preta, Maquiné e Itabira (Fig. 3), além de diversas ocorrências menores do leste do QF. A empresa Vale minerou 705 kg de Au-Pd entre 1987 e 1990 nas minas de Conceição em Itabira (Leão de Sá & Andrade 1990 *apud* Olivo *et al.* 2001). Já na mina Cauê, a Vale produziu 8 t de ouro a partir de minério com teor aproximado de 30 g/t Au (Galbiatti *et al.* 2007), com teores médios de elementos do grupo da platina em 4,0 % Pd, 0,1 % Pt, 0,6 % Ag, além de 0,5 % Cu.

Os principais depósitos de jacutinga estão hospedados em itabiritos, em estruturas orientadas NE, nos sinclinais Itabira e Gandarela (vide Fig. 1 de Rosière *et al.* 2008). Os corpos de minério contêm ouro livre, comumente como pepitas e agregados intercrescidos com especularita, Elementos do Grupo da Platina (EGP); sulfetos são ausentes. Minerais secundários são goethita, especularita, talco, flogopita, caolinita, óxido de manganês, quartzo, hematita e magnetita; acessórios são turmalina, monazita, zircão, apatita, ilmenita, epidoto e rutilo.

Em Gongo Soco, a jacutinga ocorre como veios e vênulas em minérios de ferro hematítico friável e em itabiritos adjacentes (Cabral *et al.* 2001). Os veios de jacutinga são friáveis e compostos por especularita, com talco, caolinita, quartzo, goethita e óxido de manganês subordinados (Hussak 1904 *in* Cabral *et al.* 2001). O ouro ocorre como pepitas intercrescido com hematita especular, tipicamente formando liga com Pd (Hussak 1904 *in* Cabral *et al.* 2001), além de inclusões de arseniatos e antimoniatos de Pd.

A idade da mineralização tipo jacutinga não é bem estabelecida. Olivo *et al.* (1996) definem idade de  $1,83 \pm 0,10$  Ga, com base em isócora Pb-Pb em amostra de jacutinga com ouro, especularita e quartzo. Outros autores, como Galbiatti *et al.* (2007) e Varajão *et al.* (2000), sugerem idade brasileira para veios do tipo jacutinga ccm Au-Pd.

Outros depósitos de Au-Pd ( $\pm$ Pt) descritos no mundo têm sido comparados aos de jacutinga do QF. Estes incluem exemplos na Austrália (*e.g.*, Sener *et al.* 2002), Marrocos (Ghorfi *et al.* 2006), além do depósito Serra Pelada no Pará (Cabral *et al.* 2007).

## Ouro e Urânio em Metaconglomerados Piritosos

As rochas metassedimentares clásticas da Formação Moeda, base do SGM na região do QF, repousam discordantemente sobre o SGRV, sendo compostas por quartzito, metaconglomerado e filito. Os metaconglomerados, que ocorrem em lentes de espessura métrica, e quartzitos, ambos de origem aluvionar, representam paleocanais por sobre uma superfície de aplainamento sobre os xistos arqueanos do Grupo Nova Lima, SGRV. Os metaconglomerados basais hospedam mineralização de urânio e ouro associados, especialmente nos sinclinais Moeda, Gandarela e Ouro Fino (Fig. 3), com depósitos que cobrem 17.000 km<sup>2</sup> (Minter 2006). A matriz é quartzosa, sericítica, piritosa (5-20 %), e carbonosa em certos níveis mineralizados, também contêm pirofilita e alguma clorita. Entre os minerais pesados da matriz, pirita é o mais abundante (entre 50 e 95 %), além de zircão, rutilo, turmalina, monazita, diferentes sulfetos de Cu-(Fe) (calcopirita, covelita, idaita) e algum ouro (Minter *et al.* 1990). Os seixos, a maioria bem arredondados, são de quartzito e de quartzo leitoso ou fumê, raramente de *chert* ou formação ferrífera, e variam até cerca de 20 cm. São em geral ortoconglomerados clasto-suportados.

Pesquisas para urânio da década de 1970, pela empresa Nuclebrás, e mais tarde para ouro, mostraram que os principais minerais uraníferos são brannerita, uraninita e coffinita. Os metaconglomerados uraníferos são essencialmente oligomíticos, constituídos principalmente por seixos de quartzo bem arredondados. O teor médio de U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> pode atingir 800 a 1000 ppm (Villaça & Moura 1985); os recursos geológicos foram estimados pela Nuclebrás em 15.000 t de U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> contido (Javaroni & Maciel 1985).

Os metaconglomerados contêm três tipos de pirita (Renger *et al.* 1988), semelhantes aos identificados por Hallbauer (1981) nos depósitos auríferos do Witwatersrand, África do Sul: i) grãos maciços, detríticos alogênicos, em média de 3 a 5 mm, com arredondamento variável e sobrecrecimento comum de pirita de geração posterior; ii) tipo mais abundante que corresponde a agregados microcristalinos porosos (5 a 10 mm, podendo atingir 30 mm ou mais) e bandados, principalmente esferoidais com estrutura concêntrica, lamelar ou fibrosa, comumente com inclusão de material carbonoso-argiloso; iii) grãos maciços eué-

dricos (<1 a 5 mm), também em cubos. Ocorre ainda pirita com estrutura celular (bactérias mineralizadas?) ou remobilizada em fraturas. O tipo ii é considerado singenético, formado em condições sedimentares anóxicas nos próprios paleocanais e redepositado nos conglomerados, o tipo iii como diagenético a hidrotermal, comumente como sobrecrescimento de grãos rolados.

O ouro ocorre principalmente na pirita porosa ii), em grãos de 10 a 20 mm, e também nas bordas e fraturas internas da pirita recristalizada i). Neste caso, pode associar-se a pequenas quantidades de arsenopirita, pirrotita, pentladita, calcopirita, covelita, calcocita, e gersdorffita. O ouro detrítico tem teores de 12 % de Ag e 2 % de Hg (Renger & Minter 1986). O teor de ouro dos conglomerados, de 5 a 10 g/t, pode loalmente atingir algumas dezenas de g/t. Em geral, os maiores teores ocorrem na parte basal do conglomerado, entre 10 e 30 cm do contato.

As características sedimentológicas e de mineralização se assemelham muito às dos conglomerados do tipo *modified paleoplacers* de Witwatersrand, em especial do Ventersdorp Contact Reef (VCR) na África do Sul, porém as idades são diferentes: ca. de 2580 Ma para a base da Formação Moeda (Renger *et al.* 1994, Hartmann *et al.* 2006), e  $2714 \pm 8$  Ma para o VCR (Frimmel 2005), bem como é a dimensão das bacias e a quantidade de ouro acumulado.

Há duas jazidas, Palmital e Ouro Fino, de pequeno porte. Uma está situada ao sul do sinclinal Gandarela, com recursos geológicos da ordem de 5 t de Au contido e teor médio ~6 g/t. A outra ocorre no flanco oeste do sinclinal Ouro Fino com recursos de aproximados de 2 a 3 t de Au e teor da ordem de 5,5 g/t). Ambas tiveram as suas operações paralisadas recentemente ([www.jaguarmining.com](http://www.jaguarmining.com)). Há ainda um bom potencial em outras jazidas associadas aos megassinclinais Moeda, Gandarela e Ouro Fino, porém em grande profundidade. Há muito potencial no fechamento do Sinclinal do Gandarela, na área das Indústrias Nucleares do Brasil (antiga Nuclebrás-Empresas Nucleares Brasileiras S/A), onde foram estimados recursos ainda não comprovados de cerca de 30 toneladas.

#### **ORIGEM DAS MINERALIZAÇÕES**

Pires (2005) levanta a hipótese de origem em

parte hidrotermal para a mineralização aurífera nos metaconglomerados. O ouro teria sido precipitado em zonas de cisalhamento devido à matéria carbonosa e minerais ferro-magnesianos. O autor mostra que ouro também ocorre em fraturas, na pirita arredondada, e associado a minerais metamórficos como pirofilita e clorita, além de pirita esquelética. Por outro lado, elementos-traço (Ni, Co, Mo, Cu) nos diversos tipos de pirita do depósito de paleoplacers do sinclinal de Ouro Fino, apontam proveniência a partir de rochas máficas/ultramáficas, do GBRV, para a pirita detrítica maciça (Koglin *et al.* 2010, 2011). Esses autores também sugerem evento hidrotermal mais jovem, possivelmente Neoproterozoico, baseado em enriquecimento em boro nos quartzitos conglomeráticos

#### **OUTROS RECURSOS MINERAIS**

##### **Bauxita**

Existem poucas publicações sobre as jazidas de bauxita da região do QF. Apesar de pequenas e hoje quase exauridas, as jazidas nos arredores de Belo Horizonte, Nova Lima, Caeté, Barão de Cocais, Santa Bárbara e Ouro Preto/Mariana (Fig. 4), têm um papel importante na história da indústria de alumínio no Brasil. Os depósitos acham-se sobre dolomitos e itabiritos do Grupo Itabira e, mais raramente, quartzitos e mica xistos (com até 90 % de mica) da base do Grupo Piracicaba. São minérios de boa qualidade, ricos em ferro (até 30 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) e baixa sílica (<4 %; Kotschoubey 1988).

A bauxita dos arredores de Ouro Preto foi lavrada, em pequena escala, durante os anos 1920, para abastecimento de indústrias químicas em São Paulo. A primeira corrida de alumínio de Ouro Preto aconteceu nos anos 1940, mas, com o fim da Segunda Guerra Mundial, houve excesso de metais no mercado mundial. A empresa canadense Alcan, hoje sob o nome Novelis (do mesmo grupo), assumiu a operação em 1950. A fábrica usa o minério direto no processo Bayer para a fabricação de alumina.

A maior jazida de bauxita do QF era a do Morro do Cruzeiro (Saramenha) que forneceu aprox. 5 Mt de minério (teor ca. de 38 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) para a planta em Saramenha entre 1965 e 1992, hoje exaurida. Desde os anos 1990, a fábrica está sendo abastecida com bauxita de diversos depósitos menores e cada vez mais distantes situados nos municípios de Santa Bárbara (Faz. Gandarela e Mato Grosso, Faz.

Vargem), Caeté (Faz. Lopes), Mariana (Monjolo), Nova Lima (Mutuca) e Itabirito (Lagoa Seca). As jazidas da Serra de Gandarela (Santa Bárbara e Caeté) são as maiores com uma produção anual de aprox. 390.000 t/a (Minérios & Minerais 2008).

A gênese da bauxita do QF está associada ao desenvolvimento das superfícies pós-Gondwana e Sulamericana junto com a formação de canga de ferro. O intemperismo de filitos do Grupo Itabira e base do Grupo Piracicaba possibilitou a formação das camadas de bauxita ferruginosa (<40 %  $Al_2O_3$  livre) de ca. de 3 m de espessura, intercaladas em laterita estéril e localizadas nos altos dos morros ou cristas de serras, junto com a canga. A formação da canga foi datada em 45-50 Ma (Eoceno) (Spier et al. 2007). A morfologia acidentada e o dobramento das rochas do substrato não permitiram a formação de jazidas de porte maior.

**Agradecimentos** À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-Serviço Geológico do Brasil pelo convite para participar desse volume especial. Nossos sinceros e especiais agradecimentos ao Prof. Hardy Jost, editor do volume, pelas correções e paciência. Expressamos ainda nosso reconhecimento a diversos outros colegas que forneceram informações e sugestões pertinentes, incluindo Atlas Corrêa-Neto, Jaime Duchini, Marco Aurélio da Costa e Rodrigo Martins. Agradecemos à geóloga Moara Melo Tupinambás que, sob orientação de F.J. Baars, foi responsável pela edição e confecção do mapa geológico e de recursos minerais da primeira versão das Figuras 1 e 2. Nossos mais sinceros agradecimentos ao geólogo Breno Souza Martins que foi responsável pela compilação minuciosa de dados e que gerou todas as figuras atualizadas do trabalho. O colega Sidney W. Marques forneceu apoio técnico na geração das figuras 2 e 3. LML & CAR são detentores de bolsa de pesquisa do CNPq.

## REFERÊNCIAS

- Alkmim F.F., Chemale Jr. F., Marshak S. 1990. Evolução proterozóica da porção sul do Cráton do São Francisco e faixas de dobramentos marginais: fatos e problemas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, Bol. Resumos, pg. 296.
- Alkmim F.F., Brito Neves B.B. de, Alves J.C. 1993. Arcaísmo do Cráton São Francisco – Uma revisão. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.) *O Cráton do São Francisco*. SBG/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais da Bahia, Salvador, 45-62.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Prec. Res.*, **149**:43-64.
- Almeida F.F.M. de 1977. O Cráton do São Francisco. *RBG*, **7**:439-463.
- Almeida F.F.M. de 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *Anais I Simpósio do Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais 1979*. SBG/Coordenação Produção Mineral, Salvador, 1-9.
- Almeida F.F.M. de 1993. Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais: Síntese de Conhecimentos. *Anais II Simpósio do Cráton do São Francisco*. SBG/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais da Bahia, Salvador, 256-259.
- Almeida F.F.M. de & Hasui Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Edgard Blücher, São Paulo.
- Alves J.V., Fuzikawa K., Lobato L.M., Dantas M.S.S., Cornelissen M.G. 1997. Determinação quantitativa, por espectroscopia microraman, dos componentes da fase carbônica das inclusões fluidas da mina de ouro de São Bento, Santa Bárbara, MG. *Rev. Escola de Minas de Ouro Preto*, **50/2**:51-54
- Assumpção M., James D., Snoke A. 2002. Crustal thickness in the SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. *J. Geoph. Res.*, **107**:1001-1029.
- Assumpção M., Meijan A., Bianchi M., França G.S.L., Rocha M., Barbosa J.B., Berrocal J. 2004. Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, **388**:173-185.
- Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Barrueto H.R., Pereira R.M., Martins V.T.S., Dunyi L. 2006. The Glória quartz-monzodiorite: isotopic and chemical evidence of arc-related magmatism in the central part of the Paleoproterozoic Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, **78(3)**:543-556.
- Baars F.J. 1995. The São Francisco Craton. In: M.J. De Wit & L.D. Ashwal (eds.). *Greenstone Belts*. Oxford Monogr. Geol. Geophy., **35**:529-557.
- Baars F.J. & De Wit 1993. Critério para a subdivisão tectono-estratigráfica de terrenos e escudo continental: O exemplo da porção sul do Cráton do São Francisco. In: SBG, Simp. Cráton São Francisco, II, *Anais*, Salvador, 268-289.
- Baars F.J., Matos G.M.M. de, Abram M.B., Ramos M.A.B., Neto R.L., Quadros M.L.E.S., Gonçalves J.H., Dall'Igna L.G., Wanderley A.A., Vasconcelos A.M., Macambira E.M.B., Cruz E.L.C. da, Ramgrab G.E., Rizzotto G.J., Neves J.P. das, Jesus J.D.A. de, Nesi J.R., Sachs L.L.B., Chiaregati L.A., Zucchetti M., Oliveira M.A., Faraco M.T.L., Kosin M., Baltazar O.F., Menezes R.G. de, Martini S.L., Leite C.A.S., Silva V.A. da, Paes V.J.C., Rocha W.J.S.F., Monteiro M.A.S. 2003. Metalogenia quantitativa do Brasil: Base de conhecimento métodos e exemplos. In: L.A. Bizzzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil – Texto, Mapas e SIG*. CPRM, Brasília, 449-499.
- Baltazar O.F. & Zucchetti M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the regional setting of gold deposits. *Ore Geol. Rev.*, **32**:471-499.
- Barbosa A.L.M. 1966. Síntese da evolução da América do Sul. *Bol. Escola Federal de Minas de Ouro Preto*,

- 1:91-111.
- Barbosa M.I.M. 1985. *Geoquímica das faixas máficas-ultramáficas, plutonitos e magmatitos do "Greens-tone Belt" Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete (MG)*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRJ. 227 p.
- Begg G.C., Griffin W.L., Natapov L.M., O'Reilly S.Y., Grand S.P., O'Neill C.J., Hronsky J.M.A., Poudjom D.Y., Swain C.J., Deen T., Bowden P. 2009. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere*, **5(1)**:23-50.
- Biondi J.C. 2003. *Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros*. Oficina dos Textos, São Paulo, 528 p.
- Bizzi L.A. & Vidotti R.M. 2003. Condicionamento do magmatismo pós-Gondwana. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil – Texto, Mapas e SIG*. CPRM, Brasília, 335-361.
- Bizzi L.A., De Wit M.J., Smith C.B., McDonald I., Armstrong R.A. 1995. Heterogeneous enriched mantle materials and dual-type magmatism along the southwestern margin of the São Francisco Craton, Brazil. *Geodynamics*, **20(4)**:469-491.
- Bologna M.S., Padilha A.L., Vitrello I. 2005. Geoelectric crustal structures off the SW border of the São Francisco craton, central Brazil, as inferred from a magnetotelluric survey. *Geoph. J. Internat.*, **162**:357-370.
- Cabral A.R. 1996. *Mineralização de ouro paladiado em itabiritos: a Jacutinga de Gongo Soco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, IG/UNICAMP.
- Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R., Jones R.D., Pires F.R.M., Rocha Filho O.G., Innocentini M.D. 2001. Palladium-oxygenated compounds of the Gongo Soco mine, Quadrilátero Ferrífero, central Minas Gerais, Brazil. *Mineral. Mag.*, **65(2)**:253-263.
- Candia M.A.F. & Girardi V.A.V. 1979. Aspectos metamórficos da Formação Lafaiete em Morro da Mina. *Boletim do IG/USP*, **10**:19-30.
- Chemale Jr. F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R.A., Santos M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondw. Res.*, **22(1)**:200-206.
- Cordani U.G. 1973. Definição e caracterização do Cráton do São Francisco. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 27, Aracaju, 2:142-145.
- Corrêa-Neto A.V., Almeida A.M., Silva O.S. 2011. O cinturão metavulcanossedimentar Itaverava-Congonhas, uma entidade paleoproterozóica do sul do Quadrilátero Ferrífero (MG). In: Simp. Geol. Sudeste 12, *Anais*. Nova Friburgo, RJ. Publicação em CD-ROM.
- Dalstra H.J. & Rosière C.A. 2008. Structural controls on high-grade iron ores hosted by banded iron formation: A global perspective. *Rev. Econ. Geol.*, **15**:73-106.
- Dardenne M.A. & Schobbehaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. CPRM, Brasília, 392 pp.
- Dardenne M.A. & Schobbehaus C. 2003. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil – Texto, Mapas e SIG*. CPRM, Brasília, 365-448.
- Davino A. 1980. Delineamento dos limites e estruturas do Cráton Paramirim por gravimetria. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, *Anais*, Camboriú, 5:2573-2582.
- Delgado I.M., Souza J.D. de, da Silva L.C., Silveira Filho N.C. da, Santos R.A. dos, Pedreira R.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V. de, Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil – Texto, Mapas e SIG*. CPRM, Brasília, 227-332.
- Dorr J.V.N. II. 1964. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, **59**:1203-1240.
- Dorr J.V.N. II. 1965. Nature and origin of the high-grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, **60**:1-46.
- Dorr J.V.N. II. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *USGS Prof. Paper*, 614-A, 110 p.
- Ebert H. 1963. The manganese-bearing Lafaiete Formation as a guide-horizon in the Precambrian of Minas Gerais. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, **35(4)**:545-559.
- Ebert H. 1968. Ocorrência de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais em áreas adjacentes, em dependência de estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, **40(sup)**:215-229.
- Ebinger C., Bechtel T., Forsyth D., Bowin C. 1998. Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar plateaux and dynamic compensation for the uplifts. *J. Geoph. Res.*, **94**:2883-2901.
- Eichler J 1968. *Geologie und Entstehung der itabiritischen Reicherze im Eisernen Viereck vom Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal-Zellerfeld, 192 p.
- Endo I. 1997. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, IG/USP, 243 p.
- Figueiredo B.F. 2000. *Minérios e Ambiente*. Editora da Unicamp, Campinas, 401 p.
- Fleischer R. & Routhier P. 1973. The "consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). *Econ. Geol.*, **68**:11-22.
- Frimmel H.E. 2005. Archean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa. *Earth Sci. Rev.*, **70**:1-46.
- Galbiatti H.F., Fonseca M.A., Pereira M.C., Polônia J.C. 2007. Structural control of Au-Pd mineralization (Jacutinga): An example from the Cauê Mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **32**:614-628.
- GeTech 2008. *A global gravity and bathymetry database - Confidential*. Geotech, University of Leeds, Leeds. Homepage for the GeTech Project, www.geotech.com.
- Ghorfi M.El., Oberthür T., Melcher F., Lüders V., Boukhari A.El., Maacha L., Ziadi R., Baoutoul H. 2006. Gold-palladium mineralization at Bleida Far West, Bou Azzer-El Graara Inlier, Anti-Atlas, Morocco. *Miner. Depos.*, **41**:549-564.
- Godoy M.L.S. 1994. *Evolução tectono-metamórfica da mineralização aurífera de Raposos (MG)*. Dissertação de Mestrado. IG/UNESP, 98 p.
- Grossi Sad J.H., Piva-Pinto C., Duarte C.L. 1983. Geologia do Distrito Manganêsífero de Conselheiro Lafaiete. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, *Boletim 3*, 259-270.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types *Ore Geol. Rev.*, **13**:7-27.
- Guild P.W. 1953. Iron deposits of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, **48**: 639-676.
- Guild P.W. 1957. Geology and mineral resources of the

- Congonhas district, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Paper*, **290**, 90 pp.
- Guimarães D. 1951. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. *DNPM, Boletim 88*, Rio de Janeiro.
- Hagemann S.G., Cassidy K.F. 2000. Archean orogenic lode gold deposits. *Rev. Econ. Geol.*, **13**:9-68.
- Hallbauer D.K. 1981. Geochemistry and morphology of mineral components from fossil gold and uranium placers of the Witwatersrand. *USGS Prof. Paper*, **1161**:M1-M22
- Hamza V.M. 1980. Estimates of terrestrial heat flow and radiogenic heat production in eastern Brazil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, *Anais*, Camboriú, **2**:1149-1160.
- Hamza V.M. 1982. Thermal structure of the South American continental lithosphere during the Archean and Proterozoic. *RBG*, **12**:149-159.
- Haralyi N.L.E. 1980. Carta gravimétrica do oeste de Minas Gerais, sudeste de Goiás e norte de São Paulo. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, *Anais*, Camboriú, **5**:2639-2647.
- Haralyi N.L.E. & Hasui Y. 1982a. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 32, *Anais*, Salvador, **1**:374-385.
- Haralyi N.L.E. & Hasui Y. 1982b. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of eastern Brazil. *RBG*, **12**:160-166.
- Hartmann L.A., Endo I., Suita M.T.F., Santos J.O.S., Frantz J.C., Carneiro M.A., McNaughton N.J., Barley M.E. 2006. Provenance and age of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb Isotopes. *J. South Am. Earth Sci.*, **20**:273-285.
- Heineck C.A., Vieira V.S., Drumond J.B.V., Leite C.A.S., de Lacerda Filho J.V., Valente C.R., de Souza J.D., Lopes R.C., Malouf R.F., de Oliveira I.W.B., de Oliveira C.C., Sachs L.L.B., Paes V.J.C., Junqueira P.A. 2004. Folha SE.23 Belo Horizonte. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Programa Geologia do Brasil. Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., de Jesus J.D.A. (eds.). CPRM. Brasília. CD-ROM.
- Javaroni J.H. & Maciel A.C. 1985. Prospecção e pesquisa de urânio no Brasil: Atuação da Nuclebrás (1975-1984). In: C. Schobbenhaus (coord.), *Principais depósitos minerais do Brasil - Volume 1, Recursos Energéticos*. DNPM, Brasília, 81-87.
- Junqueira, P.A., Lobato, L.M., Ladeira, E.A., Simões, E.J.M. 2007. Structural control and hydrothermal alteration at the BIF-hosted Raposos lode-gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **32**:629-650.
- Koglin N., Frimmel H.E., Minter W.E.L., Brätz H. 2010. Trace-element characteristics of different pyrite types in Mesoarchean to Paleoproterozoic placer deposits. *Min. Depos.*, **45**:259-280.
- Koglin N., Gomes A.A.S. Jr., Cabral A.R., Frimmel H.E., Minter W.E.L. 2011. Constraints on the auriferous Moeda Formation metaconglomerate, Minas Gerais, Brazil: whole-rock geochemistry and mineral chemistry of tourmaline. In: Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA) Biennial Meeting, 11<sup>th</sup>, *Proceedings*, Antofagasta, Chile.
- Kotschoubey B. 1988. Geologia do alumínio. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (eds.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil - Volume 3, Metais Básicos, Não Ferrosos, Ouro e Alumínio*. DNPM, Brasília, 599-619.
- Kullerud G., Donnay G., Donnay J.D.H. 1969. Omission solid solution in magnetite: Kenotetrahedral magnetite. *Zeitschrift der Kristallographie*, **128**:1-17
- Ladeira E.A. 1980. *Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Tese de Doutorado, University of Western Ontario, London, Ontário, Canadá, 272 pp.
- Ladeira E.A. 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: a remarkable case of permanence, recycling and inheritance – A tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier and Hans Ramberg. In: E.A. Ladeira (ed.) *Brazil Gold'91* The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits. A.A. Balkema, Rotterdam, pp 11-30
- Lages G. de A. 2006. *Geologia da folha SF-23-X-A-VI-1 (Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-17-11, escala 1:25.000*. Trabalho Final de Graduação, Monografia, IG/UFOP, 121 p.
- Laznicka P. 1999. Quantitative relationships among giant deposits of metals. *Econ. Geol.*, **94**(4):455-473.
- Laznicka P. 2010. *Giant Metallic Deposits. Future Sources of Industrial Metals*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 949 p.
- Leite C.A.S., Souza J.D. de, Silva S.L. da, Kosin M., Silva L.C. da, Bento R.V., Santos R.A. dos, Vieira V.S., Camozzato E., Paes V.J.C., Netto C., Junqueira P.A., Perrota M.M., Silva M.A. da, Melo R.C. de, Drumond J.B.V., Silva M.A.S. da, Pedrosa Soares A.C., Noce C.M., Mohriak W.U. 2004. Folha SE.24-Rio Doce. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Programa Geologia do Brasil. Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de (eds.). CPRM. Brasília. CD-ROM.
- Lima L.C. 2012. *Depósito lode Au-As-Sb Laranjeiras, em metaturbiditos do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, Belo Horizonte, 306 p.
- Lobato L.M., Vieira F.W.R. 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralization associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part II, the Archean mesothermal gold-bearing hydrothermal system. *RBG*, **28**:355-366.
- Lobato L.M., Vieira F.W.V., Ribeiro-Rodrigues L.C., Pereira L.M.M., Menezes M., Junqueira P.A., Pereira S. 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralization associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part I, description of selected gold deposits. *RBG*, **28**:339-354.
- Lobato L.M., Ribeiro-Rodrigues L.C., Zucchetti M., Baltazar O.F. 2000. Geology and gold mineralization in the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil). *Field Trip Guide, 31<sup>st</sup> Intern. Geol. Congr.*, 40 p.
- Lobato L.M., Ribeiro-Rodrigues L.C., Vieira F.W.R. 2001a. Brazil's premier gold province: Part II. Geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Miner. Depos.*, **36**:249-277.
- Lobato L.M., Ribeiro-Rodrigues L.C., Zucchetti M., Noce C.M., Baltazar O.F., Silva L.C., Pinto C.P. 2001b. Brazil's premier gold province: Part I. The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Miner. Depos.*, **36**:228-248.
- Lobato L.M., Ribeiro-Rodrigues L.C., Costa M.N.S., Martins R., Lehne E., Alves J.V., Tassinari C.G., Vieira F.W.R., Biasi E.E., Figueiredo e Silva R.C., Pereira V.C.A., Noce C.M. 2001c. Geologia do depósito de ouro Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.

- In: Jost H., Brod J.A., Queiroz E.T. de (eds.), *Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*. DDNPM/ADIMB, 3-77
- Lobato L.M., Santos, J.O.S., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Noce C.M. 2007. U-Pb SHRIMP monazite ages of the giant Morro Velho and Cuiabá gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **32**:674-680.
- Lobato L.M. & Baars F.J. 2012. Metallogeny of the São Francisco and Amazonas Cratons, Brazil. In: Agência para o Desenvolvimento da Indústria Mineral Brasileira-ADIMB, *Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, V*, Ouro Preto. [http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/04%20-%20Metalogenia/IV\\_2\\_Lobato.pdf](http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/04%20-%20Metalogenia/IV_2_Lobato.pdf).
- Loureiro H.S.C. 1979. *Jazida de manganês de Morro da Mina (Merid Mine), Município de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais*. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área Geologia Econômica, Seminários Gerais, UFBa, 59 p.
- Marshak S. & Alkmim F.F. 1989. Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São Francisco Craton and adjacent regions, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8**:555-571.
- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A., Pedrosa Soares A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: a setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *J. Struct. Geol.*, **28**:129-147.
- Martins B.S. 2011. *Controle da mineralização aurífera de Lamego, Sabará, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, Brazil, 300 p.
- Martins B.S., Rosière C.A., Lobato L.M., Figueiredo e Silva R.C., Baars F.J., Tschiedel M.W., Oliveira H., Penha U.C. 2011. Mineralization control of the Lamego Gold Deposit, Sabará, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA) Biennial Meeting, 11<sup>th</sup>, *Proceedings*, Antofagasta, Chile.
- Martins-Neto M.A. 2009. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Mar. Petr. Geol.*, **26**:163-176.
- Martins-Neto M.A., Alkmim F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: C.P. Pinto & M.A. Martins Neto (eds.). *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. SBG Minas Gerais, Belo Horizonte, 31-54.
- Martins-Neto M.A., Pedroas-Soares A.C., Lima S.A.A. 2001. Tectonosedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco Craton and Araçuaí Fold Belt, eastern Brazil. *Sedim. Geol.*, **141-142**:343-370.
- Martins-Pereira S.L.M., Lobato L.M., Ferreira J.E., Jardim E.C. 2007. The BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **32**:571-595
- Minérios & Minerais 2008. *200 Maiores Minas Brasileiras*. Ano XXXII, **308**:90-94.
- Minter W.E.L. 2006. The sedimentary setting of Witwatersrand placer mineral deposits in an Archean atmosphere. In: S.E. Kesler, H. Ohmoto, Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere: Constraints from Ore Deposits. *GSA, Memoir*, **198**:105-119.
- Minter W.E.L., Renger F.E., Siegers A. 1990. Early Proterozoic gold placers of the Moeda Formation within the Gandarela syncline, Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, **85**: 943-951.
- Morris R.C. 1980. Magnetite-hematite relations in the banded iron formations in the Hamersley iron province of Western Australia. *Econ. Geol.*, **75**:184-209.
- Noce C.M., Tassinari C.G., Lobato L.M. 2007a. Geochronological framework of the Quadrilátero Ferrífero, with emphasis on the age of gold mineralization hosted in Archean greenstone belts. *Ore Geol. Rev.*, **32**:500-510.
- Noce C.M., Pedrosa Soares A.C., Silva L.C. da, Armstrong R.A., Piuçana D. 2007b. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Prec. Res.*, **159**:60-78.
- Oliveira L.G.S. de, Endo I., Blitzkow D. 2008. Estimativa da espessura elástica efetiva da litosfera do sul do Cráton São Francisco usando dados da Missão Grace. *Rev. Bras. Geof.*, **26(4)**:555-568.
- Olivo G.R., Gauthier M., Bardoux M., Leão de Sá E., Fonseca J.T.F., Carbonari F. 1995. Palladium-bearing gold deposit hosted by Proterozoic Lake Superior-type iron-formation at the Cauê iron mine, Itabira District, Southern São Francisco Craton, Brazil: Geologic and structural control. *Econ. Geol.*, **90**:118-134.
- Olivo G.R., Gauthier M., Gariépy E., Carignan J. 1996. Transamazonian tectonism and Au-Pd mineralization at the Cauê mine, Itabira district, Brazil: Pb isotopic evidence. *J. South Am. Earth Sci.*, **9**:273-279.
- Olivo G.R., Gauthier M., Williams-Jones A.E., Levesque M. 2001. The Au-Pd mineralization at the Conceição iron mine, Itabira district, southern São Francisco craton, Brazil: an example of a jacutinga-type deposit. *Econ. Geol.*, **96**:61-74.
- Park C.F. Jr., Dorr J.V.N. II, Guild P.W., Barbosa A.L.M. 1951. Notes on the manganese ores of Brazil. *Econ. Geol.*, **46**:1-22.
- Peate D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: J.J. Mahoney & M.F. Coffin. *Large igneous provinces – continental, oceanic, and planetary flood volcanism*. Geophysical Monograph Series, American Geophys. Union, Washington D.C., **100**:217-246.
- Pedrosa Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto CP 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Prec. Res.*, **110**:307-323.
- Pedrosa Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., da Silva L.C., Martins Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. de Brito Neves, M.J. De Wit (eds.). *West Gondwana- Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, 153-172.
- Pereira R.S. & Fuck R.A. 2005. Archean nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco Craton, Brazil. *RBG*, **35(3)**:93-104.
- Pflug R., Schobbenhaus C., Renger F. 1969. *Contribuição à Geotectônica do Brasil Oriental*. SUDENE, Divisão de Geologia, Série Especial, 9, Recife, 59 p.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31<sup>st</sup> Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, 195-229.
- Pires F.R.M. 1977. *Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete*. Tese de Mestrado, IG/UFRJ, 344 p.

- Pires P.F.R. 2005. *Gênese dos depósitos auríferos em metaconglomerados da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG: o papel do metamorfismo e associação com a matéria carbonosa*. Tese de Doutorado, IG/UNICAMP, 208 p.
- Quéménéur J.J.G., Noce C.M., Garcia D. 1994. Caracterização das suítes granitóides do arco magmático transamazônico na borda meridional do Craton do São Francisco, Minas Gerais. *In: SBG, Congr. Bras. Geolo.* 38, Camboriú. Bol. Res. Expandidos, v.1, p.117-119.
- Quéménéur J.J.G. & Noce C.M. 2000. Geochemistry and petrology of felsic and mafic suites related to the Paleoproterozoic Transamazonian orogeny in Minas Gerais, Brazil. *RBG*, **30(1)**:87-90.
- Renger F.E. & Minter W.E.L. 1986. Proterozoic placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. *In: Geocongress, Proceedings*, Geol. Soc. South Africa, Johannesburg, **1**: 335-340.
- Renger F.E., Silva R.M.P., Suckau V.E. 1988. Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal de Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 35, *Anais*, Belém, **1**:44-57.
- Renger F.E., Noce C.M., Romano A.W., Machado N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geonomos*, **2**:1-11.
- Ribeiro Y. 2013. *Estudo de inclusões fluidas e isótopos de oxigênio e enxofre em veios de quartzo-carbonato-sulfetos do depósito Carvoaria Velha, Lineamento Aurífero Córrego do Sítio, QF, MG, Brasil*. Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, 103p.
- Ribeiro D.T., Pires F.R.M., Carvalho R.M. 2002. Supergene iron ore and disorder. *In: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Iron Ore 2002 Conference*, Perth, *Proceedings*, p. 81-90.
- Ribeiro-Rodrigues L.C. 1998. *Gold in Archaean banded iron formation of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil - The Cuiabá Mine*. Tese de Doutorado, Aachen University of Technology. Augustinus Verlag, Aachener Geowissenschaftliche Beiträge, Band 27, 264 pp
- Ribeiro-Rodrigues L.C., Oliveira C.G. de, Friedrich G. 2007. The Archaean BIF-hosted Cuiabá Gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **32**:543-570.
- Robb L. 2005. *An Introduction to Ore-Forming Processes*. Science Publishers, Enfield, 373 p.
- Rolim V.K. 2010. *Mapeamento geológico-estrutural de detalhe da Serra do Sapó e entorno de Itapanhoca - M.G. Anglo Ferrous/PRCZ - Rel. Interno*, 40 p.
- Rosière C.A. 1981. *Strukturelle und textuelle Untersuchungen in der Eisenerzlagstätte "Pico de Itabira" bei Itabirito, Minas Gerais, Brasilien*. Tese de Doutorado, Clausthaler Geowiss., 302 p.
- Rosière C.A., Siemes H., Quade H., Brokmeier H.G., Jansen E.M. 2001. Microstructures, textures and deformation mechanisms in hematite. *J. Struct. Geol.*, **23**:1429-1440.
- Rosière C.A. & Rios F.J. 2004. The origin of hematite in high-grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Econ. Geol.*, **99**:611-624.
- Rosière C.A. & Santos N.B.F. 2004. Dolomitic itabirites and generations of carbonates in the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero. *In: Intern. Congr. App. Mineral.*, 8<sup>th</sup>, Águas de Lindóia, São Paulo, *Proceedings*, **2**:935-938.
- Rosière C.A., Spier C.A., Rios F.J., Suckau V.E. 2008. The itabirite from the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade ores: an overview. *Rev. Econ. Geol.*, **15**:223-254.
- Rosière C.A., Sanglard J.C.D., Santos J.O.S., McNaughton N., Fletcher I.R., Suckau V.E., Spier C.A. 2012. Structural control and age of the high-grade iron ore of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Society of Economic Geologists-SEG Conference, Integrated Exploration and Ore Deposits*. Lima, Peru.
- Scarpelli W. 1991. Aspects of gold mineralization in the Iron Quadrangle, Brazil. *In: Ladeira E.A. (ed.) Brazil Gold'91 The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, 151-157.
- Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S. dos, Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B. & Jesus J.D.A. de (eds.) 2004. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Programa Geologia do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Brasília. CD-ROM. <http://www.cprm.gov.br> (acesso às folhas e autores individuais).
- Sener A.K., Grainger C.J., Groves D.I. 2002. Epigenetic gold-platinum-group element deposits: examples from Brazil and Australia. *Trans. Instit. Min. Metal.*, **307**:B65-B73
- Seer H.J., Brod J.A., Valeriano C.M., Fuck R.A. 2005. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: Registro de um evento magmático durante colisão neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. *RBG*, **35**:33-42.
- Seixas L.A.R. 1988. *Geologia e metalotectos de ouro de uma fração do Lineamento Congonhas, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 119 p.
- Spier C.A., Oliveira S.M.B., Sial A.N., Rios F.J. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Prec. Res.*, **152**:170-206.
- Supriya R. 2000. Late Archean initiation of manganese metallogenesis: its significance and environmental controls. *Ore Geol. Rev.*, **17**:179-198.
- Teixeira W. & Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: A review. *Prec. Res.*, **53**:1-22.
- Toledo C.L.B. 2002. *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, na região de Nazareno, MG*. Tese de Doutorado, IG/UNICAMP, 307 p.
- Thorman C.H., De Witt Ed, Maron M.A., Ladeira E.A. 2001. Major Brazilian gold deposits – 1982 to 1999. *Min. Depos.*, **36**, 218-227.
- Ussami N., Sá N.C., Molina E.C. 1993a. Digital (10' x 10') gravity maps of the São Francisco Craton and marginal fold/thrust belts. *In: SBG, Simp. Cráton São Francisco, II, Anais*, Salvador, 137-139.
- Ussami N., Sá N.C., Molina E.C. 1993b. Gravity Map of Brazil. 2. Regional and residual isostatic anomalies and their correlation with major tectonic provinces. *J. Geoph. Res.*, **98(B2)**:2199-2208.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of west Gondwana. *Prec. Res.*, **130**:27-55.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. de Brito Neves, M.J. De Witt (eds.)*. West Gondwana- Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region,



- 197-210.
- Van Decar J.C., James D.E., Assumpção M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate forces. *Nature*, **378**:25-31.
- Varajão C.A.C., Colin F., Vieillard P., Melfi A.J., Nahon D. 2000. Early weathering of palladium gold under lateritic conditions, Maquiné Mine, Minas Gerais, Brazil. *App. Geochem.*, **15**:245-263.
- Vial D.S., Abreu G.C., Schubert G., Ribeiro-Rodrigues L.C. 2007a. Smaller gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **32**:651-673.
- Vial D.S., Duarte B.P., Fuzikawa K., Vieira, M.B.H. 2007b. An epigenetic origin for the Passagem de Mariana gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **32**:596-613.
- Vial D.S., Groves D.I., Cook N.J., Lobato L.M. 2007c. Preface - Special issue on gold deposits of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **32**:469-470.
- Viana N.C.S. 2009. *Mineralogia, calcinação e nova classificação tipológica de minérios de manganês sílico-carbonatados*. Dissertação de Mestrado, IG/UFOP, 157 p.
- Vieira F.W.R., Oliveira G.A.I. 1988. Geologia do distrito aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. *Principais Depósitos Minerais do Brasil - Volume 3, Metais Básicos, Não Ferrosos, Ouro e Alumínio*. 377-391.
- Vilela O.V. & Santos O.M. 1983. Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, MG. *In*: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, II, Belo Horizonte, *Boletim 3*, 333-346.
- Villaça J.N. & Moura L.A.M. 1985. O urânio e o ouro da Formação Moeda – Minas Gerais. *In*: C. Schobbenhaus (coord.), *Principais depósitos minerais do Brasil - Volume 1, Recursos Energéticos*. DNPM, Brasília, 177-187.
- Xavier R.P., Toledo C.L.B., Taylor B.E., Schrank A. 2000. Fluid evolution and gold deposition at the Cuiabá mine, SE Brazil: fluid inclusions and stable isotope geochemistry of carbonates. *RBG*, **30(2)**:337-341

# METALOGÊNESE DOS *GREENSTONE BELTS* DE GOIÁS

HARDY JOST<sup>1</sup>, MARCELO JULIANO DE CARVALHO<sup>2</sup>, VINÍCIUS GOMES RODRIGUES<sup>2</sup>  
& RODRIGO MARTINS<sup>3</sup>

1 – Condomínio Mansões Colorado, Módulo P, Casa 01, Sobradinho. DF, 73105-905.  
E-mail: hmc\_jost@opendf.com.br

2 - Orinoco do Brasil Mineração Ltda., Alameda Ricardo Paranhos, 799, Edifício Prospère Office Harmony, Sala 101/102, Setor Marista, Goiânia, 74175-020

E-mail: marcelo@orinocoresources.com; viniucius@orinocogold.com

3 - AngloGold Ashanti Brasil, Rua Enfermeiro José Caldeira, 200, Boa Vista, Nova Lima, MG. 34000-000,  
E-mail: RMartins@AngloGoldAshanti.com.br

## INTRODUÇÃO

A porção centro-oeste de Goiás contém um fragmento exótico e alóctone de crosta arqueana-paleoproterozoica com aproximados 18.000 km<sup>2</sup> que é parte da Província Tocantins e que foi amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante o Ciclo Brasileiro. A região se caracteriza pela associação de *greenstone belts* e complexos TTG e pode ser dividida em um segmento setentrional e outro meridional, cada qual com evolução geológica e metalogenética próprias. Dados geocronológicos indicam que a evolução da região foi policíclica e abrange eventos do Arqueano e do Paleoproterozoico, com parcial reciclagem no Neoproterozoico. O seu potencial mineral reside em importantes e variados depósitos de Ouro, aos quais se somam reservas não avaliadas de Ferro dos tipos Algoma e Lago Superior e ocorrências de Ni-Cu sulfetado e um paleoplacer aurífero. Os parágrafos que seguem abordam, de forma sintética, a evolução da região e as principais características dos seus depósitos minerais.

## CONTEXTO REGIONAL

Fuck *et al.* (1993) e Fuck (1994) dividem a Província Tocantins, de leste para oeste, na Zona Cratônica, Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Arco Magmático de Goiás e Faixa Paraguai-Araguaia. A Zona Cratônica consiste do Cráton do São Francisco, de idade Arqueana com segmentos Paleoproterozoicos. A Faixa Brasília tem cerca de 1.000 km de comprimento e entre 200 km de largura no norte e no sul, e 450 km na região central. Sua geometria é

suavemente curva, côncava para leste (Fig. 1), com o ramo de norte orientado segundo NNE e o de sul segundo NNW. Na porção central, encontro de ambos os ramos, a faixa é transversalmente transposta por zonas de cisalhamento dúcteis dextrais de direção geral E-W que originaram a Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho 2000). A Faixa Brasília é dividida por Fuck *et al.* (1993) e Fuck (1994) nas zonas Externa e Interna. A Externa consiste de embasamento Paleoproterozoico e sequências de margem continental passiva adjacentes ao Cráton do São Francisco. A Interna compreende o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. O Maciço de Goiás é composto pelo Terreno Arqueano-Paleoproterozoico, rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa, complexos máfico-ultramáficos acamadados de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e sequências metavulcano-sedimentares associadas. O Arco Magmático de Goiás é uma faixa de acreção crustal Neoproterozoica (Pimentel *et al.* 1991, Pimentel & Fuck 1992).

O Terreno Arqueano-Paleoproterozoico situa-se na porção central da Província Tocantins, adjacente à Sintaxe dos Pirineus a oeste, e está tectonicamente envolto por rochas de origem e idade variadas (Fig. 2). No norte limita-se com o Arco Magmático de Mara Rosa, de idade entre 850 e 560 Ma (Pimentel *et al.* 1997). No noroeste está truncado pelo Lineamento Transbrasileiro, uma estrutura colisional N30°E limítrofe entre as faixas Brasília e Araguaia, que, na região do Terreno está parcialmente coberta por sedimentos da planície aluvial do Rio Araguaia. No sudoeste está em contato com uma cunha de ortognaisses do bloco Fazenda Nova, de idade Sm-Nd 2,61 a 2,25 Ga (Mota-

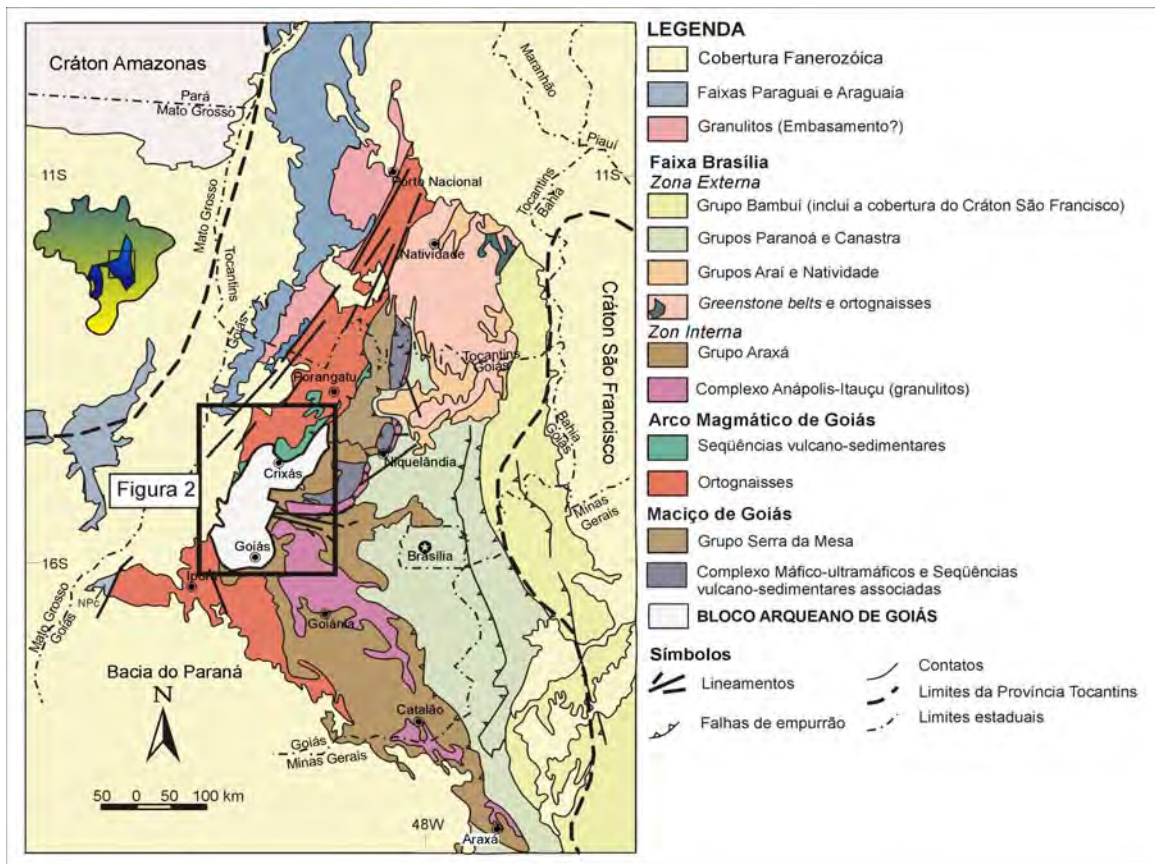


Figura 1 - Principais unidades da Província Tocantins (adaptado de Pimentel et al. 2004).

Araújo & Pimentel 2002), mediante um dos ramos do lineamento sinistral Moirporá-Novo Brasil. No sul está sotoposto, por falha de empurrão, a rochas metassedimentares da Sequência Serra Dourada, cavalgada pelo sul por rochas metavulcano-sedimentares do Arco Magmático de Arenópolis, de idade entre 940 e 812 Ma (Pimentel et al. 2000). No sudeste está sotoposto a rochas metassedimentares do Grupo Araxá, de idade mínima de  $638 \pm 11$  Ma (Mucida 2002). No leste e nordeste ocorrem rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa de idade-modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  de 1,9 a 2,3 Ga (Pimentel et al. 2001).

### CONTEÚDO DO TERRENO ARQUEANO-PALEO-PROTEROZOICO DE GOIÁS

Os principais componentes do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás compreendem ortognaisses, *greenstone belts* (Fig. 2) e intrusões menores, algumas mais jovens.

#### Ortognaisses

Os ortognaisses da porção norte estão reuni-

dos em quatro complexos que, de oeste para leste, compreendem os da Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina e, no sul, de norte para sul, nos complexos Caiçara e Uvã (Fig. 2). Os complexos diferem no arranjo estrutural, associações litológicas e idade. Dados geocronológicos U-Pb de zircão permi-

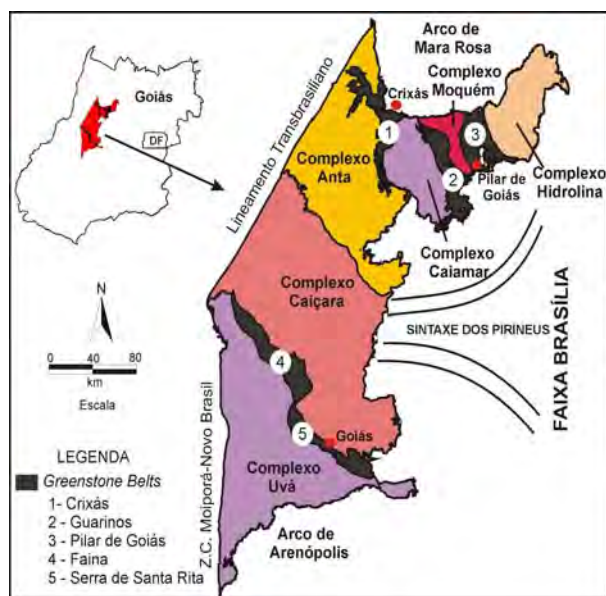


Figura 2 - Limites e subdivisão do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás.

te reuni-los em dois estágios de granitogênese. Nos complexos de norte o grupo dominante consiste de protólitos batolíticos de tonalito, granodiorito e granito e ocorrem nos complexos Hidrolina, Caiamar e na parte leste do Anta. Queiroz *et al.* (2008) descrevem que estes possuem assinatura de Nd juvenil e zircão magmático de idade U-Pb SHRIMP de *ca.* 2845 a 2785 Ma. Valores isotópicos de Nd e xenocristais de zircão nestes gnaisses indicam que os magmas juvenis foram contaminados por crosta siálica de até 3.3 Ga, da qual, até o presente, não há evidências em exposições. O segundo estágio está representado no Complexo Moquém e compreende corpos tabulares foliados de granodiorito e granito de idade entre *ca.* 2711 a 2707 Ma. A partir das assinaturas de isótopos de Nd e cristais herdados de zircão do ciclo anterior, os autores interpretam que os protólitos deste estágio são de derivação crustal. Os dados de U-Pb SHRIMP de zircão não detectaram reciclagem isotópica durante o Paleoproterozoico, o que os autores atribuem a processos sob temperatura inferior à da estabilidade isotópica do sistema U/Pb/Th no mineral.

Os gnaisses da porção oeste do Complexo Anta foram subdivididos durante mapeamento na escala 1:50.000 realizado em 2008 como Trabalho de Conclusão de Curso de alunos de Geologia da Universidade de Brasília, mas até o momento não há dados isotópicos. O Complexo Caiçara, situado logo a sul, está sob mapeamento de detalhe. Pimentel *et al.* (2003) reportam que neste complexo as idades-modelo  $Sm/Nd_{TDM}$  oscilam entre 3042 e 2868 Ma, com  $\epsilon Nd$  entre -33,6 e -33,6, interpretadas como fruto de contribuição mantélica a uma crosta siálica em torno de 3.0 Ga.

No complexo Uvá, extremo meridional do Terreno, Jost *et al.* (2005) descreve que este contém dois grupos de gnaisses. O dominante compreende protólitos batolíticos de gnaisses polideformados tonalíticos e granodiríticos e de um *stock* de diorito. Estes estão marginados por corpos menores, tabulares e foliados a isotropos de tonalito e monzogranito. Dados isotópicos  $Sm/Nd_{TDM}$  de algumas amostras de ambos os grupos obtidos por Potrel *et al.* (1998) e Pimentel *et al.* (2003) forneceram idades modelo entre 3,0 e 3,2 Ga, com  $\epsilon Nd$  de -29 a -18. Por outro lado, de uma amostra do Granito Uvá, ou monzogranito tabular foliado de Jost *et al.* (2005) Pimentel *et al.* (1996) obtiveram uma isócrona Sm-Nd em rocha total que forneceu

a idade de  $2851 \pm 180$  Ma e  $\epsilon Nd + 0,3$ . Os autores também dataram o *stock* de diorito pelo método U-Pb SHRIMP em zircão e que forneceu a idade de  $2934 \pm 5$  Ma. As relações de contato intrusivo do corpo tabular de monzogranito com o diorito motivaram Jost *et al.* (2005) a datar zircão do monzogranito pelo método U-Pb LA-ICP-MS para conhecer o lapso de tempo entre ambos. Os cristais datados geraram intercepto superior em  $2764 \pm 31$  Ma, interpretado como a idade de cristalização do protólito ígneo, o que revelou que o monzogranito é cerca de 150 m.a. mais novo do que o diorito. Novos dados isotópicos LA-ICP-MS em zircão obtidos por Jost *et al.* (2013) de amostras do batólito tonalítico e dos corpos tabulares de monzonito e tonalito geraram idades concordantes entre 3040 e 3930 MA e entre 2876 e 2846 Ma, respectivamente. Estes resultados levaram os autores a interpretar os ortognaisses do Complexo Uvá como os mais antigos da porção arqueana do Terreno e, em média, cerca de 150 m.a. mais velhos do que os gnaisses de norte. Isto evidencia que o substrato Arqueano da região é policíclico.

### **Greenstone belts**

Os *greenstone belts* ocorrem em cinco faixas estreitas e alongadas (Fig. 2), três das quais situam-se no extremo norte e duas no sul. As de norte estão orientadas segundo NS, possuem em média cerca de 40 km de comprimento e 6 km de largura e são designadas, de oeste para leste, de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás. As duas de sul estão justapostas por falha direcional N30°E, têm orientação N60°W, totalizam cerca de 150 km de comprimento, com 6 km de largura média e são designadas, de noroeste para sudeste, de Faina e Serra de Santa Rita.

O contato dos *greenstone belts* com os complexos de ortognaisses adjacentes é tectônico e a ocorrência, apesar de rara, de *klippen* nos gnaisses indica que estas rochas supracrustais estão alóctones.

### **ESTRATIGRAFIA**

As rochas diagnósticas dos cinco *greenstone belts* compreendem unidades vulcânicas e sedimentares, as quais ocorrem em variável estado de preservação (Fig. 3), fruto da história deformacional de cada faixa e evolução fisiográfica regio-

nal desde o Paleoproterozoico. A reconstituição estratigráfica dos mesmos é complexa devido ao estado fragmentário, pela polideformação tectônica, adelgaçamento, espessamento ou supressão de unidades por deformação, soerguimento dos complexos de ortognaisses e a raridade de horizontes guias, o que dificulta a correlação através das discontinuidades estruturais e ígneas.

Os registros estratigráficos dos cinco *greenstone belts* compreendem seções inferiores de metakomatiitos seguidos de metabasaltos toleíticos, e superiores de rochas metassedimentares. As rochas de ambas as seções estão metamorfiza-

das nas fácies xisto verde a anfibolito inferior. Contudo, para efeitos descritivos, nos próximos parágrafos os litotipos serão referidos segundo seus protólitos.

O modelo estratigráfico inicial dos três de norte deve-se a Danni & Ribeiro (1978), quando aquelas rochas foram reunidas sob o Grupo Pilar de Goiás, tendo por área-tipo o *greenstone belt* homônimo. O grupo foi subdividido por Sabóia (1979), da base para o topo, nas formações Córrego Alagadinho, Rio Vermelho e Ribeirão das Antas, para designar, respectivamente, os komatiitos, basaltos e rochas sedimentares, com adoção da sequ-

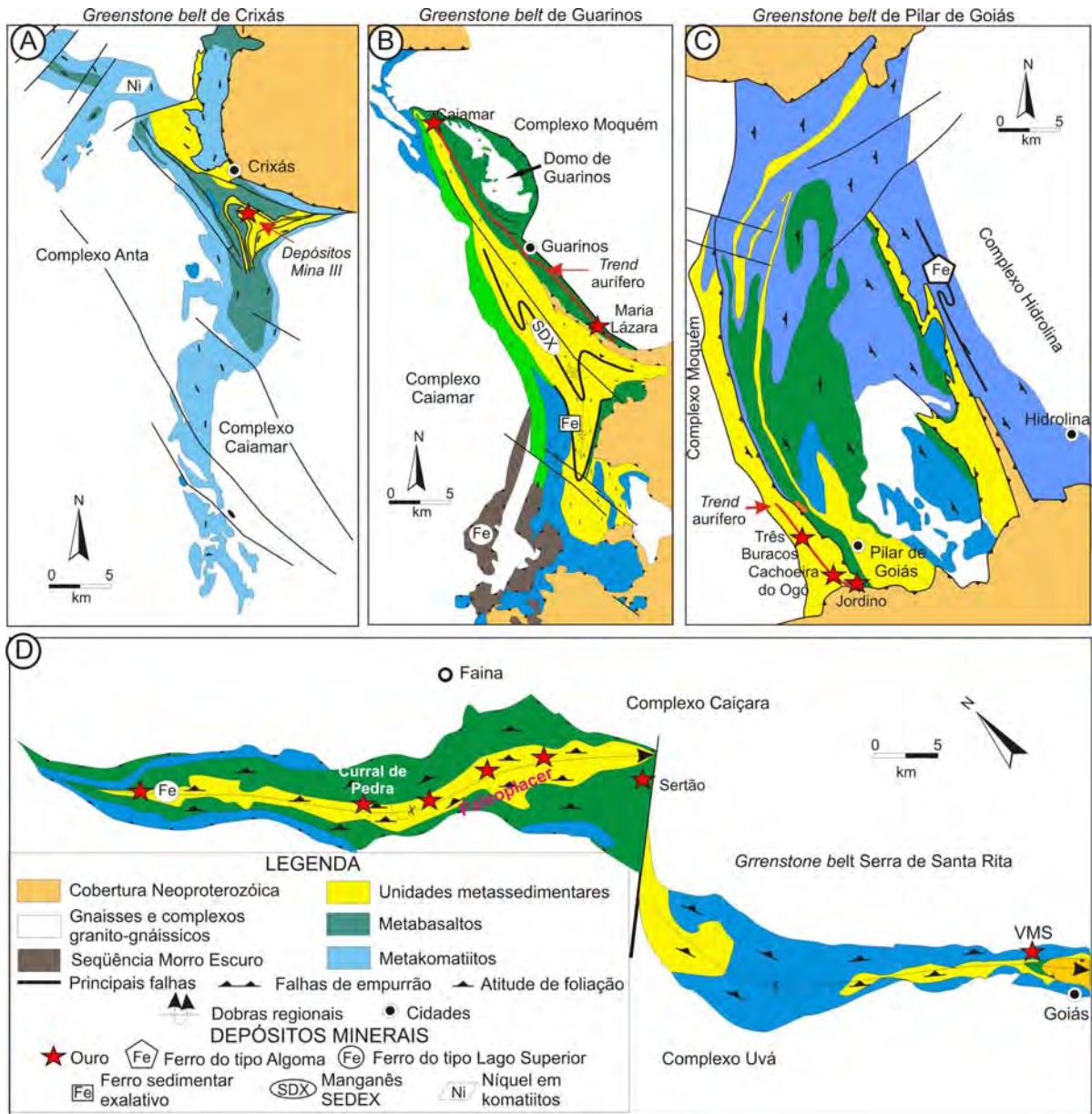


Figura 3 – Mapas geológicos dos greenstone belts de Goiás que mostram a distribuição das principais unidades litológicas e seus respectivos estados de preservação. Os mapas também antecipam a localização dos depósitos minerais conhecidos e dos trends auríferos, como abordado adiante no texto.

ência de Crixás como seção-tipo. Em vista das diferenças nas características petrográficas, ritmos de vulcanismo preservado e dos contrastes litológicos e de ambiente deposicional das seções sedimentares entre as três faixas, Jost & Oliveira (1991) propuseram considerar os três *greenstone belts* como entidades independentes e criaram os grupos Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás para reunir os respectivos conteúdos estratigráficos, com subdivisões em unidades formais (Fig. 4).

Nos *greentone belts* de Faina e Serra de Santa Rita, a proposta estratigráfica inicial deve-se a Danni *et al.* (1981), subdividida em uma sequência inferior (Serra de Santa Rita) composta de rochas vulcânicas e sedimentares interpretadas como arqueanas, e outra superior (Serra do Cantagalo) de rochas metassedimentares rudáceas mais jovens, em discordância sobre a inferior. No mesmo ano, Teixeira (1981) formalmente propôs reunir aquelas rochas sob o Grupo Goiás Velho, informalmente subdividido em uma unidade basal de komatiitos, outra intermediária de basaltos e vulcânicas félsicas e uma superior sedimentar, que inclui as rochas rudáceas da Sequência Serra do Cantagalo de Danni *et al.* (1981). O autor também sugeriu que as rochas supracrustais de ambas as faixas diferiam em alguns aspectos o que permitiria desmembrá-las nos blocos Goiás e Faina, separados por falha direcional. Tendo em vista que ambas as faixas possuem semelhantes sequências vulcânicas inferiores, mas distintas sucessões sedimentares superiores, Resende *et al.* (1998) propuseram novo modelo estratigráfico (Fig. 4) aqui adotado.

*Komatiitos* - Os komatiitos são basais e compreendem derrames com intrusões subordinadas. Sua composição varia de peridotítica a piroxenítica e estão transformados em xistos com proporções variadas de talco, clorita, serpentina, carbonato e actinolita, com magnetita e cromita subordinadas. Feições vulcânicas originais são relativamente raras, tais como textura spinifex e cumulática e estruturas de resfriamento rápido, brechas de fluxo e apenas um afloramento com *pillow lavas* é conhecido e ocorre no *greenstone belt* Serra de

*Komatiitos* - Os komatiitos são basais e compreendem derrames com intrusões subordinadas. Sua composição varia de peridotítica a piroxenítica e estão transformados em xistos com proporções variadas de talco, clorita, serpentina, carbonato e actinolita, com magnetita e cromita subordinadas. Feições vulcânicas originais são relativamente raras, tais como textura spinifex e cumulática e estruturas de resfriamento rápido, brechas de fluxo e apenas um afloramento com *pillow lavas* é conhecido e ocorre no *greenstone belt* Serra de

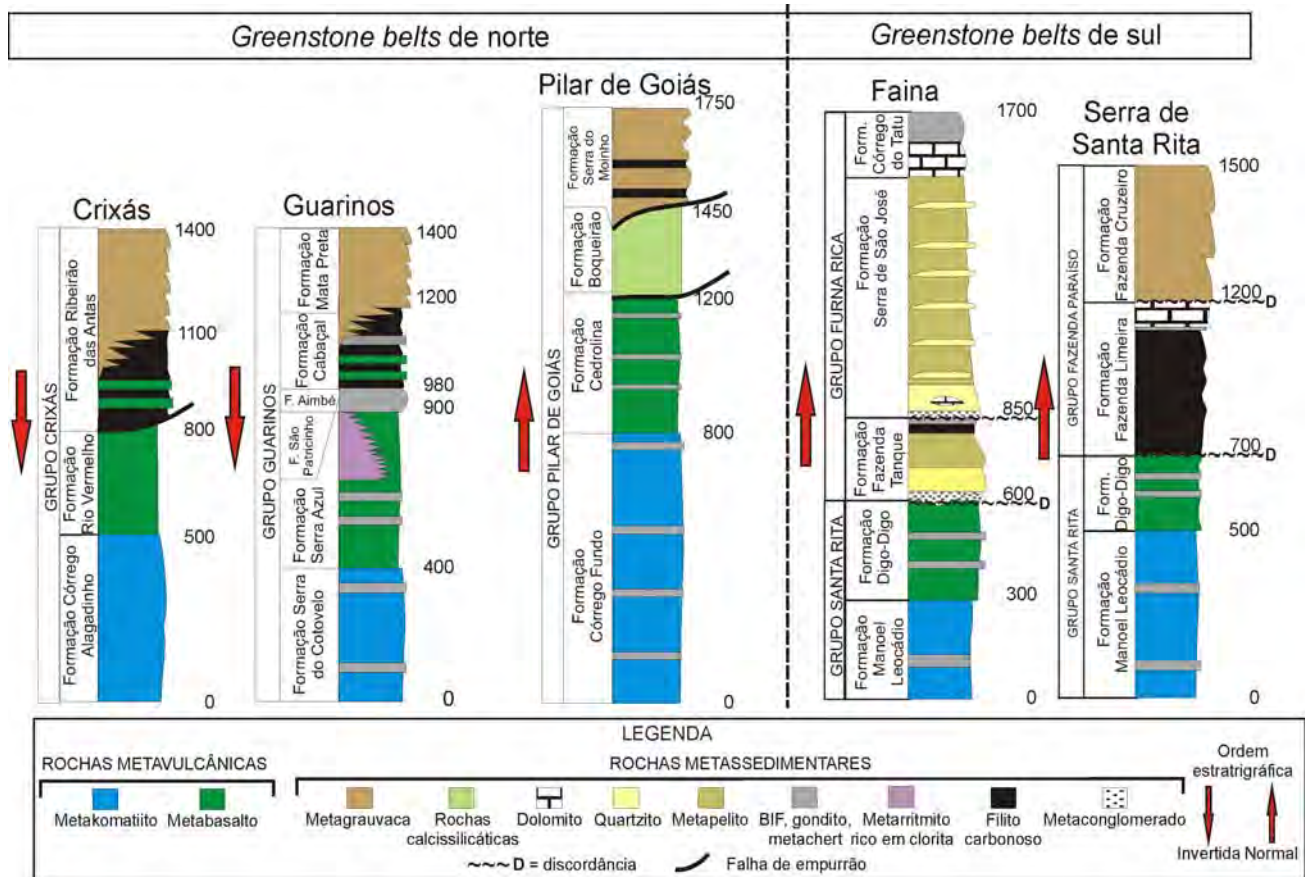


Figura 4 – Colunas estratigráficas dos greenstone belts de Goiás. Nomenclatura estratigráfica de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás segundo Jost & Oliveira (1991), com modificações em Guarinos por Jost *et al.* (2011), e de Faina e Serra de Santa Rita segundo Resende *et al.* (1998). Números ao lado das colunas significam altura estratigráfica estimada.

Santa Rita. Intercalações de formações ferríferas da fácies óxido com ou sem grunerita, e metachert variam de frequência entre as faixas.

*Basaltos* - Os basaltos compreendem derrames de toleíticos, por vezes almofadados e varolíticos, e locais diques e *sills* de dolerito e gabro. Os derrames estão, em geral, transformados em xistos com proporções variadas de ferro-actinolita e albita ou oligoclásio, com titanita, clorita, clinzoisita, quartzo, pirita ou magnetita subordinados. Formações ferríferas, gonditos e metachert podem ocorrer como intercalações sedimentares nos basaltos em proporções variadas entre os *greenstone belts*. A variação nas proporções das intercalações sedimentares químicas nos komatiitos e basaltos entre as faixas sugere que cada uma retém ritmos distintos de vulcanismo ou estado de preservação.

Dentre os *greenstone belts*, apenas o de Serra de Santa Rita contém uma lente de vulcanoclásticas que Resende *et al.* (1998) colocam na interface entre os basaltos e o pacote sedimentar. Contudo, Pimentel *et al.* (2000) obtiveram uma idade U-Pb SHRIMP magmática de cristais de zircão de  $1580 \pm 12$  Ma. Em vista disto, os autores as interpretam como do Mesoproterozoico e que foram imbricadas no *greenstone belt*, excluindo-as da evolução da faixa. Seu significado é ainda incerto e está sob estudo.

*Seções Sedimentares* - A par da semelhança das seções vulcânicas inferiores, os cinco *greenstone belts* contrastam significativamente nas sucessões sedimentares superiores, como descrito por Jost & Oliveira (1991) e Resende *et al.* (1998) e a seguir delineado nos seus traços principais e esquematizado na figura 4.

Em Crixás estas rochas compreendem a Formação Ribeirão das Antas, a qual se caracteriza por uma seção de pelitos carbonosos de ambiente euxênico, com eventuais intercalações de dolomito, alguns oolíticos, e basaltos. A deposição destes pelitos foi progressiva e gradualmente sincrônica com grauvasas rítmicas, as quais passam a predominar no topo da seção sedimentar.

Em Guarinos, o pacote sedimentar inicia com a Formação São Patricinho, composta de ritmitos finos ricos em clorita. A presença de clastos de basalto nesta unidade sugere que a unidade provavelmente derivou da erosão das rochas vulcânicas sotopostas. Em repouso sobre estes ritmitos e os basaltos ocorre a Formação Aimbé, composta

por zonas de alteração hidrotermal com condutos exalativos engastados nas unidades inferiores, lentes de paraconglomerado com clastos de quartzo, sotoposto a argilito seguido de espessa formação ferrífera nas fácies magnetita e hematita, ambas com matriz de mica branca (Resende & Jost 1994, 1995). A unidade passa gradualmente para a Formação Cabaçal, composta de espesso pacote de pelitos carbonosos, subdividido em três membros (Jost *et al.* 2011). O inferior compreende pelitos carbonosos com intercalações de basalto e lentes de gondito. O intermediário é um horizonte contínuo longitudinal no *greenstone belt* e que, no extremo sul, é composto por gondito que passa, a norte, para uma associação de gondito e barita maciça, com passagem gradual para BIF e barita e, no extremo norte, para BIF. Chert ocorre ao longo do topo do horizonte. O membro superior compreende apenas pelito carbonoso com raras lentes de chert. A exemplo de Crixás, os pelitos carbonosos desta formação intercalam alguns intervalos de grauvasca, os quais predominam no topo da sequência. Jost *et al.* (1995) designaram as grauvascas como Membro Superior da Formação Cabaçal e Jost *et al.* (2012) como Formação Mata Preta.

Estudos de proveniência realizados por Jost *et al.* (1996) nas rochas detríticas de Crixás e Guarinos com o emprego de dados analíticos de óxidos de elementos maiores e menores e elementos traços e ETR's revelaram que os pelitos carbonosos e as grauvascas são geoquimicamente semelhantes e derivaram da erosão de área-fonte com rochas máficas e félsicas. Isto sugere que não houve modificação substancial das características da área-fonte durante a alternância de ambiente que controlou a sedimentação de ambos litotipos. Devido à abundância de quartzo e plagioclásio em matriz de biotita e clorita, interpretamos os arenitos impuros como derivados da erosão de um possível arco magmático.

Em Pilar de Goiás, as unidades sedimentares ocorrem em duas escamas tectônicas (Resende & Jost 1995). A inferior, Formação Boqueirão, repousa tectonicamente sobre metakomatiitos e metabasaltos e é uma sucessão de rochas calcissilicáticas com metarenitos finos calcíferos e lentes de dolomito, interpretada como um resíduo de margem continental passiva alóctone. A superior, Formação Serra do Moinho, repousa tectonicamente sobre a Formação Boqueirão e é composta de grauvascas semelhantes às de Crixás e Guarinos.

Diferem, no entanto, pela menor espessura das camadas e pela textura fina a muito fina. Comparativamente, o tamanho de grão médio destas rochas cresce de Pilar a Guarinos e Crixás, sugestivo de que Crixás seria mais proximal da área-fonte.

As sucessões sedimentares de Faina e Serra de Santa Rita, ambas depositadas em dois ciclos (Fig. 4) e que contrastam de modo flagrante com as de norte. Em Faina, Resende *et al.* (1998) descrevem que ambos os ciclos sedimentares são completos (Fig. 3), o primeiro reunido na Formação Fazenda Tanque e o segundo nas formações Serra de São José e Córrego do Tatú.

A sucessão litológica de ambos os ciclos é composta por conglomerado basal, na maioria diamictito, seguido de arenitos, espessos pelitos e culminam com dolomitos encimados por formações ferríferas do tipo Lago Superior. O conglomerado basal do primeiro ciclo ocorre em raras lentes de diamictito com matriz rica em clorita, e com clastos de basalto, ultramáficas e quartzo leitoso. O do segundo ciclo, denominado informalmente de Formação Arraial Dantas por Carvalho *et al.* (2013), é uma camada-guia longitudinalmente disposta no *greenstone belt* e que se estende por cerca de 40 km, com 90 m de espessura média. Este compreende uma associação caótica de arenitos impuros, pelitos e conglomerados em canais, ora suportados por matriz (diamictitos) e ora por clastos. Os clastos são irregulares, pouco arredondados, sem esfericidade, e compostos de metarenito, piritoso ou não, quartzito, veio de quartzo, BIF, gnaisses, granitos, xistos e raro turmalinito. A natureza dos clastos indica que o conglomerado do primeiro ciclo foi alimentado com detritos de área-fonte máfico-ultramáfica, possivelmente as rochas vulcânicas sotopostas, ao passo que os do segundo provieram tanto por erosão de rochas do primeiro ciclo quanto de área-fonte cratônica com rochas de variado grau metamórfico.

Em Serra de Santa Rita a sedimentação inicia com pelitos carbonosos os quais, para o topo, dão lugar a chert, BIF e dolomito (Formação Fazenda Limeira). Esta seção está sotoposta por discordância a turbiditos da Formação Fazenda Cruzeiro, a qual Resende *et al.* (1998) atribuem ao extravasamento do segundo ciclo sedimentar de Faina, através da quebra continental em direção ao ambiente marinho mais profundo do *greenstone belt* de Serra de Santa Rita.

Estudos de proveniência e modelamento da

composição das área-fonte das cargas detríticas de Faina e Serra de Santa Rita realizados por Resende *et al.* (1999) com o emprego de dados analíticos de óxidos de elementos maiores e menores, elementos traços e ETR indicam que os protólitos do primeiro ciclo sedimentar de Faina e os pelitos carbonosos de Santa Rita foram alimentados por área-fonte dominada por rochas ultramáficas e máficas, subordinadamente félsicas. Em contraste, as cargas clásticas do segundo ciclo de Faina e os ritmitos de topo de Serra de Santa Rita provieram de área-fonte dominada por material granítico, o que implica em significativa mudança nas características da fonte de um ciclo ao outro.

## GEOCRONOLOGIA

### Rochas vulcânicas

Apenas os komatiitos e basaltos de Crixás foram datados e geraram idades isocrônicas Sm-Nd de  $2.825 \pm 98$  Ma e Pb/Pb em rocha total de  $2.728 \pm 140$  Ma (Arndt *et al.* 1989) e Sm-Nd em rocha total de  $3,00 \pm 0.07$  Ga (Fortes *et al.* 2003). Isto sugere que as rochas vulcânicas de Crixás seriam arqueanas.

Por outro lado, uma amostra de turbiditos com clastos de basalto pertencentes à Formação São Patricinho de Guarinos datada por Jost *et al.* (2012) revelou que os cristais detríticos mais jovens de zircão, texturalmente homogêneos como típico de rochas máficas, geraram a idade LA-ICP-MS concordante de  $2180 \pm 36/30$  Ma. Os demais grãos tinham crescimento oscilatório típico de rochas félsicas e geraram idades de  $2420 \pm 22$  Ma a  $2511 \pm 45$  Ma e de  $2714 \pm 21$  Ma a  $2849 \pm 27$  Ma. As relações de contato lateral entre a Formação São Patricinho e os basaltos da Formação Serra Azul e a proveniência parcial da carga clástica a partir de rochas máficas, levantam a suspeita de que os basaltos sejam do Paleoproterozoico, em contraste com os de Crixás. A proveniência dos demais grãos detríticos de zircão pode ser justificada pelo espectro geocronológico dos gnaisses e dos diques máficos nestes.

Em Pilar de Goiás, uma amostra de basalto atribuído à Formação Cedrolina e coletada imediatamente abaixo da escama de empurrão com rochas calcissilicáticas da Formação Boqueirão continha uma única população de cristais de zircão internamente homogêneos e que geraram a idade LA-



ICP-MS concordante de  $2165 \pm 15$  Ma. (H. Jost, dado inédito). Isto sugere que, talvez, parte da seção vulcânica de Pilar de Goiás também seja do Paleoproterozoico.

No *greenstone belt* de Faina, Resende *et al.* (1999) obtiveram uma idade-modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  de 3,0 Ga em amostra da matriz do conglomerado basal do primeiro ciclo sedimentar, rico em clastos de rochas máficas e ultramáficas. Esta idade coincide com a do pelito carbonoso da base do pacote sedimentar de Serra de Santa Rita, de proveniência clástica idêntica. Os autores sugerem que esta idade modelo poderia refletir a dos komatiitos e basaltos sotopostos.

Assim, as únicas seções vulcânicas que, até o momento, geraram evidências isotópicas que sinalizam serem do Arqueano, são as dos *greenstone belts* de Crixás, Faina e Serra de Santa Rita. OS demais são, provavelmente, do Paleoproterozoico. Contudo, investimentos em geocronologia são imperativos, pois estes dados têm profundas implicações sobre o quadro geotectônico evolutivo do Terreno, correspondente às etapas de vulcanismo inicial das bacias de rochas supracrustais da região.

#### Rochas sedimentares

Dados geocronológicos Sm-Nd da seção sedimentar do topo de Crixás obtidos por Fortes *et al.* (2003) sinalizaram que a área-fonte da carga detrítica tem idade de 2,5 a 2,3 Ga, provável reflexo da disponibilidade de rochas do Paleoproterozoico e do Arqueano na área fonte durante a liberação dos detritos. Por outro lado, a datação U-Pb SHRIMP em zircão detrítico realizada por Tassinari *et al.* (2006) em uma amostra de grauvaca de Crixás registrou que os cristais mais jovens têm a idade de  $2212 \pm 36$  Ma. Com o intuito de melhor elucidar estes dados, Jost *et al.* (2008) coletaram três amostras de grauvaca, duas de sondagem e uma de afloramento, cujos resultados de datação U-Pb LA-ICP-MS de zircão detrítico mostraram proveniência do amplo espectro que se estende de  $3354 \pm 40$  Ma a  $2209 \pm 28$  Ma, o que confirma proveniência da carga clástica a partir de área-fonte com rochas do Arqueano ao Riacciano, no Paleoproterozoico.

Em Guarinos, Jost *et al.* (2008) relatam que uma amostra de BIF da Formação Aimbé continha uma população de zircão com idade LA-ICP-MS de  $2627 \pm 19$  Ma e outra de  $2232 \pm 39$  Ma e Jost *et al.*

(2012) relatam que zircão detrítico de duas amostras de grauvaca da Formação Mata Preta continuam uma população dominante de  $2176 \pm 11$  Ma.

Em Pilar de Goiás, Jost *et al.* (2008) também obtiveram uma isócrona Sm-Nd de amostras de rochas calcissilicáticas da Formação Boqueirão, a qual forneceu a idade de 2,2 Ga. Uma amostra de grauvaca da Formação Serra do Moinho revelou que os cristais de zircão detrítico mais jovens têm idade LA-ICP-MS de  $2178 \pm 19$  Ma (H.Jost, inédito).

Em Faina e Serra de Santa Rita, a idade-modelo Sm-Nd $_{TDM}$  da área-fonte da carga detrítica a partir da metade do primeiro até o final do segundo ciclos sedimentares varia de 2,8 e 2,7 Ga (Resende *et al.* (1999). NO entanto, até o momento, não há dados isotópicos sobre cristais detríticos de zircão para estimar o espectro geocronológico da área-fonte, investigação que está em curso.

Do exposto se conclui que os protólitos sedimentares dos *greenstone belts* de norte foram alimentados a partir do Riacciano, mas com a contribuição de fonte de amplo espectro do Arqueano. Isto impacta sobre a principal época metalogenética do Terreno, pois a maioria dos depósitos minerais estão hospedados por rochas metassedimentares.

#### ISÓTOPOS DE CARBONO EM DOLOMITOS

Os cinco *greenstone belts* contêm intervalos estratigráficos com lentes de dolomito, cujas assinaturas de  $\delta^{13}C$  foram investigadas por Fortes (1996) e Santos *et al.* (2008) nos de norte, e por Resende (1998) e Jost *et al.* (2008) nos de sul. Os dolomitos dos de norte e do topo do primeiro ciclo sedimentar dos de sul possuem valores de  $\delta^{13}C$  muito positivos, variáveis de +10 a +14‰ $_{V-PDB}$ . Estas assinaturas, combinadas com os dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd acima descritos, indicam que a deposição desses dolomitos ocorreu durante o evento Lomagundi (= *Jatulian C-isotope anomaly*). Este evento corresponde à primeira pronunciada anomalia de  $\delta^{13}C$  em dolomitos terrestres, distribui-se mundialmente entre 2,22 e 2,06 Ga (Melezhik *et al.* 2007) e decorreu do declínio da glaciação Huroniana (Snowball Earth), com duração de 300 Ma (Kopp *et al.* 2005), entre o final do Sideriano e o início do Riacciano.

Os dados de  $\delta^{13}C$  dos dolomitos são, pois, compatíveis com a idade dos cristais detríticos de zircão mais jovens das rochas siliciclásticas dos três *greenstone belts* de norte e das rochas calcissilicáticas de Pilar de Goiás, depositadas em equilí-

brio com a água do mar. Já nos dolomitos de topo do segundo ciclo sedimentar de Faina os valores situaram-se entre -0.66 a +0.66‰, sugestivo de que a sua deposição ocorreu ao final da Anomalia Lomagundi, mas ainda durante o Riáciano, com provável extensão ao início do Orosiriano.

### Intrusões Paleoproterozoicas

Dados geocronológicos revelam que, após a cratonização do substrato do Arqueano, em torno de 2,7 Ga, a região foi também palco de atividade magmática do Paleoproterozoico representada por:

(i) enxame de diques máficos nos complexos Caiçara e Anta com idade Sm-Nd de 2,3 a 2,5 Ga (Corrêa da Costa 2003), correspondentes a uma fase de distensão crustal;

(ii) intrusão de enxame de diques máficos e de um diorito em lineamento transcorrente da porção sul do Complexo Hidrolina (Danni *et al.* 1986), de idade U-Pb SHRIMP em zircão de  $2146 \pm 1.6$  Ma (Jost *et al.* 1993) ;

(iii) *sills* e *stocks* de albita-granito em falhas de empurrão de vergência norte (Jost *et al.* 1992) em rochas metassedimentares dos *greenstone belts* de norte, com idade U-Pb SHRIMP em zircão de  $2145 \pm 12$  Ma (Queiroz 2000), ;

(iv) diques máficos que cortam a mineralização aurífera de Crixás, com zircão magmático de idade U-Pb LA-ICP-MS de  $2170 \pm 17$  Ma (Jost *et al.* 2010).

Estes dados sugerem que, após a cratonização Arqueana, o Terreno foi palco de um ciclo aparentemente completo de abertura durante o Sideriano, seguido de fechamento de orógeno no Riáciano. Contudo, a esparsa distribuição regional destes eventos sugere que estes ocorreram em posição marginal a uma faixa móvel.

### Reflexos do Ciclo Brasileiro

Entre o final do Riáciano e o Neoproterozoico, o Terreno aparentemente permaneceu estável. A sua amalgamação à Faixa Brasília no Neoproterozoico resultou nos seguintes efeitos:

(I) - duas intrusões, sendo uma de muscovita granito que aflora no limite nordeste do Complexo Uvã, passa sob o *greenstone belt* Serra de Santa Rita e emerge a norte, no Complexo Caiçara (Jost *et al.* 2005), de idade U-Pb SHRIMP em zircão de  $625 \pm 6$  Ma (Pimentel *et al.* 2003). Outra composta de dique de albitito aurífero do extremo

norte do *greenstone belt* de Guarinos, com idade U-Pb LA-icp-MS em zircão hidrotermal de  $729 \pm 15$  Ma (Rodrigues 2011);

(II) - anatexia parcial de gnaisses do Complexo Moquém, sob a forma de finas bandas félicas de idade U-Pb SHRIMP em zircão de  $590 \pm 10$  Ma (Queiroz *et al.* 2008);

(III) - parcial reciclagem isotópica de cristais de zircão magmáticos da maioria das amostras dos ortognaisses arqueanos, evidenciada por interceptos inferiores de idade U-Pb entre 750 e 590 Ma (Queiroz *et al.* 2008) e reciclagem de cristais detriticos de rochas siliciclásticas de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás em 500-450 Ma (Tassinari *et al.* 2006, Jost *et al.* 2008);

(IV) metamorfismo de paragêneses de zonas de alteração hidrotermal de depósito aurífero de Crixás, com idades K-Ar, Rb-Sr, Ar-Ar e Sm-Nd de 600 Ma a 550 Ma (Fortes 1996, Fortes *et al.* 2003).

Estes dados indicam que a influência do Ciclo Brasileiro sobre as rochas da região foi restrita e coincide com a época da amalgamação do Terreno na Faixa Brasília.

### METALOGENIA

Os depósitos minerais do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás ocorrem apenas nos *greenstone belts*. Para efeitos descritivos, os depósitos serão abordados segundo a ordem decrescente de sua importância econômica atual e divididos em epigenéticos e singenéticos, inversa da sua época de formação. Os epigenéticos estão representados pelos importantes depósitos de Ouro de Goiás e os singenéticos compreendem recursos ainda pouco estudados de Ferro dos tipos Algoma e Lago Superior, de Ferro e Manganês do tipo SEDEX, Ouro do tipo VMS, Ouro associado a albitito, um paleoplacer aurífero e uma ocorrência de Níquel e Cobre sulfetada em komatiito.

### DEPÓSITOS EPIGENÉTICOS DE OURO

A produção de ouro na região foi iniciada pelos Bandeirantes em 1725, a partir de quando Goiás passou a ter importância para a coroa portuguesa pela descoberta do metal por Bartolomeu Bueno da Silva (Anhanguera) no *greenstone belt* Serra de Santa Rita. Instalou-se, então, o Arraial de Saana, hoje cidade de Goiás (Fig. 1), de onde partiram incursões em busca de Ouro no rumo norte

da região. A atividade extrativa intensificou-se de 1740 a 1780 nos demais *greenstone belts*, com declínio poucos anos após. Até meados de 1980, a extração de ouro ocorreu por atividade garimpeira, mas ao final de 1970 Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás passaram a ser alvos de prospecção pela Mineração Montita Ltda. e pela *joint venture* da INCO com a Kenecott, e os de Serra de Santa Rita e Faina pela Metais de Goiás S.A. - METAGO, Western Mining Co., entre 2000 e 2007 pela Sertão Mineração Ltda e desde 2011 pela Yamana Gold Inc. e de 2012 pela Orinoco do Brasil Mineração Ltda e um paleoplacer aurífero. Recursos.

Crixás contém hoje o segundo maior depósito do tipo *gold-only* da Faixa Brasília, com reserva total de 70 t de Au e teor médio de 5 g/t. A produção subterrânea iniciou nos primórdios de 1980 pela Mineração Serra Grande S.A., *joint venture* da Anglo-American e INCO, hoje propriedade da Anglo-Gold Ashanti Brasil. Em Guarinos e Pilar de Goiás a exploração pela Mineração Montita S.A. perdurou por cerca de 30 anos, mas com sucesso reduzido. As áreas foram adquiridas pela Yamana Gold Inc., seguido de extensiva campanha de sondagens e avaliação de vários corpos, dois dos quais com produção iniciada em 2013, em lavra subterrâneas, um em Guarinos e outro em Pilar de Goiás.

Em Faina e Serra de Santa Rita (Fig. 3D), a exploração pela Western Mining Co. e sua sucessora, a Sertão Mineração Ltda, *joint venture* da Amazônia Mineração Ltda. e a Troy Brasil Exploração Mineral Ltda., resultou na detecção em Faina de um depósito de pequeno porte em 2003, com produção a céu aberto suspensa em 2005/2006. A aquisição de partes da área da Sertão pela Yamana Gold Inc. em Faina e Serra de Santa Rita e pela Orinoco do Brasil Mineração Ltda. em Faina, em 2011 a 2012, resultou em re-avaliação de trabalhos dos Bandeirantes e garimpos, ambos projetos em curso. As reservas totais conhecidas e teores médios de Au em g/t das principais minas constam da Tabela 1.

Os mais importantes depósitos auríferos desta categoria compreendem:

- a - sulfeto maciço
- b - veio de quartzo
- c - minério disseminado

Os três tipos ocorrem na Mina III de Crixás (Fig. 3A), na forma de 6 corpos superpostos (Figs. 5A e 5B) Veio de quartzo ainda é um importante corpo de minério de Crixás, juntamente com vários cor-

pos de minério disseminado. Depósitos de Ouro em veios de quartzo estão sob avaliação pale Ori-noco do Brasil Mineração Ltda. em Faina e onde se situa o explorado pela Sertão Mineração Ltda. Minério disseminado também ocorre no extremo sul de Guarinos (Maria Lázara), parte de um *trend* com cerca de 25 km de comprimento com diversas anomalias intermediárias (Fig. 3B), e em Pilar de Goiás, importante depósito (Jordino), qual é parte de um *trend* estrutural com cerca de 8 km e que inclui os garimpos da Cachoeira do Ogó e Três Buracos (Fig. 4C), todos de propriedade da Yamana Gold Inc.

### SULFETO MACIÇO

Sulfeto maciço aurífero ocorre em dois corpos da Mina III de Crixás. Um, hoje exaurido, foi descoberto no início de 1980 a partir de trincheira aberta em *gossam* pelos Bandeirantes e recebeu a denominação de Zona Superior (Yamaoka & Araújo 1988). Outro foi identificado durante campanha de sondagem realizada no início de 2000, denominado Corpo Palmeiras, semelhante à Zona Superior, mas estruturalmente mais elevado (Fig. 5B), com produção iniciada em 2009.

A Zona Superior foi um conjunto de lentes situadas próximo ao contato de metabasalto com xisto carbonoso e tinham 0,5 a 2,5 m de largura e de 50 a 200 m de comprimento que se estendiam até 400 m segundo o *plunge*, da superfície até cerca de 450 de profundidade. O seu detalhamento foi realizado por Fortes (1996). Os primeiros dados sobre o Corpo Palmeiras foram registrados por Almeida (2006), em testemunho de sondagem antes da exposição do corpo em galeria. Ambos os corpos contêm até 95% de pirrotita e/ou arsenopirita (Fig. 5A) e quantidades subordinadas de magnetita, ilmenita, bornita e calcopirita, em rara ganga de quartzo, plagioclásio, siderita, biotita, mica branca, epidoto, rutilo e eventuais veios pegmatóides com quartzo, feldspato, biotita, arsenopirita

Tabela 1 – Número de corpos, reservas totais e teores dos principais depósitos auríferos de *greenstone belts* do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás.

Greenstone belt	Número de corpos	Reserva em toneladas de Au contido	Teor Médio (g/t)	Fonte
Crixás	6	70	12	1
Guarinos	2	5	3	2
Pilar de Goiás	3	4,5	3,6	2
Faina	1 (exaurido)	4	100	3

Fontes: 1 – Mineração Serra Grande S.A.; 2 – Yamana Gold Inc. (2009); 3 – Troy Brasil Exploração Mineral Ltda. (2010)

ta e ouro (Fig. 5B). O Ouro ocorre na forma livre (Fig. 5C), em grãos de 0,1 a 2,0 mm e seu conteúdo em Ag é inferior a 10%.

A alteração hidrotermal associada ao sulfeto maciço ocorre em halos que, em conjunto, podem alcançar dezenas de metros de possança. Estes compreendem (Fig. 5D) um halo externo com dolomito, seguido de um intermediário rico em clorita xisto e um interno com sericita. As associações minerais metamorizadas de cada halo, petrograficamente detalhadas por Jost (2004) e Oliver *et al.* (2005), estão sintetizadas na Figura 6.

O dolomito do halo externo é, em geral, maciço, injetado de veios centimétricos a decimétricos de quartzo leitoso com algum sulfeto, e pode conter relíquias de foliação do protólito marcadas por

trilhas de Mg-clorita e/ou biotita (Fig. 5E), bem como *podcs* centimétricos de pegmatóides compostos por albita, quartzo, paragonita e eventuais pintas de Ouro. O contato do halo externo com o intermediário é em geral brusco a discretamente transicional. Este consiste de estreita franja externa de carbonato-clorita xisto, e a interna de clorita xisto. A sua característica marcante é a abundância de Fe-clorita, comumente acompanhada de fenoblastos de milimétricos até 5 cm de diâmetro de almandina sintectônica (Fig. 5F). Termos locais consistem da associação granada, magnetita e biotita (Fig. 5G). O halo interno é composto de sericita xisto, não raro com porfiroblastos milimétricos a centimétricos de cloritóide pós-tectônico (Fig. 5H) e granada-sericita xisto, por vezes mar-

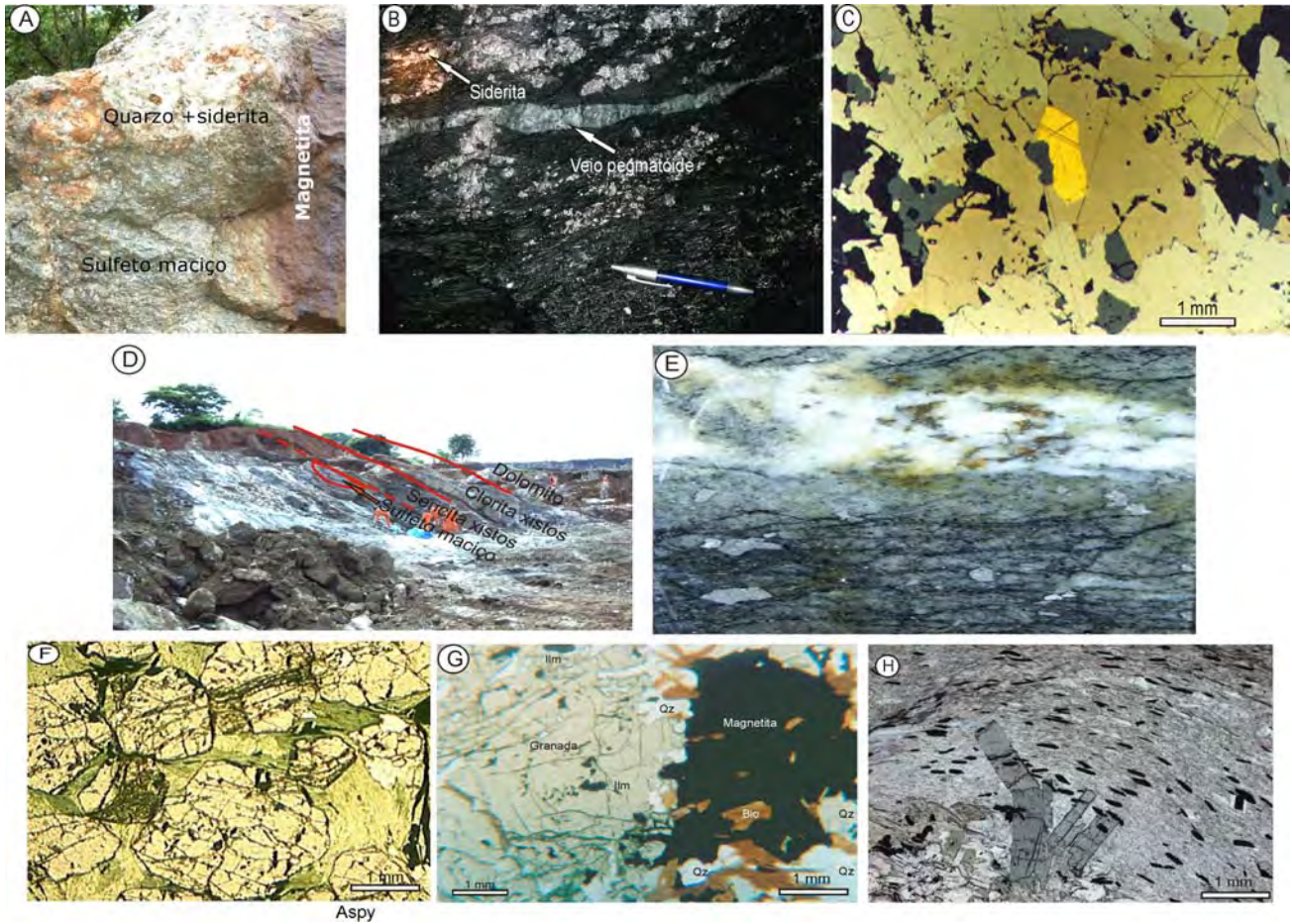


Figura 5 – Ilustração de feições dos corpos de sulfeto maciço aurífero da Zona Superior de Crixás. (A) - Bloco composto de arsenopirita massiça com bolsão de quartzo e siderita junto a nível de magnetita. (B) - Parede de galeria em sulfeto maciço com veio pegmatóide (Foto N. Oliver 2005). (C) - Fotomicrografia de seção polida com grão de ouro em agregado de pirrotita e arsenopirita. LN. (Foto de Fortes 1996). (D) - Parede da de remanescente da Zona Superior que mostra a sucessão dos halos de alteração hidrotermal do sulfeto maciço. (E) - Amostra de mão de dolomito do halo externo com relíquias de foliação do protólito marcada por trilhas de Mg-clorita e biotita e disseminação de arsenopirita (Aspy). (F) - Fotomicrografia de granada-clorita xisto do halo intermediário. LN. (G) - Fotomicrografia de magnetita-granada-biotita-clorita xisto do halo intermediário. LN. (H) - Fotomicrografia do halo interno rico em mica branca sobreposta por fenoblastos de cloritóide e com restos de ilmenita (opacos). LN.



Figura 6 – Associações minerais dos halos de alteração hidrotermal metamorfizados que envelopam corpos de sulfeto maciço de Crixás. Dados compilados de Fortes (1996), Jost (2004) e Oliver et al. (2005).

ginado por biotita-xisto e biotita-granada xisto ou granadito junto ao corpo de minério.

Portanto, a alteração hidrotermal que acompanha os corpos de sulfeto maciço compreendem uma zona externa de carbonatação que, com a proximidade dos corpos de minério, passa a predominar a alteração clorítica e filica. A alteração por sulfetação, ainda que incipiente, se manifesta desde o halo externo até o interno como disseminações de arsenopirita e pirrotita. A potássica ocorre de modo discreto nos três halos, mas pode ser pronunciada no interno, como indica a substituição progressiva de mica branca por biotita e, por vezes, com a formação de biotititos próximo aos corpos mineralizados, o que sugere a presença de um fluido tardio mais rico em potássio e ferro.

Estudos geoquímicos realizados por Fortes (1996) e Oliver et al. (2005) mostram que a alteração hidrotermal associada aos corpos de sulfeto maciço resultaram da interação dos fluidos com basaltos. Em afloramentos, estas assembléias minerais são facilmente distinguidas de metabasalto, em geral anfibólio xistos. Se a mineralização ocorre no interior de metabasalto, a simetria de alteração é clara, mas se hospedada pelo contato tectônico entre metabasalto e rocha metassedimentar,

em particular filito carbonoso, a simetria é de difícil reconhecimento, fruto da maior reatividade dos metabasaltos. Os halos estão bem desenvolvidos, resultaram de complexo sistema físico-químico em pelo menos dois estágios, um inicial, de maior abrangência sobre as rochas encaixantes e alta razão fluido/rocha e condições termodinâmicas mais baixas, seguido de outro, mais aquecido e rico em Fe e K.

A origem dos corpos de sulfeto maciço da Zona Superior permanece incerta, se resultante da canalização de fluidos ao longo de falha de empurrão, ou se do tipo VMS associado aos basaltos. A interpretação de sua gênese na atualidade é dificultada pela exaustão do depósito e consequente indisponibilidade de evidências nos corpos de minério. Restam apenas as expostas em testemunhos de sondagem, em complexo arranjo estrutural. A incerteza se estende ao Corpo Palmeiras pela inexistência de estudos de detalhe.

#### VEIOS DE QUARTZO

##### Greenstone belt de Crixás

Um dos principais corpos de minério aurífero atual da Mina III de Crixás é um veio de quartzo (Fig. 7A) descontínuo, com 0,5 a 5,0 m de largura, 500 m de comprimento, que se estende até cerca de 1.500 m segundo o *plunge*, desde a superfície até mais de 700 m de profundidade. Nos níveis estruturalmente mais elevados, o veio se situa a cerca de 120 m abaixo das lentes de sulfeto maciço da Zona Superior, mas ambos convergem em profundidade. O veio situa-se no interior de uma zona de alto *strain* que marca o contato entre xistos carbonosos sobrepostos a metagrauvacas. O ouro ocorre disseminado ou como preenchimento de fraturas (Fig. 7B) em grãos de menos de 0,1 mm até 2 mm. A proporção de Ag é inferior a 9%. Componentes menores compreendem pirrotita, arsenopirita, mica branca, material carbonoso, plagioclásio, carbonato e clorita. Se o xisto carbonoso encaixante contiver arsenopirita e/ou pirrotita disseminadas próximo ao contato com o veio, este também é minerado.

O veio está hospedado em filitos carbonosos, os quais foram pouco reativos às soluções hidrotermais. Os produtos mesoscopicamente mais evidentes compreendem o alvejamento da rocha hospedeira decorrente da lixiviação do material car-

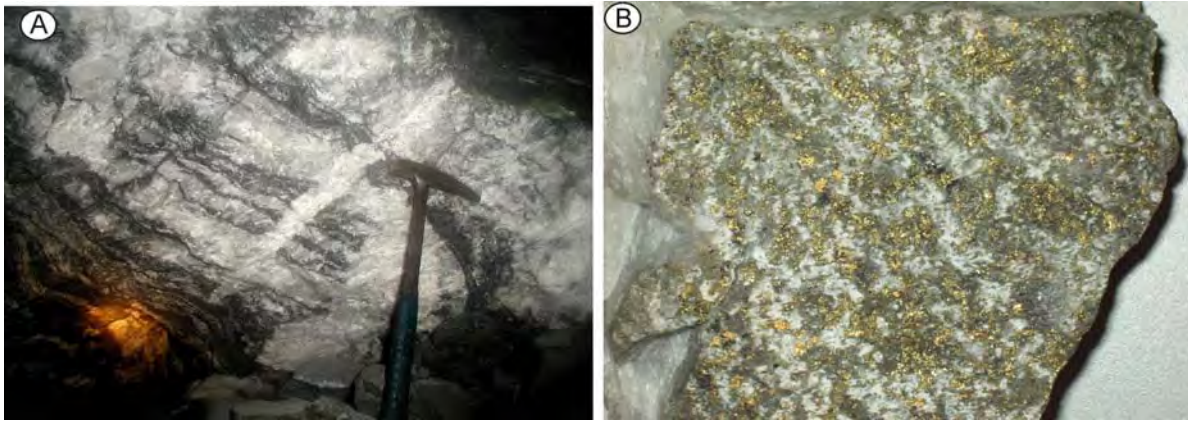


Figura 7 – (A) - Exposição do veio de quartzo em galeria da Zona Inferior de Crixás. (B) - Excepcional amostra do veio de quartzo da Zona Inferior de Crixás com fratura atapetada por Ouro. Fotos de R. Martins.

bonoso e a transformação da rara biotita em mica branca, sugestivo de alteração filica incipiente, localmente acompanhada de sulfetação por arsenopirita e pirrotita disseminadas

#### *Greenstone belt de Faina*

O intenso programa de exploração realizado pela Orinoco do Brasil Mineração Ltda. no entorno de galerias dos Bandeirantes, alvo denominado Curral de Pedra, situado na porção central do *greenstone belt* (Fig. 3D) detectou que mineralização aurífera foi um processo amplamente distribuída e ocorre nas rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas basais e metassedimentar siliciclásticas e quílicas superiores. de idade tentativamente paleoproterozóica. Os *trends* auríferos parecem ser relativamente contínuos segundo a direção, alojados em zonas de cisalhamento regionais. O principal depósito, ainda sob avaliação de reservas, consiste em mineralização em dois sistemas de veios de quartzo superpostos, denominados de Mestre-Cascavel e Cuca, na ordem de profundidade estrutural. Os veios tem em média 50 cm de possança (Fig. 8A), estão orientados segundo N60°-40°W,25°SW e, como identificado por sondagens, o sistema Mestre-Cascavel tem, segundo a direção, 485m de comprimento e o Cuca 585m, sendo o primeiro mais contínuo, e, até o presente, foram detectados até 700m de profundidade. Além destes corpos, a estrutura contém outros locais com cavas dos Bandeirantes.

As rochas encaixantes são quartzitos foliados da fácies xisto verde inferior e portadores de disseminações de fuchsite, albita e microclínio detriticos. A seção de quartzitos tem espessura estimada em torno de 250-300 m e corresponde à base

do primeiro ciclo sedimentar de Faina. Em vista da baixa reatividade dos quartzitos, os halos de alteração hidrotermal são fracos, de possança métrica, e, até o momento, os mais evidentes estão representados por um halo externo de pigmentação ocre, ferruginosa, ora na forma disseminada ou em fraturas irregulares, paralelas ou transversais à foliação, seguido de um halo interno com bolsões e fitas milimétricas disseminadas com biotita e palhetas isoladas de fuchsite. Nas galerias, a pigmentação ferruginosa se expressa pela coloração avermelhada clara da rocha encaixante dos veios.

Os corpos de minério dos corpos Mestre-Cascavel ocorrem como *ore-shoots* a cada 2,5 a 3,5 m e testes metalúrgicos de amostras de alto teor de ambos revelaram valores de 39.3 g/t (amostra com 500kg) e 24.14g/t (amostra com 2.8 t), respectivamente. Nestes alvos, o ouro ocorre na forma livre, em grãos de 2-3 mm até 3 cm e, portanto, grosso (Figs. 8B e C), em associação com rara pirita.

#### *MINÉRIO DISSEMINADO*

Minério disseminado ocorre em corredores de alto *strain* localizados em filito carbonoso de Crixás (Zona Intermediária, Mina Nova, Forquilha, Corpos IV e V, Pequizão e Cajueiro) e de Pilar de Goiás (Jordino, Ogó, Três Buracos). Em Guarinos, a mineralização ocorre em cinco garimpos (Natal, Jair, Maria Lázara, Invasão e Bié) e está hospedada em zona de alto *strain* em meio a metabasaltos com intercalações de filito carbonoso e formação ferrífera. Como exemplo, na Mina Nova, em Crixás, a zona rica em ouro têm, em média, 1,5 m de largura, cerca de 200 m de comprimento e se es-

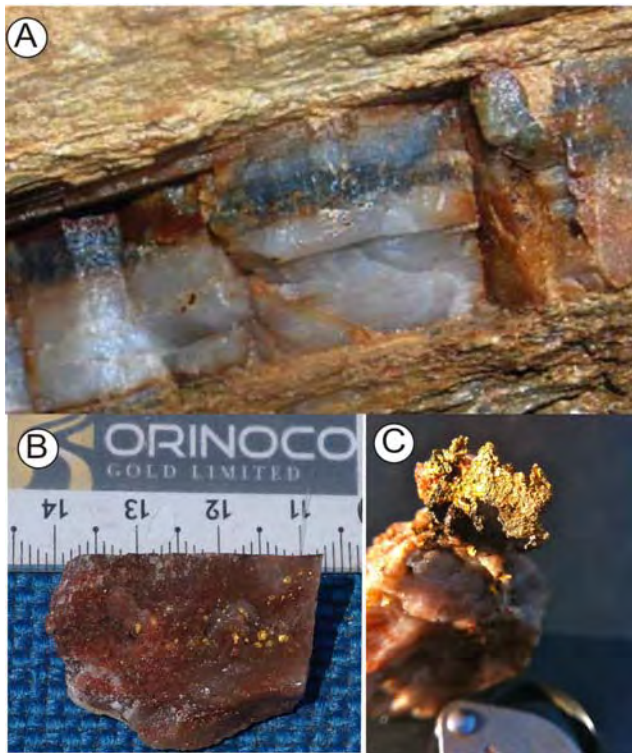


Figura 8 – (A) - Veio de quartzo em quartzito hospedeiro do corpo Mestre-Cascavel, Curral de Pedra, greenstone belt de Faina. (B) - veio de quartzo com grãos de ouro de até 4 mm. (C) - Veio de quartzito com agregado de ouro com cerca de 2 cm de comprimento. Fotos M.J. Carvalho.

tende por mais de 1000 m segundo o *plunge*. Já no depósito Jordino, em Pilar de Goiás, ocorrem três níveis mineralizados (HG1, HG2 e HG3), dentre os quais o mais importante, pela sua continuidade, é o HG1, o qual se estende por 930 m segundo a direção e 2600 m segundo o *plunge*.

Em Crixás, Fortes (1996), Portocarrero (1996), Petersen (2003) e Jost (2004), em Guarinos, Pulz (1990) e em Pilar de Goiás, Pulz (1995) descrevem que os intervalos ricos em Ouro se caracterizam por venulações centimétricas a decimétricas paralelas à foliação, dobradas e/ou boudinadas, por vezes transversais (Fig. 9A), compostas de quartzo, quartzo-carbonato ou de quartzo-albita-biotita-carbonato. As venulações mesoscópicas são, por exemplo no Corpo Forquilha, acompanhadas por enxame de microvenulações descontínuas com amplo espectro composicional, cujo arranjo sugere micro-brechação hidráulica (Fig. 9B) durante a mineralização. O filito carbonoso hospedeiro é, em geral, também aurífero e com disseminações de pirita, pirrotita e arsenopirita. Constituintes menores em Crixás compreendem calcopi-

rita, bornita e pentlandita, em Guarinos compostos de Au-Te-Bi e em Pilar de Goiás galena e esfalerita. O conteúdo de Ag no Au é, em geral, inferior a 11%.

A exemplo do tipo em veio de quartzo, os intervalos de filito carbonoso mineralizado também foram pouco reativos às soluções hidrotermais, mas a sua resposta varia entre os corpos de minério. Por exemplo, em Crixás, os produtos mais evidentes compreendem o alveamento da rocha hospedeira por incipiente lixiviação do material carbonoso, em geral resultante de discreta silicificação (Fig. 9C) e transformação de biotita metamórfica em mica branca de alteração fílica. A alteração hidrotermal está, em geral, concentrada no entorno das venulações e compreende, de posições distais para as proximais, de cloritização + carbonatação, sericitização e biotitização (Fig. 9D). A sulfetação, na forma de arsenopirita, pirrotita e eventual pirita, abrange tanto as venulações quanto o intervalo de alto *strain*, minerado como um todo. A simetria da alteração hidrotermal é dificilmente reconhecível em testemunhos de sondagem e frentes de lavra, devido ao diminuto tamanho dos minerais, mas visível sob microscópio. Em afloramentos, é difícil distinguir o filito carbonoso mineralizado do estéril.

No garimpo Maria Lázara, em Guarinos, situado em metabasaltos, a alteração hidrotermal descrita por Pulz (1990, 1995) pode alcançar até 50 m, de forma simétrica a partir do intervalo com veios de quartzo auríferos. Se manifesta por um halo externo de cloritização e carbonatação, um intermediário de biotitização e o interno de alteração fílica. Cada halo é acompanhado de proporções menores e variáveis de epidoto, turmalina, albita, leucóxênio e almandina, esta em particular comum no halo rico em biotita. O ouro ocorre na forma nativa e maldonita ( $Au_2Bi$ ) associados à arsenopirita e pirrotita e traços de esfalerita, monazita, pirita, calcopirita, galena, molibdenita, prata nativa, joesita-B ( $Bi_4Te_2S$ ), csiklovaita ( $Bi_2TeS_2$ ), bismutinita e bismuto nativo.

Em Pilar de Goiás não há, até o presente, descrições petrográficas disponíveis dos estilos de alteração hidrotermal. Pulz (1995) descreve que, no garimpo da Cachoeira do Ogó, a mineralização está hospedada em intervalo de alto *strain* de filito carbonoso e o Ouro ocorre na forma livre e como electrum, associados com arsenopirita, pirita, pirrotita, esfalerita, galena e calcopirita.

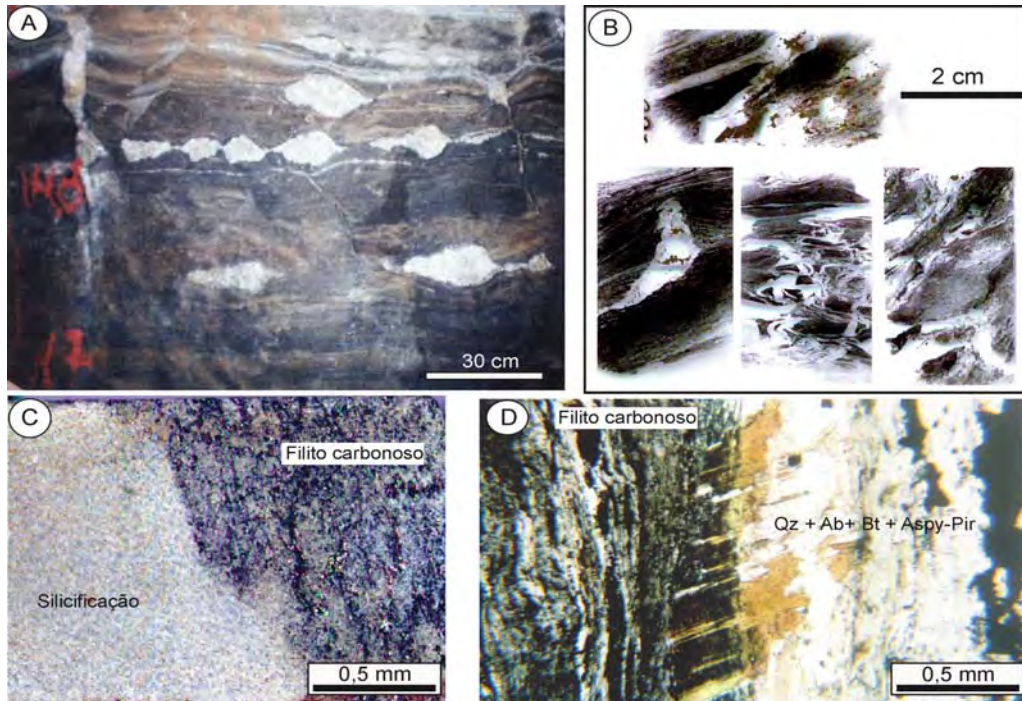


Figura 9 – Feições do minério disseminado de Crixás. (A) - Exposição em galeria de venulação boudinada em meio a filito carbonoso deformado por alto strain na Mina Nova. (B) - Conjunto de lâminas delgadas digitalizadas que mostram enxame de venulações mineralizadas resultantes de microbrechagem hidráulica no Corpo Forquilha. (C) - Fotomicrografia de lâmina delgada de filito carbonoso com discreto alveamento por silicificação. Corpo Forquilha. LN. (D) - Fotomicrografia de lâmina delgada de venulação do Corpo Forquilha que mostra microvênula composta por quartzo, albita, biotita e opacos representados por arsenopirita e pirrotita, com borda de alteração potássica marcada por biotita crescida sobre a foliação metamórfica de filito carbonoso. Corpo Forquilha. LN. Fotos de H. Jost.

#### CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES

O principal controle destes depósitos é litológico seguido do estrutural. Em Crixás, o controle litológico é exercido pelo pacote sedimentar (Fig. 10A), em particular pelos filitos carbonosos, por vezes intercalados com níveis centimétricos a métricos de metagrauvaca e dolomito. Segundo dados estruturais de Magalhães (1991), Queiroz (1995) e Mascucato (2004), o controle dos corpos mineralizados é por falhas de empurrão de baixo a moderado ângulo de mergulho empilhadas (Fig. 10B) e de vergência para nordeste e que cortam transversalmente estruturas pretéritas do pacote sedimentar (Fig. 10C). As falhas são acompanhadas por dobras recumbentes a semi-recumbentes desenhadas pelo acamamento original (So) paralelo à foliação metamórfica mais proeminente (Sn). A correlação entre inúmeras seções de sondagens dispostas segundo nordeste-sudoeste na área da Mina III mostra que uma zona de descolamento de primeira ordem desenvolveu uma rampa íngreme a oeste, adjacente a um patamar com *duplex* a leste, o qual corresponde a várias zonas de dila-

tação de segunda e terceira ordem empilhadas e que alojam os corpos de minério. Eventos subsequentes reorientaram as estruturas mineralizadas segundo um *plunge* 15°/N60-70°W e foram responsáveis pelo metamorfismo de baixo grau das zonas de alteração hidrotermal e remobilização do Ouro. Um controle litológico subordinado e misto consiste do contato cisalhado entre filito carbonoso e metabasalto, como no Sulfeto Maciço e no Corpo Palmeiras.

Em Guarinos, Pulz (1990) atribui o controle estrutural do depósito Maria Lázara à Zona de Cisalhamento Carroça, de caráter dúctil e orientação N10°W,30°SW que corta metabasaltos do extremo sudeste do *greenstone belt*. A autora interpreta o depósito como resultante da canalização de fluidos metamórficos e magmáticos mobilizados por intrusão trondjemítica exposta no núcleo do Domo de Guarinos (Fig. 3B), situado no extremo nordeste da faixa. A zona de cisalhamento é, no entanto, parte de uma estrutura N30°W,30°SW que se estende desde o limite norte até o extremo sul do *greenstone belt* (Fig. 3B) e onde o *plunge* da mineralização é 30°/S85°W.



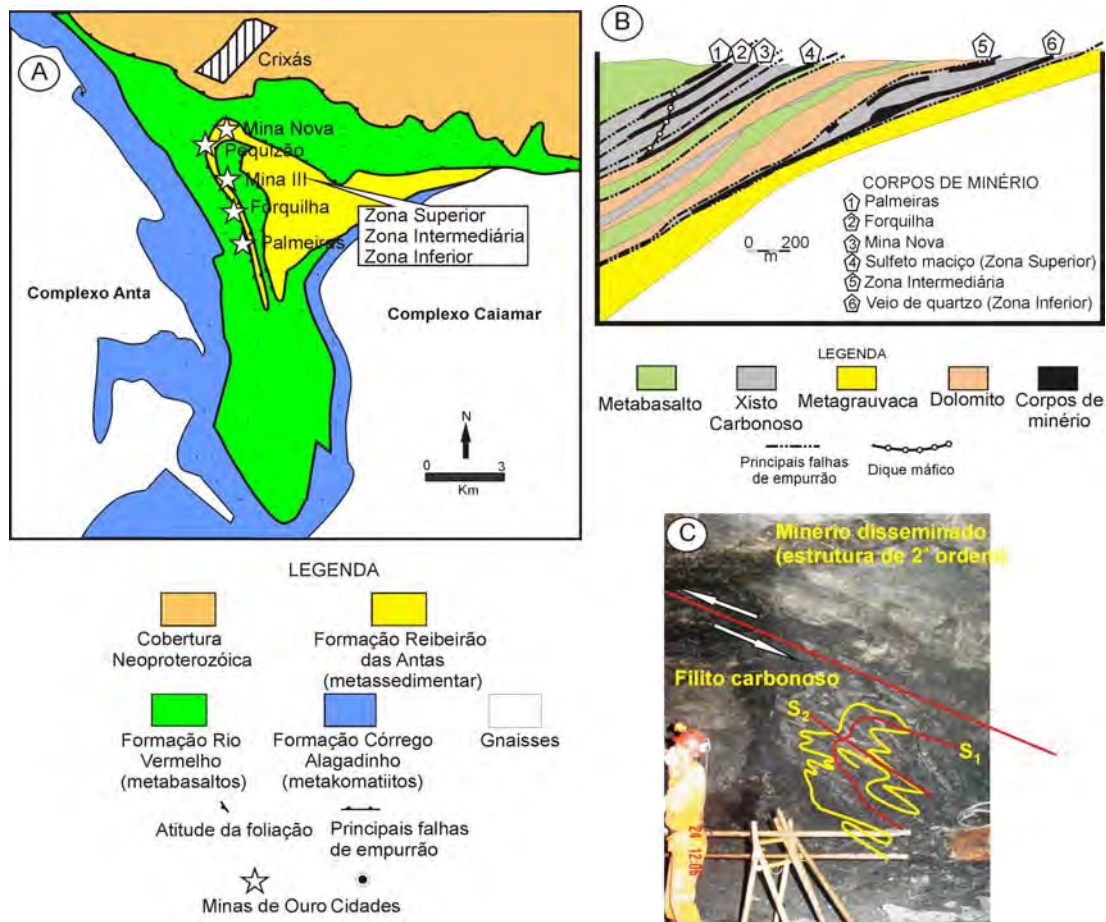


Figura 10 – (A) - Mapa geológico esquemático do greenstone belt de Crixás, com indicação dos principais corpos auríferos. (B) - Seção esquemática EW que ilustra a superposição dos corpos auríferos. (C) Exposição em galeria do realce do Corpo Forquilha e que mostra dobras D1 redobradas por D2 e cortadas por zona de descolamento mineralizada. Foto de R. Martins.

Em Pilar de Goiás, o controle estrutural do *trend* que contém o depósito Jordino e os garimpos da Cachoeira do Ogó e Três Buracos é uma falha de empurrão de direção geral NS e vergência aparente para leste, encurvada para SE no extremo sul por influência do cavalgamento do Grupo Araxá sobre o *greenstone belt*. O *plunge* dos corpos mineralizados é da ordem de  $5^{\circ}/270^{\circ}$ .

#### IDADE DAS ROCHAS ENCAIXANTES, HOSPEDEIRAS E DA MINERALIZAÇÃO

Os dados isotópicos anteriormente descritos indicam que as rochas metassedimentares encaixantes e hospedeiras dos depósitos auríferos dos *greenstone belts* de norte derivaram da erosão de área-fonte dominada por rochas do Riáciano. Determinações isotópicas que visaram obter a idade de mineralização aurífera, se restringem aos depósitos da Mina III, em Crixás. Os primeiros resultados foram obtidos por Fortes *et al.* (1993) pelo

método Rb-Sr em rocha total de amostras de halos de alteração hidrotermal, pelos métodos K-Ar e Ar-Ar em concentrados de minerais por Firtes *et al.* (1995, 1997) e Fortes (1996) e pelo método Sm-Nd em concentrado de minerais e rocha total (Fortes *et al.* 2003). Em conjunto, os resultados forneceram o intervalo de 750 a 550 Ma, interpretado por aqueles autores como o intervalo de tempo da mineralização. A datação de zircão magmático de um enxame de diques máficos que corta os corpos mineralizados de Crixás por Jost *et al.* (2010) gerou a idade U-Pb LA-ICPMS de  $2170 \pm 17$  Ma, o que sugeriu aos autores que o estágio de bacia, sua deformação, metamorfismo e mineralização foram restritos ao Riáciano. Entretanto, a datação Re-Os de arsenopirita do sulfeto maciço da Zona Superior por Marques *et al.* (2013) forneceu a idade de  $2126 \pm 16$  Ma, considerada a mais apropriada da mineralização maciça e a discrepância de idade entre ambos os métodos é atribuída à distinta precisão. Por outro lado, estes dados in-

dicam que a idade neoproterozoica representa a da recristalização metamórfica dos halos de alteração hidrotermal durante a inserção do Terreno na Faixa Brasília.

Em Pilar de Goiás, Pulz (1995) obteve uma idade de Pb-Pb de 2025 Ma em galena do depósito Ogó, parte do depósito Jordino, hospedado em filitos carbonosos da Formação Serra do Moinho. Esta idade é um pouco mais recente do que a idade U-Pb SHRIMP de  $2145 \pm 12$  Ma obtida por Queiroz (2000) em zircão de intrusões de albita-granito alojados em zonas de descolamento tardias que alojam o *trend* que contem os depósitos Jordino e Ogó.

Do exposto se conclui que a idade máxima da deposição das rochas metassedimentares hospedeiras de mineralização aurífera dos três *greenstone belts* de norte corresponde ao Riaciano. Os dados isotópicos sobre as mencionadas mineralizações, por seu turno, indicam que o Riaciano é, também, a época metalogenética mais importante da região. Contudo, não há dados isotópicos sobre a idade da mineralização aurífera do *greenstone belt* de Faina.

#### INCLUSÕES FLUIDAS

Estudos de inclusões fluidas realizados por Fortes (1996) nos três tipos de depósitos de Crixás mostram que há vários tipos de inclusões interpretadas como contemporâneas aos corpos de minério. No sulfeto maciço estas são multifásicas, aquo-carbônicas saturadas com fases sólidas na forma de halita, silvita e sólidos anisotrópicos, as quais são raras nos veios de quartzo da Zona Inferior e de minério disseminado da Mina Nova. Já as monofásicas ou bifásicas carbônicas coexistem em proporções semelhantes no sulfeto maciço e no veio de quartzo. Com estas coexistem inclusões bifásicas ou trifásicas aquo-carbônicas com fases sólidas anisotrópicas e monofásicas ou bifásicas aquosas. O autor conclui que os fluidos que geraram o sulfeto maciço da Zona Superior, o veio de quartzo da Zona Inferior e o minério disseminado da Mina Nova representam sistemas aquo-carbônicos saturados e não saturados, carbônicos, aquosos instaurados e fluidos ricos em metano e nitrogênio, este, raro no sulfeto maciço e não identificado nos veios de quartzo. O autor estima que o aprisionamento dos fluidos precoces do sulfeto maciço da Zona Superior ocorreu no intervalo de 375°C a 475°C e 1,5 e 3,3 kb, no do veio de quartzo da Zona Inferior entre 375°C e 525°C e

1,0 e 3,7 kb e do minério disseminado da Mina Nova entre 400°C e 525°C e 1,4 e 3,7 kb. Em outros corpos de minério disseminado de Crixás, Petersen (2003) conclui por condições de 428°C a 580°C e de 5,7 a 8,3 kbar. Apesar da semelhança das condições termais obtidas por ambos os autores sobre distintos corpos de minério, há uma diferença, da ordem de 2 a 3 vezes dos intervalos de pressão dos fluidos.

No depósito Maria Lázara, em Guarinos, as inclusões fluidas estudadas por Pulz (1990) indicam temperatura de 116°C a 371°C, mas a autora não estima as condições de pressão deste depósito e nem as de P e T do depósito da Cachoeira do Ogó, em Pilar de Goiás. Regionalmente, aparenta haver um declínio das condições de T e P de Crixás para Pilar de Goiás.

#### ISÓTOPOS DE ENXOFRE

Dados preliminares sobre isótopos de Enxofre foram obtidos por Oliver *et al.* (2005) em Crixás a partir de amostras do sulfeto maciço da Zona Superior, de minério disseminado da Mina Nova, dos corpos Forquilha e Palmeiras e do veio de quartzo da Zona Inferior. Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  do sulfeto maciço variam de +2‰ e 0‰, o que sugere que o enxofre deriva de fonte magmática. Na Mina Nova e no Corpo Forquilha os valores se situam em torno de -2‰, em intervalo de superposição de fonte mista de enxofre magmático e sedimentar local. A fonte magmática do enxofre no sulfeto maciço da Zona Superior e no Corpo Forquilha é questão em aberto, pois não há evidências, até o presente, de exposições de intrusões cronocorrelatas. Os demais corpos possuem de -7‰ a -12‰, indicativo de enxofre proveniente das rochas metassedimentares locais, em particular dos filitos carbonosos hospedeiros.

#### ALTERAÇÃO SUPERGÊNICA

Efeitos do intemperismo e enriquecimento supergênico somente são evidentes no sulfeto maciço da Zona Superior de Crixás, e se expressam como *gossam* que foi explorado pelos Bandeirantes. A oxidação de arsenopirita, pirrotita e eventuais pirita e siderita resultaram na abundância de goethita/lepidocrosita com *boxworks* de sulfetos. Nos corpos de minério disseminado em filito carbonoso expostos em afloramentos de Crixás e

Pilar de Goiás, os efeitos do intemperismo se manifestam pela disseminação de pontuações ocre de oxidação dos sulfetos e carbonato, mas raramente esta se distingue de filito carbonoso não mineralizado e com sulfetos singenéticos. Nos veios de quartzo esta se expressa por fraca disseminação de *boxworks* a partir de sulfetos.

#### ASSINATURAS GEOFÍSICAS

As primeiras informações sobre assinaturas geofísicas da região foram divulgadas por Pires (1990, 1995) e Carvalho (1999). Os autores relatam que a melhor resposta geofísica dos depósitos e garimpos auríferos dos três *greenstone belts* de norte compreende estreitas anomalias gamaespectrométricas no canal do Potássio e, em mapas aeromagnetométricos de Sinal Analítico do campo magnético, compatíveis com a geometria linear dos vários corpos de minério.

#### ASSINATURAS GEOQUÍMICAS

Segundo Fortes (1996) a assinatura geoquímica dos depósitos de Crixás é dada pela associação Au-As. Em Guarinos, Pulz (1990) relata que esta é dada por Au-Ag-Sb-Te-Bi. Já em Pilar de Goiás, Carvalho (1999) relata que a associação é Au-Ag-Bi-Mo-Pb-Sb-W. Estes dados não apenas indicam distintos fluidos hidrotermais quanto sugerem uma zonação regional dos depósitos.

#### DEPÓSITOS SINGENÉTICOS

##### Depósito aurífero em albitito

O primeiro registro sobre a ocorrência de um depósito aurífero em albitito nos *greenstone belts* de Goiás deve-se a Rodrigues (2011). O depósito ocorre no extremo norte das rochas supracrustais de Guarinos e é conhecido como depósito Caia-mar. Trata-se da única ocorrência desta categoria conhecida no Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás e, portanto, inédito no contexto metalogenético do mesmo. Sua exploração inicial foi feita por Bandeirantes na zona de enriquecimento superficial e sua redescoberta ocorreu no final de 1980 pela Mineração Serra Formosa S.A. O depósito está sob retomada da produção subterrânea pela Yamana Gold Inc.

Lacerda (1991) interpretou o depósito como

hospedado em biotita gnaisse, sob controle de zona de cisalhamento NS/45°W e estimou sua reserva em 700 mil t, com teor médio de 7,44 g/t Au. Estudos detalhados por Rodrigues (2011), dos quais os parágrafos que seguem são uma síntese, revelaram que a mineralização está hospedada em um dique de albitito encaixado entre uma intrusão sigmóide de gabro e rochas metassedimentares do *greenstone belt*. O albitito tem cerca de 1 Km de comprimento, até 2 m de largura e é conhecido por sondagem a profundidade superior de 150 m.

A mineralização ocorre como *stockwork* de quartzo e arsenopirita (Fig. 11A) e arsenopirita disseminada no albitito (Fig. 11B) e no halo de alteração hidrotermal imediato. O albitito é fino, cinza claro, maciço e contém de 30 a 40% de fenocristais milimétricos e euédricos de albita geminada (Fig. 11C) em matriz muito fina de albita, com eventual biotita, opacos, mica branca, carbonato, clorita e quartzo. O albitito também contém veios pegmatóides tardios com albita, quartzo e biotita (Fig. 11D), albita, quartzo, mica branca e arsenopirita, bem como bolsões de quartzo e siderita.

Do gabro ao albitito (Fig. 11E), a alteração hidrotermal ocorre em halos de possança métrica a decamétrica, os quais Rodrigues (2011) denomina de externo, intermediário e interno, cujas composições modais médias constam da Tabela 2. O gabro está uralitizado e, em direção ao halo externo, contém incipiente alteração potássica por formação de biotita às expensas de anfibólio. O halo externo é composto de gabro foliado e cortado por filonetes de carbonato, com anfibólio parcialmente transformado em biotita e imerso em matriz de albita, quartzo e ilmenita. O halo intermediário consiste de um albita-quartzo-biotita xisto com proeminente foliação. O halo interno resultou da incorporação de arsenopirita disseminada e ankerita pelo halo intermediário e estreitos intervalos de alteração fílica junto ao albitito. O contato do halo interno com o albitito é brusco.

Os estilos de alteração hidrotermal são pois, em ordem decrescente de intensidade e amplitude, a albitização, potassificação, carbonatação, sulfetação e a sericitização. As variações na composição mineral do halo externo ao interno (Tabela 2) ocorrem por decréscimo das proporções de hornblenda e concomitante aumento das de albita até o halo interno, e de quartzo até o intermediário. Do intermediário ao interno decrescem as propor-

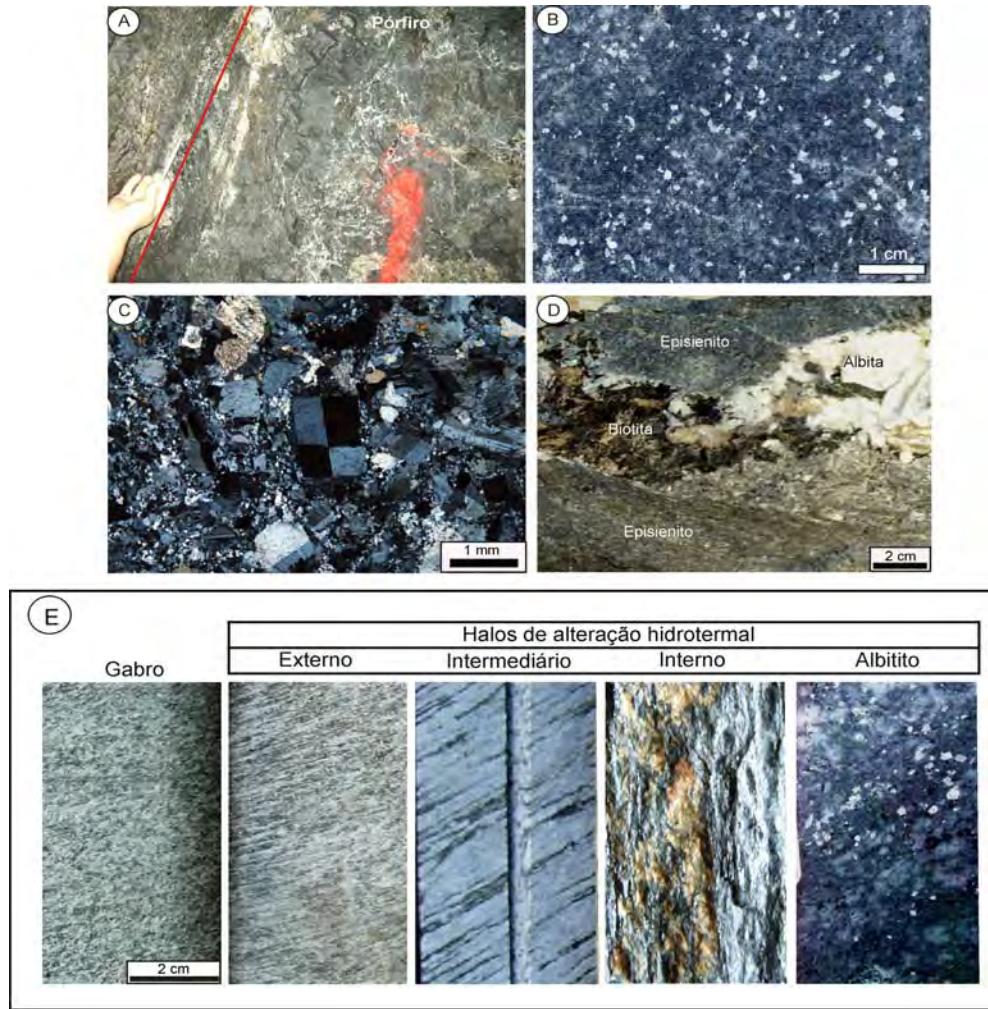


Figura 11 – Depósito Caiamar. (A) - Exposição do teto de galeria que mostra o albitito com stockwork de quartzo mineralizado e parte da encaixante imediata. (B) - Amostra de mão do albitito com disseminação de arsenopirita (cristais brancos). (C) - Fotomicrografia que mostra a textura porfírica do albitito com fenocristais euédricos de albita, o cristal central com geminação em tabuleiro de xadrez típica da espécie, imersos em matriz muito fina de quartzo e albita. LP. (D) - Veio pegmatóide tardio composto de albita, quartzo e biotita do interior do albitito. (E) - Sucessão da alteração hidrotermal da intrusão de gabro ao albitito. Cristais pardos da zona interna são de ankerita. Ilustrações de Rodrigues (2011).

ções de quartzo, permanecem estáveis as de biotita e ilmenita e crescem as de pirrotita, pirita e arsenopirita. Pirrotita marca, em geral, a porção externa da zona interna e pirita + arsenopirita próximo do albitito.

Os dados litogeoquímicos do gabro mostram

que a sua composição química original está preservada e é compatível com intrusões colisionais de arco magmático. A preservação textural do gabro, a sua uralitização e a estrutura foliada dos halos de alteração hidrotermal sugerem que a deformação e a alteração hidrotermal foram conco-

Tabela 2 - Variação da composição mineral modal média do gabro ao albitito do depósito Caiamar (Rodrigues 2011).

Mineral	Gabro	Halos de alteração hidrotermal			Albitito
		Externo	Intermediário	Interno	
Anfibólio	40	31	2	0	0
Albita	23	30	45	40	70
Quartzo	12	14	24	18	5
Biotita	10	10	12	10	5
Opacos	6	6	5	10	12
Andradita	5	6	5	5	2
Carbonato	4	3	2	10	3
Mica branca	0	0	5	7	3

mitantes. Entretanto, o estado indeformado do albitito e a mineralização em *stockwork* indicam que ambos se alojaram sob regime distensivo.

Não há dados de inclusões fluidas deste depósito. Entretanto, os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  da arsenopirita disseminada no albitito situam-se no intervalo de  $-2,67\text{‰}$  a  $-3,25\text{‰}$ , e pirita, mostram que os valores de arsenopirita disseminada no albitito situam-se entre  $-2,67\text{‰}$  e  $-3,25\text{‰}$ , sugestivo de que o maior volume de enxofre é de proveniência magmática, com subordinada participação de enxofre sedimentar local. Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  das demais amostras, provenientes do *stockwork* e do halo interno, variam de  $-5,20\text{‰}$  a  $-8,82\text{‰}$ , indicativo de contribuição sedimentar local.

No tocante à idade deste depósito, Jost *et al.* (2008) descrevem que os cristais de zircão detríticos mais jovens de rochas siliciclásticas de Guarinos datam de *ca.* 2.2 Ga (Jost *et al.* 2008), interpretada como a idade máxima da deposição das rochas metassedimentares encaixantes do gabro. Várias tentativas para obter zircão ou badeleita do gabro para datação resultaram infrutíferas, mas uma amostra do albitito continha diversos grãos distribuídos em duas populações, sendo uma herda da das rochas metassedimentares encaixantes adjacentes e outra de cristais de zircão hidrotermal, a qual gerou uma discórdia com intercepto superior em  $729 \pm 15$  Ma, indicativo de que a formação do albitito ocorreu durante o Neoproterozoico.

A assinatura geofísica do depósito é sutil e expressa por estreita e linear faixa de anomalia ae-

roradiométrica no canal do Potássio, atribuída ao halo de alteração intermediário, rico em biotita. Contudo, o depósito, demarcado pela malha de sondagens, situa-se na borda leste de uma anomalia aeromagnética circular, negativa e dipolar (Fig. 12A), que contrasta com a assinatura das rochas supracrustais. Por outro lado, o mapa pseudogravimétrico (Fig. 12B) indica a presença de um corpo de baixa densidade, um pouco desviado para sul do dipolo magnético. Rodrigues (2011) sugere que a resposta geofísica sinaliza que a mineralização possa resultar de uma intrusão profunda, sob as rochas supracrustais, o que o leva a interpretar o depósito como do tipo relacionado a intrusões.

A assinatura geoquímica do depósito foi obtida estatisticamente com o emprego de dados analíticos por ICP-MS de 52 elemento de 200 amostras de canal do minério exposto em galerias. Os resultados sugerem que o depósito é representado pela associação Au-S-Se-Sb-Ag-Te-As, em ordem decrescente de correlação. Um grupo subsidiário, de menor correlação com o anterior, compreende a associação Ba-Zn-Pb-Mo.

Os produtos de enriquecimento supergênico são desconhecidos, pois a porção superficial do depósito foi exaurida pelos Bandeirantes nos anos 1700 e garimpos posteriores.

### Prospectos de Ouro do tipo VMS

Depósitos desta tipologia ocorrem, até o mo-

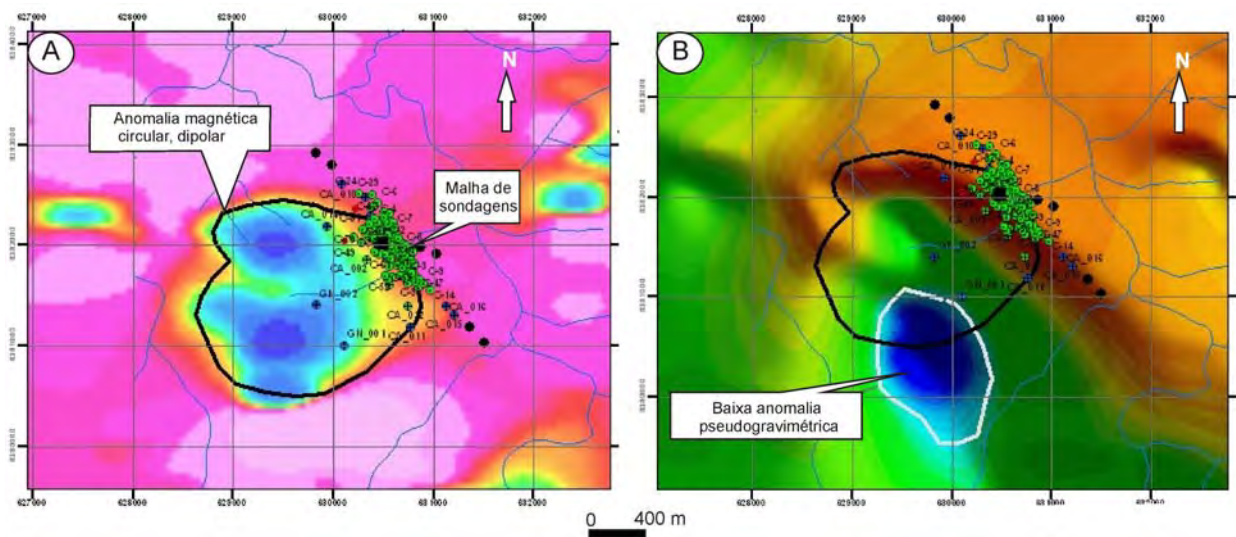


Figura 12 – Assinaturas geofísicas relacionadas ao depósito aurífero em albitito do Caiamar, greenstone belt de Guarinos. (A) - Anomalia magnética, circular e dipolar adjacente à malha de sondagem. (B) - Anomalia pseudogravimétrica elíptica parcialmente superposta à anomalia magnética. Ilustrações de Rodrigues (2011).

mento, apenas no *greenstone belt* de Serra de Santa Rita, próximo e a norte da cidade de Goiás, como parte de uma lente de rochas vulcanoclásticas com cerca de 17 km de comprimento segundo NW e 4 km de largura média segundo NE. Desde a época dos Bandeirantes, a área destas rochas foi explorada para Ouro nos aluviões e terraços antigos que margeiam o Rio Vermelho, e em zona de enriquecimento supergênico ao longo de uma estrutura com cerca de 6 km de comprimento. Na década de 1970-1980 a Metais de Goiás S.A. - METAGO realizou um programa de exploração, com mapeamento e sondagens, provavelmente descontinuado devido ao preço do metal na época. Desde então, a área não mereceu investigação do potencial e, em 2011, a Yamana Gold Inc. adquiriu o direito de pesquisa.

Para Resende *et al.* (1999) a lente de metavulcanoclásticas félsicas é o Membro Superior da Formação Digo-Digo, denominação de um córrego que flue sobre as mesmas e tributário do Rio Verme-

lho. Como mencionado no título sobre a geocronologia dos *greenstone belts*, Pimentel *et al.* (2000) obtiveram nestas rochas a idade magmática U-Pb SHRIMP em zircão de  $1580 \pm 12$  Ma, idade esta de significado ainda incerto e sob nova datação.

A unidade consiste de uma sucessão de rochas vulcanoclásticas subaquosas com acamamento gradacional (Fig. 13A) e variam desde cineritos até aglomerados. As finas são compostas por plagioclássio, biotita e quartzo, com clorita, mica branca e opacos intersticiais. Os termos grossos são compostos por matriz com minerais idênticos aos finos e contêm fragmentos centimétricos a métricos achatados (Fig. 13B), porosos, muito finos e friáveis, sugestivo de possível púmice. A sua composição varia de andesítica a riódacítica. Diques e *stocks* de diorito e riolito ocorrem em meio às vulcanoclásticas.

O calibre das rochas vulcanoclásticas tende a aumentar em direção a horizontes exalativos métricos compostos de metachert bandado com filito



Figura 13 – (A) - Afloramento no Córrego Digo-Digo que mostra o caráter estratificado e granoclassificado das rochas vulcanoclásticas, como indicam as quebras de relevo. As porções de relevo positivo são de vulcanoclástica mais grossa e, as de relevo negativo, finas. B - Afloramento no Córrego Digo-Digo que expõe vulcanoclástica de grosso calibre dado por fragmentos achatados de provável púmice, em matriz rica em cristais de feldspato (vulcanoclásticas de cristal) em matriz muito fina (cinerítica). (C) - Confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho onde aflora horizonte exalativo composto de bandas alternadas de metachert e filito carbonoso ricos em pirita com traços de Ouro. (D) - Afloramento de gossan associado a possível sulfeto maciço ainda não alcançado por sondagem.

carbonoso (Fig. 13C), ricos em pirita e auríferos, ou intervalos de pirita maciça (Fig. 13D).

Os trabalhos de exploração estão em fase inicial e estima-se que as vulcanoclásticas possam gerar diversidade de depósitos clássicos do tipo VMS.

### Prospectos de Ferro do Tipo Algoma

Depósitos do *tipo Algoma* da região compreendem formações ferríferas intercaladas nas seções estratigráficas inferiores de rochas vulcânicas dos *greenstone belts*, como produtos de exalações subaquosas contemporâneas a períodos de quiescência do vulcanismo. Sua frequência varia entre os *greenstone belts*, quer como resultado do estado de preservação fragmentário decorrente da escamação tectônica, quer talvez à resposta a distintos ritmos do recesso do vulcanismo.

A maior frequência destes depósitos ocorre em Pilar de Goiás e são raras nos demais *greenstone belts*. Em Pilar de Goiás variam desde camadas contínuas por vários quilômetros de comprimento segundo a direção e com espessura média de 10 m, até rosários de lentes com dezenas de metros de comprimento e até 2-3 m de espessura. Ocorrem na fácies magnetita e/ou hematita, com ou sem grunerita, granada e rara pirita ou pirrotita.

### Prospecto de Ferro do Tipo Lago Superior

Depósitos deste tipo ocorrem em duas áreas, uma no *greenstone belt* de Faina e outra como *klippen* sobre a porção sul do complexo Caiamar e do *greenstone belt* de Guarinos, mas não há estudos sobre a sua economicidade. São depósitos re-

lacionados com a associação conglomerado-arenito-folhelho-dolomito, com ausência ou raridade de unidades vulcânicas, mas ainda incerto se de ambiente de rift ou resíduos de margem passiva.

Em Faina, ocorrem como várias lentes das porções superiores do primeiro e do segundo ciclos sedimentares (Resende *et al.* 1998) e estão sob detalhamento pela Empresa de Desenvolvimento Minerais - EDEM. Em ambos os casos as formações ferríferas estão sobrepostas a dolomitos e, as do primeiro ciclo estão sotopostas ao conglomerado basal aurífero glaciogeno do segundo ciclo e, até o presente, são conhecidas apenas nas porções centrais e de sudeste do *greenstone belt*. Sua descontinuidade lateral pode refletir ambiente deposicional restrito ou mesmo fruto da sua parcial erosão durante o desenvolvimento do segundo ciclo, como sugere a presença de clastos no conglomerado basal do último. Até o presente, a formação ferrífera do segundo ciclo ocorre como lentes de poucas centenas de metros de comprimento ao longo de toda a faixa. Ambas as unidades possuem em torno de 70 m de espessura, são bandadas (Fig. 14A) e compostas por níveis ricos em magnetita e/ou hematita, em geral especularita, alternados com níveis de metachert.

As klippen da porção sul do complexo Caiamar e do *greenstone belt* de Guarinos pertencem à Sequência Morro Escuro (Jost *et al.* 1989), de idade ainda incerta. Na seção-tipo, tectonicamente assentada sobre o *greenstone belt* e localizada no acidente topográfico homônimo, a unidade tem cerca de 170 m de espessura e contém uma unidade basal de metaconglomerado polimitico, por vezes diamictito, seguido de quartzito, metapelito e o

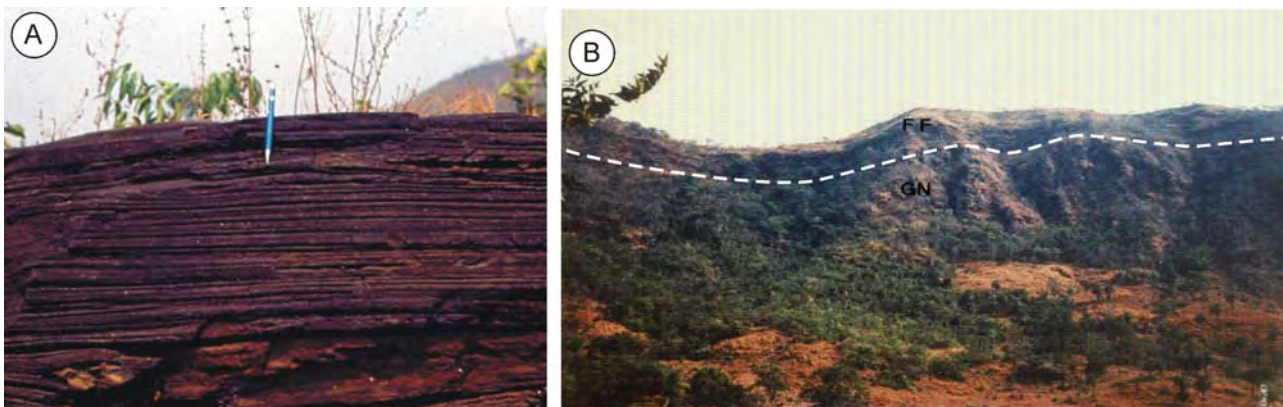


Figura 14 - (A) – Formação ferrífera do tipo Lago Superior da Formação Córrego do Tatu, topo do segundo ciclo plataformal do *greenstone belt* de Faina. (B) – Formação ferrífera do tipo Lago Superior da Sequência Morro Escuro, alóctone sobre gnaisses da porção sul do complexo Caiamar: FF – formação ferrífera e G = gnaisses.

topo consiste de dolomito e formação ferrífera, a qual está melhor preservada como *klippe* sobre os gnaisses da porção sul do complexo Caiamar, logo a oeste do *greenstone belt* (Fig. 14B) e parcialmente capeada por canga. A ocorrência tem cerca de 8 km de comprimento segundo SW-NE, 1,5 km de largura média e espessura variável entre 50 m no extremo sul a poucos metros no norte.

### Prospectos de Ferro e Manganês do tipo SEDEX

Depósitos destes tipos ocorrem, até o momento, apenas em dois níveis estratigráficos de Guarinos. Um depósito de Ferro é o litotipo característico da Formação Aimbé e outro corresponde à associação de depósitos de Ferro, Manganês e Barita do Membro Intermediário da Formação Cabaçal (Jost *et al.* 2011).

A da Formação Aimbé delinea o traçado de uma

antiforme na porção sul do *greenstone belt*, se estende por cerca de 20 km com 80 m de espessura média e repousa simultaneamente sobre os basaltos da Formação Serra Azul e os turbiditos da Formação São Patricinho. A unidade é composta de uma fácies basal com magnetita e outra de topo com hematita, ambas caracterizadas por matriz de mica branca (Fig. 15A) e com a qual se associam condutos exalativos (Fig. 15B) engastados nas rochas das unidades inferiores (Resende & Jost 1994, 1995).

Por outro lado, o Membro Intermediário da Formação Cabaçal é um horizonte exalativo que aflora de forma tectonicamente interrompida desde o limite do sul até o do norte do *greenstone belt*. Ao longo de sua direção, a unidade é caracterizada pelo predomínio de gondito no extremo sul. por gondito-metachert-barita na intermediária, a qual,, já poucos metro para norte dá lugar à associação

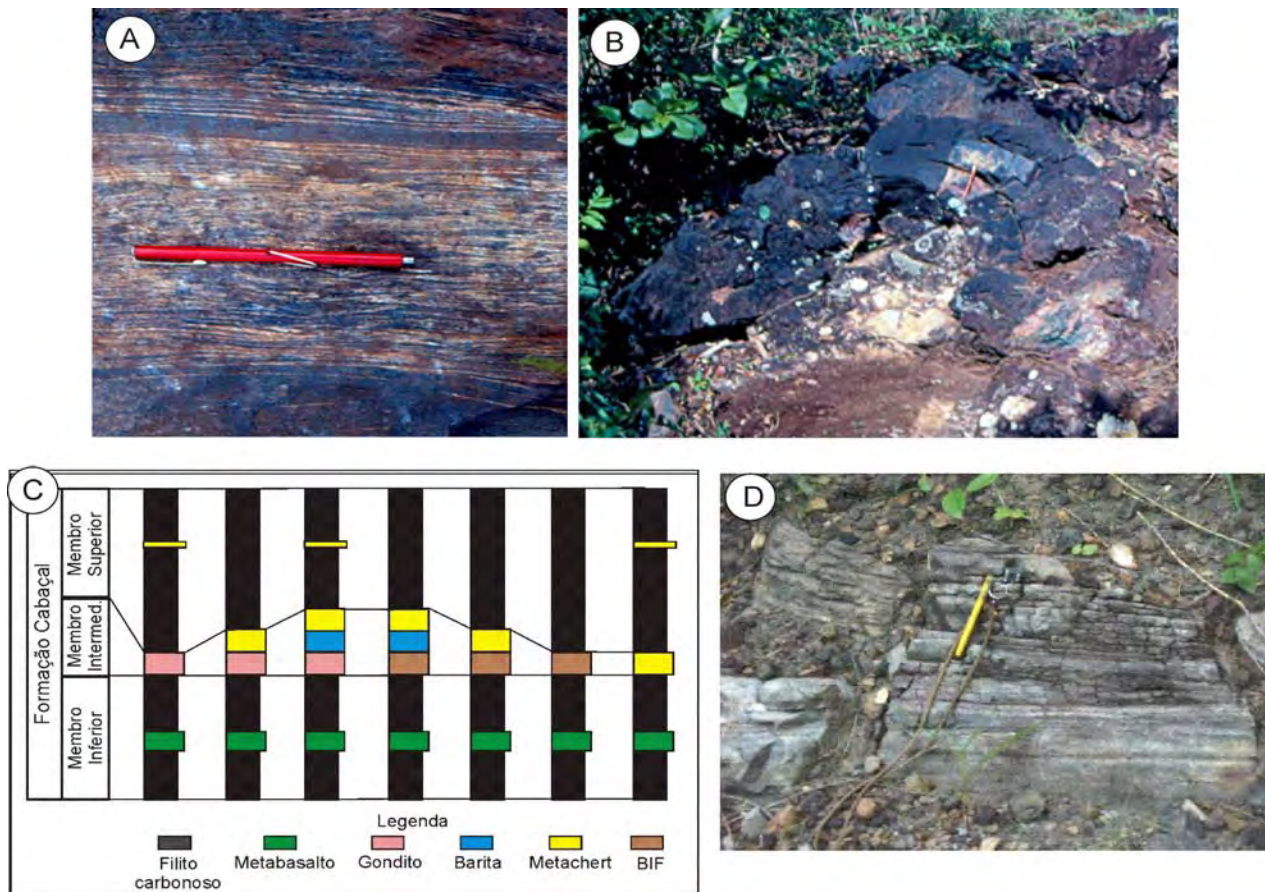


Figura 15 - Intervalos exalativos do tipo SEDEX do *greenstone belt* de Guarinos. (A) – Formação ferrífera da fácies hematita com matriz de mica branca da Formação Aimbé. (B) - Conduto de descarga hidrotermal marcado por parede de turmalinito muito fino e obstruído por núcleo de quartzo leitoso, envolto por zonas de alteração hidrotermal (Resende & Jost 1994, 1995). (C) - Tipos de associações de gondito-metachert-BIF-barita do Membro Intermediário da Formação Cabaçal. Da esquerda para a direita a sucessão progride de sul para norte no *greenstone belt*. (D) - Afloramento de barita com estratificação cruzada de águas rasas do Membro Intermediário da Formação Cabaçal.



BIF-metachert-barita (Figs. 15C e D). A formação ferrífera passa a predominar até o extremo norte da faixa (Jost *et al.* 2011).

#### Ocorrência de Ni-Cu Associados a komatiitos

O único depósito de Ni-Cu associado a komatiitos ocorre no setor noroeste do *greenstone belt* de de Crixás e é conhecido como depósito Boa Vista (Fig. 2). Foi inicialmente explorado pela Billiton Metais Ltda. (Grupo SHELL) entre 1979 e 1983, seguido pela Mineração Anaconda Brasil Ltda. entre 1984 e 1986 e, em 1993 requerido pela Mineração Wesminas Ltda., do grupo WMC. O depósito foi detectado por geoquímica de sedimentos de corrente, *follow-up* em malhas de solo e ocorrência de gossam. O programa de exploração mais amplo desenvolvido pela Mineração Wesminas Ltda. resultou na delimitação de um bloco com 7 km de comprimento, no qual as sondagens investigativas interceptaram mineralização, mas não há dados sobre tonelagem. A única descrição do depósito deve-se a Costa Jr. *et al.* (1997), de onde os parágrafos que seguem são um resumo.

O depósito ocorre em metakomatiitos com subordinados metabasaltos e intercalações inferiores a 1 m de de BIF, metachert e filito carbonoso. A maioria dos testemunhos de sondagem são de rochas ultramáficas e máficas cisalhadas. Feições primárias, como textura spinifex, cumulados e topos de derrames brechados somente foram detectadas em poucos intervalos de baixa deformação. Os silicatos primários foram integralmente transformados na associação serpentina ± talco ± clorita ± magnetita.

O horizonte mineralizado ocorre na base de uma seqüência de derrames ultramáficos sobreposta por metabasaltos, com espessura inferior a poucos metros. Os autores descrevem quatro tipos de mineralização que, em ordem decrescente de abundância, compreendem *stringer*, disseminado, maciço e matriz. Horizontes de sulfeto maciço têm menos de 1 m de espessura e contêm 40% de sulfetos e fragmentos de rocha ultramáfica que aumentam de abundância em direção ao topo onde a mineralização passa a disseminada. Os minerais do depósito compreendem até 70% de pirrotita, seguida de pentlandita e calcopirita, com magnetita, esfalerita e traços de galena. Violarita e marcasita são produtos de alteração. A razão Ni/Cu situa-se em torno de 10:1.

#### PALEOPLACER AURÍFERO

A primeira descoberta de um alvo de paleoplacer aurífero nos *greenstone belts* de Goiás ocorreu entre 1992 e 2000 durante programa de exploração por sedimento de corrente e malha de solo realizada pela WMC no extremo noroeste do de Faina. Em 2001 a WMC vendeu os direitos para a Amazônia Mineração Ltda. que, em *joint venture* com a Troy Brasil Exploração Mineral Ltda, fundaram a Sertão Mineração Ltda. A campanha de exploração realizada entre 2002 e 2007 resultou no reconhecimento da novos alvos no mesmo horizonte estratigráfico a vários quilômetros a sudeste. Em 2007 a empresa encerrou a exploração e, em 2009, a Yamana Gold Inc. adquire a área a sudeste e, em 2011 a Orinoco do Brasil Mineração Ltda. a de noroeste.

A correlação entre a estreita e contínua faixa anômala e o modelo estratigráfico proposto por Resende *et al.* (1998) resultou no reconhecimento de que a mesma coincide com o conglomerado basal do segundo ciclo sedimentar de Faina. Carvalho *et al.* (2013) descrevem que o intervalo é uma camada guia com cerca de 40 km e 90 m de espessura média, composta de uma associação caótica de paraconglomerados, ortoconglomerados, metaarenitos e metapelitos, conjunto este informalmente denominado como Formação Arraial Dantas (Carvalho *et al.* 2013).

Os paraconglomerados são diamictitos com clastos irregulares, do tamanho preferencial bloco, com grânulo seixo subordinados, discretamente arredondados e comumente achatados e não estéricos, ou em forma de fuso, e com orientação aleatória (Fig 16A). Alguns clastos estão estriados por ação glacial (Fig. 16B). A matriz é dominante e composta por metaarenito e/ou metapelito da fácies xisto verde inferior.

Ortoconglomerados são relativamente comuns ao longo da unidade e consistem de 50% ou mais de clastos do tamanho seixo a bloco dispostos em canais. Há, no entanto, um afloramento no extremo sul da unidade onde o ortoconglomerado é composto por clastos irregulares do tamanho bloco a matacão de baixo arredondamento e sem esfericidade em arranjo irregular (Figs. 16C e 16D). Pela sua organização e irregularidade dos clastos, estes afloramento pode ser possível resto de moraina.

Em ambos os tipos de conglomerado, a compo-



Figura 16 - Feições do paleoplacer glacial do greenstone belt de Faina. (A) - Afloramento de diamictito intemperizado com clastos irregulares de xisto e quartzito leitoso em matriz de metapelito arenoso; (B) - Exemplar de clasto estriado por ação glacial encontrado na porção sudeste da unidade. (C) - Ortoconglomerado com clastos irregulares de xisto e gnaíse do tamanho bloco em afloramento interpretado como possível resto de moraina. (D) - Mesmo afloramento do anterior com exposição de blocos muito grossos e irregulares de xisto e granito, parte basal de possível resto de moraina.

sição dos clastos é variada e inclui metarenito, veio de quartzito, ambos com ou sem pirita e, por vezes, auríferos, BIF, chert bandado, granito, gnaíse, quartzito, xistos e raro turmalinito. Independente de matriz ou clasto-suportados, os clastos tem organização caótica, por vezes com discreta imbricação. Tanto a matriz dos metaconglomerados quanto os metarenitos e metapelitos são compostos por mica branca e quartzito, com proporções menores de grande variedade de minerais pesados, inclusive ouro.

A determinação do Índice de Alteração Química (IAQ) de 77 amostras de testemunhos de sondagem analisadas por ICP-NS e calculado pela razão  $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$  revelam que os pelitos e a matriz dos conglomerados são muito imaturos, resultante de intemperismo predominantemente físico da área-fonte e de IAQ semelhante a argilas glaciais e loess modernos.

Estes dados sugerem que a unidade basal do segundo ciclo sedimentar de Faina pode ter se originado pelo retrabalhamento de depósitos glaciais da Glaciação Huroniana, a qual perdurou por cerca de 300 m.a. entre o Sideriano e o Riaciano, o que é compatível com as anomalias positivas de  $d^{13}C$  dos dolomitos de topo do primeiro ciclo sedimentar de Faina, coincidentes com a Anomalia Lomagundi do Riaciano.

Devido ao estágio inicial da exploração e avaliação, não há dados de reserva aurífera, mas determinações de teores pela Orinoco do Brasil Mineração Ltda. a partir de testemunhos de sondagem revelaram cifras entre 3 g/t e 10 g/t de Au em correlação direta com fácies de conglomerados clastosu-suportados. Entretanto, concentrados de bateia de amostras de metarenito piritoso podem conter concentrações de até 5 g/kg de ouro. Estes dados sinalizam que a unidade contém um poten-

cial significativo, sob avaliação pela Yamana Gold-Orinoco do Brasil Mineração Ltda.

## CONCLUSÕES

Os dados geocronológicos mais recentes revelam que a evolução do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás encerra uma prolongada e mais complexa história geológica do que até então interpretada. A diferença de idade da ordem de 150 Ma entre os gnaisses do extremo sul e os de norte sugere que houve a amalgamação entre dois fragmentos crustais arqueanos de proveniência distinta, mas ainda incerta. Por outro lado, a idade-modelo de ca. 3.0 Ga dos estratos inferiores do primeiro ciclo sedimentar de Faina e de Serra de Santa Rita, combinado com a proveniência das respectivas cargas clásticas de área-fonte dominada por rochas ultramáficas e máficas, com aparente compatibilidade cronológica com os komatiitos e basaltos de Crixás, sugerem a possibilidade de que as rochas vulcânicas daqueles *greenstone belts* sejam contemporâneas e do Arqueano. A sua correlação com as vulcânicas de Guarinos e Pilar de Goiás é, no entanto, ainda incerta e está sob investigação, apesar do escasso dados de metabasaltos daquelas faixas que sinalizam serem, pelo menos em parte, do Riáciano.

Por outro lado, os significativos contrastes de ambientes e histórias deposicionais entre as seções sedimentares dos cinco *greenstone belts* mostram que estes evoluíram sob distintos regimes bacinais, mas da mesma época, como provável resposta à etapa de deglaciação da época Huroniana, no Riáciano.

Conquanto os complexos gnaisses são, até o momento, metalogeneticamente estéreis, os *greenstone belts* detêm o principal potencial representado por uma variedade de depósitos e ocorrências minerais. Os dados apresentados mostram que o potencial das rochas supracrustais não se esgota na diversidade de depósitos epigenéticos de Ouro, mas se amplia às inexploradas ocorrências singenéticas de Ouro do tipo VMS, de Ferro dos tipos Algoma e Lago Superior, de Ferro, Manganês e Barita do tipo de SEDEX, de Ni-Cu sulfetado em komatiitos e a paleoplacer aurífero.

**Agradecimentos** Ao Departamento de Exploração da Mineração Serra Grande S.A. pelas incontáveis horas de discussão sobre a geologia e metaloge-

nia dos *greenstone belts* de Goiás. À Yamana Gold Inc. e à Orinoco do Brasil Mineração Ltda. pela liberação de informações sobre os depósitos de suas áreas. Ao Dr. Manoel Barretto da Rocha Neto, Diretor-Presidente do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, pelo convite para participar desta obra. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pelos recursos com os quais o autor senior foi beneficiado por vários anos para se dedicar ao estudo do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás. Ao CNPq e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Goiás - FAPPEG pela Bolsa de Desenvolvimento Científico Regional - DCR junto à Universidade Federal de Goiás, em Goiânia, no período de 2012-2013, durante o qual este texto foi revisado e atualizado com novos dados de campo, como parte do projeto da Bolsa. À Srta. Marianne Goerdts pela revisão ortográfica do texto.

## REFERÊNCIAS

- Almeida B.S. 2006. *Mineralização aurífera, alteração hidrotermal e indicadores prospectivos do Corpo Palmeiras, greenstone belt de Crixás, Goiás*. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia, IG, UFRGS, 88 p.
- Araújo Filho J.O. 2000. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two Brazilian fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Rev. Bras. Geociências*, **30**:144-148.
- Arndt N.T., Teixeira N.A., White, W.M. 1989. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás Greenstone Belt. *Contr. Mineral. Petrol.*, **101**:187-197.
- Carvalho M.T.N. 1999. *Integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos aplicados à prospecção de Ouro nos greenstone belts de Pilar de Goiás e Guarinos*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 187 pg.
- Carvalho M.J., Rodrigues V.G., Jost H. 2013. Formação Arraial Dantas: depósito aurífero detrítico glacial do greenstone belt de Faina, Goiás. In: UFRGS, Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 3, Gramado, Resumo em DF, 2 pgs.
- Correa da Costa P.C. 2003. *Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, porção centro-oeste do Estado de Goiás*. Tese de Doutorado, IG, USP, 151 pp.
- Costa Jr. C.N., Ferreira Filho C.F., Osborne G.A., Araújo S.M., Lopes, R.O. 1997. Geology and geochemistry of the Boa Vista Nickel sulfide deposit, Crixás greenstone belt, Central Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **27**(4):365-376.
- Danni J.C.M. & Ribeiro C.C. 1978. Caracterização Estratigráfica da Sequência Vulcanosedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30. Recife, *Anais*, v. 2, p.582-596.
- Danni J.C.M., Dardenne M.A., Fuck R.A. 1981. Geologia da região da Serra da Santa Rita e Sequência Serra de Cantagalo. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, I, Goiânia, *Anais* p. 265-280.
- Danni J.C.M., Jost H., Winge M., Andrade G.F. 1986. As-

- pectos da evolução dos terrenos granito-greenstone belt: exemplo da região de Hidrolina, Goiás. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 35, Goiânia, *Anais*, v. 2., p. 570-584.
- Fortes P.T.F.O. 1996. *Metalogênese dos depósitos auríferos Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, greenstone belt de Crixás, GO*. Tese de Doutorado, IG, UnB, 176 p.
- Fortes P.T.F.O., Pimentel M.M., Teixeira W. 1993. Geocronologia Rb-Sr das rochas encaixantes do depósito aurífero Mina III, Goiás. In: SBGq, Cong. Bras. Geol., 4, Niterói, Extended Abstract, p. 250-252.
- Fortes P.T.F.O., Cheilletz A., Giuliani G., Féraud G. 1997. A Brasiliano Age (500 ± 5 Ma) for the Mina III Gold Deposit, Crixás Greenstone Belt, Goiás State, Central Brazil. *Intern. Geol. Review*, **39**:449-460.
- Fortes P.T.F.O., Pimentel M.M., Santos R.V., Junges S. 2003. Sm-Nd study of the Crixás greenstone belt, Brazil: implications for the age of deposition of the upper sedimentary rocks and associated Au mineralization. *J. South Am. Earth Sci.*, **16**:503-512
- Fortes P.T.F.O., Giuliani G., Takaki T., Pimentel M.M., Teixeira W. 1995. Aspectos Geoquímicos do Depósito Aurífero Mina III, greenstone belt de Crixás, Goiás. *Geoch. Brasiliensis*, **9**:13-31.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Brasília, *Anais...*, p. 184-187.
- Fuck R.A., Jardim de Sá E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa Soares A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.) *O Cráton do São Francisco*. SBG, Núcleos Bahia e Sergipe, pg. 161-185.
- Jost H. 2004. Diagnóstico da alteração hidrotermal da área do Corpo Forquilha, greenstone belt de Crixás. AngloGold Ashanti Ltda., Relatório Interno, 56 pgs.
- Jost H. & Oliveira A.M. 1991. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, Central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **4**:201-214.
- Jost H., Oliveira A.M., Vargas M.C. 1992. Petrography, geochemistry and structural control of trondhjemitic intrusions in greenstone belts of the Crixás region, Central Brazil. In: SBG, Congr. Brasil. Geologia, 37, São Paulo. *Anais*, v. 1. p. 43-44.
- Jost H., Theodoro S.M.C.H., Figueiredo A.M.G., Boa Ventura G.R. 1996. Propriedades geoquímicas e proveniência de rochas metassedimentares detríticas arqueanas dos greenstone belts de Crixás e Guarinos, Goiás. *RBG*, **26**:151-166.
- Jost H., Vargas M.C., Gugelmin V, Oliveira S.R.M. 1989. Seqüência Morro Escuro: uma nova unidade estratigráfica do Arqueano/Proterozoico Inferior na região de Crixás, Estado de Goiás. *RBG*, **19**:283-289.
- Jost H., Chemale Jr F., Fuck R.A., Dussin R.A. 2013. Uvã complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **47**:201-212
- Jost H., Pimentel M.M., Fuck R.A., Danni J.C., Heaman L. 1993. Idade U-Pb do Diorito Posselândia, Hidrolina, Goiás. *Rev. Brasil. Geociências*, **23**:352-355
- Jost H., Dussin I.A., Chemale Jr. F., Tassinari C.C.G., Junges S. 2008. U-Pb and Sm-Nd constraints for the Paleoproterozoic age of the metasedimentary sequences of the Goiás Archean greenstone belts. *South Am. Symp. Isotope Geology*, **6**, San Carlos de Bariloche, Argentina, *Proceedings*, 4 pgs.
- Jost H., Chemale Jr. F., Dussin I.A., Tassinari C.C.G., Martins R. 2010. A U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil. *Ore Geol. Reviews*, **37**:127-139
- Jost H., Chemale Jr.F., Dussin I.A., Tassinari C.C.G., Martins R. 2010; A U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **37**:127-139
- Jost H., Rodrigues V.G., Carvalho N.J., Chemale Jr F., Marques J.C. 2012. Estratigráfica e geocronologia do greenstone belt de Guarinos, Goiás. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, **12**(2):3-48
- Jost H., Fuck R.A., Dantas E.L., Rancan C.C., Rezende D.B., Santos E., Portela J.F., Mattos L., Chiarini M.F.N., Oliveira R.C., Silva S.E. 2005. Geologia e geocronologia do Complexo Uvã, bloco arqueano de Goiás. *Rev. Brasil. Geociências*, **35**:559-572.
- Jost H., Kuyumjian R.M., Freitas A.L.S., Costa A.L.L., Nascimento C.T.C., Vasconcelos F.M., Galotti L., Martins M.C.A., Carvalho M.N., Condé V.C. 1995. Geologia da porção norte do Greenstone Belt de Guarinos, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:51-60.
- Kopp R.E., Kirschvink J.L., Hilburn I.A., Nash C.Z. 2005. The Paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **102**:11131-11136.
- Lacerda H. 1991. Gold in Central Brazil. In: E.A. Ladeira (Ed.) *Brazil Gold 91*, Belo Horizonte, Balkena, p. 195-202.
- Magalhães, L.F. 1991. *Cinturão de cisalhamento de empurrão Córrego Geral/Meia Pataca: geologia, deformação, alteração hidrotermal e mineralizações auríferas associadas (Crixás, Goiás)*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 233 pg.
- Marques J.C., Jost H., Creaser R.A., Frantz J.C., Osório R.G. 2013. Age of arsenopyrite gold-bearing massive kenses of the Mina III and its implication on exploration, Crixás greenstone belt, Goiás, Brazil. In UFRGS, Simp. Bras. Metalogenia, 3, Gramado, Resumo em CD, 32 pgs.,
- Massucato A.J. 2004. *Aspectos estruturais do greenstone belt de Crixás. Relatório de Geologia Estrutural*. AngloGold Ashanti Mineração Ltda., Relatório Interno, 34 pgs.
- Melezhik V.A., Huhma H., Condon D.J., Fallick A.E., Whitehouse M.J. 2007. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event. *Geology*, **35**:655.
- Mota-Araújo J.G.M. & Pimentel M.M. 2002. U-Pb ages and Sm-Nd isotopes and structural analysis of the Moiporã-Novo Brasil shear-zone system: the limits between Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc and the Archean Uvã Complex, Tocantins Province, Central Brazil. In: South Am. Symp. Isotopic Geology, 4, Salvador, *Short Papers Volume*, pp.: 221-224
- Mucida D.P. 2002. *Geologia isotópica U-Pb e Sm-Nd da Seqüência Silvânia, Complexo Anápolis-Itaçu e Grupo Araxá na região de Leopoldo de Bulhões, Goiás: contribuição ao estudo da evolução da Faixa Brasília*. Tese de Doutorado, IG/UnB.
- Oliver N., Foster D., Jost H. 2005. Geological, geochemical and isotopic controls on gold mineralisation and implications for mining and exploration in the Crixás greenstone belt. AngloGold Ashanti Ltda., Interim Report, 72 pgs.
- Petersen Jr. K.J.P. 2003. *Estudo das mineralizações auríferas do Corpo IV e V da Estrutura IV do greenstone belt de Crixás, Goiás*. Tese de Doutorado, IG/USP, 195 p.

- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A. 1991. U-Pb zircon and sphene geochronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **4**:329-339.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Del'Rey Silva L.J.H. 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO) e o limite entre terrenos antigos do Macio de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *RBG*, **26**:61-70
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Fávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, pp.: 356-368
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Fischel D.P., Seer H.J., Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **14**:571-585
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Vianna M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Prec. Res.*, **81**:299-310
- Pimentel M.M., Jost H., Armstrong R., Fuck R.A., Junges S.L., Resende M.G. 2000. Re-appraisal of the Santa Rita greenstone belt stratigraphy, central Brazil, based on new U-Pb SHRIMP age and Sm-Nd data of felsic volcanic rocks. *RBG*, **30**:157-160
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A., Armstrong R.A., Dantas E.L., Potrel A. 2003. Neoproterozoic anatexis of 2.9 Ga old granitoids in the Goiás-Crixás block, Central Brazil: evidence from new SHRIMP U-Pb data and Sm-Nd isotopes. *Geologia USP, Sér. Científica*, **3**:1-12
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Nature*, **20**(4):375-379.
- Pires A.C.B. 1990. Statistical characterization of greenstone sequences using magnetic and gamma-ray spectrometric data, Guarinos-Pilar de Goiás area, Brazil. *RBG*, **20**:293-298
- Pires A.C.B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás, Guarinos, Goiás. *RBG*, **25**:61-68
- Portocarrero J.L.P. 1996. Geologia da jazida aurífera Mina Nova, *greenstone belt* de Crixás, Goiás. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 109 pgs.
- Potrel A., Resende M.G., Jost H. 1998. Transition in acid magmatism during Archaean: example of the granito-gnaissic basement of the Goiás Massive. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, **40**, *Anais*, pg. 69-70.
- Pulz G.M. 1990. *Geologia do depósito aurífero tipo Maria Lázara (Guarinos, Goiás)*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 139 p.
- Pulz G.M. 1995. *Modelos prospectivos para ouro em Greenstone Belts: O exemplo dos depósitos Maria Lázara, Guarinos e Ogó, Pilar de Goiás*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 189p.
- Queiroz C.L. 1995. *Caracterização dos domínios estruturais e da arquitetura do greenstone belt de Crixás, Go*. Dissertação de Mestrado, IG, UnB, 119 pg.
- Queiroz C.L. 2000. *Evolução Tectono-Estrutural dos Terrenos Granito-Greenstone Belt de Crixás, Brasil Central*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 209 p.
- Queiroz C.L., Jost H., Silva L.C., McNaughton N.J. 2008. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the central Brazil Archean terrain. *J. South Am. Earth Sci.*, **26**:100-124.
- Resende L. & Jost H. 1995. Características estratigráficas e petrográficas da seqüência metassedimentar do *greenstone belt* de Pilar de Goiás. SBG Goiânia, *Rev. de Geociências do Centro-Oeste*, **18**(1/2):66-83.
- Resende M.G. & Jost H. 1994. Redefinição da Formação Aimbé, greenstone belt de Guarinos, Goiás, e sua interpretação paleogeográfica e paleotectônica. *Boletim Geociências do Centro-Oeste*, **17**:49-56.
- Resende M.G. & Jost H. 1995. Petrogênese de formações ferríferas e metahidrotermalitos da Formação Aimbé, Grupo Guarinos (Arqueano), Goiás. *RBG*, **25**:41-50.
- Resende M.G., Jost H., Osborne G. A., Mol A G. 1998. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brazil: a new proposal. *RBG*, **28**:77-94.
- Resende M.G., Jost H., Lima B.E.M., Teixeira A.A. 1999. Proveniência e idades-modelo Sm-Nd de rochas siliciclásticas arqueanas dos greenstone belts de Faina e Santa Rita, Goiás. *RBG*, **29**:281-290.
- Rodrigues V.G. 2011. Geologia do depósito aurífero do Caiamar, *greenstone belt* de Guarinos: um raro depósito associado a albitito sódico. Dissertação de Mestrado. IG/UnB, 79 pgs.
- Sabóia L.A. 1979. Os *greenstone belts* de Crixás e Goiás, Go. SBG, Núcleo Centro-Oeste, *Boletim Informativo*, **9**, pp. 44-72.
- Santos R.V., Oliveira C.G., Souza V.H.V., Carvalho M.J., Andrade T.V., Souza H.G.A. 2008. Correlação isotópica baseada em isótopos de Carbono entre os greenstone belts de Goiás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., **44**, Curitiba, *Volume de Resumos*, pg. 52.
- Tassinari C.G., Jost H., Santos J., Nutman A, Bennell M.R. 2006. Pb and Nd isotope signatures and SHRIMP U-Pb geochronological evidence of Paleoproterozoic age for Mina III gold mineralization, Crixás District, Central Brazil. V SAGI CD-ROM, pp. 527-529
- Teixeira A.S. 1981. Geologia da região de Goiás-Faina. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, *Goiânia, Anais*, p. 344-360.
- Troy Brasil Exploração Mineral Ltda. 2010. Projects. [www.troyres.com.br](http://www.troyres.com.br), acesso em 18/02/2010
- Yamana Gold Inc. 2009. Yamana Gold provides update to Pilar mineral resource estimate. [www.yamana.com.br](http://www.yamana.com.br), acesso em 13 de abril de 2009
- Yamaoka W.N. & Araújo E.M. 1988. Depósitos de Ouro da Mina III. Crixás Goiás, vol 3. In: C. Schobbenhaus, E.T. Queiroz, C.E.S. Coelho (Eds.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Ministério de Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, V. 3, p. 491-498.



FAIXAS PALEOPROTEROZOICAS

# ESBOÇO TECTONO-GEOLÓGICO DAS FAIXAS PALEOPROTEROZOICAS DO BRASIL



# METALOGÊNESE DA BORDA ORIENTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO

EVANDRO LUIZ KLEIN, LÚCIA TRAVASSOS ROSA-COSTA & MARCELO LACERDA VASQUES

CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Av. Dr. Freitas, 3645, Belém-PA, Brasil. CEP: 66095-110.  
eklein@be.cprm.gov.br, ltravassos@be.cprm.gov.br, vasquez@be.cprm.gov.br

## INTRODUÇÃO

A borda oriental do Cráton Amazônico, no Brasil, forma uma faixa alongada de orientação submeridiana. Engloba a porção sudeste do Escudo Brasil Central (centro-leste do Pará) e a parte leste e nordeste do Escudo das Guianas (Amapá e noroeste do Pará), e inflete para oeste estendendo-se pela Guiana Francesa, Suriname, Guiana e leste da Venezuela (Fig. 1). Esta área coincide aproximadamente com as províncias geológicas-geocronológicas Transamazonas (Santos 2003) e Maroni-Itacaiunas (Tassinari & Macambira 2004) e representa uma expressiva faixa orogênica consolidada no Paleoproterozóico, durante o Ciclo Transamazônico de orogênias (2,26 a 1,95 Ga). Internamente, essa faixa é heterogênea em termos de constituição e evolução geológica, sendo aqui discutida por domínios tectônicos.

Os recursos minerais da borda oriental do Cráton Amazônico, no Brasil, incluem depósitos de Au, Cr, Fe, Mn, U, Ni, Ti, Sn, Nb-Ta, e diamante a apresenta ainda potencial para Cu, Zn, EGP e torianita. A formação dos depósitos minerais concentrou-se no período orogênico de evolução regional, mas estende-se no tempo geológico desde o Arqueano até o Peleógeno. Este texto sintetiza e exemplifica as características das diferentes classes de depósitos e os enquadra na evolução dos distintos domínios tectônicos.

## GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DA BORDA ORIENTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO

A borda oriental do Cráton Amazônico se confunde com a Província Transamazonas (Santos 2003) corresponde aproximadamente à Província Maroni-Itacaiunas, de Tassinari & Macambira (2004), e em escala global, encontra correlatos

nos terrenos birrimianos do oeste da África, formados durante a orogênese Eburneana (Onstott & Hargraves 1981, Onstott *et al.* 1984, Ledru *et al.* 1994).

Após Cordani *et al.* (1979), que propuseram a compartimentação do Cráton Amazônico em províncias tectônicas-geocronológicas baseando-se fundamentalmente em dados radiométricos, e que introduziram o termo Província Maroni-Itacaiunas, alguns setores desta faixa orogênica têm sido alvos de estudos geológicos sistemáticos na última década, em geral acompanhados por geocronologia utilizando métodos robustos, os quais conduziram à individualização de diferentes domínios geológicos na citada Província Transamazonas. Estes domínios guardam entre si diferenças, sobretudo, em termos de associações litológicas, padrões geocronológicos e história evolutiva. Representam terrenos juvenis paleoproterozóicos, com evolução envolvendo subducção de litosfera oceânica (arcos de ilha e arcos magmáticos continentais), ou constituem remanescentes de crosta continental mais antiga, predominantemente arqueana, intensamente retrabalhada durante o Ciclo Transamazônico de orogênias.

Adotando-se fundamentalmente designações ou redefinições de trabalhos anteriores (Ricci *et al.* 2001, Santos 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006, Macambira *et al.*, 2007a, Vasquez *et al.* 2008b), a borda oriental do Cráton Amazônico no Brasil é subdividida em cinco domínios tectônicos: Bloco Amapá e domínios Carecuru, Lourenço, Bacajá e Santana do Araguaia (Fig. 1).

### Bloco Amapá

O Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006) representa expressivo segmento de crosta continental arqueana retrabalhado durante o Ciclo Transama-



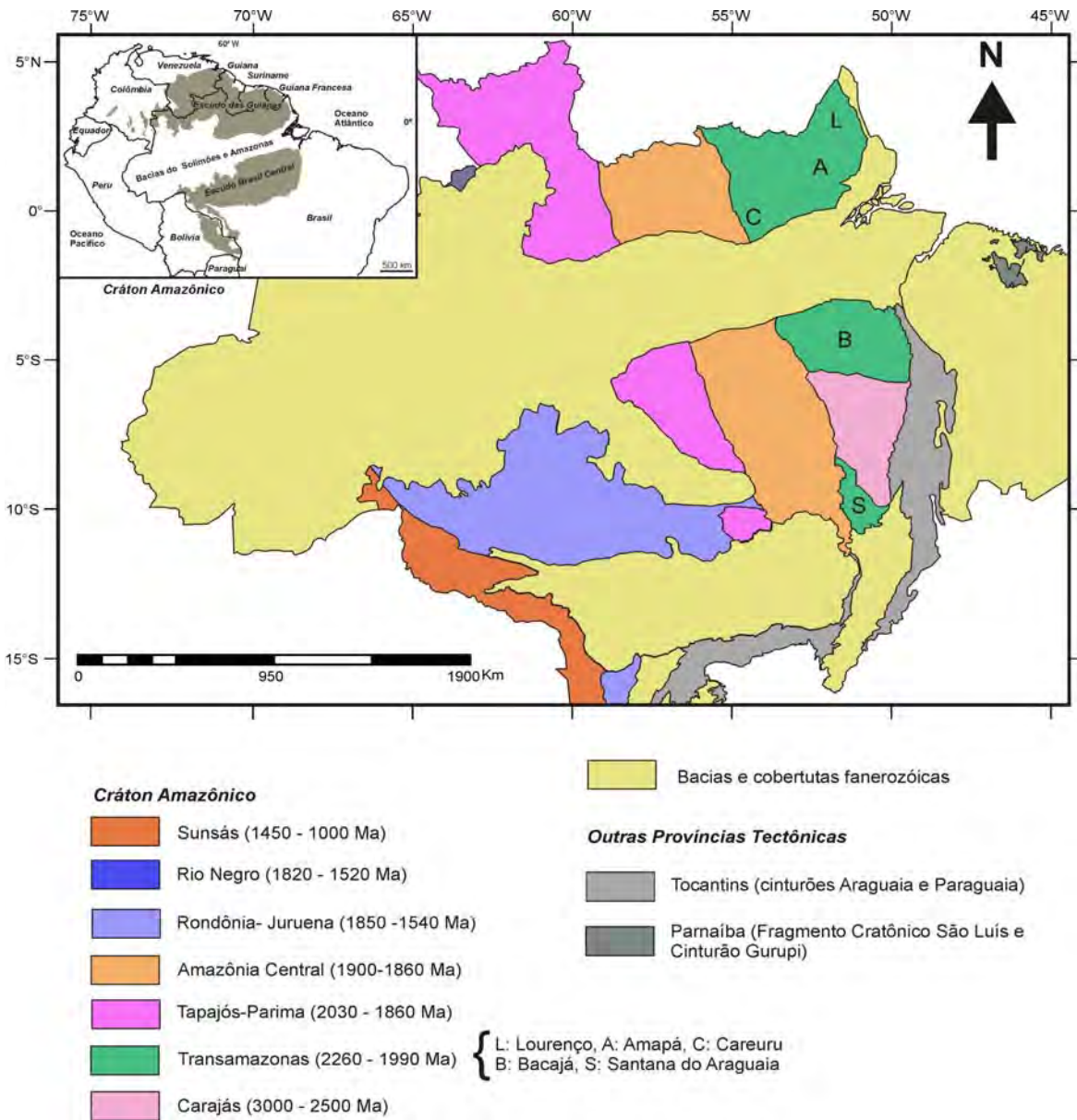


Figura 1 – Subdivisão do Cráton Amazônico em províncias tectônicas-geocronológicas. Localização da Província Transamazonas (borda oriental do Cráton Amazônico) e de seus domínios tectônicos. Adaptado de Vasquez et al. (2008) a partir de Almeida et al. (1977) e Santos (2003).

zônico, quando foi deformado, metamorfizado e seccionado por diversos corpos magmáticos em distintos estágios orogênicos (Fig. 2). O embasamento do Bloco Amapá é constituído por uma associação granito-gnáissico-migmatítica de alto grau, com metamorfismo variando da fácies anfibolito alto a granulito, representada principalmente pelos complexos metamórficos ortoderivados Jari-Guaribas, Baixo-Mapari, Tumucumaque e Guianense. Seus precursores magmáticos possuem idades entre 2,85 e 2,60 Ga (Avelar et al. 2003, Rosa-Costa et al. 2003, 2006), com relíquias de crosta ainda mais antiga, de 3,32 Ga (Klein et al. 2003),

além de plutons charnockíticos da Suíte Intrusiva Noucuru, com idades entre 2,66-2,63 Ga (Ricci et al. 2002, Rosa-Costa et al. 2006). Idades modelo Sm-Nd( $T_{DM}$ ) obtidas nestas unidades arqueanas de embasamento demonstram que o principal período de formação de crosta continental no Bloco Amapá se deu entre 2,83 e 3,31 Ga (Rosa-Costa et al. 2006, 2008a).

Evidências geocronológicas e petroestruturais demonstram que o embasamento do Bloco Amapá foi afetado por um evento granulítico entre 2,10 e 2,08 Ga, durante o estágio colisional do Ciclo Transamazônico, e por eventos tectonotermiais

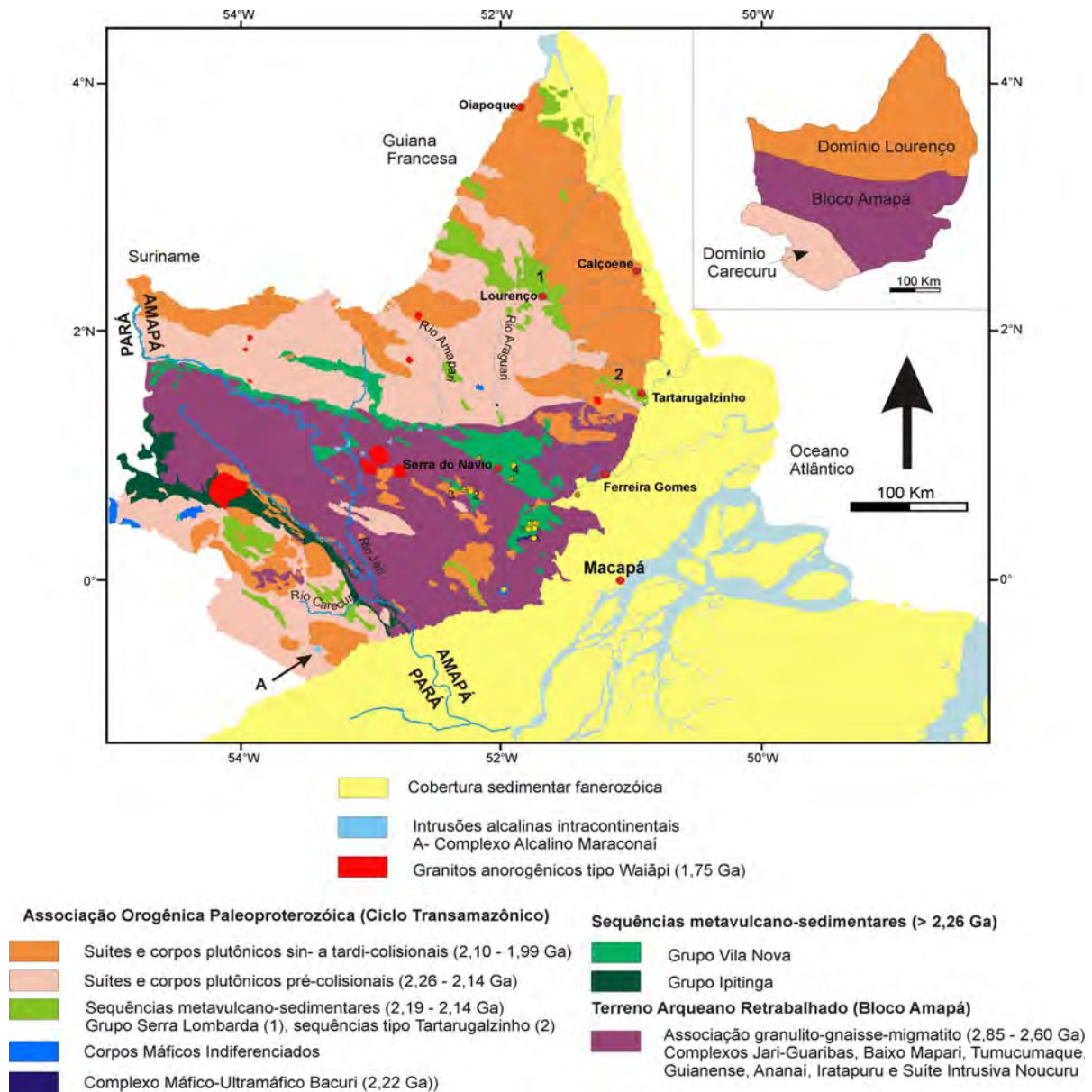


Figura 2 – Associações tectono-estratigráficas e domínios tectônicos da borda oriental do Escudo das Guianas, em território brasileiro. Adaptado de CPRM (2004) e Rosa-Costa et al. (2006).

mais jovens, em estágio tardi- a pós-colisional (Oliveira et al. 2008, Rosa-Costa et al. 2008a, 2009).

Intenso magmatismo afetou o embasamento arqueano deste terreno durante o Paleoproterozóico, representado por plútons de granitóides (p.ex suítes intrusivas Igarapé Careta e Parintins, Alaskito Urucupatá, Granito Charuto) com idades entre 2,22 a 1,99 Ga (Avelar 2002, Borges et al. 2002, Faraco et al. 2004, Rosa-Costa et al. 2006). O posicionamento tectônico desses plútons ocorreu em estágios pré-colisional, sin- tardi- e pós-colisionais (Fig. 2). Estes granitóides apresentam idades modelo Sm-Nd( $T_{DM}$ ) entre 3,07 e 2,30 Ga, com valores de  $\delta Nd$  predominantemente negativos,

indicando que a sua origem envolveu retrabalhamento de crosta arqueana (Rosa-Costa et al. 2006).

Outros corpos plutônicos incluem o Complexo Bacuri, de natureza máfico-ultramáfica acamada, intrusivo no embasamento gnáissico-migmatítico do Complexo Tumucumaque (no sentido de Ricci et al. 2001) de 2,85 Ga Ma (Avelar et al. 2003), embora relações de contato não sejam visíveis devido ao intenso intemperismo e recoberto pelas rochas supracrustais do Grupo Vila Nova (Matos et al. 1992, Spier & Ferreira Filho 1999). Uma errócrona Sm-Nd indica uma idade de  $2218 \pm 120$  Ma para este complexo (Pimentel et al. 2002).

Conjuntos de rochas metavulcanossedimenta-

res ocorrem como faixas descontínuas e alongadas segundo NW-SE, direção de estruturação proeminente no Bloco Amapá, com metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito (Sequência Serra Samaúna) ou anfíbolito a granulito (Complexo Iratapuru), com idade ainda desconhecida. Há evidências de que o evento metamórfico de alto grau que afetou o Complexo Iratapuru ocorreu em torno de 2,1 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2008b), sendo, portanto, contemporâneo ao evento granulítico que afetou as rochas de embasamento.

Os cinturões metavulcanossedimentares definidos pelos grupos Vila Nova e Ipitinga são controlados por lineamentos NW-SW que definem aproximadamente os limites norte e sul do Bloco Amapá, respectivamente. São compostos por sequências metamáficoulttramáficas, químico-exalativas e metassedimentares, com metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito, datado em torno de 2,08 Ga em rochas do Grupo Vila Nova (Pimentel *et al.* 2002). Uma isócrona Sm-Nd atribui idade de formação de  $2267 \pm 66$  Ma para o Grupo Ipitinga (McReath & Faraco 2006), que coincide com a idade mínima aceita para o Grupo Vila Nova, indicada pela presença de granitóides intrusivos nesta sequência datados em até 2,26 (Barreto *et al.* 2009). Considera-se que a evolução destas sequências está relacionada a estágios iniciais do Ciclo Transamazônico, com formação de crosta oceânica possivelmente no eo-rioaciano (Delor *et al.* 2003).

Corpos graníticos anorogênicos de afinidade alcalina, englobados no Granito Uaiãpi, ocorrem no interior do Bloco Amapá. São intrusivos em unidades arqueanas da assembléia de embasamento, ou no limite deste bloco com o Domínio Carecuru-Paru, onde seccionam rochas do Grupo Ipitinga. Vasquez & Lafon (2001) obtiveram, por datação por evaporação de Pb em zircões de um pluton granítico do alto curso do Rio Jari, idade de 1,75 Ga para este magmatismo, o qual, segundo estes autores, marca um evento extensional intraplaca na porção oriental do Escudo das Guianas.

### **Domínio Carecuru**

O Domínio Carecuru representa um segmento crustal paleoproterozóico (Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006), composto principalmente por granitóides e gnaisses cálcio-alcálicos (Suíte Intrusiva Carecuru) e faixas de rochas metavulcanossedimentares (sequências Fazendinha,

Treze de Maio e Serra Cuiapocu) (Fig. 2). Esses conjuntos definem uma associação do tipo granitóide-greenstone de 2,19-2,14 Ga (Pb-Pb em zircão), com idades modelo Sm-Nd( $T_{DM}$ ) entre 2,50 e 2,28 Ga, e valores de  $\epsilon_{Nd}$  de + 3,1 a - 0,84 (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006). Segundo Rosa-Costa *et al.* (2006), a associação litológica e as características isotópicas indicam evolução relacionada a arco magmático desenvolvido durante o estágio convergente do Ciclo Transamazônico.

Adicionalmente, ocorrem vários plutons graníticos (p.ex., Granito Paru e Suíte Intrusiva Parintins), com idades entre 2,10 e 2,03 Ga, os quais têm evolução relacionada a estágios orogênicos sin- a pós-colisionais (Rosa-Costa 2006, Rosa-Costa *et al.* 2006). A idade modelo Sm-Nd( $T_{DM}$ ) de 2,83 Ga, com valor de  $\epsilon_{Nd}$  de -6,61, e a presença frequente de zircões herdados arqueanos nos granitóides são indicações claras da participação de crosta continental arqueana na origem dos magmas granitóides do Domínio Carecuru (Rosa-Costa *et al.* 2006).

Remanescentes de crosta arqueana mapeáveis no Domínio Carecuru compreendem gnaisses granulíticos do Complexo Ananaí, com protólitos magmáticos de 2,60 Ga, os quais hospedam plútons charnockíticos de 2,07 Ga da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu. Estas unidades configuram uma associação de alto grau-alta temperatura isolada no Domínio Carecuru, que recebeu a designação de Domínio Paru (Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2003). O significado tectônico de rochas arqueanas neste domínio ainda é controverso, tendo sido interpretadas como evidência do prolongamento da crosta arqueana do Bloco Amapá, preservada nas raízes do arco magmático Carecuru, ou como terreno alóctone que colidiu com este arco durante o Ciclo Transamazônico (Rosa-Costa *et al.* 2006).

Na porção sul do Domínio Carecuru o Complexo Alcalino Maraconaí é alcalino-carbonatítico do Neoproterozóico, de idade inferida por correlação com o Complexo Alcalino Maicuru, de 612 Ma (Lemos & Gaspar 2002). Neste corpo ocorrem rochas piroxenitos e dunitos na porção central, e pequenos corpos de sienitos, nordmarkitos e alaskíticos em bordas (Fonseca & Rigon 1984).

### **Domínio Lourenço**

Designa-se aqui Domínio Lourenço, por alusão à localidade homônima, ao segmento que ocorre

a norte do Bloco Amapá, estendendo-se por toda a porção setentrional do Estado do Amapá. Pouco foi publicado na literatura recente sobre este setor, mas as informações disponíveis indicam que se trata de um domínio paleoproterozóico semelhante ao Domínio Carecuru. Os dados disponíveis demonstram que domina uma associação tipo granito-greenstone, representada por um conjunto de gnaisses e granitóides de composição predominantemente diorítica, tonalítica e granodiorítica, datados entre 2,18 e 2,16 Ga (Nogueira *et al.* 2000, Avelar 2002), e por diversas faixas de rochas metavulcano-sedimentares, sendo as mais expressivas as das regiões do garimpo do Lourenço (Grupo Serra Lombarda) e do Tartarugalzinho.

Estudos de maior detalhe realizados na região do Lourenço, por Nogueira *et al.* (2000), revelaram a assinatura geoquímica cálcico-alcalina metaluminosa a peraluminosa para um conjunto de tonalitos e granodioritos, datados em  $2155 \pm 13$  Ma, com idades modelo  $T_{DM}$  de 2,24-2,34 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}$  em torno de +3. Estes granitóides aparentemente são intrusivos no Grupo Serra Lombarda e foram interpretados como gerados em ambiente de arco magmático juvenil.

Na região de Tartarugalzinho, Avelar (2002) obteve idade de cristalização de  $2181 \pm 2$  Ma em um diorito, com idade modelo  $T_{DM}$  de 2,61 Ga e  $\epsilon_{Nd}$  de -1,5, e também associa a origem desse diorito a ambiente de arco magmático.

Excetuando-se o Grupo Serra Lombarda, composto por biotita xistos, ortoanfibolitos e meta-cherts (Ferran 1988), as sequências metavulcanossedimentares do Domínio Lourenço ainda não receberam designações litoestratigráficas formais, e na literatura vêm sendo coletivamente englobadas no Grupo Vila Nova (p. ex. CPRM 2004). No entanto, a associação destas rochas com os granitóides relacionados a arco-magmático com idades entre 2,18 e 2,16 Ga, sugere que estas também tenham se formado aproximadamente neste período, sendo, portanto, mais jovens que o Grupo Vila Nova, para o qual já é sugerida uma idade mínima em torno de 2,26 Ga (Barreto *et al.* 2009). Dentre estas sequências destaca-se a da região de Tartarugalzinho, que representa uma faixa alongada de direção NW-SE, composta por anfibolitos, xistos máfico-ultramáficos e paraderivados e quartzitos (Jorge-João *et al.* 1979).

Adicionalmente, diversos corpos de granitóides, inclusive charnockíticos, são conhecidos no Domí-

nio Lourenço, de idades entre 2,10 e 2,05 Ga (Avelar 2002, Vieira 2008, Faraco *et al.* 2009), e posicionamento tectônico relacionado a estágios sin- e pós-colisionais do Ciclo Transamazônico (Fig. 2).

### Domínio Bacajá

O Domínio Bacajá, ao sul da Bacia Amazonas (Figs. 1 e 4), é composto por associações de granulitos e charnockitos, sequências de rochas supracrustais (*greenstone belts*), gnaisses, migmatitos e granitos. Apresenta tectônica transcorrente de orientação WNW-ESE, marcada por feições de relevo e anomalias magnéticas profundas. Essa tectônica recorta as associações litológicas típicas desse domínio e contrasta com a tectônica tangencial de orientação E-W do domínio arqueano adjacente, na região de Carajás (Ricci *et al.* 2003, Santos 2003). As associações tectônicas constituem fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados no Riachão, granitóides de arcos magmáticos continentais riachianos, granitóides e charnockitos relacionados a estágios sin- (2,11-2,09 Ga) e pós-colisionais (2,08-2,06 Ga) da orogenia riachiana. São relacionados à colisão desses arcos contra um cráton arqueano, comum a outros domínios da Província Transamazonas (Vasquez *et al.* 2008a, 2008b).

Rochas graníticas (2,21-2,07 Ga) e charnockíticas (2,11-2,06 Ga) de fontes crustais arqueanas e localmente juvenis cortam granulitos, gnaisses, greenstone belts e granitóides arqueanos (3,0-2,5 Ga) e do Sideriano (2,44-2,31 Ga). Isótopos de Nd indicam que, além de crosta mesoarqueana, formou-se crosta neoarqueana entre 2,7 e 2,5 Ga, contrastando com a crosta predominantemente mesoarqueana da Província Carajás (Macambira *et al.* 2009 e suas referências, Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008a).

As feições de migmatização e as paragêneses indicam que o metamorfismo atingiu a fácies granulito (Vasquez 2006). As idades U-Pb em zircão e monazita registram migmatização em condições de fácies anfibolito entre 2,19 e 2,15 Ga e metamorfismo granulítico há 2,10-2,09 Ga e 2,07-2,06 Ga (Vasquez 2006, Macambira *et al.* 2007b). O primeiro metamorfismo granulítico provavelmente está relacionado a espessamento crustal, enquanto o segundo, que é de baixa pressão (~5 kbar), está relacionado a um adelgaçamento crustal pós-colisional (Vasquez *et al.* 2008b).

## **Domínio Santana do Araguaia**

O Domínio Santana do Araguaia localiza-se no sudeste do Cráton Amazônico, a sul da província arqueana de Carajás (Figs. 1 e 5). Este domínio era considerado uma continuidade para sul do Domínio Rio Maria da Província Carajás. Contudo, Macambira *et al.* (2007a) propuseram esse domínio baseados nos contrastes estruturais e geocronológicos apresentados pelas rochas desta região e incorporaram o mesmo à Província Transamazonas. Enquanto a associação granitóide-greinstone mesoarqueana (~3,0 Ga) do Domínio Rio Maria apresenta-se orientada segundo E-W, as associações do Domínio Santana da Araguaia estão orientadas segundo NW-SE e apresentam idades entre 2,83 e 2,66 Ga, além de denunciarem retrabalhamento durante o Ciclo Transamazônico.

Segundo Vasquez *et al.* (2008b), o Domínio Santana do Araguaia é uma associação granitóide-greinstone de gnaisses, migmatitos e granitóides das unidades Ortognaisse Rio Campo Alegre e Complexo Santana do Araguaia, com idades entre 2,70 e 2,66 Ga, e seqüências metavulcanossedimentares Mururé e Santa Fé, a primeira com zircão detritico de idade máxima de sedimentação em torno de 2,83 Ga (Monteiro *et al.* 2004).

O retrabalhamento do Domínio Santana do Araguaia durante o Ciclo Transamazônico é indicado por idades radiométricas Rb-Sr e K-Ar entre 2,17 e 2,0 Ga, obtidas em rochas arqueanas. Isto é confirmado pelo magmatismo granitóide que define a unidade Tonalito Rio Dezoito, datado em 2,19 Ga, portanto, estabelecido em estágio orogênico pré-colisional (Vasquez *et al.* 2007a, 2007b e referências).

O evento magmático mais jovem conhecido no Domínio Santana do Araguaia ocorre em corpos anorogênicos com afinidade alcalina, da Suíte Intrusiva Rio Dourado e do Sienito Rio Cristalino. A idade do primeiro é de 1,89 Ga (Barros *et al.* 2005) e tem características de granitos tipo-A e é correlacionado ao evento magmático intracontinental expressivamente representado em toda a porção sudeste do Cráton Amazônico, especialmente na Província Carajás.

## **METALOGÊNESE DO DOMÍNIO LOURENÇO**

### **Depósitos de ouro de classificação incerta**

Os depósitos auríferos do Domínio Lourenço

concentram-se em sua parte sul, no Distrito Aurífero do Lourenço (Fig. 3, Tabela 1). A descoberta do ouro data do final do século XIX, quando cerca de três toneladas de ouro aluvionar foram extraídas e a garimpagem intermitente permanece até hoje. Os primeiros trabalhos exploratórios industriais foram iniciados por volta de 1970 e intensificados a partir de 1983, com mapeamento geológico em várias escalas, prospecção geoquímica aluvionar e de solos, escavações, sondagem e lavra experimental (Veiga *et al.* 1985, Ferran 1988, Yamamoto *et al.* 1988), propiciando a abertura das minas de Yoshidome, Morro da Mina, Mutum e Salamangone, tendo esta operado de 1985 a 1995. Araujo Neto (1998) reporta reservas de 53,5 t de ouro para essa região e produção acumulada entre 1965 e 1999 de 31,7 t de ouro, das quais, 19,4 t são procedentes de Salamangone. Na porção sudeste do domínio situa-se o Distrito Aurífero de Tartarugalzinho em que se conhece um depósito com 6,8 t Au e poucas ocorrências (Carvalho *et al.* 1995).

No Distrito Aurífero do Lourenço uma forte estruturação NW-SE domina na área e proporcionou o principal controle locacional dos depósitos conhecidos. A rocha encaixante predominante nessas minas é um biotita tonalito foliado/gnaissificado. Apenas ocorrências menores são relatadas como associadas a mica xistos.

No depósito de Salamangone o conjunto hospedeiro é tabular, com 50 m de espessura média, mais de 350 m de extensão longitudinal e pelo menos 150 m de profundidade. Consiste em veios subparalelos de quartzo com dezenas a mais de uma centena de metros de extensão. Os veios são bandados e fortemente estirados (*ribbon quartz*) e foram colocados em uma zona de cisalhamento N50°-60°W; 55°-70°NE (Ferran 1988, Nogueira *et al.* 2000). Os hidrotermalismo que acompanhou a mineralização gerou silicificação, saussuritização, cloritização e sulfetação do tonalito encaixante. Nogueira *et al.* (2000) descreveram dois estágios paragenéticos para a assembléia sulfetada: (1) arsenopirita, pirrotita, löllingita e calcopirita; (2) arsenopirita, pirita e subordinada galena. O ouro nativo ocorre como partículas irregulares no quartzo, como inclusões na arsenopirita e pirita, e entre cristais de arsenopirita e löllingita.

Segundo Bettencourt & Nogueira (2008) e Nogueira *et al.* (2000) inclusões fluidas primárias relacionadas ao estágio 1 não foram preservadas e a temperatura de formação desse estágio, esti-

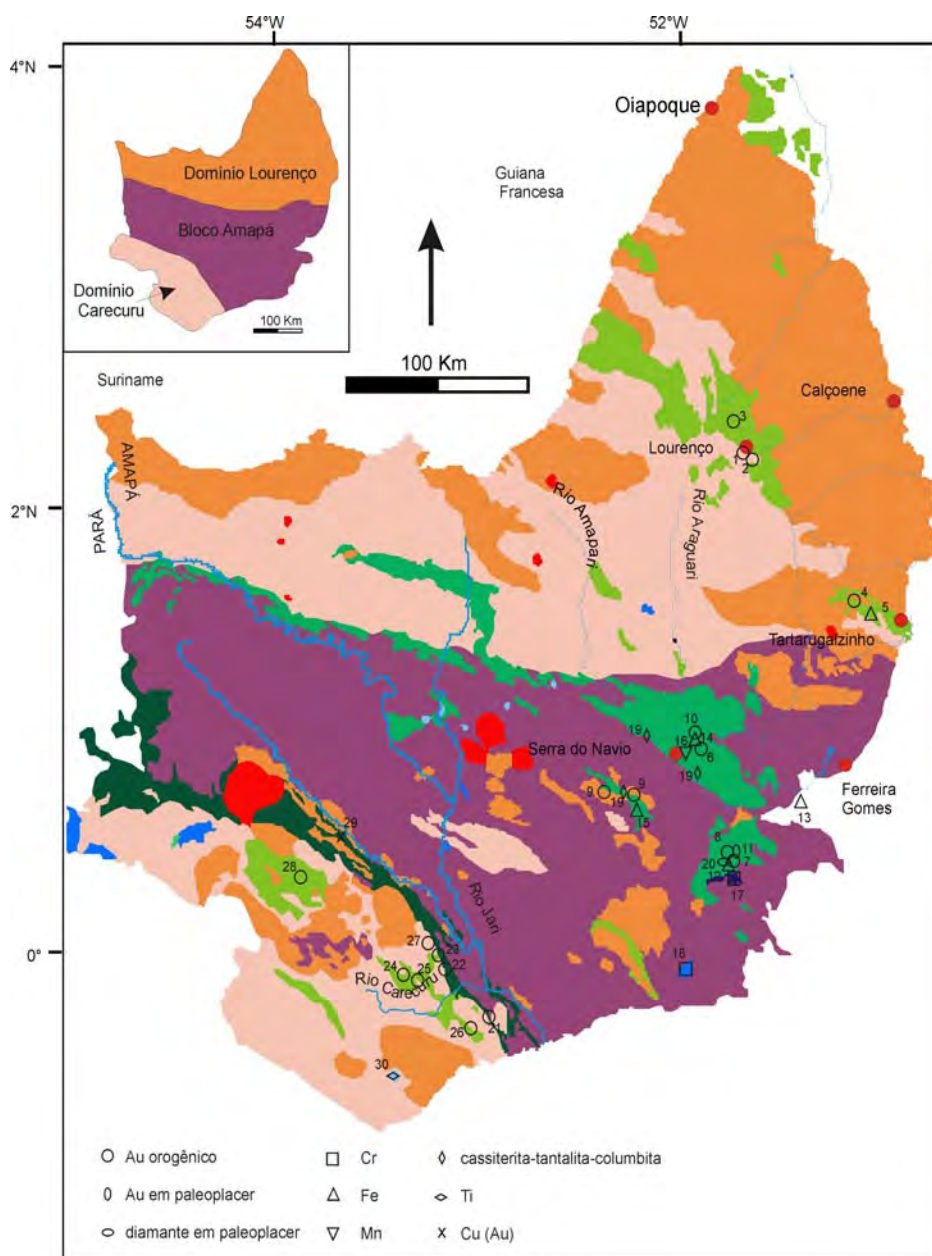


Figura 3 – Distribuição dos principais depósitos minerais nos domínios Lourenço, Amapá e Carecuru. Numeração corresponde à da Tabela 1. Associações tectono-estratigráficas como na Figura 2.

mada pelo geotermômetro da arsenopirita varia de 400° a 565°C. Os mesmos autores identificaram inclusões aquosas secundárias com salinidade entre 3,3 e 19,4% em peso de NaCl equivalente e temperaturas de homogeneização no intervalo 80°-250°C que interpretam como originadas da mistura de salmouras metamórficas profundas com águas meteóricas e que teriam sido responsáveis pela remobilização do ouro no estágio 2. O quartzo de veios mostra valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 10,4‰ e 11,9‰, os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  dos sulfetos variam de -5.5‰ to -3.4‰.

A idade da mineralização foi estimada em 2002

$\pm 61$  Ma por isócrona Pb-Pb em arsenopirita (Nogueira *et al.* 2000). Bettencourt & Nogueira (2008) interpretam Salamangone como depósito orogênico de ouro, enquanto Biondi (2003) enquadra o depósito na classe magmática.

### Depósitos sedimentares de ferro

Um depósito e ocorrências de ferro de origem sedimentar localizam-se no médio curso do rio Traçajatuba, na margem esquerda do rio Araguari (Fig. 3, Tabela 1). O depósito de Traçajatuba (Mina da Sólida) possui reservas entre 135-200 Mt com 69%

Tabela 1 - Modelos e exemplos de depósitos minerais dos domínios Lourenço, Amapá e Carecuru<sup>1</sup>.

Minério	classe de depósito	depósitos	n <sup>o2</sup>	Unidade encaixante <sup>3</sup>	Idade da encaixante (Ma)	Idade da mineralização (Ma)	Reservas / produção acumulada <sup>4</sup>	Teor médio
<i>Domínio Lourenço</i>								
Au	orogênico(?)	Salamangone	1	gnaisse	2155 ± 13	2002 ± 61	19,4 t	
		Mutum	1	gnaisse			13,4 t	
		Yoshidome	2	gnaisse			2,7 t	36,3 g/t
		Morro da Mina	3	laterita		nd	20 g/t	
		Tartarugalzinho	4	vulcanossedimentar	2180-2160	6,8 t	3,4 g/t	
Fe	sedimentar	Tracajatuba	5	itabirito	2180-2160		135-200 Mt	69%
<i>Bloco Amapá</i>								
Au	orogênico	Amapari	6	G. Vila Nova	>2260	2118 ± 32	67,8	1,03 <sup>a</sup>
		Vicente	7				2,6 t <sup>a</sup>	1,23 g/t
		Gaivota	8				2,1 t	
		Cupixi/Diniz	9				0,2 t	0,11 g/t
		Serra da Canga	10				nd	nd
	paleoplacer	Santa Maria	11				1,1 t	0,84 g/t
Fe	sedimentar/supergênico	Bacabal	12	G. Vila Nova	>2260	>2260 / 50-23	5,2 Mt	61,5%
		Leão	12				1,8 Mt	58,1%
		Santa Maria	12				0,5 Mt	55%
		Baixio Grande (Lagos)	12				2,8 Mt	62%
		Matapi	13				25-35	nd
		MMX	14				375 Mt	(37,27) 65%
		Serra das Coambas	15				4 Mt	45-50%
Mn	supergênico	Serra do Navio	16	G. Vila Nova	>2260	50-23	34-37 Mt <sup>b</sup> 5,6 Mt <sup>c</sup>	39% 30-38%
Cr	Complexos máfico-ultramáficos estratiformes	Bacuri	17	C. Bacuri	2218 ± 120	2218 ± 120	8,8 Mt	34%
		Igarapé do Breu	18	Indiferenciadas			90.840 t	45,99%
Sn,Nb,Ta	pegmatito e greisen	diversos	19	diversos	diversos	~1750	nd	nd
diamante	paleoplacer	Vila Nova	20	G. Vila Nova	>2260	>2260	nd	nd
<i>Domínio Carecuru</i>								
Au	Orogênico	Carará	21	G. Ipitinga	2267 ± 66	2030-2106	9,9 t	21,2 g/t
		Catarino	22	G. Ipitinga			nd	nd
		Mamão	23	G. Ipitinga			nd	nd
		Castanhal	24	S. Fazendinha	2180-2140		nd	nd
		Limão	24	S. 13 de Maio			nd	nd
		Nova Esperança	26	S.I. Carecuru	2140 ± 1		nd	nd
		Divisão	27	S.I. Carecuru			nd	nd
		Igarapé do Inferno	28	S.I. Carecuru			nd	nd
Cu	VMS	Flexal-Patos	29	G. Ipitinga	2267 ± 66	~2267	nd	nd
Ti	magmático/supergênico	Maraconai	30	C. Maraconai	~612	~612	nd	nd

1: Referências no texto ; 2: Numeração se refere à Figura 3 ; 3: Na ausência de designação formal usa -se a rocha encaixante. G: grupo, C: complexo, S.I: suite intrusiva, S: sequência ; 4: Reservas de ouro referem -se a metal contido; reservas de Fe, Mn, Cr referem -se a minério a: teor da reserva medida, b: produção acumulada, c: reserva remanescente, nd: não disponível

de Fe (Limeira 2005, Ecometals 2009). O minério está associado a quartzitos e itabiritos com magnetita da sequência metavulcanossedimentar de Tartarugalzinho. Não há estudos mais desenvolvidos sobre esse depósito e é suposta uma gênese similar à dos depósitos de ferro do Bloco Amapá (ver abaixo). Assim, esses depósitos sedimentares teriam se formado por volta de 2,26 Ga.

## METALOGÊNESE DO BLOCO AMAPÁ

### Depósitos orogênicos de ouro

Os depósitos auríferos no Bloco Amapá se localizam na porção sudeste do domínio e associam-se com o Grupo Vila Nova (Fig. 3, Tabela 1) de idade >2260 Ma. A descoberta de alguns depósi-

tos, por volta de 1983, se deu por trabalhos de mapeamento geológico de semi-detulhe, geoquímica de solo e sondagem sobre alvos detectados uma década antes em levantamento regional. A mina de Vicente produziu 2,6 t Au de 1994 a 1997 (Spier & Ferreira Filho 1999). As reservas reportadas para outros três pequenos depósitos totalizam menos de 5 t de ouro contido (Tabela 1).

O depósito Amapari localiza-se 18 km a leste de Serra do Navio. A exploração na região do depósito iniciou-se em 1970 e o depósito foi descoberto em 1994 por mapeamento geológico e uso de aerogeofísica, magnetometria terrestre e método eletromagnético (VLF-EM), geoquímica de solo e sedimentos de corrente, além de quase 200.000 m de sondagens. A mina entrou em operação em 2005 (Nunes *et al.* 2007, Kaye *et al.* 2008) e possui as seguintes reservas de minério: medida de 8,7 Mt com 1,03 g/t (8,9 t Au contido), indicada de 14,2 Mt com 1,85 g/t e inferida de 13,7 Mt com 2,37 g/t, totalizando recursos indiscriminados de 67,8 t de ouro, e produz cerca de 2,8 t de ouro por ano (Nunes *et al.* 2007, New Gold 2009).

Dois corpos principais de minério formam o depósito Amapari: Urucum, ao norte, e Taperebá, ao sul, separados por cerca de 1 km. As rochas encaixantes do minério pertencem ao Grupo Vila Nova. As principais rochas encaixantes são xistos pelíticos, formações ferríferas (fácies óxido e silicato), rochas carbonatadas e escarnitos subordinados, cuja mineralogia indica metamorfismo em fácies anfíbolito (Melo *et al.* 2003, Nunes *et al.* 2007). Esse conjunto supracrustal foi intrudido pelo Granito Amapari há  $1993 \pm 26$  Ma (Borges *et al.* 2002) que, por metamorfismo de contato sobre as rochas carbonatadas, produziu os escarnitos.

Uma anomalia magnética delinea aproximadamente os corpos de formação ferrífera (Kaye *et al.* 2008). Dados geofísicos por polarização induzida indicam que as zonas mineralizadas estão relacionadas com os valores intermediários da cargaabilidade e a trends condutivos que representam as rochas metassedimentares químicas. Também indicam continuidade da mineralização entre os corpos Urucum e Taperebá (Nunes *et al.* 2007). Anomalias de ouro em solo ( $>100$  ppb) formam uma faixa que acompanha a direção da formação ferrífera e os corpos mineralizados foram delimitados a partir de teores de Au  $>200$  ppb. Ao sul dessa faixa há grupos de anomalias de Pb ( $>500$  ppm) e Zn ( $>200$  ppm) (Kaye *et al.* 2008).

Os corpos de minério sulfetado (e a porção supergênica deles derivada) estão controlados por zona de cisalhamento de orientação submeridiana que truncam o bandamento de orientação N10°W das formações ferríferas. Esse bandamento é também cortado por vênulas de sulfeto e afetado por microdobras isoclinais e agregados oclulares que mascaram a estruturação primária (Melo *et al.* 2003). Os mesmos autores, considerando as condições metamórficas e deformacionais estimam a profundidade de formação do minério entre 7 e 10 km.

As concentrações de sulfetos são maiores onde as rochas estão mais deformadas e os mesmos ocorrem disseminados em camadas paralelas à foliação, em fraturas, zonas brechadas e vênulas descontínuas de quartzo. O minério é composto principalmente por pirrotita, com quantidades subordinadas de pirita, calcopirita, pentlandita, esfalerita, galena e arsenopirita. A ganga associada é composta por magnetita, quartzo, biotita, grunerita, titanita, granada e diopsídio (Melo *et al.* 2003, Nunes *et al.* 2007).

O estudo de inclusões fluidas conduzido por Melo *et al.* (2003) em veios de quartzo com e sem sulfetos indica que os fluidos mineralizadores são aquo-carbônicos de baixa salinidade ( $<10\%$  em peso equivalente de NaCl), aprisionados entre 270° a  $>420^{\circ}\text{C}$ . Esses fluidos seriam derivados de reações de desvolatilização metamórfica. Os autores também identificaram fluidos aquosos de salinidade  $>21\%$  em peso equivalente de NaCl e de composição mais variada e temperatura inferior a 260°C. Esses foram interpretados como produto da mistura entre fluidos superficiais e produzidos pelo Granito Amapari e não relacionados com a mineralização.

As idades Pb-Pb obtidas por lixiviação de sulfetos nos corpos Taperebá e Urucum, respectivamente, são  $2115 \pm 65$  Ma e  $2118 \pm 32$  Ma (Galarza *et al.* 2006 e referências). Essas idades são interpretadas por Galarza *et al.* (2006) como a época de formação do minério durante o metamorfismo e deformação regionais do Grupo Vila Nova. Alternativamente, aqueles autores não descartam a possibilidade de que as idades representem um rejuvenescimento parcial provocado pela intrusão do Granito Amapari há  $1993 \pm 26$  Ma. Melo *et al.* (2003), entretanto, entendem que essa diferença de idade é significativa e que o granito não teria participado na formação do depósito.



Melo *et al.* (2003) interpretam Amapari como depósito orogênico de ouro. A formação do depósito seria ligada a um segmento continental acrescionário em que espessamento crustal e colisão continental teriam levado à fusão crustal e geração de granitos peraluminosos e criado as condições estruturais para migração de fluidos e solutos. Esta interpretação está de acordo o modelo geodinâmico descrito para o final do ciclo Transamazônico de orogenias no Escudo das Guianas (Rosa-Costa 2006).

### **Depósitos sedimentares de ouro em paleoplacer**

Um depósito de ouro em metaconglomerado é conhecido na região do rio Vila Nova, porção sul do Estado do Amapá (Fig. 3, Tabela 1). Segundo Spier & Ferreira Filho (1999) o depósito de Santa Maria tem reserva de 1,09 t de Au e teor médio de 0,84 g/t e associa-se aos depósitos clásticos do Grupo Vila Nova. No depósito o Grupo Vila Nova é constituído, da base para o topo, por: (1) mica xisto e quartzo xisto com turmalina e fuchcita; (2) quartzito xistoso microconglomerático com bandas de turmalinito e veios de quartzo boudinados e concordantes com a estruturação; (3) metaconglomerado polimítico e oligomítico, com 8-13 m de espessura, com seixos de quartzo, quartzito, mica xisto, turmalina quartzito e rochas máfico-ultramáficas e com quartzo, feldspato, sericita, turmalina, fuchcita e cromita na matriz; (4) quartzito conglomerático com intercalações centimétricas a métricas de metaconglomerado que passa a um espesso pacote de mica xisto, com formação ferrífera e rochas metavulcânicas. Esse pacote metassedimentar forma uma estrutura homoclinal orientada segundo N35°-45°W com mergulho de 65°-85°SW.

O ouro possui maior concentração na base da sequência de metaconglomerado, junto ao horizonte (2) e no contato com xistos. No nível (2) o ouro está associado a bandas de turmalinito e a veios de quartzo, apresentando maiores teores de prata quando comparado com os teores verificados no metaconglomerado. Segundo Spier & Ferreira Filho (1999) a ampla disseminação de ouro no metaconglomerado e nos quartzitos conglomeráticos sugere origem sedimentar para Santa Maria.

### **Depósitos estratiformes de cromita**

Os depósitos de cromita localizam-se na por-

ção sul do Estado do Amapá e concentram-se nas áreas Bacuri e Igarapé do Breu (Fig. 3, Tabela 1). Na área Bacuri formam um conjunto onze depósitos que totalizam reservas de 8,8 Mt de minério com teor médio de 34% de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Spier & Ferreira Filho 2001). Esses depósitos e outras ocorrências esparsas estão geneticamente associados ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, que possui extensão conhecida de pelo menos 30 km na direção leste-oeste. Foram descobertos entre os anos 70 e 80 do século passado por meio de mapeamento geológico, que identificou raros blocos de cromitito na superfície, geoquímica de solo e cerca de 70 km de sondagem. As minas entraram em operação em 1989 (Spier & Ferreira Filho 1999). O depósito de Igarapé do Breu possui reservas de 90.840 t com teor médio de 46% (Queiroz 1986) e está associado a rochas máficas-ultramáficas ainda sem designação formal.

O Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri é acamado e consiste em uma intercalação, da base para o topo, de uma zona máfica inferior, zona ultramáfica e zona máfica superior (Spier & Ferreira Filho 2001). A zona máfica inferior compreende leucoanfíbolito foliado com mais de 500 m de espessura e sem mineralogia e texturas primárias preservadas, que faz contato brusco com a zona ultramáfica intermediária. Esta é formada por corpos descontínuos de 100 a 1200 m de extensão por 30 a 50 m de espessura que consistem em intercalações de cromitito e serpentinito. O serpentinito é bandado e provavelmente derivado alternância de rochas cumuláticas (dunitos e peridotitos). A zona máfica superior é composta por anfíbolito foliado, com espessura superior a 300 m, que faz contato brusco com a unidade intermediária, também sugerindo transição ente rochas cumuláticas (serpentinito para anfíbolito). O complexo encontra-se fortemente deformado, com dobramentos e redobramentos e uma foliação orientada segundo a direção NW-SE. O metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito (Spier & Ferreira Filho 2001).

Os corpos de cromitito apresentam geometria complexa, com formas planares, lenticulares, cônicas e formas dobradas variadas resultantes da transposição e boudinage das camadas originais (Matos *et al.* 1992, Spier & Ferreira Filho 2001). O cromitito principal consiste em uma camada com espessura entre 3 e 30 m de cromitito maciço (2,5 a 25% do volume da zona ultramáfica), com mais de 60% vol. de cromita imersa em matriz compos-

ta por silicatos metamórficos (serpentina, clorita e tremolita). Esse cromitito principal está situado na base da zona ultramáfica e em contato abrupto com a zona máfica inferior. Para fins de lavra o minério foi classificado, do topo para a base, em laterítico (cromita cimentada por hidróxidos de ferro), friável (cromita cimentada por argila), ambos na zona intempérica, e compacto (não intemperizado) (Spier & Ferreira Filho 2001).

Baseados em dados geológicos, texturais e na variação composicional de cromitas e olivinas Bacuri é interpretado como um complexo ígneo acamadado que cristalizou em área continental tectonicamente estável (Prichard *et al.* 2001, Spier & Ferreira Filho 2001). Segundo Spier & Ferreira Filho (2001) as variações composicionais crípticas na cromita e em olivina ígnea reliquiar seriam consistentes com extenso fracionamento dentro da zona ultramáfica acompanhado de sucessivas recargas do magma primitivo durante o período de cristalização da zona ultramáfica. Os dados de isótopos de Nd indicam idade de  $2218 \pm 120$  Ma para o complexo e, por extensão, para a mineralização (Pimentel *et al.* 2002). Indicam, ainda, que o magma original foi fortemente contaminado com crosta continental mais antiga. O depósito de Igarapé do Breu, embora tenha sido classificado como do tipo Alpino (Queiroz 1986), provavelmente representa um depósito estratiforme como Bacuri (C.A. Spier, comunicação escrita).

### Depósitos sedimentares de ferro

Depósitos de ferro de origem sedimentar (formações ferríferas, itabiritos, quartzitos ferruginosos) e seus equivalentes supergênicos estão distribuídos nas porções centro-sul e centro-leste do Amapá (Fig. 3., Tabela 1), nas regiões de Santa Maria (médio curso do rio Vila Nova), Serra do Navio, Matapi e Serra das Coambas (rio Cupixi). Esses depósitos estão hospedados na sequência metavulcanossedimentar do Grupo Vila Nova, cuja idade mínima é estimada em torno de 2,26 Ga (Barreto *et al.* 2009). Em conjunto, as reservas de minério de ferro do Bloco Amapá se aproximam de 420 Mt, com teores variando entre 45 e 65% (Tabela 1) (Spier & Ferreira Filho 1999, Juras 2007, Pinto *et al.* 2008, Ecometals 2009).

O método aeromagnético mostra eficiência na localização desse tipo de depósito, como em Matapi, onde a anomalia magnética definiu a distri-

buição e padrão estrutural dobrado do depósito em área sem exposição das rochas mineralizadas (Ecometals 2009).

Os depósitos de ferro hematítico da região do rio Vila Nova exemplificam essa tipologia. Localizam-se na porção sudeste do Amapá, cerca de 180 km a oeste de Macapá (Fig. 3), e são conhecidos desde 1947, quando foram descobertos a partir de ocorrências superficiais de hematita e, posteriormente, avaliados por sondagem. Uma retomada da exploração desses depósitos se deu na última década de 90, com mapeamento geológico de detalhe, levantamento aerogeofísico (magnetometria), escavações e sondagem, culminando com a delimitação de vários depósitos (Bacabal, Leão, Santa Maria e Baixio Grande ou Lagos), além de ocorrências não econômicas no momento. As reservas totalizam 12 Mt de minério com teores entre 61,0 e 63,5% de Fe, sendo que Bacabal contribui com metade dessas reservas (Spier & Ferreira Filho 1999, Juras 2007).

Os depósitos são constituídos por camadas descontínuas de formação ferrífera com comprimentos de 250 a 1800 m e 5 a 40 m de espessura de formação ferrífera metamorfizada, dobrada, falhada e intercalada em uma sequência de xistos pelíticos, itabiritos e quartzitos do Grupo Vila Nova (Spier & Ferreira Filho 1999, Juras 2007).

Bacabal, segundo descrição de Juras (2007), é formado por duas estruturas orientadas segundo N60°W e N10°E que correspondem a flancos de uma dobra sinclinal invertida cujo eixo mergulha em alto ângulo para oeste. A formação ferrífera consiste em unidades de hematita (minério principal) e itabirito (considerado minério quando o teor de Fe é >58%), que em superfície encontram-se intemperizadas formando uma canga composta por fragmentos de hematita cimentados por limonita.

No minério principal a hematita especular é de granulação fina e forma alternância entre porções equidimensionais e não orientadas de minério maciço e porções bandadas compostas por cristais lamelares e fortemente orientados. O bandamento é paralelo aos flancos da dobra. Caolinita, quartzo e magnetita são as fases subordinadas mais comuns e pirita, ilmenita, rutilo, turmalina e muscovita ocorrem como inclusões na hematita. Óxido de Mn e goethita e/ou limonita ocorrem nas porções superficiais oxidadas.

Os itabiritos são laminados a bandados e contêm proporções significativas de caolinita e subor-

dinadas de gibbsita, podendo conter ou não quartzo. Rutilo, fluorita, apatita, magnetita e turmalina foram reconhecidas como fases acessórias.

Spier & Ferreira Filho (1999) interpretam a mineralização em Fe como de origem sedimentar, o que seria sugerido pela grande continuidade lateral da formação ferrífera. Assim, o ferro teria sido originalmente depositado por volta de 2,26 Ga e sofrido enriquecimento supergênico no Eoceno-Oligoceno.

### **Depósitos supergênicos de manganês**

Os depósitos do Distrito Manganífero de Serra do Navio, descobertos na década de 40 do século passado, estão localizados na porção central do Estado do Amapá, na margem esquerda do rio Amapari (Fig. 3, Tabela 1). A produção acumulada de minério de manganês totalizou entre 34-38 Mt, com teor médio em torno de 39% de Mn, durante a atividade das 18 minas a céu aberto, entre 1957 e 1997 (Rodrigues *et al.* 1986, Damasceno 2006, Ecometals 2009). São ainda reportados recursos remanescentes *in situ* de 1,2 Mt de minério oxidado com teor médio de 38,43% de Mn e 4,4 Mt de protominério com teor médio de 30,61% de Mn (Ecometals 2009).

Os depósitos formaram-se por enriquecimento supergênico, em condições tropicais, do protominério manganífero associado ao Grupo Vila Nova. Na Serra do Navio, o Grupo Vila Nova forma uma estrutura alongada segundo NW-SE. É composto por um pacote espesso de anfíbolitos (Formação Jornal) depositados sobre o embasamento gnáissico arqueano e sobrepostos por xistos com almandina, andalusita e sillimanita) quartzosos ou grafitosos, quartzitos e lentes de protominério manganífero da Formação Serra do Navio. A Formação Serra do Navio foi metamorfizada na fácies anfíbolito, zona da almandina, e está dobrada isoclinalmente e com eixos apertados orientados segundo N30°-40°W (Nagell 1962, Rodrigues *et al.* 1986).

Quatro tipos de minério foram identificados (Nagell 1962, Rodrigues *et al.* 1986): (1) eluvial (material rolado em encostas), (2) maciço, (3) xistoso (formado pela substituição parcial ou total de Fe, SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dos minerais dos xistos encaixantes por óxidos de manganês), (4) protominério carbonático e granatífero (gondito).

A gênese do minério envolveu estágios sedi-

mentar, metamórfico e supergênico (Scarpelli 1973, Rodrigues *et al.* 1986). Calcários manganíferos puros ou não se depositaram em ambiente redutor em associação com pelitos ricos em matéria carbonosa (agora xistos grafitosos). A deformação e o metamorfismo em fácies anfíbolito provocaram modificações nas formações manganíferas resultando nas lentes de protominério carbonático (a partir de níveis ricos em carbonato de manganês) e gondítico (a partir de níveis silicáticos granatíferos). A exumação da sequência e o intenso intemperismo tropical levaram ao enriquecimento supergênico do minério. Considerando os dados geocronológicos existentes, esses três estágios teriam ocorrido há 2,26 Ga, 2,08 Ga e 50-23 Ma, respectivamente

### **Depósitos de cassiterita, columbita e tantalita em pegmatito e greisen**

A existência de garimpos de cassiterita, columbita e tantalita no Amapá é relatada desde a década de 40 do século passado (Ackermann 1948, Lima *et al.* 1974 e referências). Em geral, esses minerais eram lavrados nas aluviões das bacias dos rios Vila Nova, Amapari, Araguari, Cupixi e Tartarugalzinho, mas também em veios, pegmatitos e greisens.

Não há reservas oficiais de Sn, Nb e Ta citadas na literatura, nem estudos detalhe sobre essas mineralizações. Seicom (2010) cita uma produção de 10 t de tantalita em 2006 em todo o Estado do Amapá. Tantalita da região do rio Vila Nova possuem 60,3-67,5% de Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 13,3-18,4% de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,5-2,7% de SnO<sub>2</sub> e 0,9-2,7 de TiO<sub>2</sub>. Já a tantalita da região do rio Amapari tem maior variação composicional, com 42,7-67,4% de Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 9,6-38,1% de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, traços-3,8% de SnO<sub>2</sub> e 0,6-8,6 de TiO<sub>2</sub> (Lima *et al.* 1974 e referências).

Pelo menos dez filões individuais foram explorados em torno do Igarapé Jornal, na margem esquerda do rio Amapari (Tantalita, Maruim, Passa Tudo, Evaldo I, Evaldo II, Igarapé da Tantalita, Maraguji I, Maraguji II, Lourenço e Yagu; Kloosterman 1969). Os filões estão encaixados em andalusita xisto, quartzito, filito e mica xisto (Ackermann 1948, Kloosterman 1969, Lima *et al.* 1974) do Grupo Vila Nova. Os veios e pegmatitos variam em espessura de 10 cm a 8 m, possuem atitudes variadas e muitos gradam lateralmente para greisen. São normalmente constituídos por

quartzo, feldspato, mica, tantalita-columbita, cassiterita, ouro, raros cristais de turmalina e alguns portam nigerita. Nos greisens encontra-se também sillimanita e berilo (Ackermann 1948, Kloosterman 1969). De acordo com Ackermann (1948) há pegmatitos com cassiterita, outros com tantalita-columbita, outros com columbita e cassiterita.

Não há estudos genéticos sobre os pegmatitos tântalo-estaníferos. Supõe-se que os mesmos estejam associados ao magmatismo anorogênico Uaiãpi, de 1.75 Ga.

### Depósitos de diamante em paleoplacer

A existência de garimpos de diamante em aluviões do rio Vila Nova e alguns de seus afluentes no sudeste do Amapá foi relatada por Ackermann (1948). Segundo Gonzaga & Tompkins (1991) os garimpos estão geograficamente localizados em áreas de afloramento de metaconglomerado do Grupo Vila Nova, que seria a fonte potencial dos diamantes aluvionares.

O Grupo Vila Nova naquela região é composto, da base para o topo, por três unidades, metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito (Lima *et al.* 1974): (1) metaconglomerado quartzito com intercalação de metaconglomerado; (2) xistos cloríticos ou hematíticos, quartzito ferruginoso e itabirito; (3) anfíbolito, e clorita xisto com intercalação de quartzito sericitico. O metaconglomerado é considerado monomítico, com seixos de quartzo estirados (Gonzaga & Tompkins 1991), embora Spier & Ferreira Filho (1999) descrevam seixos de rochas ultrabásicas e de cromitito em outros locais de ocorrência do conglomerado. A espessura do conglomerado é superior a 25 m e seu ambiente deposicional é interpretado como litorâneo do tipo strom-beach (Gonzaga & Tompkins 1991).

De acordo com Gonzaga & Tompkins (1991) os diamantes do rio Vila Nova são pequenos (média de 0,7 ct), fraturados, octaédricos e com superfícies corroídas, o que os caracteriza como sendo de péssima qualidade. Os autores também indicam ausência de minerais satélites nas aluviões diamantíferas. Já Ackermann (1948) cita a presença de diamante em picrito, o que poderia indicar uma fonte ultramáfica nas proximidades.

### Potencial para outros depósitos

A presença de torianita em aluviões tem sido

reportada com frequência na imprensa em função de apreensões desse mineral em lotes extraídos irregularmente e contrabandeados. Rosa-Costa & Silva (no prelo) reportam ocorrências desse mineral em concentrados de minerais pesados amostrados em afluentes das cabeceiras do Rio Araguari, onde afloram charnockitos destacáveis em imagens gamaespectométricas por seus elevados valores de tório. Supõe-se que o mineral seja oriundo de pegmatitos.

Gallon (2004) cita indícios de mineralização de titânio (ilmenita) em Penha, nas proximidades dos depósitos de Fe do rio Vila Nova, sem descrever detalhes geológicos. Também cita presença de gossans (Cabana da Índia, Flor do Povo e Rio Amapari) com teores anômalos de Zn e Cu na região da vila Cupixi e aventa a possibilidade de mineralização tipo VMS. Esses indícios estão associados a rochas do Grupo Vila Nova.

Horikawa & Ferreira Filho (2003) apontam indícios de mineralização de Ni-Cu-EGP em complexos máficos-ultramáficos acamadados associados ao Grupo Vila Nova nos alvos Serra da Canga e Bicicleta, localizados a nordeste da Serra do Navio.

## METALOGÊNESE DO DOMÍNIO CARECURU

### Depósitos orogênicos de ouro

Os depósitos de ouro do Domínio Carecuru estão concentrados no Distrito Aurífero de Ipitinga, na divisa entre os estados do Pará e do Amapá, próximo ao limite desse domínio com o Bloco Amapá (Fig. 3, Tabela 1). São reportadas reservas de 18 t de ouro para o distrito, sendo 9,9 t referentes à Mina Carará, e produção histórica garimpeira de 4 t de ouro entre 1965 e 1999 (Carvalho *et al.* 1991, Araujo Neto 1998).

A estruturação do distrito é NW-SE, paralela ao lineamento Cupixi, que limita os domínios Carecuru e Amapá. É caracterizada pela xistosidade subvertical das sequências metavulcanossedimentares e, localmente, dos granitóides, por estruturas subsidiárias de segunda e terceira ordens e por lineações que indicam movimentos reversos e direcionais. O quadro estrutural é interpretado como produto de encurtamento crustal (D1) seguido de regime transcorrente (D2), provavelmente relacionados com a colisão entre os domínios Carecuru e Amapá (Klein & Rosa-Costa 2003).

Os depósitos associam-se à assembléia supra-

crustal-granitóide, interpretada por Rosa-Costa *et al.* (2006) como componente de arco magmático continental. As rochas hospedeiras são predominantemente metassedimentares (quartzitos, pelitos, formações ferríferas), pertencentes ao Grupo Ipitanga (2,26 Ga) e às sequências Fazendinha e Treze de Maio, e subordinadamente monzogranitos e tonalitos da Suíte Intrusiva Carecuru (2,18-2,14 Ga). Sericita é abundante na alteração hidrotermal, enquanto que turmalina e clorita ocorrem localmente. Os veios são pobres em sulfetos, sendo pirita o principal mineral e calcopirita e galena observadas em um local. Os minerais hidrotermais superpõem-se às paragêneses metamórficas regionais, indicando o caráter pós-pico metamórfico das mineralizações (Klein & Rosa-Costa 2003).

O principal estilo de depósito corresponde a veios de quartzo, tabulares ou irregulares, preenchendo estruturas concordantes ou não com a foliação regional (*fault-fill/shear veins*, veios extensionais-obliquos). Essas estruturas hospedeiras são a foliação metamórfica regional, zonas de cisalhamento e falhas reversas-obliquas. Arranjos de vênulas descontínuas, regulares ou não, também são encontrados). Estruturas maciça, sacaroidal e laminada são ubíquas e indicam profundidades pelo menos moderadas para o posicionamento dos veios, em geral em estrutura ativa, atestando um caráter sin a tarditectônico (Klein & Rosa-Costa 2003).

Estudos isotópicos e de inclusões fluidas (Klein *et al.* 2009, Klein & Fuzikawa 2010) indicam fluidos aquo-carbônicos compostos por CO<sub>2</sub> e pequena contribuição de outros voláteis na fase gasosa (traços a quantidades moderadas de CH<sub>4</sub> e, localmente, traços de C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>). Esses fluidos têm baixa salinidade (5% em peso equivalente de NaCl) e homogeneizam entre 290° e 355°C. Isótopos de oxigênio e hidrogênio indicam superposição de fontes magmática e metamórfica. O depósito de Carará difere desse padrão, contendo apenas inclusões de CO<sub>2</sub> (±N<sub>2</sub>-C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>), sem H<sub>2</sub>O, cuja origem, embora incerta, indica fonte profunda (mantélica, magmática ou metamórfica). Klein & Fuzikawa (2010) sugerem fluidos derivados de magmatismo charnockítico de 2,07 Ga e/ou do metamorfismo granulítico contemporâneo como fontes possíveis para o CO<sub>2</sub> de Carará.

Klein *et al.* (2009) reportaram idades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar de 1930 ± 20 Ma e 1940 ± 20 Ma em muscovita hidrotermal dos depósitos Carará e Catarino, res-

pectivamente. Os mesmos autores apresentam idades modelo Pb-Pb em galena entre 2106 Ma e 2113 Ma para a ocorrência de Divisão, similares àquelas reportadas por Galarza *et al.* (2006) para o depósito Amapari no Bloco Amapá. Contudo, Klein *et al.* (2009) argumentam que o limite superior de idade para os depósitos do Distrito Aurífero de Ipitanga seria balizado pela intrusão de granitos aluminosos sintectônicos e pelo metamorfismo regional entre 2030 Ma e 2038 Ma (Rosa-Costa *et al.* 2008<sup>a</sup>, 2008b e referências).

### Depósitos de cobre vulcanogênico

Uma ocorrência de cobre (prospecto Flexal-Patos, Tabela 1) é conhecida no Domínio Carecuru. Localiza-se na porção noroeste da Serra do Ipitanga e foi identificada em 1978 por meio de mapeamento geológico, prospecção geoquímica de sedimentos de corrente, solos e concentrados de bateia, geofísica (magnetometria e polarização induzida) e sondagem. O minério foi detectado numa profundidade de 87 m por sondagens efetuadas na borda nordeste da Serra do Ipitanga. A ocorrência está associada a um corpo eletrocondutor detectado por Polarização Induzida. Possui extensão longitudinal superior a 10 km, largura projetada na superfície de 50-700 m, profundidade do topo entre 35-70 m e mergulho de 60° para nordeste, concordando com a estruturação das rochas hospedeiras. Numa intersecção de 0,5 m foram detectados até 1% de cobre, 8-11 ppm de ouro e 49-79 ppm de prata (Carvalho *et al.* 1991).

A ocorrência Flexal-Patos está hospedada em rochas do Grupo Ipitanga de 2267 ± 66 Ma (isócrona Sm-Nd, McReath & Faraco 2006). Essas rochas são xistos ricos em quartzo-clorita ou antofilita-cordierita, interpretados como basaltos oceânicos hidrotermalizados com assinaturas químicas toleítica e komatiítica, cuja gênese estaria relacionada a um centro de extensão e expansão de fundo oceânico, em um sistema de bacia retroarco (Faraco *et al.* 2006).

O minério possui aspecto semimacizo e é composto por pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, ouro e prata. As condições de temperatura e pressão da mineralização foram estimadas entre 250° e 450°C e 0,7 a 2,3 kbar, respectivamente, a partir de inclusões fluidas ricas em metano, contendo proporções variáveis de N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S e CO<sub>2</sub>.

Faraco *et al.* (2006) interpretaram a minerali-

zação como sendo do tipo vulcanogênica exalativa sindeposicional (VMS), tendo os metais sido lixiviados provavelmente das rochas encaixantes. Nesse caso, a mineralização teria ocorrido em torno de 2,26 Ga.

### Depósitos de titânio

Uma ocorrência primária e supergênica de minério de titânio está associada ao Complexo Alcalino Maraconai, localizado no sul do Domínio Carecuru, noroeste do Pará (Fig. 3, Tabela 1). O complexo possui forma elíptica com eixos de 12 e 6 km de extensão. É do tipo ultramáfico-alcálico, composto por peridotito e piroxenito e subordinadamente sienito e granito alcalino (Fonseca & Rigon 1984). Possui idade possivelmente neoproterozóica, por correlação com o Complexo Alcalino Maicuru (612 Ma), e está encaixado em granitóides atribuídos por Vasquez *et al.* (2008b) a unidades indiferenciadas e à Suíte Intrusiva Carecuru. O complexo representa uma manifestação magmática fanerozóica intracontinental, relacionada à tectônica distensiva responsável pelo rifteamento a partir do qual evoluiu a Bacia do Amazonas (Vasquez *et al.* 2008b e referências).

O minério primário está contido em ilmenita e anatásio. O perfil laterítico desenvolvido sobre o complexo alcalino possui espessura entre 50 e 90 m, sendo mais espesso sobre piroxenitos do que sobre peridotitos. Esse perfil compreende, da base para o topo, um horizonte saprolítico, horizonte areno-argiloso e crosta ferruginosa, esta última com variações laterais denominadas canga limonítica, canga magnética e canga com anatásio. Os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$  ultrapassam 90% em peso na porção intemperizada, sendo inferior a 20% em peso na rocha fresca (Oliveira *et al.* 1988).

### Potencial para outros depósitos

Indício de mineralização de Elementos do Grupo da Platina foi evidenciado pela presença de platina, com teores de até 0,54 ppm, em formações ferríferas e, subordinadamente, em anfíbolitos e xistos com cordierita-antofilita do Grupo Ipitinga na serra homônima (Faraco 1997).

Uma reserva aluvionar de cassiterita foi cubada no final dos anos 1960 e posteriormente explorada por garimpeiros (Neves *et al.* 1972). Esse depósito localiza-se sobre o stock granítico semi-

circular localizado no limite noroeste do Domínio Carecuru e atribuído à unidade Granito Uaiãpi, anorogênico, de 1,75 Ga, que corta rochas do Grupo Ipitinga.

## METALOGÊNESE DO DOMÍNIO BACAJÁ

### Depósitos de ouro de classificação incerta

Os jazimentos auríferos do Domínio Bacajá (Fig. 4, Tabela 2) estão concentrados na sua porção norte, na Serra Três Palmeiras, de orientação geral WNW-ESSE. Distribuem-se em três áreas distintas: na volta grande do rio Xingu, no extremo noroeste da serra; no rio Bacajá, na região central da serra; e na faixa Prima, no extremo sudeste da serra. Há, ainda, uma ocorrência isolada na porção sudeste do domínio, associada a um conjunto metavulcanossedimentar ainda não caracterizado (Fig. 4).

A presença de ouro na região da Volta Grande do Rio Xingu foi identificada em no final dos anos 20 do século passado e a garimpagem iniciou por volta de 1942. A partir de 1972 a área passou a receber estudos prospectivos e exploratórios, com mapeamento geológico, amostragem geoquímica, sondagem e escavações, que levaram à delimitação de reservas aluvionares de 24 t de Au, sendo 3,2 t a reserva medida (Rodrigues & Vergueiro 1984). Mais recentemente, cerca de 30 km de sondagens foram efetuados na região, além de mapeamento geológico e geoquímica de solo, delimitando vários pequenos depósitos (Agnerian 2005). Verena (2008) reporta reservas de 12,4 t (indicada) e 50,5 t de Au (inferida), com teor médio de 0,92 g/t somente para o conjunto das áreas Ouro Verde e Grota Seca, sendo a maioria contida na última. Assim, recursos mínimos de 77 t Au são estimados para o Domínio Bacajá (Tabela 2).

Os depósitos da Volta Grande do Rio Xingu apresentam características geológicas similares. Segundo Agnerian (2005), a mineralização aurífera desenvolveu-se preferencialmente em zonas de cisalhamento que cortam o Granodiorito Oca ( $2160 \pm 3$  Ma, Vasquez 2006), próximo ao contato dessa unidade com as rochas metavulcanossedimentares da Sequência Três Palmeiras ( $2359 \pm 3$  Ma). As zonas de alteração hidrotermal associadas com a mineralização possuem 300-3000 m de comprimento e formam arranjos subparalelos individuais tabulares de 10-100 m de largura por 50->1000

m de comprimento. Zonas miloníticas e/ou brechadas atingem 2-10 m de espessura com mergulhos maiores do que 85° para o sul. Veios de quartzo às vezes são laminados, formam arranjo *em échelon* e às vezes estão dobrados de forma complexa. O ouro encontra-se em microfraturas ou associado a concentrações de sulfetos, especialmente arsenopirita. Galena, calcopirita, pirrotita e pentlandita são subordinadas. A alteração hidrotermal apresenta pequenas variações, sendo descritas associações quartzo-carbonato-albita-sulfetos-magnetita, quartzo-carbonato-feldspato alcalino-turmalina-sulfeto, quartzo-clorita-epidoto (Cominas Empresa de Mineração Ltda. 1993, Agnerian 2005).

Os depósitos e ocorrências do Rio Bacajá e da Faixa Prima também são controlados estruturalmente por zonas de cisalhamento dúcteis e rúpteis, mas as rochas encaixantes principais são supracrustais relacionadas à Sequência Três Palmeiras. São metabasaltos, metadacitos, filitos e formações ferríferas. Subordinadamente há mineralização encaixada em granodioritos. Os corpos mineralizados consistem em lentes métricas de metachert, veios de quartzo, zonas de falha e disseminações e venulações em rochas muito alteradas (albita xisto). Os tipos de alteração hidrotermal identificados incluem epidotização, albitização, silicificação, sericitização, turmalinização e sulfetação (arsenopirita) (Mineração Rio Jatobá Ltda. 1986, Essex S.A. 1988).

O garimpo Manelão é uma ocorrência aurífera isolada na porção central do Domínio Bacajá. A mineralização primária desenvolveu-se sobre anfíbolitos e xistos básicos do conjunto informalmente denominado Sequência de Rochas Supracrustais 1, de idade indefinida, posicionada no amplo intervalo Arqueano-Paleoproterozóico (Vasquez *et al.* 2008b). Segundo Souza & Kotschoubey (2005), o minério aurífero está associado a veios de quartzo posicionados na Zona de Cisalhamento Bacajá que secciona a sequência supracrustal na direção N70°W, próximo ao contato com o Granito Felício Turvo de idade  $2069 \pm 6$  (Souza *et al.* 2003). Os veios de quartzo formam um sistema principal paralelo à zona de cisalhamento e com mergulho de 80°NW, interpretado como preenchimento de fraturas tipo D, outro secundário, orientado segundo N23°E/80°NW, interpretado como associado a fraturas tipo R' (Souza & Kotschoubey 2005). No contato entre os veios e as rochas encaixantes desenvolveram-se zonas de alteração fílica (quart-

zo-sericita-albita) além de turmalina e pirita, e propilítica (clorita-zoisita-clinozoisita-quartzo-albita) além de pirita, calcopirita, pirrotita e ilmenita.

Não há estudos genéticos sobre os depósitos auríferos do Domínio Bacajá. Características como forte controle estrutural, associação com terrenos metamórficos, mineralogia e alteração hidrotermal são consistentes com a classe de depósitos orogênicos de ouro.

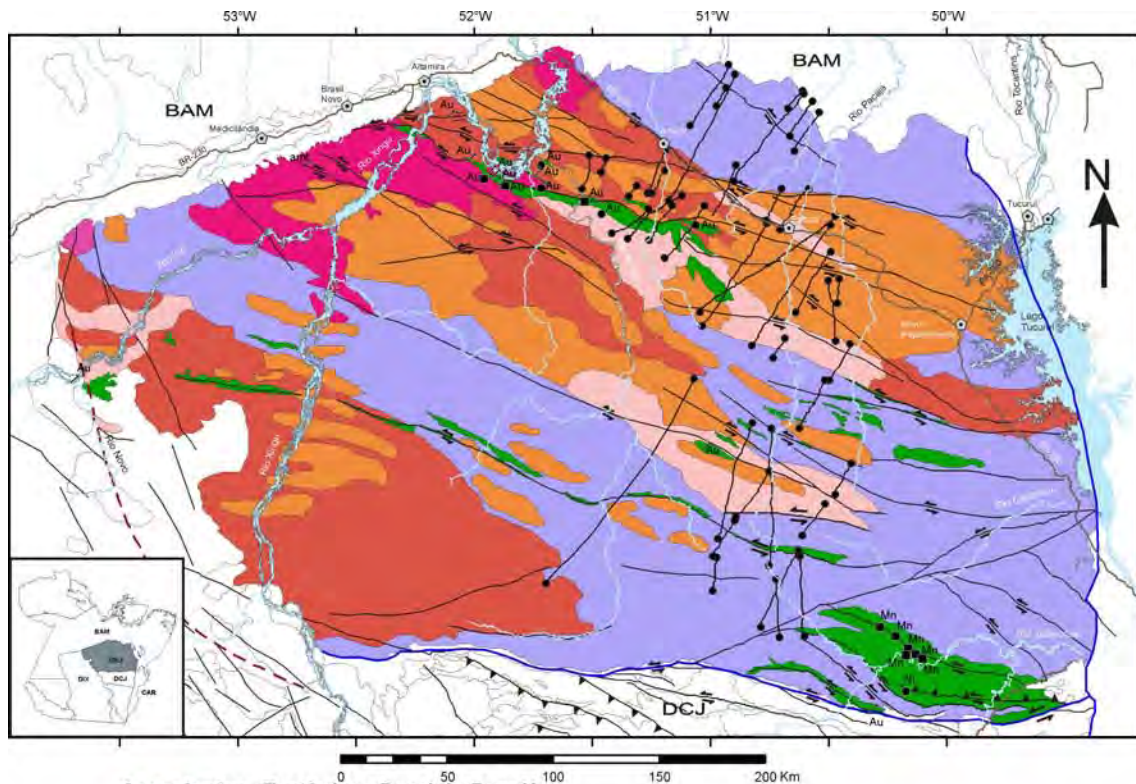
### **Depósitos supergênicos de manganês**

Os depósitos de manganês (Fig. 4, Tabela 2) localizam-se na serra da Buritirama, sudeste do domínio Bacajá, e foram descobertos em 1967, com utilização de mapeamento geológico, aerogeofísica, sondagens e escavações (Andrade *et al.* 1986a). A mina da Serra de Buritirama possui reservas medida de 17,1 Mt com teor de 36,07% Mn e indicada de 1,1 Mt de minério com 31,85% de Mn (Carvalho *et al.* 2004). Não são conhecidas as reservas do depósito de Buriti.

A assinatura geofísica indica anomalia magnética alongada segundo NW-SE em que o baixo magnético acompanha o alinhamento geral das cristas da serra de Buritirama. Essa anomalia reflete a associação entre os quartzitos ferruginosos (magnéticos) e os horizontes manganíferos (Andrade *et al.* 1986a).

As rochas hospedeiras dos depósitos pertencem à Formação Buritirama, unidade de topo do Grupo Vila União, de suposta idade arqueana. O conjunto é formado, da base para o topo, por (1) quartzito micáceo, (2) rochas calcissilicáticas, mica xistos e xistos manganíferos com lentes e camadas de minério de Mn, (3) muscovita-quartzo-clorita xistos intercalados com quartzito ferruginoso bandado (Andrade *et al.* 1986a, Penha *et al.* 2006).

Três tipos de minério são genericamente descritos em Buritirama e Buriti (Andrade *et al.* 1986a, Penha *et al.* 2006). (1) Minério maciço, composto por criptomelana, braunita e pirolusita que resultaram de enriquecimento supergênico do proto-minério calcissilicático. Este tipo apresenta os melhores teores de Mn e alta razão Mn/Fe. (2) Em subsuperfície ocorre minério pulverulento a granular, xistoso a friável, com coloração preta, que grada para xistos manganíferos. As camadas estão orientadas segundo N45°W/35°SW e possuem espessura de que variam de menos de 1m a



**Associações Tectônicas Domínio Bacajá**

**PP3** *Suíte Plutônica Pós-orogênica* - granitóide orosiriano que pode representar um pulso magmático tardio do Ciclo Transamazônico ou um reflexo de antepais da Orogênese Cuiú-Cuiú - Granodiorito Sant'Ana (1986 Ma).

**Orógeno Riaciano do Ciclo Transamazônico (Arcos de Ilha/Magmático e Colisão Continental)**

**PP2/3** *Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais* - granitóides e charnockitos riacianos (2086-2069 Ma) relacionados ao relaxamento crustal posterior a colisão transamazônica - suítes intrusivas Arapari e João Jorge.

**PP2/2** *Suítes Plutônicas Sin a Tardicolisionais* - granitóides e charnockitos riacianos (2114-2094 Ma) relacionados ao clímax da colisão continental (ca. 2,1 Ga) - Complexo Bacajai, Granito Canaã, Granodiorito Babaquara.

**PP2/1** *Suítes Plutônicas Pré-colisionais* - granitóides de arcos de ilha e magmáticos riacianos (2215-2133 Ma) colididos durante o Ciclo Transamazônico - Tonalito Brasil Novo, granodioritos Oca e Belo Monte, Monzogranito Piranhaquara e Metatonalito Tapiranga.

**Fragmentos Arqueanos e Siderianos Retrabalhados no Riaciano**

**APPgn** *Associação Granito-gnássico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica* - ortognaisses migmatíticos com protólitos arqueanos a siderianos (2671-2338 Ma) e leucossomas riacianos (2195 Ma) - ortognaisses Pacajá e Uruará, Metonalito Rio Bacajá.

**APPgb** *Greenstone Belts Arqueano/Paleoproterozóicos* - seqüências metavulcano-sedimentares neoarqueanas a siderianas - Grupo Vila União, Seqüência Três Palmeiras (2359 Ma), Rochas Supracrustais 1.

**APPgl** *Associação Granulítica Arqueana/Paleoproterozóica* - granulitos com protólitos (3009-2597 Ma) fontes detriticas (3135-2475 Ma) arqueanas e siderianas e metamorfismo granulítico riaciano (2109-2064 Ma), com charnockitos associados - Complexo Cajazeiras, Ortogranulito Máfico Rio Preto, Granulito Novolândia, Paragnaisse Ipiçava.

**Domínios Tectônicos**

DIX - Domínio Iriri-Xingu      BAM - Bacia do Amazonas  
DCJ - Domínio Carajás      CAR - Cinturão Araguaia

**Estruturas**

- Falha ou fratura
- Falha compressional (cavalgamento)
- Falha transpressional sinistral
- Falha transcorrente dextral
- Falha transcorrente sinistral
- Diques máficos
- Estradas
- Cidades
- Rios e igarapés
- Lago

**Recursos Minerais**

- Ouro (Au)
- Níquel (Ni)
- Manganês (Mn)
- Grau de Importância**
- Depósito
- Ocorrência
- Indício
- Status Econômico**
- Mina ativa
- Mina inativa

Figura 4 – Distribuição dos principais depósitos minerais do Domínio Bacajá. Numeração corresponde à da Tabela 2. Modificado de Vasquez et al. (2008).



Tabela 2 - Modelos e exemplos de depósitos minerais dos domínios Bacajá e Santana do Araguaia<sup>1</sup>.

Minério	classe de depósito	depósitos/ áreas	n <sup>o2</sup>	Unidade encaixante <sup>3</sup>	Idade da encaixante (Ma)	Idade da mineralização (Ma)	Reservas / produção acumulada <sup>4</sup>	Teor médio
<i>Domínio Bacajá</i>								
Au	orogênico(?)	Comina	1	Granodiorito Oca	2160 ± 3		1,0 1,9 <sup>a</sup>	6,88 g/t nd
		Ouro Verde	2				nd 1,7 <sup>b</sup>	5,72 g/t 1,77 g/t
		Serrinha/Galo	3				nd 8,5 <sup>c</sup>	4,2- 21,8 g/t nd
		Pedro de Souza	4				4,9 <sup>d</sup>	nd
		Rio Bacajá	5	S. Três	2359 ± 3		nd	nd
		Faixa Prima	6	Palmeiras			6,1	8,6 g/t
		Manelão	7	S. indiferenciada	>2500		nd	nd
Mn	supergênico	Buritirama	8	F. Buritirama	>2500	50-23	17,1 Mt	36,07%
		Buriti	9				nd	nd
Ni	laterítico	Madeira	10	F. Tapirapé	>2500	50-23	nd	nd
<i>Domínio Santana do Araguaia</i>								
Au	incerta	Mandi	11	C. Santana do Araguaia	>2500		nd	nd
		Santaninha	12					
U	discordância	Rio Cristalino	13	F. Gorotire	<2035	<2035	130.000t	<6,1%

1: Referências no texto ; 2: Números se referem às Figuras 4 e 5 ; 3: F. Formação, C: complexo, S: sequência ; 4: Reservas de ouro referem -se a metal contido; reservas de Mn e U referem -se a minério ; nd: não disponível ; a: supergênico; b: garimpos Ouro Verde, Canela e Gaúcho; c: garimpos Serrinha, Grota Seca, Galo, Japão e Nobelino; d: ocorrências de Igarapé Surubim, Igarapé Melo e Anja

mais de 35m. Esse minério é composto por criptomelana, pirolusita, braunita, bixbyíta, birmessita e litioforita. Apresenta teores menores e mais variáveis de Mn, menor razão Mn/Fe e concentrações mais elevadas de álcalis. (3) Em superfície, blocos, pisólitos e laterita manganésifera e terrosa são compostos por criptomelana, litioforita, nsutita, todorokita, pirolusita, goethita, quartzo e caulinita. Esse minério resultou da desagregação, por intemperismo físico-químico e erosão, dos outros dois tipos.

Os depósitos formaram-se por enriquecimento supergênico de protominério sedimentar silicocarbonático que inclui mármores e xistos calcissilicáticos com plagioclásio, biotita, quartzo, hornblenda, muscovita, feldspato potássico, clorita, cummingtonita, espessartita e calcita (Andrade *et al.* 1986a, Penha *et al.* 2006). Estudos paragenéticos e de inclusões fluidas indicam que o metamorfismo da sequência sedimentar ocorreu em fácies anfíbolito, em torno de 550°C e 1,5 kbar (Valarelli *et al.* 1978). Os sedimentos químicos manganésíferos se formaram em condições marinhas rasas na borda de ilhas e bacias anóxicas, com precipitação do Mn na interface entre a água do mar anóxica e águas subsuperficiais oxigenadas. O minério manganésífero carbonático preserva-se tanto em substratos oxidantes como reduzidos (Force

*et al.* 1999).

### Depósitos de níquel laterítico

A ocorrência de níquel de Madeira foi reportada por Hirata *et al.* (1982) ao sul da serra de Buritirama (Fig. 4, Tabela 2). Consiste em uma concentração residual laterítica desenvolvida na base de um conjunto de rochas máficas-ultramáficas da Formação Tapirapé, unidade inferior do Grupo Vila União, de idade arqueana. A Formação Tapirapé forma uma estrutura alongada segundo WNW-ESE composta por metabasaltos foliados e talco-xistos, com metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito baixo (Oliveira *et al.* 1994).

Segundo Oliveira *et al.* (1994), a esta ocorrência associa-se uma anomalia aeromagnética e uma associação geoquímica anômala de Ni-Co-Cr em sedimentos de corrente.

### METALOGÊNESE DO DOMÍNIO SANTANA DO ARAGUAIA

#### Depósitos de ouro de classificação incerta

O garimpo do Mandi é, até o momento, a mais conhecida ocorrência de ouro do Domínio Santana do Araguaia (Fig. 5, Tabela 2), minerado desde o

princípio da década de 80. Segundo Macambira *et al.* (2006), a mineralização está associada a um sistema filoneano de quartzo leitoso encaixados em leucogranitos com duas micas do Complexo Santana do Araguaia de suposta idade neoarqueana (Vasquez *et al.* 2008b). Os filões estão orientados segundo N30°-50°E, concordando com o sistema regional de falhas e fraturas, são subverticais e mergulham para NW ou SE. Os veios principais têm espessura inferior a 1m e são envolvidos por halo hidrotermal de 5-20 cm de espessura. Associados a esses veios ocorrem enxames de vênulas de quartzo paralelos ou oblíquos. Silicificação, sericitização e sulfetação são os tipos de alteração hidrotermal. A sericitização ocorre nas porções distais como microvênulas e também sobre plagioclásio e biotita. O ouro forma partículas diminutas disseminadas no veio de quartzo e em fraturas. Os sulfetos associados ao ouro são pirita, arsenopirita e calcopirita. Não há estudos adicionais que permitam classificar o depósito do Mandi, mas Macambira *et al.* (2006) sugerem que as características geológicas seriam compatíveis tanto com depósitos relacionados a intrusões com as de depósitos orogênicos.

### **Depósitos de urânio sedimentar tipo discordância**

Os depósitos de urânio estão localizados na porção centro-leste do Domínio Santana do Araguaia, na região do rio Cristalino (Fig. 5, Tabela 2). Esses depósitos, de origem primária e secundária, foram descobertos em 1978 por programa de aerogamaespectrometria seguido de mapeamento geológico e sondagem exploratória. Os recursos são estimados em 130.000 t (Oliveira 2008) com teores de até 6,1% de U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (Andrade *et al.* 1986b).

Segundo Andrade *et al.* (1986b) a mineralização primária ocorreu em dois pacotes sedimentares que, para Vasquez *et al.* (2008b), correlacionam-se à Formação Gorotire de idade máxima de 2035 Ma. O pacote inferior é composto por arcósios e arenitos e o superior, por conglomerado basal e arenitos líticos. No pacote inferior o minério primário é composto por uraninita localizada na foliação cataclástica que corta o arcósio hospedeiro e está também associada à matéria orgânica que envolve grãos detríticos de quartzo e feldspato. Magnetita, titanita, pirita, pirrotita, calcopirita e arsenopirita são fases subordinadas. O

urânio seria derivado de rochas do embasamento da bacia sedimentar que hospeda a mineralização, que teriam fornecido detritos e urânio sob a forma iônica ou de complexo uranil. O pacote mineralizado inferior teria sido exposto na superfície e erodido e o pacote superior depositado sobre esta discordância. Rochas ígneas, como o Sienito Rio Cristalino, de suposta idade orosiriana (1,88-1,86 Ga, Vasquez *et al.*, 2008b), que intrudem a bacia, poderiam ter fornecido fluidos hidrotermais uraníferos e também remobilizado o urânio depositado no pacote inferior, sendo o urânio precipitado principalmente em fraturas do arenito lítico. Outro evento mineralizador estaria associado ao enriquecimento supergênico do urânio contido nas rochas sedimentares, que seria redepositado em galhas de argila no pacote superior, o que é sugerido pela presença de kasolita, meta-autunita e gumita.

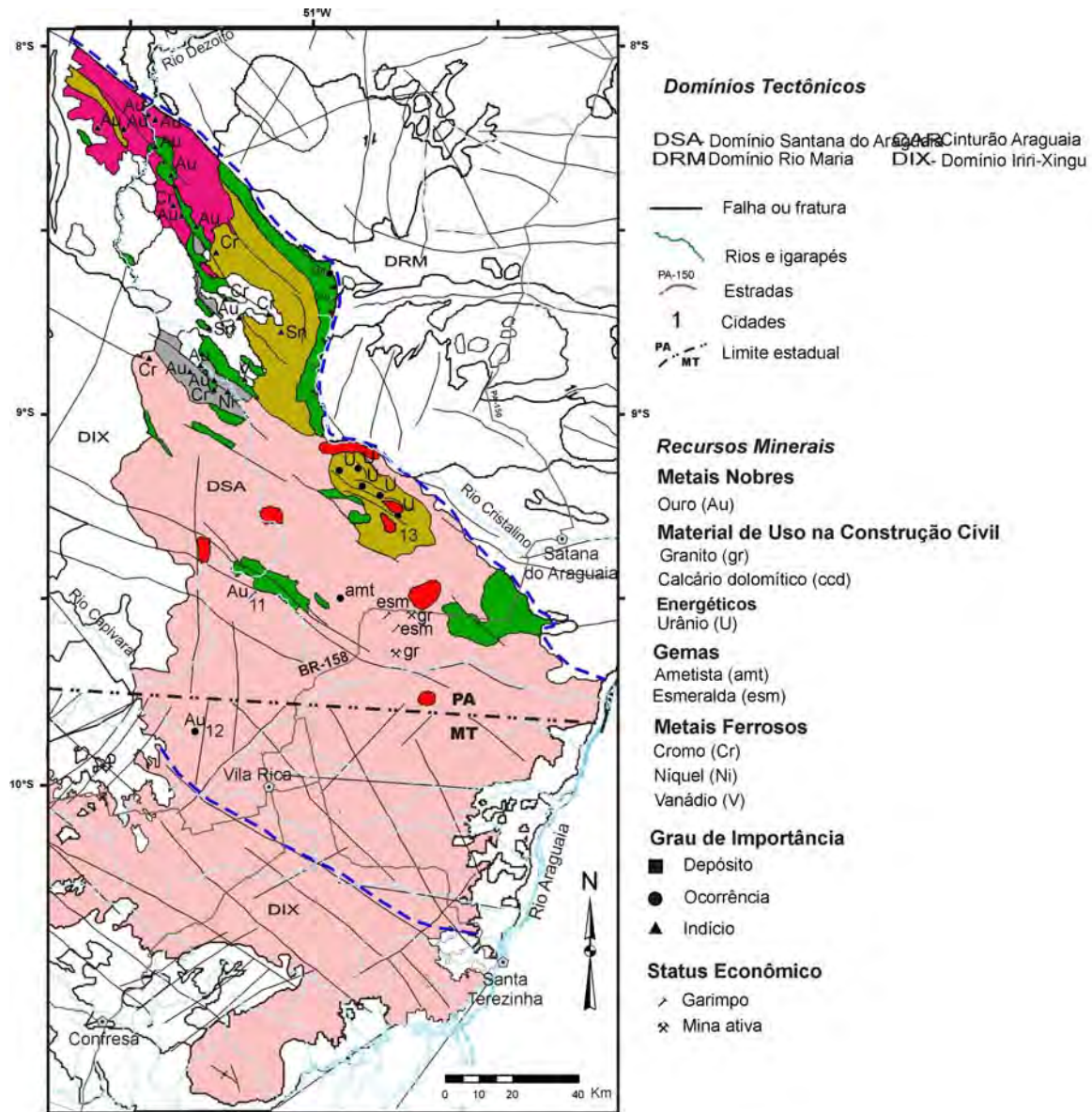
Andrade *et al.* (1986b) e Raposo & Matos (1994) interpretaram a mineralização primária como depósito de urânio tipo discordância, similar aos típicos depósitos canadenses da bacia de Athabasca, com solubilização e transporte do urânio por águas meteóricas a partir das rochas fonte, e deposição numa interface oxidante-redutora. Favorecem essa interpretação a idade predominantemente proterozóica, o caráter sinsedimentar, a clara associação com discordância entre a seqüência hospedeira e o embasamento.

### **Potencial para outros depósitos**

Indícios mineralógicos e geoquímicos de mineralização de Sn, V, Cr, Ni e Ti foram relatados por Pastana & Silva Neto (1980) na porção noroeste do Domínio Santana do Araguaia. É provável que os indícios aluvionares de Sn estejam associados aos granitóides estaníferos do Domínio Irixi-Xingu, na província Amazônia Central, que mostra, nas imediações, vários indícios aluvionares desse mesmo recurso mineral.

### **EVOLUÇÃO METALOGÊNÉTICA**

A evolução orogênica da borda oriental do Cráton Amazônico se deu entre 2,26 a 1,95 Ga. A maioria dos depósitos minerais hospedados nesta faixa formou-se em diferentes momentos nesse intervalo de tempo, sobretudo no início e final do ciclo orogênico Transamazônico. Contudo, a



**Associações Tectônicas Domínio Santana do Araguaia**

**Magmatismo Félsico Intracontinental**

**PP1a** Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais - granitos de afinidade alcalina relacionados à extensão crustal orosiriana/estateriana - Suíte Intrusiva Rio Dourado (1884 Ma) e Sienito Rio Cristalino.

**Bacias Sedimentares Proterozóicas (Tafrogêno Sideriano-Riaciano?)**

**PP23bia** Bacias Intracratônicas/Antepaís Paleoproterozóicas - seqüência predominantemente psamíticas com sedimentação continental riaciana a orosiriana - Formação Gorotire (< 2035 Ma).

**PP12bcp** Bacias Cratônicas Plataformais Paleoproterozóicas - seqüências plataforma transgressiva com sedimentação durante o Riaciano ou mais antiga - Grupo Rio Fresco.

**Orógeno Riaciano do Ciclo Transamazônico (Arco de Ilha/Magmático e Colisão Continental)**

**PP2-1** Suítes Plutônicas Pré-Colisionais - granitóides riacianos formados antes da colisão continental de 2,1 Ga durante o Ciclo Transamazônico - Tonalito Rio Dezoto (2187 Ma).

**Fragmentos Arqueanos e Siderianos Retrabalhados no Riaciano**

**APPgn** Associação Granito-gnaissico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica - ortognaisses migmatíticos com protólitos arqueanos a siderianos e metamorfismo riaciano com granitóides associados - Ortognaisse Rio Campo Alegre (2663-2408 Ma) e Complexo Santana do Araguaia.

**1PPg6** Greenstone Belts Arqueano/Paleoproterozóicos - seqüências metavulcano-sedimentares neoarqueanas e talvez siderianas - seqüências Mururé (< 2833 Ma) e Fazenda Santa Fé.

Figura 5 – Distribuição dos principais depósitos minerais do Domínio Santana do Araguaia. Numeração corresponde à da Tabela 2. Modificado de Vasquez et al. (2008).

área guarda também depósitos formados em épocas anteriores e gerados e/ou modificados em períodos posteriores ao ciclo. Pelo menos seis épocas metalogenéticas podem ser identificadas (Fig. 6).

(1) >2,5 Ga: formação dos depósitos de Mn sedimentar e de Ni magmático do Domínio Bacajá, posteriormente modificados e enriquecidos por processos supergênicos.

(2) ~2,26-2,21 Ga: acumulações singenéticas pré-orogênicas. Inclui Fe e Mn sedimentar e os depósitos secundários (paleoplacer) de Au e diamante no Bloco Amapá e Domínio Lourenço, a formação do Cu (Au) vulcanogênico no Domínio Carecuru e os depósitos magmáticos de Cr no Bloco Amapá.

(3) 2,11-1,93 Ga: intervalo coincidente com o final do ciclo Transamazônico, representado pelo metamorfismo, deformação, migmatização e retrabalhamento crustal. Período ao qual se associa a extensa metalogenia aurífera orogênica em todos os domínios da borda oriental do Cráton Amazônico, além da formação do depósito de urânio no Domínio Santana do Araguaia.

(4) 1,75 Ga: formação dos depósitos hipogênicos de Sn-Nb-Ta associados com a granitogênese tipo A.

(5) 0,61 Ga: formação do depósito de Ti no Domínio Carecuru.

(6) 0,05-0,02 Ga: enriquecimento supergênico dos depósitos sedimentares de Fe e Mn e magmático de Ni.

**Agradecimentos** Os autores agradecem aos editores pelo convite à elaboração dessa síntese e à

estagiária de geologia Ana Cláudia Sodré Araújo pela ajuda com as figuras. B. Bley de Brito Neves conta com nosso agradecimento pela revisão do manuscrito e sugestões.

## REFERÊNCIAS

- Ackermann F.L. 1948. Recursos Minerais do Território Federal do Amapá. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional, 30 p.
- Agnerian H. 2005. Technical Report on the Volta Grande Gold Property, Brazil. Technical Report Prepared for Verena Minerals Corporation. Vancouver, 85 p.
- Andrade F.G., Nakashima J., Podestá P.R. 1986a. Depósito de manganês da Serra de Buritirama, Pará. *In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (Coord.). Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília: DNPM/CVRD, v. 2, p. 152-166.
- Andrade S.M., Ribeiro E., Camarço P.E.N., Puppim C., Santos Filho J.L. 1986b. Ocorrência uranífera na área do rio Cristalino, sul do Pará. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 34. Anais, v. 4, p. 1751-1765.
- Araujo Neto H. 1998. Programa Nacional de Prospecção de Ouro-PNPO. Mapa de reservas e produção de ouro do Brasil. CPRM, Brasília, escala 1:7.000.000.
- Avelar V.G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá – Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas*. Tese de Doutorado, IG/UFPA, Belém, 213 p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoproterozoic versus Neoproterozoic signatures. *Geol. de la France*, 2-3-4: 83-100.
- Barreto C.S.J., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T. 2009. Magmatismo eoríaciano (2,26 Ga) na porção norte do Bloco Amapá, região central do Amapá: nova evidência e implicações geodinâmicas. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia*, 11, Resumos, CD-ROM.
- Barros M.A.S., Padilha R.A., Hubert R.R., Pimentel M.M.,

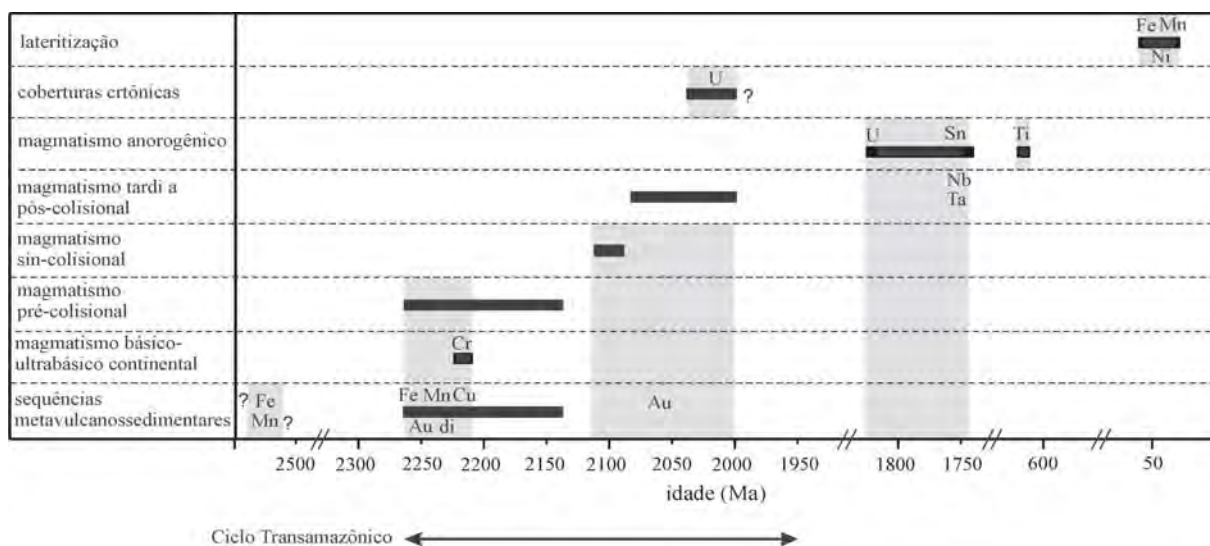


Figura 6 – Diagrama que mostra os principais estágios da evolução geológica e temporal da borda oriental do Cráton Amazônico e os recursos minerais formados em cada estágio. di: diamante.

- Silva G.D. 2005. Idade U-Pb para o Granito Rio Douro e sua correlação com o vulcanismo Iriri (Província Amazônia Central – Cráton Amazônico, Nordeste de Mato Grosso). *In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 9, Resumos, p. 105-107.*
- Bettencourt J.S. & Nogueira S. 2008. The Salamangone Au deposit. *In: International Geological Congress, 33, Oslo. <https://abstracts.congrec.com>. Acessado em 20/11/2009.*
- Biondi J.C. 2003. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. São Paulo, Oficina de Textos, 528 p.
- Borges A.A.S., Lafon J.M., Villas R.N.N. 2002. Magmatismo tardi-transamazônico na Serra do Navio, região central do Amapá: Evidências geocronológicas. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, Anais de resumos, p.435.*
- Carvalho J.M.A., Faraco M.T.L., Angélica R.S. 1991. Problemas em prospecção geoquímica na região Amazônica: o Projeto Renca. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 3, Anais, p. 395-410.*
- Carvalho J.M.A., Faraco M.T.L., Klein E.L., 1995. *Metallogenic-geochemical map of gold in Amapá and NW Pará states*. Scale 1:500,000. Explanatory Note. CPRM, Belém, 5 p.
- Carvalho J.M.A., Macambira E.M.B., Viglio E.P., Klein E.L., Costa E.J.S., Barbosa J.P.O., Rosa-Costa L.T., Vasquez M.L., Rezende N.G.A.M., Araujo O.J.B., Ricci P.S.F., Rodrigues J.L.B., Jorge-João X.S. 2004. Distritos Mineiros do Estado do Pará. Belém: DNPM/CPRM, 119 p (inédito).
- Cominas Empresa de Mineração Ltda. 1993. Processos DNPM 850.548/83 a 850.552/83.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: Congr. Geol. Chileno, 2, Arica, Actas, p. 137-148.*
- CPRM. 2004. *Folha Macapá NA.22. Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Sistema de Informações Geográficas (CD-ROM)
- Damasceno E.C. 2006. *Disponibilidade, suprimento e demanda de minérios para metalurgia*. Série Estudos e Documentos, SED-69. Rio De Janeiro, CETEM/MCT, 145 p.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Trufert C., Theveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France, 2-3-4: 5-57.*
- Ecometals 2009. Disponível em <http://www.ecometal.com/projects>. Acessado em 26/10/2009.
- Essex S.A. 1988. Processo DNPM 851372/81.
- Faraco M.T.L. 1997. *Evolução petroquímica e metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)*. Tese de Doutorado, IG/UFGA, Belém. 245 p.
- Faraco M.T.L., Fuzikawa K., Ramboz C., McReath I. 2006. A fluid inclusion study in the hydrothermal volcanogenic sulfide and orogenic gold mineralization at the Serra do Ipitinga, Amazon, Brazil. *RBG, 36:51-58.*
- Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Moura C.A.V., Macambira M.J.B. 2004. Idades modelo Sm-Nd e idade de 207Pb-206Pb em zircão no Distrito de Ipitinga, Reserva Nacional do Cobre e seus Associados - RENCA. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.,42, Resumos, CD-ROM.*
- Faraco M.L.T., Théveniaut H., Lafon J.M., Araújo L. 2009. Levantamento geológico da parte brasileira da Folha Oiapoque (1:250.000), fronteira Brasil-Guiana Francesa. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumos, CD-ROM.*
- Ferran A. 1988. Depósito de ouro de Salamangone e Mutum, Calçoene, Amapá. *In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (eds.) Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Volume III, Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio. Brasília, DNPM/CVRD/CPRM, p. 581-588.
- Fonseca L.R. & Rigon J.C. 1984. Ocorrências de titânio no complexo ultramáfico-alcálico de Maraonaí no Estado do Pará. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.,33, Anais, p. 3841-3852.*
- Force E.R., Paradis S., Simandl G.J. 1999. Sedimentary Manganese. *In: Simandl G.J., Hora Z.D., Lefebvre D.V. (Eds.) Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles*. v. 3, Industrial Minerals. British Columbia Ministry of Energy and Mines.
- Galarza M.A., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 2006. Idades Pb-Pb das mineralizações auríferas dos depósitos Amapari (Amapá), Igarapé Bahia (Carajás) e Mamão (Rio Maria), Amazônia oriental. *In: Simp. Geolo. Amazônia, 9, Resumos, CD-ROM.*
- Gallon A.C. 2004. An initial appraisal of the Cupixi mineral claims of Braz Gold Ltda., Amapá state, Brazil. Report No. GAL/0204/107. Disponível em <http://www.secinfo.com/d12K7a.12m.htm>. Acessado em 20.11.2009.
- Gonzaga G.M. & Tompkins L.A. 1991. Geologia do diamante. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T., Coelho C.E.S. (eds.) Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Volume IV – parte A, Gemas e rochas ornamentais. Brasília, DNPM/CPRM, p. 53-116.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, I, Anais, v. 1, p. 100-110.*
- Horikawa E. & Ferreira Filho C.F. 2003. Corpos máficos-ultramáficos acamadados da região da Serra do Navio – AP. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 8, Manaus. Resumos (em CD-ROM).*
- Jorge-João X.S., Carvalho J.M.A., Vale A.G., Frizzo S.J., Martins R.C. 1979. Projeto Rio Falsino. Belém, DNPM-CPRM. v.1-A, 199 p. (Relatório Final).
- Juras S. 2007. Technical report on the Vila Nova iron ore project, Amapá State, Brazil. Eldorado Gold Corp, 89 p.
- Kaye C., Marinho R.A., Henry E., Guzmán C. 2008. Amended Technical Report. Amapari Mine, Amapá, Brazil. Disponível em [http://google.brand.edgar-online.com/EFX\\_dll/EDGARpro.dll?FetchFilingHTML1?ID=5973466&SessionID=fbTCWJM7t3MKEG7#MRB052908EXHH\\_HTML](http://google.brand.edgar-online.com/EFX_dll/EDGARpro.dll?FetchFilingHTML1?ID=5973466&SessionID=fbTCWJM7t3MKEG7#MRB052908EXHH_HTML). Acessado em 26/11/2009.
- Klein E.L. & Fuzikawa K. 2010. Origin of the CO<sub>2</sub>-only fluid inclusions in the Palaeoproterozoic Carará vein-quartz gold deposit, Ipitinga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil: implications for orogenic gold mineralization. *Ore Geol. Rev., 37:31-40.*
- Klein E.L. & Rosa-Costa L.T.R. 2003. Geology of quartz-vein gold deposits in the Ipitinga Auriferous District, northern Brazil, southeastern Guiana Shield. *Géol. de la France, 2-3-4: 231-242.*
- Klein E.L., Lafon J.M., Harris C., Brito R.S.C., Vaconcelos P. 2009. Fluid inclusion and isotopic constraints on the genesis of vein-quartz gold deposits of the Ipitinga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil. *In: Rizzotto G.J. & Quadros M.L.E.S. (eds.), Contribuições à Geologia da Amazônia, vol. 6. SBG-Núcleo Norte, Belém, p. 15-42.*
- Klein E.L., Rosa-Costa L.T., Lafon J.M. 2003. Magmatismo Paleoarqueano (3,32Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 8, Res. Expand., CD-ROM.*
- Kloosterman J.B. 1969. Ocorrência de nigerita no Amapá. *Anais Acad. Brasil. Ciências, 41:565-570.*

- Ledru P., Johan V., Milési J.P., Tegye M. 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2,0 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Prec. Res.*, **69**:169-191.
- Lemos R.L. & Gaspar J.C. 2002. O magmatismo kamafugítico em Maicuru e seu ambiente tectônico. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais, p. 539.
- Lima M.I.C., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Oliveira A.S., Basei M.A.S., Araújo J.F.V., Silva G.G. 1974. *Geologia. Folha NA/NB. 22 (Macapá)*. Levantamento de Recursos Naturais, 6: 1-120, Projeto RADAM, DNPM, Rio de Janeiro.
- Limeira A. 2005. Minério de Ferro – No Amapá, nasce um novo player mundial. *Brasil Mineral*, 238:46-53.
- Macambira E.M.B., Ricci P.S.F., Klein E.L. 2006. Aspectos geológicos do garimpo de ouro do Mandi, Cumaru do Norte – sul do Pará. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Resumos, CD-ROM.
- Macambira E.M.B., Vasquez M.L., Ricci, P.S.F. 2007a. Caracterização do domínio tectônico Santana do Araguaia – sudeste do Pará. *In*: SBG, Simp. Geol. Amaz., 10, Resumos Expandidos, CD-ROM.
- Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007b. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 10, Anais, p. 105-108.
- Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. Reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**: 235-246.
- Matos A.A., Spier C.A., Soares J.W. 1992. Depósitos de cromita da região do rio Vila Nova, Estado do Amapá. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol. 37, Anais, p. 246-247.
- McReath I. & Faraco M.T.L. 2006. Paleoproterozoic greenschist-granite belts in Northern Brazil and the former Guiana Shield – West African Craton province. *Geologia USP, Série Científica*, **5**: 49-63.
- Melo L.V., Villas R.N., Faraco M.T.L., Soares J.W. 2003. Geological setting and mineralizing fluids of the Amapari gold deposit, Amapá state, Brazil. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 243-255.
- Mineração Rio Jatobá Ltda. 1986. Processos DNPM 851110-851112/82, 851182-851184/82 e 851186/82.
- Monteiro P.M., Rolando A.P., Macambira M.J.B. 2004. Proveniência de zircão de quartzitos da Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco, serra do Inajá, sul da Província Mineral do Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Anais, CD ROM.
- Nagell R.H. 1962. Geology of the Serra do Navio Manganese District, Brazil. *Economic Geology*, **57**: 491-498.
- Neves A.P., Frizzo S.J., Andrade A.F., Zenker A.O., Wanderley V.J.R. 1972. Projeto Paru-Jari. Relatório final. DNPM/CPRM.
- New Gold. 2009. *Annual Report 2008*. Disponível em: [http://newgold.com/Theme/NewGold/files/documents\\_financeis/AR08/static/files/NewGold\\_OAR2008\\_PrintVersion\\_Final.pdf](http://newgold.com/Theme/NewGold/files/documents_financeis/AR08/static/files/NewGold_OAR2008_PrintVersion_Final.pdf). Acessado em 22/11/2009.
- Nogueira S.A.A., Bettencourt J.S., Tassinari C.G. 2000. Geochronology of the granitoid hosted Salamangone gold deposit, Lourenço district Amapá, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 261-264.
- Nunes A.R., Costa A.F.U., Silva L.G., Quirino, L.F.B. 2007. Aplicação do método da polarização induzida nos arranjos gradiente e dipolo-dipolo como ferramenta de suporte à identificação de extensões da mineralização aurífera no depósito Amapari. *In*: SBG, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 10, Abstracts.
- Oliveira C.M., Fonseca L.R., Oliveira N.P. 1988. A laterita titanífera de Maracaná (PA). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, Anais, v.1, p. 271-285.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Goia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:114-127
- Oliveira M.A. 2008. *Uranium exploration in Brazil: Planning, Search and Results*. <http://www.iaea.org/OurWork/ST/NE/NEFW/documents/RawMaterials/TC%20BRA/08%20Technical%20Meeting%20%20%20AIEA-INB-Salvador-Brazil.pdf>. Acessado em 12/11/2009.
- Oliveira J.R., Silva Neto C.S.S., Costa E.J.S. (Org.). 1994. *Serra Pelada, Folha SB.22-X-C, Estado do Pará*. Brasília, CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB) 220 p.
- Onstott T.C. & Hargraves R.B. 1981. Proterozoic transcurrent tectonics: paleomagnetic evidence from Venezuela and Africa. *Nature*, **289**: 131-136.
- Onstott T.C., Hargraves R.B., York D., Hall C.M. 1984. Constraints on the motions of South American and African Shields during the Proterozoic, I. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**: 1045-1054.
- Pastana J.M.N. & Silva Neto C.S. 1980. Projeto Rio Chiché: REI. de Progresso. Belém: DNPM/CPRM, v. 1.
- Penha U.C., Bogo M., Vial D.S., Medeiros Filho C.A., Dias C.H., Figueiredo A.M.M., Filho P.J. 2006. Caracterização geológica do depósito de manganês de Buriti (Carajás). *In*: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Resumos (CD-ROM).
- Pimentel M.M., Spier C.A., Ferreira Filho C.F. 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: 371-376.
- Pinto C.A., Simas A.P.S.C., Tardin A.T., Fernandes A.V., Rabelo B.V., Souza C.B., Monteiro E.M.P.B., Facundes F.S., Ávila J.E.S., Souza J.S.A., Guedes L.A.C., Penha O.A.A., Melo R.M.S., Gibson V.M. 2008. *Macrodiagnóstico do Estado do Amapá: primeira aproximação do ZEE*. Disponível em <http://www.iepa.ap.gov.br/ZEE/publicacoes/macrodiagnostico.PDF>. Acessado em 28/10/2009.
- Prichard H.M., Sá J.H.S., Fisher P.C. 2001. Platinum-group mineral assemblages and chromite composition in the altered and deformed Bacuri Complex, Amapá, northeastern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **39**: 377-396.
- Queiroz E.T. 1986. Geologia do cromo. *In*: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Volume II, Ferro e metais da indústria do aço. Brasília, DNPM/CVRD/CPRM, p. 189-206.
- Raposo C. & Matos E.C. 1994. O prospecto uranífero Rio Cristalino – Pará. *In*: Congresso Geral de Energia Nuclear, 5. Anais... Rio de Janeiro, v. 1, p. 367-369.
- Ricci P.S.F., Carvalho J.M.A., Rosa-Costa L.T., Klein E.L., Vasquez M.L., Macambira E.M.B. Araujo O.J.B. 2001. *Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase 1*. CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Belém (relatório inédito).
- Ricci P.S.F., Carvalho J.M.A., Rosa-Costa L.T., Lafon J.M. 2002. Plúton charnoenderbítico arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais, p.524.
- Ricci P.S.F., Costa E.J.S., Oliveira J.R. 2003. The rea-

- nalysed Carajás Block is interposed between the Bacajá (the crustal reworking “lost link” now being predicted) and Rio Maria Archean terranes – Guaporé Craton. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 8, Resumos expandidos, CD-ROM.
- Rodrigues O.B., Kosuki R., Coelho Filho A. 1986. Distrito Manganífero de Serra do Navio, Amapá. *In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (eds.) Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Volume II, Ferro e metais da indústria do aço. Brasília, DNPM/CVRD/CPRM, p.167-175.
- Rodrigues P.A.S. & Vergueiro C.O.G.N. 1984. Oca Mineração Ltda. Relatório Final de Pesquisa. DNPM/S 805655/76, 805656/76, 805657/76, 805658/76, 805659/76. Oca Consultoria Ltda., v.1, 305 p.
- Rosa-Costa L.T. 2006. Geocronologia  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , Sm-Nd, U-Th-Pb e  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento Transamazônico. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 226 p.
- Rosa-Costa L.T. & Silva C.M.G. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B*. CPRM/Serviço Geológico do Brasil (no prelo).
- Rosa-Costa L.T., Ricci P.S.F., Lafon J.M., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L., Macambira E.M.B. 2003. Geology and geochronology of archean and paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guyana Shield. *Géologie de la France*, **2-3-4**:101-120.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*, **10**: 277-300.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Monié P., Arnaud N.O., Dantas E.L., Barbosa O.S. 2008a. Sm-Nd, Pb-Pb and Ar-Ar dating of high-grade metasedimentary rocks from the Archean Amapá Block, northeastern Amazonian Craton: further age constraints for the Paleoproterozoic metamorphism and provenance implications. *In: South Am. Symp. Isotope Geol.*, **6**, San Carlos de Bariloche, Short Papers, CD-ROM.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Cocherie A., Delor C., 2008b. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the Transamazonian high-grade metamorphic overprint on Archean rocks from Amapá Block, southeastern Guiana Shield, northern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **26**:445-462.
- Rosa-Costa L.T., Monié P., Lafon J.M., Arnaud N.O. 2009.  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): evidence for contrasting cooling histories. *J. South Am. Earth Sci.*, **27**:113-128.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 169-226.
- Scarpelli W. 1973. The Serra do Navio manganese deposit (Brasil). *In: UNESCO. Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Proceedings of the Kiev Symposium, 1970. Earth Sciences*, **9**, p. 217-228.
- Seicom 2010. Sobre o setor mineral. Disponível em <http://www.seicom.ap.gov.br/setor-mineral.pdf>. Acessado em 23/01/2010.
- Souza V.S. & Kotschoubey B. 2005. Geologia e mineralizações auríferas do garimpo do Manelão, região do médio rio Bacajá (PA). *In: Horbe A.M.C. & Souza V.S. (Coord.). Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 4, p. 151-163.
- Souza V.S., Macambira M.J.B., Kotschoubey B. 2003. Idade de zircão do granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia*, **8**. Resumos CD-ROM.
- Spier C.A. & Ferreira Filho C.F. 1999. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brasil. *RBGS*, **29**:173-178.
- Spier C.A. & Ferreira Filho C.F. 2001. The chromite deposits of the Bacuri Mafic-Ultramafic Layered Complex, Guyana Shield, Amapá State, Brazil. *Econ. Geol.*, **96**:817-835.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 471-485.
- Valarelli J.V., Coutinho J.M.V., Bello R.M.S. 1978. Metamorfismo de Buritirama, Pará. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, **30**. Anais, v. 3, p. 1357-1363.
- Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado, IG/UFPA, Belém, 212 p.
- Vasquez M.L. & Lafon J.M. 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia*, **7**, Resumos Expandidos, CD-ROM.
- Vasquez M.L., Barbosa J.P., Lafon J.M., Vale A.G. 2007a. Geocronologia dos granitóides da região da serra do Mururú – Sudeste do Pará. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia*, **10**, Resumos, CD-ROM
- Vasquez M.L., Macambira E.M.B., Lafon J.M. 2007b. Evaporação de Pb em zircão em ortognaisses e granitóides da região de Santana do Araguaia – Sudeste do Pará. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia*, **10**, Resumos, CD-ROM.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2008a. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Prec. Res.*, **161**:279-302.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008b. Compartimentação tectônica. *In: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (org.) Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, p. 39-112.
- Veiga A.T.V., Brait Filho L., Oliveira C.A.C. 1985. Geologia da Província Aurífera do Cassiporé – Amapá. *In: SBG: Simp. Geol. Amazônia*, **2**, Anais, v. 3, p.135-146.
- Verena. 2008. Verena Minerals Corporation 2007 Annual Report. <http://www.sedar.com>. Acessado em 06/11/2009.
- Vieira K.R. 2008. Levantamento geológico e caracterização do magmatismo da região de Calçoene, norte do Amapá. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, **44**, Anais, p. 61.
- Yamamoto T., Schardt L.C., Motoki A. 1988. Forma tridimensional do veio de quartzo aurífero da mina Yukio Yoshidome, T.F. do Amapá. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, **35**, Anais, v. 1, p. 70-75.

# METALOGÊNESE DO CRÁTON SÃO LUÍS E DO CINTURÃO GURUPI

EVANDRO L. KLEIN

CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Av. Dr. Freitas, 3645. Belém-PA, Brasil. CEP: 66095-110.  
eklein@be.cprm.gov.br

## INTRODUÇÃO

A região do rio Gurupi, na divisa norte o Pará e o Maranhão, onde afloram as rochas do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi (Fig. 1A), é uma das mais antigas províncias produtoras de ouro no Brasil, por garimpagem. O início da garimpagem remonta ao século XVII. Os jesuítas lá se estabeleceram por volta de 1612 e há relatos de extração de ouro pelo menos a partir de 1678 (Porto 2000).

Apesar da antiguidade do conhecimento da presença de ouro na região, dos garimpos que desvendaram a existência de mais de uma centena de jazimentos e da exploração por companhias de mineração, somente nem 2010 a primeira mina empresarial (Piaba, no Distrito Aurífero de Aurizona) tornou-se operacional. Os recursos estimados para o Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi totalizam cerca de 183 t de ouro, sendo que 76%, ou 139 t de ouro, são oriundos de apenas três depósitos e a maioria desses recursos constituem reservas indicadas e inferidas (Tabela 1). Isso demonstra que a exploração e o conhecimento geológico-metalogenético são ainda insuficientes para uma estimativa do real potencial aurífero dessas duas unidades geotectônicas.

Fosfato é o segundo bem mineral em importância na região, com a maioria dos depósitos concentrados em rochas do Cráton São Luís. Os recursos conhecidos totalizam menos de 50 Mt (Tabela 2), mas a exploração também é incipiente.

Uma síntese do conhecimento geológico e metalogenético sobre o Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi é apresentada nesse capítulo, baseada em estudos desenvolvidos nos últimos dez anos.

## GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DO CRÁTON SÃO LUÍS E DO CINTURÃO GURUPI

O Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi, unida-

des geotectônicas definidas por Almeida *et al.* (1976), afloram na divisa entre o Pará e o Maranhão como janelas tectônicas da cobertura sedimentar fanerozóica e são limitados pela Zona de Cisalhamento Tentugal (Hasui *et al.* 1984) (Fig. 1A).

O Cráton São Luís é composto por rochas metavulcano-sedimentares, granitóides e rochas vulcânicas, todos de idade paleoproterozóica (Fig. 1B). A sucessão metavulcano-sedimentar compreende o Grupo Aurizona, constituído por xistos de natureza diversa, rochas metavulcânicas ácidas a básicas, algumas ultrabásicas, e subordinados quartzitos e metachert formados em  $2240 \pm 5$  Ma sob condições da fácies xisto verde, e subordinados anfíbolitos (Pastana 1995, Klein *et al.* 2005d, 2008a).

A unidade predominante é a Suíte Intrusiva Tromai, composta por tonalitos, granodioritos e granitos de idade entre 2168 e 2148 Ma e interpretados como cálcico-alcálicos juvenis de ambiente de arco de ilhas intraoceânicos (Klein & Moura 2001, Klein *et al.* 2005d, 2008b). Outros granitóides possuem distribuição restrita. A Suíte Tracuateua aflora na porção oeste da área cratônica (Fig. 1B) e compreende granitos peraluminosos com duas micas (Lowell 1985, Costa 2000) de idade entre 2086 e 2091 Ma (Palheta 2001). O Granito Negra Velha é composto por *stocks* tardios, evoluídos e que intrudiram a Suíte Tromai entre 2056 e 2076 Ma (Klein *et al.* 2008b).

Rochas vulcânicas não metamorfizadas, predominantemente ácidas, incluindo tufos, se depositaram sobre as rochas da Suíte Tromai entre 2164 e 2160 Ma e em 2068 Ma (Klein *et al.* 2009a). As mais antigas, reunidas na Unidade Vulcânica Serra do Jacaré e na Formação Rio Diamante, têm características de arco transicional a margem continental ativa, respectivamente. As mais jovens, representadas pela Unidade Vulcânica Rosilha, estão associadas a evento tardio que gerou o Gra-



Tabela 1 – Dados econômicos dos depósitos auríferos do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi.

depósito	tipo de minério	recursos (t)	teor médio (g/t)	Au contido (t)	ref
<i>Cráton São Luís</i>					
Piaba	oxidado/primário	40.047.000*	1,37-1,19*	52,63	1
Tatajuba	oxidado/primário	3.413.000*	1,20-0,94*	3,77	1,2
Piaba-E (saprólito)	oxidado	1.532.160	1,18	1,81	3
Piaba-E (laterita)	oxidado	1.400.000	0,85	1,19	3
Piaba-W	oxidado	723.113	1,74	1,26	3
Boa Esperança	oxidado	192.981	0,85	0,16	3
Pé Grande	oxidado	65.130	1,47	0,10	3
Aurizona	oxidado	74.786	0,84	0,06	3
Conceição	oxidado	53.727	0,73	0,04	3
Ferradura	oxidado	118.272	1,90	0,22	3
São Lourenço	oxidado	164.613	1,70	0,28	3
Micote	oxidado	443.232	1,84	0,82	3
Piaba	aluvionar			1,75	3
Juiz de Fora	aluvionar			0,14	3
Genipapo	aluvionar			0,85	3
Flexal	aluvionar			0,29	3
<i>Cinturão Gurupi</i>					
Cachoeira	oxidado/primário			21,90	4
Cipoeiro	oxidado/primário	52.220.220*	1,17-1,10*	65,30	5
Chega Tudo	oxidado/primário	27.200.000*	1,00-0,98*	32,51	5

Fonte das referências. 1: Mach & Clarke (2008), 2: Porto (2006), 3: Mineração Aurizona S/A (2000), 4: Araujo Neto (1998), 5: Clark & Stone (2009)

\*Reservas: Piaba – provada/provável (11,3 Mt @ 1,37 g/t), medida/indicada (19,6 Mt @ 1,34 g/t), inferida (9,1 Mt @ 1,19 g/t); Tatajuba - indicada (1,5 Mt @ 1,30 g/t), inferida (1,8 Mt @ 0,94 g/t); Cipoeiro – indicada (49,4 Mt @ 1,17 g/t), inferida (6,8 Mt @ 1,10 g/t); Chega Tudo – indicada (20,7 Mt @ 1,00 g/t), inferida (12,0 Mt @ 0,98 g/t).

Tabela 2 – Reservas não oficiais de fosfatos aluminosos em depósitos do Cráton São Luís e Cinturão Gurupi.

depósito	reservas (t)*	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (% peso)
<i>Cráton São Luís</i>		
Jandiá	<100.000	25
Piriá	9.000.000	0,9-4,2
Barreira	<100.000	6,5
Peito de Moça	<100.000	4
Itacupim	5.100.000	8-20
Ilha Trauíra	8.200.000	16-29
Serra do Pirocaua	8.700.000	10-28
Ilha Tralhoto	<100.000	nd
Serra do Jacaré	<6.000.000	0,8
Rio Tromai	<6.000.000	6
Baía de Cumã	nd	nd
<i>Cinturão Gurupi</i>		
Sapucaia (Bonito)	1.500.000	nd
Cansa Perna	<100.000	25
Santa Luzia	<100.000	16

\* reservas e teores segundo Oliveira & Costa (1984) (exceto Sapucaia – Carvalho et al. 2004)  
nd: não disponível

nito Negra Velha (Klein *et al.* 2008a, 2009a).

O Cráton São Luís é interpretado como sendo parte de um orógeno maior com evolução no Riachiano, entre 2240 e 2050 Ma (Fig. 2). As sequências supracrustais e os granitóides cálcico-alcalinos são relacionados a uma fase acrescionária a transicional da orogenia, os granitóides peraluminoso-

so à fase colisional e os granitóides evoluídos e as rochas vulcânicas mais jovens, a fases tardi- a pós-orogênicas (Klein *et al.* 2008b, 2009a).

Há, ainda, fortes evidências geológicas e geocronológicas de que o Cráton São Luís faça parte de uma unidade geotectônica muito maior, o Cráton Oeste Africano. O desmembramento ocorreu por ocasião da quebra continental do Mesozóico que gerou América do Sul e África (Hurley *et al.* 1967, Klein & Moura 2008 e suas referências).

O Cinturão Gurupi é um orógeno neoproterozóico de orientação NNW-SSE desenvolvido na borda sul-sudoeste do Cráton São Luís (Figs. 1A e 3). A maioria dos conjuntos litológicos do cinturão forma corpos alongados paralelos à sua maior dimensão, orientação também da maioria das grandes estruturas que afetam as unidades rochosas. Litologicamente, o Cinturão Gurupi é composto por complexos metamórficos, seqüências metassedimentares e metavulcanossedimentares, e diversas gerações de rochas plutônicas de composição e idades variadas (Klein *et al.* 2005c, Klein & Lopes 2010).

Participam da assembléia de embasamento pequenos corpos de metatonalito e anfíbolito arqueanos (Metatonalito Igarapé Grande, de 2594 ± 3 Ma, anfíbolito de 2695 Ma) e gnaisses foliados

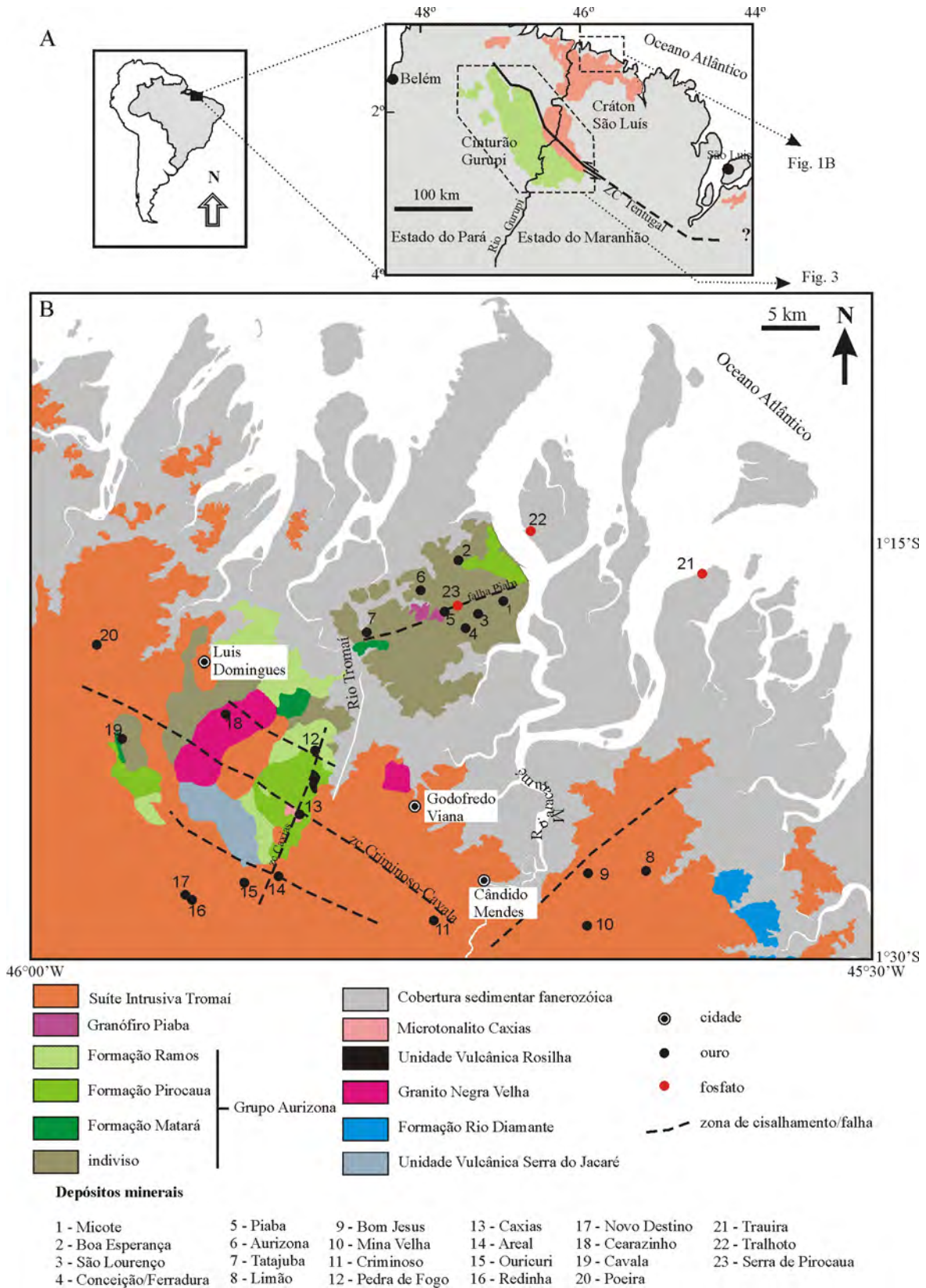


Figura 1 – (A) Localização do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. (B) Mapa geológico simplificado do Cráton São Luís com localização dos principais depósitos e ocorrências minerais (Modificado de Klein et al. 2008a).

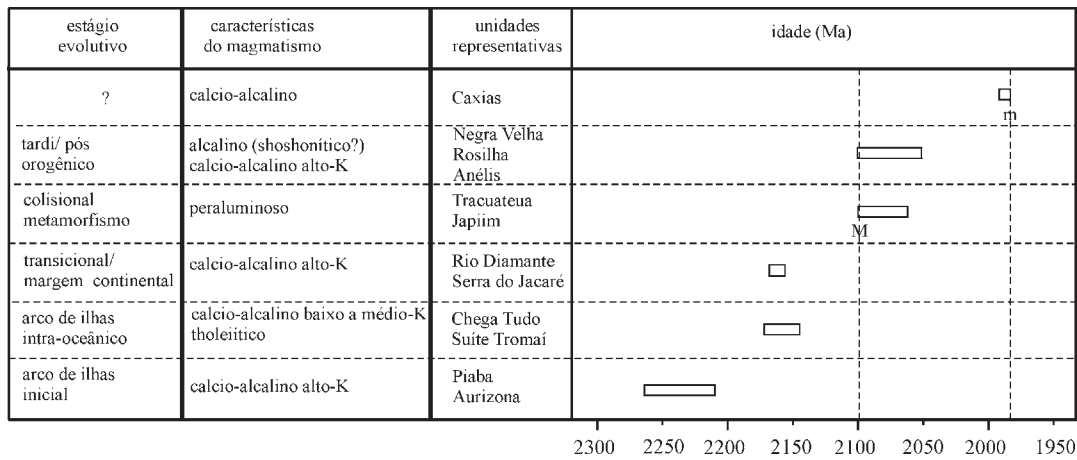


Figura 2 – Esquema evolutivo mostrando as principais características das fases evolutivas da orogenia paleoproterozóica, com respectivas idades e unidades litoestratigráficas representativas. Refere-se às unidades do Cráton São Luís, da borda cratônica retrabalhada no Neoproterozóico e de unidades do embasamento do Cinturão Gurupi. M: metamorfismo, m: mineralização.

e bandados (Complexo Itapeva, de  $2167 \pm 3$  Ma), provavelmente alóctones. Granitóides cálcio-alcálicos (Suíte Intrusiva Tromai e Granito Cantão) e as rochas supracrustais da Formação Chega Tudo, todos com idade entre 2168 e 2148 Ma, representam fragmentos retrabalhados da borda do Cráton São Luís e tem sua evolução ligada à fase orogênica acrescionária descrita acima para a área cratônica. A Formação Chega Tudo possui natureza metavulcanossedimentar, apresenta metamorfismo que atingiu no máximo a transição entre as fácies xisto verde e anfíbolito, e suas rochas vulcânicas ácidas e básicas possuem características geoquímicas que indicam ambiente de arcos de ilhas (Klein & Lopes 2010).

Vários corpos de granitos peraluminosos e de granitos alcálicos intrudiram entre 2100-2060 Ma e representam a fase colisional a tardi/pós-orogênica, respectivamente, da orogenia paleoproterozóica do Cráton São Luís. (Pastana 1995, Costa 2000, Palheta 2001, Yamaguti & Villas 2003, Klein *et al.* 2005c, Klein & Lopes 2010). Esse período serve também como inferência para a idade do metamorfismo paleoproterozóico (Klein *et al.* 2005c). A Formação Igarapé de Areia, clástica, de idade inferior a 2100 Ma tem contexto tectônico ainda duvidoso, tendo sido interpretada como bacia de margem passiva (Teixeira *et al.* 2007), o que não parece consistente com sua associação íntima com a Formação Chega Tudo, de ambiente orogênico (Klein & Lopes 2010).

Esse fragmento continental paleoproterozóico serviu de plataforma estável para uma bacia marginal, possível margem passiva que evoluiu para

margem ativa. O Grupo Gurupi, de natureza sedimentar clástica, representaria a unidade marginal (Costa 2000, Klein & Lopes 2010). A idade do Grupo Gurupi é incerta, mas dados de isótopos de Nd em xistos indicam que a unidade seja mais jovem do que 1140 Ma (Soares 2009, Klein & Lopes 2010).

A litogênese neoproterozóica conhecida até o presente está limitada a três corpos plutônicos restritos (Figs. 3 e 4). O Nefelina Sienito Boca Nova provavelmente representa uma intrusão pré-orogênica de  $732 \pm 7$  Ma ligada a evento extensional do início do Neoproterozóico (Klein *et al.* 2005c). O Metamicronalito Caramujim intrudiu em  $624 \pm 16$  Ma (Klein & Lopes 2010) e o granito peraluminoso Ney Peixoto cristalizou em de  $549 \pm 4$  Ma (Palheta 2001).

A idade do metamorfismo e deformação das rochas do Cinturão Gurupi também não é clara. Dados isotópicos Rb-Sr em rocha total e K-Ar em minerais mostram idades variáveis entre 466 Ma e 618 Ma (referências primárias em Klein *et al.* 2005c). Como o Microtonalito Caramujim está metamorfizado (Klein & Lopes 2010) e o Granito Ney Peixoto é considerado um corpo sintectônico, mas não metamorfizado (Villas & Sousa 2007), estima-se a idade do metamorfismo entre 624 e 549 Ma.

## METALOGENIA DO CRÁTON SÃO LUÍS

### Depósitos orogênicos de ouro

Os depósitos auríferos do Cráton São Luís concentram-se no noroeste do Maranhão, no Distrito

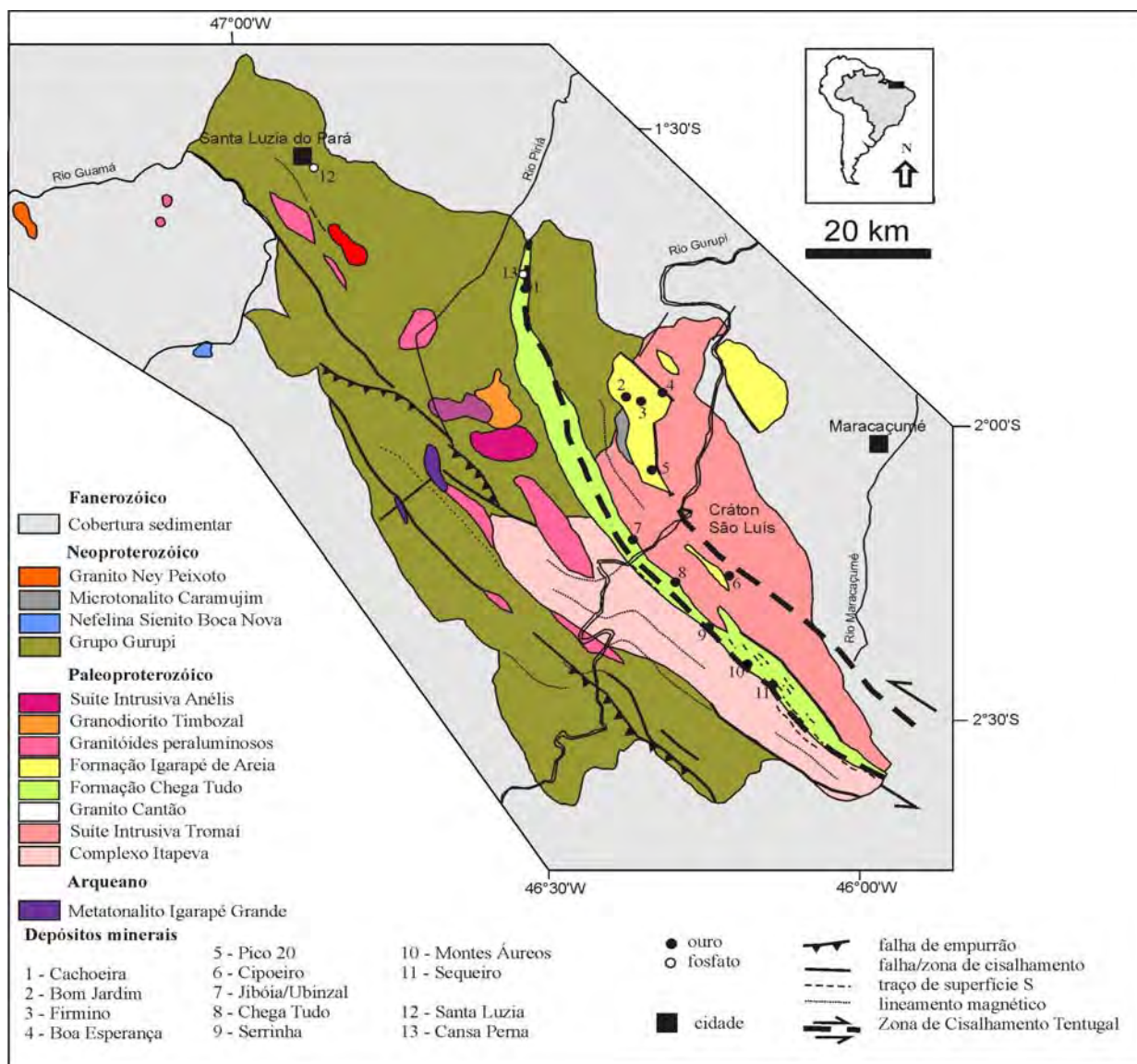


Figura 3 – Mapa geológico simplificado do Cinturão Gurupi com localização dos principais depósitos e ocorrências minerais.

Aurífero de Aurizona, próximo à costa atlântica (Fig. 1B). O reconhecimento da presença de ouro no cráton remonta a pelo menos 1612 e Jesuítas estabeleceram garimpos na região em 1678. Garimpagem intermitente perdurou desde então e a atividade empresarial esporádica ocorreu a partir do início do século XIX. Desde essa época são conhecidos jazimentos aluvionares, coluvionares, filoneanos e, possivelmente, placeres praias (Porto 2006).

A maioria dos depósitos conhecidos na região (Tabelas 1 e 3, Fig. 1B) surgiu do detalhamento geológico e de trabalhos exploratórios nas áreas descobertas por garimpagem. Exceção é o depósito Tatajuba, descoberto na última década de 1990 por mapeamento geológico em várias esca-

las, fotointerpretação, geoquímica de solo, geofísica aérea e terrestre e sondagem, também utilizadas no desenvolvimento e detalhamento dos demais depósitos (Porto 2006). A exploração que culminou na descoberta do depósito Piaba iniciou em 1978 (Mach & Clarke 2008).

Os recursos de minério primário e oxidado do Distrito Aurífero de Aurizona totalizam 62,3 t de ouro (Tabela 1), das quais 52,63 t são do depósito Piaba, com reserva medida de 15,52 t, e 3,77 t do depósito Tatajuba (Mineração Aurizona S/A 2000, Porto 2006, Mach & Clarke 2008). Reservas aluvionares recuperáveis de pelo menos 3 t foram dimensionadas (Mineração Aurizona S/A 2000) e não há informações sobre a produção histórica do distrito.

Tabela 3 – Aspectos geológicos e propriedades físico-químicas dos principais depósitos auríferos primários do Cráton São Luís.

depósito	Caxias	Areal	Pedra de Fogo	Cavala	Piaba	Tatajuba
unidade hospedeira	Microtonalito Garimpo Caxias	Granito Areal	Grupo Aurizona	Grupo Aurizona	Grupo Aurizona	Grupo Aurizona
rocha encaixante	microtonalito	monzogranito	metapiroclástica	xisto	granófiro(?), xistos	granófiro(?)
idade da encaixante (Ma)	1985	2150	2240	2240	2214	2214
estrutura hospedeira	zc dúctil-rúptil	falhas / fraturas	fratura	falhas (?)	zc / falhas	zc / falha
estilo estrutural	vênulas qz / disseminações	veios de quartzo	veios de quartzo	veios e vênulas de quartzo	veios qz / disseminações	veios qz / disseminações
mineralogia hidrotermal	qz, cc, chl, ser, carb	qz, ser	qz, chl, ser	qz, ser	chl, ser, ep, carb	carb, chl, ser
mineralogia de minério	py, (sph)	py	py, (cpy)	nd	py	py, aspy
associação geoquímica	Au, As, Sb, Ni, Co, V, Cr	Au, As, Sb, Mo, Br	Au, As	Au, Ag, Te	Au, Cu, Zn (As)	Au, As
teor/reserva	3 a 369 ppb nd	<200 ppb nd	<281 ppb nd	nd	1,37-1,19 g/t 52,6 t	1,20-0,94 g/t 3,8 t
composição do fluido	CO <sub>2</sub> -(N <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub> )-H <sub>2</sub> O-NaCl	CO <sub>2</sub> -(N <sub>2</sub> )-H <sub>2</sub> O-NaCl	CH <sub>4</sub> -(N <sub>2</sub> )-H <sub>2</sub> O-NaCl / CO <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O-NaCl	nd	nd	nd
XCO <sub>2</sub> / XCH <sub>4</sub> / XN <sub>2</sub>	0,6-0,45 / tr / <2,5	0,05-0,2 / tr / <2	0,1-0,23 / tr / tr	nd	nd	nd
peso % NaCl equiv.	5	5	<15	nd	nd	nd
densidade global (g/cm <sup>3</sup> )	0,7 a 1,0	0,8 a 1,0	0,7 a 0,9	nd	nd	nd
T (°C)	262 a 307	260 a 300	330 a ~430	~300	nd	nd
P (kbar)	1,6 a 3,7	1,3 a 3,5	1,2 a 3,5	nd	nd	nd
log fO <sub>2</sub>	-34 a -30	-35 a -31	-30 a -27	nd	nd	nd
δ <sup>18</sup> O <sub>H2O</sub> (‰)	+3,2 a -5,5	+2,5 a +3	+10,4 a +11,7	+9 a +13	nd	nd
δD <sub>H2O</sub> (‰)	-25 a -53	-38 a -62	-70	-37	nd	nd
fonte do fluido	metamórfica	metamórfica?	metamórfica?	metamórfica?	nd	nd
δ <sup>13</sup> C carbonato	-9,1;	nd;	nd;	nd;	nd	nd
δ <sup>13</sup> C <sub>CO2</sub> (‰)	-5,3 a -20,2	-8,9	-3,1	-9	nd	nd
δ <sup>34</sup> S sulfeto (‰)	-11	-0,5	-2,8	nd	nd	nd
referências	1,2,3,4	1,3,5	3,5,6,7	7,8	7,9,10	10,11

Fonte das referências. 1: Klein et al. (2000), 2: Klein et al. (2002), 3: Klein et al. (2005b), 4: Klein & Koppe (2000), 5: Klein & Moura (2001), 6: Klein & Fuzikawa (2005), 7: Klein et al. (2008a), 8: Larizzatti et al. (2005), 9: Mineração Aurizona S/A (2000), 10: Mach & Clarke (2008), 11: Porto (2006)

Abreviaturas: aspy: arsenopirita, cc: calcita, cpy: calcopirita, chl: chlorita, ep: epidoto, py: pirita, qz: quartzo, ser: sericita, sph: esfalerita (minerais entre parênteses são subordinados), zc: zona de cisalhamento, tr: traços, nd – não determinado ou não disponível, \*dados preliminares inéditos

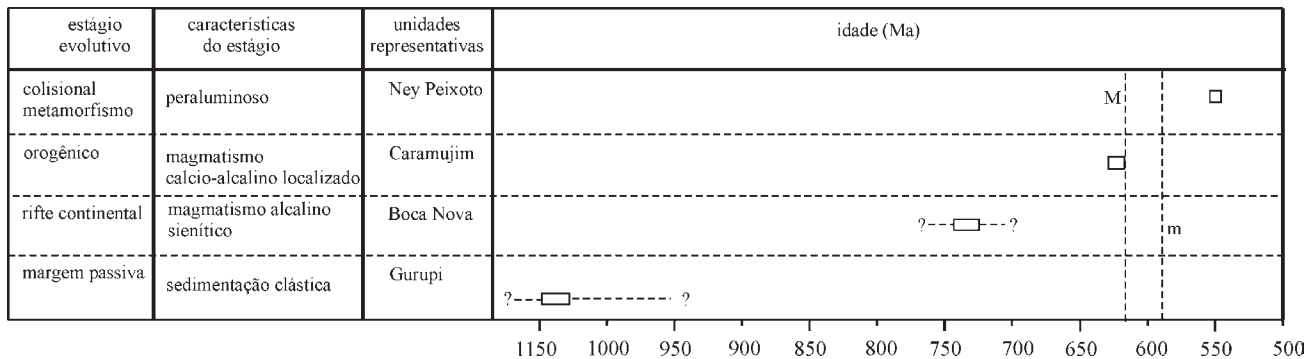


Figura 4 – Esquema evolutivo mostrando as principais características das fases evolutivas da orogenia neoproterozóica que ergueu o Cinturão Gurupi. M: metamorfismo, m: mineralização.

Dados aerogeofísicos da porção norte-nordeste do Distrito de Aurizona (Fig. 5) mostram domínios magnéticos orientados segundo ENE-WSW. Segundo Mineração Aurizona S/A (2000) a variação da intensidade magnética ao longo desses domínios alongados e quebras nesse padrão linear, como na área do depósito de Piaba, provavelmente resultam de alteração hidrotermal, com destruição dos minerais magnéticos, e por falhas tardi-

as. Feições circulares de baixo gradiente magnético foram interpretadas como centros de alteração hidrotermal e/ou locais de colocação de corpos intrusivos ácidos a intermediários. Os autores relatam que a atividade garimpeira se concentra em locais de alta razão K/Th.

No distrito predominam rochas metavulcanosedimentares do Grupo Aurizona, que formam um conjunto alinhado segundo NE-SW que foi intrudi-

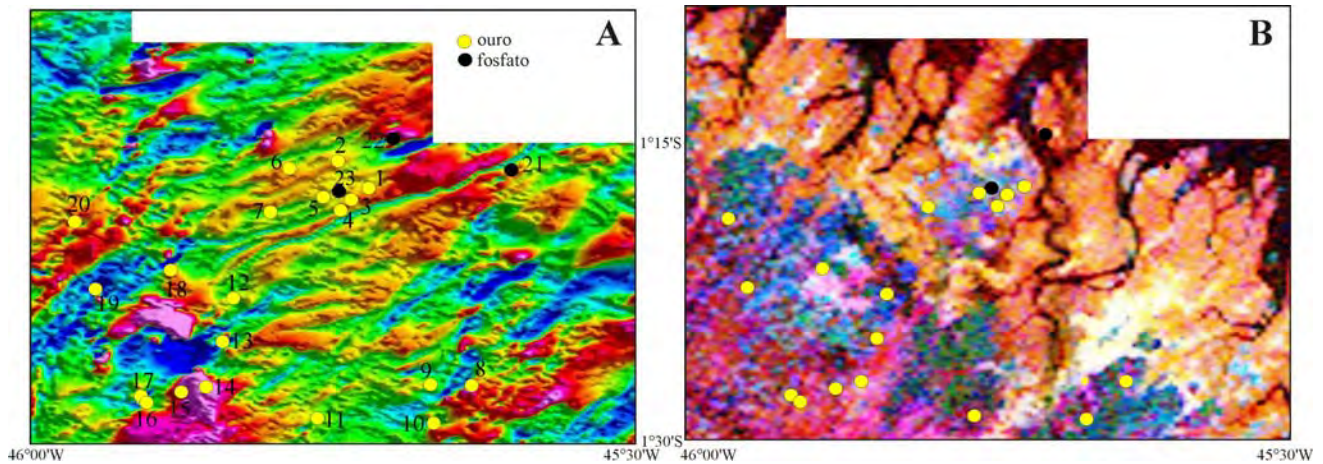


Figura 5 – Localização dos depósitos e ocorrências de ouro e fosfato do Cráton São Luís sobre mapas aerogeofísicos: (A) magnetométrico com relevo sombreado, (B) mapa de composição ternária RGB. Numeração dos depósitos conforme Figura 1B.

do por granitóides e coberto por extensa sedimentação costeira fanerozóica. Um grupo menor de ocorrências, em geral pouco conhecidas geologicamente, ocorre de forma esparsa em torno do distrito e onde predominam rochas da Suíte Intrusiva Tromai (Fig. 1B). Esses conjuntos hospedeiros foram metamorfizados na fácies xisto verde e interpretados como de ambiente de arco de ilha oceânico e suas bacias marginais, formados entre 2240 Ma e 2150 Ma (Klein *et al.* 2008b, 2009a).

O depósito de Piaba (Figs. 1B e 6) tornou-se a primeira mina empresarial no Cráton São Luís e entrou em operação no primeiro semestre de 2010. Embora represente o mais importante jazimento até o momento, alguns de seus atributos geológicos e sua gênese ainda não estão caracterizados. O depósito está hospedado pela Falha Piaba, sinistral e orientada segundo N70°E, com mergulho subvertical. Incluindo suas extensões para leste e oeste, o depósito estende-se por cerca de 2,9 km, com espessura média de 60 m (Mineração Aurizona S/A 2000, Mach & Clarke 2008).

As rochas encaixantes do minério (Figs. 6 e 7) pertencem à sequência metavulcano-sedimentar do Grupo Aurizona, de  $2240 \pm 5$  Ma (Klein & Moura 2001). Na área do depósito a sequência inclui xistos e metachert grafitosos, tufos, quartzo-sericita-clorita xistos e rochas máficas e ultramáficas. De acordo com Mineração Aurizona S/A (2000) essa sequência teria sido intrudida e “parcialmente assimilada” (*sic*) por corpos de granófiro com composição tonalítica a granodiorítica, que são os principais hospedeiros do minério aurífero. Essa rocha, datada por Klein *et al.* (2008a) tem idade de

$2214 \pm 3$  Ma, o que é compatível com seu suposto caráter intrusivo no Grupo Aurizona. Também segundo Mineração Aurizona S/A (2000) os granófiros foram subdivididos em função do tipo e intensidade da alteração hidrotermal: verde (clorita); cinza (grafita > 5%); cinzento (0,5 a 2% de grafita) e leucogranófiro. Contudo, Mach & Clarke (2008) não fazem referência a esses granófiros. Para esses autores as rochas hospedeiras do minério primário são andesito-basaltos e dioritos gra-

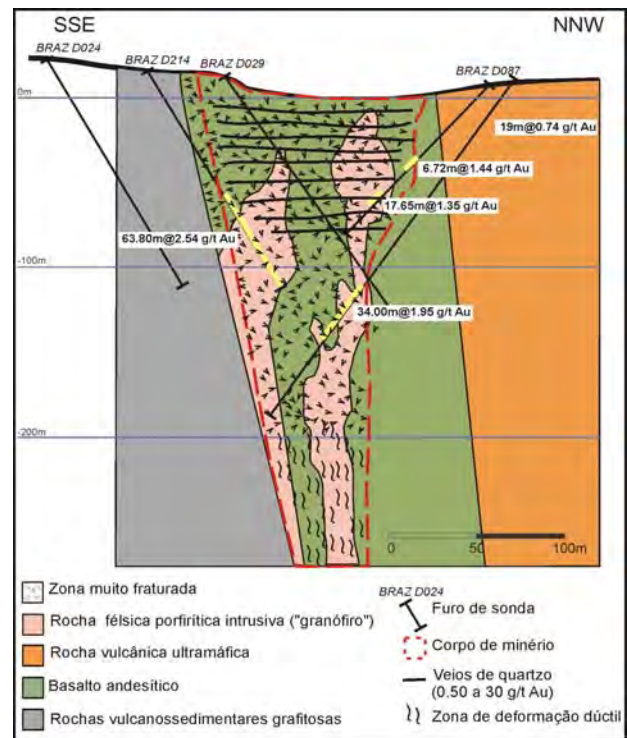


Figura 6 – Seção geológica do depósito de Piaba (modificado de Luna Gold Corp. 2009).

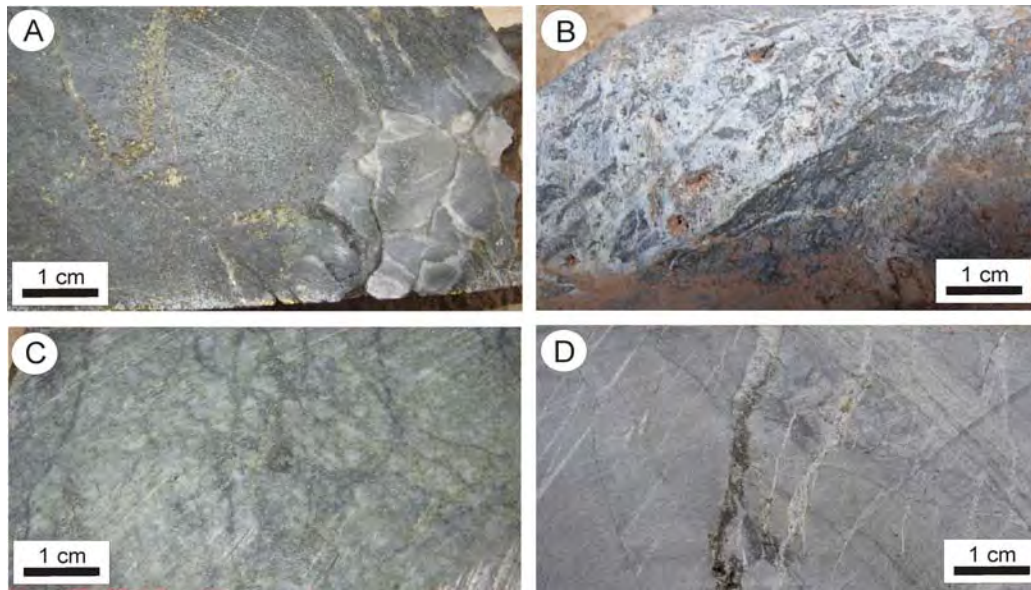


Figura 7 – Fotografias de testemunhos de sondagens do depósito de Piaba. (A) Granitóide fino cortado por veio de quartzo e com sulfetos disseminados e distribuídos em fraturas. (B) Granitóide rico em grafita disseminada, cortado por brecha quartzosa. (C) Granitóide silicificado com alteração clorítica(?) entre cristais de quartzo. (D) Tufo félsico da porção basal do depósito, cortado por vênulas de quartzo-sulfeto.

fitizados. Ainda, segundo os mesmos autores, o conjunto hospedeiro é limitado ao sul pelo bloco que corresponde ao piso da falha Piaba, sendo esse bloco composto por tufo e sedimentos grafitosos piritizados.

A zona mineralizada (Fig. 6) se associa com rochas fortemente alteradas, fraturadas e cortadas por veios de quartzo e se localiza de 10 a 30 m do contato inferior, ou piso da falha. No solo, os teores de ouro correlacionam com elevados teores de Cu e Zn. A alteração hidrotermal inclui cloritização, carbonatação, silicificação, sulfetação e suposta grafitização (Mach & Clarke 2008). Mineração Aurizona S/A (2000) descreve também sericitização e presença localizada de turmalina e ilmenita. Além de ocorrer nas rochas alteradas hidrotermalmente, o ouro possui estreita associação com dois tipos de veios: (1) veios de quartzo leitoso horizontais ou subhorizontais, fracamente ferruginizados ou sulfetados (pirita), altamente fraturados, sem halo hidrotermal significativo e comumente com ouro visível; (2) veios com halo de silicificação bem definido e que podem ou não conter um veio de quartzo central. O segundo tipo está geralmente boudinado e com distribuição *en echelon* (Mach & Clarke 2008).

Segundo Mach & Clarke (2008) a formação do depósito Piaba envolveria: (1) deposição de sedimentos tufáceos ricos em grafita, em ambiente anó-

xico raso, (2) rápida deposição de pacotes tufáceos mal selecionados proximais a um conduto vulcânico, (3) dobramento isoclinal e metamorfismo em fácies xisto verde, sendo a deformação acomodada pelo deslizamento das superfícies de acamamento em pacotes andesíticos, com camadas sedimentares mais espessas atuando como blocos mais rígidos, (4) intrusão de diorito e diques aplíticos, (5) tectonismo associado a célula hidrotermal que remobilizaria grafita dos sedimentos do piso da falha e introduziria essa grafita em andesitos ao longo de zona de falha, (6) disseminação de sulfetos, (7) colocação de veios de quartzo auríferos verticais e horizontais e redução dos fluidos mineralizadores por reação com a grafita, (8) colocação de veios auríferos sulfetados e cloríticos sulfetados e (9) remobilização do ouro em zonas de ruptura e ao longo dos contatos dos veios.

O perfil laterítico da área do depósito Piaba foi definido como do tipo imaturo (Souza 2001), composto por quartzo, caulinita, hematita, goethita, muscovita e paragonita. O caráter imaturo seria evidenciado pela presença de paragonita e caulinita e ausência de gibbsita. O ouro no perfil supergênico é residual e se dispersou mecanicamente nos horizontes mais superficiais do perfil, a partir dos veios de quartzo auríferos primários. Essa dispersão mecânica teria sido facilitada pela granu-

lometria grossa das partículas (>50 µm) que teria inibido a sua dissolução por soluções intempéricas. A porção lixiviada dos grãos foi reprecipitada como ouro livre (pepitas) próximo à superfície, na zona colúvio-eluvionar, e como grãos submicroscópicos em frações muito finas (<270#) do perfil, ou ainda, adsorvido a óxidos de ferro.

Não há estudos sobre a gênese do depósito primário de Piaba. Estudos isotópicos de reconhecimento e de inclusões fluidas foram efetuados apenas em ocorrências menores ao sul do Distrito Aurífero de Aurizona, como Caxias, Areal e Pedra de Fogo (Klein & Koppe 2000, Klein & Fuzikawa 2005, Klein *et al.* 2000, 2002, 2005b). Esses estudos revelaram que a mineralização ocorreu após o pico metamórfico e em caráter sin- a tardi-tectônico, com os corpos de minério controlados por falhas e zonas de cisalhamento dúctil discretas.

Os fluidos mineralizadores (Tabela 3) são aquo-carbônicos com proporções variáveis de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> e N<sub>2</sub>, moderadamente densos e de salinidade baixa a moderada (5-15 % em peso equivalente de NaCl). Esses fluidos depositaram o minério sob condições de temperatura e pressão entre 260° e 400°C e em torno de 2 kb, respectivamente. Isótopos de oxigênio e hidrogênio sugerem fontes metamórficas para os fluidos, enquanto que isótopos de carbono indicam fontes profundas (mantélica, magmática, metamórfica, ou combinação destas) e local envolvimento de componente orgânico. Em conjunto, os dados indicam que separação de fases e interações fluido-rocha foram os mecanismos mais importantes na desestabilização de complexos auríferos. Oxidação e resfriamento foram processos subordinados e localizados.

Considerando o condicionamento geológico similar, supõe-se que condições genéticas semelhantes podem ser inferidas em maior ou menor grau para Piaba. A idade absoluta da mineralização, entretanto, é ainda incerta. Os dados de isótopos de Ar em muscovita obtidos por Klein *et al.* (2008a) para três alvos mineralizados não são conclusivos. As idades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar obtidas são 1879 ± 18 Ma e 1920 ± 20 Ma para Areal e 1980 ± 20 Ma para Caxias e Micote. A idade obtida em Caxias é idêntica, dentro dos limites de erro analítico, à do microtonalito encaixante (1985 ± 4 Ma; Klein *et al.* 2002), Assim, a idade de colocação do Microtonalito Garimpo Caxias impõe um limite máximo para a idade da mineralização, pelo menos para essa ocorrência, em 1985 Ma, sendo que a mineraliza-

ção ocorreu pouco tempo após a cristalização do microtonalito. No caso de Areal e Micote, cujas unidades hospedeiras são muito mais antigas (2160 e 2240 Ma, respectivamente), os dados de Ar podem indicar a idade da mineralização, a idade de remobilização provocada por evento tectônico e/ou magmático posterior, ou idade de resfriamento. Além da intrusão do Microtonalito Garimpo Caxias, os outros episódios magmáticos tidos como pós-orogênicos na região incluem a intrusão do Granito Negra Velha e os derrames de lavas e rochas piroclásticas da Unidade Vulcânica Rosilha, ocorridos entre 2056 e 2076 Ma (Klein *et al.* 2008b, 2009a).

### Depósitos supergênicos de fosfato

A existência de jazimentos de fósforo no Cráton São Luís é conhecida pelo menos desde 1914, quando o primeiro depósito de bauxita fosforosa foi delimitado na Serra de Pirocaua (Porto 2006). São conhecidos pelo menos 12 jazimentos que se distribuem na região costeira do noroeste do Maranhão e do nordeste do Pará, cujas reservas não oficiais são estimadas em torno de 36 e 45 Mt, com teores variados de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> entre 0,8 e 29% (Fig. 1B, Tabela 2).

Os depósitos supergênicos de fosfato estão associados a perfis lateríticos maduros e autóctones formados no Eoceno-Oligoceno. Esses perfis ocorrem em pequenos platôs isolados com 20-90 m de altura e representam testemunhos de perfis lateríticos maduros (Costa 1991). As concentrações de fosfatos formaram-se pelo intemperismo de rochas metabásico-ultrabásicas, xistos e fillitos diversos, originalmente enriquecidos em fósforo (Oliveira & Costa 1984, Costa 1991). Essas rochas são atribuídas ao Grupo Aurizona, de idade paleoproterozóica (Klein *et al.* 2008a). O perfil típico dos depósitos envolve um delgado horizonte transicional (pálido) entre a rocha-mãe e o horizonte argiloso, o qual pode atingir até 30-50 m de espessura. Sobreposto ao horizonte argiloso encontra-se o horizonte de fosfatos de alumínio, com espessuras de 2 a 8 m (Costa 1991). Esse horizonte, no depósito da Serra do Pirocaua, é esbranquiçado ou amarelado, maciço a cavernoso e contém oólitos e pisólitos. O topo dos platôs é coberto por blocos de crosta ferruginosa marrom escura que também pode conter fosfato. Os minerais de fosfato compreendem crandalita-goyazita, variscita,



wardita, augelita e senegalita.

No depósito de Itacupim o perfil desenvolveu-se sobre rocha básica caracterizada como apatita-hornblendito, que seria o produto do metamorfismo de um apatita-piroxenito. Da base para o topo, o perfil é composto por um horizonte de transição, com 3 m de espessura, que mantém as principais características da rocha mãe; horizonte caulínico, com 15 m de espessura; horizonte fosfático com espessura de 7 m e crosta ferruginosa com 2 m de espessura (Oliveira & Schwab 1980).

Os fosfatos naturais são passíveis de utilização como fertilizante de solos, mas somente após tratamento que aumente a sua eficiência agrônômica com o aumento da solubilidade do fósforo (Silverol *et al.* 2006). Estudos já foram realizados nos fosfatos aluminosos dos depósitos de Pirocaua e Trauíra, indicando que os mesmos possuem eficiência agrônômica moderada, justamente pela presença do alumínio insolúvel (Oliveira & Costa 1984 e suas referências; Kliemann & Lima 2001).

## METALOGENIA DO CINTURÃO GURUPI

### Depósitos orogênicos de ouro

Os depósitos de ouro orogênico do Cinturão

Gurupi concentram-se ao longo da Zona de Cisalhamento Tentugal, noroeste do Maranhão e nordeste do Pará (Fig. 3). Assim como no Cráton São Luís, a existência de ouro neste domínio é conhecida desde o século XVII e a garimpagem opera de modo intermitente desde então, em aluviões, saprólitos, veios de quartzo em saprólitos e coberturas lateríticas. Várias dezenas de ocorrências e alguns depósitos são conhecidos. A descoberta empresarial dos depósitos iniciou, pelo menos na década de 40 do século passado, com Cachoeira. Chega Tudo e Cipoeiro foram descobertos em 1995 e 1996, respectivamente, com uso de mapeamento geológico, interpretação de sensores remotos, aerogeofísica e mais de 78.000 m de sondagem (Torresini 2000, Clark & Stone 2009). Serrinha, Montes Áureos e Cedral também são historicamente conhecidos e outros alvos, como Ubinzal, passaram a ser explorados na presente década.

As reservas dos depósitos do Cinturão Gurupi foram dimensionadas apenas parcialmente. Clark & Stone (2009) reportam recursos de 65,3 t de ouro em Cipoeiro e 32,5 t de ouro em Chega Tudo, ambos com teores próximos a 1,0 g/t (Tabela 1). Cachoeira tem recursos de cerca de 22 t de ouro (referências primárias em Klein *et al.* 2006a) (Ta-

Tabela 4 – Aspectos geológicos e propriedades físico-químicas dos principais depósitos de ouro orogênico do Cinturão Gurupi.

depósito	Cachoeira	Chega Tudo	Serrinha	Montes Áureos	Cipoeiro
unidade hospedeira	Fm. Chega Tudo	Fm. Chega Tudo	Fm. Chega Tudo	Fm. Chega Tudo	Suite Intrusiva Tromai
rocha encaixante	Fm. Igarapé de Areia vulcânicas máficas e félsicas, tufos, filitos carbonosos, matarenitos	Fm. Igarapé de Areia dacito pórfiro (riolito, andesito, vulcanoclásticas), matarenito	grafita xisto	xistos pelíticos e carbonosos, riolitos e dacitos	tonalito
idade da encaixante (Ma)	2160	2160 <2100	2160	2160	2148
estrutura hospedeira	ze N-S	ze NW-SE	ze NW-SE	ze NW-SE	splay N-S
estilo estrutural	veios e disseminações	veios e disseminações	veios e disseminações	veios e disseminações	veios e disseminações
mineralogia hidrotermal	qz, dol, ser, chl	qz, cc, ser, chl	qz, cc, dol	qz	qz, cc, ab, chl, fen
mineralogia de minério	py, aspy (gal, sph, cpy)	py, aspy, cpy (gal, sph)	py	aspy, py (cpy)	py
associação geoquímica	Au, Ag, As, Bi	ver gil	nd	nd	nd
teor (g/t)	1,7 a 4,4	0,98	nd	nd	1,51
reserva (t Au)	20	26,6	nd	nd	60,4
composição do fluido	nd	1) CO <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub> -H <sub>2</sub> O-NaCl 2) CO <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O-NaCl	CO <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub> -N <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O-NaCl	CO <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub> -H <sub>2</sub> O-NaCl-MgCl/FeCl <sub>2</sub>	nd
XCO <sub>2</sub> / XCH <sub>4</sub> / XN <sub>2</sub> (mol %)	nd	1) 12-22 / <6 / 0 2) 11-13 / 0 / 0	18-33 / <2 / <4	nd	nd
peso % NaCl equiv.	nd	1) 5,8 2) 1,6 a 2,5	4,5	2,8	nd
densidade global (g/cm <sup>3</sup> )	nd	1) 0,83-0,96 2) 0,93-0,96	0,89 a 0,94	0,69 a 0,89	nd
T (°C)	272-383	1) 340-370 2) 330-340	310-335	260-350	305
P (kbar)	nd	nd	1,3 a 3,0	1,3 a 2,8	nd
log fO <sub>2</sub>	nd	1) -28,7 a -30,5 2) -30,5 a -31,5	-28,5 a -31,0	nd	nd
δ <sup>18</sup> O <sub>120</sub> (‰)	+6,2 a +12,4	1) +7,9 a +9,4 2) +5,3 a +7,2	+6,2 a +8,4	nd	+2,4 a +5,7
δD <sub>120</sub> (‰)	-16 a -28	1) -29 a -37 2) -12 a -30	-19 a -80	nd	-20 a -43
fonte do fluido	metamórfica	metamórfica	metamórfica ou magmática ou mantélica	nd	metamórfica
δ <sup>13</sup> C carbonato;	-11,5 a -13,6	1) nd 2) -3,8	-14,2 a -15,7	nd	-2,1 a -4,2
δ <sup>13</sup> C <sub>110</sub> (‰)	-9,5 a -12,7	1) -6,9 2) -24,1	-17,6	nd	-10,7
δ <sup>34</sup> S sulfeto (‰)	+0,6 a +5,5	1) nd	-2,6 a -7,9	nd	-0,1 a +0,6
referências	1,2	2) -1 a -0,2 3	4	5	6

Fonte das referências. 1: Klein et al. (2005a), 2: Klein & Lopes (2009), 3: Klein et al. (2008c), 4: Klein et al. (2006a), 5: Yamaguti & Villas (2003), 6) Klein et al. 2007.

Abreviaturas: qz: quartzo, cc: calcita, chl: clorita, ser: sericita, ep: epidoto, fen: fengita, py: pirita, sph: esfalerita cpy: calcopirita, (minerais entre parênteses são subordinados), ze: zona de cisalhamento, tr: traços; nd – não determinado ou não disponível.

bela 1).

Os depósitos de ouro orogênico do Cinturão Gurupi (Tabela 4, Fig. 3) possuem controles estrutural e litoestratigráfico bastante evidentes. Estão distribuídos, com raras exceções, ao longo da Zona de Cisalhamento Tentugal, vasto corredor de orientação NW-SE que ocorre na zona limítrofe entre o cinturão e o Cráton São Luís, o que é relativamente bem observado nos mapas aerogeofísicos (Fig. 8), e estão encaixados principalmente em estruturas que seccionam a sequência metavulcanossedimentar da Formação Chega Tudo, de 2160 Ma. Secundariamente, há ocorrências e depósitos encaixados em estruturas que cortam granitóides da Suíte Intrusiva Tromai (2160-2147 Ma), gabros da Suíte Intrusiva Ubinzal (provavelmente paleoproterozóica) e arenitos da Formação Igarapé de Areia (<2100 Ma).

A área de ocorrência da Formação Chega Tudo praticamente se confunde com a da Zona de Cisalhamento Tentugal. O contraste reológico entre

essa formação e as unidades ortoderivadas adjacentes (Suíte Intrusiva Tromai e Complexo Itapeva) parece ter condicionado a concentração da deformação nas rochas mais competentes da Formação Chega Tudo (Ribeiro 2002), o que facilitou uma maior percolação de fluidos pelas mesmas. Essa é, possivelmente, a causa do predomínio de depósitos encaixados em rochas desta formação.

Os depósitos associados com a Formação Chega Tudo (Cachoeira, Chega Tudo, Serrinha, Montes Áureos) tem como principais rochas encaixantes dacitos, basaltos e xistos grafitosos. Riolitos, andesitos, rochas vulcanoclásticas e xistos pelíticos ocorrem em menor quantidade. Essas rochas foram metamorfisadas em fácies xisto verde, podendo atingir a transição xisto verde-anfibolito (p. ex., Yamaguti & Villas 2003). Metarenitos da Formação Igarapé de Areia, intimamente associados com a Formação Chega Tudo, também estão mineralizados em Cachoeira, nas imediações de Chega Tudo e em Sequeiro.

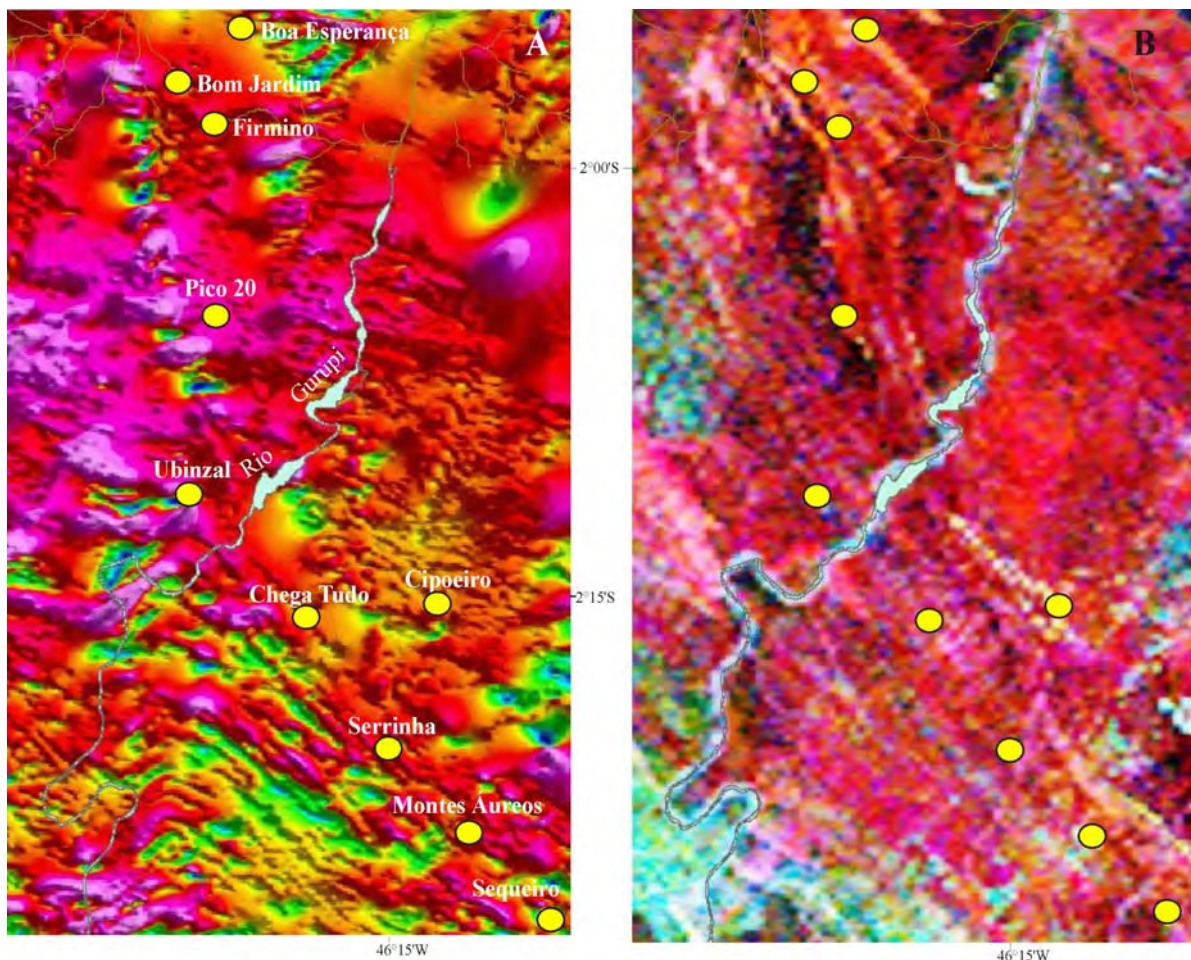


Figura 8 – Localização dos depósitos de magnetitos e ocorrências de ouro da porção sudeste do Cinturão Gurupi sobre mapas aerogeofísicos: (A) magnetométrico com relevo sombreado, (B) mapa de composição ternária RGB.

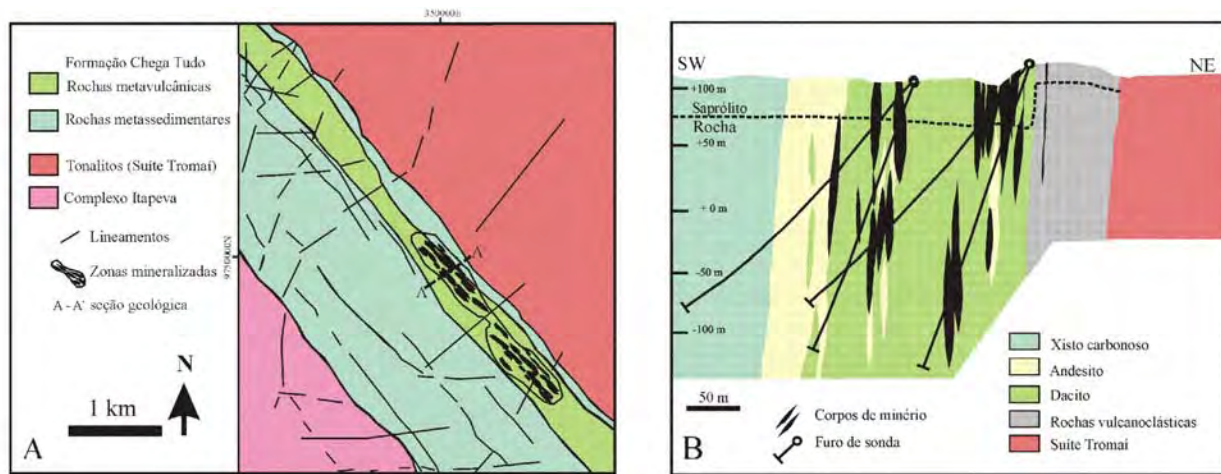


Figura 9 – (A) Mapa geológico e (B) seção geológica do depósito aurífero Chegá Tudo (modificado de Torresini 2000 e Ribeiro 2002).

Os corpos de minério tendem a ser paralelos à estruturação das rochas encaixantes supracrustais (Fig. 9). São descontínuos, subverticais, estirados e com formas cilíndricas ou lenticulares. Dois estilos de mineralização são comuns a todos os depósitos: (1) veios ou conjuntos de veios de quartzo de espessura e comprimento variáveis e (2) conjuntos de vênulas de quartzo-carbonato-sulfeto e disseminações nas rochas hospedeiras circundantes alteradas hidrotermalmente. Esses estilos ocorrem tanto paralelos à foliação como de forma discordante (Bettencourt *et al.* 1991, Torresini 2000, Ribeiro 2002, Yamaguti & Villas 2003, Klein *et al.* 2005a, 2006a, 2007, 2008c).

Os veios de quartzo apresentam ouro livre e são geralmente pobres em sulfetos. A mineralização em vênulas e disseminada, além do ouro livre, apresenta ouro depositado em microfraturas nos sulfetos e no quartzo, nos contatos intergranulares e como elemento traço em sulfetos, principalmente pirita e arsenopirita (Fig. 10).

Em Chegá Tudo, a alteração hidrotermal superpõe-se às paragêneses metamórficas, o que é indicado pela venulação, cristalização sintectônica de minerais em planos de foliação, texturas de substituição e destruição, aumento na proporção dos minerais de alteração e desenvolvimento de *bleached zones* (Fig. 10). A assembléia hidrotermal é composta por proporções variáveis de quartzo, clorita, mica branca, calcita, minerais de sulfeto e ouro. Pirita, com traços de Au, Bi, As, Sb e Te, é o sulfeto predominante. Calcopirita é fase subordinada, mas importante, pois ocorre em associação com ouro em fraturas da pirita, enquanto que es-

falerita e galena ocorrem como inclusões na pirita (Klein *et al.* 2008c).

De acordo com Klein *et al.* (2008c) o ouro associado a sulfetos foi depositado a 340°-370°C, a partir de fluido do sistema CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl com salinidade média de 5,8 % em peso equivalente de NaCl, contendo 12-22 mol% de CO<sub>2</sub> e menos de 6 moles% de CH<sub>4</sub>. Os valores de δ<sup>18</sup>O e δD do fluido, respectivamente +7,9 a +9,4 per mil e -29 a -37 per mil, indicam fonte metamórfica para o mesmo. Isótopos de carbono mostram valores contrastantes de δ<sup>13</sup>C no fluido aquo-carbônico (-24,1 per mil) e na calcita (-3,8 per mil). O primeiro foi interpretado como sendo de origem orgânica e adquirido no local de deposição por reação com carbono orgânico de xistos grafitosos, comuns na estratigrafia da Formação Chegá Tudo, e o segundo como de origem crustal.

Segundo Klein *et al.* (2008c), o segundo fluido, responsável pela deposição do ouro livre em veios e parte do minério mais profundo do depósito, próximo ao contato entre as rochas encaixantes vulcânicas e a rochas sedimentares fracamente mineralizadas, depositou o ouro em condições de temperatura ligeiramente inferiores, entre 330° e 340°C. Esse fluido pertence ao sistema CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl e possui salinidade entre 1,6 e 2,5 % em peso de NaCl equivalente e contém 11-13 moles % de CO<sub>2</sub>. Os valores de δ<sup>18</sup>O e δD do fluido, respectivamente +5,3 a +7,2 per mil e -12 a -30 per mil, também indicam origem metamórfica, enquanto que o valor de δ<sup>13</sup>C do fluido aquo-carbônico de -6,9 per mil sugere fonte mantélica para o carbono.

A combinação de dados geológicos, petrográfi-

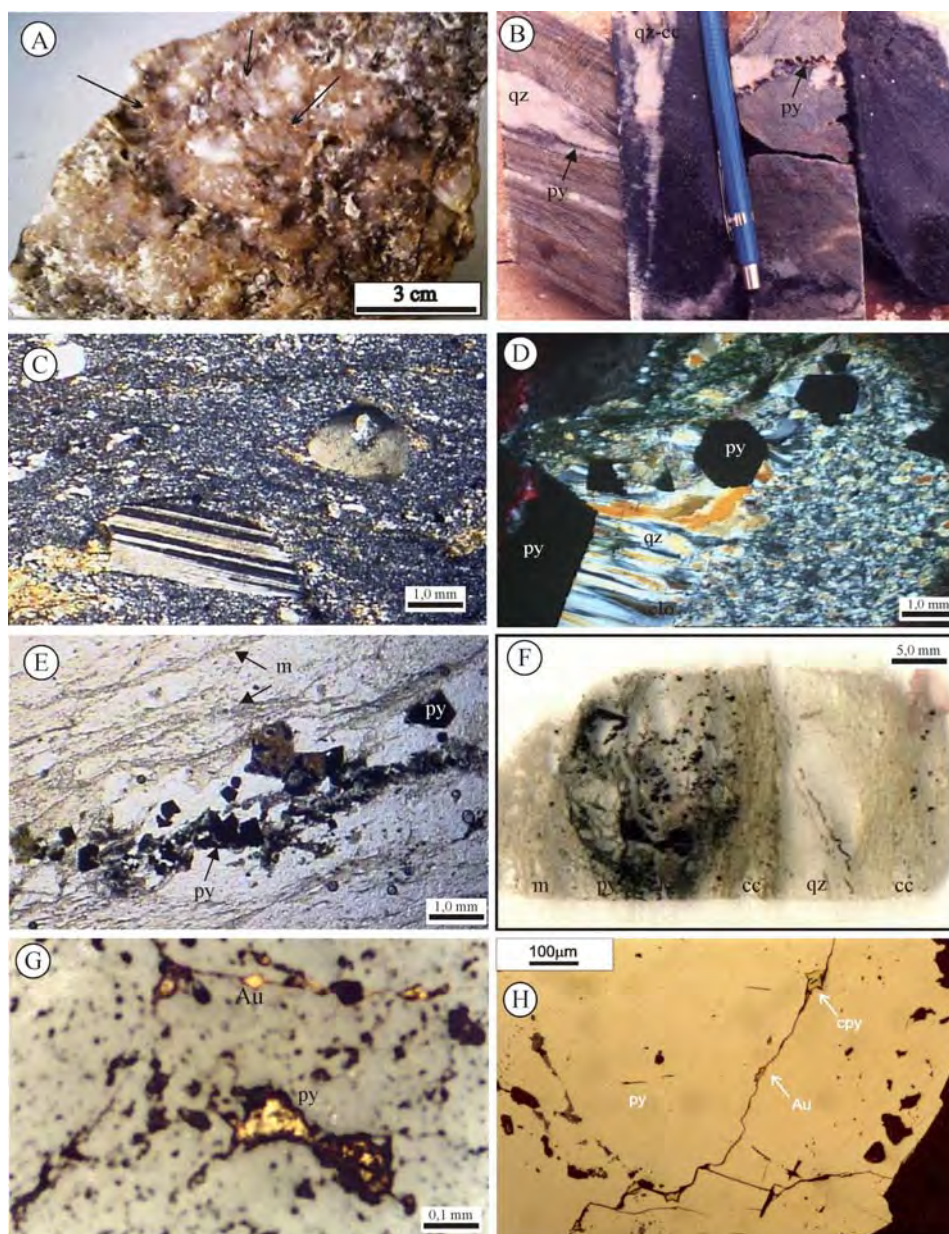


Figura 10 – Aspectos da mineralização aurífera no depósito de Chega Tudo. (A) Veio de quartzo maciço, com partículas de ouro livre (setas). (B) Vênulas de quartzo e quartzo carbonato cortando riódacito e dacito. Os sulfetos se distribuem em fraturas, na foliação e como disseminação. (C) Fotomicrografia de dacito deformado, mostrando porfiroclastos de plagioclásio e quartzo em matriz milonítica sulfetada. (D) Fotomicrografia de cristal de pirita com quartzo e clorita intercrescidos em sombras de pressão. (E) Vênula de quartzo deformado com cordões de pirita aurífera e alinhamentos de muscovita que definem a foliação. (F) Seção polida mostrando zoneamento da alteração hidrotermal. (G) Fotomicrografia de cristal de quartzo de veio com partículas de ouro e pirita em fratura. (H) Fotomicrografia de cristal de pirita com ouro e calcopirita em fratura. Abreviaturas: Au: ouro, cc: calcita, cpy: calcopirita, clo: clorita, m: muscovita, py: pirita, qz: quartzo.

cos, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis levou Klein *et al.* (2008c) a interpretar a gênese dos dois estilos de mineralização em Chega Tudo como produto da combinação de imiscibilidade de fluidos, reações fluido-rocha (sulfetação e carbonatação) e, provavelmente, mistura de fluidos. Esses processos teriam ocorrido em dois estágios distintos dentro de um mesmo evento mineraliza-

dor associados com circulação de fluidos dentro e em torno de zona de cisalhamento ativa e sob condições de pressão variáveis (Fig. 11). Não se pode descartar, contudo, que dois eventos separados no tempo tenham ocorrido.

Os depósitos associados com granitóides da Suíte Intrusiva Tromai tem em Cipoeiro seu representante mais conhecido. A rocha hospedeira do

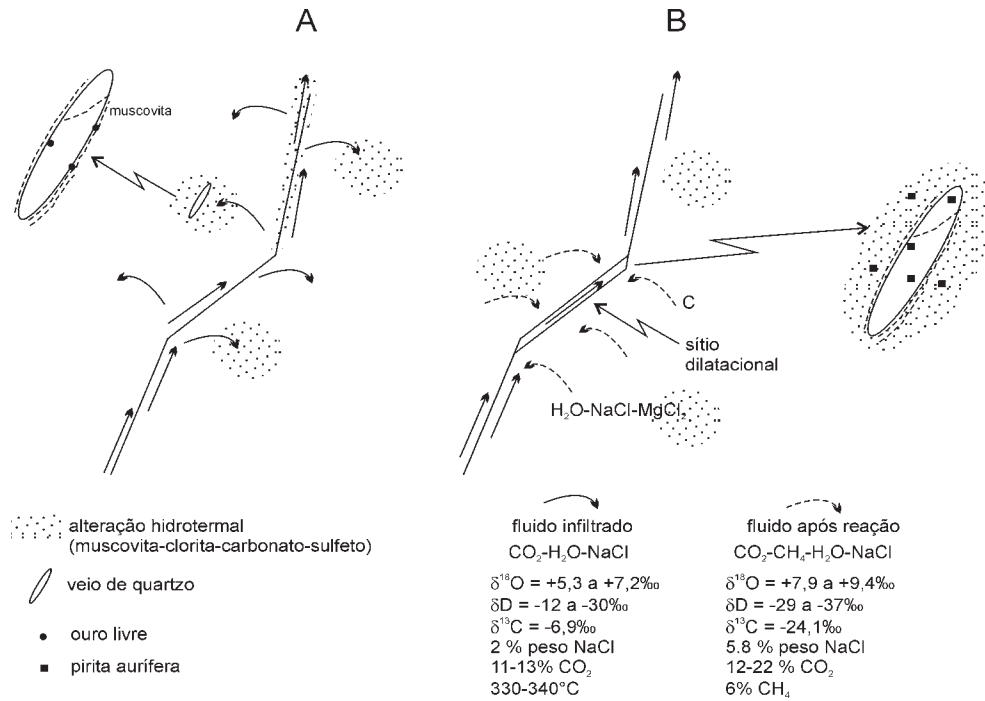


Figura 11 – Perfil esquemático e sem escala mostrando possíveis mecanismos de migração dos fluidos responsáveis pela mineralização em depósitos orogênicos do Cinturão Gurupi associados à Formação Chega Tudo. (A) Migração ascendente e escape de fluido de fonte profunda ao longo de estrutura (antes de movimentação), alteração da rocha encaixante e deposição de ouro livre; (B) Migração ascendente do mesmo fluido imediatamente após a movimentação da falha e retorno do fluido que reagiu com a rocha encaixante para dentro da estrutura, com venulação e deposição de ouro em sulfetos (segundo Klein et al. 2008c).

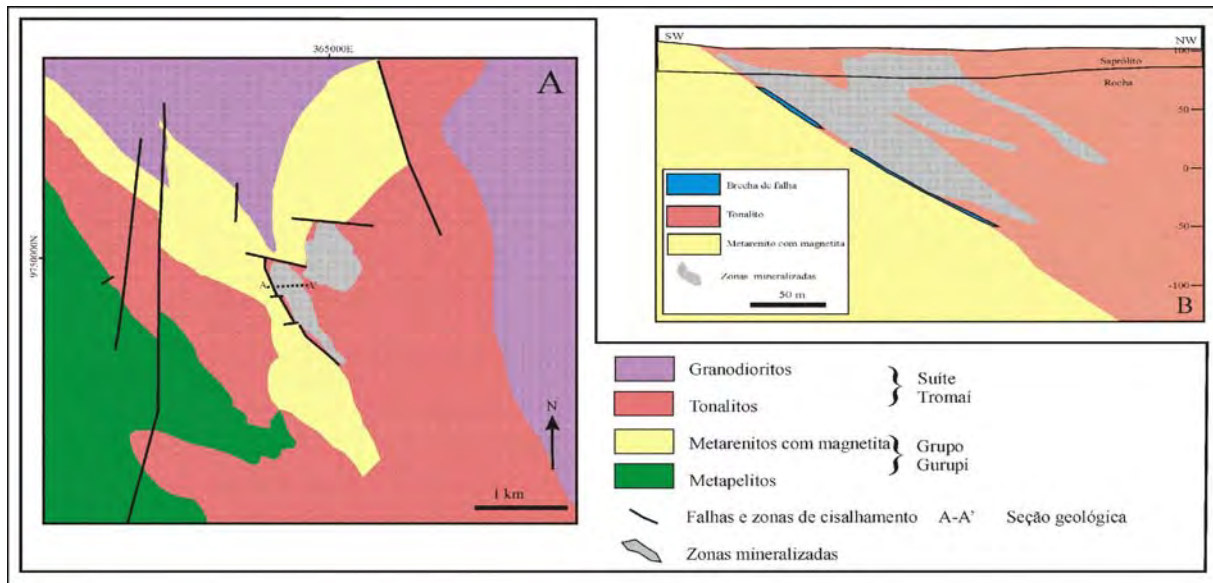


Figura 12 – (A) Mapa geológico e (B) seção geológica do depósito aurífero Cipoeiro (modificado de Torresini 2000 e Ribeiro 2002).

minério em Cipoeiro é um tonalito com intensidades variadas de deformação e alteração hidrotermal. O minério está distribuído em várias zonas cisalhadas no tonalito, onde o mesmo faz contato por falha com sequência metassedimentar (Fig. 12) composta por arenitos ricos em magnetita, além

de metapelitos e lentes de conglomerado. O minério está restrito ao tonalito no teto da falha (Torresini 2000, Ribeiro 2002). A sequência sedimentar é atribuída à Formação Igarapé de Areia (Klein & Lopes 2009, 2010). A estrutura hospedeira possui orientação NW-SE e foi associada por Ribeiro

(2002) à Zona de Cisalhamento Tentugal.

Segundo Klein *et al.* (2007), Cipoeiro contém dois estilos de mineralização, em veios e disseminada, à semelhança com os depósitos associados com a Formação Chega Tudo. Os veios de quartzo estão fortemente recristalizados, tendo sido depositados cedo na história evolutiva do depósito. Na mineralização disseminada, a alteração hidrotermal apresenta composição homogênea ao longo de pelo menos 100 m de profundidade, sendo constituída por quartzo, clorita, calcita, fengita, albita e pirita. O ouro é raramente visível. Seus maiores teores estão associados a maiores concentrações de pirita e vênulas de quartzo-carbonato e foi depositado em microfaturas e estruturas rúpteis-dúcteis de pequena escala, indicando caráter tardi-tectônico de sua precipitação (Ribeiro 2002, Klein *et al.* 2007).

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  do fluido mineralizador, respectivamente  $+2,4$  a  $+5,7$  ‰ e  $-20$  a  $-43$  ‰, indicam fonte metamórfica. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  do  $\text{CO}_2$  do fluido variam de  $-3,9$  a  $-10,7$  ‰ e o de  $\delta^{34}\text{S}$  do sulfeto situa-se em torno de  $0$  ‰. Esses valores não são diagnósticos de fonte única e são compatíveis com origem mantélica, magmática ou de reservatório crustal. A temperatura de deposição do minério, estimada a partir da composição química da clorita hidrotermal, situa-se em torno de  $305 \pm 15^\circ\text{C}$  (Klein *et al.* 2007).

A idade absoluta dos depósitos de ouro orogênico do Cinturão Gurupi ainda é desconhecida. Os dados geológicos tendem a indicar mineralização no Paleoproterozóico, incluindo o fato de que todos os depósitos conhecidos estão hospedados em rochas do Paleoproterozóico. Contudo, essas rochas sofreram maior ou menor influência de eventos termo-tectônicos no Neoproterozóico. Dados geocronológicos em minério são escassos e restritos ao depósito de Cachoeira. A composição isotópica do Pb em sulfetos deste depósito indica idades modelo entre 2035 e 1816 Ma para a pirita e entre 840 a 588 Ma para a arsenopirita (Klein *et al.* 2006b, 2009b). Diante disso, as possibilidades que devem ser consideradas são: (1) a mineralização é paleoproterozóica e foi afetada (incluindo remobilização) no Neoproterozóico; (2) há duas épocas metalogenéticas, uma ocorrida no Paleoproterozóico, outra no Neoproterozóico; (3) a mineralização ocorreu no Neoproterozóico e os dados em pirita refletiriam Pb de fonte paleoproterozóica incorporado nos minerais durante a mine-

ralização. A possibilidade mais consistente é, aparentemente, a primeira.

### Depósitos de ouro em paleoplacer

A presença de ocorrências de ouro em paleoplacer na região do Gurupi é conhecida por mineradoras pelo menos desde o final da década de 1990, inclusive com pequenos depósitos dimensionados por trabalhos de sondagem (E.P. Viglio, comunicação verbal), embora não haja literatura a respeito.

Sabe-se da existência desse tipo de mineralização (Fig. 3) no garimpo Firmino, onde o ouro está contido em arenito grosso e mal selecionado (Azevedo 2003), e nas áreas Pico 20 e Boa Esperança, com ouro detrítico contido em conglomerado monomítico (Klein & Lopes 2009). Essas rochas hospedeiras são atribuídas à Formação Igarapé de Areia (Klein & Lopes 2009).

De acordo com Klein & Lopes (2009, 2010) a Formação Igarapé de Areia ocorre em faixas estreitas e alongadas segundo as orientações NW-SE (predominante) a N-S, ao longo da Zona de Cisalhamento Tentugal e em íntima associação com a Formação Chega Tudo (2160 Ma) e talvez com o Grupo Gurupi (imbricação tectônica?). As estruturas sedimentares primárias encontram-se sempre preservadas e o metamorfismo, quando existente, é de grau muito baixo. Essas estruturas possuem mergulhos variados, de suaves a verticais, dependendo da sua posição em relação a estruturas tectônicas maiores. A unidade é relativamente bem caracterizada em mapas aerogeofísicos. Nos mapas gamaespectrométricos mostra valores moderados a relativamente elevados (sobretudo nas cristas) na contagem total dos elementos, nos canais de K e Th e no mapa ternário (Fig. 8B).

A unidade é composta por pelo menos três associações de litofácies: (A) intercalações de conglomerados predominantemente monomíticos com arenito grosso e quartzo arenito sericítico; (B) arenito grosso com estratificações cruzada e plano-paralela marcadas por magnetita e ilmenita com intercalações de pelitos e (C) conglomerados e arenito conglomerático com estratificações cruzada e acanalada em contato brusco concordante com xistos siltico-argilosos que podem ou não fazer parte desta associação. A associação de litofácies indica sistema fluvial de alta mobilidade e energia (Klein & Lopes 2009) e dados geoquími-

cos preliminares (Teixeira *et al.* 2007) sugerem ambiente de margem continental passiva e proveniência sedimentar quartzosa para arenitos da área tipo.

A idade da Formação Igarapé de Areia é estimada a partir de dados geocronológicos em zircão detrítico de amostras de arenitos dos depósitos de Cachoeira e Cipoeiro (E.L. Klein, inédito) e da área tipo da unidade (Teixeira *et al.* 2007). Essas informações indicam que a deposição ocorreu no máximo há 2110 Ma.

Além da mineralização detrítica, observações preliminares indicam a presença de alteração hidrotermal superposta às rochas sedimentares em Pico 20 e Boa Esperança (Klein & Lopes 2009) e de mineralização epigenética no depósito de Cachoeira (Klein *et al.* 2005a). Há ainda, indícios de mineralização hidrotermal em Cipoeiro e Sequeiro (Klein & Lopes 2009). Esse conjunto de dados levou Klein & Lopes (2009) a sugerir a semelhança entre a mineralização aurífera na Formação Igarapé de Areia com o tipo Tarkwa do Cráton Oeste-Africano (p. ex., Pigois *et al.* 2003).

### **Depósitos supergênicos de fosfatos**

Dois depósitos de fosfatos aluminosos lateríticos com características, gênese e idade similares aos descritos para o Fragmento Cratônico São Luís são também conhecidos no Cinturão Gurupi (Fig. 3, Tabela 2). O depósito de Cansa Perna ocorre junto ao depósito aurífero de Cachoeira. Esse depósito conta com menos de 100.000 t de minério com teor de 25% em peso de  $P_2O_5$  (Oliveira & Costa 1984). O depósito de Sapucaia, com reserva de 1,5 Mt, ocorre em meio à cobertura cenozóica, entretanto é considerado como desenvolvido sobre rochas originalmente associadas ao Cinturão Gurupi, representando a ocorrência uma janela desse cinturão (Carvalho *et al.* 2004).

O depósito de Cansa Perna localiza-se imediatamente a norte da cidade de Cachoeira do Piriá e ocupa o topo de uma elevação de orientação norte-sul. Nesse depósito, Costa (1978) identificou quatro níveis, da base para o topo, fundamentando-se em características mineralógicas e texturais. O nível D, basal, corresponde a metassiltitos e filitos (Grupo Gurupi ou Formação Chega Tudo?). O nível C é composto por solos de coloração variada oriundos da alteração do nível subjacente, com o qual mostra contato gradacional, e já con-

tém concentrações de fosfatos de alumínio (até 7% em peso de  $P_2O_5$ ). No topo desse nível são encontrados nódulos vermelhos e roxos. O nível B é o principal hospedeiro da mineralização fosfática (média 16% em peso de  $P_2O_5$ ) e contém também óxidos-hidróxidos de ferro. Esse nível, com espessura entre 3 e 10 m, tem aspecto brechóide e apresenta nódulos maciços ou vesiculares, de várias cores, cimentado por material amarelado. O nível A, superior, não é tão bem definido como os demais e é formado por crosta amarelada maciça ou vesicular, com fragmentos irregulares vermelhos cimentados por material fosfático amarelo. A variscita é o mineral de minério em Cansa Perna e é branca-amarelada maciça e dura, ou terrosa e mole, isotrópica, podendo ser cortada por vênulas de crandalita e wavelita (Costa 1978).

Segundo Costa (1978) os fosfatos aluminosos de Cansa Perna são também enriquecidos em Sr e Rb, além de ETR, Ba, Zr, Nb, Y, V, Ga, Sc e U, o que torna esses elementos importantes na prospecção de jazimentos similares.

### **Depósitos de fosfato de origem sedimentar/hidrotermal**

Pequenos jazimentos de fosfato hidrotermal ocorrem nas imediações de Santa Luzia do Pará, na porção noroeste do Cinturão Gurupi (Fig. 3). Em conjunto, possuem recursos estimados inferiores a 100.000 t de minério com 16% em peso de  $P_2O_5$  (Oliveira & Costa 1984).

O fosfato hidrotermal ocorre em veios e vênulas que preenchem fraturas ou formam pequenas disseminações em quartzitos, filitos, xistos e brechas do Grupo Gurupi, embora seja melhor exposto na porção supergênica do terreno. Os veios, alguns com direção  $N70^\circ W$ , possuem espessura entre 30 cm e 2 m e formam zonas mineralizada de até 80 m de largura, sem que se conheçam as outras dimensões. A composição mineralógica é variada em diferentes jazimentos: veios e brechas de quartzo e crandalita fibro-radiada; vênulas de wavelita; variscita (Oliveira 1977, Costa 1985, Klein & Lopes, inédito).

A origem hidrotermal do fosfato é atribuída à remobilização pós-diagenética de fosfato sedimentar. Oliveira (1977), mediante o controle estratigráfico da crandalita, considerou a origem dos fosfatos por alteração de apatita sedimentar supostamente presente nos metamorfitos do Grupo Gu-

rupi. Os veios e brechas seriam produtos de re-mobilização por tectonismo. Costa (1985) sugere adsorção do fósforo em argilo-minerais e matéria orgânica durante sedimentação e cristalização como wavelita e variscita na diagênese, os quais, por metamorfismo seriam solubilizados e cristalizariam em veios hidrotermais de quartzo como crandalita, wavelita e variscita.

**SUMÁRIO CONCLUSIVO**

Cráton São Luís e Cinturão Gurupi são unida-

des geotectônicas com evolução principal no Paleoproterozóico e Neoproterozóico, respectivamente. Ambas apresentam o ouro como principal recurso mineral conhecido, seguido de fosfato. Os depósitos de ouro, em sua maioria, apresentam características geológicas e genéticas consistentes com as da classe de depósitos orogênicos. Subordinadamente ocorre ouro em paleoplacer, além de depósitos supergênicos e aluvionares. Os depósitos de fosfato aluminoso são predominantemente supergênicos, gerados a partir de rochas metavulcanossedimentares originalmente ricas em

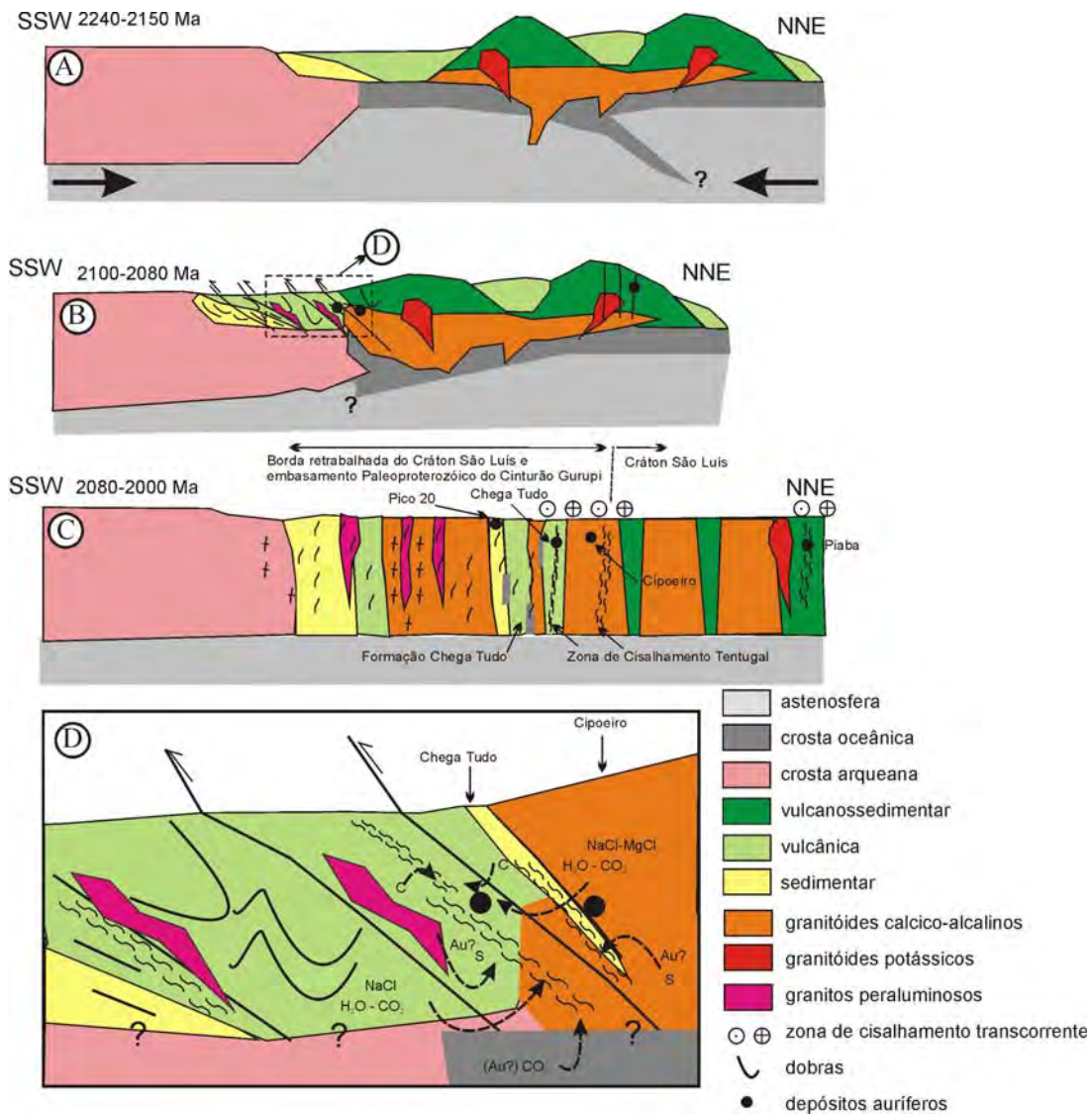


Figura 13 – Seção esquemática sem escala da evolução geodinâmica do Cráton São Luís e da porção paleoproterozóica do Cinturão Gurupi durante a orogenia paleoproterozóica (vide também a Fig. 2), localização e modelo de geração dos depósitos de ouro orogênicos. (A) fase acrescionária: formação de arcos de ilhas intraoceânicos, subducção, magmatismo cálcico-alcálico e retrabalhamento constante do arco; (B) fase colisional: acreção de terrenos juvenis a um suposto bloco arqueano, espessamento crustal, metamorfismo e magmatismo peraluminoso; (C) tectônica transcorrente e mineralização aurífera; (D) detalhe da porção mineralizada do Cinturão Gurupi mostrando a posição dos depósitos Chega Tudo e Cipoeiro e possíveis fontes e trajetórias de fluidos e solutos (modificado de Klein et al. 2008c).



fósforo. Depósitos de fosfato hidrotermal (sedimentar remobilizado) são subordinados.

São caracterizadas pelo menos três épocas metalogenéticas. A primeira é de idade paleoproterozóica e foi responsável pela geração dos depósitos orogênicos de ouro do Cráton São Luís e, provavelmente, do Cinturão Gurupi, na porção re-trabalhada da borda do cráton (Fig. 13). Não há dado conclusivo sobre a idade absoluta desta época, havendo pelo menos um depósito (Caxias) formado após 1985 Ma. Considerando o caráter pós-metamórfico da mineralização e que o metamorfismo paleoproterozóico, estimado a partir do extenso magmatismo peraluminoso, ocorreu entre 2100-2080 Ma, esse período baliza a idade máxima para o evento. Provavelmente nessa mesma época metalogenética se deu a formação dos depósitos em paleoplacer da Formação Igarapé de Areia.

A segunda época é de idade Neoproterozóica. Não há certeza quanto à intensidade dos eventos nessa época, nem quanto à idade absoluta da mesma, que está registrada, pelo menos, no depósito de Cachoeira. Também o metamorfismo e deformação, ocorridos entre 624 e 549 Ma, parecem balizar a época da mineralização (remobilização?) aurífera, incluindo também a formação dos depósitos hidrotermais de fosfato.

A terceira época metalogenética não se relaciona com a evolução orogênica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, mas com os processos supergênicos associados à extensa lateritização do Eoceno-Oligoceno que afetou as rochas dessas unidades geotectônicas. A essa época se relacionam os depósitos de fosfatos aluminosos.

**Agradecimentos** Aos editores pelo convite à redação desta síntese. Diversos pesquisadores têm colaborado ao longo de uma década para o avanço do conhecimento geológico e metalogenético do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi e sua contribuição, materializada em várias publicações, é reconhecida. Ao CNPq pela Bolsa de Produtividade em Pesquisa ao autor (processo 306723/2009-3).

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim Instituto de Geociências USP*, **7**: 45-80.
- Araujo Neto H. 1998. Programa Nacional de Prospecção de Ouro – PNPO. Mapa de reservas e produção de ouro do Brasil. Escala 1:7.000.000. CPRM, Brasília.
- Azevedo L. 2003. *Mapeamento geológico nos arredores da vila de Baixinhos, região do Gurupi, nordeste do Pará*. Trabalho de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 100 p.
- Bettencourt J.S., Borges W.R., Koritiak M. 1991. The Cachoeira gold deposit, Gurupi belt, Para, Brazil: geological setting, structure and mineralization – a preliminary report. In: Ladeira E.A. (Ed.), *Brazil Gold'91*. pp. 203-208, Balkema.
- Clark J.L. & Stone B.G. 2009. Technical Review of Mineral Resources of the Gurupi Gold Project, Maranhão State, Brazil. Prepared for Jaguar Mining, Inc. December 4, 2009. 100511. Disponível em <http://www.sedar.com/DisplayCompany Documents.do?lang=EN&issuerNo=00019963>. Acesso em 23/01/2010.
- Carvalho J.M.A., Macambira E.M.B., Viglio E.P., Klein E.L., Costa E.J.S., Barbosa J.P.O., Rosa-Costa L.T., Vasquez M.L., Rezende N.G.A.M., Araujo O.J.B., Ricci P.S.F., Rodrigues J.L.B., Jorge-João X.S. 2004. Programa Nacional de Distritos Mineiros. Distritos Mineiros do Estado do Pará. Belém, DNPM/CPRM (Inédito).
- Costa J.L. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Castanhal, Folha SA.23-V-C. Estado do Pará. Belém, CPRM (CD-ROM).
- Costa M.L. 1978. Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandiá, Cansa Perna e Itacupim no Pará e Trauíra e Pirocaua no Maranhão. Tese de Mestrado, IG/UFPA.
- Costa M.L. 1985. Petrologia e geoquímica dos xistos carbonosos de Santa Luzia (Ourém-PA). In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, **2**, Belém, *Anais*, v. 2, p. 18-32.
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**:146-160.
- Hasui Y., Abreu F.A.M., Villas R.N.N. 1984. Província Paranaíba. In: *O Pré-Cambriano no Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo, pp. 36-45.
- Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.C., Cordani U.G., Rand J.R., Kawashita K., Vandomos P., Pinson W.H., Fairbairn H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science* **157**:495-500.
- Klein E.L. & Koppe J.C. 2000. Chlorite geothermometry and physicochemical conditions of gold mineralization in the Paleoproterozoic Caxias deposit, São Luís Craton, northern Brazil. *Geochim. Brasiliensis*, **14**:219-232.
- Klein E.L., Fuzikawa K., Koppe J.C. 2000. Fluid inclusion studies on Caxias and Areal gold mineralizations, São Luís Craton, northern Brazil. *Jour. Geochem. Explor.*, **71**:51-72.
- Klein E.L. & Lopes E.C.S. 2009. Formação Igarapé de Areia: Tarkwa no Cinturão Gurupi? In: SBG, *Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, **2**, *Resumos* (CD-ROM).
- Klein E.L. & Lopes E.C.S. 2010. Geologia e recursos minerais da Folha Centro Novo do Maranhão – SA.23-Y-D-I, Estados do Maranhão e Pará, Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM (no prelo).
- Klein E.L. & Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granulites and metavolcanic rocks of the São Luís craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *Intern. Geol. Rev.*, **43**:237-253.
- Klein, E.L. & Moura, C.A.V. 2008. São Luís craton and Gurupi belt (Brazil): possible links with the West-African craton and surrounding Pan-African belts.

- In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. de Wit (eds) *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geol. Soc. London, Special Publications **294**:137-151.
- Klein E.L., Koppe J.C., Moura C.A.V. 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil: *J. South Am. Earth. Sci.*, **14**:837-849.
- Klein E.L., & Fuzikawa K. 2005. A mineralização aurífera do prospecto Pedra de Fogo, Cráton São Luís: geologia e características físico-químicas do sistema hidrotermal. *Rev. Bras. Geociências*, **35**:59-68.
- Klein E.L., Harris C., Giret A., Moura C.A.V., Angélica R.S. 2005a. Geology and stable isotope (O, H, C, S) constraints on the genesis of the Cachoeira gold deposit, Gurupi Belt, northern Brazil. *Chem. Geol.*, **221**:188-206.
- Klein E.L., Moura C.A.V., Harris C., Giret A. 2005b. Reconnaissance Stable Isotope (C, O, H, S) Study of Paleoproterozoic Gold Deposits of the São Luís Craton and Country Rocks, Northern Brazil: Implications for Gold Metallogeny. *Intern. Geol. Rev.* **47**:1131-1143.
- Klein E.L., Moura C.A.V., Krymsky R., Griffin W.L. 2005c. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Prec. Res.* **141**:83-105.
- Klein E.L., Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S. 2005d. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gond. Res.* **8**:177-186.
- Klein E.L., Harris C., Renac C., Giret A., Moura C.A.V., Fuzikawa K. 2006a. Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serrinha gold deposit, Gurupi Belt, Northern Brazil. *Mineral. Dep.* **41**:160-178.
- Klein E.L., Moura C.A.V., Harris C. 2006b. Stable (O, H, C, S) and radiogenic (Pb) isotopes evidence for the genesis of orogenic gold deposits of the Gurupi Belt, Brazil. In: South Am. Symp. Isot. Geol., **5**, *Proc.*, pp.500-503.
- Klein E.L., Harris C., Giret A., Moura C.A.V. 2007. The Cipoeiro gold deposit, Gurupi Belt, Brazil: chlorite geochemistry, and stable isotope study: *Journal of South American Earth Sciences. J. South Am. Earth Sci.*, **23**:242-255.
- Klein E.L., Larizzatti J.H., Marinho P.A.C., Rosa-Costa L.T., Luzardo R., Faraco M.T.L. 2008a. Geologia e Recursos Minerais da Folha Cândido Mendes – SA.23-V-D-II, Estado do Maranhão, Escala 1:100.000. Belém, CPRM, 146 p.
- Klein E.L., Luzardo R., Moura C.A.V., Armstrong R. 2008b. Geochemistry and zircon geochronology of paleoproterozoic granitoids: Further evidence on the magmatic and crustal evolution of the São Luís cratonic fragment, Brazil. *Prec. Res.*, **165**:221-242.
- Klein E.L., Ribeiro J.W.A., Harris C., Moura C.A.V., Giret A. 2008c. Geology and fluid characteristics of the Mina Velha and Mandioc al ore bodies and implications for the genesis of the orogenic Chega Tudo gold deposit, Gurupi Belt, Brazil. *Econ. Geol.* **103**:957-980.
- Klein E.L., Luzardo R., Moura C.A.V., Lobato D.C., Brito R.S.C., Armstrong R. 2009a. Geochronology, Nd isotopes and reconnaissance geochemistry of volcanic and metavolcanic rocks of the São Luís Craton, northern Brazil: Implications for tectonic setting and crustal evolution. *J. South Am. Earth Sci.*, **27**:129-145.
- Klein E.L., Prestes A.F., Fonseca D.D.F., Babinski M. 2009b. Estudo de isótopos de Pb em sulfetos do depósito de Cachoeira (NE-Pará), Cinturão Gurupi: uma tentativa de datar mineralização aurífera em terreno poliorogênico. In: SBG, Simp. Bras. Metal., **2**, Resumos (CD-ROM).
- Kliemann H.J. & Lima D.V. 2001. Eficiência agrônômica de fosfatos naturais e sua influência no fósforo disponível em dois solos de cerrado. *Pesquisa Agropecuária Tropical*, **31**:111-119.
- Larizzatti J.H., Klein, E.L., Brito, R.S.C., Faraco, M.T.L. 2005. Prospecção de ouro em terreno laterítico na região do Gurupi, Maranhão, Brasil: resultados preliminares do garimpo Cavala/Mina Seca. Simp. Bras. Metal., **1**, Gramado. Resumos (CD-ROM).
- Luna Gold Corp. 2009. Disponível em <http://www.lunagold.com/s/Aurizona.asp>. Acessado em 02/06/2009.
- Lowell G.R. 1985. Petrology of the Bragança batholith. São Luís craton, Brazil. In: *The crust – the significance of granites-gneisses in the lithosphere*. Theophrastus Pub., Athens, p. 13-34.
- Mach L. & Clarke P. 2008. NI 43-101 Technical Report Mineração Aurizona S.A. Piaba Project. Maranhão, Brazil. SRK Project Number: 176302. Disponível em [http://www.sedar.com/CheckCode.do;jsessionid=0000pZz0E\\_aaBIh6EGP6-tnBwpz:-1](http://www.sedar.com/CheckCode.do;jsessionid=0000pZz0E_aaBIh6EGP6-tnBwpz:-1). Acessado em 01/12/2009.
- Mineração Aurizona S/A. 2000. Projeto Aurizona. Depósito Piaba. Reavaliação de reservas. Portaria de Lavra nº 1.201/88. v.1 (relatório inédito).
- Oliveira N.P. 1977. *Fosfatos da região de Santa Luzia (nordeste do Estado do Pará)*. Tese de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Oliveira N.P. & Costa M.L. 1984. Os fosfatos aluminosos do Pará e do Maranhão: estágio atual de conhecimentos e estratégia para o aproveitamento econômico. *Ciências da Terra*, **10**:16-19.
- Oliveira N.P. & Schwab R.G. 1980. Itacupim: um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. In: SBG, Congr. Gras. Geol., **31**. Anais, **1**:184-196.
- Palheta E.S.M. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitoides*. Dissertação de Mestrado, IG/UFPA, 144 p.
- Pastana J.M.N. 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Turiaçu/Pinheiro, folhas SA.23-V-D/SA.23-Y-B. Estados do Pará e Maranhão. CPRM, 205p.
- Pigois J.P., Groves D.I., Fletcher I.R., McNaughton N.J., Snee L.W. 2003. Age constraints on Tarkwaian palaeoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Min. Dep.* **38**:695-714.
- Porto B.L.G. 2006. Mineração Aurizona S.A. Relatório parcial de pesquisa. DNPM 806042/03. (Inédito).
- Ribeiro J.W.A. 2002. *O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos*. Dissertação de Mestrado, IG/UFPA, 155 p.
- Silverol A.C., Toledo M.C.M., Benedito D.S., Prochnow L.I. 2006. Caracterização e avaliação da eficiência agrônômica dos compostos organo-fosfatados obtidos pelo processo Humifert. In: SBG, Cong. Bras. Geol., **43**, Aracaju. Anais, p. 146.
- Soares H.G. 2009. *Proveniência e evolução crustal das rochas metassedimentares do Cinturão Gurupi com base em idade-modelo Sm-Nd*. Trabalho de Conclusão de Curso. IG/UFPA, 47 p.

- Souza S.L.A. 2001. *Distribuição do ouro no perfil laterítico do depósito Piaba, Aurizona, Estado do Maranhão, Brasil*. Tese de Doutorado, IG/UFRJ, 161 p.
- Teixeira K.S.L., Moura C.A.V., Truckenbrodt W., Klein E.L., Chemale Jr. F. 2007. Petrografia, geoquímica e geocronologia da Formação Igarapé de Areia, NE – Pará. In: SBGq, Cong. Bras. Geoquim., 11, *Anais...* (CD-ROM).
- Torresini C.A. 2000. The Gurupi gold deposits (Cipoeiro and Chega Tudo), Gurupi belt, Pará, Brazil: geology and mineralization. In: Intern. Gold Symp., 4, Lima, Peru. *Anais...* (CD-ROM).
- Villas R.N.N. & Sousa F.D.S. 2007. O granito de duas micas Ney Peixoto, nordeste do Pará: aspectos petrológicos e significado tectônico. *Rev. Bras. Geociências*, **37**:3-16.
- Yamaguti H.S. & Villas R.N.N. 2003. Estudo microtermométrico dos fluidos hidrotermais relacionados com a mineralização aurífera de Montes Áureos, NW do Maranhão. *Rev. Bras. Geociências*, **33**:21-32.

# METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA: DOMÍNIOS PARIMA, UAIMIRI E K´MUDKU

RÉGIS MUNHOZ KRÁS BORGES<sup>1</sup>, ANA MARIA DREHER<sup>2</sup>, MARCELO ESTEVES ALMEIDA<sup>3</sup>,  
HILTON TULIO COSTI<sup>4</sup>, NELSON JOAQUIM REIS<sup>3</sup> & JOÃO BATISTA FREITAS DE ANDRADE<sup>2</sup>

- 1 - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Corrêa, 01, Guamá, CEP 66075-110, Belém, PA. E-mail: munhoz@ufpa.br.
- 2 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Pasteur, 404, Urca, CEP 22290-240, Rio de Janeiro, RJ. E-mail: amdreher@rj.cprm.gov.br, jfreitas@rj.cprm.gov.br
- 3 - CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Av. André Araújo, 2160, Aleixo, CEP 69060-000, Manaus, AM. E-mail: marcelo\_almeida@ma.cprm.gov.br, reis@ma.cprm.gov.br
- 4 - Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG), Av. Perimetral, 1901, Terra Firme, CEP 66077-830, Belém, PA. E-mail: tulio@museu-goeldi.br.

## INTRODUÇÃO

A Província Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2000, 2006a), originalmente definida como Ventuari-Tapajós (e.g. Tassinari & Macambira 1999, 2004), foi compartimentada no Escudo das Guianas pelos domínios Parima, Uaimiri e K´Mudku, os quais correspondem a grosso modo aos domínios litoestruturais propostos por Reis *et al.* (2003), denominados de Parima e Urariquera, Anauá-Jatapu e Guiana Central, respectivamente. Posteriormente os domínios Urariquera e Anauá-Jatapu foram renomeados para Surumu e Uatumã-Anauá (CPRM 2006), respectivamente.

A Província Tapajós-Parima tem sua evolução geodinâmica baseada em pelo menos um sistema de arcos magmáticos. O primeiro estágio diz respeito à formação de um orógeno acrescionário relacionado ao sistema de arcos Anauá-Trairão e Cuiú-Cuiú (2,03-2,04 Ga), associados a bacias do tipo *back-arc* (e.g. Cauarane, Parima e Jacareacanga). Num segundo e subsequente estágio, a fase acrescionária dá lugar a um orógeno tardi a pós-colisional, (1,99-1,94 Ga; e.g. Vasquez *et al.* 2002; Fraga *et al.* 2009) ou a um novo sistema de arcos magmáticos (Santos *et al.* 2004). Para o magmatismo compreendido entre 1,90-1,87 Ga é admitida uma evolução por *underplating* (*slab break off?*; Almeida 2006; Lamarão *et al.* 2002) ou ainda a um último sistema de arcos magmáticos (Santos *et al.* 2004).

## DOMÍNIOS PARIMA E SURUMU (OU PARIMA)

O Domínio Parima, na concepção de Reis *et al.* (2003), está localizado no noroeste de Roraima (Fig.1) e possui uma forte estruturação NW-SE a E-W, relacionada a um megassistema transpressivo sinistral. A região é constituída por um terreno de embasamento paleoproterozóico formado pelo Complexo Urariquera (2,04 Ga; anfíbolitos e ortogneisses TTG) e pelo Grupo Parima (1,97-1,94 Ga; rochas paraderivadas e metabasaltos subordinados), representando, respectivamente, um sistema de arco magmático e bacias relacionadas. O Grupo Parima está metamorfizado na fácies xisto verde, localmente atingindo a fácies anfíbolito, e é o provável hospedeiro dos mais importantes depósitos de ouro do Escudo das Guianas. A relevância destes depósitos proporcionou a denominação de “Província Mineral Parima” à região, que atraiu mais de uma centena de frentes de garimpo no início dos anos 90. O terreno Parima é intrudido por uma série de corpos graníticos (Almeida *et al.* 2003), dentre eles os granitos da Suite Surucucus, portadores de ocorrências significativas de cassiterita (Pinheiro *et al.* 1981).

O Domínio Surumu está localizado na região nor-nordeste de Roraima (Fig. 1) e apresenta um importante arranjo de lineamentos E-W a WNW-ESE e NW-SE, onde predominam granitos (1,98 Ga; Suite Pedra Pintada) e vulcanitos cálcio-alcalinos (1,98-1,96 Ga; Grupo Surumu) estruturalmente

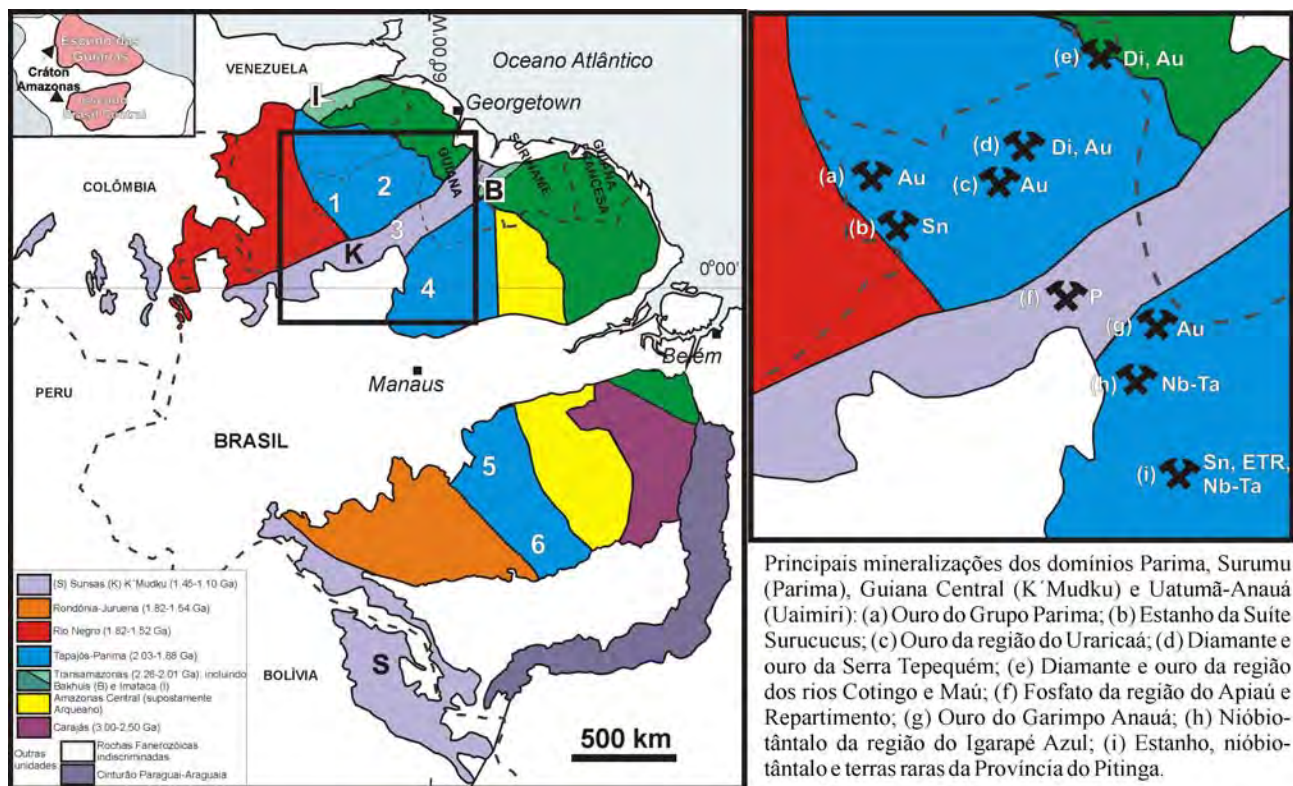


Figura 1 - Províncias Geocronológicas do Cráton Amazonas segundo a concepção de Santos et al. (2006). A Província Tapajós-Parima apresenta-se compartimentada em seis domínios estruturais: 1. Parima; 2. Surumu; 3. Guiana Central; 4. Uatumã-Anauá (Uaimiri); 5. Tapajós e 6. Peixoto de Azevedo.

controlados, bem como extensa cobertura sedimentar do Supergrupo Roraima (1,96-1,87 Ga) junto à fronteira com a Guiana e Venezuela. No domínio Surumu também ocorrem rochas metassedimentares na fácies granulito (Grupo Cauarane), já no limite com o domínio Parima. Corpos plutônicos máfico-ultramáficos (Uraricaá-Igarapé Tomás), diques máficos (Avanavero), lamprófiros (Serra do Cupim), vulcânicas ácidas (Cachoeira da Ilha) e granitos do tipo A (Suíte Aricamã) compõem o restante das unidades dessa região (CPRM 2010). No Domínio Surumu merecem ser abordadas as ocorrências de ouro da região do rio Uraricaá e furo de Santa Rosa (e.g. garimpo Santa Rosa), e as ocorrências de diamante e ouro associadas ao Supergrupo Roraima e Formação Trincheira (e.g. serra Tepequém e garimpos dos rios Maú, Cotingo, Quinô e Suapi; Reis & Pinheiro 2004).

### DOMÍNIO UATUMÃ-ANAUÁ (OU UAIMIRI)

Este domínio está localizado no sudeste de Roraima (Fig. 1) e é caracterizado por um amplo predomínio de granitóides que variam de tipos foliados a norte até tipos isotrópicos a sul (Almeida

et al. 2002, 2007), ambos intrudindo *inliers* do embasamento mais antigo, representados pelo Complexo Anauá (2,04 Ga; associação tipo TTG) e pelo Grupo Uai-Uai (bacias relacionadas a arco). Dos tipos foliados destacam-se os metagranitóides Martins Pereira (1,97 Ga; tipo-I, cálcio-alcalino de alto-K) e Serra Dourada (1,96 Ga; tipo-S). Na parte sul dominam granitóides isotrópicos a pouco deformados das Suítes Água Branca e Igarapé Azul (1,89-1,90 Ga; cálcio-alcalinos de alto-K), além de vulcanismo cogenético e contemporâneo atribuído ao Grupo Iricoumé (CPRM 2000, 2003, Reis et al. 2000, Macambira et al. 2002, Almeida 2006). Além desse magmatismo cálcio-alcalino, o Domínio Uatumã-Anauá (em especial o setor sul) apresenta abundantes intrusões de granitóides do tipo A (Granito Moderna) correlacionados ao magmatismo Madeira-Água Boa (~1,81 Ga) e Abonari-Mapuera (~1,87 Ga) (CPRM 2003).

Com relação ao potencial mineral, o Domínio Uatumã-Anauá em Roraima contém ocorrências de ouro associadas aos metagranitos da Suíte Martins Pereira (Garimpo) e de columbita-tantalita em aluviões sobre o Granito Igarapé Azul. Também é digna de nota a ametista em veios e pegmatitos

do Granito Moderna (Almeida & Macambira 2007). No Estado do Amazonas merece destaque a Província Polimetálica do Pitinga, considerada o maior depósito de estanho do mundo (associado com ETR, Nb-Ta, Y), sendo objeto de exploração desde a década de 80 (e.g. Costi et al. 2000).

### DOMÍNIO GUIANA CENTRAL (OU K´MUDKU)

O Domínio Guiana Central ocupa a porção centro-norte de Roraima (Fig. 1) e mantém correspondência com o Cinturão Guiana Central previamente estabelecido por Kroonenberg (1976) e Costa et al. (1991). O domínio que se prolonga para nordeste (através da Guiana e Suriname), mantendo limites para sudoeste com o Domínio Imeri (CPRM 2006) no âmbito do estado do Amazonas. A extensão do domínio para norte e sul está em grande parte encoberta por sedimentos cenozóicos ou obliterada por intrusões graníticas (Reis et al. 2003). Seus lineamentos estruturais, predominantemente NE-SW a ENE-WNW, articulam a Faixa K´Mudku de Santos et al. (2000, 2006b). No interior da Província Tapajós-Parima ocorrem ortogneisses, granitos e granulitos de idades variadas pertencentes às suítes Rio Urubu e Serra da Prata (1,96-1,93 Ga; 1,89 Ga; 1,72 Ga; Gaudette et al. 1996, Fraga 2002, Almeida et al. 2008), e nas rochas supracrustais de alto grau do Grupo Cauarane (2,04-1,97 Ga). O domínio registra ainda uma associação AMG mesoproterozóica (1,55-1,52 Ga; Fraga et al. 1997, Fraga 2002) composta por granitos rapakivi, e mangeritos da Suíte Mucajaí e anortositos e gabros do Anortosito Repartimento. Eventos magmáticos mesozóicos compreendem intrusões e derrames máficos (Taiano e Apoteri, Reis et al. 2008) e stocks alcalinos (Suíte Alcalina Apiaú, Brandão & Freitas 1994). Os corpos alcalinos das regiões do rio Apiaú e serra Repartimento são responsáveis pelas principais ocorrências de fosfato magmatogênico deste setor brasileiro do Escudo das Guianas.

### PRINCIPAIS METALOTECTOS DA PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA

#### Domínios Parima e Surumu (ou Parima)

#### OURO ALUVIONAR DA REGIÃO DA SERRA PARIMA

Embora geologicamente muito pouco investiga-

da, a região da serra Parima, no extremo noroeste de Roraima (Fig. 1), é conhecida pelas inúmeras ocorrências de ouro e cassiterita aluvionares (Pinheiro et al. 1981), tendo sido palco de intensa atividade garimpeira entre 1987 e 1991. Em 1992 a região foi declarada parte da reserva indígena lanomâmi e os trabalhos de exploração tiveram que ser desativados. Praticamente todos os trabalhos geológicos desenvolvidos na área (Pinheiro et al. 1981, Reis et al. 1994, Nunes et al. 1994, Pinheiro & Reis 1994) consideram o Grupo Parima como a principal fonte do ouro aluvionar encontrado naquela região. A cassiterita seria, por sua vez, proveniente dos granitos da Suíte Surucucus (ver item seguinte).

O Grupo Parima constitui um cinturão paleoproterozóico, de direção NW a WNW, formado principalmente por rochas de grau metamórfico baixo, como xistos, filitos e quartzitos. Rochas como anfíbolitos e metapiroxenitos foram também incluídas na unidade, que, de acordo com Pinheiro et al. (1981), representaria um conjunto vulcanossedimentar, do tipo *greenstone belt*, de fácies xisto-verde a anfíbolito. Entretanto, Reis et al. (1994) e Nunes et al. (1994), em estudos feitos na parte sul da serra Parima, nas regiões dos rios Uatatás e cabeceiras do rio Mucajaí, observaram um amplo domínio de protólitos pelíticos de baixo grau, possivelmente de natureza turbidítica, sobre as litologias vulcânicas, indicando que, ao menos nestas áreas, o Grupo Parima seria constituído por uma seqüência predominantemente sedimentar, de fácies xisto-verde. As datações disponíveis para o Grupo Parima são de um metandesito, com  $1949 \pm 6$  Ma, e de zircões detriticos de um metarenito, com  $1971 \pm 9$  Ma (Santos et al. 2003). Uma correlação entre os grupos Parima e Cauarane, que aflora na região mais central de Roraima, foi proposta por diversos autores (e.g. Pinheiro & Reis 1994, Gaudette et al. 1996, CPRM 1999). Mas, embora também constituído por metassupracrustais principalmente sedimentares, o Grupo Cauarane possui idade mais antiga ( $1995 \pm 4$  Ma, CPRM 2010) e grau metamórfico elevado, com migmatitos e granitos do tipo S associados, e não registra ocorrências significativas de ouro em seus domínios.

No Grupo Parima, concentrações de 7,5 a 150 ppm de ouro, obtidas por Reis et al. (1994) em aluviões do rio Uatatás que corta a seqüência metapelítica, e teores de até 1000 ppm, verificados por Nunes et al. (1994) a partir de amostras

de rocha e saprólito de rochas metassedimentares do alto rio Mucajaí, podem dar uma idéia do potencial aurífero da unidade.

Não se conhecem ocorrências de ouro primário no Grupo Parima, mas é bastante provável que o ouro seja proveniente de depósitos mesotermiais ou orogênicos, que de modo geral se associam a cinturões de supracrustais regionalmente deformadas e metamorfasadas (Goldfarb *et al.* 2005). O quadro geológico, por sua vez, sugere, mais especificamente, a modalidade de depósito mesothermal conhecida como *turbidite-hosted gold* (Boyle 1986), que ocorre na forma de *stockworks*, disseminações e veios de quartzo, em rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico.

#### **CASSITERITA ALUVIONAR PROVENIENTE DOS GRANITOS DA SUÍTE SURUCUCUS**

A cassiterita da serra das Surucucus, situada na parte noroeste de Roraima, junto à fronteira Brasil-Venezuela (Fig. 1), foi explorada por garimpeiros entre 1975 e 1976 e pesquisada posteriormente, entre 1978 e 1979, pela Docegeo. A área pertence, desde 1992, à reserva indígena Ianomâmi, com acesso vetado a mineradores e técnicos. Os únicos dados de produção existentes indicam que cerca de 563 t de cassiterita foram recuperadas em garimpos da serra de 1975 a 1976 (Pinheiro *et al.* 1981).

A cassiterita é oriunda dos granitos da Suíte Surucucus (Pinheiro *et al.* 1981), que afloram sob a forma de batólitos e *stocks*, alguns circulares, intrusivos no Complexo Urariquera. As rochas da suíte compreendem principalmente feldspato alcalino granitos e sienogranitos, parte dos quais porfíricos, exibindo texturas rapakivi. Quartzo sienitos, monzogranitos e greisens também foram registrados, sendo a fluorita um acessório frequente em todas as variedades. Os granitos da Suíte Surucucus classificam-se quimicamente como rochas do tipo A, de contexto intra-placas, e pertencem ao grupo dos granitos rapakivi do Cráton Amazônico (Dall'Agnol *et al.* 1999). Idades mesoproterozóicas, em torno de 1500 Ma, foram determinadas para a suíte (Basei 1975, Santos & Reis Neto 1982), prevalecendo a idade de  $1551 \pm 5$  Ma (SHRIMP, Santos *et al.* 1999), obtida em zircões detríticos de conglomerados derivados dos granitos da serra.

Além da cassiterita detrítica encontrada na re-

gião, a presença de abundante fluorita nos granitos aliada aos teores relativamente elevados de Sn, F, Be, Mo, La, Pb, Nb, Rb, Y e Zr detectados em análises litogeoquímicas (Pinheiro *et al.* 1981), também indicam que os granitos Surucucus são estaníferos. A mineralização deve estar relacionada a corpos de greisen ou veios, que tipicamente se concentram nas porções apicais destes granitos (Czerný *et al.* 2005).

Outros granitos rapakivi com potencial para conter mineralizações de estanho são os granitos da Suíte Aricamã ( $1986 \pm 4$  Ma, CPRM 2010) situado a leste da serra Tepequém, no Domínio Surumu, e o granito Mucajaí ( $1544 \pm 42$  Ma, Gaudette *et al.* 1996) associado a anortositos e mangeritos (Fraga 2000) e situado na região central de Roraima, no Domínio Guiana Central (ou Faixa K'Mudku).

#### **OURO PRIMÁRIO E ALUVIONAR DA REGIÃO DOS RIOS URARICAÁ E FURO DE SANTA ROSA**

Diversas frentes de garimpo de ouro foram implantadas nos anos 1979-1982 na região centro-norte de Roraima, ao longo da bacia de drenagem do rio Uraricaá (baixo curso) e no leito do furo de Santa Rosa, Rio Urariquera (D'Antona & Borges 1982, 1983) (Fig. 1).

A área explorada do rio Uraricaá estendia-se por cerca de 50 km, desde a foz do rio até próximo do igarapé Xanapoquiame, dentro da atual reserva indígena Ianomâmi. As drenagens nesta região cortam terrenos de rochas variadas, como granitos das suítes Aricamã e Pedra Pintada, rochas máfico-ultramáficas da Suíte Uraricaá, e principalmente vulcânicas ácidas e intermediárias do Grupo Surumu. No trecho mencionado, o rio Uraricaá encaixa-se dentro de uma importante zona de transcorrência sinistral, de direção N60W, a qual provavelmente controlou a colocação dos granitos da Suíte Aricamã e das rochas máfico-ultramáficas da Suíte Uraricaá, que constituem corpos alongados e alinhados segundo esta faixa. As vulcânicas ao longo desta zona estão foliadas e fortemente alteradas (silicificadas, sericitizadas, epidotizadas e carbonatizadas, CPRM 1999) e os granitos estão parcialmente milonitizados, atravessados por veios e vênulas de quartzo, e entrecortados por microfraturas preenchidas por biotita esverdeada fina, sericita e raros sulfetos limonitizados. Estas feições sugerem uma deformação e hidrotermalismo superimpostos, sob condições rúp-

teis a dúcteis, talvez refletindo uma reativação das antigas falhas. Em algumas frentes de trabalho, havia ouro primário contido nos veios de quartzo e granitóides, que eram moídos e bateados pelos garimpeiros. As aluviões da área, em sua maior parte, recobrem ou aparentemente derivam de rochas vulcânicas, sugerindo que o ouro possa ter tido uma fonte primordial relacionada a estas rochas. Os processos mais tardios, que produziram a foliação e alterações nas vulcânicas e a milonitização, as venulações e as alterações nos granitos, podem ter, por sua vez, remobilizado e reconcentrado o ouro ao longo da zona de cisalhamento onde se encaixa o rio Uraricaá.

No furo de Santa Rosa, no chamado Garimpo Santa Rosa, o ouro explorado era essencialmente aluvionar, recuperado do leito ativo do rio, e provavelmente oriundo da região do rio Uraricaá, que desagua no furo de Santa Rosa. Dados disponíveis sobre este garimpo mostram que os teores nos cascalhos explorados no início dos anos 80 oscilavam entre 2 e 15 g/m<sup>3</sup> de Au, geralmente de 3 a 10 g/m<sup>3</sup>. A produção estimada, de janeiro a julho de 1981, foi de cerca de 114 kg de ouro (D'Antona & Borges 1982), e durante todo o ano de 1982, de cerca de 162 kg do metal (D'Antona & Borges 1983).

#### DIAMANTE E OURO ALUVIONARES ASSOCIADOS AO SUPERGRUPO RORAIMA

O diamante foi descoberto por volta de 1912 nas aluviões do igarapé Urucá, região da vila Uiramutã, alguns quilômetros a oeste da fronteira com a República Cooperativista da Guiana (ex-Inglesa), na região nordeste de Roraima (Fig. 1). Estes rios drenam rochas sedimentares do Supergrupo Roraima e formaram depósitos aluvionares que foram intensamente explorados para diamante e ouro (este último a partir dos anos 70), manualmente e por meio de lavra semi-mecanizada, até os anos 90. Os depósitos trabalhados desta região pertencem tanto ao leito ativo dos rios, como a elúvios, a depósitos sub-recentes (quaternários) ou ainda a terraços aluvionares mais antigos, atribuídos à Formação Trincheira, do Eoceno (Reis *et al.* 1985). Nos dias atuais, somente alguns garimpos no rio Maú, na fronteira com a Guiana, permanecem ainda em atividade.

Na serra Tepequém, que representa um testemunho isolado do Supergrupo Roraima na parte

norte de Roraima (Fig. 1), o diamante foi encontrado em 1937, em aluviões do Igarapé Cabo Sobral e, mais subordinadamente, do Igarapé Paima. Nesta região, o ouro passou a ser um subproduto do diamante somente a partir de 1980, quando a exploração tornou-se semi-mecanizada (Borges & D'Antona 1988). Atualmente, os depósitos do Tepequém encontram-se praticamente exauridos. Uma terceira área de garimpo de diamante em Roraima corresponde à região do rio Surubai, localizada a oeste da serra Tepequém, próximo à fronteira com a Venezuela, no alto rio Uraricaá (Souza 2006).

Dados de D'Antona & Borges (1983) indicam que Roraima produziu, entre 1943 e 1965, um total de 140.000 quilates de diamante, sendo o garimpo do Tepequém responsável pela maior parte desta produção. Durante o ano de 1982, por exemplo, a produção na serra Tepequém foi de 27.650 quilates de diamante e de 38 kg de Au. Já no nordeste de Roraima, foram recuperados cerca de 12.600 quilates de diamante e cerca de 102 kg de Au durante os primeiros 7 meses do ano de 1982.

Tanto o diamante como o ouro são tidos como derivados sobretudo da desagregação dos conglomerados oligomíticos, ricos em seixos de quartzo e depositados em ambiente fluvial da unidade basal do Supergrupo Roraima (CPRM 1999), designada de Formação Tepequém na serra homônima, e de Formação Arai no restante do Estado. Nestas rochas o diamante, o ouro e outros componentes detríticos pesados, como zircão, rutilo e ilmenita, constituíam concentrações comparáveis às dos paleoplaceres auríferos do depósito nearqueano de Witwatersrand, na África do Sul, e de outros depósitos proterozóicos igualmente associados a conglomerados, como os da Serra de Jacobina, na Bahia, e os depósitos de Tarkwa, em Ghana (Frimmel *et al.* 2005).

No Supergrupo Roraima foram datados cristais detríticos de zircão (Santos *et al.* 2003) que indicam rochas-fonte de 1,96 Ga ou mais antigas, pertencentes ao embasamento da bacia. Uma datação de 1901 ± 1 Ma, obtida em zircão de um tufo sobreposto a um conglomerado, é provavelmente a idade disponível mais próxima daquela dos conglomerados auridiamantíferos do Supergrupo Roraima (Frimmel *et al.* 2005). De acordo com Dardenne & Schobbenhaus (2001), os diamantes encontrados no Supergrupo Roraima não são acompanhados por minerais indicadores de kimberlitos,



o que sugere que os sedimentos passaram por sucessivos ciclos de retrabalhamento.

### **Domínio Uatumã-Anauá (ou Uaimiri)**

#### *OCORRÊNCIAS ALUVIONARES DE COLUMBITA-TANTALITA DA BACIA DOS RIOS IGARAPÉ AZUL E SARAMANDAIA E DE AMETISTA NA REGIÃO DA VILA MODERNA (SUDESTE DE RORAIMA)*

Na parte sul do Domínio Uatumã-Anauá, vários indícios e ocorrências de columbita-tantalita (CPRM 2000) são descritas na área de influência do Granito Igarapé Azul, mais precisamente na sua fácies de núcleo, caracterizada pela maior incidência de pegmatitos e mais raramente de greisens (Almeida & Macambira, 2008). As principais ocorrências estão hospedadas nos níveis conglomeráticos das aluviões distribuídas na bacia do Igarapé Azul, principalmente nas zonas de cabeceira das drenagens. Estes níveis conglomeráticos apresentam em média espessura de 50 cm e largura de até 3 m, e os fragmentos de columbita-tantalita identificados apresentam tamanho variando de 0,2 cm a 8 cm e formas angulosas a subarredondadas, indicando proximidade com a mineralização primária (Almeida & Macambira 2008).

Cerca de 25 km a nordeste dessa área, mais precisamente na região da vila Moderna, são descritos cristais de ametista na forma de veios regulares, pegmatitos ou como estruturas do tipo *stockwork* hospedados no Granito Moderna (Almeida & Macambira 2008). Segundo a CPRM (2000) a ametista é de possível origem epitermal, tendo sido garimpada durante 5 anos, atualmente abandonada.

#### *OURO ALUVIONAR DA REGIÃO DO GARIMPO ANAUÁ (SUDESTE DE RORAIMA)*

Na parte norte do Domínio Uatumã-Anauá, a mineralização primária de ouro descrita no Garimpo Anauá está relacionada a veios de quartzo associados a zonas de cisalhamento de alto *strain* (Faria *et al.* 1996), cuja hospedeira é um biotita metagranito cálcio-alcálico com idade de 1972 Ma (CPRM 2003), vinculado à Suíte Martins Pereira (Almeida & Macambira, 2008). A rocha hospedeira nestas zonas de cisalhamento está profundamente hidrotermalizada, representada por processos de muscovitização e turmalinização. Ouro alu-

viar também tem sua presença comprovada em alguns aluviões assentados sobre os metagranitoides da Suíte Martins Pereira na área de interferência do Garimpo Anauá, tendo sido objeto de exploração até o início deste século.

### **DEPÓSITOS DE ESTANHO E CRIOLITA DA PROVÍNCIA PITINGA**

#### **Dados históricos, reservas, teores e localização**

A Província Pitinga, situada no nordeste do estado do Amazonas (Fig. 2a), é a maior produtora de estanho do Brasil. Coube a Veiga Jr. *et al.* (1979) a descoberta dos primeiros indícios de cassiterita na região do rio Pitinga, mais tarde denominada de Província Estanífera Mapuera por Souza (1982).

Seus ricos depósitos aluvionares, hoje exauridos, foram intensamente explorados durante as décadas de 1980 e 1990. Em 1983, geólogos da Paranapanema S.A. descobriram o depósito Madeira, associado com o albita granito do pluton Madeira. Ele é um depósito classe mundial, com 164 milhões de toneladas de minério disseminado com um teor de 0,17% de Sn (cassiterita). Nióbio e tântalo são explorados como subprodutos. Além disso, F (criolita), Y e ETR (xenotima e gagarinita-(Y)), Zr e U (zircão), Th (torita) e Li (polilitionita) são também considerados como subprodutos em potencial do minério disseminado (Bastos Neto *et al.* 2009). Na porção central do albita granito, há um depósito de criolita maciça com uma reserva de 10 milhões de toneladas a um teor de 31,9% de  $\text{Na}_3\text{AlF}_6$ . A espessa cobertura saprolítica do albita granito (minério intemperizado) começou a ser lavrada em 1989. A produção acumulada da mina, entre 1982 e 2008, foi de 283.150 toneladas de Sn. Neste período, também foram produzidos concentrados de Nb e Ta e ligas de Nb-Ta.

#### **Rochas encaixantes imediatas e hospedeiras**

Os depósitos minerais polimetálicos da mina Pitinga estão hospedados em dois plutons graníticos altamente fracionados, tipo-A, denominados Madeira (Costi 2000, Minuzzi 2005) e Água Boa (Lenharo 1998). Os corpos mineralizados a cassiterita magmática, criolita, pirocloro, columbita e zircão estão associados à fácies albita-granito do pluton Madeira (Costi *et al.* 2005, 2009; Bastos Neto *et al.* 2005, 2009), enquanto depósitos esta-

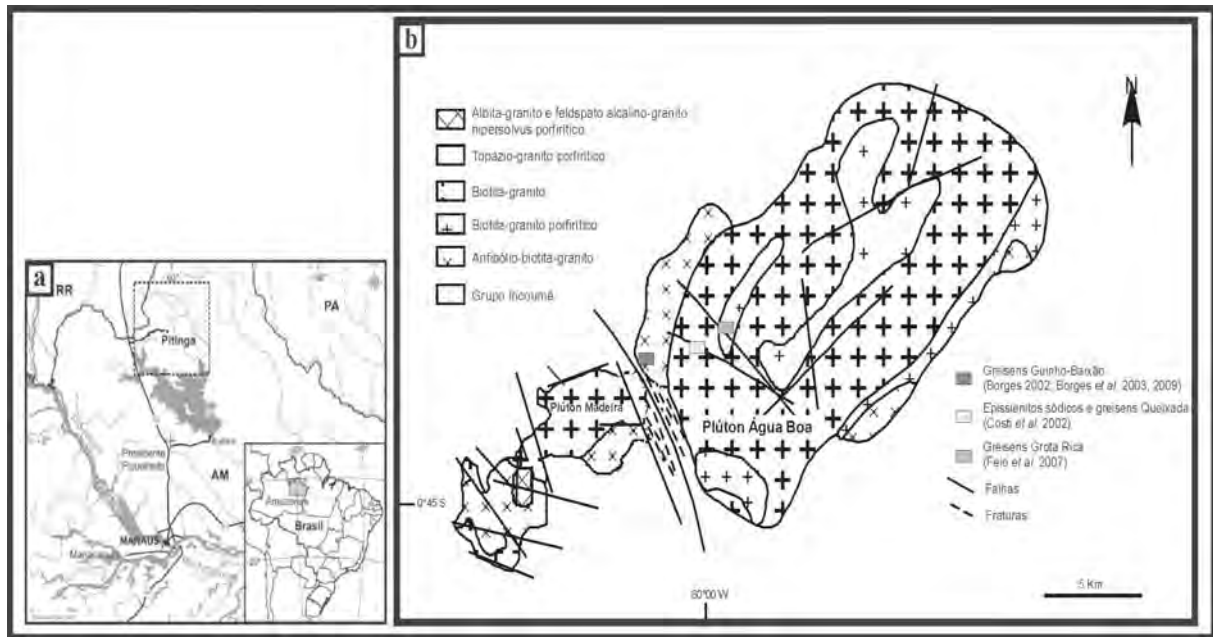


Figura 2. (A) - Mapa de localização e acesso da Província Pitinga. (B) - Mapa geológico esquemático da mina Pitinga, com o destaque para as áreas de ocorrência das mineralizações hidrotermais de Sn (modificado de Costi 2000).

níferos hidrotermais estão hospedados em greisens (Borges 2002, Borges *et al.* 2003, 2009; Feio *et al.* 2007) e epissienitos sódicos (Costi *et al.* 2002) associados ao pluton Água Boa.

No pluton Madeira, as fácies precoces são anfibólio-biotita granito porfirítico metaluminoso, localmente com textura rapakivi, e biotita-feldspato alcalino granito equigranular, peraluminoso (Fig. 2b). Ambas as fácies são intrudidas por um *stock* aproximadamente circular, com diâmetro de 2 km, composto pelo feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfirítico, metaluminoso, e albita granito *sub-solvus*. O albita granito, hospedeiro das mineralizações em Sn, apresenta duas subfácies (Fig. 2a). A predominante, denominada albita granito de núcleo, é de cor acinzentada e peralcalina, composta essencialmente por albita, quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente, por criolita, zircão, polilitionita, riebeckita, pirocloro, annita litinífera, cassiterita e magnetita. O albita granito de núcleo transiciona para rocha avermelhada, geoquimicamente peraluminosa, definida como albita granito de borda, formado essencialmente por quartzo, feldspato potássico e albita, contendo, ainda, fluorita, zircão, clorita, cassiterita, hematita e columbita.

No Granito Água Boa a fácies precoce é anfibólio-biotita-feldspato alcalino granito metaluminoso, localmente com textura rapakivi, seguido, na

ordem de colocação, por biotita granito porfirítico, biotita granito equigranular a seriado, ambos metaluminosos a peraluminosos, e topázio granito porfirítico peraluminoso (Fig. 2b).

### Idade das rochas encaixantes, hospedeiras e da mineralização

Costi *et al.* (2000) obtiveram idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  por evaporação em zircão de  $1824 \pm 2$  Ma e  $1822 \pm 2$  Ma, respectivamente, para as fácies anfibólio-biotita sienogranito e biotita-álcali feldspato granito do pluton Madeira. Por outro lado, em função de evidências de interação apresentadas pelas suas fácies mais tardias, os autores concluíram que elas são contemporâneas e a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  por evaporação em zircão de  $1818 \pm 2$  Ma, obtida para o álcali feldspato-granito *hipersolvus* porfirítico, também é assumida como a idade de cristalização do albita granito. A idade de  $1818 \pm 2$  Ma pode ser considerada, então, como a idade do depósito de cassiterita disseminada do albita granito. O mesmo é válido para o depósito de criolita maciça alojado nas porções mais centrais do *stock*.

No pluton Água Boa, Lenharo (1998) obteve uma idade U-Pb em zircão ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  SHRIMP II) de  $1798 \pm 10$  Ma na fácies anfibólio-biotita-álcali feldspato granito e de  $1815 \pm 10$  Ma (U-Pb SHRIMP II) em zircão da fácies topázio granito. Em micas

de um greisen, a autora obteve uma idade Ar-Ar de  $1783 \pm 5,2$  Ma, a única disponível na literatura para a mineralização estanífera hidrotermal associada ao pluton Água Boa.

### Ambiente geodinâmico

A evolução tectono-magmática da Província Pitinga foi relacionada a um processo contínuo de geração de granitóides cálcio-alcalinos, alcalinos e peralcalinos, relacionados a ambientes de arcos magmáticos e de caldeiras vulcânicas, associados a regimes pós-colisional até anorogênico. Dois episódios de geração de magmatismo alcalino foram identificados na Província Pitinga. O primeiro (1,89–1,88 Ga) gerou um magmatismo bimodal relacionado à associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera (Ferron *et al.* 2010), enquanto que o segundo pulso magmático (1,82–1,81 Ga), de caráter anorogênico, gerou os granitos alcalinos e peralcalinos da Suíte Madeira (Costi *et al.* 2000), responsáveis pela mineralização polimetálica da mina Pitinga.

### Descrição dos depósitos-modelo

#### DEPÓSITOS MAGMÁTICOS ASSOCIADOS AO PLUTON MADEIRA

O principal depósito magmático associado ao pluton Madeira é do tipo disseminado e corresponde ao albita granito (Fig. 3a). O depósito contém 164 milhões de toneladas a um teor de 0,17% de Sn, 0,20% de  $Nb_2O_5$  e 0,024% de  $Ta_2O_5$  (Bastos Neto *et al.* 2009).

A mineralização de Sn apresenta características muito semelhantes em ambas as fácies do albita granito. O mineral de minério de Sn é a cassiterita, que ocorre geralmente como cristais isolados, subédricos e zonados (0,01–1,0 mm) (Fig. 4a).

Pirocloro magmático é o principal mineral de minério de Nb e Ta do albita granito de núcleo. Ele ocorre em cristais (0,07–0,4 mm) intersticiais à albita ou fases acessórias, ou incluso em quartzo e feldspato alcalino (Fig. 4b). Na fácies de borda, o principal mineral de Nb é a columbita, originada a partir da substituição do pirocloro magmático, cuja formação é atribuída aos processos autometasomáticos responsáveis pela geração do albita granito de borda (Costi *et al.* 2000).

No albita granito de núcleo, a mineralização de

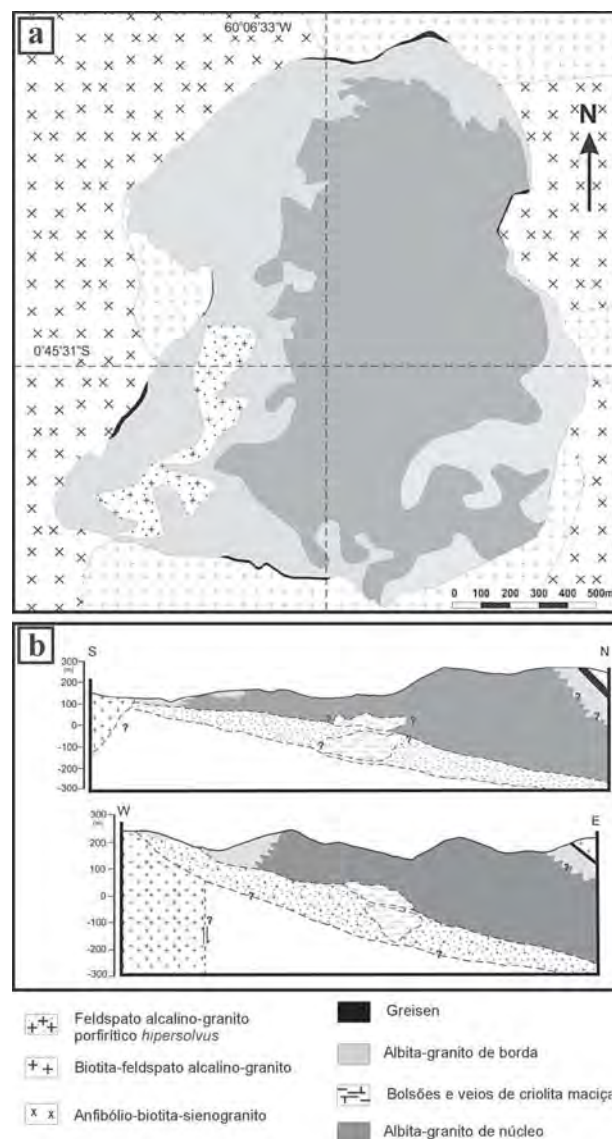


Figura 3 - (A) - Mapa geológico da fácies albita-granito do pluton Madeira (modificado de Minuzzi 2005). (B) - Perfis esquemáticos ao longo da porção central do albita-granito, mostrando os contatos com as fácies precoces e a posição das zonas de criolita maciça. A escala vertical é igual à horizontal (modificado de Costi *et al.* 2000).

F ocorre como criolita ( $Na_3AlF_6$ ) disseminada, com um volume de 150 milhões de toneladas a um teor de 4,6%, enquanto que na fácies de borda a mineralização ocorre como fluorita, secundária, e em teores subeconômicos. A criolita tipo I, interpretada como magmática, ocorre em cristais subédricos a arredondados (0,02–1,05 mm) em equilíbrio com zircão, albita e feldspato potássico, ou como inclusões ovais (0,04–0,30 mm) em fenocristais de quartzo, formando a textura *snowball* (Fig. 4c). A criolita tipo II, considerada hidrotermal, engloba total ou parcialmente zircão magmático (Fig. 4d) e

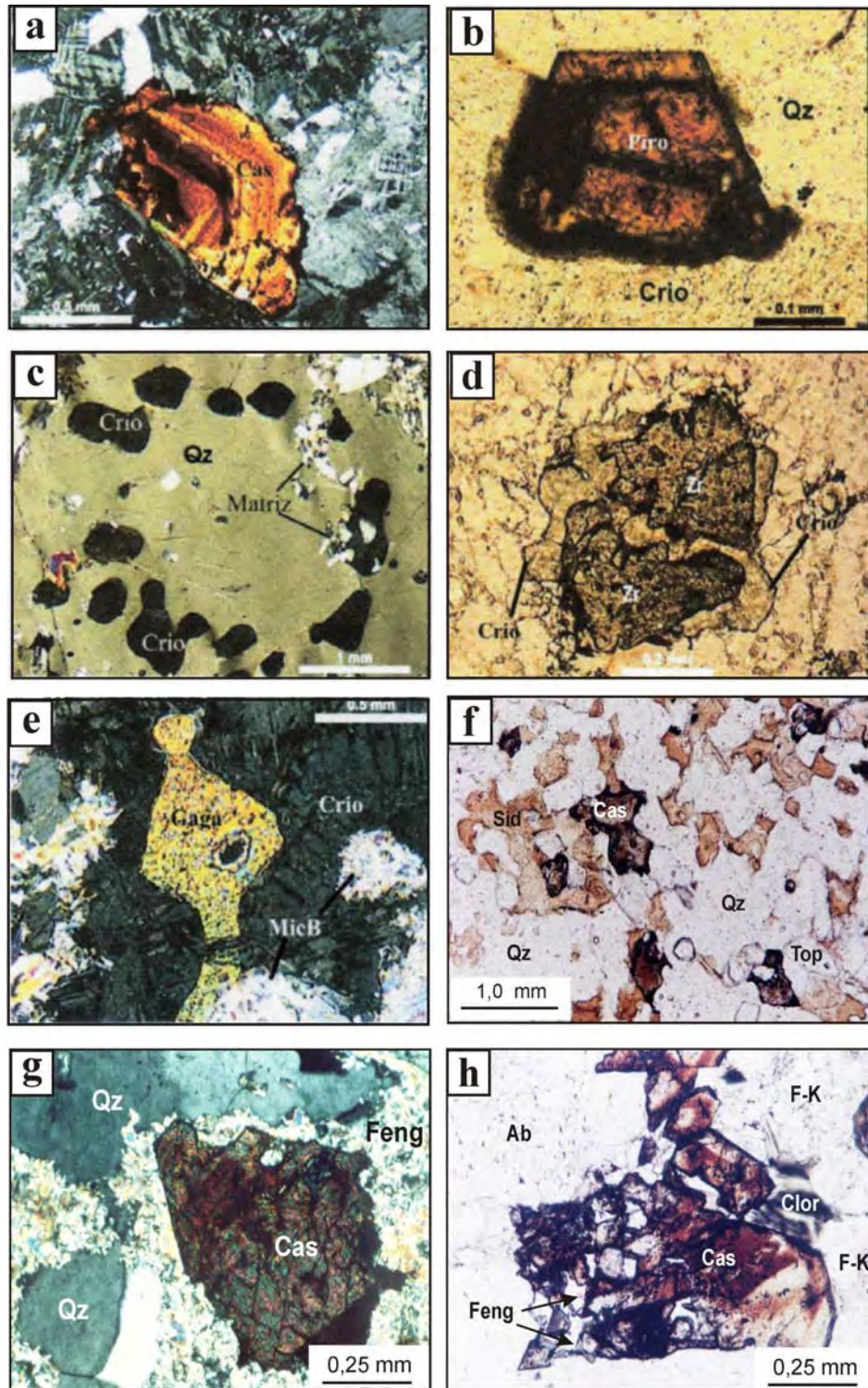


Figura 4 - Fotomicrografias de aspectos texturais dos minerais de minério dos depósitos magmáticos e hidrotermais da Província Pitinga. Depósito de criolita maciça: (A) - cassiterita zonada; (B) - pirocloro em contato retilíneo com o quartzo e reativo com a criolita II; (C) - fenocristal de quartzo contendo inclusões concêntricas de criolita I; (D) - zircão com feições de corrosão pela criolita II; (E) - cristal de gagarinita-(Y) incluída em criolita. Greisens: (F) - cristais disseminados de cassiterita em greisen de alta temperatura; (G) - cristal de cassiterita corroído por fengita em greisen de baixa temperatura. Epissienito sódico: (H) - agregados drusiformes de cassiterita preenchendo cavidade. Qz: quartzo; Crio: criolita; Cas: cassiterita; Zr: zircão; Piro: pirocloro; Gaga: gagarinita-(Y); Top: topázio; Sid: siderofilita; Feng: fengita; MicB: mica branca; Clor: clorita; F-K: feldspato potássico; Ab: albita. Fotomicrografias extraídas de: Minuzzi (2005) (a até e); Borges (2002) (f, g); Costi et al. (2005) (h).

pirocloro (Fig. 4b), gerando bordas de reação (Bastos Neto *et al.* 2009).

O principal mineral de minério de Y e ETR em ambas as fácies é o xenotímio magmático, encontrado em cristais subédricos a euédricos (até 0,25 mm). Em rochas pegmatíticas associadas à fácies de núcleo, forma cristais de até 4,0 cm.

Na porção central do albita granito de núcleo ocorre o depósito de criolita maciça (DCM), formado por veios e bolsões constituídos principalmente por cristais de criolita (87% em volume) de até 15 mm de diâmetro, e por cristais de quartzo, zircão e feldspatos com dimensão < 0,15 mm (13% em volume) homogeneamente distribuídos pelo corpo. Os corpos de minério ocorrem intercalados com o albita-granito de núcleo e o álcali feldspato granito porfirítico *hipersolvus* (Fig. 3b), concentrados nos níveis denominados Zona Criolítica A e Zona Criolítica B (Bastos Neto *et al.* 2009; Costi *et al.* 2009).

Os mais altos teores de Y (0,7%  $Y_2O_3$ ) no depósito Madeira ocorrem nos corpos de criolita maciça próximos à base da Zona B. O mineral de minério é a gagarinita-(Y), que ocorre em cristais anédricos (0,5–6,8 mm) intersticiais à ou inclusas na criolita (Fig. 4e) (Bastos Neto *et al.* 2009).

As inclusões fluidas em criolita do DCM apresentam temperaturas de homogeneização entre 100° e 300°C, correspondendo a resfriamento de 400° a 100°C. As variações refletem alterações nas condições físico-químicas do fluido e não processos posteriores. Dois fluidos aquosos com salinidades distintas foram aprisionados durante a formação do DCM: um em torno de 5% e outro acima de 10% em peso eq. NaCl. A inexistência de IF supostamente magmáticas, com Th e salinidade mais altas, em outros minerais como quartzo e fluorita, indica que este depósito é hidrotermal (Minuzzi 2005).

#### DEPÓSITOS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS AO PLUTON ÁGUA BOA

##### *Greisens*

Os *greisens* foram detectados em subsuperfície e estão associados a praticamente todas as fácies do pluton Água Boa (Fig. 2b). Ocorrem interdigitados com granitos greisenizados e/ou rochas hidrotermalizadas em zonas rúpteis, formando níveis contínuos e homogêneos com espessu-

ra máxima de 5 m (Borges 2002, Borges *et al.* 2003, Feio *et al.* 2007).

Os *greisens* de alta temperatura são pretos a cinza claros, de textura granular média e compostos por quartzo, topázio, siderofilita e esfalerita, acompanhados por quantidades variáveis de cassiterita, pirita, calcopirita, zircão, fluorita, siderita e Nb-anatásio (Borges *et al.* 2003). A cassiterita ocorre disseminada, em cristais anédricos a subédricos (> 1 mm), marrom avermelhados a incolores (Fig. 4f). A cassiterita avermelhada apresenta baixos teores de Ti e Nb, enquanto a incolor é quimicamente mais pura (Borges 2002).

Os *greisens* de baixa temperatura apresentam coloração verde acinzentada escura a verde clara, textura granular média, e são constituídos essencialmente por quartzo, fengita e clorita, com teores subordinados de cassiterita, pirita, galeña, esfalerita, zircão, rutilo, berilo e fluorita. A cassiterita ocorre como agregados de cristais anédricos ou subédricos (0,3–0,7 mm), vermelho-escuros a incolores, irregularmente zonados e seguidamente corroídos (Fig. 4g).

Os estudos de inclusões fluidas (IF) realizados em cristais de quartzo, topázio e fluorita dos *greisens* indicaram que dois fluidos principais foram responsáveis pela sua formação: (1) um aquo-carbônico reduzido ( $CH_4-H_2O-NaCl-FeCl_2 \pm KCl$ ), ácido, rico em F, de baixa salinidade (4–12% em peso de NaCl eq.) e relativamente quente (400°–350°C), aparentemente de origem ortomagmática e (2) um fluido aquoso ( $H_2O-NaCl$ ) de mais baixas salinidade (2–4% em peso de NaCl eq.) e temperatura (200–150°C), de provável origem superficial (meteorítica?) (Borges *et al.* 2009). Foram aprisionados sob condições de pressão inferior a 1 kbar, compatíveis com níveis crustais rasos, como admitido historicamente para os granitos estaníferos de Pitinga.

Processos de separação de fases e mistura de fluidos, além de gradientes de atividade de F e fugacidade de oxigênio, foram importantes na formação dos diferentes *greisens*. Eles não somente controlaram as mudanças composicionais dos fluidos, mas também causaram a precipitação de cassiterita e de sulfetos.

##### *Epissienitos Sódicos*

Os epissienitos sódicos também foram detectados em programa de sondagem rotativa, sob

cobertura saprolítica de 30 a 40 metros de espessura (Costi *et al.* 2002). São rochas de textura equigranular média, compostas essencialmente por albita e baixo teor modal de quartzo, formadas por alteração metassomática de biotita-granito encaixante (Fig. 2b), em zona lenticular controlada por falhas.

São formados, em linhas gerais, através dos seguintes estágios: (a) albitização de feldspato potássico; (b) formação de cavidades através da dissolução de quartzo magmático; (c) preenchimento das cavidades por albita, clorita, fengita, cassiterita; (d) deposição de quartzo tardio e cassiterita em espaços restantes. A cassiterita ocorre como agregados irregulares ou drusiformes (Fig. 4h) de cristais corroídos, subédricos a anédricos (0,5–1,0 mm), marrom avermelhados a incolores, em cavidades, associada a (1) albita, fengita e clorita, ou (2) quartzo secundário tardio, feldspato potássico turvo (adulária?) ± albita.

Determinações de isótopos estáveis mostram que os valores de  $\delta O^{18}$  normalizados ao SMOW obtidos em quartzo de todas as fácies do pluton Madeira concentram-se no intervalo entre 7,7 e 8,8‰, próximos dos obtidos em pares de concentrados de quartzo e feldspatos do pluton Água Boa, evidenciando preservação da assinatura isotópica magmática de oxigênio nessas rochas.

Concentrados de albita dos epissienitos sódicos forneceram valores de  $\delta O^{18}$  similares aos obtidos em quartzo e feldspatos das fácies graníticas e contrastantes com aqueles dos concentrados de clorita e fengita das rochas hidrotermalizadas, sugerindo que a albita deve ter se formado a alta temperatura, a partir de fluidos residuais da cristalização magmática.

O quartzo dos greisens apresenta valores de  $\delta O^{18}$  similares aos obtidos no quartzo dos granitos. Topázio exibe valores ora um pouco inferiores aos do quartzo da mesma amostra, ora claramente inferiores e próximos dos fornecidos pela siderofilita. Neste último caso tem-se indicação da possível influência, nos greisens de alta temperatura, de fluidos hidrotermais modificando a assinatura isotópica magmática original. Modificações no sistema isotópico ficam, entretanto, mais evidentes no caso de concentrados de clorita+fengita, fases dominantes nos greisens de baixa temperatura e nas cavidades dos epissienitos. Tais minerais fornecem valores de  $\delta O^{18}$  na ordem de 5,0 a 6,3‰ e devem refletir o reequilíbrio isotópico do

oxigênio com fluidos hidrotermais de baixa temperatura, com forte influência de águas meteóricas (Borges 2002).

## DOMÍNIO GUIANA CENTRAL (OU K'MUDKU)

### Fosfato de rochas alcalinas da serra Repartimento

Pequenos corpos de rochas alcalinas de idade mesozóica ocorrem na região central de Roraima (Domínio K'Mudku), encaixados em litologias do Proterozóico (Fig. 1). Estas rochas alcalinas concentram-se em uma área situada entre os rios Apiaú e Ajarani, na zona de prolongamento sudoeste do hemigráben Tacutu. Inicialmente registradas como Suíte Serra Repartimento (Borges 1990, 1994) e Suíte Alcalina Apiaú (Brandão & Freitas 1994), estas rochas foram posteriormente reunidas como Complexo Alcalino Apiaú (CPRM 1999). A idade de 108 Ma (isócrona Rb/Sr) obtida para as alcalinas Apiaú (Gaudette *et al.* 1996) é considerada compatível com um magmatismo alcalino mesozóico, de caráter continental, associado ao regime distensivo responsável pela formação do hemigráben Tacutu.

As rochas em questão constituem diques e pequenos plutons de no máximo 20 km<sup>2</sup> e compreendem variedades como sienitos, traquitos, fonólitos e nefelinito, compostos por feldspato alcalino, feldspatóides, aegirina, augita, hornblenda, biotita, minerais opacos, zircão, fluorita, quartzo, apatita, zeólitas e carbonatos. Teores expressivos em Nb (até 1353 ppm), Zr (500-1000 ppm), Th (53 ppm), U (25 ppm) e Rb (586 ppm) foram verificados em análises químicas de rochas do complexo (CPRM 1999), compatíveis com os teores destes elementos em rochas alcalinas. Análises feitas por Borges (1990) em lateritos da Serra Repartimento mostraram valores elevados em W (50 ppm), Mo (300 ppm), Sr (1000 ppm), F (1000 ppm), Ba (5000 ppm), Y (100 ppm) e V (2000 ppm). Nesta mesma área, a amostragem de solo e saprolito, em malha de poços de 10 m de profundidade, revelou altos teores de La<sub>2</sub>O<sub>5</sub>+CeO<sub>2</sub> (0,5% a 5%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (2% a 9%), TiO<sub>2</sub> (0,3% a 3%) e Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,1% a 0,5%). Cálculos preliminares permitiram estimar uma reserva de fosfato da ordem de 3,5 milhões de toneladas, com teor de 3% a 5% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Borges 1990, 1994). Ocorrências de barita também foram assinaladas na região.

Imagens aerogeofísicas da área da serra Re-

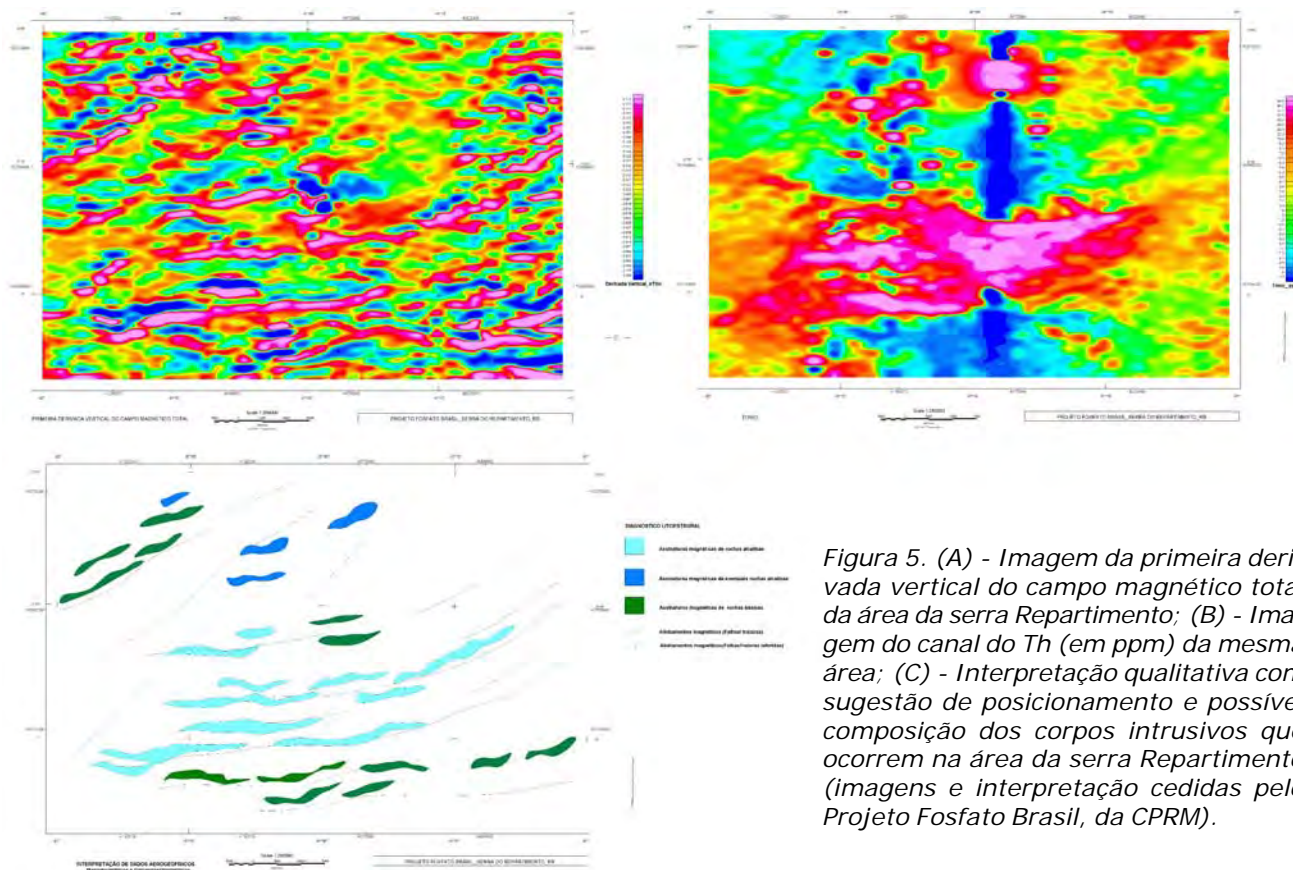


Figura 5. (A) - Imagem da primeira derivada vertical do campo magnético total da área da serra Repartimento; (B) - Imagem do canal do Th (em ppm) da mesma área; (C) - Interpretação qualitativa com sugestão de posicionamento e possível composição dos corpos intrusivos que ocorrem na área da serra Repartimento (imagens e interpretação cedidas pelo Projeto Fosfato Brasil, da CPRM).

partimento, mostram anomalias gamaespectrométricas, em especial do canal do Th, e discretas anomalias magnéticas (Figs. 5a,b). Estas feições permitiram esboçar o contorno dos corpos alcalinos existentes, com forma alongada, sugestivo de diques, e também de outros corpos alcalinos prováveis. Anomalias magnéticas mais pronunciadas em outros pontos sugerem ainda a ocorrência de diques máficos na mesma área (Fig. 5c).

## REFERÊNCIAS

- Almeida M.E. 2006. Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides Paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil. Doctoral thesis, CPGG, UFPA. 227p.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Faria M.S.G. de. 2002. A Granitogênese Paleoproterozóica do Sul de Roraima. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, Anais, p 434.
- Almeida M.E., Ferreira A.L., Pinheiro S.S. 2003. Associações Graníticas do Oeste do Estado de Roraima, Domínio Parima, Escudo das Guianas. *Geologie de la France*, 2-3-4, 135-159.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Oliveira E.C. 2007. Geochemistry and Zircon Geochronology of I-type High-K Calc-alkaline and S-Type granitoid rocks from Southeastern Roraima, Brazil: Orosirian Collisional Magmatism (1.97-1.96 Ga) in central Guyana Shield. *Precamb. Research*. 155, 69-97.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Valente S. de C. 2008. Geological and single-zircon Pb evaporation data from the Central Guyana Domain in southeastern Roraima State, Brazil: tectonic implications for the central portion of the Guyana Shield. *Journal of South-American Earth Sciences* 26 (3), 318-328.
- Basei M.A.S. 1975. Geocronologia do Território Federal de Roraima e parte norte do Estado do Amazonas. In: Brasil, MME/DNPM/RADAM. *Relatório Interno*. Belém, 19p.
- Bastos Neto A.C., Pereira V.P., Lima E.F., Ferron J.M., Minuzzi O., Ronchi L.H., Flores J.A.A., Frantz J.C., Pires A.C., Pierosan R., Hoff R., Botelho N.F., Rolim S.B.A., Rocha F.N.F., Ulmann L. 2005. A jazida de criolita da mina Pitinga (Amazonas). In: J.O. Marini, E. Queiroz, B.W. Ramos (eds.) *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*. DNPM-ADIMB, Brasília, Brasil (477-552).
- Bastos Neto A.C., Pereira V.P., Ronchi L.H., Lima E.F. de, Frantz J.C. 2009. The world-class Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) deposit and the massive cryolite associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga mining district, Amazonas state, Brazil. *The Can. Mineralogist*, 47:1329-1357.
- Borges F.R. 1990. Projeto Serra Repartimento. Relatório de Progresso. CPRM-Manaus. Inédito
- Borges F.R. 1994. Alcalinas de Roraima. In: SBG, IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, resumos, pp 213-215.
- Borges F.R. & D'Antona R.J.G. 1988. Geologia e mineralizações da serra Tepequém. In: SBG, XXXV Congr. Brasileiro de Geologia, Anais, vol 3, pp 155-163.
- Borges R.M.K. 2002. Greisens e epissienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): Um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizações estaníferas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do

- Pará, 383p.
- Borges R.M.K., Dall'Agnol R., Costi H.T. 2003. Geologia, petrografia e química mineral das micas dos greisens estaníferos associados ao pluton Água Boa, Pitinga (AM). *Revista Brasileira de Geociências*, **33**:51-62.
- Borges R.M.K., Villas R.N.N., Fuzikawa K., Dall'Agnol R., Pimenta M.A. 2009. Phase separation, fluid mixing, and origin of the greisens and potassic episyenite associated with the Água Boa pluton, Pitinga tin province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:161-183.
- Boyle R.W. 1986. Gold deposits in turbidite sequences: their geology, geochemistry, and history of the theories of their origin. In: Keppie J.D., Boyle R.W., Haynes S.J. (eds.) Turbidite-hosted gold deposits. *Geological Association of Canada Special Paper 32*, pp1-13.
- Brandão R.L. & Freitas A.F.F. 1994. Serra do Ajarani. Folha NA.20-X-C-VI. Relatório Final. Manaus. CPRM/MME, 153p.
- Cerný P., Blevin P.L., Cuney M., London D. 2005. Granite-related ore deposits. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, pp.337-370.
- Costa J.B.S., Pinheiro R.V.L, Reis N.J., Pessoa M.R., Pinheiro S. da S. 1991. O Hemigráben do Tacutu, uma Estrutura Controlada pela Geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*, **10**, 119-130.
- CPRM. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central. Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Nota Explicativa. Manaus. CD-ROM.
- CPRM. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM/Serviço Geológico do Brasil [CD-ROM]. (abstract in English)
- CPRM. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. In: Luiz Bizzi, Carlos Schobbenhaus, Roberta Vidotti, João Gonçalves (eds.), Brasília, CPRM. Esc. 1:1.000.000. Texto, 674p. [Texto, Mapas e SIG].
- CPRM 2006. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil: Subprograma Mapas Geológicos Estaduais. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. In: Nelson Joaquim Reis, Marcelo Esteves Almeida, Amaro Luis Ferreira, Silvio Lopes Riker (eds.), Manaus, CPRM/CIAMA. 2006. Esc. 1:1.000.000. Texto Explicativo, 144 p.
- CPRM. 2010. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila de Tepequém – Projeto Amajari, Folha (integrais). Escala 1:100.000. Estado de Roraima. CPRM/Serviço Geológico do Brasil [CD-ROM]. (abstract in English)
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Reviews*, **42**:832-849.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Borges R.M.K., Minuzzi O.R.R., Teixeira J.T. 2002. Tin-Bearing Sodic Episyenites Associated with the Proterozoic, A-Type Água Boa Granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **5**:435-451.
- Costi H.T., Borges R.M.K., Dall'Agnol R.D. 2005. Depósitos de estanho da mina Pitinga, Estado do Amazonas. In: *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*. (J.O. Marini, E. Queiroz & B.W. Ramos, eds.). DNPM-ADIMB, Brasília, Brazil (391-475).
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Pichavant M., Rämö O.T. 2009. The peralkaline tin-mineralized Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian craton, Brazil: Petrography, mineralogy and crystallization processes. *The Canadian Mineralogist*, **47**:1301-1327.
- D'Antona R.J.G. & Borges F.R. 1982. Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros. Território Federal de Roraima. *Relatório de Progresso*. DNPM-CPRM. 53p.
- D'Antona R.J.G. & Borges F.R. 1983. Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros. Área Roraima. Relatório Anual 1982. DNPM-CPRM. 54p.
- D'Antona R.J.G. 1988. Projeto Rio Mau. *Relatório de Progresso*. Volume I. CPRM, Superintendência Regional de Manaus, 113p.
- Dall'Agnol R., Costi H.T., Leite S.A.A., Magalhães M. S. & Teixeira N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Prec. Res.*, **95**:9-39.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Editora Universidade de Brasília, 392p.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Borges R.M.K. 2007. Greisens associados ao topázio-granito do pluton Água Boa, Província Estanífera de Pitinga: Petrografia e Balanço de massa. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(3):2-17.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Nardi L.V.S., Costi H.T., Pierosan R., Prado M. 2010. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:483-497.
- Fraga L.M.B. 2002. A Associação Anortosito–Mangerito–Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima e Suas Encaixantes Paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. Doctoral thesis, CPGG, UFPA. 386p. (in Portuguese).
- Fraga L.M.B., Almeida M.E., Macambira J.B. 1997. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil. In: South-American Symp. on Isotope Geology, 1997, Campos do Jordão. Resumo, Campos do Jordão [s.n.], 1997. p. 115- 117.
- Fraga L. M., Reis N.J., Dall'Agnol R., 2009. Cauarane-Coeroeni Belt– the main Tectonic feature of the Central Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., **11**, Anais, Manaus. CD-ROM.
- Gaudette H.E., Olszewski W.J. Jr., Santos J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**(3-4):183-195.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, pp.407-450.
- Kroonenberg S.B. 1976. Amphibolite-facies and Granulite-facies Metamorphism in the Coeroeni-Lucie Area, Southwestern Suriname. *Geol. Mijnb. Dienst. Suriname, Medeling*, **25**:109-289.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós gold province, Amazonian craton, Brazil. *Prec. Res.*, **119**:189–223.
- Lenharo S.L.R. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogênico dos granitos mineralizados da re-*



- gião de Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado, Escola Técnica da USP, 290 p.
- Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos L.S. 2002. Idade de Zircão das Vulcânicas Iricoumé do Sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: Simp. Vulcanismo Ambientais Associados, 2, 2002, Belém. *Anais...*, p.22.
- Minuzzi O.R.R. 2005. *Gênese e evolução da mineralização de criolita, pirocloro e columbita da subfácies albíta-granito de núcleo, mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 249p.
- Nunes N.S.V., Santiago A.F., Pinheiro S.S. 1994. Geologia e mineralizações auríferas da região das cabeceiras do rio Mucajal, Estado de Roraima. In: SBG, IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos* pp 26-29.
- Pinheiro S.S. & Reis N.J. 1994. Os terrenos metavulcano-sedimentares do Estado de Roraima. In: SBG, IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos* pp 30-32.
- Pinheiro S.S., Nunes A.C.B., Costi H.T., Yamaguti H.S., Faraco M.T.L., Reis N.J., Menezes R.G., Riker S.R.L., Wildner W. 1981. Projeto Catrimãni-Uraricoera. Relatório de Progresso. Manaus. DNPM/CPRM. Volume IA, 319p.
- Reis N.J. 1999. Formação Tepequém. In: CPRM (ed.); *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima*. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 - 3.14
- Reis N.J. & Pinheiro S. da S. 2004. A Formação Trincheira – um metalotecto diamantífero no norte do Estado de Roraima. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 42, Araxá, MG. *Anais*: S02, T 1. 146, CD-ROM
- Reis N.J., Pinheiro S.S., Carvalho J.E. 1985. Subdivisão litoestratigráfica da Formação Suapi, Grupo Roraima, Território Federal de Roraima. In: SBG, II Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Volume 1, pp498-520.
- Reis N.J., Fraga L.M.B., Pinheiro S.S. 1994. Reconhecimento geológico da região do rio Uatátás, setor oeste do Estado de Roraima. In: SBG, IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos* pp33-36.
- Reis N.R., Faria M.S.G. de, Fraga L.M.B., Haddad R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism from eastern portion of Roraima State – Amazon Craton. *Rev. Bras. Geoc.* 30 (3), 380-383.
- Reis N.J.R., Fraga L.M.B., Faria M.S.G. de, Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima. *Geologie de la France*, 2-3-4, 121-134.
- Reis N.J., Szatmari P., Wanderlei Filho J.R., York D., Evensen N.M., Smith P.E. 2008. Dois eventos de magmatismo máfico mesozóico na fronteira Brasil – Guiana, Escudo das Guianas: enfoque à região do Rifte Tacutu – North Savannas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 43, Aracaju, 2006. M.G.Silva, W.J.S. Franca-Rocha (org.), *Coletânea de Trabalhos Completos*, CD-ROM
- Santos J.O.S 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (org.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM. Editora UnB, Brasília. Capítulo IV, pp 169-226.
- Santos J.O.S. & Reis Neto J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: SBG, XXXII Congr. Brasileiro de Geologia, Salvador, BA. *Anais*, pp 339-347.
- Santos J.O.S, Hartmann L.A., Gaudette H.E. Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.*, 3:453-488.
- Santos J.O.S, Reis, N.J., Hartmann L.A., McNaughton N., Fletcher I. 1999. Associação Anortosito-Charnockito-Rapakivi no Calimiano do norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima, Brasil: evidências de geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e baddeleyita. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia 6, Manaus, *Resumos Expandidos*, pp502-505.
- Santos J.O.S., Potter P.E., Reis N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R., McNaughton N.J. 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South América based on U-Pb geochronology. *GSA Bulletin*, 155:331-348.
- Santos J.O.S., Reis N.J., Chemale F., Hartmann L.A., Pinheiro S. da S., McNaughton N.J. 2003. Paleoproterozoic Evolution of Northwestern Roraima State – Absence of Archean Crust, based on U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 4, *Short Papers*: 278–281.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L. A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precamb. Res.* 131:73-109.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G.de, Riker S.R.L., Souza M.M.de, Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006a. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-Núcleo Norte, Simp.Geol. Amaz., 9, Belém, CD-ROM.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G.de, Riker S.R.L., Souza M.M.de, Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006b. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-Núcleo Norte, Simp.Geol. Amaz., 9, Belém, CD-ROM.
- Souza M.M. 1982. A descoberta da Província Estanífera Mapuera. Publicação Interna. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, 5 p.
- Souza M.M. 2006. Ocorrências de diamante em Roraima. In: SBG, Congr. Brasil. Geologia, Sergipe. *Anais*, p.134.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. de (eds), *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p. 471-485.
- Vasquez M.V., Ricci P.S.F., Klein E.L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (orgs), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3, Belém, SBG, p. 63-83.
- Veiga Jr, J. P., Nunes, A. C. B., Fernandes, A. S., Amaral, J. E., Pessoa, M. R., Cruz, S. A. S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM, 7 v.

## METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA TAPAJÓS

CAETANO JULIANI<sup>1</sup>, MARCELO LACERDA VASQUEZ<sup>2</sup>, EVANDRO LUIZ KLEIN<sup>2</sup>,  
RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS<sup>3</sup>, CARLOS MARIO ECHEVERRI MISA<sup>1</sup>,  
ÉRIKA SUELLEN BARBOSA SANTIAGO<sup>3</sup>, LENA VIRGÍNIA SOARES MONTEIRO<sup>1</sup>,  
CLEYTON DE CARVALHO CARNEIRO<sup>1</sup>, CARLOS MARCELLO DIAS FERNANDES<sup>3</sup> &  
GUSTAVO USERO<sup>1</sup>

1 – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP. CEP 05508-080. E-mail: cjuliani@usp.br, carlosma99@yahoo.com, lena.monteiro@usp.br, cleytoncarneiro@gmail.com

2 – CPRM – Serviço Geológico do Brasil, vasquez@br.cprm.gov.br, evandro.klein@cprm.gov.br

3 – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Campus Universitário do Guamá, Rua Augusto Corrêa, nº 1, CEP: 66075-110, netuno@ufpa.br, esbsantiago@gmail.com, cmdf@ufpa.br

### INTRODUÇÃO

O ouro foi descoberto na região do Tapajós em 1958 nas imediações do Rio das Tropas. Com o desenvolvimento do garimpo nas décadas de 80 e 90, quando mais de 200.000 pessoas trabalhavam na lavra do ouro, a região passou a ser conhecida como Província Aurífera do Tapajós (Silva 1984, Faraco *et al.* 1997) ou Província Mineral do Tapajós (Delgado *et al.* 1995, em Vasquez *et al.* 1996). Essa província foi responsável por uma parcela expressiva do ouro lavrado no Brasil nas décadas de 70 e 80, tendo sido registrada oficialmente uma produção acumulada de ~ 225 t em garimpos até 1995 (Faraco *et al.* 1996), enquanto que estimativas não oficiais sugerem que podem ter sido lavradas mais de 750 t até a presente data. Somente mais recentemente trabalhos de pesquisa mineral de diversas empresas de mineração tem comprovado a existência de depósitos primários importantes, destacando-se, em recursos totais de ouro, os de Tocantinzinho (83 t), Coringa (74 t), Cuiú-Cuiú (40 t), Palito (18 t eq.) e São Jorge (18 t).

Apesar dos estudos sobre a gênese das mineralizações auríferas primárias serem ainda relativamente escassos, diversos tipos de depósitos têm sido descritos na província, incluindo os filonianos orogênicos mesotermiais e epizonais em zonas de cisalhamento que cortam granitóides e rochas metassedimentares, os de sequências vulcanossedimentares com rochas básicas, relacionadas a intrusões graníticas (*intrusion-related*) e epitermais associadas a rochas básicas intrusivas (Coutinho *et al.* 1998, 2000, Dreher *et al.* 1998,

Almeida *et al.* 2000, Bahia & Quadros 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein & Vasquez 2000, Vasquez & Klein 2000, Santos *et al.* 2001, Klein *et al.* 2002).

Adicionalmente, têm sido descritas mineralizações auríferas e de metais de base magmático-hidrotermais epitermais *high-* e *low-sulfidation* hospedadas nas vulcânicas ácidas do Grupo Iriri, do tipo pórfiro em granitos sub-vulcânicos e em granitos mesozonais da Suite Parauari (Jacobi 1999, Nunes 2001, Juliani *et al.* 2000, 2002, 2004a, 2004b, 2005, Juliani 2002, Corrêa-Silva 2002, Echeverri-Misas 2010, Usero *et al.* 2011).

Devido ao vínculo genético entre as mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation* e os depósitos tipo pórfiro reconhecido em importantes províncias minerais (Sillitoe 1973, 2010, Arribas Jr. 1995, Hedenquist *et al.* 1998), o potencial na província não deve se restringir às mineralizações de ouro, sendo também possível a ocorrência de mineralizações de metais de base do tipo pórfiro, incluindo depósitos de cobre em unidades cálcio-alcálicas menos evoluídas e de cobre e molibdênio em rochas mais evoluídas, além de ouro e cobre e ouro nos granitóides tardios de alto potássio e nas intrusivas do tipo A.

Atualmente a exploração mineral na província tem sido focada em mineralizações auríferas filonianas de alto teor, apesar do potencial para ocorrência de mineralizações magmático-hidrotermais do tipo pórfiro, inclusive de metais de base. Esse processo de desenvolvimento das descobertas tem sido também observado em outras províncias mundiais, quando depósitos de baixo teor e grande volume são encontrados somente após significativo acúmulo do conhecimento geológico e meta-

logenético, o que sugere que a potencialidade da Província Aurífera do Tapajós para a ocorrência de depósitos minerais importantes não foi ainda suficientemente explorada.

### CONTEXTO TECTÔNICO E GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS

O conhecimento sobre a evolução geológica da parte central do Cráton Amazônico tem avançado significativamente nas últimas décadas, assim como as propostas de compartimentação tectônica baseadas em dados isotópicos e geocronológicos. Inicialmente esta região do cráton, denominada Província Amazônia Central, foi considerada como formada apenas por rochas com > 2,1 Ga. Esse modelo, formulado com base em dados estruturais e geofísicos, considerava o Cráton Amazônico como uma grande plataforma arqueana retrabalhada e reativada há cerca de 2,0 Ga (Amaral 1974, Costa & Hasui 1997, Montalvão & Bezerra 1980, Hasui *et al.* 1984, Hasui *et al.* 1993).

Entretanto, com a identificação de um núcleo

com >2,3 Ga na porção oriental do cráton e de faixas sucessivamente mais jovens a sudoeste (Cordani *et al.* 1979) foi proposto que o cráton evoluiu por acreção crustal de cinturões móveis e arcos magmáticos a norte e sudoeste em eventos sucessivos até o Neoproterozóico (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Brito Neves 1982, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari *et al.* 1996, Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000). Segundo Tassinari & Macambira (1999), o Cráton Amazônico divide-se em seis províncias geocronológicas (Fig. 1A): Amazônia Central (> 2,3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,9 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80 - 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,5 - 1,3 Ga) e Sunsás (1,25 - 1,00 Ga). Vasquez *et al.* (2008b), baseados em Santos *et al.* (2000), entretanto, subdividem o Cráton Amazônico em oito províncias geocronológicas (Fig. 1B), denominadas: Carajás (3,0 - 2,5 Ga), Transamazonas (2,26 - 2,06 Ga), Tapajós-Parima (2,03 - 1,86 Ga), Guiana Central (1,95 - 1,81 Ga), Amazônia Central (1,90 - 1,86 Ga), Rondônia-Juruena (1,85 - 1,54 Ga), Rio Ne-

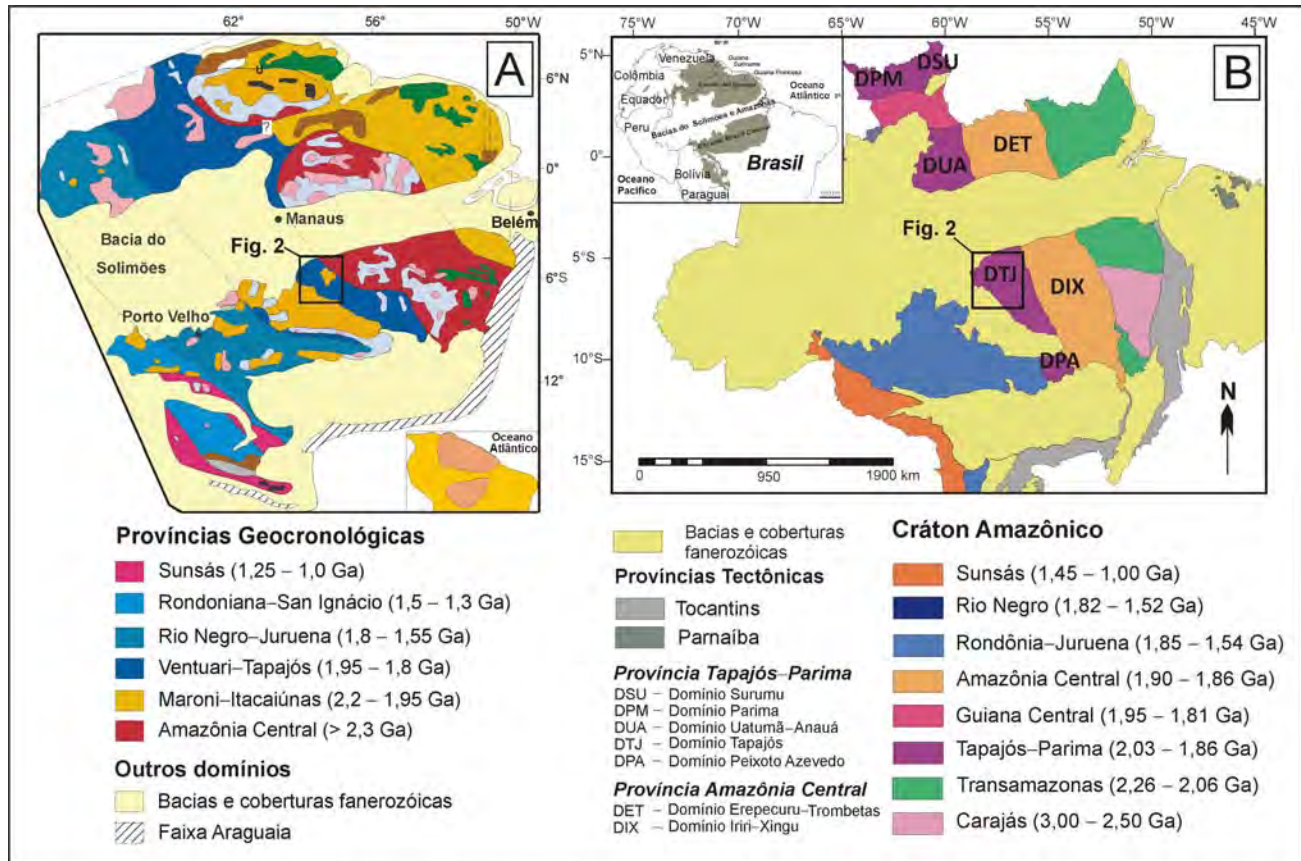


Figura 1 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo (A) Tassinari & Macambira (1999) e (B) Santos (2003), incluindo os domínios tectônicos das províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central (modificado de Vasquez *et al.* 2008b).

gro (1,82 – 1,52 Ga) e Sunsás (1,45 – 1,00 Ga).

Recentemente, a integração dos dados geológicos, geocronológicos e metalogenéticos obtidos até então na porção sul do Cráton Amazônico para várias ocorrências de vulcanismo do tipo Uatumã levaram a Juliani *et al.* (2008, 2009) a admitirem a existência de um possível zonamento metalogenético formado entre ~ 2,0 – 1,88 Ga nesta unidade tectônica, na região compreendida entre o gráben da Serra do Cachimbo e São Félix do Xingu. Neste modelo evolutivo alternativo, isto pode ter sido formado por orogêneses oceano–continente geradas por subducção contínua orientada aproximadamente leste–oeste. Nesse contexto a ocorrência das associações cálcio-alcálicas mais jovens (1,88 Ga) na região de São Félix do Xingu pode ser explicada pela diminuição no ângulo da placa subductada, evento esse conhecida como *flat subduction* (Sacks 1983), como descrito no Cinturão Vulcânico Trans-Mexicano (Ferrari *et al.* 1999) e no Cinturão Andino (Kay *et al.* 2005).

A Província Aurífera do Tapajós ocupa parte das províncias Tapajós–Parima (ou Ventuari–Tapajós) e Amazônia Central. A sua parte mais ocidental é formada por uma faixa paleoproterozóica (1,96 – 1,8 Ga), com evolução relacionada à acreção de pelo menos um arco magmático continental na borda do cráton arqueano recoberto por rochas vulcânicas, além de abundantes intrusivas paleoproterozóicas (Tassinari 1996, Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000). Os dados de isótopos de Nd das rochas deste segmento evidenciam fontes predominantemente mantélicas acrescidas há cerca de 2,2 Ga na margem de uma crosta arqueana de 2,5 a 3,1 Ga (Tassinari 1996, Sato & Tassinari 1997). Com base nas idades de 2,1 a 1,87 Ga (U–Pb em zircão) e nos dados Sm–Nd, Santos *et al.* (2001, 2004) e Vasquez *et al.* (2008b) individualizaram diversos domínios na Província Tapajós–Parima (Fig. 1B). Essa redefinição inclui mudanças de limites e da denominação em relação às províncias geocronológicas prévias, e a proposição de uma evolução envolvendo a acreção de sucessivos arcos magmáticos (Cuiú-Cuiú, Jamaxim, Creporizão, Tropas e Parauari), seguido pelo magmatismo alcalino anorogênico Maloquinha (Santos *et al.* 2000, 2001, 2004, Santos 2003). Alternativamente, Vasquez *et al.* (2002) e Almeida (2006) propuseram que a evolução da província se deu com a colisão de apenas um arco mais precoce (Arco Cuiú-Cuiú/Anauá) e uma sucessão de

eventos magmáticos pós-colisionais transcorrentes e extensionais com *underplating* associado.

Dentre os domínios apresentados na Fig. 1B, o Domínio Tapajós é o que mais conta com informações sobre a evolução geológica e metalogenética dos depósitos de ouro e, portanto, será o foco do presente capítulo.

## DOMÍNIO TAPAJÓS

O Domínio Tapajós é o maior segmento da Província Tapajós–Parima (Fig. 1B) e sua orientação na direção NW–SE reflete as principais falhas e zonas de cisalhamento transcorrentes que controlaram o posicionamento da maioria das intrusões ígneas e depósitos vulcânicos mais evoluídos, tardi- a pós-orogênicos (Fig. 2). Na porção norte, as estruturas de direção E–W tiveram um papel mais destacado. Essas estruturas têm características aerogeofísicas magnetométricas indicativas de maior penetrabilidade na crosta (Carneiro *et al.* 2011, Juliani 2012). A expressão em profundidade dessas estruturas com direção preferencial E–W, observadas a partir do campo magnético residual, sugerem que essa orientação pode definir a estruturação da faixa móvel e da implantação dos arcos magmáticos mais antigos na porção sul do Cráton Amazônico.

As associações de litotipos que constituem o embasamento das rochas vulcânicas e sedimentares na parte sudoeste do domínio, em especial os granitóides, foram metamorfisadas na fácies xisto verde a anfibólito e deformadas por zonas de cisalhamento dúctil NW–SE em intensidades variáveis (Fig. 2). No restante do domínio as rochas sofreram principalmente deformação rúptil, sugerindo a preservação de níveis crustais mais rasos no sentido nordeste. Este quadro mostra um zonamento, com associações litotípicas e controle estrutural das mineralizações de ouro filonianas de crosta mais profunda a sudoeste passando para mais rasas a nordeste do domínio (Delgado 1999, Almeida *et al.* 2001, Klein *et al.* 2001, Santos & Coutinho 2008). As estruturas de direção N–S são subordinadas e podem apresentar inflexões para NW–SE. Sua distribuição é mais frequente na porção sudoeste do domínio, em rochas do embasamento, onde constituem principalmente falhas inversas e, localmente, de empurrão (Almeida *et al.* 2001, Klein *et al.* 2001, Santos & Coutinho 2008). As estruturas de direção N–S,

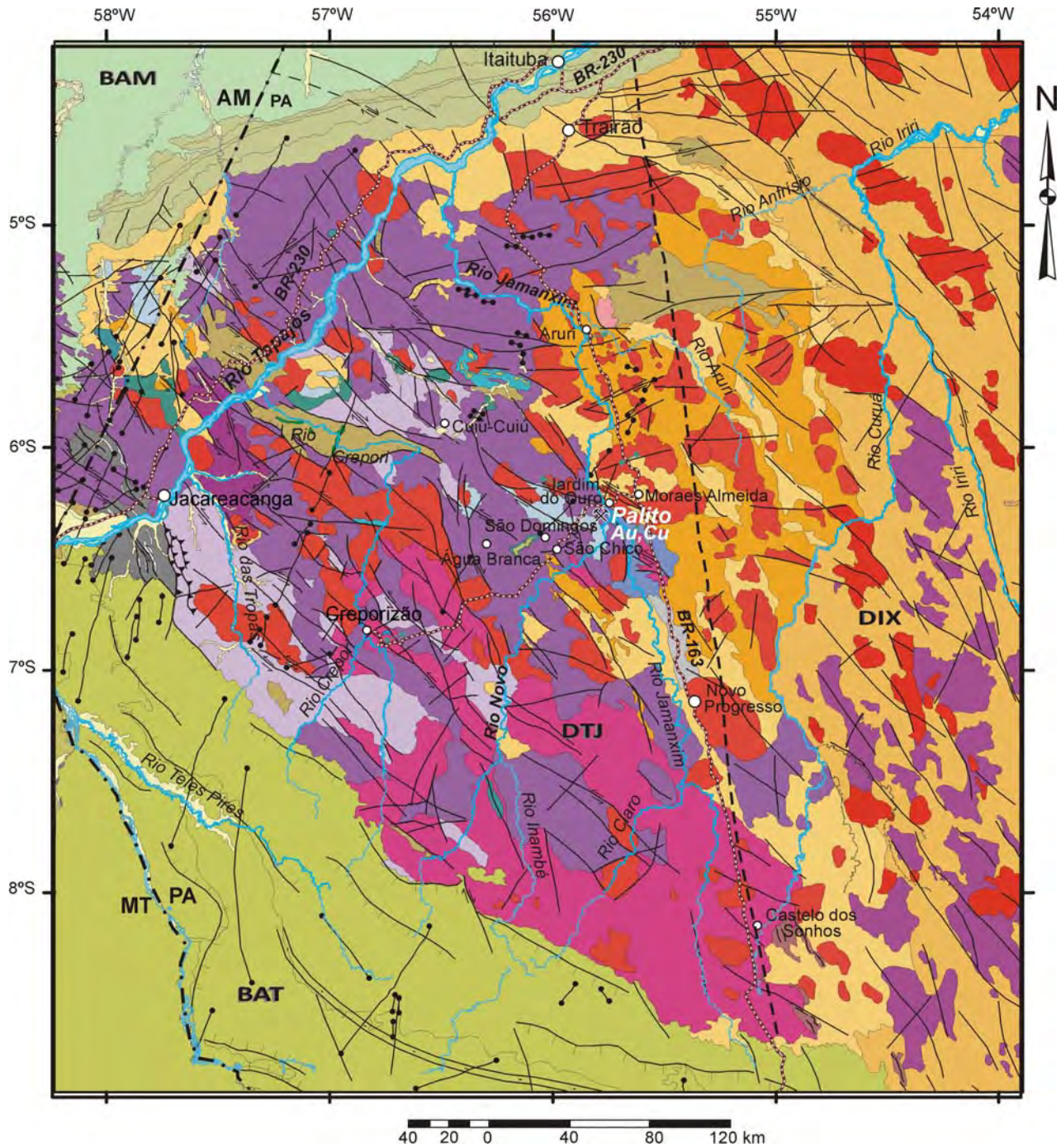


Figura 2 - Mapa geológico do Domínio Tapajós (modificado de Vasquez et al. 2008a).

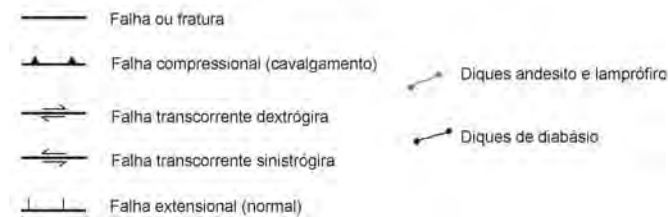
juntamente com as de orientação NNE–SSE e NE–SW, ocorrem também como componentes do sistema transcorrente dextrógiro (Santos & Coutinho 2008) que afetou principalmente as associações litotípicas da parte central do domínio. Poucos corpos ígneos félsicos têm orientação N–S, mas são frequentes diques de diabásio, de andesito e de lamprófiro orientados segundo as direções NNE–SSW e NE–SW, que comumente também deslocam as estruturas anteriores, sugerindo um estágio de

desenvolvimento mais tardio. As estruturas NW–SE são possantes zonas de cisalhamento transcorrentes sinistróginas que, em parte, controlaram a colocação de intrusões félsicas, especialmente as mais tardias. As estruturas E–W controlam parte das bacias sedimentares paleoproterozóicas e alguns corpos intrusivos máficos paleo- e mesoproterozóicos. Essas estruturas foram também relacionadas a um sistema extensional por Klein et al. (2001) e Santos & Coutinho (2008).

**Unidades Litoestratigráficas**



**Estruturas**



**Base Planimétrica**



Figura 2 - Simbologia do mapa geológico do Domínio Tapajós.

**Associações do Embasamento**

No Domínio Tapajós as associações litotípicas do embasamento são representadas pelas rochas supracrustais do Grupo Jacareacanga e pelos granitóides e ortognaisses do Complexo Cuiú-Cuiú.

No Grupo Jacareacanga predominam xistos pelíticos com lentes de quartzitos e, subordinadamente, ocorrem xistos máficos, *metacherts*, meta-

vulcânicas máficas de afinidade tholeiítica oceânica e metaultramáficas (Melo *et al.* 1980). Os metassedimentos clásticos compõem uma sequência turbidítica depositada entre 2,1 e 2,05 Ga (Tabela 1) e apresentam intercalações de basaltos gerados em bacias oceânicas de retro-arco ou de fossa oceânica (Santos *et al.* 2001, 2004). Esse conjunto de rochas foi metamorfoisado na fácies xistos verdes a epidoto anfibolito (Melo *et al.* 1980).

O Complexo Cuiú-Cuiú é composto predominantemente por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos bandados e porfiroclásticos e, subordinadamente, dioríticos, quartzo dioríticos, quartzo monzodioríticos e monzograníticos, localmente com encraves de rochas metaultramáficas e de gnaisses pelíticos com sillimanita e cordierita que podem ser xenólitos de metassedimentos do Grupo Jacareacanga (Ferreira *et al.* 2000). Também ocorrem lentes de leucogranitos com muscovita, por vezes com granada, concordantes com falhas de cavalgamento. Os gnaisses frequentemente possuem estruturas de fluxo magmático e de mistura de magmas e, subordinadamente, migmatitos, principalmente do tipo estromático. As microtexturas nos feldspatos e na hornblenda e evidências de fusão parcial indicam que durante a deformação dúctil os granitóides do complexo alcançaram condições metamórficas na fácies anfibolito superior (Ferreira *et al.* 2000, Vasquez *et al.* 2002). Essas rochas apresentam afinidade cálcio-alkalina e a sua gênese relaciona-se a arcos magmáticos pouco evoluídos associados à subdução de litosfera oceânica (Vasquez *et al.* 2002, Santos *et al.* 2004, Coutinho *et al.* 2008), possivelmente em ambiente de arco de ilhas (Santos *et al.* 2004). Os leucogranitos peraluminosos se assemelham aos granitos de fusão crustal relacionados à colisão de litosfera continental (Vasquez *et al.* 2002). As idades U–Pb em zircão indicam que os granitóides do Arco Cuiú-Cuiú se formaram entre  $2033 \pm 7$  e  $2005 \pm 7$  Ma e as composições isotópicas de Nd dos tonalitos do Complexo Cuiú-Cuiú indicam fontes juvenis paleoproterozóicas para formação dessas rochas (Tabela 1).

### **Vulcano-Plutonismo Paleoproterozóico**

Os eventos magmáticos do Orosiriano que sucederam o magmatismo do Arco Cuiú-Cuiú se concentraram nas porções central, sudeste e leste do Domínio Tapajós (Fig. 2). A leste, próximo à Vila Riozinho, Lamarão *et al.* (2002) individualizaram andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos cálcio-alkalinos de alto potássio a shoshoníticos de composições semelhantes àqueles gerados em arcos magmáticos maduros. Essas rochas de idades de cristalização de ~ 2000 Ma (Tabela 1) foram agrupadas na Formação Vila Riozinho. Na região também aflora um plúton de monzogranito introduzido nas rochas vulcânicas,

com quartzo monzonito e quartzo monzodioritos sem deformação dúctil subordinados, denominado como Granito São Jorge Velho. Estes granitos são cálcio-alkalinos de alto potássio e têm cerca de 1,98 Ga. A composição isotópica de Nd das rochas de 2,0 a 1,98 Ga dessa região (Tabela 1) sugerem que as mesmas podem ter se formado a partir de mistura de magma juvenil paleoproterozóico variavelmente contaminado pela assimilação de rochas arqueanas, ou pela interação com um magma derivado de fonte arqueana (Lamarão *et al.* 2005). Alternativamente, estes autores sugerem que estas rochas podem representar a refulsão de uma crosta sílica com cerca de 2,2 Ga, a partir de *underplating* de magmas máficos.

Na parte central e sudeste do domínio foram mapeados batólitos de granitos intrusivos nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, por sua vez com intrusões de rochas ígneas de *ca.* 1,88 Ga (Fig. 2). Esses batólitos foram reunidos na Suíte Intrusiva Creporizão e estão orientados concordantemente com as zonas de cisalhamento transcorrentes NW–SE (Ricci *et al.* 1999). A suíte é composta principalmente por sieno- a monzogranitos com biotita, por vezes, com anfibólio, além de granodioritos, tonalitos e quartzo monzodioritos subordinados. Geralmente essas rochas estão milonitizadas e tem textura porfiroclástica, mas a deformação dúctil é heterogênea, variável desde uma tênue foliação protomilonítica a faixas de milonitos com alguns centímetros a metros de espessura. Nas porções mais preservadas da deformação, as rochas têm textura heterogranular ou porfirítica e possuem estruturas de fluxo magmático subparalelo a foliação regional. Também têm encraves microgranulares máficos, interpretados como devidos à mistura de magmas, diques sin-plutônicos e xenólitos de ortognaisses (Vasquez & Klein 2000). A foliação milonítica tem direção N10–20°W, com fortes mergulhos (70 a 80°) para ENE e WSW, com lineação de estiramento mineral subhorizontal, definindo o caráter transcorrente das zonas de cisalhamento (Klein & Vasquez 2000). As microtexturas dos porfiroclastos de microclínio em sigmóides, dos agregados de biotita e hornblenda em arranjos lepidoblásticos e nematoblásticos e de agregados quartzo–feldspáticos da matriz em tramas granoblásticas poligonais indicam que a deformação dúctil alcançou condições da fácies anfibolito (Ricci *et al.* 1999, Vasquez *et al.* 2002). Os granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão são também

Tabela 1 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Tapajós.

Associações	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação / Fontes Detriticas (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	ε <sub>Nd</sub> (t)
<b>Magmatismo tholeiítico Proterozóico e Fanerozóico</b>	Diabásio Cururu	180 ± 4 <sup>10</sup>	K-Ar rt		
	Diabásio Piranha*	507 ± 4 <sup>9</sup>	U-Pb S bd		
	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	1186 ± 12 <sup>9</sup>	U-Pb S bd		
	Diabásio Crepori	1780 ± 7 <sup>9</sup>	U-Pb S bd		
<b>Coberturas sedimentares Proterozóico e Fanerozóico (Estateriano)</b>	Formação Sequeiro*	1901, 1898, 1895, 2065 <sup>1</sup>	U-Pb T zrd		
	Formação Abacaxis*	1909, 1902, 1899, 1895 <sup>1</sup>	U-Pb T zrd		
<b>Vulcano-Plutonismo Paleoproterozóico (Orosiriano)</b>	<b>Granito Porquinho</b>	1786 ± 14 <sup>6</sup>	U-Pb S zr		
	<b>Suíte Intrusiva Maloquinha</b>	1877 ± 12, 1874 ± 7, 1872 ± 4	U-Pb S zr	2,60 e 2,53 <sup>1</sup>	-6,67 e -2,84 <sup>1</sup>
		1871 ± 8, 1870 ± 4, 1864 ± 18 <sup>2</sup>			
		1880 ± 9 <sup>4</sup> , 1882 ± 4 <sup>8</sup>	Pb-Pb zr	2,28 a 2,23 <sup>5</sup>	-0,72 a -2,45 <sup>5</sup>
	<b>Anortosito Jutai*</b>	1878 ± 8 <sup>2</sup>	U-Pb S ti		
	<b>Suíte Intrusiva Ingarana</b>	1881 ± 11 <sup>7</sup>	U-Pb S bd	2,24 <sup>1</sup>	-0,87 <sup>1</sup>
		Suíte Intrusiva Parauari	1883 ± 2 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	
		1879 ± 11 <sup>1</sup>	U-Pb T zr		
	<b>Formação Moraes Almeida*</b>	1890 ± 6, 1881 ± 4, 1875 ± 4 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr	2,44 a 2,29 <sup>3</sup>	-3,05 a -1,98 <sup>3</sup>
		Grupo Iriri	1870 ± 8 <sup>2</sup>	U-Pb S zr	2,45 <sup>1</sup>
		1893 ± 3, 1888 ± 2 <sup>8</sup>	Pb-Pb zr	2,37 a 2,34 <sup>5</sup>	-2,47 a -2,83 <sup>5</sup>
	Granito São Jorge Novo*	1891 ± 3 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr	2,43 e 2,32 <sup>3</sup>	-5,21 e -2,68 <sup>3</sup>
		1907 ± 9 <sup>6</sup>	U-Pb S zr		
	Suíte Intrusiva Tropas	1892 ± 6 <sup>6</sup>	U-Pb S zr		
		Tufo Uruará*	1896 ± 5 <sup>6</sup>	U-Pb S zr	
Basalto Tropas*	1898 ± 5 <sup>6</sup>	U-Pb S zr			
	Metandesito Ouro Roxo*	1974 ± 6 <sup>6</sup>	U-Pb S zr		
Suíte Intrusiva Creporizão	1968 ± 7, 1966, 1963 ± 6 <sup>6</sup>	U-Pb S zr			
	1997 ± 5, 1984 ± 1, 1968 ± 16 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr			
Granito São Jorge Antigo*	1983 ± 8 e 1981 ± 2 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr	2,41 a 2,26 <sup>5</sup>	-1,03 a -2,68 <sup>5</sup>	
	1997 ± 5 <sup>6</sup>	U-Pb S zr, ti			
Formação Vila Riozinho*	2000 ± 4, 1998 ± 3 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr	2,49 a 2,28 <sup>5</sup>	-1,09 a -3,71 <sup>5</sup>	
Complexo Cuiú-Cuiú	2011 ± 23 <sup>1</sup>	U-Pb T zr	2,16 e 2,09 <sup>3</sup>	+1,8 e +2,6 <sup>4</sup>	
	2033 ± 7, 2016 ± 5, 2015 ± 9, 2012 ± 8, 2005 ± 7 <sup>2</sup>	U-Pb S zr			
<b>Associação de Embasamento</b>	Grupo Jacareacanga	2125, 2106, 2098, 2875 <sup>1</sup>	U-Pb T zrd		

**Abreviaturas:** S. SHRIMP; T. ID-TIMS; rt. rocha total; bd. baddeleyita; ti. titanita; zr. zircão; zrd. zircão detritico; ε<sub>Nd</sub>(t). calculado para idade de cristalização; ♦ - recalculado para t=2,03 Ga; \* - denominação usada exclusivamente pelos autores.

**Referências:** 1 - Santos et al. (2000); 2 - Santos et al. (2001); 3 - Sato & Tassinari (1997); 4 - Lamarão et al. (2002); 5 - Lamarão et al. (2005); 6 - Santos et al. (2004); 7 - Vasquez et al. (2000); 8 - Vasquez et al. (1999); 9 - Santos et al. (2002); 10 - Santos et al. (1975);

cálcio-alcálicos, mas são mais evoluídos que aqueles do Complexo Cuiú-Cuiú.

Vasquez et al. (2002) consideraram que, apesar dos granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão registrarem padrões geoquímicos de granitos de arcos magmáticos, eles provavelmente seriam granitos tardios a pós-colisionais, enquanto que Santos et al. (2004) interpretam sua formação como relacionada a um arco magmático continental posterior ao Arco Cuiú-Cuiú.

Os granitos desta suíte forneceram idades de cristalização entre 1997 e 1957 Ma (Tabela 1) e, neste contexto, o Granito São Jorge Velho pode corresponder a um plúton granítico da Suíte Intrusiva Creporizão. Santos et al. (2004) obtiveram uma idade de 1997 Ma em rochas com textura rapakivi do Monzogranito Jamanxim, localizado na porção nordeste do domínio, e o interpretaram com parte de um arco magmático continental formado entre 2000 e 1986 Ma (Arco Cumarú), intermediário entre o Arco Cuiú-Cuiú (2040 – 1998 Ma) e o Arco Creporizão (1980 – 1957 Ma).

Na porção oeste do Domínio Tapajós afloram tonalitos, quartzo dioritos, granodioritos, andesitos e basaltos, reunidos na Suíte Intrusiva Tropas (Santos et al. 2001, 2004, Ferreira et al. 2004). As

idades entre 1907 ± 9 e 1892 ± 6 Ma (Tabela 1) das rochas desta suíte indicam a existência de eventos magmáticos anteriores ao de ca. 1,88 Ga (Parauari, Ingarana e Maloquinha) e posterior ao de ca. 1,98 Ga (Creporizão) (Santos et al. 2001, 2004). Estes granitóides apresentam bandamento composicional orientado na direção N-S afetado por zonas de cisalhamento concordantes com mergulho sub-vertical para leste.

Os granitóides da Suíte Intrusiva Tropas têm assinatura cálcio-alcálica de arco de ilha e as rochas metassedimentares das formações Abacaxis e Sequeiro, que tem idade de sedimentação em torno de 1,9 Ga (Tabela 1), representam remanescentes das bacias relacionadas a este arco (Santos et al. 2004). O Granito São Jorge Novo, com idade de 1891 ± 3 Ma, constitui pequenos corpos intrusivos no Granito São Jorge Velho e é representado por monzogranitos cálcio-alcálicos de alto potássio com biotita e anfibólio (Lamarão et al. 2002). Essa idade indica que esse granito pode ser correlato aos da Suíte Intrusiva Tropas.

O vulcanismo paleoproterozóico no Domínio Tapajós é representado pelo Grupo Iriri e sua ocorrência é mais expressiva na sua porção oriental (Fig. 2). Neste grupo foram individualizadas a For-



mação Salustiano, que consiste predominantemente de riolitos e dacitos, e a Formação Aruri, composta por rochas piroclásticas ácidas e epiclásticas (Pessoa *et al.* 1977). Os andesitos, basaltos, latitos, traquitos e dacitos cálcio-alcálicos de alto potássio a shoshonítico (tipo I) do oeste do domínio (Fig. 2) foram reunidos na Formação Bom Jardim por Almeida *et al.* (2000). A Formação Bom Jardim não foi ainda datada, mas um andesito de  $1898 \pm 5$  Ma associado aos tonalitos da Suíte Intrusiva Tropas é considerado como correlato a essa formação (Santos *et al.* 2001). Adicionalmente, Juliani *et al.* (2005), baseados no empilhamento das fácies dos centros vulcânicos do nordeste do domínio, posicionaram os derrames da Formação Bom Jardim na base do Grupo Iriri, representando o vulcanismo pré-caldeira. Sobre esse derrames formaram-se os depósitos de caldeira das formações Salustiano e Aruri. Na sequência essas unidades foram parcialmente recobertas por depósitos vulcanoclásticos hidrotermalizados e epiclásticos intracaldeira, vulcões anelares compostos com intercalação de fluxos de riolito e vulcanoclásticas e ácidas (depósitos pós-caldeira), seguido por brechas hidrotermais e capas silicosas com mineralização aurífera epitermal *high-sulfidation* associada, cobertos por sedimentos predominantemente arcoseanos. No conjunto ocorrem intrusões graníticas e granofíricas epizonais da Suíte intrusiva Parauri e diques de riolito e riodacito que não afetaram os sedimentos arcoseanos. Esta estratigrafia corrobora precedência do vulcanismo andesítico cálcio-alcálico de alto potássio/shoshonítico e a contemporaneidade tardia com o vulcanismo ácido, em parte alcálico (Vasquez & Dreher 2011). Dados preliminares indicam que essas rochas foram afetadas por metamorfismo de grau muito baixo, típico de campos geotermiais, na fácies prehnita-pumpellyita, tanto no Tapajós (Escheverri-Missas 2010) como na região de São Félix do Xingu (Lagler 2009, Juliani & Fernandes 2010, Juliani *et al.* 2011, Lagler *et al.* 2011, Fernandes *et al.* 2011).

Os ignimbritos e riolitos alcálicos do tipo A da porção leste do domínio foram renomeados como Formação Moraes Almeida por Lamarão *et al.* (2002), com idades de cristalização variando de 1890 a 1870 Ma (Tabela 1). Na mesma região foi datado um dacito com hornblenda em  $1893 \pm 1$  Ma (Vasquez *et al.* 1999) e um traquito com augita em  $1891 \pm 3$  Ma (Lamarão *et al.* 2002) que podem estar relacionados ao evento de magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio ou shoshonítico que

precedeu, e em parte foi contemporâneo, ao magmatismo alcálico de ca. 1,88 Ga (Vasquez & Dreher 2011). Essas rochas alcálicas do tipo A são semelhantes às da Formação Santa Rosa na região de São Félix do Xingu, que foram definidas como parte de um vulcanismo fissural por Juliani & Fernandes (2010) e Fernandes *et al.* (2011).

A Suíte Intrusiva Parauri representa o evento magmático mais expressivo do Domínio Tapajós (Fig. 2). É constituída por um conjunto de corpos cálcio-alcálicos de granodiorito, quartzo monzonito, tonalito e quartzo monzodiorito subordinados, além de intrusões tardias de monzogranito e sienogranito epizonais relacionados a mineralizações auríferas, como as dos granitos Palito, Batalha e Rosa de Maio. Estas rochas são consideradas por Vasquez *et al.* (2002) como representantes de um magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio formado em ambiente extensional pós-colisional por *underplating*, com fontes mantélicas sub-litosféricas e de crosta continental de arcos magmáticos mais antigos. Alternativamente, Santos *et al.* (2004), Coutinho *et al.* (2008), Juliani (2012) e Juliani *et al.* (2012) as consideraram geradas em arcos magmáticos continentais maduros. Os granitos desta suíte forneceram idades entre 1883 e 1879 Ma (Tabela 1), próximas às idades das rochas gabróicas da Suíte Intrusiva Ingarana e dos granitos alcálicos da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Principalmente nas partes oeste e central do domínio ocorrem diversos corpos máficos e intermediários da Suíte Intrusiva Ingarana (Fig. 2). São augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros e, subordinadamente, olivina gabros, quartzo monzogabros, monzodioritos e dioritos com idades entre 1887 e 1880 Ma (Tabela 1). Esta contemporaneidade e a afinidade geoquímica com os granitóides da Suíte Intrusiva Parauri apontam para magmatismo bimodal. Adicionalmente, foram também identificados associados a esses litotipos corpos de quartzo monzonitos e quartzo sienitos cálcio-alcálicos de alto potássio (Almeida *et al.* 2000, Bahia & Quadros 2000). Os diques de lamprófiros (Lamprófiro Jamanxim), de andesitos cálcio-alcálicos de alto potássio (Andesito Joel ou Carapuça) e shoshoníticos que cortam os granitos das suítes intrusivas Maloquinha e Parauri e unidades mais antigas podem, assim, corresponder aos equivalentes sub-vulcânicos das rochas da Suíte Intrusiva Ingarana (Vas-

quez & Ricci 2002, Vasquez & Dreher 2011).

Os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha têm ampla distribuição no Domínio Tapajós, variando de *stocks* a batólitos, geralmente com eixos maiores orientados segundo as direções NW-SE a N-S (Fig. 2). São compostos por sienogranitos e álcali-feldspato granitos, com monzogranitos e quartzo sienitos subordinados, e raros quartzo monzonitos. Alguns desses litotipos possuem hastingsita e edenita e, localmente, ocorrem mesopertita granitos com arfvedsonita e riebeckita, como o Granito Pepita. Tratam-se de rochas alcalinas do tipo A, metaluminosas a peralcalinas, típicas de ambiente extensional intracontinental (Vasquez *et al.* 2002, Lamarão *et al.* 2002). As idades entre 1882 e 1864 Ma (Tabela 1) indicam uma pequena defasagem em relação às rochas cálcio-alcálicas de alto potássio das suítes intrusivas Parauari e Ingarna (Vasquez *et al.* 2002).

No nordeste do domínio aflora um plúton formado por granito com biotita e hastingsita e por álcali-feldspato granito, localmente com riebeckita, que hospeda mineralização de Sn, Nb e Ta, denominado Granito Porquinho (Prazeres *et al.* 1979). Uma amostra deste corpo forneceu idade de cristalização de 1786 Ma (Tabela 1), caracterizando um magmatismo do tipo A cerca de 100 Ma mais jovem que o da Suíte Intrusiva Maloquinha. Esse evento possivelmente relaciona-se ao magmatismo Teles Pires que ocorre mais a sul (Santos *et al.* 2004).

### Coberturas Sedimentares Paleoproterozóicas

No Domínio Tapajós ocorrem coberturas sedimentares relacionadas a diferentes eventos geológicos. A mais antiga é a Formação Castelo dos Sonhos, localizada na parte sudeste, no limite com o Domínio Iriri-Xingu (Fig. 2). Essa unidade é formada por quartzo arenitos, conglomerados quartzosos e arcóseos silicificados, com evidências de um fraco metamorfismo termal e, localmente, incipientemente milonitizados. Mineralizações auríferas, possivelmente do tipo *paleoplacer*, foram descritas por Yokoi *et al.* (2001) nessa unidade. Santos (2003) obteve idades U-Pb de 3,10 a 2,08 Ga em zircão detrítico de arenito dessa unidade, o que indica uma sedimentação Riacciana com contribuição de fontes arqueanas. Vasquez *et al.* (2008b) sugeriram que essa sedimentação continental pode estar relacionada à evolução de uma

bacia pós-colisional de um orógeno transamazônico e, portanto, esses depósitos sedimentares poderiam não ter relação com a evolução do Arco Cuiú-Cuiú. Por outro lado, as coberturas das formações Novo Progresso e Buiucu tem suas fontes detríticas relacionadas às rochas dos eventos vulcânicos subjacentes, indicando uma continuidade na evolução geológica.

No sudeste do domínio ocorre um corpo aproximadamente N-S de conglomerados com clastos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, arenitos líticos e arcoseanos intercalados com argilitos e siltitos tufáceos reunidos na Formação Novo Progresso (Ferreira *et al.* 2004). Sua proximidade com as ocorrências da Formação Vila Riozinho (Fig. 2) sugerem uma possível relação, mas se faz necessário um estudo de proveniência para comprovar a correlação.

A Formação Buiucu ocorre na borda da Bacia Alto Tapajós, próximo de Jacareacanga, e em segmentos de bacias de orientação aproximada E-W (Fig. 2) no centro-oeste e nordeste do Domínio Tapajós. O segmento de bacia do rio Crepori é controlado por falhas extensionais e transcorrentes orientadas WNW-ESE e NW-SE. Predominam arcóseos líticos e arenitos ortoquartzíticos, com conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos subordinados, com o acamamento mergulhando entre 5 e 35° para N e NE e paleocorrentes para N15°E a N20°E. Soleiras e diques do Diabásio Crepori de 1780 Ma (Tabela 1) ocorrem nessa unidade. O segmento do rio Aruri tem acamamento NW-SE e mergulho de 5 a 25° NE. Grande parte deste conjunto está sobreposto às rochas do Grupo Iriri e o Granito Porquinho, de 1786 Ma, foi nele introduzido.

Além das sucessões siliciclásticas, Bahia & Quadros (2000) identificaram na região leitos de tufo félsicos em arenitos e conglomerados vulcânicos que podem estar relacionados ao final do vulcanismo de 1,88 Ga.

### Magmatismo Máfico Proterozóico e Fanerozóico

Além dos gabros e diques lamprofíricos associados ao magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio de 1,88 Ga, ocorrem corpos máficos do Estereiano ao Jurássico. O Diabásio Crepori (Pessoa *et al.* 1977) ocorre como soleiras e diques orientados segundo N10°E que cortam as coberturas da Formação Buiucu no segmento do Rio Crepori (Fig. 2). São diabásios, olivina diabásios e microgabros

de filiação tholeiítica continental (Pessoa *et al.* 1977) de 1780 Ma (Tabela 1). O corpo máfico mais expressivo no domínio é o da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (Fig. 2). Trata-se de platô de olivina gabros, olivina gabronoritos, olivina diabásios e troctolitos alcalinos (Pessoa *et al.* 1977), em parte com afinidade tholeiítica continental (Quadros *et al.* 1998), cristalizados há cerca de 1190 Ma.

No sudoeste ocorrem enxames de diques de diabásio de orientação NNE que cortam as rochas devonianas da Bacia do Alto Tapajós e proterozóicas do Domínio Tapajós (Fig. 2). O Diabásio Cururu (Santos *et al.* 1975) de 180 Ma está relacionado com magmatismo tholeiítico continental jurássico Penatecaua da Bacia do Amazonas. Contudo, Santos *et al.* (2002) dataram um diabásio na borda da Bacia do Alto Tapajós com 507 Ma, denominado Diabásio Piranhas (Tabela 1), relacionada ao magmatismo máfico tholeiítico do Cambriano, associado à fase *rift* inicial da formação da bacia paleozóica do Amazonas.

## METALOGENIA

O Domínio Tapajós se destaca por representar uma das principais regiões auríferas do Brasil, sendo notável nos depósitos primários a associação do ouro com a prata e com metais base, principalmente o cobre. São conhecidos ainda no domínio, garimpos ativos de cassiterita aluvionar (Santos *et al.* 1975, Ferreira *et al.* 2000), indícios de mineralização de molibdênio (Pessoa *et al.* 1977, Klein & Vasquez 2000) e ocorrências em aluviões de turmalina, topázio, ametista e diamante (Santos *et al.* 1975, Collyer *et al.* 1994, Klein *et al.* 2001b).

Mais recentemente, com a atividade garimpeira se concentrando em mineralizações filonianas primárias e com as pesquisas para ouro feitas por empresas de mineração, um grande número de ocorrências de calcopirita, galena e esfalerita tem sido identificado, geralmente associadas a zonas de alteração sericítica em rochas ígneas félsicas, o que tem sugerido também, em especial pela presença da mineralização *high-sulfidation* (Juliani *et al.* 2005), potencial para ocorrência de mineralizações de metais de base na Província Mineral do Tapajós. Dentre essas ocorrências destacam-se os veios e bolsões de sulfetos maciços de calcopirita da Mina do Palito (Echeverri-Misas 2010).

Os depósitos auríferos do Domínio Tapajós têm sido relacionados a modelos magmático-hidroter-

mais, incluindo os epitermais *high-* e *low-sulfidation*, os do tipo pórfiro e os relacionados a intrusões (*intrusion-related*) e a modelos metamórfico-hidrotermais, correspondentes aos depósitos de ouro orogênico ao longo de zonas de cisalhamento. Os primeiros tipicamente se associam ao desenvolvimento de arcos magmáticos continentais e insulares e os orogênicos aos terrenos metamórficos, vinculando-se geneticamente com o tectonismo nas margens convergentes.

Uma síntese dos atributos de depósitos-modelo das diferentes tipologias de depósitos auríferos no Domínio Tapajós é apresentado a seguir.

## DEPÓSITOS MAGMÁTICO-HIDROTERMAIS

Os levantamentos aerogeofísicos no domínio Tapajós, juntamente com a localização das mineralizações descritas, evidenciam uma abundância de estruturas circulares com assinaturas diversas, indicativas da intrusão de rochas ígneas variadas, com feições semelhantes às observadas em arcos magmáticos modernos com extenso vulcanismo félsicos e caldeiras vulcânicas (Fig. 3). Observam-se ainda zonas de incremento dos teores de potássio e zonas com patamares magnéticos variados com estruturas circulares internas definidas por baixos magnéticos, o que parece ser indicativo, respectivamente, de zonas de metassomatismo potássico associadas a intrusões de granitóides e zonas de desmagnetização típicas de alteração hidrotermal intensa, características de mineralizações do tipo pórfiro ou *intrusion-related*.

### Depósitos Epitermais

#### DEPÓSITO DE AU-(AG) HIGH-SULFIDATION, V3 OU BOTICA

O depósito V3, ou Botica ou *high-sulfidation*, localiza-se na porção central do Domínio Tapajós. Possui recursos estimados totais de ~ 30 t de Au com teor máximo de 4,5 g/t, além de concentrações econômicas de Ag e subeconômicas de Cu, Zn e Mo (Jacobi 1999, Juliiani *et al.* 2005).

#### Contexto Geológico

A mineralização aurífera *high-sulfidation* hospeda-se em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas do Grupo Iriri *lato sensu*, formadas em com-

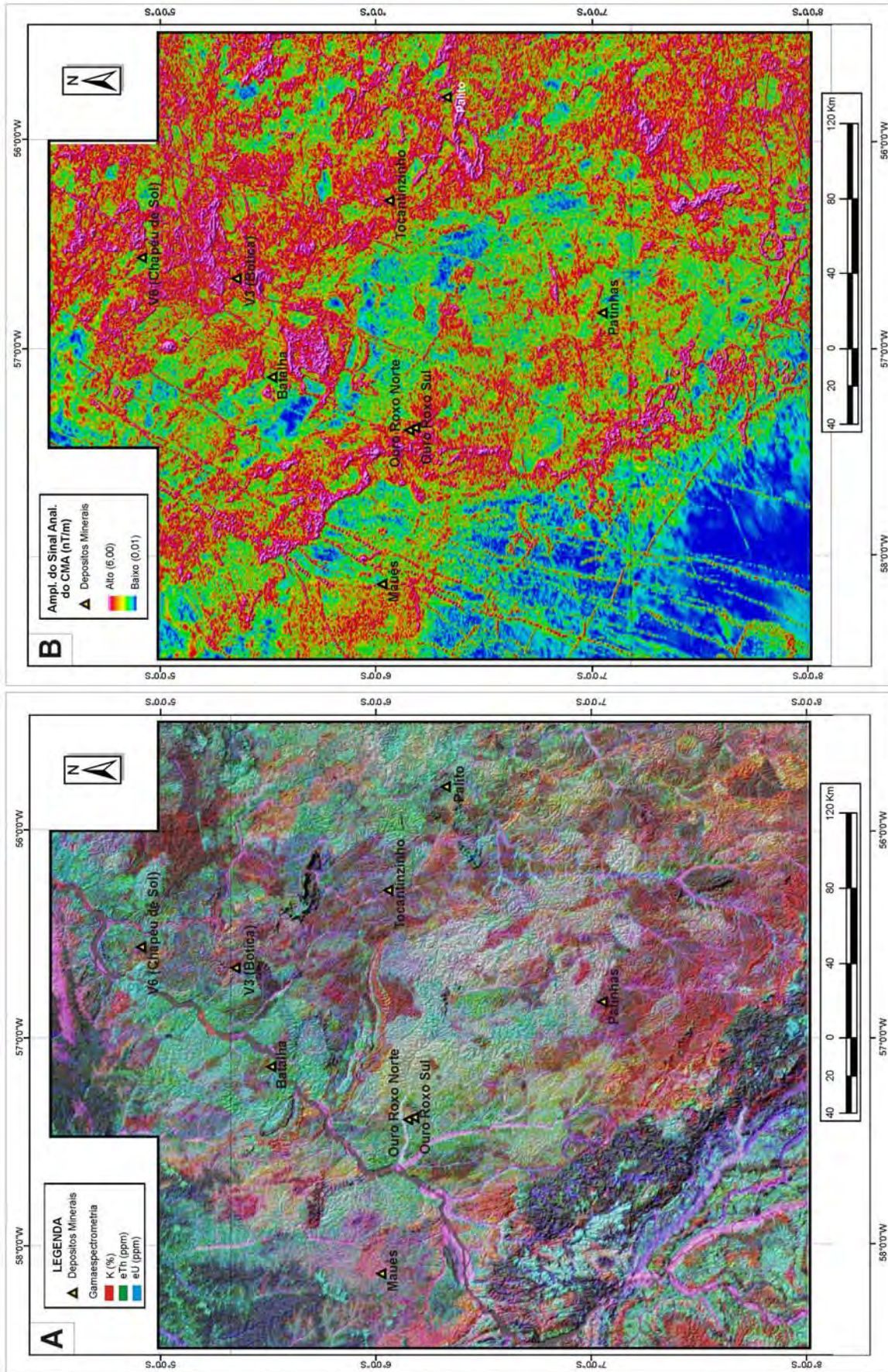


Figura 3 - Imagens aerogeofísicas com a localização dos depósitos estudados onde: (A) Composição ternária R(K) -G(eTh) -B(eU) sobreposta ao modelo digital de elevação SRTM; evidenciando que os depósitos estudados estão sobretudo concentrados em regiões com maior abundância de K e/ou eU, o que é compatível com regiões de alteração hidrotermal; (B) Amplitude do Sinal Analítico do Campo Magnético Anômalo, evidenciando que os depósitos estão posicionados sobre regiões com médio a baixo gradientes magnetométricos, o que sugere efeitos de desmagnetização causada por alteração hidrotermal.

plexos de caldeiras agrupadas (*nested calderas*) (Juliani *et al.* 2005, Fig. 4) geneticamente vinculadas aos estágios finais do magmatismo Parauari.

A evolução desse complexo de caldeiras foi iniciada com a construção de estratovulcões que apresentam uma unidade vulcânica basal andesítica que grada para ignimbritos e tufos com derrames de riolito intercalados, compondo o conjunto das unidades litoestratigráficas relacionadas ao estágio pré-caldeira. Durante o estágio sin-caldeira houve a formação de grandes volumes de tufos de cristais e cineríticos, distribuídos em extensas áreas, além de ignimbritos, resultantes do abatimento da delgada crosta sobre a câmara magmática e sob os estratovulcões. Por fim, formaram-se depósitos epiclásticos intracaldeira e vulcões ane-

lares, radiais ou internos, compostos por vulcano-clásticas e/ou lavas, bem como domos ressurgentes de riolito do estágio pós-caldeira.

A existência de vulcanismo relacionado a caldeiras vulcânicas indica que não deve haver continuidade litoestratigráfica, e até mesmo cronoes-tratigráfica, entre as unidades vulcânicas do Grupo Iriri *lato sensu* de diferentes regiões do Cráton Amazônico, ou até mesmo em uma única província geológica. Isso se deve ao processo de formação e evolução de um complexo de caldeiras continentais agrupadas (Lipman 1984, Aguirre Diaz & McDowell 2000), como as definidas no Tapajós (Juliani *et al.* 2005), e possivelmente presentes na região do Iriri e do Xingu (Juliani & Fernandes 2010), uma vez que o desenvolvimento de caldeiras próximas

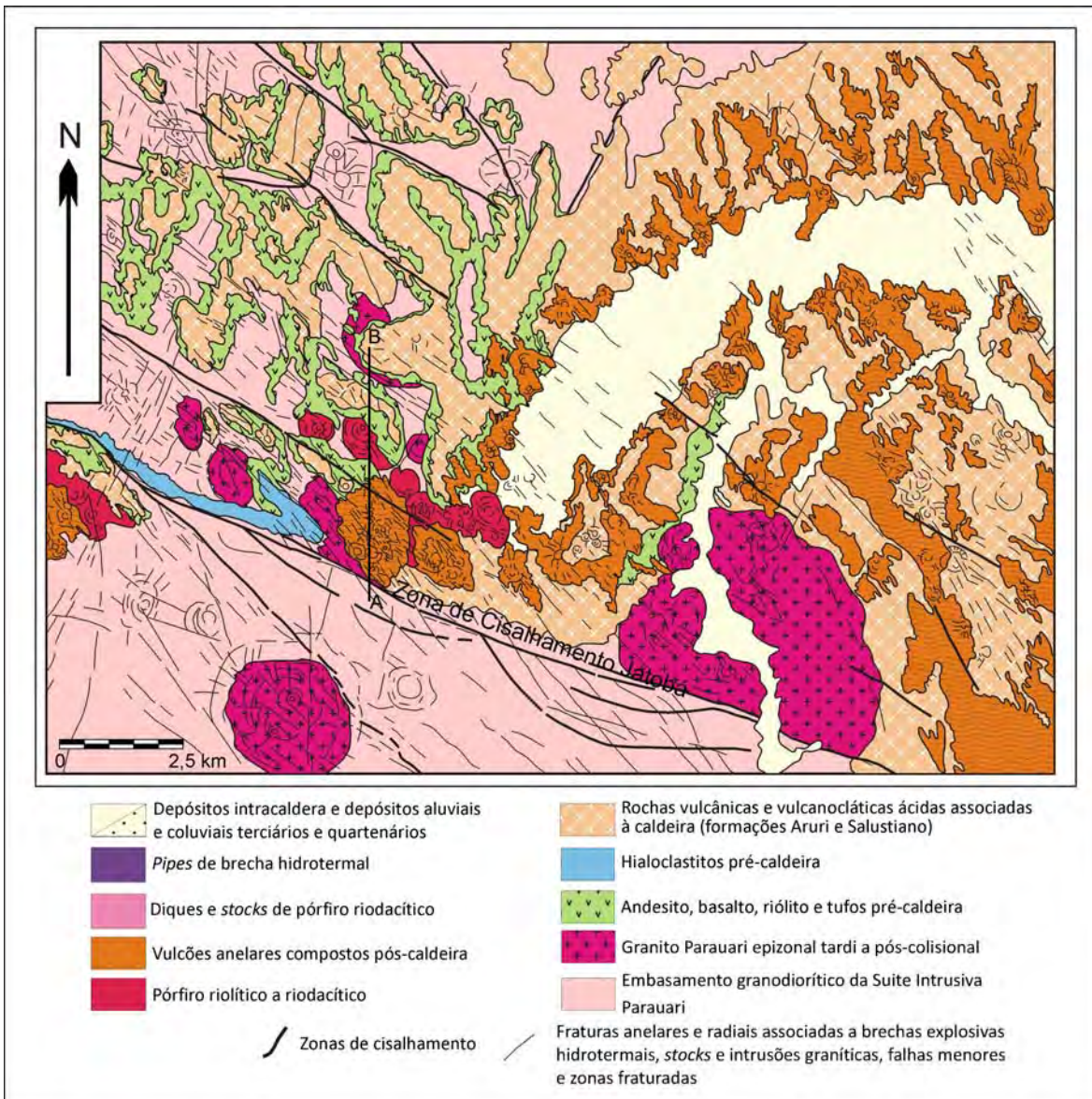


Figura 4 - Mapa geológico da área da mineralização aurífera high-sulfidation (Juliani *et al.* 2005).

e superpostas leva à interdigitação de lavas e de fluxos piroclásticos num espaço de tempo de alguns milhões a poucas dezenas de milhões de anos. Isso pode fazer com que datações pontuais, sem o reconhecimento da estratigrafia, facio-logia e do quimismo das vulcânicas e vulcanoclásticas, não separem efetivamente as formações, e sim as aglutinem em unidades híbridas.

Neste contexto, as unidades do Grupo Iriri *lato sensu*, como atualmente definidas, podem ser, pela sua distribuição no cráton, associações pertencentes a diversos eventos vulcanogênicos, especialmente se consideradas as extensões superiores a 50 km dos complexos de caldeiras da Província Aurífera do Tapajós. A formação de caldeiras vulcânicas intra- e retro-arco magmático, deve resultar tanto em rochas vulcânicas cálcio–alcalinas como alcalinas, em um hiato de idade relativamente restrito e distribuídas em faixas. Por outro lado, é geologicamente improvável que uma única atividade vulcânica e explosiva de ca. 1,88 Ga possa ter afetado uma imensa região simultaneamente, quando se considera os processos de formação das rochas vulcânicas félsicas, tanto continentais quanto de arcos magmáticos continentais ou insulares, o que aponta para a necessidade de incremento no estudo dessas unidades.

#### *Sistema Hidrotermal*

A mineralização epitermal *high-sulfidation* ocorre em *pipes* de brechas hidrotermais em um vulcão anelar riolítico formado no estágio pós-caldeira (Fig. 5). Diversos outros possíveis vulcões anelares foram interpretados ao redor das caldeiras vulcânicas anastomosadas no Tapajós, mas esses ainda não foram ainda amostrados.

As rochas hospedeiras são representadas por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composições intermediárias a ácidas, entre as quais ocorrem dacitos e riolitos porfiríticos, andesitos subordinados, além de depósitos de ignimbritos, incluindo *welded-tuffs*, lápilli-tufos, tufos de cristais, aglomerados e brechas vulcânicas.

Extensas zonas de alteração hidrotermal relacionadas a *stocks* de pórfiros riodacíticos e riolíticos de idades entre 1,89 e 1,87 Ga afetaram as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas.

No topo de um dos *pipes* de brechas hidrotermais ocorre um *silica cap* com estrutura *vuggy*, formado por quartzo microcristalino e hematita, além

de pirofilita, alunita e restos de feldspatos muito subordinados (Fig. 5), com as cavidades cimentadas por sílica diagenética. Sob o *silica cap* ocorre um halo de alteração argílica avançada com variáveis conteúdos de pirofilita, alunita e/ou natroalunita, além de jarosita, quartzo, com andalusita, coríndon, rutilo, woodhousesita–svambergita, caolinita, dickita, hindsilita, tetraedrita–tennantita, famatinita, tiemmanita (HgSe), barita, pirita, calcopirita, bornita, covellita, galena, esfalerita, enargita–luzonita, aguilarita, clorargirita, analcima–wairakita, topázio e cobre, prata e ouro nativos subordinados a ocasionais. No centro dessa zona de alteração argílica avançada, ocorre um núcleo com sílica maciça, usualmente com alunita e pirita associada. Envolve esse halo, uma zona de alteração argílica avançada sem alunita, com pirofilita, quartzo, pirita, andalusita, diásporo, rutilo, woodhousesita–svanbergita, turmalina, fluorita e hematita. Uma delgada e irregular zona de alteração argílica intermediária segue a zona anterior, formada por rochas ricas em caolinita, dickita, sericita, clorita e relíquias de feldspato, além de veios de caolinita. As brechas hidrotermais são cimentadas predominantemente por alunita em direção à superfície e por sulfetos, principalmente pirita, em profundidade. Nas partes mais profundas do sistema, nas proximidades de intrusões de pórfiros, forma-se uma zona de alteração sericitica (Fig. 5), com sericita, quartzo, zeólitas, argilo–minerais e sulfetos. Nas partes mais externas, uma zona de alteração propilitica, com epidoto, clinozoisita, clorita, actinolita, albita, zeólita, carbonatos e sulfetos está presente.

Nas zonas de alteração argílica avançada, vários tipos texturais de alunita foram reconhecidos por Nunes (2001) e Juliani *et al.* (2005), relacionados a pelo menos dois estágios de evolução do sistema epitermal. O primeiro foi responsável por alteração pervasiva, formação de alunitos e veios de alunita com textura *branching* (Fig. 5), enquanto o segundo estágio resultou em alunitos estruturados por fluxo hidrotermal, brechação do *silica cap*, fraturamento hidráulico e geração de múltiplos sistemas de veios, inclusive com alunita fina (“porcelânica”) de mais alta temperatura, que cortam as gerações anteriores de alunita. O segundo evento, predominantemente associado a fluidos canalizados em fratura e condutos menores de brechas hidrotermais tardias, foi relacionado ao reaquecimento do sistema hidrotermal, possível-

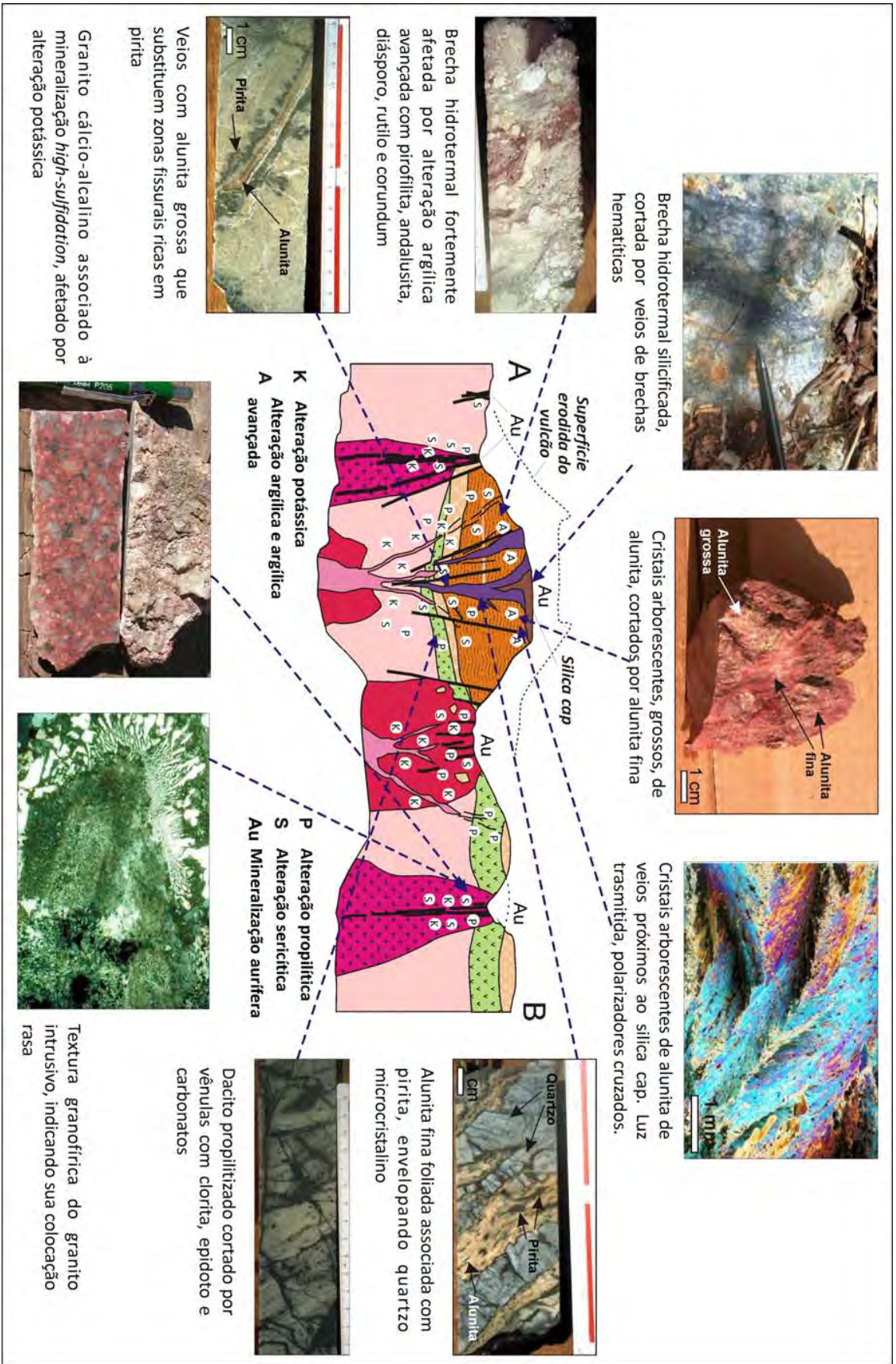


Figura 5 - Perfil esquemático da área da mineralização aurífera high-sulfidation mostrando a distribuição das principais zonas de alteração hidrotermal e imagens dos principais litotipos associados. A identificação dos litotipos é a mesma da Figura 4.

mente devido à colocação de diques ou à ascensão de *stocks* de pórfiros riolíticos e riodacíticos para níveis mais rasos. Esse evento seria o responsável pela maior parte da mineralização aurífera epitermal, com formação de ouro nativo e minerais de prata, tais como a agularita e a clorargirita, disseminados (Picolini 2004, Picolini & Juliani 2004). As evidências de pulsos múltiplos de fluidos hidrotermais e reaquecimento do sistema seriam análogas às descritas para outros depósitos epitermais *high-sulfidation* (White & Hendenquist 1990, Arribas Jr. 1995, Pollard & Taylor 2002). Pulsos hidrotermais subordinados indicam também oscilação no estado de oxidação, chegando localmente a compor paragêneses típicas de um sistema *intermediate-sulfidation*.

### Geocronologia

Sete amostras de alunita de diferentes texturas, disseminada, de veios e de substituição foram datadas pelo método Ar–Ar (Juliani et al. 2005, Fig. 6). Esses dados indicam que o sistema *high-sulfidation* formou-se entre  $1869 \pm 2$  Ma a  $1876 \pm 2$  Ma, e a atividade vulcânica cessou e resfriou-se até  $1846 \pm 2$  Ma. Falhas foram responsáveis pela recristalização da alunita em  $1805 \pm 2$  Ma, provavelmente em função do desenvolvimento do arco magmático Juruena na Província Alta Floresta. Após o cisalhamento, apesar da atividade vulcânica

máfica jurássica reconhecida na província, não foi observada abertura do sistema até  $51,3 \pm 1$  Ma, quando alunita supérgena cristalizou-se, marcando o início da exposição subaérea e erosão da mineralização epitermal. Em conjunto com as temperaturas de 420 a 130 °C definidas pelos pares alunita-pirita, esses dados evidenciam um longo período de estabilidade tectônica no Domínio Tapajós, sem aquecimento, soterramento, epirogênese e erosão significativos.

### Características dos Fluidos Hidrotermais

As temperaturas estimadas a partir da composição isotópica de enxofre de pares alunita-pirita e da composição isotópica de oxigênio dos sítios  $\text{SO}_4\text{-OH}$  da alunita variam entre 130 a 420 °C (Fig. 7A e 7B), atestando a sua origem hidrotermal. A composição isotópica de enxofre da alunita varia de +14,0 a +36,9‰ (Fig. 7B), o que também caracteriza sua origem magmático-hidrotermal, evidenciando a impossibilidade da alunita ser intempérica, como afirmado por Coutinho (2008).

O cálculo dos valores de  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  dos fluidos hidrotermais em equilíbrio com a alunita apontam para predominância de fluidos magmáticos (Fig. 7C). A composição isotópica de fluidos em equilíbrio com a sericita das partes profundas do sistema hidrotermal indicam também evolução a partir de fontes magmáticas, incluindo fases de va-

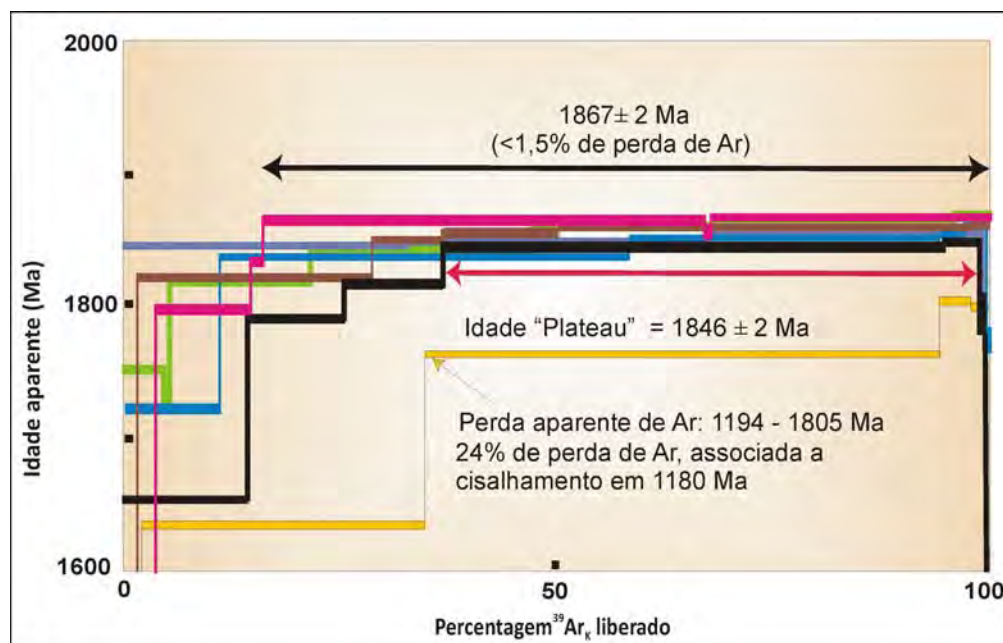


Figura 6 - Idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de amostras de alunita da mineralização aurífera *high-sulfidation* (Juliani et al. 2005).



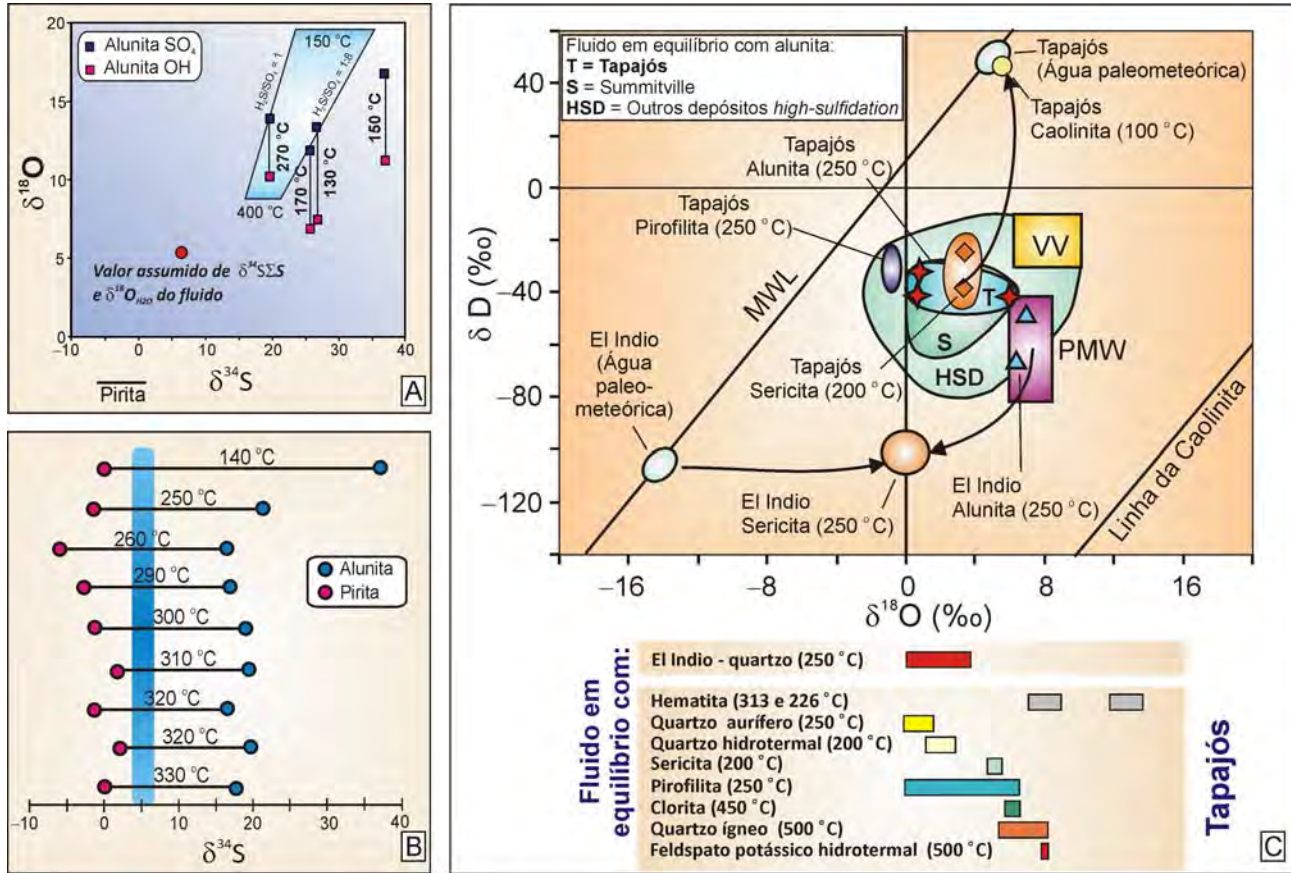


Figura 7 - (A) Valores de  $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$  da alunite da mineralização aurífera high-sulfidation do Tapajós, mostrando temperaturas estimadas para a cristalização da alunite com base nos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}+\text{SO}_4}$ . O polígono representa o campo de valores de  $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$  de alunite magmático-hidrotermal em equilíbrio com um fluido tipicamente magmático com valor de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  de 6‰ (Juliani et al. 2005), (B) Valores de  $\delta^{34}\text{S}$  da alunite e da pirita coexistente e temperaturas estimadas a partir das composições isotópicas dos pares alunite-pirita (Juliani et al. 2005), (C) Composições isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  e  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ ) calculadas para o fluido hidrotermal em equilíbrio com diferentes minerais (alunite, pirofilita, sericita e caolinita) da mineralização aurífera high-sulfidation do Tapajós, evidenciando mistura de fluidos magmáticos e meteóricos de baixa latitude e comparação com características de fluidos em equilíbrio com alunite e outros minerais de depósitos high-sulfidation. Abaixo do gráfico  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta\text{D}$  também são apresentadas as composições isotópicas de oxigênio para o fluido em equilíbrio com outras fases minerais da mineralização aurífera high-sulfidation do Tapajós. MWL = Linha da Água Meteórica, PMW = Campo da água magmática primária, VV = Vapor vulcânico, T = Tapajós, S = Depósito de Summitville, HSD = Outros depósitos high-sulfidation. Fonte dos dados: El Indio (Deyell et al. 2005), Summitville (Bethke et al. 2005).

por. A assinatura isotópica de oxigênio e hidrogênio de fluidos responsáveis pela formação da alunite de mais baixa temperatura, da pirofilita e da caolinita revelam ainda, além da participação de fluidos magmáticos, contribuição de água marinha, seguida por influxo de águas meteóricas com altas taxas de evaporação, características de baixas latitudes (Fig. 7C). Essas tendências evolutivas indicam condições áridas equatoriais desses terrenos durante o final do Paleoproterozóico, o que está de acordo com algumas reconstituições paleomagnéticas, como a de Mertanen & Pesonen (2012). A participação de água marinha nesses sis-

temas não é incomum em arcos magmáticos insulares (e.g. Vennemann et al. 1993). Em ambientes de arco magmático continental esse influxo oceânico no continente pode ser devido às características dos taludes paleoproterozóicos, como discutido por Eriksson et al. (1998).

As características isotópicas dos fluidos hidrotermais paleoproterozóicos do Tapajós são idênticas às observadas em mineralizações epitermais high-sulfidation mesozóicas a recentes, o que permite deduzir que o seu potencial de transporte e deposição de metais foi o mesmo que os verificados em períodos relativamente mais recentes nos

Andes, oeste dos EUA e na Indonésia, onde são comuns depósitos epitermais e do tipo pórfiro de metais preciosos e de base.

A análise dos gases nobres de inclusões fluidas e de diferentes sítios cristalográficos da alunita evidenciam uma derivação mantélica, com características mais primitivas que as observadas em mineralizações mesozóicas e cenozóicas, que em parte podem ter tido influência de plumas (Lendis *et al.* 2005). Esses dados indicam também que os fluidos hidrotermais foram semelhantes aos modernos e que as únicas alterações observadas devem-se ao decaimento radioativo, o que reforça a dedução sobre a estabilidade tectônica da região desde o final do Paleoproterozóico.

### Mineralização de Cu-Mo-(Au) *low-sulfidation*, V6 ou Chapéu de Sol

Segundo Jacobi (1999), o Alvo V6 representa um depósito epitermal de Cu com Mo, Au e Ag como subprodutos. Complementarmente, Corrêa-Silva (2002) e Juliani (2002) demonstraram que esse sistema epitermal sofreu o *overprint* de um sistema hidrotermal do tipo pórfiro, provocado pela intrusão de um conjunto de diques de pórfiros riodacíticos a riolíticos.

A ocorrência de de Cu-Mo-(Au) *low-sulfidation* localiza-se a 50 km ao norte da mineralização *high-sulfidation*, na borda de outro complexo de caldeiras vulcânicas abatidas (Fig. 8). A grande estrutu-

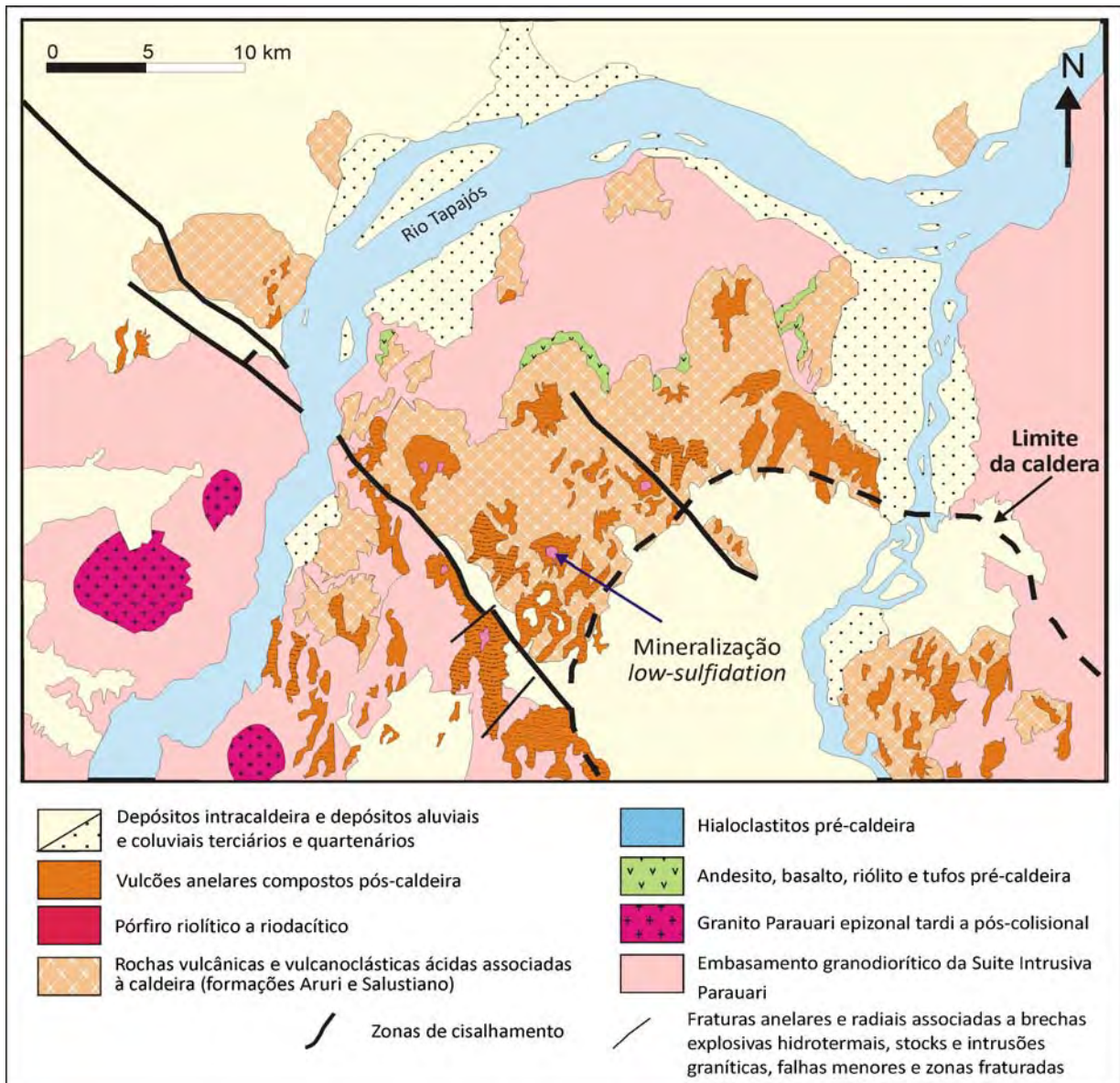


Figura 8 - Mapa geológico da área da mineralização *low-sulfidation* (Corrêa-Silva 2002).

ra circular que ocorre na área apresenta características de *ash-flow* caldeira, destacando-se pelas suas dimensões (~ 22 km de diâmetro), pela ocorrência de *vents* de pequenos vulcões e de condutos magmáticos nas bordas da estrutura abatida e ao longo das fraturas circulares e de falhas transcorrentes de direção principal NW-SE, e pela ressurgência do magmatismo, indicada pela ocorrência de domos riolíticos internos, associados a estruturas circulares com 1 a 5 km de diâmetro (Correa-Silva 2002). Mais dois remanescentes de caldeiras foram identificados por L. Corracini (Com. Verbal) e Kahwage (2010) na região.

#### *Rochas Hospedeiras*

A mineralização de Cu-Mo-(Au) é hospedada por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas do Grupo Iriri *lato sensu* e por pórfiros. As vulcânicas foram agrupadas em duas sequências litotípicas, uma inferior, com derrames de andesito, dacito, traquidacito e, principalmente, riolito porfirítico e, uma superior, com riolitos, ignimbritos, tufos, tufos de cristais, arenito vulcânico epiclástico, tufitos sedimentos lacustres e *chert*. Os últimos correspondem aos depósitos de preenchimento da depressão da caldeira por tufos, tufito, arenito epiclástico e sedimentos, que evidenciam retrabalhamento subaquático, silicificação diagenética e deposição de leitos de *chert* que sugerem atuação de processos exalativos intracaldeira subaquáticos, em ambiente lacustre.

Os riolitos porfiríticos têm cor rosa a vermelho-acastanhado escuro e fenocristais bipiramidados de quartzo e fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio em matriz fanerítica muito fina a afanítica. Geralmente são maciços, com local estrutura de fluxo. Estudos geoquímicos indicam que as vulcânicas são cálcio-alcálicas de ambiente de arco vulcânico associado a um contexto colisional, com riolitos mais evoluídos indicando formação em um ambiente transicional para regime distensivo intraplaca (Kahwage 2010). Nessa ocorrência, não foi reconhecido *silica cap* e tanto a erosão como a deformação relacionada a zonas de cisalhamento foram mais intensas. Essas sequências foram interceptadas por vários diques de pórfiros riolíticos, que associam-se espacialmente aos halos de alteração hidrotermal.

O pórfiros são rochas cinzas a marrons de matriz fina a muito fina, com fenocristais de feldspa-

tos, incluindo plagioclásio intensamente zonado, com até 1,5 cm de comprimento e, mais raramente, de quartzo bipiramidado. Biotita e anfibólio, comumente substituídos por biotita e/ou clorita hidrotermal, são os máficos. Essas rochas afloram nas porções centrais e adjacências de estruturas circulares concêntricas, onde definem *stocks* ou diques nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas.

O embasamento das vulcânicas é formado por granitos cinzas a róseos geralmente leucocráticos, maciços, localmente deformados por zonas de falhas. São rochas faneríticas de granulação média a grossa, inequigranulares, localmente porfiríticas, com megacristais de feldspato potássico e plagioclásio dispersos em matriz fanerítica média a grossa constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita.

#### *Alterações Hidrotermais e Mineralização de Cu-Mo-(Au)*

As alterações hidrotermais associadas à mineralização *low-sulfidation* ocorrem nas vulcânicas e vulcanoclásticas e são definidas por zonas de: (a) alteração sericítica com adularia, com sericita, quartzo, adularia, pirita, calcopirita, molibdenita, ouro, rutilo, titanita, seguida por uma zona de (b) alteração propilítica com adularia, com clorita, calcita placóide, epidoto, fluorita, albita, adularia, calcopirita, pirita, quartzo, leucoxênio, rutilo e barita e, zonas de (c) alteração argílica com caolinita, calcedônia, allofana, quartzo microcristalino e hematita esporádica. Sem se relacionar geneticamente ao sistema epitermal, formaram-se zonas de alteração sericítica nas zonas de falhas, com sericita, quartzo, sulfetos, mas sem adularia. Condições de pressão e temperatura entre 1,5 e 0,2 kbar e 410 e 350 °C foram estimadas por geotermobarometria do estágio de alteração propilítica (Correa-Silva 2002).

Alteração hidrotermal induzida pela intrusão dos diques de pórfiro, por sua vez usualmente intensamente hidrotermalizados, resultou em metassomatismo potássico inicial, com formação de feldspato potássico e biotita, seguido por uma fase de propilitização, geralmente forte, chegando até mesmo a substituir completamente os feldspatos e a matriz, e alteração sericítica com sulfetos, comumente acompanhada por silicificação.

A mineralização de ouro, cobre e molibdênio associa-se a sulfetos disseminados e vênulas nas

rochas hidrotermalizadas e incluem pirita, calcopirita, molibdenita, galena e esfalerita. Esses minerais estão presentes em todos os estágios de alteração hidrotermal, mas os maiores teores destes elementos estão relacionados com as alterações propilítica e sericítica, tanto nos pórfiros como nas vulcânicas. Diversos sistemas de vênulas irregulares, as iniciais já soldadas, com quartzo, calcopirita, bornita e pirita em menor volume, são também comuns. Fases minerais inclusas na calcopirita compreendem prata nativa, argentita, hessita, bismutinita e telureto de bismuto (possivelmente tsumoita), anilita, covelita e calcosina. Em geoquímica de solo nota-se uma anomalia de cobre aproximadamente circular com cerca de 1,5 km, com a sobreposição de uma anomalia de molibdênio.

O sistema epitermal *low-sulfidation* (adulária-sericita) desenvolveu-se nos estágios finais da fase sin- a pós-abatimento da caldeira, quando da colocação em superfície dos domos riolíticos e ignimbritos, e em subprofundidade, quando da intrusão sucessiva de corpos graníticos rasos e diques de pórfiros, responsáveis pela reativação das células convectivas (Corrêa-Silva 2002). A mineralização epitermal *low-sulfidation* apresenta sobreposição de mineralização do tipo pórfiro associada aos diques de porfiros riolíticos.

Essa ocorrência de mineralização *low-sulfidation* (adulária-sericita) deve compartilhar uma gênese comum aos depósitos auríferos *high-sulfidation* mas os fluidos hidrotermais desse sistema não foram ainda estudados.

Adulária já havia sido identificada na Província Aurífera do Tapajós por Dreher *et al.* (1998) em veios de quartzo das bordas de diques básicos da Suíte Intrusiva Ingarana. Os autores sugeriram sua possível correlação com sistemas epitermais de *low-sulfidation*. Contudo, o contexto geológico distinto da ocorrência em discussão não parece ser o usual das mineralizações *low-sulfidation*, assim como a associação mineral descrita.

### **Depósito de Au-(Cu) do tipo pórfiro: Mina do Palito**

A Mina do Palito representou a primeira mina em operação no Domínio Tapajós, apresentando recursos totais de 5.700.000 t de minério com teores de 3,88 g/t Au, 2,20 g/t Ag e 0,16% Cu, equivalendo a cerca de 22 t de ouro, 12,5 t de prata e 9.047 t de cobre contidos (Notto 2007). No ano

de 2007, a produção da mina foi de 888 kg de ouro e 448 t de cobre (Mártires & Santana 2008). As atividades da mina foram encerradas em 2010, mas há planos para retomada das atividades em 2012, após uma nova etapa de avaliação das reservas e recursos que está se encerrando, na qual foram medidas reservas de ~ 9 t de Au.

### *Rochas Hospedeiras*

Na área da mina afloram os granodioritos Parauari e Fofoqueinha, os granitos Rio Novo, Palito e Maloqueinha, pequenas intrusões de magnetita granito, diques de pórfiros e rochas básicas, sendo algumas dessas hidrotermalizadas, além de diques de brechas hidrotermais e rochas cataclásticas em zonas de falhas (Fig. 9). Nas proximidades da mina ocorrem ainda coberturas de riolitos e de ignimbritos, bem como *stocks* de granitos vermelhos semelhantes aos da Suíte Intrusiva Maloqueinha, mas ainda não estudados.

O Granodiorito Parauari é constituído por rochas cinza-claras porfiríticas de granulação muito grossa a grossa levemente foliadas, com megacristais de plagioclásio em teores muito variáveis, dispersos numa matriz cinza de granulação média, com biotita e hornblenda. A geomorfologia sugere que há corpos de granodiorito do mesmo evento intrusivos nessa unidade, definidos por estruturas circulares complexas, semelhantes às descritas por Juliani *et al.* (2002) no Granito Batalha, ou às das intrusões dos pórfiros riodacíticos associados à mineralização *high-sulfidation* (Juliani *et al.* 2005).

O Granodiorito Fofoqueinha consiste de rochas cinzas, cinza-escuras e cinza-esverdeadas, de granulação geralmente média, por vezes levemente porfirítica, não foliadas. As rochas possuem até 20% de anfibólio, têm cristais mais grossos de plagioclásio intensamente zonado e magnetita relativamente abundante, bem como sulfetos disseminados. Variações composicionais para quartzo diorito, tonalito e monzodiorito foram também observadas petrograficamente, mas não foi possível a delimitação de corpos desses litotipos. Nessa unidade também ocorrem diques irregulares, com até alguns metros de espessura máxima, de pórfiro riodacítico e veios de brechas hidrotermais com alguns decímetros de largura. O contato com o Granodiorito Parauari não foi observado em campo, mas análises de imagens de satélite e de radar

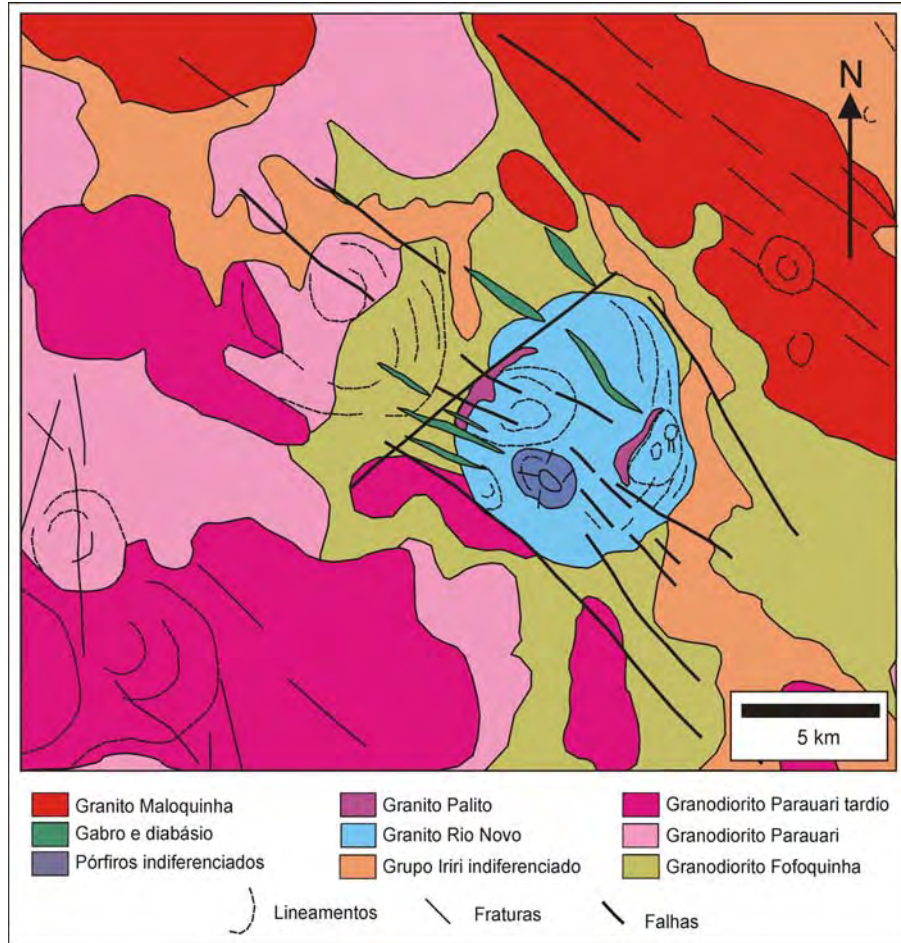


Figura 9 - Mapa geológico simplificado da área da Mina do Palito e arredores.

sugerem que o Granodiorito Fofquinha é intrusivo nele. Dessa forma, a sequência dos eventos magmáticos associados à formação da mineralização da Mina do Palito pode ter se iniciado com a intrusão de uma fase menos evoluída, representada pelo Granodiorito Fofquinha, no Granodiorito Parauari, seguida pela intrusão do Granito Rio Novo e pelo Granito Palito.

O Granito Rio Novo é intrusivo no Granodiorito Fofquinha, e é um corpo aproximadamente circular em planta, com ~ 7 x 8 km. Suas rochas têm granulação média, matriz fina a muito fina com biotita e anfibólio e fenocristais de feldspato potássico e, menos comumente, de plagioclásio zonado, resultando em textura porfírica. São comuns texturas granofíricas e cavidades miarolíticas pouco desenvolvidas, indicando nível de colocação crustal raso. Rochas de cristalização relativamente profunda ocorrem na parte sudoeste e, mais rasas, na porção sul, onde ocorrem intrusões múltiplas amalgamadas de pórfiros nas proximidades de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas. Nessa área aflora também um pórfiro granítico em uma

estrutura circular, não mineralizado. As fácies subvulcânicas do Granito Rio Novo possuem matriz muito fina a afanítica e fenocristais de feldspato potássico e restos de quartzo bipiramidado, além de estruturas elípticas com formas de cálice, sugestivas de condutos magmáticos do tipo cone-em-cone.

O Granito Palito constitui dois pequenos corpos associados a estruturas circulares, o principal deles intrusivo no contato do Granodiorito Fofquinha com o Granito Rio Novo, onde desenvolveu-se o antigo garimpo de ouro. Esse granito é o principal hospedeiro dos veios de quartzo sulfetados e mineralizados em ouro da Mina do Palito. O granito forma um corpo alongado na direção NE-SW com aproximadamente 2 km de comprimento, encaixado no contato entre o Granodiorito Fofquinha e o Granito Rio Novo. Suas rochas exibem estruturas de fluxo magmático, granulação fina a média, textura inequigranular, localmente porfírica e granofírica, quartzo bipiramidado e cavidades miarolíticas, indicativas de cristalização em ambiente subvulcânico. Xenólitos do Granito Rio Novo

não são raros nessa unidade. As atitudes dos fluxos magmáticos e os contatos com as encaixantes, definidos por aproximadamente 60 sondagens rotativas, permitem interpretar a intrusão como a raiz e a parte intermediária de um domo (Silva 2004). Pelo menos dois eventos de colocação de diques de pórfiros riolíticos cortam essas rochas, alguns hidrotermalizados, outros não. São também comuns diques de rochas máficas, gabróicas ou de granulação fina a média, geralmente hidrotermalizadas, pequenas intrusões circulares de magnetita granito porfiritico e de granito marrom dentro do Granodiorito Fofuquinha, intrusões menores de granito avermelhado, veios de aplito, diques de pórfiros graníticos riolíticos e de brechas hidrotermais.

A norte da mina afloram riolitos e tufos com preservação de *glass shards* cristalizados. As rochas têm estrutura finamente laminada, suavemente dobrada e truncada por estruturas mais espaçadas e verticais. São comuns nódulos de sílica, estruturas de queda de fragmentos líticos e de cristal finos, microestratificação cruzada, granodecrescência e marcas onduladas, indicando deposição relativamente distal de cinzas vulcânicas em ambiente subaéreo. Porções de poucos milímetros a centímetros de púmice mostram uma variada taxa de compactação na rocha, indicando que podem ocorrer *welded tuffs* nessa unidade, o que sugere que o conjunto das vulcanoclásticas pode representar ignimbritos, com depósitos de queda reologicamente deformados. As relações com as rochas intrusivas não puderam ser estabelecidas nos trabalhos de campo, mas a sua associação com riolitos marrons com fenocristais bipiramidados de quartzo e a sua distribuição ao redor do *stock* Rio Novo sugere que essas rochas podem ser os componente efusivos do evento magmático que gerou os granitos Rio Novo e Palito. Caso essa correlação se confirme, poderia ser inferido que o Granito Rio Novo corresponde à raiz de uma caldeira vulcânica erodida, ou seja, de um *cauldron*, segundo os conceitos de Lipman (1984).

Uma zona de falhas rúpteis NW-SE corta essas unidades e afeta os veios de quartzo e de sulfetos mineralizados em ouro e cobre. Nessas falhas houve formação de veios de quartzo, alguns muito ricos em pirita euhédrica, com carbonatos e fluorita, subordinados, mas sem a presença de calcopirita e de ouro, o que permite inferir formação posterior à da mineralização auro-cuprífera.

### Litoquímica e Geoquímica Isotópica

Segundo Echeverri-Misas (2010), uma mesma filiação magmática pode ser indicada para o Granodiorito Fofuquinha, Granodiorito Parauari, Granito Rio Novo e para o Granito Palito, que representa o termo mais evoluído, como evidenciado por elementos maiores, traços e ETR. O conjunto compõe uma série magmática cálcio-alcálica, com termos finais fortemente evoluídos, com características álcali-cálcicas. Segundo o autor, as características químicas dessas rochas, indica geração em margens continentais ativas, com evolução para intraplaca nas fases finais, compatível com ambiente de arco vulcano-plutônico de margem continental ativa, como a Andina, evoluindo para um ambiente intraplaca no final da orogênese.

A profundidade de formação dos magmas, definida pelos teores de Rb e Sr (Condie 1973), seria superior a 30 km, o que seria compatível com um ambiente de arco magmático continental. A presença de anomalias de cério em rochas de todas as unidades magmáticas, embora possam ser resultantes das alterações hidrotermais, podem também serem devidas à presença de fluidos marinhos na zona de subducção. Essas rochas, portanto, poderiam ter se formado em arco magmático associado à subducção de uma placa oceânica.

Dados isotópicos de Sm-Nd de amostras representativas da região da Mina do Palito indicam idades modelo (TDM) correspondentes para o manto empobrecido (DePaolo 1981) entre 2,15 e 2,36 Ga para os granitos Palito e Rio Novo e para o Granodiorito Fofuquinha, de 2,08 Ga para os pórfiros graníticos e entre 2,33 e 2,37 Ga para as rochas básicas. Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  ( $t = 1880$  Ma) dos granitoides situam-se entre  $-3,2$  a  $-1,0$ , dos pórfiros entre  $-0,2$  a  $+0,3$  e das rochas básicas entre  $-2,1$  e  $-2,0$ . Tais resultados apontam para provável contaminação/assimilação dos magmas cálcio-alcálicos originalmente mantélicos, com crosta paleoproterozóica relativamente mais antiga ou até mesmo arqueana, em um cenário de final de orogênese do tipo Andina, o que explicaria os valores de  $\epsilon_{Nd}$  oscilantes entre positivo e negativo.

### Aspectos Estruturais

Estruturas rúpteis condicionam a mineralização auro-cuprífera da Mina do Palito que, comumente, associa-se também a *stockworks*. Nas galerias

subterrâneas da Mina do Palito são comuns fraturas e corpos e veios de brechas paralelos aos veios mineralizados de direção NW-SE. Falhas transcorrentes e inversas NW-SE afetam os minerais produzidos pela alteração hidrotermal e os veios mineralizados, estirando-os e segmentando-os. Um sistema de falhas NE-SW trunca os corpos mineralizados, assim como zonas de cisalhamento de direção NW-SE. Usualmente o Granito Palito encontra-se variavelmente afetado por falhas rúpteis, chegando a configurar zonas que se assemelham com brechas com fragmentos tabulares angulosos. Comumente, ao longo dessas falhas observa-se apenas cloritização não muito intensa, silicificação fraca, além de pirita, carbonatos e fluorita abundantes.

#### *Alteração Hidrotermal*

O Granito Palito é o principal hospedeiro dos minérios de ouro e cobre, e tem como característica marcante uma cor vermelha intensa, produto do forte metassomatismo potássico que o afetou em estilo e intensidade variável. Em menor volume observa-se alteração hidrotermal propilítica, sericitica, silicificação e cloritização tardia, além de metassomatismo sódico muito local. Esse último é caracterizado pela cristalização de orlas descontínuas e irregulares de albita, e pela corrosão e infiltração de albita em feldspatos ígneos ou em agregados granofíricos. Um aspecto relevante na alteração hidrotermal ao redor da Mina do Palito é que a intensidade da alteração hidrotermal aumenta nas partes mais rasas do Granito Palito e junto ao contato com as encaixantes Rio Novo e Fofquinha, mas diminui sensivelmente ao se afastar dos contatos. Adicionalmente, os veios mineralizados são também gradativamente mais delgados e possuem menor teor de ouro e cobre quando mais distais em relação ao Granito Palito, indicando que o hidrotermalismo centraliza-se nesse granito. Destaca-se ainda que nas encaixantes predomina a alteração propilítica.

O estágio inicial principal da alteração hidrotermal é caracterizado por metassomatismo potássico forte a localmente fissural, com aspecto difuso e gradacional. Em alguns locais, em especial em níveis mais profundos, o granito foi mais fracamente metassomatizado, resultando em blocos de granito mais claros e com textura ígnea e granofírica melhor preservadas, indicando que os fluidos hi-

drotermais foram localmente canalizados. O feldspato potássico hidrotermal é principalmente o microclínio com geminação em grade mal desenvolvida ou ausente, que forma coronas ao redor dos cristais ígneos. Apresenta típicas texturas de infiltração com terminações em cunha e, localmente, algumas faces sub-euhédricas, indicando dissolução e abertura de espaços, ou preenchimento de cavidades miarolíticas. Geralmente esse feldspato oblitera as texturas granofíricas e substitui quase que totalmente o plagioclásio e o feldspato potássico ígneos, que podem restar no seu núcleo, por vezes com relíquias de pertita e mesopertita. O feldspato potássico hidrotermal é vermelho forte e, sob microscópio, de aspecto turvo e vermelho, o que tem levado alguns autores a interpretar essa alteração como hematitização. Entretanto, esse aspecto ocorre apenas devido à oxidação do  $Fe^{2+}$  presente nos feldspatos ígneos que resulta na cristalização de cristais submicroscópicos de hematita, tal como observado por Boone (1969) nos feldspatos hidrotermais em depósitos do tipo pórfiro nos EUA, não constituindo, de fato uma hematitização. Relativamente aos pórfiros de cobre, esse feldspato tem cor vermelha mais intensa, o que é devido ao #Fe comparativamente mais alto nessas rochas ígneas evoluídas. O metassomatismo potássico resulta também na cristalização de biotita hidrotermal, que substitui a biotita e o anfibólio ígneos. Essa biotita tem composição química sempre distinta da biotita ígnea.

Segue-se ao metassomatismo potássico um estágio de alteração propilítica relativamente intensa em fraturas e zonas de *stockworks*, caracterizada pela associação de clorita, albita e epidoto, com variáveis teores de sericita e algum carbonato. Clorita tardia também preenche fraturas, assim como feldspato potássico, observado ao longo de fraturas soldadas, com contatos difusos. Esse estilo da alteração reflete uma evolução contínua do sistema hidrotermal de temperaturas mais elevadas para mais baixas, mas com a repetição de diversos pulsos de influxo de fluidos, alguns deles mais quentes.

Um terceiro estágio de alteração hidrotermal, de caráter fissural a pervasivo seletivo, afetou principalmente os feldspatos do Granito Palito. Esta é uma típica alteração sericitica (sericita + quartzo + sulfetos, ou QSP), com a qual se associam sulfetação, silicificação e a mineralização auro-cuprífera. Localmente, especialmente nas proximidades

da cúpula e nas porções distais do Granito Palito, ocorre alteração argílica em fissuras, com pirofilita, sericita e caolinita.

*Minério de Ouro-(Cobre)*

O minério associa-se a sistemas de veios de quartzo sulfetados e veios de sulfeto maciço orientados segundo as direções NW-SE e W-E, além de *stockworks* e ocorrências de sulfetos finamente disseminados, principalmente no Granito Palito (Fig. 10) e no Granito Rio Novo junto ao contato com o granito anterior.

O minério associa-se principalmente aos veios envolvidos sequencialmente pelas zonas de alteração sericítica, propilítica e potássica, mas também ocorre nas zonas de alteração sericítica com

sulfetos disseminados ou sob a forma de vênulas de quartzo e/ou sulfetos ou em *stockworks*. Em quase toda extensão da zona hidrotermalizada do granito ocorrem veios de alteração sericítica com veios de quartzo ou não, sempre com sulfetos, assim como fraturas com alteração clorítica irregularmente distribuídas contendo sulfetos, ora esparsas, ora mais concentradas. Essas zonas são estéreis em relação aos veios principais, mas amostras compostas desses granitos coletados aleatoriamente na pilhas de estéril evidenciaram teores de ouro ao redor de 0,25 g/t.

O ouro se associa quase que exclusivamente com a calcopirita, mas teluretos e selenetos de bismuto e prata, sulfossais e ligas de ouro e prata (com 25 a 30% de Ag) são típicos do minério (Tabela 2). Há excelente correlação do ouro com a sulfetação e, em particular, com cobre e bismuto.

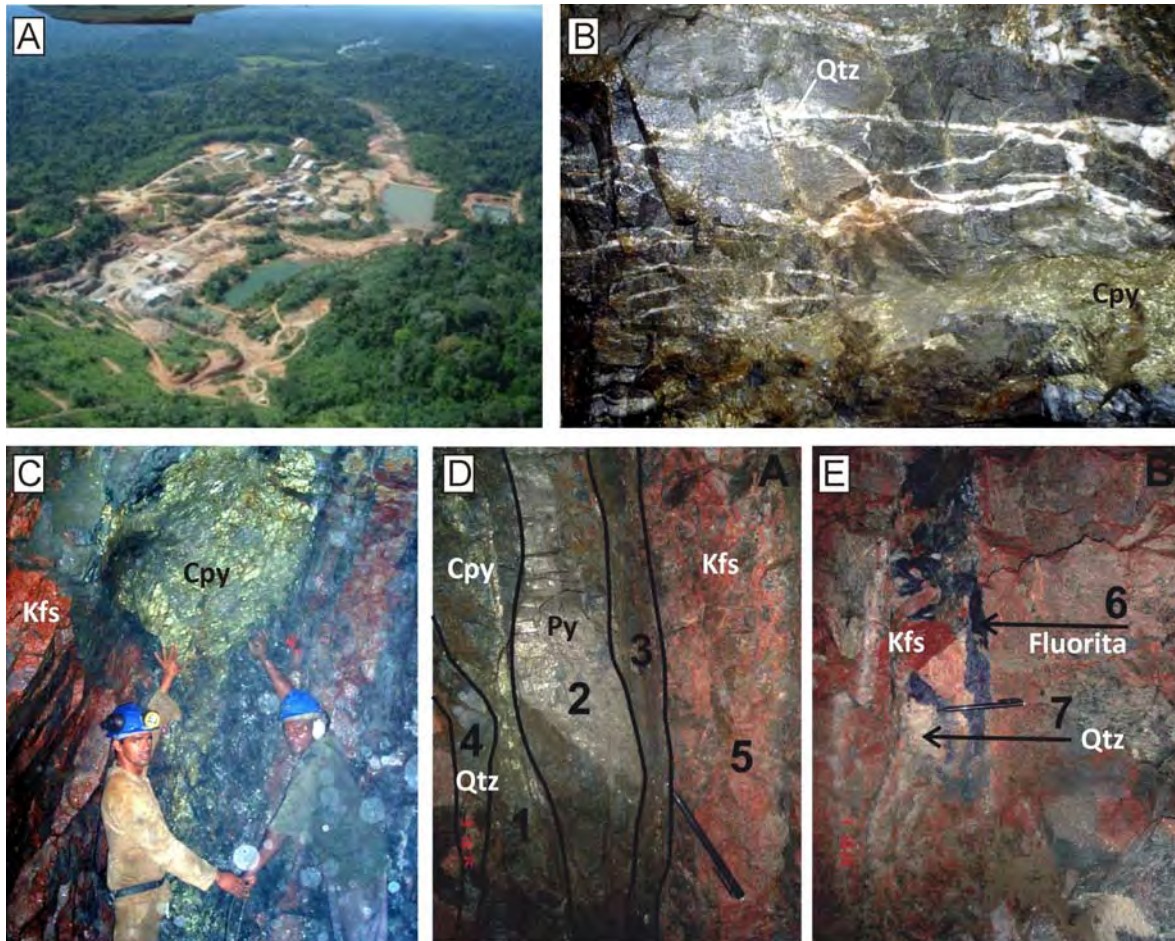


Figura 10 - (A) Vista aérea da Mina do Palito, (B) Zona de *stockwork* de veios e vênulas mineralizados com quartzo e sulfetos no Granodiorito Fofuquinha, junto ao contato com o Granito Palito. Notar as zonas fortemente sulfetadas e as complexas relações de sobreposição dos veios, (C) Corpo de minério constituído predominantemente por calcopirita e pirita, (D) Veio de minério com sulfetos bandados com: (1) calcopirita, (2) pirita, (3) brechas, (4) veio de quartzo e (5) Granito Palito hidrotermalizado e brechado, (E) Veio de fluorita, (6) e quartzo (7).



Todos os tipos de veios de minérios foram afetados por uma zona de falha sub-vertical orientada na direção NW-SE, com a qual associam-se veios de quartzo com pirita, carbonatos e fluorita, além de alguns veios de pirita maciça, comumente tardias aos veios, como indicado pelas formas eu-hédricas, que pós-datam a mineralização aurífera.

A concentração da alteração hidrotermal no Granito Palito, a forma dômica, o ambiente raso da intrusão e a menor penetratividade dos fluidos hidrotermais e da mineralização nas encaixantes, juntamente com o tipo e o estilo das alterações indicam que, apesar do controle estrutural dos veios, os fluidos são derivados da cristalização de magmas e não de devolatilização metamórfica (orogênicos) ao longo de zonas de falhas. Discute-se em alguns trabalhos a impossibilidade da mineralização da Mina do Palito ser relacionada a sistemas do tipo pórfiro por causa da morfologia filoniana do minério e pelo fato dos veios estarem encaixados em estruturas que podem ser correlacionadas a esforços tectônicos, além das texturas cataclásticas das falhas tardias que afetam as rochas hidrotermalizadas e os minérios que geram veios de quartzo com pirita, carbonatos e fluorita. Entretanto, Berger & Drew (1998, em Berger *et al.* 2008) e Drew (2006, em Berger *et al.* 2008), dentre vários outros autores, demonstram que depósitos economicamente viáveis do tipo pórfiro somente se formam onde a permeabilidade é fortemente controlada pelas estruturas regionais, o que resulta em veios semelhantes aos caracte-

rizados na Mina do Palito na maioria dos depósitos do tipo pórfiro. Os veios ricos associados às falhas, alguns com mais de 5 m de espessura, são comuns em pórfiros, como os dos depósitos de classe mundial de Chuquicamata, Chile (Ossandón *et al.* 2001) e Butte, Nevada, EUA (Lund *et al.* 2002). Portanto, estruturas tectônicas e os veios, tal qual descrito na Mina do Palito por Echeverri-Misas (2010), não são fatores limitantes à sua classificação como do tipo pórfiro.

#### Características dos Fluidos Mineralizantes

O estudo de inclusões fluidas conduzido por Costa (2008) identificou três tipos de fluidos na mineralização do Palito: (1) H<sub>2</sub>O-NaCl (< 2,0% peso eq. NaCl), interpretado como meteórico, (2) H<sub>2</sub>O-NaCl-FeCl<sub>2</sub> (45-50% peso eq. NaCl), interpretado como salmoura magmática, e (3) H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl (1,0-1,7% peso eq. NaCl), interpretado como de origem magmática. Dados microtermométricos combinados com o geotermômetro da clorita indicam aprisionamento das salmouras, consideradas responsáveis pela mineralização, entre 335 e 405 °C e entre 2,0 e 4,7 kbar.

De acordo com Usero *et al.* (2011), estudos de inclusões fluidas em quartzo de veios mineralizados permitiram a identificação de um estágio de exsolução precoce de fluidos magmáticos, indicado por baixas salinidades (0,6 a 1,5% peso eq. NaCl) a elevadas temperaturas (429 a 462 °C), seguida por *boiling* e posterior mistura de fluidos

Tabela 2 - Fases minerais identificadas no minério aurífero da Mina do Palito (Echeverri-Misas 2010).

Mineral	Fórmula	Mineral	Fórmula
Calcopirita	CuFeS <sub>2</sub>	Wittichenita	Cu <sub>3</sub> BiS <sub>3</sub>
Calcocita	Cu <sub>2</sub> S	Hedleyita	Bi <sub>7</sub> Te <sub>3</sub>
Pirita	FeS <sub>2</sub>	Cuprobismuthinita	Cu <sub>10</sub> Bi <sub>12</sub> S <sub>23</sub>
Pirrotita	FeS	Kupcikita	(Cu,Fe) <sub>4</sub> Bi <sub>6</sub> S <sub>10</sub>
Galena	PbS	Bi-Te seleneto	Bi <sub>4</sub> Te <sub>2</sub> Se
Esfalerita	ZnS	Ag-Te-Bi telureto	Ag <sub>16</sub> FeBiTe <sub>3</sub> S <sub>8</sub>
Ouro	Au	Matildita	AgBiS <sub>2</sub> (Fe,Cu)
Eléctrum	Au-Ag	Tetradimita	Bi <sub>2</sub> Te <sub>3</sub> S
Barita	BaSO <sub>4</sub>	Scheelita	Ca(WO <sub>4</sub> )
Argentocuproaurita	Cu <sub>3</sub> (Au,Ag)	Ytrialita	(Y,Th) <sub>2</sub> SiO <sub>7</sub>
Bismuto nativo	Bi	Monazita	(Ce,La,Nd,Th)PO <sub>4</sub>
Bismuthinita	Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	Thorita	ThSiO <sub>4</sub>
Makovickyita	Ag <sub>1,5</sub> Bi <sub>5,5</sub> S <sub>9</sub>	Pilsenita	Bi <sub>4</sub> Te <sub>3</sub>

com salinidades entre 0,3 a > 28,8% peso eq. NaCl e temperaturas de homogeneização de 100 a > 400 °C. A importância de fluidos magmáticos na evolução do depósito também é evidenciada pelas altas salinidades (65% peso eq. NaCl) em inclusões fluidas em quartzo hidrotermal dos halos de alteração potássica e pela presença de *melt inclusions*.

Segundo Echeverri-Misas (2010), a composição isotópica de oxigênio dos fluidos hidrotermais em equilíbrio com quartzo ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \text{ vs}_{\text{SMOW}} = +3,2$  a  $+5,6\text{‰}$ ), sericita ( $+1,1$  a  $+6,3\text{‰}$ ), clorita ( $-2,6\text{‰}$ ) e calcita ( $+6,2\text{‰}$  a  $+21,1\text{‰}$ ), a 350 °C, e com feldspato potássico ( $+6,3$  a  $+7,2\text{‰}$ ), a 450 °C, indica estágios iniciais de alteração potássica com predominância de fluidos magmáticos e progressivo influxo de fluidos meteóricos durante os estágios de alteração propilítica e sericítica.

Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  dos sulfetos ( $+1,2$  a  $+3,6\text{‰}$ ) da Mina do Palito são próximos dos valores típicos do enxofre magmático, embora um pouco mais elevados em relação à assinatura do enxofre mantélico ( $\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 1\text{‰}$ , Eldridge et al. 1991). Tais valores, no entanto, são compatíveis com assinaturas isotópicas esperadas para enxofre derivado de rochas ou fluidos magmáticos, que teria, de acordo com Ohmoto & Goldhaber (1997), valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre 0 e  $\pm 5\text{‰}$  (Echeverri-Misas 2010).

#### Modelo Genético

De acordo com Costa (2008), o estilo filoneano hospedado em rochas graníticas, o tipo de alteração hidrotermal, a associação metálica e as características do fluido mineralizante seriam compatíveis com as de depósitos relacionados a intrusões.

Segundo Juliani et al. (2008) e Echeverri-Misas (2010), os tipos, relações e evolução das unidades magmáticas, os tipos, estilos e a disposição espacial das zonas de alteração hidrotermal, os eventos de *overprinting*, as associações minerais e de metais da mineralização, as características físico-químicas do fluido mineralizante (temperatura, composição, fontes e inclusões fluidas) da Mina do Palito são típicos de sistemas magmático-hidrotermais do tipo pórfiro e semelhantes aos de sistemas do tipo pórfiro mesozóicos e cenozóicos que hospedam grandes depósitos de Ouro e de metais de base. Na Mina do Palito, o sistema do tipo pórfiro foi gerado nas fases finais evoluídas de um arco magmático continental, em rochas cálcio-

alcalinas de alto potássio, possivelmente associadas a uma caldeira vulcânica.

A Mina do Palito tem padrão típico de zonamento das alterações hidrotermais potássica, propilítica e sericítica e associação da mineralização de Au-(Cu) com veios sulfetados e de sulfetos maciços, além de zonas de sulfetos disseminados hospedadas principalmente no Granito Palito. Fluidos inicialmente magmáticos de alta temperatura (450 °C) e baixa salinidade, condizentes com aqueles da alteração potássica, foram posteriormente misturados com fluidos meteóricos a menor temperatura e salinidade variável durante as alterações propilítica e sericítica, o que propiciou a precipitação do minério. Com a evolução do sistema hidrotermal e a consequente queda na temperatura e na pressão, além dos reaquecimentos causados pela ascensão da fonte magmática, acontecem eventos de telescopagem e de *overprinting*, com sobreposição de diferentes tipos de alteração. Posteriormente, falhas foram responsáveis por deslocamentos dos veios e remobilização do minério, além de um novo estágio hidrotermal.

A geometria dos corpos mineralizados indica que as alterações hidrotermais ocorreram em um sistema tectonicamente ativo, resultando na formação das zonas hidrotermalizadas e dos veios ricos em estruturas tectônicas durante o colapso da pluma hidrotermal, o que fez com que a mineralização da cúpula do granito se infiltrasse para dentro das zonas de mais alta temperatura previamente formadas. Isso implica que o nível atual da erosão já removeu as zonas mais enriquecidas da cúpula da intrusão e atualmente estão sendo expostas as raízes do pórfiro.

#### Depósito de Au do Tipo Pórfiro Profundo: Depósito do Batalha

A mineralização de ouro do Batalha é hospedada pelo Granito Batalha ( $1883 \pm 4$  Ma, U-Pb SHRIMP em zircão, Santos et al. 2000), que compõe um corpo elíptico intrusivo em granitóides da Suite Intrusiva Parauari. O corpo tem  $\sim 25$  km<sup>2</sup>, alinha-se segundo a direção NW-SE, é constituído por hornblenda-biotita sieno- a monzogranito, metaluminoso a peraluminoso, cálcio-alcalino a subalcalino e é tardi- a pós-colisional ao arco Parauari (Fig. 11, Juliani et al. 2002).

Segundo Juliani et al. (2002), Granito Batalha cristalizou-se entre 5,6 e 4,2 kbar a temperaturas

de 955 a 800 °C, em condições de  $fO_2$  próximas ao tampão NNO. Esse ambiente de colocação é muito profundo para um sistema do tipo pórfiro e os magmas foram relativamente reduzidos e evoluídos, fazendo com que as características do sistema hidrotermal se aproximem mais daquelas relacionadas a *Intrusion-Related Gold Systems* (Sillitoe & Thompson 1998, Thompson & Newberry 2000, Lang & Baker 2001) ou a pórfiros alcalinos. Entretanto, o alto conteúdo de cobre e a intensidade da alteração hidrotermal indica uma maior afinidade com

sistemas do tipo pórfiro.

O Granito Batalha foi afetado por intensa alteração hidrotermal iniciada com estágio de metasomatismo sódico pervasivo (Fig. 12), caracterizado pela cristalização intersticial de albita e substituição de plagioclásio e feldspato potássico ígneos por albita hidrotermal.

Esse estágio foi seguido por alteração potássica que resultou na substituição dos cristais de feldspato potássico ígneos por microclínio e biotita, conferindo cor vermelha intensa à rocha hidro-

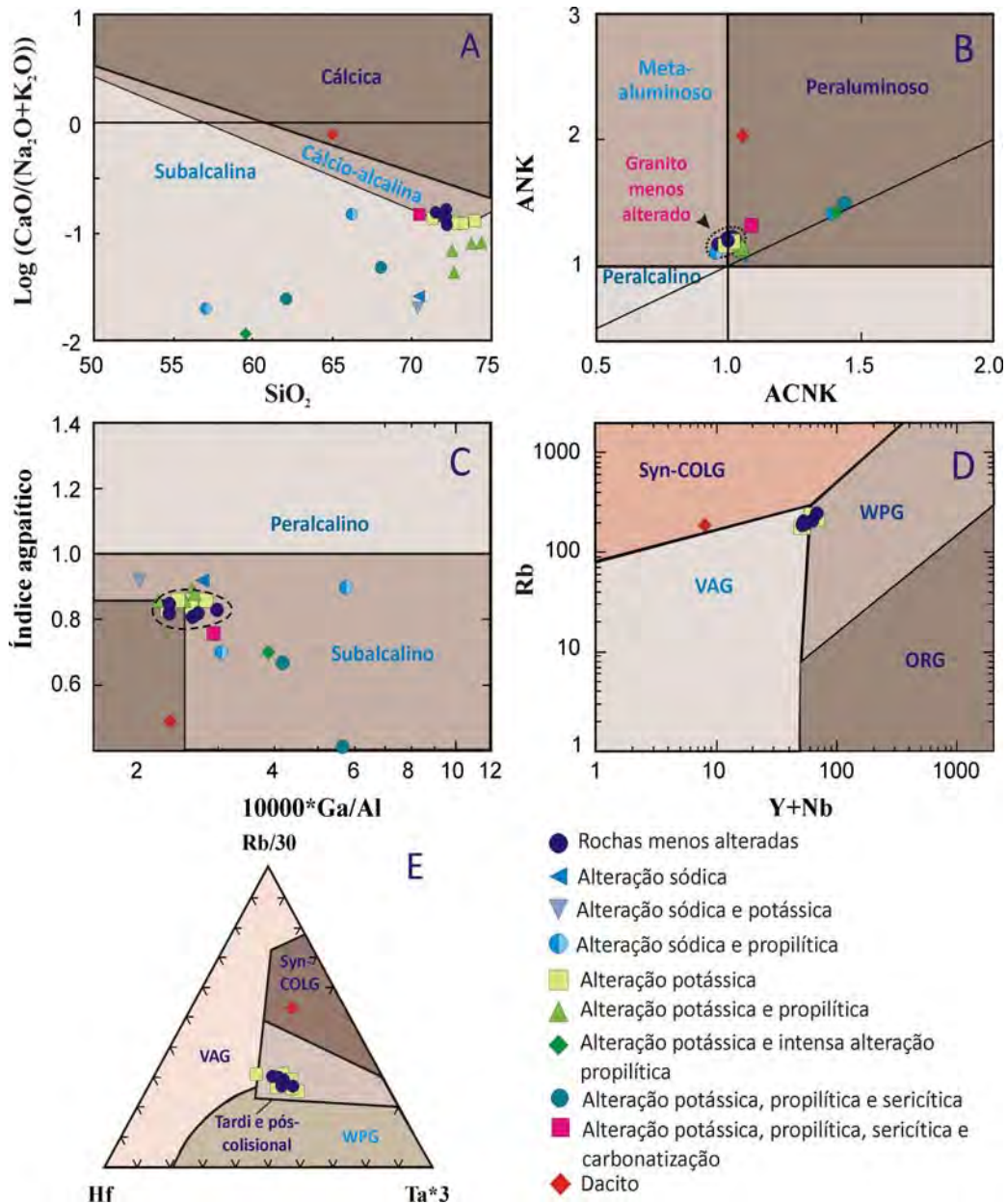


Figura 11 - Composição do Granito Batalha nos diagramas (A) de Brown (1982), (B) ACNK (Maniar & Piccoli 1989), (C) Ga/Al vs. índice agpaítico (Whalen et al. 1987), (D) Rb vs. Y+Nb (Pearce et al. 1984), (E) Hf-Ta\*3/Nb\*30. ACNK =  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ , ANK =  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ . Abreviações em (D) significam granitos de dorsais meso-oceânicas (ocean ridge granites, ORG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos sin-colisionais (syn-COLG).

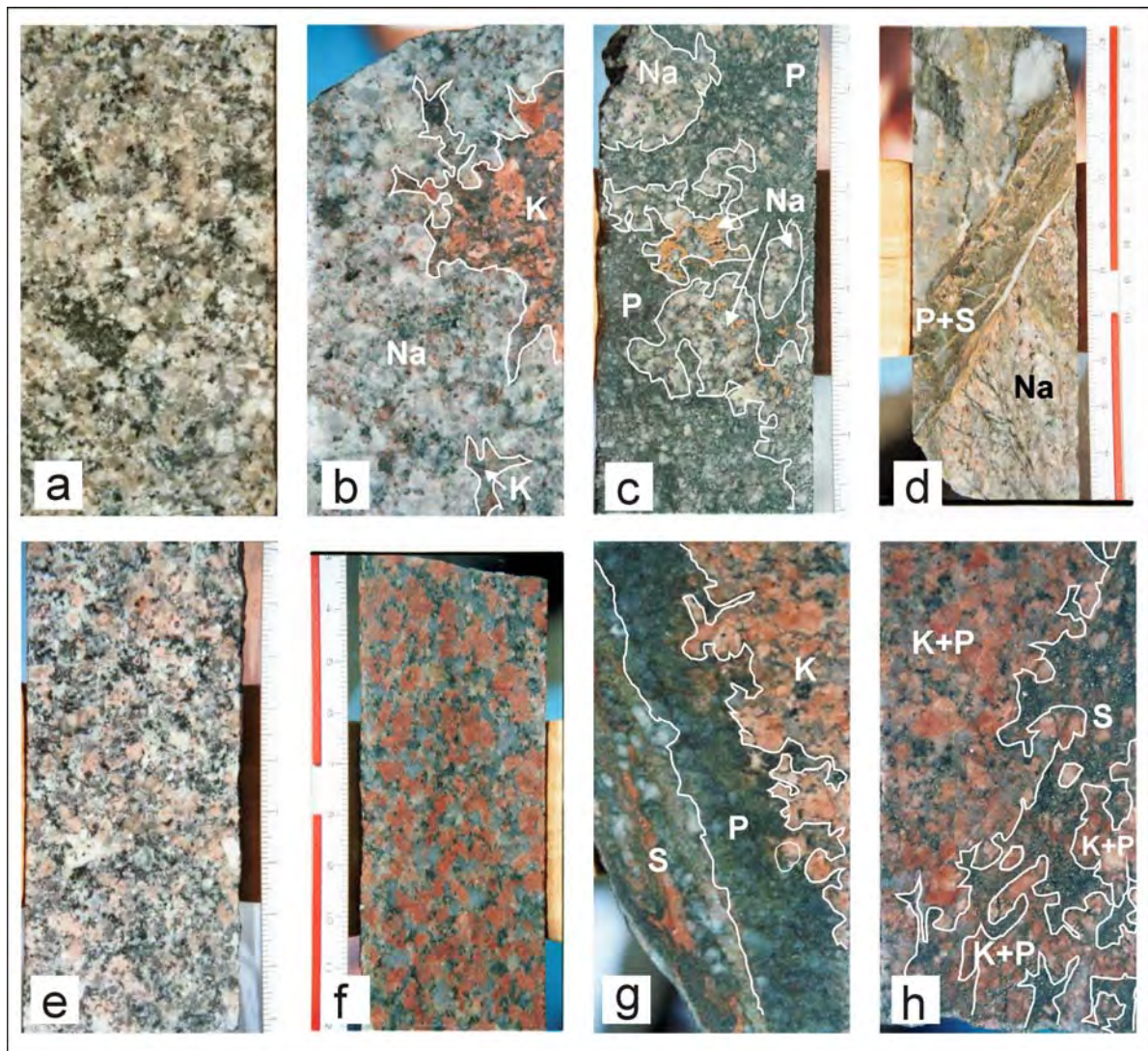


Figura 12 - Aspecto macroscópico do Granito Batalha. (A-D) Sequência de alteração hidrotermal observada em rochas com alteração sódica inicial e formação de albita: (A) Granito menos alterado com fraca alteração sódica, (B) Intensa alteração sódica (cinza-claro) com zona de alteração potássica, (C) Granito albitizado e fortemente propilitizado, (D) Granito albitizado e propilitizado com sobreposição de alteração sericítica fissural em zona de cisalhamento. (E-H) Sequência de alteração hidrotermal observada em rochas com alteração potássica inicial: (E) Granito menos alterado, (F) Granito com intensa alteração potássica, (G) Granito fortemente potassificado com sobreposição de alteração propilítica e sericítica fissural, (H) Granito com alteração potássica e propilítica com sobreposição de alteração sericítica rica em sulfetos. Diâmetro dos testemunhos de sondagem = 44 mm. Na = alteração sódica, K = alteração potássica, P = alteração propilítica, S = alteração sericítica (Juliani et al. 2002).

termalizada. Propilitização pervasiva e fissural, representada pela associação de epidoto, clinozoisita, clorita, albita, carbonato e sulfetos, se sobrepôs aos estágios prévios de alteração hidrotermal. Sericitização, também fissural a pervasiva, com cristalização de quartzo e sulfetos associados à sericita, representou a fase final desse evento hidrotermal, com o qual relaciona-se a mineralização aurífera (Fig. 12).

Cálculos geotermobarométricos indicam condições de 2,6 kbar e 492 °C para o estágio de alte-

ração potássica (Juliani et al. 2002), indicando que a profundidade de consolidação do Granito Batalha seria condizente com a evolução inicial de um sistema magmático-hidrotermal que poderia gerar depósitos do tipo pórfiro a partir da evolução de magmas da mesma filiação que pudessem alcançar níveis crustais rasos. Equilíbrio entre biotita e clorita a 2,6 kbar resulta em temperaturas entre 495 e 340 °C, correspondentes à transição da alteração potássica para a propilítica, enquanto que o geotermômetro da clorita forneceu con-

dições de 358 a 288 °C para a alteração propilítica. Intervalos de temperatura estimados para associações minerais da alteração sericítica refletem condições de equilíbrio a 288 °C a 1,2 kbar e re-equilíbrio em zonas de cisalhamento a 150 °C.

As razões  $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$  e  $\log(f\text{HF})/(f\text{HCl})$  da biotita hidrotermal da alteração potássica do Granito Batalha, segundo Munoz (1984) e Zhu & Sverjenski (1992), são semelhantes às de biotita associada a metassomatismo potássico em depósitos de cobre do tipo pórfiro (Selby & Nesbitt 2000), apesar dos valores de  $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$  menores devidos ao maior teor de flúor, característico de um magma de cristalização profunda. Os interceptos de flúor [IV(F)] e flúor/cloro [IV(F/Cl)] (Munoz 1984) da biotita hidrotermal são semelhantes aos de depósitos de cobre do tipo pórfiro e de Sn-W-Be. Essa maior atividade do flúor é característica dos fluidos hidrotermais do Granito Batalha, indicando ter sido o magma mais diferenciado ou ter ocorrido saturação precoce na fase vapor, que teria resultado na remoção de cobre do *melt* na forma de cloro-complexos (Candela 1989).

As características do sistema hidrotermal Batalha assemelham-se a de sistemas reduzidos e profundos, associados a granitóides do tipo I, sem magnetita, que tem sido relacionados a mineralizações de ouro do tipo pórfiro (Rowins 2000), sem enriquecimentos significativos de cobre (Leveille *et al.* 1988) e *Intrusion-Related Gold Systems* (Lang & Baker 2001).

### **Depósito de Au relacionado a intrusões: Depósito Tocantinzinho**

O depósito Tocantinzinho está situado a aproximadamente 200 km ao sul da cidade de Itaituba (PA), dentro de uma estrutura de direção NW-SE definida pelo lineamento homônimo, na qual se alinham outros depósitos auríferos, tais como São Jorge, Palito, Batalha, Bom Jardim, Tocantinzinho e Cuiú-Cuiú. Os programas de exploração na área Tocantinzinho têm sido conduzidos por várias empresas desde o final da década de 1990, dentre elas a *Minera Altoro*, a *Solitario Resources Corporation*, *Jaguar Resources do Brasil* (subsidiária da *Brazilian Resources Corporation*) e Unamgen Mineralização e Metalurgia Ltda (subsidiária da *Eldorado Gold Corporation*), esta última a atual detentora dos direitos minerários do depósito. Das atividades exploratórias resultou a delimitação de um corpo mi-

neralizado de 700 x 150 m e 300 m de profundidade com e teor médio de 1,25 g/t Au com reservas medidas de 49 Mt de minério ou pouco mais de 61 t de ouro (Juras *et al.* 2011), o que torna o Tocantinzinho o maior depósito aurífero da Província Mineral do Tapajós.

### *Rochas Hospedeiras*

A área do depósito Tocantinzinho integra o ambiente tectônico de um arco magmático paleoproterozóico e nela ocorrem granitóides de composição sieno- a monzogranítica, associados a aplitos e pegmatitos, provavelmente co-magmáticos. Granodioritos e álcali-feldspato granitos também ocorrem, mas de forma subordinada. As rochas sieno- e monzograníticas ocupam a zona central do depósito, sendo envolvidas por quartzo monzonitos, como se neles fossem intrusivas, e são cortadas sucessivamente por diques de andesito e de riolito (Figs. 13 e 14). Não expostos em superfície, quartzo latitos porfiríticos foram interceptados localmente em sondagens (Mello 2007). Essas variadas rochas vulcânicas indicam que um sistema magmático esteve ativo em profundidade, mesmo após os granitóides hospedeiros terem sido resfriados.

Granito Tocantinzinho é formado por sieno- e monzogranítica essencialmente isótopos de idades de 2000 ±6 e 1998 ±7 Ma que afloram como um corpo alongado na direção NW-SE (Castilho *et al.* 2010), que provavelmente se alojou durante o final da orogênese Cuiú-Cuiú. O Granito Tocantinzinho é composto de microclínio (40-50%), oligoclásio (20-35%), quartzo (20-30%), biotita annítica (2-8%) e ferro-edenita (0-2%), tendo como principais minerais acessórios primários zircão, magnetita, apatita, allanita, monazita, U-thorita e titanita (Santiago *et al.* 2012). Ainda não datados, os diques de andesito e riolito foram correlacionados à Formação Vila Riozinho (Mello 2007), cuja idade foi determinada em 2000 ±4 a 1998 ±2 Ma (Lamarão *et al.* 2005). Por ora, ainda não foi possível estabelecer as relações de contato da intrusão granítica com unidades litoestratigráficas mais antigas da Província Aurífera Tapajós.

### *Alteração Hidrotermal*

O granito Tocantinzinho não apresenta evidências de deformação dúctil, porém se encontra bas-

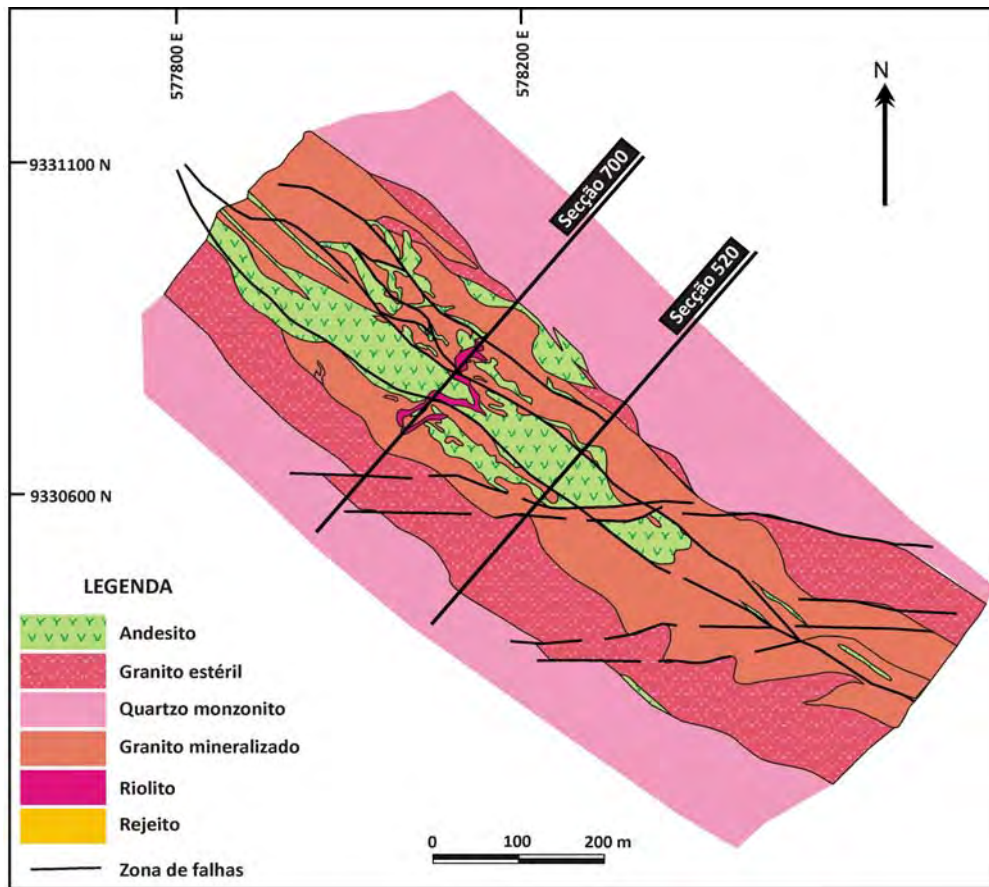


Figura 13 - Mapa geológico do depósito Tocantinzinho hospedado no granito homônimo (Juras et al. 2011).

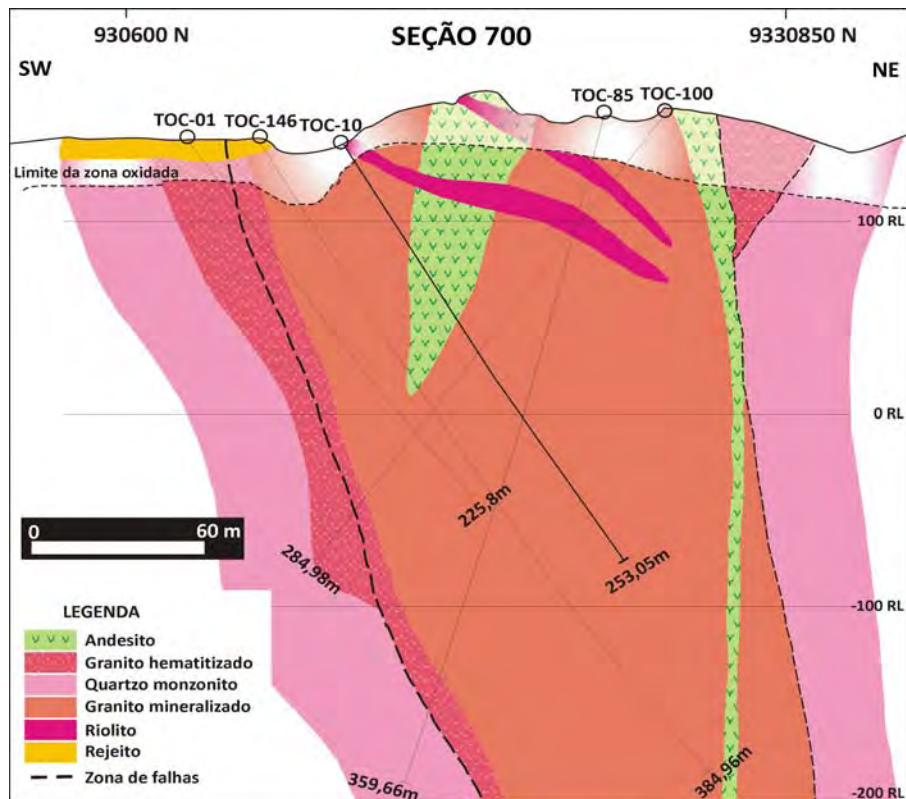


Figura 14 - Seção geológica SW-NE (700) do depósito Tocantinzinho. TOC-08-85: sondagem (Juras et al. 2011).

tante fraturado e localmente brechado. Esse quebraamento foi provavelmente resultado de fraturamento hidráulico que propiciou a formação de vênulas de quartzo e clorita, estéreis, contudo. Segundo Mello (2007), o selamento das fraturas preparou o granito para a nova fase de faturamento que ele teria experimentado durante a atividade magmática subsequente e responsável pelas vênulas mineralizadas. Essas vênulas são em geral milimétricas e ocorrem em folhas (*sheeted veinlets*) com mergulhos subverticais.

Fluidos hidrotermais alteraram e mineralizaram o granito Tocantinzinho, produzindo, além do depósito de ouro, rochas hematizadas estéreis e duas outras variedades, ambas mineralizadas e informalmente designadas de salame (cristais grossos de microclínio e quartzo, de coloração rósea a avermelhada e esbranquiçada a quase leitosa, respectivamente) e *smoky* (coloração esverdeada com tons acinzentados a esbranquiçados) (Fig. 15). A distribuição espacial é tal que, nas zonas mais internas do depósito, as rochas hematizadas balizam, com contatos mal definidos, as variedades salame e *smoky*, enquanto que, mais externas, têm contatos, alguns tectônicos, com o quartzo monzonito (Fig. 14).

Considerando-se a evolução do paleossistema hidrotermal Tocantinzinho, reconhece-se um estágio precoce (E1), com a formação de vênulas de quartzo e clorita. No seguinte (E2), não necessariamente ligado ao resfriamento/cristalização do granito Tocantinzinho, durante o qual ocorreu a mineralização, ocorreram estágios sucessivos com formação mais profusa de clorita (cloritização), fengita (sericitização), quartzo (silicificação) e local calcita (carbonatação).

Por ter sido contemporânea à mineralização, a

sericitização provavelmente resultou da ação dos mesmos fluidos que precipitaram os sulfetos e o ouro. A associação fengita, quartzo, pirita ± calcopirita ± esfalerita ± galena ± ouro é comum em vênulas ou ocorre disseminada, especialmente onde o plagioclásio foi intensamente destruído. Abundante fengita também foi formada nas zonas densamente fraturadas. O ouro está intimamente associado à pirita nas zonas sericitizadas.

#### Mineralização Aurífera

A mineralização do depósito Tocantinzinho é representada por ouro e sulfetos, principalmente pirita, calcopirita, esfalerita e galena. A pirita é o sulfeto mais abundante, que ocorre em cristais eu-hédricos a subeu-hédricos, finos a grossos (0,09 a 1,5 mm) presentes em vênulas poliminerálicas, disseminados pelas zonas brechadas ou inclusos na esfalerita. A calcopirita é subordinada e ocorre como lamelas de exsolução na esfalerita, em veios poliminerálicos e em substituição à pirita. A esfalerita se apresenta como inclusões de coloração amarronzada e hábito colofome em cristais de pirita e calcopirita na variedade salame e, mais comumente, como cristais opacos disseminados pela rocha. A galena e o ouro ocorrem em finos cristais, inclusos ou em fraturas da pirita, e disseminados na rocha.

As vênulas mineralizadas ocorrem em várias direções, o que confere o estilo *stockwork* à mineralização, mas duas delas são as mais proeminentes: N20-30° e N70-80° (Mello 2007). Do ponto de vista paragenético, são distinguidas vênulas mais antigas caracterizadas pela associação quartzo + clorita + pirita + ouro e vênulas mais tardias constituídas de quartzo + carbonato + pirita ± calcopi-

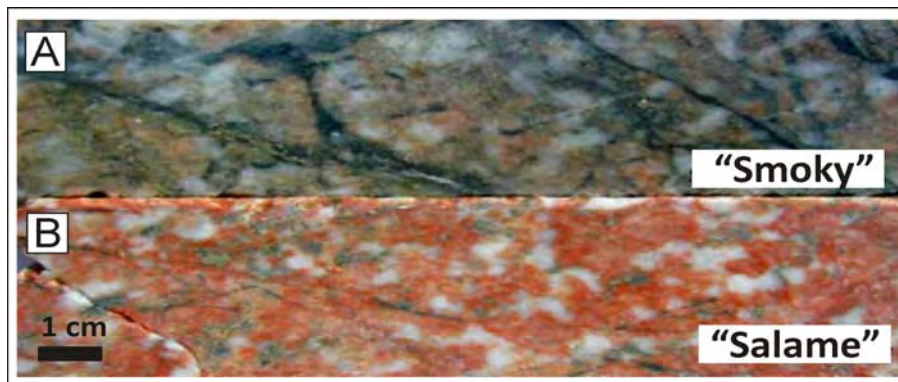


Figura 15 - Aspecto do granito mineralizado (A) *Smoky* e (B) *Salame* da Mina do Tocantinzinho (Juras et al. 2011).

rita ± galena ± esfalerita ± ouro. Nesta segunda geração, o ouro pode ser visível a olho nú, especialmente quando associado à galena e calcopirita.

#### *Evolução do Sistema Hidrotermal*

Estudos de inclusões fluidas, ainda em andamento, mostram que fluidos aquosos, raramente saturados, e aquo-carbônicos foram aprisionados em cristais de quartzo. Dados preliminares das temperaturas de homogeneização acusam valores entre 250 e 350 °C. Cristais de calcita precipitados durante o estágio da carbonatação forneceram dados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  entre +2,29 e +3,09‰ e de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  entre +7,13 e +13,19‰. Estes valores mostram-se relativamente homogêneos e semelhantes aos de carbonatos derivados de fontes crustais profundas com pouca, se alguma, contribuição de material ou fluido superficial (Castilho et al. 2010).

As diversas características do depósito Tocantinzinho, incluindo o ambiente tectônico colisional, os granitos hospedeiros isótopos e o estilo da mineralização em *stockwork* e disseminada são mais consistentes, segundo Santiago (2012) e Santiago et al. (2012), com os tipos relacionados a intrusões (*intrusion-related deposits*). A confirmação ou não dessa tipologia dependerá de dados mais completos sobre os fluidos mineralizadores (microtermométricos e isotópicos) e da avaliação da possível influência na gênese dos fluidos hidrotermais que circularam na área sob o controle da megaestrutura Tocantinzinho.

## DEPÓSITOS METAMÓRFICO-HIDROTERMAIS

### Depósitos orogênicos de ouro

A existência de depósitos orogênicos de ouro na Província Tapajós é ainda controversa. Santos et al. (2001) propuseram duas classes de depósitos para a província, orogênicos e relacionados a intrusões. Os depósitos orogênicos seriam mesozonais e subdivididos em: (a) veios de quartzo-sulfeto e disseminados em zonas de cisalhamento dúctil, associados ao Grupo Jacareacanga (metavulcanossedimentar, com possíveis metaturbiditos), tendo Buiçu, Maués e Tapajós como representantes, (b) veios de quartzo-sulfeto-carbonato e disseminados em estruturas rúpteis-dúcteis, hospedados em rochas formadas em arcos mag-

máticos (gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú), tendo Ouro Roxo, Patinhas e Conceição, entre outros, como exemplos. Os demais depósitos seriam relacionados a intrusões, formados em condições epizonais e subdivididos em (c) veios de quartzo-pirita e disseminados em rochas afetadas por estruturas rúpteis rasas, frequentemente associados a diques de rochas básicas, e (d) disseminações e *stockworks*, com magnetita hidrotermal, hospedados em rochas máficas e sedimentares, partilhando algumas características com depósitos do tipo pórfiro. Por meio de isótopos de Pb e As, Santos et al. (2001) entendem que apenas uma fase de mineralização teria ocorrido na província, por volta de 1,86 Ga, sendo responsável pela formação das duas classes de depósitos. Diferenças estruturais estariam ligadas à profundidade de colocação dos veios mineralizados.

Klein et al. (2002), em estudo realizado em duas dezenas de depósitos concentrados na porção sudoeste do Domínio Tapajós, propuseram o agrupamento das mineralizações em cinco estilos, com base no tipo de estrutura hospedeira e na estrutura e texturas internas dos veios: (1) veios em zonas de cisalhamento, (2) veios em falhas oblíquas reversas de baixo a moderado ângulo, (3) veios de preenchimento de falhas, (4) zonas de *stockworks*, e (5) em brechas, sendo os mais abundantes os estilos 1 e 3. Baseados nesses estilos, na mineralogia hidrotermal e no tipo e grau metamórfico das rochas hospedeiras, Klein et al. (2002) argumentaram que os dois primeiros tipos representariam depósitos mesozonais e os três últimos depósitos epizonais. Os mesmos autores propuseram que os depósitos formaram-se em dois eventos distintos. Os tipos 1 e 2 seriam mais antigos, provavelmente relacionados ao regime transcorrente que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão por volta de 1,97 - 1,95 Ga, o que é corroborado pelos dados isotópicos (Vasquez et al. 2000, Coutinho 2008, Lafon & Coutinho 2008) e se encaixariam no modelo de depósitos de ouro orogênico. Os tipos 4 e 5 seriam mais jovens, possivelmente do tipo relacionado a intrusões, no que concordam com parte da proposta de Santos et al. (2001). Já o tipo 3 poderia pertencer às duas classes, sendo que Klein et al. (2002) sugeriram que aqueles veios associados aos tipos 1 e 2, num mesmo campo mineralizado, poderiam pertencer a essa mesma classe, enquanto que a maioria, pertenceria à classe dos depósitos relacionados a intrusões.



Klein *et al.* (2001) e Coutinho (2008) interpretaram Guarim, um dos prospectos do campo mineral do Cuiú-Cuiú, na porção central do Domínio Tapajós, como um depósito orogênico epizonal a mesozonal, com base em dados estruturais, na presença de brechas e nas características físico-químicas dos fluidos mineralizantes obtidas a partir de estudos de isótopos estáveis e inclusões fluidas. Contudo, Klein *et al.* (2001) salientaram que as características são também semelhantes às de alguns tipos de depósitos relacionados a intrusões, como os do tipo Coreano (*Korean type*), embora salinidades maiores fossem esperadas. Entretanto, estudos preliminares recentes conduzidos em vários depósitos e prospectos do campo mineral do Cuiú-Cuiú, estão propiciando a revisão da metalogenia do ouro desse campo, o que tem indicado que a mineralização pode estar associada a fluidos derivados de granitóides (Araújo *et al.* 2012, Assunção *et al.* 2012, Queiroz & Klein 2012, Silva Jr. *et al.* 2012).

Coutinho (2008), baseada no estudo geológico, geoquímico, isotópico e de inclusões fluidas em vinte prospectos auríferos, atribuiu o modelo orogênico para todos os prospectos estudados e, por conseguinte, para toda a Província Mineral do Tapajós. Diferenças em aspectos geológicos, mineralógicos e na composição de fluidos estariam, segundo a autora, relacionadas à formação dos jazimentos em distintas profundidades e momentos da evolução tectônica da província. Nesse contexto, os depósitos orogênicos mesozonais teriam se formado em regime dúctil durante uma fase acrescionária relacionada com a subducção e a formação de arcos magmáticos. Já os depósitos epizonais, caracterizados por veios de quartzo, *stockworks* e disseminações, teriam se formado posteriormente em uma fase de *underplating*, com subsequente desenvolvimento de um mega-sistema de zonas de falhas transcorrentes rúpteis.

#### MAUÉS (ESPÍRITO SANTO)

O prospecto Maués (ou Espírito Santo) localiza-se próximo ao limite oeste da Província Tapajós. Compreende veios de quartzo e minério disseminado hospedados em uma estrutura transpressiva de orientação N20°W/subvertical que corta sericita xistos do Grupo Jacareacanga. O corpo de minério foi posteriormente retrabalhado por deformação dúctil transcorrente sinistrógira de ori-

entação sub-meridiana e vertical (Santos 1997, Santos *et al.* 2001).

Coutinho (2008) caracterizou o fluido mineralizante com valores de  $\delta^{18}\text{O} = +4,9\text{‰}$  e  $\delta\text{D} = 56\text{‰}$ , compatíveis tanto com derivação metamórfica quanto magmática.

#### OURO ROXO

O depósito do Ouro Roxo localiza-se na porção oeste da Província Tapajós. Avaliação econômica preliminar do depósito mostra reserva inferida de 1,34 Mt de minério saprolítico e oxidado, com 5,8 g/t de ouro, totalizando 7,8 t de ouro contido (Keller & Couture 2006).

Keller & Couture (2006) descrevem que as rochas hospedeiras dos corpos de minério consistem de uma unidade inferior diorítica a granodiorítica e protomilonítica, sobreposta por uma unidade intermediária de brechas, protomilonitos, milonitos e ultramilonitos e uma superior gnáissica. Os contatos entre as unidades são milonitos. Os corpos de minério estão hospedados predominantemente na unidade intermediária. Veloso (2011) descreve as rochas hospedeiras como granodioritos e dioritos milonitizados atribuídos por Santos *et al.* (2001) à Suíte Intrusiva Tropas, de idade 1,89 a 1,91 Ga, e tida como unidade cálcio-alcálica de arco magmático.

Essa mineralização associa-se à zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo, de características rúptil-dúctil N-S, e está hospedada em brechas, protomilonitos e milonitos com intercalações mais preservadas dos granitóides (Veloso 2011). Essa zona de cisalhamento ainda carece de melhor caracterização, sendo ora descrita como transcorrente oblíqua sinistrógira com mergulho de 75° para sudeste (Ferreira *et al.* 2000), ora como de empurrão, com mergulho de 35° para leste (Keller & Couture 2006).

Os corpos de minério são veios de quartzo e sulfeto cisalhados e/ou brechados e há uma relação direta entre os conteúdos de sulfetos e teores de ouro. Os veios são concordante com a estrutura da hospedeira e possuem envelope hidrotermal bem desenvolvido, em geral proporcional à espessura dos veios (Veloso 2011). A autora descreve três tipos de alteração hidrotermal: (1) propilítica (clorita + fengita + carbonato), com três gerações de clorita, a última venular, (2) sericitica (fengita + quartzo + carbonato + pirita), (3) car-

bonatação, com três gerações de carbonato, a última venular. Além desses tipos, silicificação e sulfetação também ocorrem, mais restritas aos corpos de minério, com cinco gerações de quartzo. O minério está relacionado com a quarta geração de quartzo. Keller & Couture (2006) descrevem também zonas com epidotização.

O minério sulfetado é composto por pirita e calcopirita, com bismutinita, bismuto nativo e ouro (Frantz *et al.* 2005, Veloso 2011). Partículas de ouro mostram a presença de <10% Cu, 0,6% Pd e 0,2% Bi (Frantz *et al.* 2005). Keller & Couture (2006) descrevem a ocorrência também de bornita e de electrum no contato entre cristais de quartzo e calcopirita e de quartzo e pirita, incluso na pirita, e intercrescido com bismuto nativo e sulfossais de bismuto.

Veloso (2011), em estudo de inclusões fluidas, identificou três tipos de fluidos: (1) H<sub>2</sub>O-NaCl-MgCl<sub>2</sub>-FeCl<sub>2</sub> (6-18% peso eq. NaCl, T = 180-280 °C), (2) H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> (salmoura magmática com ~ 30% peso eq. NaCl, T = 270-400 °C), diluído por mistura com água meteórica (T = 120-380 °C), (3) H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl (20% peso eq. NaCl, T = 230-430 °C). O fluido aquo-carbônico foi interpretado como mineralizador e relacionado ao cisalhamento, com temperatura crescente com a profundidade. As condições da mineralização, considerando os dados de inclusões fluidas e geotermometria da clorita, foram estimadas em 315 a 395 °C e 2,0 a 4,2 kb. Ainda, de acordo com a autora, a precipitação do minério pode ter ocorrido em resposta a reações de hidrólise (alterações sericítica e propilitica) e sulfetação, que provocariam aumento de fO<sub>2</sub> e redução de fS<sub>2</sub> e/ou mistura do fluido aquo-carbônico com salmoura magmática. Frantz *et al.* (2005) descreveram fluidos semelhantes, mas sugerem a existência de duas fases de aprisionamento de fluidos relacionados com a mineralização de ouro. A mais antiga, responsável pela primeira fase de deposição de ouro em ~ 300 °C seria representada por fluidos aquo-carbônicos de origem metamórfica. A fase posterior, representada por fluidos aquosos salinos (12-21% peso eq. NaCl) possivelmente derivados de fonte magmática, seria responsável por remobilização do ouro precipitado no primeiro estágio em temperaturas de ~ 260 °C.

Isótopos de Pb e S em sulfetos indicam fontes crustais (Frantz *et al.* 2005). Veloso (2011) apresentou dados de isótopos de Pb em pirita obtidos por lixiviação sequencial que se agrupam pobre-

mente (MSWD > 5000) em torno de uma linha que representa uma idade de 1858 ±130 Ma. Apesar do erro muito grande, a autora atribuiu uma relação temporal da mineralização e do cisalhamento com a colocação de granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha e advogou um modelo genético orogênico com participação de fluidos magmáticos.

#### PATINHAS

O prospecto Patinhas localiza-se na porção centro-sudeste do Domínio Tapajós. É caracterizado por um veio de quartzo aurífero com espessura média de 70 cm hospedado em zona de cisalhamento rúptil-dúctil, transcorrente, subvertical, orientada segundo NE-SW, que corta um gnaiss granodiorítico do Complexo Cuiú-Cuiú (~ 2,0 Ga). Em sua porção central, o quartzo é leitoso, maciço e rico em pirita, enquanto que no contato com a rocha encaixante é foliado. Esse contato é também marcado por estreito halo de alteração hidrotermal com sulfetos disseminados e pela deformação dúctil imposta à rocha encaixante pelo cisalhamento. O caráter estrutural é sugestivo de posicionamento do veio em profundidade moderada, em estrutura ativa, cujo desenvolvimento estendeu-se por algum tempo após a formação do veio (Klein *et al.* 2004).

Parâmetros físico-químicos estimados a partir de dados de inclusões fluidas (Klein *et al.* 2004) indicaram que a mineralização deu-se entre 307 e 389 °C, sob pressão média de 2,1 kb, correspondendo a 7 km de profundidade, e que o fluido mineralizador foi aquo-carbônico, com salinidade média de 6,6% em peso eq. de NaCl. O contexto geológico e os dados estruturais e de inclusões fluidas levaram Klein *et al.* (2004) a interpretar Patinhas como um depósito orogênico mesozonal.

#### CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Domínio Tapajós caracteriza-se historicamente por representar uma importante província aurífera, com produção majoritária por garimpeiros e em depósitos secundários. Entretanto, a atividade garimpeira desenvolveu-se também de forma mecanizada em depósitos filonianos de alto teor, notadamente em suas porções oxidadas, onde foi rentável a lavra por moagem e concentração gravítica e, em diversos locais, lixiviação em pilhas foi também utilizada para recuperação do ouro conti-

do em sulfetos do rejeito das etapas anteriores. Industrialmente destaca-se apenas a produção da Mina do Palito da Serabi Mineração. Algumas estimativas indicam que foi produzido, desde a descoberta do ouro na província em 1958 até os dias de hoje, até cerca de 750 t de ouro. Essa produção tem há muito atraído a atenção de empresas de mineração, que tem também focado seus esforços na busca de minérios filonianos de alto teor, cuja origem já foi atribuída exclusivamente a processos orogênicos meso- a epizonais.

Entretanto, com a descoberta das mineralizações epitermais em rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iriri feitas pelas RTDM no final dos anos 90, unidade essa até então tida como relativamente menos favorável para as mineralizações de ouro, definiu-se adicional potencialidade da ocorrência de mineralizações magmático-hidrotermais na província, não apenas epitermais, como também as do tipo pórfiro e IRGS, tipicamente com maior volume de metal contido, mas baixos teores (Lang & Baker 2001, Sinclair 2007, Sillitoe 2010).

Esse novo panorama demonstra ser necessário um avanço do conhecimento geológico da província para melhor definição das épocas metalogênicas de formação dos depósitos orogênicos, bem como de desenvolvimento dos arcos magmáticos, da ambiência tectônica de formação das rochas ígneas sub-vulcânicas e, sobretudo, dos eventos magmáticos vinculados com a formação das mineralizações auríferas que, comumente, restringem-se a curtos períodos dentro de uma fase de magmatismo.

Os dados geológicos atuais demonstram um maior potencial para depósitos orogênicos de ouro na parte sudoeste-oeste do Domínio Tapajós, região de ocorrência das rochas mais antigas, de maior grau metamórfico e mais fortemente afetadas por deformação dúctil, ou com componente dúctil. Além do grau metamórfico e da deformação caracterizados nessa região, deve ser ainda notado que a menor favorabilidade para ocorrência de depósitos orogênicos no restante do Domínio Tapajós deve-se, em grande parte, à cobertura de rochas vulcânicas e sedimentares. Entretanto, pode-se inferir movimentações intensas de blocos na província, provavelmente antes de um período de peneplanização paleoproterozóico na região Amazônica, responsável pela colocação de depósitos epitermais e rochas plutônicas de mesma idade em níveis estratigráficos semelhantes (Juliani

*et al.* 2011). Isso sugere que algumas zonas nas quais a erosão da cobertura foi maior, especialmente ao longo do vale das principais drenagens, podem ainda expor depósitos orogênicos.

Dois épocas são, à luz do conhecimento atual, potenciais para depósitos orogênicos: a) zonas de transcorrência de 1,97-1,95 Ga, mais favoráveis para ocorrência de depósitos mesotermiais (Klein *et al.* 2002) e, b) zonas de falhas predominantemente rúpteis de ~ 1,89-1,86 Ga, mais potenciais para depósitos epizonais (Santos *et al.* 2001, Coutinho 2008), nas quais os fluidos derivados de magmas graníticos poderiam também participar na mineralização.

As principais unidades geológicas para prospecção de depósitos orogênicos de Ouro no Domínio Tapajós são, portanto, o Complexo Cuiú-Cuiú, o Grupo Jacareacanga, a Suíte Intrusiva Creporizão e as estruturas NW-SE que as afetam.

Dois épocas metalogênicas de formação de depósitos magmáticos-hidrotermais parecem despontar no domínio Tapajós: a) uma ao redor de 2,0 Ga, em rochas correlacionáveis às da Suíte Intrusiva Creporizão, hospedeiras da mineralização relacionada a intrusões do depósito do Tocantinzinho (Mello 2007, Castilho *et al.* 2010, Santiago, 2012, Santiago *et al.* 2012), com as quais podem se associar as rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho (Lamarão *et al.* 2005), b) e outra de aproximadamente 1,88 Ga, indicada pelas mineralizações do Granito Batalha (Juliani *et al.* 2002), do V3 (*high-sulfidation*) (Juliani *et al.* 2005) e a do tipo pórfiro do Palito (Echeverri-Misas 2010), correlacionável ao evento Uatumã *lato sensu* e às fases intrusivas finais do evento Parauari. É notável, nesse contexto, que as rochas mais evoluídas de alto potássio da Suíte Parauari, assim como as anorogênicas, seriam quimicamente as mais adequadas para formação dos depósitos de ouro ou de ouro e cobre, enquanto que as menos evoluídas, como o Granodiorito Fofóquina, tipicamente cálcio-alcálicas, são mais favoráveis para formação de depósitos de metais de base, com ou sem ouro associado. Arribas Jr. (1995) destacou que as mineralizações epitermais *high-sulfidation* somente se formam a partir de magmas cálcio-alcálicos, ou seja, magmas com estado de oxidação relativamente elevado, cujas propriedades físico-químicas são propícias para formação de pórfiros de cobre (Hedenquist *et al.* 1998, Sillitoe 1973). A presença desse tipo de mineralização no Tapajós implica

também em um alto potencial para ocorrência de pórfiros de metais de base no Domínio Tapajós.

Esse evento de magmatismo cálcio-alcálico iniciou-se com a formação de rochas efusivas e intrusivas com composições intermediárias a ácidas em ambientes de intra- e de *back-arc* causado por um regime de subducção oceano-continente. Com a cratonização da região, houve a formação de vulcânicas, subvulcânicas e plutônicas félsicas de alto potássio e as alcalinas do tipo A, introduzidas principalmente ao longo de extensas fraturas com orientação NW-SE ou NE-SW, inclusive com vulcanismo félsico fissural. Por essa razão, as mineralizações de ouro magmático-hidrotermais alinham-se com o *trend* NW-SE no Tapajós e, sobretudo, tendem também a se hospedarem em zonas de falhas, devido à migração dos fluidos hidrotermais derivados dos granitos para esses sítios estruturais próximos às intrusões.

A ocorrência de caldeiras vulcânicas parece não ter sido um evento exclusivo do magmatismo cálcio-alcálico que hospeda as mineralizações epitermais e do tipo pórfiro de ~ 1,88 Ga, podendo também terem sido geradas durante o magmatismo alcálico do tipo A, apesar destas ainda não ter sido identificadas. Isto sugere um potencial adicional para ocorrência de pórfiros de Au ou de Au-Cu (Richards 2009), bem como de depósitos epitermais *low-sulfidation* de Au no Domínio Tapajós.

As interpretações tectônicas da parte sul do Cráton Amazônico tem sugerido a acresção sequenciada de arcos de ilhas, como indica a geoquímica de granodioritos e tonalitos, por colisões orientadas segundo NW-SE, com subducção para NE (Tassinari & Macambira 1999, Santos et al. 2000). Entretanto, faltam litotipos típicos que permitam comprovar a existência desse tipo de arco, ao passo que as sequências vulcânicas e sedimentares, bem como os dados geoquímicos (Echeverri-Misas 2010, Kahwage 2010) indicam tratar-se de um arco magmático continental do tipo andino. Adicionalmente, os dados aerogeofísicos (Carneiro et al. 2011) e gravimétricos e aeromagnetométricos de sensores orbitais indicam uma estruturação aproximadamente EW, com anomalias Bouger sugerindo a existência de pelos menos dois arcos continentais (Juliani et al. 2011, 2012, Juliani 2012). Esses autores tem indicado que a subducção deu-se de sul para norte, com a zona de *back-arc* na região do Xingu, e que a razão da exposição de rochas mais antigas a sul do domínio

pode ser devida apenas à exposição de unidades inferiores pelo alçamento mais intenso e pela erosão da cobertura vulcânica e sedimentar devido ao desenvolvimento do arco Juruena.

A distribuição dos diferentes magmas é função do ambiente tectônico, ora mais proximal à zona de subducção, ora intra- ou *back-arc* ou até mesmo peri-continental, o que faz com que a quantidade de fluido, o estado de oxidação dos magmas e as fontes dos metais variem. Assim, concentrações de metais de base, especialmente de Cu e Mo, são potenciais junto às antigas zonas de subducção, as mineralizações de Au e Ag podem ocorrer nas partes intermediárias e mineralizações de ouro do tipo IRGS e de Sn-W nas regiões continentais e associadas ao magmatismo alcálico. Os dados esparsos disponíveis sugerem, consequentemente, a existência de zonamentos magmáticos dos eventos cálcio-alcálicos até o alcálico e do estado de oxidação regionais, produtos do zonamento tectônico. Nesse contexto, há uma maior favorabilidade de ocorrência de depósitos epitermais e do tipo pórfiro de metais de base nas proximidades do Gráben da Serra do Cachimbo, de IRGS, com Au ou Sn-W na região do Xingu, além de pórfiros alcálicos de Au e Au-Cu nas rochas cálcio-alcálicas tardi-orogênicas muito evoluídas e nas alcalinas anorogênicas. A presença de mineralizações epitermais no Domínio Tapajós é devida apenas ao nível da erosão e os bens minerais a eles associados dependem também do tipo do magma subjacente e da posição tectônica.

**Agradecimentos** Os autores agradecem ao CNPq (Proc. CT-Mineral 555066/2006 e 505851/2004-0), PROCAD/CAPES (Proc. 0096/05-9), PRONEX/CNPq/UFGA (Proc. 662103/1998), à FAPESP (Proc. 98-2567-6 e Proc. 10/10498-8) pelo apoio recebido para realização dessas pesquisas e à CPRM pela cessão dos dados de aerogeofísica. Este trabalho é uma contribuição ao INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA 573733/2008-2).

## REFERÊNCIAS

- Aguirre Diaz G.J. & McDowell F.W. 2000. Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico, In: Delgado-Granados, H., Aguirre-Diaz, G.J., Stock, J. (Eds.) *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*, Boulder, CO. GSA, Special Paper, 334.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (orgs.). 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Pará e Ama-*

- zonas. CPRM, Brasília. [CD-ROM].
- Almeida M.E., Ferreira A.L., Brito, M.F.L., Monteiro M.A.S. 2001. Proposta de evolução tectono-estrutural da Província Tapajós com base na geologia das folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250.000), região limite dos estados do Amazonas e Pará. In: N.J. Reis e M.A. S. Monteiro (Orgs.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Vol. 2. Belém, SBG, 57-112.
- Almeida, M.E. 2006. *Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico (evaporação de Pb e U-Pb ID-TIMS em zircão) e isotópico (Nd-Pb) dos granitóides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil*. Tese de Doutorado, IG/UFPA, 227 p.
- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Tese de Livre Docência, IG/USP, 212 p.
- Araújo A.C.S., Klein E.L., Assunção R.F.S. 2012. Petrografia das rochas alteradas hidrotermalmente do depósito Central do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú da Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 46, Santos.
- Arribas Jr. A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: J.F.H. Thompson (Ed.) *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada.
- Assunção R.F.S., Klein E.L., Araújo A.C.S. 2012. Inclusões fluidas e petrografia das rochas hospedeiras do depósito Moreira Gomes (campo mineralizado do Cuiú-Cuiú), Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 46, Santos, SBG.
- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará. CPRM, Brasília. [CD-ROM].
- Berger B.R., Ayuso R.A., Wynn J.C., Seal R.R. 2008. *Preliminary model of porphyry copper deposits*. USGS Open-File Report 2008-1321, 55 p.
- Bethke P.M., Rye R.O., Stoffregen R.E., Vikre P.G. 2005. Evolution of the magmatic-hydrothermal acid-sulfate system at Summitville, Colorado: integration of geological, stable-isotope, and fluid-inclusion evidence. *Chemical Geology*, **215**:281-315
- Boone G.M. 1969. Origin of clouded feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *Am. J. Sci.*, **267**:633-668.
- Brown G.C., 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites: Orogenic andesites and Related Rocks*. Wiley, Chichester, pp. 437-461.
- Candela P.A. 1989. Felsic magmas, volatiles, and metallogenesis. In: Whitney, J.A., Naldrett, A.J. (Eds.), *Ore deposits associated with magmas*. *Rev. Econ. Geol.*, **4**:223-233.
- Carneiro C.C., Juliani C., Crósta A.P., Monteiro L.V.S. 2011. Projeto Aerogeofísico Itaituba: Interpretações como suporte à revisão da cartografia geológica e à pesquisa mineral. In: Simp. Geol. Amazon., 12, SBG [CD-ROM].
- Castilho M.P., Villas R.N., Galarza M.A. 2010. Estudo isotópico (Pb-Pb, C e O) do depósito aurífero Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós, Pará-Brasil. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45, Belém, [CD-Rom].
- Collyer T.A., Rodrigues E.G., de Lima M.I.C., Machado J.I.L., Stilianidi Filho B., Gouvêa J.L., Azevedo L.O.R., Mártires R.A.C., Granjeiro I.S. 1994. *Mapa Gemológico do Estado do Pará*. Belém, Sudam/Idesp, 1994. 44 p.
- Condie K.C. 1973. Archean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **43**:187-201.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Cong. Geol. Chileno, 2, Arica, Chile, *Actas*, p. 137-148.
- Cordani U.G. & Brito Neves B.B. de 1982. The geological evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *RBG*, **12**:78-88.
- Corrêa-Silva R.H. 2002. *Caracterização de um Sistema epitermal low-sulfidation (adularia-sericita) mineralizado em Au-Cu-Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas*. Dissertação de Mestrado, IG/USP.
- Costa J.B.S., & Hasui Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (Ed.), *Contribuições à geologia da Amazônia*, pp. 16-90.
- Costa R.M. 2008. *Geologia e metalogênese do depósito aurífero do Palito, Província Tapajós, Itaituba, PA*. Dissertação de Mestrado, IG/UFPA, 117 p.
- Coutinho M.G.N., Souza E.C., Guimarães M.T., Liverton T., Walsh J.N. 2008. Petrologia e geoquímica das rochas hospedeiras. In: M.G.N. Coutinho (Ed.). *Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogênia e mapa provisional para ouro em SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 137-196 p.
- Coutinho M.G., Robert F., Santos R.A. 1998. Província Mineral do Tapajós, Amazônia, Brasil: novo enfoque geológico das mineralizações de ouro. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 160.
- Coutinho M.G.N. (Ed.) 2008. *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogênia e Mapa Provisional para Ouro em SIG*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 373 p.
- Coutinho M.G.N., Santos J.O.S., Fallick A.E., Lafon J.M. 2000. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, abstracts [CD-ROM].
- Delgado I.M. 1999. *Metalogênia provisional da Província Mineral do Tapajós*. Salvador: CPRM, 20 p. (Relatório Interno).
- DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholith of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. *Geophys. Res.*, **86**:10470-10488.
- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry. An introduction*. Springer, Berlin.
- Deyell C.L., Rye R.O., Landis G.P., Bissig T. 2005. Alunite and the role of magmatic fluids in the Tambo high-sulfidation deposit, El Indio-Pascua belt, Chile. *Chemical Geology* **215**:185-218.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, Northern Brazil. *RBG*, **28**:397-404.
- Echeverri-Misas C.M. 2010. *Geologia e gênese do depósito de Au-(Cu) do Palito, Província Aurífera do Tapajós*. Dissertação de Mestrado, IG/USP.
- Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S., Harris J.W., Bristow J.W. 1991. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature*, **353**:649-653.
- Eriksson P.G., Condie K.C., Tirsgaard H., Mueller W.U., Altermann W., Miall A.D., Aspler L.B., Catuneanu O., Chiarenzelli J.R. 1998. Precambrian clastic sedimentation systems. *Sediment. Geology* **120**:5-53.
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1997. Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: M.L.C. Costa & R.S. Angélica (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG, Belém, **1**:423-437.
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B.,

- Misas C.M.E. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or hybridized Nd model ages? *J. South Am. Earth Sci.*, **32**:351-368.
- Ferrari L., Lopez-Martinez M., Aguirre-Diaz G., Carrasco-Nunez G. 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, **27**:303-306.
- Ferreira A.L., Almeida M.E., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. (Orgs.). 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas*. Escala 1:250.000. Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília. [CD ROM].
- Ferreira A.L., Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Lopes R.C., Oliveira M.A. 2004. Folha SB.21-Tapajós. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos, J.D.A. Jesus, (eds.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. CPRM, Brasília. [CD ROM].
- Frantz J.C. Marques J.C., Almeida B.S., Santos J.O.S. 2005. A mineralização cupro-aurífera do prospecto Ouro Roxo, Distrito Aurífero do Tapajós – Caracterização do depósito (fluidos, mineralogia e relações isotópicas). In: Sim. Bras. Metalogenia, 1, Gramado, RS, SBG/SEG/SGMTM, Ansia, [CD-ROM].
- Hasui Y., Haraly N.I.E., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 2, *Anais*, p. 129-148.
- Hasui, Y., Haraly, N.L.E., Schobbenhaus, C. 1993. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, **12**:7-31.
- Hedenquist J.W., Arribas Jr., A., Reynolds T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Econ. Geol.* **93**:373-404.
- Jacobi P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *RBG*, **29**:277-279.
- Juliani C. 2012. A Província Aurífera Tapajós-Xingu: Avanços no conhecimento geológico-metalogenético. Simexmin, 5, ADIMB, [CD-ROM].
- Juliani C. 2002. *Alteração hidrotermal e metalogênese em sistemas vulcano-plutônicos paleoproterozóicos na Província Aurífera do Tapajós, Cráton Sul Amazônico, Pará*. Tese de Livre-Docência, IG/USP.
- Juliani C., Echeverri-Misas C.M., Lagler B., Usero G., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S. 2011. 1.87 Ga Au quartz-alunite and Cu-Mo-(Au) adularia-sericite epithermal and Au-(Cu) porphyry mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian craton. In: SGA Biennial Meeting, Chile, [CD-ROM].
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Lagler B., Fernandes C.M.D. 2012. Gold and base metal porphyry and epithermal mineralization in Paleoproterozoic magmatic arcs in the Amazonian craton, Brazil. In: Intern. Geol. Congr., 12, IUGS [CD-ROM].
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Silva R.H.C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S. Neumann R., Alcover Neto A. 2005 Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable isotope constraints. *Chemical Geology*, **215**:95-125.
- Juliani C., Bettencourt J.S., Monteiro L.V.S., 2004b. Modelos conceituais de depósitos paleoproterozóicos high- e low-sulfidation (Au, Cu-Mo±Au) e do tipo pórfiro (Au-Cu, Cu-Mo) na Província Aurífera do Tapajós (PA). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 42, Araxá, *Anais*, [CD-ROM].
- Juliani C., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D., 2002. The Batalha Au-Granite system - Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Prec. Res.*, **119**:225-256.
- Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *J. Volca. Geoth. Res.*, **191**:167-179.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Lagler B., Echeverri-Misas C.M. 2011. Very low-grade metamorphism and very well preserved epithermal mineralization in the Paleoproterozoic Uatumã LIP, southern Amazonian craton, Brazil. In: EGU General Assembly, Viena, Austria. Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU2011-11815, 2011
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Misas C.M.E., Lagler B. 2009. Evolução magmática e metalogenética na parte sul do cráton Amazônico: migrações de arcos magmáticos continentais nos eventos vulcano-plutônicos de ~ 2,0 a 1,88 Ga? In: SBG, Simp. Geol. Amazon., 11, Manaus, *Atas*, [CD-ROM].
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Fernandes C.M.D. 2008. Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism - Tapajós Gold Province, Amazonian craton. In: Inter. Geol. Congr., 33, IUGS, *General Proceedings*, [CD-ROM]
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Corrêa-Silva R.H. 2004a. Paleoproterozoic epithermal high- and low-sulfidation and porphyry-related Au mineralizations in the Tapajós Gold Province, Brazil: exploration prospectives. In: Simexmin, 2, ADIMB/DNPM/SBGf/SBG, Ouro Preto, *Memória*, [CD-ROM].
- Juliani C., Nunes C.M.D., Bettencourt J.S., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S.M., Neumann R., Alcover Neto A., Rye R. O. 2000. Early Proterozoic volcanic-hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. In: GSA Annual Meeting, Reno, Abstracts with programs, [CF-ROM].
- Juras S., Gregersen S., Alexander R. 2011. *Technical report for the Tocantinzinho gold project, Brazil*. Eldorado Gold Corporation. Relatório inédito. 174 p.
- Kahwage R. dos S.N. 2010. *Estudo das rochas vulcânicas e das alterações hidrotermais associadas do Grupo Uatumã a sul da confluência dos rios Jamanxim e Tapajós na Província Aurífera do Tapajós*. Trabalho de Conclusão de Curso, IG/USP.
- Kay S.M., Godoy E., Kurtz A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *GSA. Bull.*, **117**:67-88.
- Keller G.F. & Couture J.F. 2006. *Vila Porto Rico Project Mineral Resource Technical Report, Pará State, Brazil*. Amerix Precious Metals Corp. SRK Project Number 3UA015.000. www.americorp.com.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. (Orgs.). 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A)*. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília. [CD-ROM].
- Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Quadros M.L. E.S., Ferreira A.L. (Orgs.). 2001b. *Ge-*

- ologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas: Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília. [CD-ROM].
- Klein E.L., Rosa-Costa L.T., Carvalho J.M.A. 2004. Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do prospecto Patinhas, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *RBG*, **34**:59-66.
- Klein E.L., Santos R.A., Fuzikawa K., Angélica R.S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the brittle-style Guarim lode-gold mineralisation, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Miner. Depos.*, **36**:149-164.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estado do Pará, escala 1:250.000.* Nota Explicativa. CPRM. [CD-ROM]
- Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Carvalho J.M.A. 2002. Geology of Paleoproterozoic gneiss- and granitoid-hosted gold mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **44**:544-558.
- Lafon J.M. & Coutinho M.G.N. 2008. Isótopos radiogênicos de chumbo. In: M.G.N.Coutinho (Org.) Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG. CPRM, p. 249-262.
- Lagler B. 2011. *Estudo do vulcano-plutonismo paleoproterozóico e da metalogênese na região de São Félix do Xingu, porção sul do Cráton Amazônico.* Dissertação de Mestrado, IG/USP.
- Lagler B., Juliani C., Pessoa F.F., Fernandes C.M.D. 2011. Petrografia e geoquímica das sequências vulcânicas Paleoproterozóicas na região de Vila Tancredo, São Félix do Xingu (PA). In: SBGq, Congr. Bras. Geol., 13, e Simp. Países do Mercosul, 3, Gramado, RS. *Anais*, [CD-ROM].
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Prec. Res.*, **119**:189-223.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: Implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *J. South Am. Earth Sci.*, **18**:277-292.
- Landis G.P., Snee L.W., Juliani C. 2005. Evaluation of argon ages and integrity of fluid-inclusion compositions, stepwise noble gas heating experiments on 1.87 Ga alunite from Tapajós Province, Brazil. *Chemical Geology*, **215**:127-153.
- Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Min. Dep.*, **36**:477-489.
- Leveille R.A., Newberry R.J., Bull K.F., 1988. An oxidation state-alkalinity diagram for discriminating some gold favorable plutons: an empirical and phenomenological approach. *GSA, Abstr. Progr.*, **20**, A-142.
- Lipman P.W. 1984 The roots of ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.*, **89**:8801-8841.
- Lund K., Aleinikoff J.N., Kunk M.J., Unruh D.M., Zeihen G.D., Hodges W.C., du Bray E.A., O'Neill J.M. 2002. SHRIMP U-Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Age Constraints for Relating Plutonism and Mineralization in the Boulder Batholith Region, Montana. *Econ. Geol.*, **97**:241-267.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *GSA. Bull.*, **101**(5):635-643.
- Mártires R.A.C. & Santana A.L. 2008. *Informe Mineral Pará 2008/2007.* Belém. DNPM, 2008. 10 p.
- Mello R.B. 2007. *A preliminary assessment of the Tocantinzinho gold project, Tapajós Gold District, Pará State, Brazil -Three million tons/year scenario.* Brazauros Res.Corporation, Relatório inédito. 104 p.
- Melo A.F.F., Andrade A.F., Yamaguti H.S., Oliveira J.R., Carmona J.R.M., D'antona R.J.G., Lopes R.C. 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri. CPRM/DNPM, v. 1A, p. 1-356.
- Montalvão R.M.G. & Bezerra P.E.L. 1985. Evolução Geotectônica do Cráton Amazônico (Amazônia Legal) durante o Arqueano e Proterozóico. In: SBG, Simp. Geol. Amazon., 2, Belém, *Anais*, 282-297.
- Munoz J.L. 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Rev. Mineral.*, **13**:469-494.
- Notto S. 2007. Depósito do Palito: primeira mina de Au primário da Província Aurífera do Tapajós. In: Simp. Província Aurífera do Tapajós, 1, Memória, Itaituba, PA, ADIMB [CD-ROM].
- Nunes C.M.D. 2001. *Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará.* Dissertação de Mestrado, IG/USP.
- Ohmoto H. & Goldhaber M.B. 1997 Sulfur and carbon isotopes. In: H.L. Barnes (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd, New York, Wiley, pp. 517-611
- Ossandón G.C., Roberto Fréaut C. R., Gustafson L.B., Lindsay D.D., Zanentilli M. 2001. Geology of the Chuquicamata Mine: A Progress Report. *Econ. Geol.*, **96**:249-270
- Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.C. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**:956-983.
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.F., Barreto E.L., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. CPRM/DNPM, v. 1-3, 614 p.
- Picolini J. & Juliani C. 2004. Estruturas, texturas e mineralogia de alteração hidrotermal da mineralização aurífera high-sulfidation do Grupo Iriri, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 42, Araxá, MG. *Anais*, [CD-ROM];
- Picolini J.P. 2004. *Caracterização petrológica de mineralizações epitermais associadas às rochas vulcânicas e ignimbritos do Grupo Iriri, Província Aurífera do Tapajós (PA).* Trabalho de Formatura, IG/USP.
- Pollard P.J. & Taylor R.G. 2002. Paragenesis of the Grasberg Cu-Au deposits, Irian Jaya, Indonesia: results from logging section 13. *Min. Dep.*, **37**:118-136.
- Prazeres W.V. 1979. Projeto Estanho dos Granitos Maçoquinha: relatório nal. Texto. Manaus: DNPM/CPRM, v. 1-A, 301, p.
- Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Almeida M.E. 1998. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, sudoeste do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 468.
- Queiroz J.D.S. & Klein E.L. 2012. Estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo sulfetado do alvo Pau da Merenda, campo mineralizado Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 46, Santos.
- Ricci P. dos S.F., Vasquez M.L., Santos A., Klein E.L., Jorge João X.S., Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão – Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, *Bol. Res.*, 519-522.

- Richards J.P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, **37**(3):247-250.
- Rowins S.M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: a new variation on an old theme. *Geology*, **28**:491-494.
- Sacks I.S. 1983. The subduction of young lithosphere. *J. Geoph. Res.*, **88**:3355-3366.
- Santiago E.S.B., Villas R.N., Ocampo R.C. 2012. Depósito aurífero Tocantinzinho, Província Tapajós (PA): granito hospedeiro, alteração hidrotermal e química mineral. (Submetido à Rev. Bras. Geociências).
- Santiago E.S.B. 2012. *Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massa do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós, PA*. Dissertação de Mestrado, IG/UFGA.
- Santos D.B. dos, Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.M.B. da, Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. Geologia da Folha SB.21-Tapajós. In: DNPM, Projeto RADAMBRASIL. Cap. I - Geologia. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 7)
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília p.169-226.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., McNaughton, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**:278-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E, Groves D.I., McNaughton N.J., Flecher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gond. Res.*, **3**:453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Flecher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implication for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**:409-429.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Prec. Res.*, **13**:73-109.
- Santos R.A. & Coutinho M.G.N. 2008. Geologia estrutural. In: M.G.N. Coutinho (ed.) *Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa provisional para ouro em SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 97-135 p.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Min. Dep.*, **36**:279-299.
- Santos R.A. 1997. *Contribuição à análise estrutural de jazimentos auríferos do rio Tapajós, SW do Pará e SE do Amazonas. Garimpos Abacaxis, Espírito Santo, Bom Jesus, Goiano, Fazenda Pison, Ouro Mil, Santa Isabel, Majestade e Carneirinho*. CPRM/Geological Survey of Brazil (Inédito).
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M.L. Cos-ta & R.S. Angélica (Coord.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v.1, p.91-142.
- Selby D. & Nesbitt B.E. 2000. Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chem. Geol.*, **171**:77-93.
- Sillitoe R.H. 2010 Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**:3-41.
- Sillitoe R.H. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, **68**:799-815.
- Sillitoe R.H. & Thompson J.F.H. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geol.*, **48**:237-250
- Silva Junior C.A.S., Klein E.L., Galarza M.A., Moore D.J. 2012. Petrografia e geocronologia das rochas hospedeiras e do minério aurífero sulfetado no depósito Central (Cuiú-Cuiú), Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 46, Santos.
- Silva J.M. 2004. *Caracterização petrológica de mineralizações epitermais associadas às rochas vulcânicas e ignimbritos do Grupo Iriri, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará*. Trabalho de Formatura, IG/USP.
- Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits. In: W.D. Goo-dfellow (Ed.) *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geol. Ass. Canada, *Mineral Deposits Division*, Spec. Publ. 5, p. 223-243.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Tese de Livre Docência, IG/USP, 139 p.
- Tassinari C.C.G., Mellito K.M., Leal L.R.B. 1996. Gold mineralization and crustal evolution of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**:174-182.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Res.*, **42**:213-227.
- Thompson J.F.H. & Newberry R.J. 2000. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Rev. Econ. Geol.* **13**:377-400.
- Usero G., Juliani C., Bello R.M.S., Echeverri-Misas C.M., Tommasini D., Monteiro L.V.S. 2011. Estudo das Inclusões Fluidas da Mineralização Paleoproterozóica de Au-(Cu) do Tipo Pórfiro do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). In: J.C. Frantz, J.C Marques, H. Jost (Org.). *Contribuições à Metalogenia do Brasil*. Porto Alegre. UFRGS/IG, v. 1, p. 111-128.
- Vasquez M.L, Klein E.L, Macambira M.J.B., Santos A., Bahia R.B.C., Ricci P. dos S.F., Quadros, M.L.E.S. 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province - Amazonian Craton - Brazil. In: Inter. Geol. Congr. 31, Abstracts, [CD-ROM].
- Vasquez M.L. & Dreher A.M. 2011. Uma avaliação da estratigrafia dos eventos magmáticos de 1900-1860 Ma do Cráton Amazônico. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 12, Bol. Res. [CD-ROM].
- Vasquez M.L. & Klein E.L. (Orgs.) 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo (SB.21-Z-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília. [CD ROM].
- Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P. dos S.F., Sacht C.R., Silva C.M.G.,



- Macambira, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, *Bol. Res.* p. 471-474.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Ricci P.S.F. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: E.L. Klein, M.L.Vasquez, L.T. Rosa-Costa L.T. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém. v.3, p. 67-84.
- Vasquez M.L., Rosa Costa L.T., Silva, C.M.G., Klein E.L. 2008b. Compartimentação Tectônica. In: M.L. Vasquez & L.T.E. Rosa-Costa (Orgs.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000*. Belém: CPRM. p. 39-112.
- Vasquez M.L. & Ricci P.S.F. 2002. Caracterização dos lamprófiros da Província Tapajós. In: Simp. Vulcan. e Ambientes Associados, 2, Belém. *Resumos*, p. 91.
- Vasquez M.L., Santos A. dos, Klein E.L., Fraga L.M., Maia, R.G.N., Martins R.C. 1996. Reconhecimento Geológico na Região do Médio Tapajós. In: SBG, Simp. Geol. Amazon., 5., Belém, *Anais*, p. 117-118.
- Vasquez M.L., Sousa C.S., Carvalho J.M.A. (Orgs.). 2008a. *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000*. Programa Geologia do Brasil, Belém, CPRM, [CD-ROM].
- Veloso A.S.R. 2011. *Geologia e metalogênese do depósito aurífero Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga, PA*. Dissertação de Mestrado, IG/UFPA, 105 p.
- Vennemann T.W, Muntean J.L., Kesler S.E., O'neil J.R., Valley J.W., Norman R. 1993. Stable Isotope Evidence for magmatic fluids in the Pueblo Viejo epithermal acid sulfate Au-Ag deposit, Dominican Republic. *Econ. Geol.*, **88**:55-71.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.* **95**:407-419.
- White N.C. & Hedenquist J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *J. Geoch. Explor.* **36**:445-474.
- Yokoi Y.O., Oliveira A.L.A.M., Tachibana J. 2001. General Economic Geology of the High Tapajós Basin (The "Cachimbo" Graben) and its boundaries: A regional geological survey with exploratory purpose. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, *Res. Expand.*, [CD ROM].
- Zhu C. & Sverjenski D.A. 1992. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite. *Geochim. Cosmoch. Acta* **56**:3435-3467.

# METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL

MARCELO LACERDA VASQUEZ

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Avenida Dr. Freitas, 3645 - Bairro do Marco, 66095-110, Belém, PA.  
E-mail: vasquez@be.cprm.gov.br

## INTRODUÇÃO

O conceito de Província Amazônia Central mudou ao longo das últimas quatro décadas, na concepção original essa província geocronológica se restringia à porção central do Cráton Amazônico, onde predominavam rochas com > 2,1 Ga (Amaral 1974, Cordani *et al.* 1979). Com aumento do conhecimento geológico e de dados geocronológicos foi delineado um núcleo mais antigo de 2,3 Ga na porção oriental do cráton, se estendendo da parte central para sudeste, que corresponde a Província Amazônia Central. Esse núcleo foi margeado por faixas movéis sucessivamente mais jovens em direção ao sudoeste do cráton (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996). Posteriormente, foram distinguidos segmentos nessa província: um na parte sudeste (regiões de Carajás e Rio Maria), com predomínio de rochas arqueanas que não foram afetadas pelo Ciclo Transamazônico (2,26-2,06 Ga); e outro na parte central que é composta principalmente por rochas ígneas da metade final do Paleoproterozóico, e cujo embasamento é pouco conhecido, contendo apenas vestígios (ex: isótopos de Nd e zircão herdado) de idades arqueanas (Tassinari & Macambira 2004). Essa distinção se consolidou com a proposição da Província Carajás para o segmento predominantemente arqueano do cráton, e de uma evolução para a Província Amazônia Central relacionada com o expressivo vulcano-plutonismo paleoproterozóico (Santos *et al.* 2000). Neste trabalho a Província Amazônia Central a leste bordejia os domínios arqueanos da Província Carajás e os domínios da Província Transamazonas formados e retrabalhados durante Riáciano. A oeste, essa província se limita com domínios orosirianos da Província Tapajós-Parima e estateriano da Província Rondônia-Juruena (Fig. 1). São distinguidos dois domínios na

Província Amazônia Central: o Domínio Erepecuru-Trombetas a norte da Bacia do Amazonas e o Domínio Irixi-Xingu ao sul da bacia.

## GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL

A Província Amazônia Central está orientada segundo NNW-SSE, essa estruturação tectônica contrasta com a das províncias mais antigas a leste, onde dominam estruturas E-W e NW-SE e é concordante com parte estruturação tectônica da Província Tapajós-Parima. Seus limites com províncias mais antigas são também marcados por diferenças nas associações litológicas e localmente por assinaturas geofísicas contrastantes (Fig. 2). Contudo, o limite com a Província Tapajós-Parima é tênue devido às semelhanças litológicas e estruturais. A assinatura isotópica de Nd das rochas tem sido usada como critério de distinção entre essas duas províncias, com a identificação de componentes de fontes juvenis paleoproterozóicas (ca. 2,1 Ga) nas rochas ígneas orosirianas da Província Tapajós-Parima (ou Ventuari-Tapajós) e fontes crustais arqueanas na Província Amazônia Central (Tassinari 1996, Santos *et al.* 2000, Lamarão *et al.* 2005). Assim, limites geocronológicos foram sugeridos para os domínios meridionais dessas províncias, sendo aqui adotado o limite submeridiano proposto Santos *et al.* (2000).

### Associações de Embasamento

A associação de gnaiss, migmatitos e granitóides com deformação dúctil são expressivas na parte leste do Domínio Erepecuru-Trombetas (Fig. 2A), mas pouco se conhece sobre essas rochas. Localmente ocorrem corpos de rochas metavulcano-sedimentares. A cartografia dessa região foi

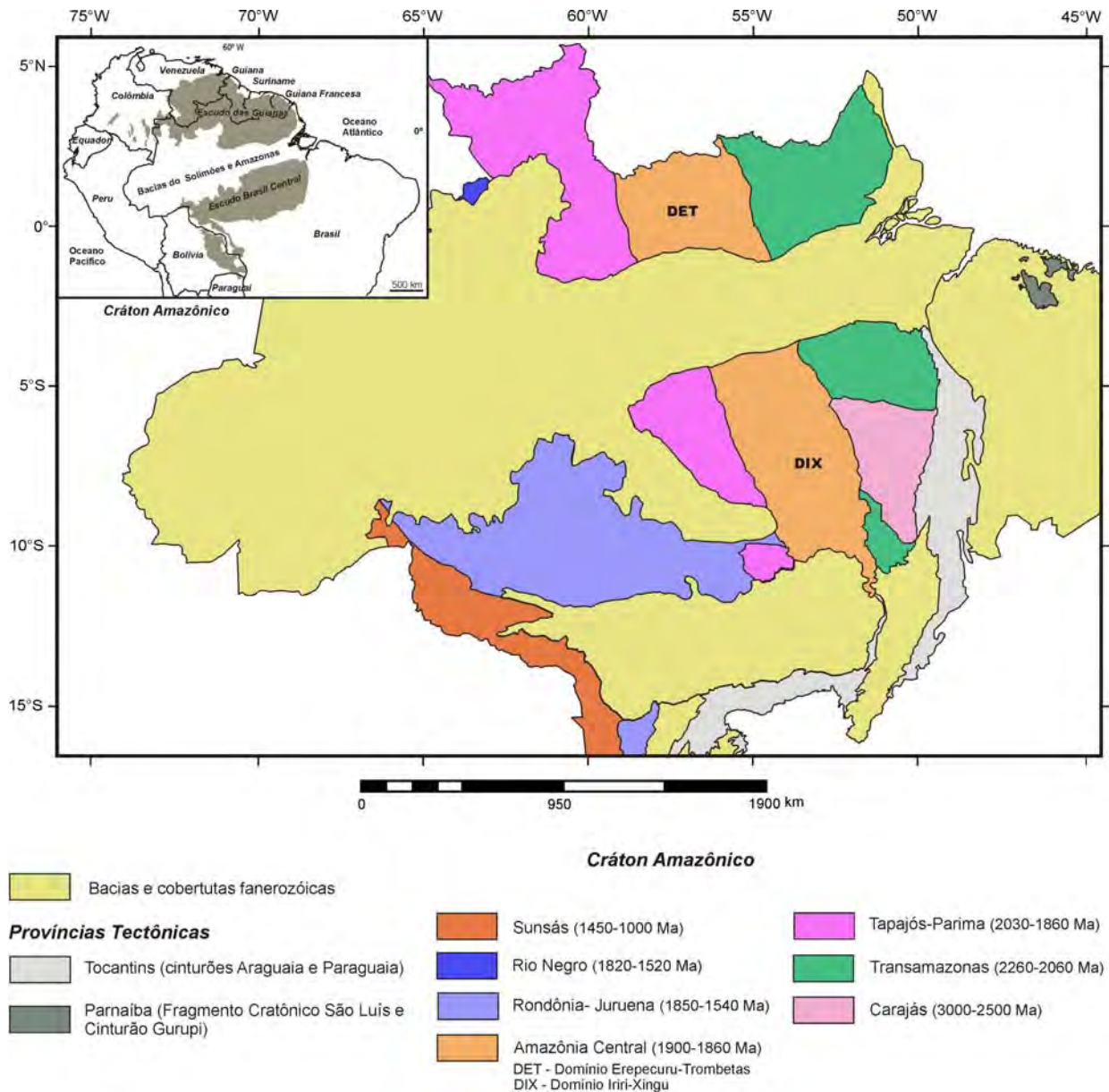


Figura 1 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (modificado de Vasquez et al. 2008b).

baseada em sensores remotos e escassos dados de campo de projetos de mapeamento do DNPM, Idesp e CPRM nas décadas de 1970 e 1980 (Oliveira et al. 1975, Araújo et al. 1976, Chaves et al. 1977, Rodrigues et al. 1978, Costi et al. 1983, Jorge João et al. 1984). Teixeira et al. (1976) baseados em dados Rb-Sr e K-Ar dos granitóides e gnaisses do embasamento sugeriram que essas rochas se formaram durante o Ciclo Transamazônico, sofreram eventos térmicos metassomáticos há cerca de 1,8 Ga, e que remanescentes arqueanos podem ocorrer dessa região. Portanto, é possível que essas associações de embasamento representem continuidade dos domínios arqueanos e riacianos da Província Transamazonas que ocor-

rem mais a leste (Vasquez et al. 2008b).



No Domínio Iriri-Xingu as ocorrências de embasamento gnáissico-migmatítico com granitóides deformados associados são menores que as mapeadas pelos projetos anteriores do DNPM e da CPRM como Complexo Xingu (Silva et al. 1974, Martins & Araújo 1979, Cunha et al. 1981). Na parte central são restritas a pequenas ocorrências pontuais, janelas do embasamento nas coberturas rochas vulcânicas e granitos, como a ocorrência Morro Grande no rio Curuá descrita Forman et al. (1972). Somente na cabeceira do rio Iriri e que eles descrevem ocorrências mais expressivas que se estendem para o nordeste do Mato Grosso (Fig. 2B). Lacerda Filho et al. (2004) individualizaram



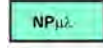



**LEGENDA DAS FIGURAS 2A E 2B**  
**Associações Tectônicas da Província Amazônia Central**

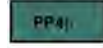
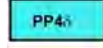

**Rochas Máficas e Kimberlitos Mesozóicos**

-  Diabásios Cassiporé e Penatecaua - diques e soleiras de diabásios toleíticos continentais (200-130 Ma)
-  Kimberlitos Camunani - pipes de kimberlitos mesojurássicos (?).


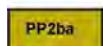
**Intrusivas Alcalinas Proterozóicas**

-  Complexo Alcalino Maicuru - Clinopiroxenitos alcalinos, peridotitos, sienitos, traquitos, carbonatitos, glimeritos e veios de apatito (612 Ma).
-  Sienito Mutum - nefelina sienitos com aegerina (1026 Ma).


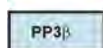
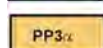

**Rochas Máficas Proterozóicas**

-  Formação Seringa - basaltos e diabásios alcalinos de (1079-1090 Ma).
-  Diabásio Suretama - diabásios de 1420 Ma, mas provavelmente está correlacionado ao magmatismo toleítico continental de 1780 Ma da Formação Quarenta Ilhas.
-  Rochas máfica indiferenciadas - corpos máficos mapeados por sensores remotos, podem ser relacionados ao magmatismo máfico de 1880 Ma ou de 1780 Ma.

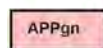

**Bacias Sedimentares Paleoproterozóicas**

-  *Bacias de Rifte Continental Paleoproterozóico* - seqüências epiclásticas e piroclásticas de rifte continental formado entre o Orosiriano e o Estateriano - Formações Urupi, Triunfo e Cubencranquém.
-  *Bacias de Antepaís Paleoproterozóicas* - seqüência psamítica e rudítica de sedimentação continental naciara - Formação Castelo dos Sonhos (< 2083 Ma).

**Vulcano-plutonismo Paleoproterozóico**

-  *Suites Plutônicas Alcalinas* - granitos, feldspato alcalino granitos e quartzo sienitos de afinidade alcalina do Orosiriano (ou Estateriano ?) - Suitas Intrusivas Mapuera (1889-1861 Ma), Velho Guilherme (1862-1867 Ma), Granitos Tipo A Indiferenciado e Sienitos Erepecuru e Gabiraba.
-  *Rochas Vulcânicas Intermediárias/Máficas* - andesitos, traquibasaltos, dacitos e traquitos, cálcio-alcalinos de alto K a shoshoníticos - Formação Sobreiro (1865-1880 Ma) e Andesito Morro da Trava.
-  *Rochas Vulcânicas Félsicas* - rochas vulcânicas félsicas (riolitos-dacitos) e piroclásticos de afinidade alcalina, em parte cálcio-alcalinos de alto K - Grupos Ircoumé (1896-1883 Ma) e Irin (1890-1870 Ma).
-  *Suites Plutônicas Cálcio-alcalinas de Alto K* - granodioritos, granitos, quartzo monzonitos e monzodioritos, cálcio-alcalinos de alto K - Suíte Intrusiva Água Branca (1901-1890 Ma) e Granitos Tipo I Indiferenciados.






**Associações de Embasamento**

-  Ortognaisses tonalítico a granítico, migmatitos e granitóides com deformação dúctil, geralmente os protólitos são arqueanos e o metamorfismo relacionado ao Ciclo Transamazônico.
-  Seqüências metavulcano-sedimentares (*greenstone belts*) formadas entre o Arqueano e o Riáciano.

**Domínios Tectônicos**

<p><b>tipos de limite</b></p> <p>---•---•---•--- geofísico</p> <p>----- isotópico</p> <p>~~~~~ tectônico</p>	<p><b>Província Transamazonas</b></p> <p>DCA - Domínio Carecuru</p> <p>BLAP - Bloco Amapá</p> <p>DBJ - Domínio Bacajá</p> <p>DSA - Domínio Santana do Araguaia</p>	<p><b>Província Amazônia Central</b></p> <p>DIX - Domínio Iriri-Xingu</p> <p>Domínio Erepecuru-Trombetas</p> <p>DET-W (porção oeste)</p> <p>DET-E (porção leste)</p>	<p><b>Bacias Fanerozóicas</b></p> <p>BAM - Bacia do Amazonas</p> <p>BAT - Bacia do Alto Tapajós</p>
	<p><b>Província Carajás</b></p> <p>DCJ - Domínio Carajás</p> <p>DRM - Domínio Rio Maria</p>	<p><b>Província Tapajós-Parima</b></p> <p>DTJ - Domínio Tapajós</p> <p>DUA - Domínio Uatumã-Anuá</p>	<p><b>Província Rondônia-Juruena</b></p> <p>DJR - Domínio Juruena</p>




**Estruturas**

-  falha ou fratura
-  falha compressional
-  falha transcorrente destal
-  falha transcorrente sinistral
-  sinforme normal




**Recuros Minerais**

- ouro (Au)
- cobre (Cu)
- chumbo / galena (Pb)
- zinco / esfalerita (Zn)
- molibidênio / molibdenita (Mo)
- estanho / cassiterita (Sn)
- wolfrâmio / wolframita (W)
- nióbio / columbita (Nb)
- pirla (pi)
- calcopirla (cp)
- topázio (tz)
- turmalina (tu)
- rutilo (ru)
- fluorita (flu)
- ametista (amt)
- amazonita (az)
- diamante (di)
- quartzo (qz)
- fósforo / fosfato (P)
- titânio / anatásio (Ti)







**Grau de Importância**

-  depósito
-  ocorrência
-  indício

**Status Econômico**

-  garimpo
-  mina ativa
-  mina inativa

**Base Planimétrica**

-  rios e igarapés
-  vilas/localidades
-  AM PA limite estadual
-  Guiana Brasil limite entre países
-  BR-163 estradas
-  cidades

tico (Arco Parauari), e que as de afinidade alcalina de 1,88-1,86 Ga corresponderiam a um magmatismo pós-orogênico. Modelos envolvendo subdução de litosfera oceânica e subsequente colisão tem sido defendido também para as rochas ígneas cálcio-alcálicas de alto K de 1,89 a 1,88 Ga dos domínios da Província Tapajós-Parima em Roraima e no Amazonas (Reis *et al.* 2003, Valério *et al.* 2006). Alternativamente, foram propostos modelos envolvendo *underplating* em ambiente intracontinental para formação de rochas cálcio-alcálicas de alto K de 1,90 a 1,88 Ga e as subseqüentes rochas alcálicas de 1,88-1,86 Ga da Província Tapajós-Parima (Vasquez *et al.* 2002, Almeida 2006).

No Domínio Iriri-Xingu as rochas vulcânicas ácidas e intermediárias, bem como seus equivalentes vulcanoclásticos, são representadas respectivamente pelo Grupo Iriri e a Formação Sobreiro que marcam um vulcanismo bimodal. Fernandes *et al.* (2006) identificaram nas rochas da Formação Sobreiro uma assinatura cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica que transiciona para arcos magmáticos maduros, e uma afinidade alcalina de ambiente intraplaca para rochas da unidade Iriri. Eles interpretam que essas rochas contemporâneas de assinaturas geoquímicas contrastantes se formaram em um ambiente de transição entre o final de uma orogênese e o início de uma fase rifte intracontinental relacionada á tafrogênese de 1,88 Ga de amplo registro no Cráton Amazônico. Esta transição teria se dado a partir da evolução dos arcos magmáticos de 2,0-1,88 Ga do Domínio Tapajós, com a placa oceânica subductada sob o cráton arqueano a leste. Progressivamente diminuindo o mergulho da placa subductada (*flat subduction*) e deslocando a frente de geração de magmas mais jovens para uma porção mais interior, onde domina uma tectônica extensional (Fernandes 2009, Juliani *et al.* 2009).

No Domínio Iriri-Xingu ocorrem bátólitos e plutons de granitos com relações de contemporaneidade ou que cortam as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e de maneira análoga aos granitos suites intrusivas Parauari e Maloquinha do Domínio Tapajós devem, portanto, corresponder aos equivalentes intrusivos do vulcanismo félsico. São monzogranitos, granodioritos e sienogranitos, com subordinados quartzo monzonitos e monzodioritos, que possivelmente representam granitóides de afinidade cálcio-alcálica de alto K. As intrusões de granito com hastingsita e outros anfibólios ri-

cos em Fe e alcális, por vezes tipo rapakivi, bem como de feldspato alcálico granitos, às vezes tipo hipersolvus e que tem corpos de quartzo sienito (ex. Sienito Guabiraba) associados correspondem a granitos de afinidade alcalina. Para evitar uma correlação direta com os granitos suites intrusivas Parauari e Maloquinha, Vasquez *et al.* (2008a) os denominaram, respectivamente, de *granitos tipo A* e *tipo I indiferenciados* (Fig. 2B). A maioria desses corpos foi mapeada através sensores remotos, só localmente contam com informações mais completas. Macambira & Vale (1997) individualizaram na região de São Felix um corpo de monzogranitos e granodioritos com hornblenda que forneceu a idade isocrônica Rb-Sr de 1,92 Ga. Nesta região também ocorrem intrusões de granitos tipo A da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, com idades por evaporação de Pb entre 1,88 e 1,86 Ga, uma significativa fonte crustal arqueana e especialização em mineralização de Sn (Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2002). No interflúvio dos rios Irri e Xingu ocorrem outros corpos de granitos tipo A mineralizados a Sn (ex. Granito São Pedro do Iriri) que podem ser correlatos à Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Contudo, na parte leste do Domínio Tapajós ocorre um corpo de granito tipo A com mineralização de Sn, o Granito Porquinho com 1,78 Ga (Santos *et al.* 2004). É possível que no Domínio Iriri-Xingu também tenham corpos de granitos tipo A relacionados a esse evento 100 Ma mais jovem.

Padilha & Barros (2008) caracterizaram granitos de afinidade alcalina com cerca 1,88 Ga da Suíte Intrusiva Rio Dourado no nordeste do Mato Grosso. Contudo, nesta região o Domínio Iriri-Xingu se limita com as rochas do Domínio Jurueña, que é marcado por vulcano-plutonismo de 1,77-1,76 Ga (Neder *et al.* 2002, Lacerda Filho *et al.* 2004, Pinho *et al.* 2003). Assim, é possível que manifestações ígneas desse evento se estendam ao Domínio Iriri-Xingu.

O limite noroeste da Província Amazônia Central tem problema na sua definição (Fig. 2A). As rochas orosirianas no Domínio Uatumã-Anauá contam com geocronologia em zircão e dados de isótopos de Nd que indicam um predomínio de fontes paleoproterozóicas (Almeida 2006, Marques *et al.* 2007). Contudo, as rochas no Domínio Erepecuru-Trombetas não tem dados isotópicos que comprovem as significativas fontes arqueanas que caracterizam a Província Amazônia Central.

No Domínio Uatumã-Anauá ocorre um vulcano-

plutonismo cálcio-alcálico de alto K de idade 1,90-1,89 Ga, representado pelos granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca, rochas vulcânicas Jatapu (Almeida 2006, Valério *et al.* 2009) e pelo vulcano-plutonismo alcalino de 1,89-1,87 Ga, comumente referido como magmatismo Uatumã, representado pelas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e os granitos da Suíte Intrusiva Mapuera (Ferron *et al.* 2006, 2010, Pierosan *et al.* 2009). Essas associações se estendem para o Domínio Erepecuru-Trombetas (Fig. 2A), onde Jorge *et al.* (1984) identificaram granitóides cálcio-alcálicos de 1,91 Ga da unidade Água Branca, e uma afinidade cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica para os andesitos (Andesito Morro da Trava) associados às rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iricoumé. Esse magmatismo intermediário a básico de alto K também é marcado pelos diques de vogesito, espessartito e kersantito (Lamprófiro Cuminapanemá – Rodrigues *et al.* 1978) que cortam os granitos da Suíte Intrusiva Mapuera na região.

O ambiente tectônico e fontes do magmatismo Água Branca pode ser relacionado a um arco magmático envolvendo modelos de subducção, a exemplo do proposto por Santos *et al.* (2004) para os arcos magmáticos Tropas e Parauri no Domínio Tapajós. Alternativamente, este evento pode estar relacionado a um ambiente pós-colisional, evoluindo *underplating* e fusão de crosta predominantemente paleoproterozóica com a formação das rochas da associação Jatapu-Água Branca e subsequentemente da associação Iricoumé-Mapuera (Almeida 2006). Outra possibilidade vinculada ao ambiente pós-colisional envolve a fusão de manto litosférico modificado por subducção prévia relacionada a orogêneses anteriores (Pierosan *et al.* 2009, Ferron *et al.* 2010).

### **Coberturas Sedimentares Paleoproterozóicas**

No Domínio Iiri-Xingu ocorrem remanescentes de uma bacia de sedimentação continental anterior ao vulcano-plutonismo de *ca.* 1,88 Ga. A bacia é representada pelos metarenitos e metaconglomerados da Formação Castelo dos Sonhos (Fig. 2B). Santos (2003) obteve idades de 3,1 a 2,08 Ga para as fontes detríticas de um arenito dessa unidade, o que indica uma sedimentação riaciana com contribuição de fontes arqueanas. Assim, Vasquez *et al.* (2008b) sugerem que essa bacia pode estar relacionada à evolução pós-colisional do Ci-

clo Transamazônico e corresponder a uma bacia de antepaís daquele ciclo.

As coberturas sedimentares posteriores ao vulcano-plutonismo orosiriano estão representadas no Domínio Iiri-Xingu pelas Formações Triunfo e Cubencranquém. Essas consistem de quartzos arenitos, arenitos arcoseanos e líticos, com subordinados conglomerados polimíticos, siltitos e pelitos. Nessas rochas predominam fontes detríticas de material vulcânico e piroclástico, mas localmente ocorrem intercaladas camadas piroclásticas ácidas e níveis de cherts esferulíticos (Pastana & Silva Neto 1980, Cunha *et al.* 1981).

No Domínio Erepecuru-Trombetas, essas coberturas são menores e menos frequentes (Fig. 2A) e foram correlacionadas com as da Formação Urupi (Jorge João *et al.* 1984). Trata-se de coberturas que marcam uma sedimentação de rifte continental que se estendeu aos domínios das províncias adjacentes a Província Amazônia Central, evidenciando uma ampla bacia sedimentar sobrejacente às rochas do magmatismo Uatumã e cortadas por intrusões máficas subvulcânicas do Estateriano (diabásios de 1,78 Ga - Santos *et al.* 2002). Por outro lado, a ocorrência de material piroclástico intercalado sugere que a deposição dessas coberturas em parte foi contemporânea aos estágios finais do vulcanismo orosiriano (Ferron *et al.* 2006).

Brito Neves *et al.* (1995) associaram o vulcano-plutonismo e sedimentação de rifte continental aos processos de extensão e adelgaçamento crustal (tafrogênese) ocorridos após as aglutinações das massas continentais durante o Riáciano e Orosiriano, que deram origem aos supercontinentes no final do Paleoproterozóico.

### **Rochas Máficas Proterozóicas**

Diversos eventos magmáticos máficos foram identificados no Cráton Amazônico, dentre os eventos do Proterozóico se destacam o magmatismo Ingarana de 1,88 Ga, Crepori de 1,78 Ga e Cachoeira Seca de 1,2 Ga (Santos *et al.* 2002). No Domínio Erepecuru-Trombetas tem vários corpos subvulcânicos, mas a maioria dos foi mapeada através de sensores remotos e aerogeofísica, portanto podem estar relacionados a qualquer um dos eventos proterozóicos, ou até ser do Fanerozóico. Nesse domínio somente o Diabásio Suretama conta com petrografia, litoquímica e geocronologia, os demais são referidos como *rochas máficas*



*indiferenciadas*. No entanto, as rochas máficas quartzo toleítica da Formação Quarenta Ilhas e basálticas alcalina da Formação Seringa, respectivamente relacionadas aos magmatismos Crepori e Cachoeira Seca (Santos *et al.* 2002), que ocorrem no domínio vizinho a oeste podem se estender ao Domínio Erepecuru-Trombetas (Fig. 2A).

Pierosan *et al.* (2008) sugerem que as rochas toleíticas intracontinentais de 1,78 Ga da Formação Quarenta Ilhas (magmatismo Crepori) derivaram de fonte litosférica subcontinental ou astenosférica enriquecida em elementos traços (tipo OIB), previamente submetidas a baixos graus de fusão. Assim, para os magmas basálticos alcalinos de 1,2 Ga da Formação Seringa (magmatismo Cachoeira Seca) pode se esperar fontes mantélicas mais enriquecidas.

O Diabásio Suretama forneceu uma idade K-Ar de 1,42 Ga, mas as idades K-Ar entre 1,69-1,36 Ga podem refletir rejuvenescimento das rochas máficas de 1,78 Ga por perda de argônio radiogênico (Santos *et al.* 2002). As demais rochas máficas da Amazônia Central com idades K-Ar entre 1,2 e 1,0 Ga, compiladas em Tassinari (1996), na maioria correspondem a diques de lamprófiros e basaltos intercalados nas rochas dos grupos Iriri e Iricoumé que provavelmente foram submetidas a intenso rejuvenescimento isotópico.

Jorge João *et al.* (1984) não reconheceram um caráter toleítico para o Diabásio Suretama, mas sim alcalino e cálcio-alcalino de alto K. A natureza dos corpos máficos atribuídos a essa unidade necessita ser revisada à luz de novos dados geoquímicos de elementos traços e terras raras.

Em um contexto geotectônico, o magmatismo Crepori está relacionado à fragmentação do supercontinente Atlântica há 1,8 Ga, enquanto o magmatismo Cachoeira Seca resultou da formação de riftes intracratônicos desencadeados pela colisão há 1,2 Ga (eventos Greenvillian / Sunsás / K'Mudku) na borda oeste do Cráton Amazônico (Santos *et al.* 2002).

### **Intrusões Alcalinas Proterozóicas**

Duas intrusões alcalinas subsaturadas em sílica se destacam no Domínio Erepecuru-Trombetas, o Sienito Mutum localizado no limite do Brasil com a Guiana e o Complexo Alcalino Maicuru situado na parte sudeste do domínio (Fig. 2A).

Os sienitos Cachorro e Guabiraba são da série

alcalina supersaturada e estão associados ao magmatismo tipo A do Orosiriano. O Sienito Mutum consiste de nefelina sienitos com aegerina, lepidolita, cancrinita e carbonato magmático (Oliveira *et al.* 1975). Esse forneceu a idade K-Ar de 1,0 Ga, embora seja uma idade mínima sugere uma relação com o magmatismo Cachoeira Seca. Alternativamente, pode representar pulsos de magma alcalino que estariam relacionados à formação de riftes do Toniano (Santos *et al.* 2002).

O Complexo Alcalino Maicuru é uma intrusão alcalina com carbonatito e rochas máficas e ultramáficas. Lemos *et al.* (1988) descreveram piroxenitos e subordinados dunitos, sienitos e traquitos, além de carbonatitos e glimeritos com veios e segregações de apatitito. São intrusões subvulcânicas de clinopiroxenitos alcalinos controladas por falhas por onde ascenderam rapidamente há 612 Ma magma kamafugítico formado por fusão parcial do manto superior (Lemos & Gaspar 2002). Outros corpos de piroxenito alcalino (Cuminá) e rochas alcalino-ultramáficas postássicas ocorrem nas bordas da Bacia do Amazonas. A tectônica distensiva e o magmatismo kamafugítico do Ediacarano devem estar relacionados à fase inicial da formação dos riftes precursores da Bacia do Amazonas (Lemos & Gaspar 2002).

### **Rochas Máficas e Kimberlitos Fanerozóicos**

Os enxames de diques de rochas máficas são notáveis no Domínio Erepecuru-Trombetas e se manifestam por feixes de anomalias aeromagnéticas. São diques de diabásio de dimensões variáveis que se estendem por até centenas de quilômetros e estão orientados segundo NNE-SSW, mas ocorrem segundo outras direção (Fig. 2A). Possuem afinidade toleítica, forneceram idades K-Ar entre 200 e 130 Ma e receberam diferentes denominações (Cassiporé - Oliveira *et al.* 1975, Penatecaua - Araújo *et al.* 1976). Essas intrusões cortam a Bacia do Amazonas, mas nessa também ocorrem basaltos permo-triássicos (259 e 252 Ma - Teixeira 1978). Este amplo intervalo de idades de magmatismo têm sido correlacionado a diferentes estágios de abertura do Oceano Atlântico, com os pulsos mais antigos associados ao rifte de abertura do Oceano Atlântico Norte, e os cretáceos a abertura do Oceano Atlântico Sul (Mizusaki & Thomaz Filho 2004).

Em afluentes do alto curso do rio Trombetas a

empresa De Beers pesquisou kimberlitos (Camunani) atribuídos ao Jurássico Médio (Bizzi *et al.* 2003) que cortam rochas do embasamento do Domínio Erepecuru-Trombetas (Fig. 2A). Contudo, a maioria dos kimberlitos no Brasil são do Cretáceo e têm sido associados a plumas mantélicas relacionadas à ativação da Plataforma Sul-Americana e abertura do Oceano Atlântico Sul (Bizzi & Vidotti 2003).

## METALOGENIA

A Província Amazônia Central tem poucos depósitos minerais, são depósitos de ouro, estanho, titânio e fosfato não explorados ou de minas inativas. Contudo, mostra potencial para jazimentos de metais de base, elementos terras raras e diamante conforme indicam as ocorrências e indícios (Fig. 2) e suas zonas de alteração hidrotermal.

Os principais jazimentos de ouro no Domínio Iriri-Xingu são os depósitos Madalena e Esperança (Castelo dos Sonhos) que contam com dados de reservas e teores e são de tipologias diferentes. Os controles e o sistema hidrotermal de outros jazimentos, como o garimpo Majestade, apesar de não avaliados economicamente, foram estudados em detalhe. Os depósitos primários de estanho e wolfrâmio são pequenos e somente os da região de São Felix do Xingu foram estudados.

No Domínio Erepecuru-Trombetas se destaca o depósito de fósforo e titânio do Maicuru que está relacionado a um complexo alcalino-ultramáfico-carbonatítico neoproterozóico. Os demais jazimentos são potenciais para mineralizações de ouro e metais base relacionados à intrusões de pórfiros e de mineralização de estanho e wolfrâmio associados a granitos alcalinos do Paleoproterozóico, a semelhança daqueles nos domínios Tapajós e Iriri-Xingu. Outro potencial são jazimentos de diamante relacionados a kimberlitos mesozóicos.

### Depósito de ouro em paleoplacer

O depósito Esperança se localiza na região do Castelo dos Sonhos no sudoeste do Domínio Iriri-Xingu (Fig. 2B). As rochas hospedeiras das mineralizações de ouro pertencem à Formação Castelo dos Sonhos, que é composta por quartzo arenitos acinzentados, conglomerados com seixos e grânulos de quartzo e subordinados arcóseos avermelhados fortemente silicificados, com estratifica-

ção plano-paralela, em geral orientada segundo NNW-SSE e NE e mergulhando 15° a 30° para SW ou SE. Localmente essas rochas têm uma foliação milonítica subvertical de direção N30°E, marcada por feições microscópicas de recristalização de quartzo, hematita e muscovita/sericita (Yokoi *et al.* 2001).

Trata-se de uma sinforme aberta de baixo ângulo com eixo para SW, na qual as rochas sedimentares sofreram metamorfismo termal causado por intrusões ígneas subaflorentes e alcançou condições de fácies anfíbolito inferior (Araneda *et al.* 1998). As intrusões são de rochas subvulcânicas félsicas e máficas e podem ter contribuído como fonte termal local para a reconcentração de ouro (Yokoi *et al.* 2001).

O ouro ocorre na forma livre, intergranular, entre cristais de quartzo, muscovita e hematita nos níveis de metaconglomerados, em partículas com 5-200 µm de diâmetro, aparentemente sem relação com as intrusões (Araneda *et al.* 1998, Yokoi *et al.* 2001). Assim, sugere tratar-se de um depósito de paleoplacer. Os teores são maiores em zonas fraturadas e ricas em hematita, o que é considerado provável produto de remobilização supergênica por fluidos oxidantes (Yokoi *et al.* 2001).

Três alvos foram identificados: o Alvo Esperança Sul que é marcado por uma anomalia geoquímica de solo de 5 km de comprimento e 1 a 2 km de largura; Alvo Esperança Centro com anomalia geoquímica de solo de 2 km de comprimento e 500 m de largura e o Alvo Geofísico que se destaca pelas anomalias magnéticas e radiométricas. Os resultados preliminares no Alvo Esperança Sul indicam um teor de Au de 1,39 g/t acima de 77 m na amostragem das trincheiras e 2,80 g/t acima de 20 m na sondagem (Osisko 2010).

### Depósitos de ouro relacionados à intrusão

O depósito Madalena está localizado próximo à margem esquerda do rio Curuá, a intrusão consiste de um plúton zonado composto de sienogranito, monzogranito e quartzo monzonito que corta as rochas vulcânicas do Grupo Iriri (Fig 2B). O minério está em vênulas de quartzo sulfetado hospedadas no quartzo monzonito e em veios de quartzo cisalhados, subverticais, orientados segundo WNW-ESSE e subordinadamente ENE-WSW, com 100 a 200m de comprimento. Os processos

hidrotermais são de silicificação, cloritização, carbonatação, epidotização e sulfetação. A paragenese da mineralização é ouro e pirrotita, com arsenopirita, calcopirita, pirita, galena, blenda e magnetita na ganga (Brasinor 1985). O ouro ocorre como inclusões microscópicas em quartzo de veio dos planos de foliação cataclástica, mas principalmente em sulfetos, com cerca de 34 ppm de Au na pirita e arsenopirita e de 17 ppm na pirrotita (Silva & Lobato 1998).

A reserva de minério primário é de 626.600 t (medida de 176.422 t) com teor de 6,64 g/t de Au e a aluvionar é de 1,5 Mt com teor de 2,7 g/t (Brasinor 1985). Além disso, tem 30 t de rejeito com teor médio de 2,5 ppm (Silva & Lobato 1998).

O garimpo Majestade está localizado mais a sudoeste, próximo do limite com o Domínio Tapajós (Fig. 2B). Trata-se de veios de quartzo no contato de rochas vulcânicas com granito. São traquiandesitos e riolitos cálcio-alcálicos de arcos maduros correlatos à Formação Bom Jardim, e um monzogranito correlacionado à Suíte Intrusiva Maloquinha (Coutinho *et al.* 2008a).

As rochas vulcânicas estão intensamente fraturadas aleatoriamente e preenchidas por vênulas silicosas com ouro e sulfetos disseminados, os riolitos cataclásados apresentam 170 ppb de Au. A mineralização assume um aspecto de *stockwork* com veios de quartzo regulares de direção WNW-ESE associados a falhas transcorrentes sinistrais R relacionados a um megasistema de falhas transcorrentes de orientação NW-SE da região do Tapajós. Esses veios de quartzo com sulfeto e ouro apresentam textura vuggy que sugerem um nível crustal raso (Santos & Coutinho 2008).

A alteração hidrotermal filítica confere uma cor verde esbranquiçada nas rochas vulcânicas e rosa avermelhada no granito, com sericita substituindo feldspatos e pirita substituída por hematita, além de pirita, magnetita, rutilo, ouro, limonita e goethita nos veios de quartzo (Coutinho *et al.* 2008b). Nos veios mineralizados dominam inclusões fluidas aquosas com temperatura de homogeneização total (Tht) de 164 °C e salinidade (S) de 8% NaCl eq., e subordinadas inclusões aquo-carbônicas com Tht de 170 °C e S de 10% que indicam condições de formação < 1 Kbar, que corresponde profundidades crustais rasas (< 4 Km). Os isótopos estáveis forneceram  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (3,6 ‰V-SMOW) e  $\delta\text{D}$  (-55 ‰V-SMOW) que analisados juntamente com os resultados obtidos para os depó-

sitos de ouro do Tapajós indicam mistura fontes de fluidos magmático profundos, tardimágmático epizonais e uma pequena contribuição fluidos meteóricos (Coutinho & Fallick 2008).

### Depósitos de estanho em greisen e placers

As mineralizações de estanho dos granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme na região de São Felix compõem a Província Estanífera do Sul do Pará (Teixeira 1999). Outros jazimentos mais a oeste, no interflúvio dos rios Xingu e Iriri (Fig. 2B), também podem fazer parte dessa província ou estar relacionados a um evento mais jovem marcado pelo Granito Porquinho no Domínio Tapajós. São mineralizações em *stockworks* e greisens, embora as concentrações econômicas sejam em aluviões.

Os granitos Velho Guilherme, Antônio Vicente, Mocambo, Bom Jardim e Serra Queimada são os principais corpos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, com fácies especializadas e jazimentos de Sn ( $\pm\text{W}$ ), mas outros corpos menores (Rio Xingu, Ubim, Benedita e Santa Rosa), mineralizados ou não, também compõem a suíte. São sienos e monzogranitos, subordinados feldspato alcalino granitos e granitos granofíricos, geralmente com biotita (anita e siderolita), anfibólio (Al-hastingsita e Fe-edonita) e alguns com muscovita. Os greisens são variedades compostas por quartzo, muscovita, clorita e siderofilita. Albita, microclínio, epidoto, clorita, sericita, muscovita, fengita, clorita, fluorita, topázio, calcopirita, pirita, cassiterita, esfalerita, estanita, allanita, monazita, xenotímio, fergusonita, fluorcerita, itrocerita, itrofluorita, Ce-pirocloro, Fe-columbita e W-ixiolita, ocorrem como produto de alteração hidrotermal pós-magmática (Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2005). Apresentam assinatura de granitos intraplaca do tipo A, idades entre 1,88 e 1,86 Ga e fonte crustal arqueana, com protólitos de crosta continental superior, alguns com mistura de material de crosta mais profunda e localmente com fonte magmáticas profundas (Teixeira *et al.* 2002, 2005). Os elevados teores de Hf e a baixa razão Zr/Hf em zircão dos granitos especializados em estanho dessa suíte são comparáveis com aos granitos da Província Estanífera de Rondônia (Lamarão *et al.* 2007). Contudo, nos granitos da Suíte Velho Guilherme, apesar de diferenciados e afetados por processo capazes de gerar concentrações econômicas de estanho, o estoque de estanho e/ou a carga de fluidos pós-magmáti-

cos não favoreceram a formação de depósitos de classe mundial como os das províncias estaníferas Pitinga e Rondônia (Teixeira *et al.* 2005).

### **Depósitos Antonio Vicente, Mocambo e Bom Jardim**

A mineralização de cassiterita do maciço Antonio Vicente ocorre em muscovita-quartzo greisen e clorita-siderofilita-muscovita-quartzo greisen e em fácies graníticas mais evoluídas intensamente alteradas por soluções tardi- a pós-magmáticas. A cassiterita resultaria da lixiviação e oxidação do estanho dos minerais primários, em especial a biotita por fluidos tardios. A lixiviação foi provocada por fluidos aquosos de sistemas químicos distintos e de temperatura gradualmente mais elevada, alcançando maior intensidade com fluido rico em  $\text{FeCl}_2$ - $\text{NaCl}$ - $\text{KCl}$ - $\text{H}_2\text{O}$ , salinidade entre 23 e 15%  $\text{NaCl}$  eq. e Tth de 180 a 396 °C (Teixeira 1999).

No maciço Mocambo, a mineralização de cassiterita ocorre em um clorita-siderofilita-muscovita-quartzo greisen e no sienogranito com muscovita encaixante. Para o maciço Bom Jardim não há detalhes sobre os controles da mineralização.

O depósito de Mocambo tem reserva medida de 2,8 Mt de cassiterita e indicada de 2,0 Mt, enquanto no depósito de Bom Jardim a reserva medida é de 1,2 Mt de cassiterita (ou 3.845 t de Sn) e de 0,8 Mt de wolfrâmite (DNPM 2004)

### **Depósito São Pedro do Iri**

A cassiterita da área de São Pedro do Iri está contida em depósitos aluvionares nas drenagens menores do igarapé Bala, um afluente do rio Iri (Fig 2B). O minério está nas camadas de colúvio com 0,5 a 2,0 m de espessura e se concentrou mais nos níveis de cascalho e areia de terraços e aluviões recentes com 3 a 6 m de profundidade e até 200 m de largura. A reserva foi avaliada em torno de 6.850.000 m<sup>3</sup> com 6.400 t de cassiterita e teor médio de 700g Sn/m<sup>3</sup>, ou 4.800 t de Sn contido (Barbosa *et al.* 1988). Atualmente as minas dessa área estão inativas, mas chegaram a operar com capacidade de 85 mil m<sup>3</sup>/mês.

A fonte da mineralização são os greisens e granitos alterados hidrotermalmente do maciço São Pedro do Iri. São leucogranitos porfíricos com sericitização e albitização com lentes de greisen controladas por falhas e fraturas orientação apro-

ximadamente N-S e localmente ocorrem faixas de greisens de 4 a 5m de largura (Barbosa *et al.* 1988)

### **Depósitos associados aos complexos alcalino-ultramáfico-carbonatíticos**

Os depósitos de fosfatos e titânio do Maicuru estão relacionados a uma intrusão alcalina sub-saturada do tipo carbonatítica, com rochas máficas e ultramáficas associadas conhecida como Complexo Alcalino Maicuru. É um corpo elíptico (9 x 6 km) que se destaca como um platô na paisagem plana do embasamento gnaisse-migmatítico no qual é intrusivo. Esse corpo também se destaca pelas sua assinatura aerogefísica, se mostra como um alto radiométrico, com pequenos dipólos isolados em áreas de calmaria magnética e que se reflete como anomalias elipsoidais positivas no sinal analítico (Fig 3).

O complexo é composto principalmente de clinopiroxenitos, com dunitos no centro, sienitos e traquitos nas bordas, além de carbonatitos e glimeritos com veios e segregações de apatitito (Lemos *et al.* 1988).

A cobertura latéritica consiste de crostas ferruginosas, titaníferas (anatásio) e fosfáticas (Al-fosfatos) que também concentram elementos terras raras (Costa *et al.* 1991, Angélica & Costa 1993).

A Docegeo estimou nesse depósito uma reserva de 200 Mt de fosfato com teor médio de 15% de  $\text{P}_2\text{O}_5$  e de titânio de 5.000 Mt, com 20% de  $\text{TiO}_2$  (anatásio) (Castro *et al.* 1991), mas não há detalhes sobre tipo minério de fosfato (primário ou supergênico) avaliado.

### **Potencial para jazimentos de ouro, metais base, estanho, wolfrâmio e nióbio**

Baseados na extensão do vulcano-plutonismo de 1,89-1,88 Ga desde o Domínio Tapajós até áreas próximas do cráton arqueano Juliani *et al.* (2008 e 2009) propuseram uma zonação das mineralizações de ouro, metais base, molibidênio, estanho e wolfrâmio. Destacam uma maior favorabilidade de depósitos auríferos do tipo pórfiro e epitermal *high-* e *low-sulfidation*, com metais base e molibidênio no Domínio Tapajós, e do tipo IRGS (*Intrusion Related System Gold*), com mineralização de Sn e W no Domínio Iri-Xingu. Neste último, descrevem sistemas de caldeiras vulcânicas com alteração propilitica nas rochas andesíticas e

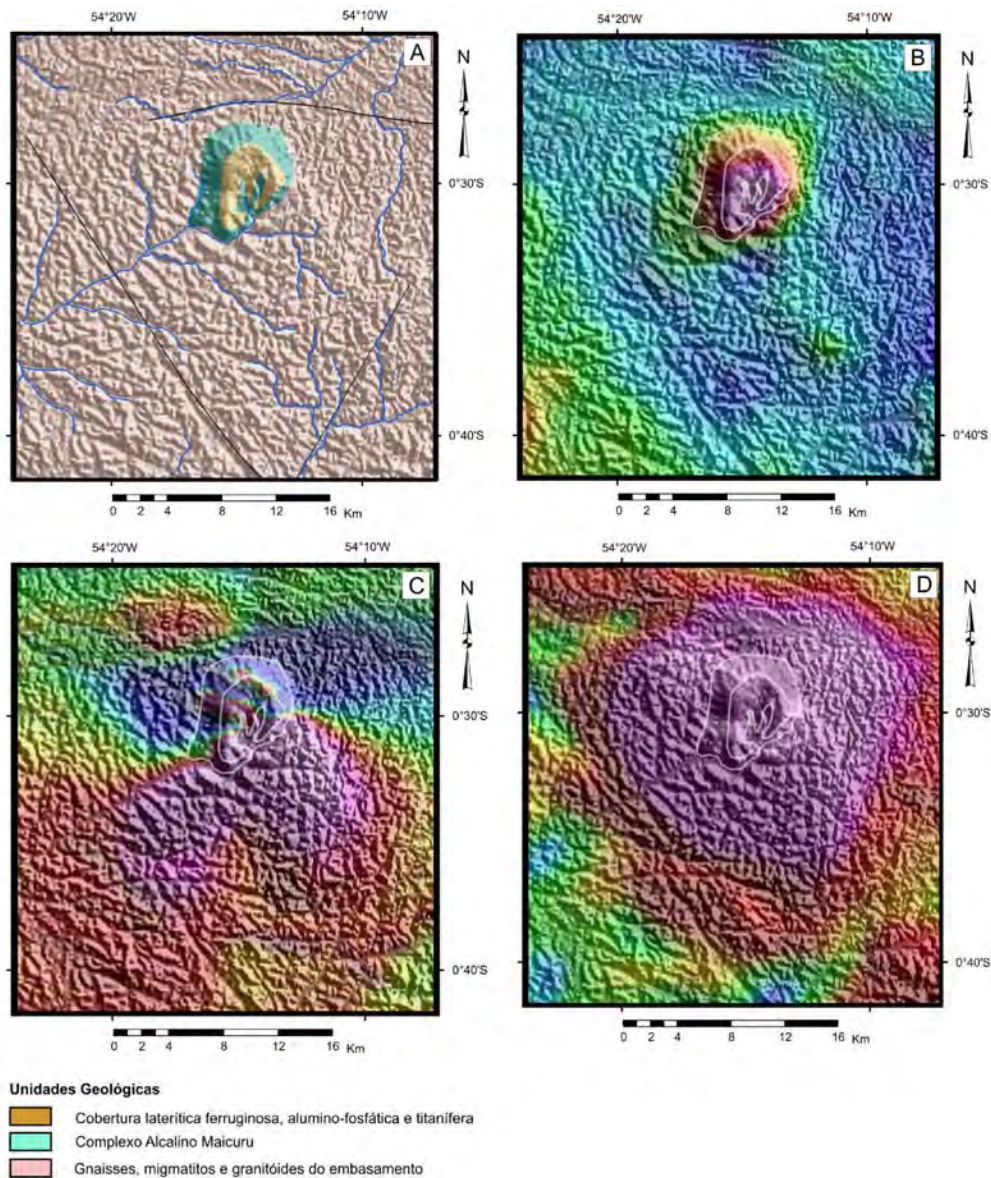


Figura 3 - Geologia e modelo digital de terreno da área do Complexo Alcalino Maicuru (A). Feições aerogeofísicas do corpo Maicuru: aerogamaespectrometria e modelo digital de terreno – contagem total (B); aeromagnetometria e modelo digital de terreno – campo total reduzido ao pólo (C) e sinal analítico (D). (dados aerogeofísicos da CPRM 1978).

sericitica com subordinada silificação e alteração argílica nas rochas riolíticas. Ao redor dos pórfiros graníticos que cortam as rochas vulcânicas a sericitização é intensa e há vestígios de alunita. Associadas às essas zonas de alteração ocorrem brechas hidrotermais com hematita e sulfetos e *stockworks* auríferos ricos em limonita (Juliani *et al.* 2008, Juliani & Fernandes 2010).

O potencial para mineralizações de metais base, estanho e nióbio na região do rio Iriri (Fig. 2B) e seus afluentes Curuá e Baú foi observado por Forman *et al.* (1972) com base em anomalias de Cu (125-380 ppm), Pb (84-124 ppm) e Zn (50-100

ppm) em sedimento de corrente e solo. Eles associaram essas anomalias à alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e granitóides, nos quais identificaram veios de quartzo com calcocita, bornita e malaquita, além de pirita e calcopirita disseminadas. Também descrevem calcita, fluorita e nódulos de manganês nas zonas de alteração hidrotermal. Identificaram concentrações de cassiterita e columbita, respectivamente marcadas por anomalias de Sn (1.050-1.890 ppm) e Nb (1.110-1.650 ppm) em concentrado de bateia.

No sudoeste do Domínio Iriri-Xingu (Fig. 2B), Pastana e Silva Neto (1980) identificaram indícios

de mineralização de estanho aluvionar com fontes primárias atribuídas aos granitos tipo A da região. Encontraram cassiterita, ouro e topázio, detrítico, além de anomalias geoquímicas de Sn, Nb, Y, F, Au, Pb, Zn associados aos granitos e as rochas vulcânicas paleoproterozóicas.

Nos rios Curuá, Cuminapanema, Erepecuru, Cachorro e Trombetas (Fig. 2A), os concentrados de cassiterita aluvionar com topázio, turmalina e rutilo detríticos associados, e as anomalias geoquímicas de Sn, Nb, F e Mo, geralmente estão associadas aos granitos alcalinos e sienitos. Localmente ocorre cassiterita e topázio em greisens relacionados a *stocks* graníticos que cortam as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé. Também ocorre molibdenita, galena, calcopirita e pirita em veios de quartzo e nos granitos encaixantes da Suíte Intrusiva Mapuera. Esses granitos também hospedam veios de ametista e pegmatitos com amazonita (Chaves *et al.* 1977, Rodrigues *et al.* 1978, Jorge-João *et al.* 1984).

As rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé contêm registros de mineralização de cobre e de várias anomalias geoquímicas de Cu, Pb e Zn e ocorrências locais de calcopirita, pirita, cobre nativo, calcosita e malaquita (Chaves *et al.* 1977, Rodrigues *et al.* 1978, Jorge-João *et al.* 1984).

### Potencial para jazimento de diamante

No rio Itapi, afluente da margem direita do rio Cachorro, foi identificado diamante em aluvião (Collyer *et al.* 1994). A fonte desses diamantes pode ser kimberlitos mesozóicos, como aqueles identificados nos afluentes do alto curso do rio Trombetas.

### REFERÊNCIAS

- Almeida M.E. 2006. *Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico (evaporação de Pb e U-Pb ID-TIMS em zircão) e isotópico (Nd-Pb) dos granitóides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, 227 p.
- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 212 p.
- Angélica R.S. & Costa M.L. 1993. Geochemistry of rare earth elements in surface lateritic rocks and soils from the Maicuru complex, Pará, Brazil. *J. Geochem. Exploration*, **47**:165-182
- Araneda R., Liz R.C., Madalosso A., Andrade P.J., Oliveira G. 1998. Características geológicas e natureza das mineralizações auríferas de alguns prospectos da Província do Tapajós – PA. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Anais, p. 124.
- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G. De, Lima M.I.C. De, Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B., Fernandes C.A.C., Basei M.A.S. 1976. Geologia. Folha SA.21 – Santarém. Projeto RadamBrasil, Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, DNPM, 10:19-122.
- Barbosa A.P., Lorenzi V.E., Ojima S.K. 1988. Jazida de cassiterita de São Pedro do Iriri, Pará. *In*: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho, (coords.). Principais depósitos minerais do Brasil. Brasília: DNPM/CVRD, v. 3, p. 261-265.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 692p, CD-ROM.
- Bizzi L.A. & Vidotti R.M. 2003. Condicionamento do magmatismo pós-Gondwana. *In*: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 335-361.
- Brasinor. 1985. Relatório de pesquisa para ouro na região do Igarapé Madalena: proc. DNPM 851332/85.
- Brito Neves B.B., Sá J.M., Nilson A.A., Botelho N.F. 1995. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, **3**:1-21.
- Castro C., Silva G.R., Costa M.L. 1991. Viabilidade de termofosfatos a partir de matérias primas de Maicuru e sua importância para o desenvolvimento mineral e agrônomo da Amazônia. *In*: SBG, Simp. Geol. Amaz., 3, p. 260-274.
- Chaves O.A., Hage A.J., Machado J.I.L., Serique J.S.B., Serfaty S., Lisboa L.G.S., Furtado A.M.M. 1977. Projeto Trombetas-Erepecuru: pesquisa mineral. Relatório nal de reconhecimento. Belém, Sudam/Idesp, v. 1, 216 p.
- Collyer T.A., Rodrigues E.G., Lima M.I.C., Machado, J.I.L., Stilianid Filho B., Azevedo L.O.R., Granjeiro I.S. 1994. Mapa gemológico do Estado do Pará. Belém, Sudam/Idesp, 44 p.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In*: Cong. Geol. Chileno, 2, Arica, Chile, Actas, v. 4, p. 137-148.
- Costa M.L., Fonseca L.R., Angélica, R.S., Lemos V.P., Lemos R.L. 1991. Geochemical exploration of the Maicuru alkaline-ultramafic-carbonitite complex, northern Brazil. *J. Geoch. Exploration*, **40**:193-204.
- Costi H.T., Santiago A.F., Pinheiro S.S. 1984. Projeto Uatumã/Jatapu: Relatório nal. Manaus, CPRM/DNPM, 133 p.
- Coutinho M.G.N. & Fallick A.E. 2008. Sistema hidrotermal. *In*: M.G.N. Coutinho (ed.) *Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogênia e mapa provisional para ouro em SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 265-296 p.
- Coutinho M.G.N., Souza E.C., Guimarães M.T., Walsh J.N., Vinha, M.L., Neumann R. 2008a. Mineralização e zonas de alteração. *In*: M.G.N. Coutinho (ed.) *Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogênia e mapa provisional para ouro em SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 199-249p.
- Coutinho M.G.N., Souza E.C., Guimarães M.T., Liverton T., Walsh J.N. 2008b. Petrologia e geoquímica das rochas hospedeiras. *In*: M.G.N. Coutinho (ed.) *Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogênia e mapa provisional para ouro em SIG*. CPRM - Servi-

- ço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 137-196 p. CPRM. 1978. Projeto Jari/Rio Negro (Leste): Levantamentos aerogamaespectrométrico e aeromagnetométrico do Território Federal do Amapá e Estado do Pará. Rio de Janeiro: Prospec (dados em meio digital – Divisão de Geofísica).
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pithan J.H.L., Souza Júnior J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. *Geologia. Folha SC.22 - Tocantins*. Projeto RadamBrasil, Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, DNPM, 22:21-196.
- DNPM 2004. *Programa Nacional de Distritos Mineiros. Distritos Mineiros do Estado do Pará*. Belém, DNPM/CPRM, 119 p.
- Fernandes C.M.D., Lamarão C.N., Teixeira N.P. 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **36**:523-534.
- Fernandes C.M.D. 2009. Estratigrafia e petrogênese das seqüências vulcânicas paleoproterozóicas da região de São Felix do Xingu. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 171 p.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Costi H.T., Moura C., Prado M., Galarza, M. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Rev. Bras. Geociências*, **36**:499-512
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Nardi L.V.S., Costi H.T., Pierosan R., Prado M. 2010. Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **29**:483-497.
- Forman J.H.A., Nardi J.I.S., Marques J.P.M., Lima, M.I.C. 1972. Pesquisa mineral no Iri/Curuá. Sudam/Geomineração, Relatório técnico, 62 p.
- Jorge João X.S., Silva Neto C., Faraco M.T.L. 1984. Projeto Trombetas-Mapuera: Relatório nal. Belém, DNPM/CPRM, 2v.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Mapa F.B., Misas C.M.E., Monteiro L.V.S. 2008. A gênese do vulcano-plutonismo Uatumã e das mineralizações de Au e de metais de base associadas nas regiões do Tapajós, Iri e Xingu (PA). In: SBG, Simp. Vulc. Amb. Assoc., 4, Resumos, CD-ROM.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Misas C.M.E., Lagler B. 2009. Evolução magmática e metalogenética na parte sul do Cráton Amazônico: Migrações de arcos magmáticos continentais nos eventos vulcno-plutônicos de ~2,0 a 1,88 Ga? In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 11, *Res. Expand.*, CD-ROM.
- Juliani C., Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in São Felix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *J. Volcan. Geoth. Res.*, **191**:167-179.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C., Albuquerque M.C. 2004. Geologia e recursos minerais do Estado do Mato Grosso. Texto explicativo do mapa geológico e recursos minerais do Estado do Mato Grosso, Escala 1:1.000.000. Convênio CPRM/SICME. Goiânia, CPRM, 235 p, CD-ROM.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: Implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *J. South Am. Earth Sci.*, **18**:277-292.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Soledade G.L., Silva J.S. 2007. Variações composicionais de zircão em granitos anorogênicos proterozóicos do Cráton Amazônico: implicações metalogenéticas. *Rev. Bras. Geociências*, **37**:693-704.
- Lemos R.L. & Gaspar J.C. 2002. O magmatismo kamafugítico em Maicuru e seu ambiente tectônico. In: Pronex UFPA/SBG, Simp. Vulc. Amb. Assoc., 2, Boletim de Resumos, p. 83.
- Lemos R.L., Fonseca L.R., Martins L.P.B. 1988. Petrografia do complexo alcalino-ultramáfico-carbonatítico de Maicuru - Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Anais, v. 3, p. 1400-1411
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. São Félix do Xingu: Folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 344 p.
- Macambira E.M.B., Vasquez M.L., Ricci, P.S.F. 2007. Caracterização do domínio tectônico Santana do Araguaia – sudeste do Pará. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 10, *Res. Expand.*, CD-ROM.
- Marques S.N.S., Nascimento R.S.C., Souza V.S., Dantas E.L., 2007. Características geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, em perfis estratigráficos, na região de Presidente Figueiredo-AM. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 10, *Res. Expand.*, CD-ROM.
- Martins R.C. & Araujo O.J.B. 1979. Projeto Integração Geológico-Geofísica Sul do Pará: relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 6 v.
- Mizusaki A.M.P. & Thomaz Filho A. 2004. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) *Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. p. 281-291.
- Neder R.D., Leite J.A.D., Figueiredo B.R., McNaughton N.J. 2002. 1.76 Ga volcano-plutonism in the southwestern Amazonian craton, Aripuanã-MT, Brazil: tectono-stratigraphic implications from SHRIMP U-Pb zircon data and rock geochemistry. *Prec. Res.*, **119**:171-187
- Oliveira A.S., Fernandes C.A.C., Issler R.S., Abreu A.S., Montalvão R.M.G., Teixeira W. 1975. Geologia da Folha NA 21 – Tumucumaque. Projeto RadamBrasil, Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, DNPM, v. 9, p. 19-97.
- Osisko 2010. Exploration / Castelo dos Sonhos / Esperança Sul e Centro areas. Disponível em: <http://www.osisko.com/en/exploration/castelo-dos-sonhos.html>. Acesso em 21 jan 2010.
- Padilha R.A. & Barros M.A.S. 2008. Petrologia e geoquímica das suítes intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Província Amazônia Central, borda sudeste do Cráton Amazônico (MT). *Rev. Bras. Geociências*, **38**:642-653.
- Pastana J.M.N. e Silva Neto, C.S. 1980. Projeto Rio Chiché: Relatório de progresso. Belém: DNPM/CPRM, v. 1, 125 p.
- Pierosan R., Lima E.F., Nardi L.V.S., Bastos Neto A.C., Ferron J.M.T.M., Prado M. 2008. Petrografia e litológica das rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga, AM, Brasil. In: SBG, Simp. Vulc. Amb. Assoc., 4, Resumos, CD-ROM.
- Pierosan R., Lima E.F., Nardi L.V.S., Bastos Neto A.C., Campos C.P., Jarvis K., Ferron J.M.T.M., Prado M. 2009. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil. *Intern. Geol. Review*, **51**:1-34
- Pinho M.A.S.B., Chemale Jr. F., Van Schums W.R., Pinho F.E.C. 2003. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: Implications for province boundaries in the

- SW Amazon Cratom. *Prec. Res.*, **126**:1-25.
- Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Junior A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N. 2006. O Magmatismo paleoproterozóico da região de Fão Felix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. *Rev. Bras. Geociências*, **38**:724-732.
- Reis, N.J., Fraga, L.M., Faria, M.S.G., Almeida, M.E., 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Geologie de la France*, **2-4**:121-134.
- Rodrigues E.G., Oliveira J.R., Pena Filho J.I.C., Araújo C.D.M. Furtado A.M.M. 1978. Projeto Curuá-Cuminapanema: Pesquisa mineral. Relatório nal de reconhecimento. Belém, Sudam/Idesp, v. 1, 220 p.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília* p.169-226.
- Santos R.A. e Coutinho M.G.N. 2008. Geologia estrutural. In: M.G.N. Coutinho (ed.) Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogênia e mapa provisional para ouro em SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 97-135 p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Flecher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gond. Res.*, **3**:453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Flecher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implication for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Am. Earth Scien.*, **15**:409-429.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Prec. Res.*, **13**:73-109.
- Silva, E.R.P. e Lobato A.C.C. 1998. Caracterização tecnológica dos rejeitos auríferos do garimpo Madalena, sul do Estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Anais, p. 128
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia. Folhas SB.22 - Araguaia e parte da Folha SC.22 - Tocantins. Projeto RadamBrasil, Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, DNPM, v.4, p. 11-143.
- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Tese de Livre-docência, IG/USP, 139p.
- Tassinari C.C.G. e Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, e B.B. Brito Neves. *Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. p. 471-485.
- Teixeira W. 1978. Significado tectônico do magmatismo anorogênico pré-cambriano básico e alcalino na região amazônica. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Anais, v. 1, p. 491-505.
- Teixeira N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitoides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Tese de Doutorado, IG/USP, 507p.
- Teixeira W., Basei M.A.S., Tassinari, C.C.G. 1976. Geocronologia das folhas Tumucumaque e Sanrarém. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 29, v. 4, p. 169-183.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Prec. Res.*, **42**:213-227.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'agnol R., Macambira E.M.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Prec. Res.*, **119**:257-275.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Dall'agnol R., Moura C.A.V., Fernandes C.M.D. 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, província estanífera do sul do Pará. *Rev. Bras. Geociências*, **119**:217-226.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2006. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb da Suíte Intrusiva Água Branca, Município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisão no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. *Rev. Bras. Geociências*, **36**:359-370.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B. 2009. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. *J. South Am. Earth Scien.*, **28**:304-320.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Ricci P.S.F. 2002. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: E.L. Klein, M.L.Vasquez, L.T. Rosa-Costa L.T. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia, Belém*. v.3, p.67-84.
- Vasquez M.L., Sousa C.S., Carvalho J.M.A. (orgs.). 2008a. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil, Belém, CPRMI, CD-ROM.
- Vasquez M.L., Rosa Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008b. Compartimentação Tectônica. In: M.L. Vasquez; L.T. E Rosa-Costa (orgs.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. p. 39-112.
- Yokoi Y.O., Oliveira A.L.A.M., Tachibana J. 2001. General economic geology of the High Tapajós Basin (The "Cachimbo" Graben) and its boundaries: A regional geological survey with exploratory purpose. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Res. Expand., CD ROM.





# METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA RIO NEGRO

MARCELO ESTEVES ALMEIDA, SÍLVIO ROBERTO LOPES RIKER &  
MARCO ANTÔNIO OLIVEIRA

CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Superintendência Regional de Manaus  
Av. André Araújo, 2160 – Aleixo – Manaus – Amazonas CEP 69060-000

E-mails: marcelo\_almeida@ma.cprm.gov.br; silvio\_riker@ma.cprm.gov.br; moliveira@ma.cprm.gov.br

## INTRODUÇÃO

Ao longo dos anos, escassos trabalhos de cunho prospectivo e metalogenético foram desenvolvidos na região estudada. Os de maior destaque podem ser atribuídos aos realizados na região do morro dos Seis Lagos (Nb, Fe, Mn, Th, TR; Viegas Filho & Bonow, 1976) e na região de Tapuruquara (Cr, Ni, Co, Cu, PGE; Araújo Neto *et al.*, 1977; Araújo Neto & Costi, 1979). Destacam-se também as pesquisas de reconhecimento geológico e prospecção aluvionar de Achão (1974) e o estudo geoquímico de detalhe e semidetalhe desenvolvido por Borges (1987a,b), todos na região da serra Aracá. Trabalhos da década de 90 também merecem destaque (Gomes & Lins 1993, Santos & Melo 1993, Melo & Villas Boas 1993), os quais apresentam dados importantes acerca do potencial metalogenético da área, incluindo a produção de mapas de anomalias geoquímicas (e mineralométricas) e metalogenético-previsional (escala 1:500.000). Apenas um depósito mineral foi identificado (Seis Lagos), descrito em maior detalhe no final do texto, enquanto que os demais registros correspondem a indícios minerais baseados em sondagens, análises geoquímicas (sedimento de corrente) e mineralógicas (concentrados de bateia). A maioria dos registros corresponde a indícios minerais baseados em sondagens, análises geoquímicas (sedimento de corrente) e mineralógicas (concentrados de bateia). Exceções ficam por conta de um depósito mineral de nióbio (Seis Lagos) de classe mundial identificado na década de 70, descrito em maior detalhe na parte final do texto, e de algumas ocorrências e pequenos depósitos de ouro encontrados na região das Serra Traíra e Tunuí-Caparro (CPRM, 1998), na divisa com a Colômbia, os quais foram objeto de exploração

por empresas privadas e por garimpeiros até a década de 90.

## SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL

A Província Rio Negro de Santos *et al.* (2000), originalmente proposta por Tassinari *et al.* (1996) como Província Rio Negro-Juruena, mantém limite a leste com a província Parima-Tapajós (ou Ventuari-Tapajós) e comporta dois domínios tectono-estratigráficos designados de Alto rio Negro e Imeri (CPRM, 2003, 2006). O Domínio Alto Rio Negro ocorre na porção ocidental da província e é recoberto em grande parte por uma cobertura fanerozóica (Cenozóica?) representada por depósitos arenosos. O embasamento regional é composto por ortognaisses dioríticos a graníticos dos Complexos Cumati (1,79 Ga; arco continental) e Querari (1,74 Ga; arco juvenil), e por rochas paraderivadas polideformadas e migmatizadas do Grupo Tunuí (Almeida *et al.* 2005, 2006, 2007; CPRM 2006). Os principais lineamentos possuem *trends* NE-SW e localmente NNW-SSE e EW. Intrusivos no embasamento ocorrem granitóides do tipo S (1,54-1,52 Ga; Suíte Içana), gerados a partir de fusão crustal em ambiente sin a tardi-colisional, associados com granitóides do tipo A aluminosos ou tipo-I de alto-K (1,51 Ga; Suítes Uaupés e Inhamoin). O Neoproterozóico é reconhecido pelo magmatismo básico alcalino (diques de olivina diabásio) denominados de “Cujubim” (980-940 Ma).

O Domínio Imeri apresenta lineamentos com direção preferencial NE-SW (ex. serras Uruçuzeiro, Imeri e Tapirapecó), além de faixas internas com deformação heterogênea associadas a expressivas zonas de cisalhamento. Direções NW-SE estão restritas nos alinhamentos das serras Curupira e Aracá, encontrando-se com forte infle-

xão na proximidade do contato com o padrão principal NE-SW. O embasamento do Domínio Imeri é representado pelo Complexo Cauaburi (1,80 Ga; Santos *et al.* 2000, CPRM 2003), constituído predominantemente por (meta)granitóides cálcio-alcálicos e gnaisses da fácies anfíbolito (CPRM 2000). Dados isotópicos Sm-Nd (Sato & Tassinari, 1997, Santos *et al.*, 2000; Almeida *et al.* 2006, 2007) sugerem fontes híbridas de idade Transamazônica para os protólitos. Este embasamento é intrudido por granitos do tipo A (1,76–1,75 Ga; Suítes Marauaiá, Tiquié e Marié-Mirim) Ga, cujos dados Sm-Nd apontam fontes crustais orosirianas depletadas (CPRM 2006), cujo evento magmático pode representar um estágio extensional posterior ao fim do evento orogênico gerador do Arco Cauaburi. Os granitos tipo S (1,54-1,52 Ga; Suíte Igarapé Reilau) foram gerados num evento colisional subsequente. Nesse período foi gerado o Granito Jauari (1,48 Ga, CPRM 2003), intrusivo na sucessão metassedimentar da Formação Aracá, esta última metamorfisada na fácies xisto verde a anfíbolito. Essas rochas metassedimentares, também materializadas pelas formações Serra da Neblina e Daraá, apresentam tramas deformacionais ao longo de zonas de cisalhamento dúctil. O magmatismo máfico-ultramáfico Tapuruquara de idade 1,17 Ga (badeleíta U-Pb SHRIMP) é correlacionado a eventos descritos na orogênese Nova Brasilândia em Rondônia, Mato Grosso e Bolívia (Santos *et al.* 2006). Inúmeros também são os registros de rejuvenescimento isotópico relacionados ao evento K-Mudku (1,0-1,3Ga) na região (e.g. Santos *et al.* 2006). Ao longo do Mesozóico, a intrusão alcalina Seis Lagos (Cretáceo?) e os diques de diabásio correlacionados ao evento Uaraná (Eo-Jurássico ao Neo-Triássico) podem registrar correspondência com o evento Taiano, localizado em Roraima (CPRM 2006).

## PRINCIPAIS METALOTECTOS DA PROVÍNCIA

**Indícios de Ouro e Cobre associados às rochas metavulcanossedimentares Daraá, Aracá e Tunuí (<1,74 Ga: sequências relacionadas a arco magmático) e os Complexos Granítico-Gnáissicos do Embasamento (1,80-1,74 Ga: magmatismo tipo I de arco continental)**

No rio Negro, a montante de São Gabriel da Cachoeira, indícios litogeoquímicos obtidos em *augen* gnaisses e metagranitos dos Complexos Cauabu-

ri, Cumati e Querari mostram localmente valores de até 12 ppm de Au, embora o intervalo mais frequente esteja restrito a 0,5 e 2,6 ppm. Na serra Traíra há registro de atividade garimpeira para ouro em área de rochas metassedimentares do Grupo Tunuí, cujo ápice seu deu em 1988. Nessa época foram trabalhadas as aluviões dos igarapés Merenda e Boqueirão na serra Esperança, prolongamento da serra Traíra, mostrando teores médios de Au em torno de 8g/m<sup>3</sup>. Similares condicionamentos geológicos das serras Caparro e Tunuí têm importância na metalogenia do ouro da região da “Cabeça do Cachorro” (CPRM 2006).

A região da Serra Daraá também é dominada por uma sucessão metavulcanossedimentar (Formação Daraá) e ortognaisses do Complexo Cauaburi, cujas aluviões são caracterizadas por apresentar associação geoquímica formada por Au, Cu, além de Cr, Ni, V, Sc e Ag (sedimento de corrente) e indícios de ouro e pirita (concentrado de bateia). Apesar da inexistência de dados sobre a mineralização primária, zonas anômalas em ouro, cobre e pirita devem estar associadas à presença de rochas metassedimentares de baixo grau, ortognaisses cálcio-alcálicos e lineamentos dúcteis NE-SW.

Na Serra Aracá, Achão (1974) identificou ouro (concentrados de bateia) e paragênese metálica formada por Pb, Zn, Sb e, subordinadamente Be, Bi, Sn e Nb (sedimentos de corrente). O autor sugeriu semelhanças com os depósitos de Pb-Zn, com ouro associado, de Broken Hill (Austrália). Posteriormente, a região foi objeto de prospecção geoquímica (Borges 1987a,b), cujos resultados apontaram a presença de ouro com baixos teores (0,03-0,74g/m<sup>3</sup>) em mais de 50% das amostras, interpretados como produto da exposição de gnaisses do embasamento (áreas-fonte do metal) e de metaconglomerados da Formação Aracá. A análise mineralométrica também ressaltou na presença de minerais metamórficos (e.g. sillimanita, estauroлита, granada) e turmalina. Além de ouro e pirita, levantamento da CPRM (2000) resultou na identificação de anomalias geoquímicas de Nb, Cu, Cr e Mn, este último com valores superiores a 5.000 ppm nos sedimentos de corrente e minerais metamórficos e de pegmatito nos concentrados de bateia (e.g. samarskita, anatásio, cloritóide, coríndon e sillimanita).

**Indícios de Estanho, Nióbio-Tântalo, Metais Raros e Minerais de Pegmatito associados aos gra-**

### **nitóides Marié-Mirim, Maraujá e Tiquié (1,75-1,76 Ga: magmatismo tipo-A)**

Nas aluviões no âmbito do maciço granítico da Serra Marié-Mirim foram identificados indícios de cassiterita e subordinadamente de columbita-tantalita em diversos concentrados de bateia, confirmados pelos resultados de Sn, Nb e Ta em sedimento de corrente (CPRM 2000). A associação com metais raros (Zr, Nb, Y, Ta, Be e TR) é pouco expressiva no Granito Marié-Mirim, embora supere o background regional nas análises de sedimento de corrente (valores médios: La 150 ppm, Y 100 ppm, Ba 1.500 ppm e Be 3 ppm). Com relação ao berilo, Reis & Monteiro (1995) registraram uma lavra garimpeira desativada de água-marinha, localizada nos contrafortes da Serra Curicuriari e cuja rocha hospedeira é um biotita granito. Minerais de pegmatito também são observados com frequência nas aluviões dos Granitos Tiquié (Melo & Villas Boas 1993) e Maraujá (CPRM, 2000), sobretudo topázio, acompanhados quase sempre por cassiterita, columbita-tantalita, samarskita, ilmenita e rutilo, mas os resultados de Sn (5-7 ppm) e Nb (16-28 ppm) nos sedimentos de corrente indicam valores relativamente baixos. Por outro lado, os valores de TR (> 500 ppm) e Zr (d" 400 ppm) confirmam ao menos localmente a potencialidade desses elementos.

### **Indícios de Estanho, Tungstênio, Nióbio e Terras Raras associados ao Granito Igarapé Reilau (1,54 Ga: magmatismo tipo-S)**

Os (granada)-leucogranitos a duas micas da Suíte Igarapé Reilau caracteriza-se por apresentar aluviões contendo em geral monazita, xenotímio, além de cassiterita e wolframita, refletindo em anomalias discretas de Sn, Nb, W, Be e TR nos sedimentos de corrente (CPRM 2000). Vale ressaltar que nenhuma ocorrência primária foi cadastrada, sendo possível que as zonas de cúpula do granito, hospedeira das mineralizações, tenham sido erodidas e depositadas nas aluviões. A análise química de rocha apresenta até 15 ppm de Sn, que apesar de superior à média regional e crustal, é, por exemplo, cerca de cinco vezes inferior à encontrada nos granitos a duas micas (tipo-S) da mina de Xin Fang na China (Pollard, 1992). Anomalias de Th são mais raras, chegando até 75 ppm (porção nor-nordeste da serra Aracá), sempre as-

sociadas com Sn (cassiterita), TR e Y (monazita e xenotímio).

### **Indícios de Cobre, Cromo, Cobalto, Níquel e Platinoídes associados às rochas Máficas-Ultramáficas Tapuruquara (1,17 Ga)**

A noroeste de Santa Isabel do Rio Negro ocorrem cinco estruturas circulares compostas de rochas máficas-ultramáficas da Suíte Tapuruquara, sendo que três delas foram objeto de estudos de detalhe nos anos 70 (Araújo Neto *et al.* 1977, Araújo Neto & Costi 1979) através de prospecção por sondagem. As sondagens atingiram profundidades máximas de 400 m e identificaram a seguinte seqüência (do topo para a base): hornblenda gabro, olivina gabro, websterito, lherzolito e peridotito. Gabros e granófiros anortosíticos ocorrem em zonas setoriais. O perfil revelado se assemelha em parte a de alguns corpos estratiformes mineralizados conhecidos (e.g. Bushveld, Sudbury, Skarergaard e Stillwater), contudo, os teores médios de Cr (5.000 ppm), Ni (475 ppm), Cu (270 ppm) e Co (137,5 ppm) não se mostraram promissores à formação de mineralização. Entretanto, a camada dunitica, normalmente mineralizada em Cr, não foi alcançada nos furos, não permitindo avaliar o corpo em maior profundidade.

### **DEPÓSITO DE NIÓBIO DE SEIS LAGOS**

Distante 60 km a nordeste de São Gabriel da Cachoeira, estado do Amazonas (Fig. 1), nas cabeceiras do rio Iá (bacia do rio Cauaburi), Pinheiro *et al.* (1976) identificaram três estruturas circulares (Folha NA.19-Pico da Neblina), denominadas de Meio, Norte e Seis Lagos, esta última com cerca de 5 km de diâmetro e com cotas de até 360 m. A presença de anomalias radiométricas de até 15.000 cps (limite máximo de leitura do cintilômetro modelo SPP-2NF) levaram a implementação de trabalhos de pesquisa posteriores (Viegas Filho & Bonow, 1976).

As estruturas circulares representam o Carbonatito Seis Lagos de Pinheiro *et al.* (1976) ou as Alcalinas Seis Lagos (CPRM 2006), formando um complexo ultramáfico/carbonatítico com canga ferífera e niobífera associada. A instalação desses *pipes* carbonatíticos deve estar relacionada ao Jurássico/Cretáceo, época da abertura do Gráben do Tacutu (NE-SW). Os três *pipes* carbonatíticos

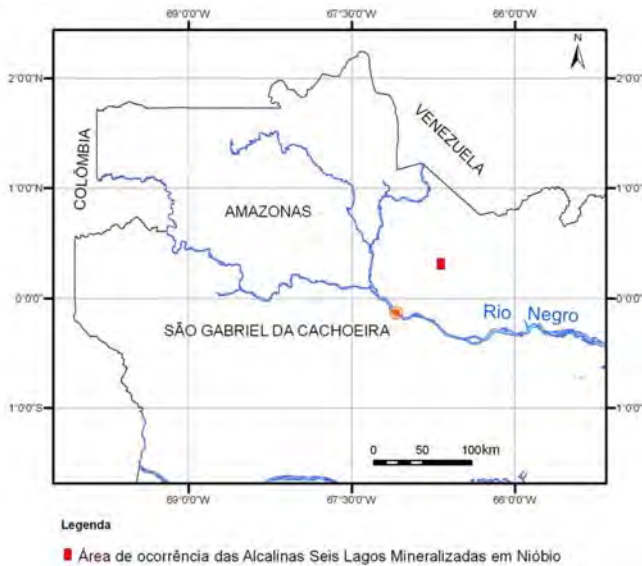


Figura 1 - Mapa de Localização das intrusões alcalinas de Seis Lagos.

(Fig. 2) são intrusivos em litótipos do Complexo Cauaburi. As anomalias radiométricas de U, K e principalmente Th, além dos padrões magnéticos da estrutura de Seis Lagos, são vistos na Figura 3. A seguir será apresentada uma breve descrição dos seus principais litótipos:

#### Sedimentos carbonosos, ritmitos e brechas

Ocorrem preenchendo depressões interiores formadas durante fenômenos de abatimento e colapso, notadamente no lago Esperança (depósitos de colmatação de lagos). As argilas são vermelhas, cremes e principalmente negras (carbonosas/carbonatadas), localmente apresentando-se como ritmitos (Fig. 4).

#### Crosta ferruginosa limonítica, goethítica e hematítica

Possui cor vermelho amarelada e é, em parte, manganésifera, apresentando espessura >200 m e idade atribuída ao Terciário Inferior (Fig. 5). A textura é cavernosa-brechoidal e localmente pisolítica-oolítica.

#### Hematita compacta e brecha carbonatada

A hematita é cinza avermelhada (27,9m de espessura; 1-SG-02-AM), possuindo às vezes textura brechóide e fragmentos de barita associados. A brecha está bastante alterada (394 m de es-

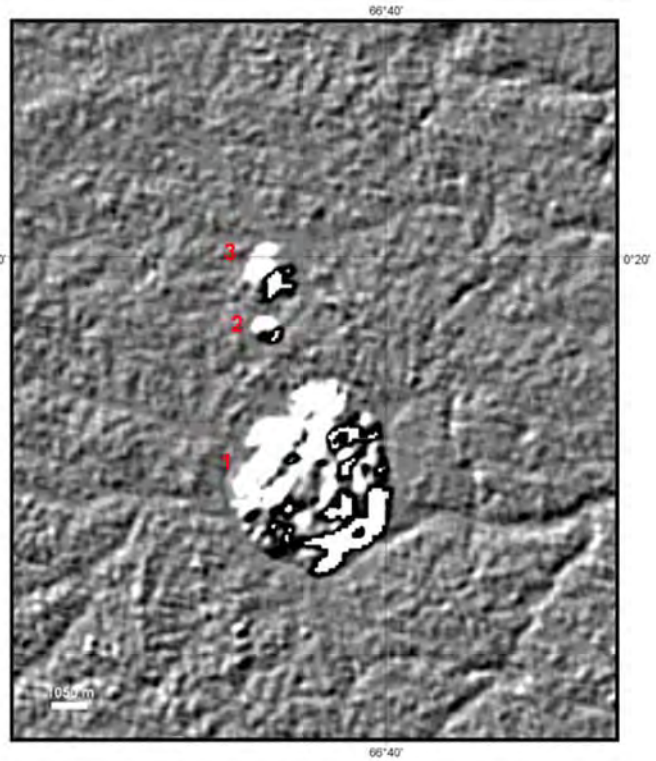


Figura 2 - Imagem de Radar das estruturas circulares das intrusões Alcalinas Seis Lagos: 1: Morro dos Seis Lagos; 2: Meio e 3: Norte.

peSSura; 1-SG-04-AM) e possui dolomita, calcita, siderita, barita, talco, antigorita, clorita, antofilita e abundante impregnação de óxido de ferro (Fig. 6). Sua mineralogia e a presença de elevados teores em V, La, Sc e Ti sugerem como protólito um diatrema máfico-ultramáfico alcalino.

#### Sienito e rocha carbonática

Sienito ocorre extremamente alterado (115,25m–115,80m; 1-SG-02-AM) enquanto rocha carbonática (beforsito) é constituída por 90% de carbonatos, com dolomita e calcita predominando sobre a siderita, witherita e aragonita (222,60m–224,65m; 1-SG-02-AM).

Processos de alteração hidrotermal são caracterizados principalmente pela presença de silicificação, sericitização, carbonatação e cloritização. Veios de barita podem ter sido formados nesse processo.

As estruturas de Seis Lagos são tidas como um complexo carbonatítico do tipo siderita-sovito (Isler & Silva, 1975) mineralizado em Nb. Este se encontra na estrutura do rutilo e da brookita (rutilo columbífero e brookita columbífera), presentes em toda canga ferrífera. Quase 70% das amos-

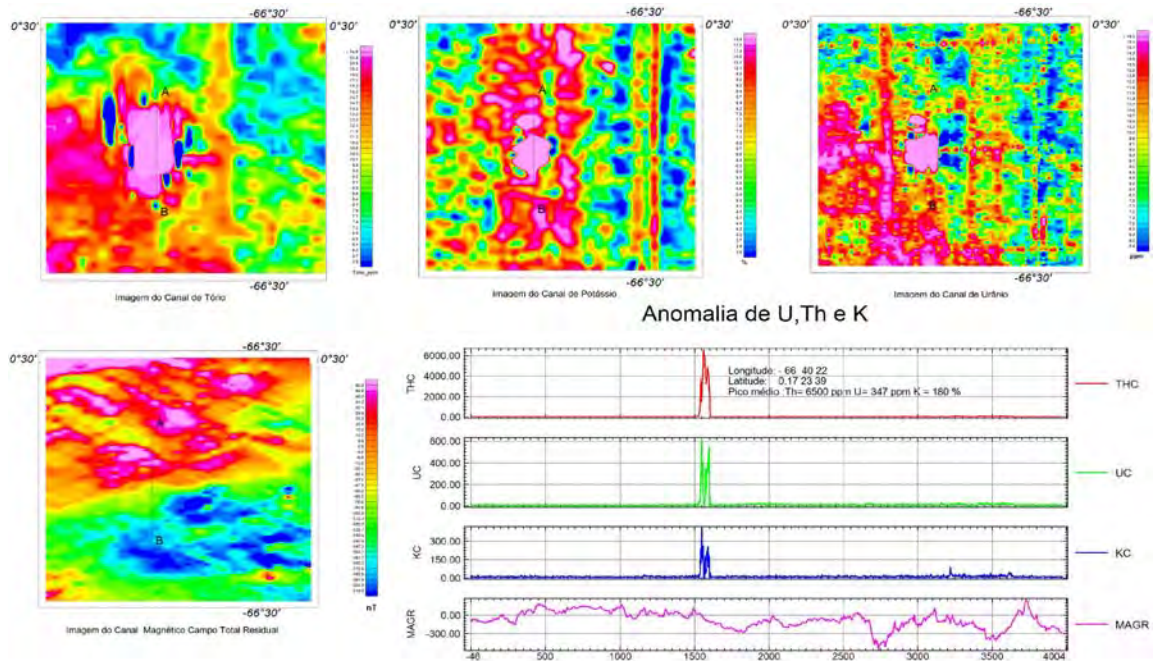


Figura 3 - Comportamento das anomalias aerogeofísicas da estrutura de Seis Lagos.

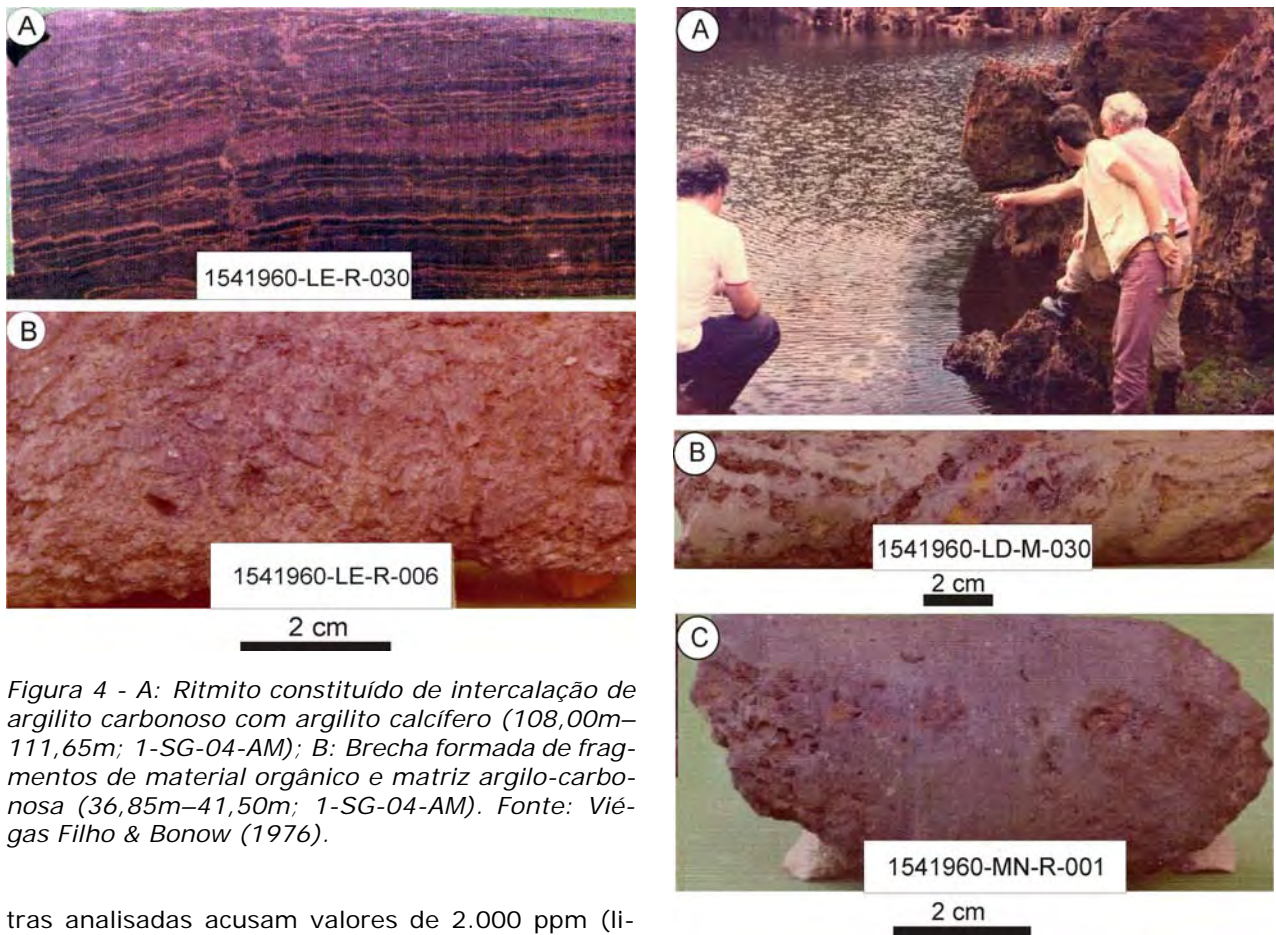


Figura 4 - A: Ritmo constituído de intercalação de argilito carbonoso com argilito calcífero (108,00m–111,65m; 1-SG-04-AM); B: Brecha formada de fragmentos de material orgânico e matriz argilo-carbonosa (36,85m–41,50m; 1-SG-04-AM). Fonte: Viégas Filho & Bonow (1976).

tras analisadas acusam valores de 2.000 ppm (limite superior ao de detecção) e as reservas totais perfazem 81.431.237 t de  $Nb_2O_5$  (Tabela 1).

A estrutura de Seis Lagos mostra uma grande abundância de elementos químicos (Fig. 7), cuja distribuição é marcada por associações do tipo Nb-

Figura 5 - A. Visão geral da crosta ferruginosa do lago do Dragão; B. Crosta hematítica/limonítica, (93,70m–97,00m; 1-SG-01-AM); C: Crosta manganésifera (0,00m–2,10m; 1-SG-03-AM). Fonte: Viégas Filho & Bonow (1976).

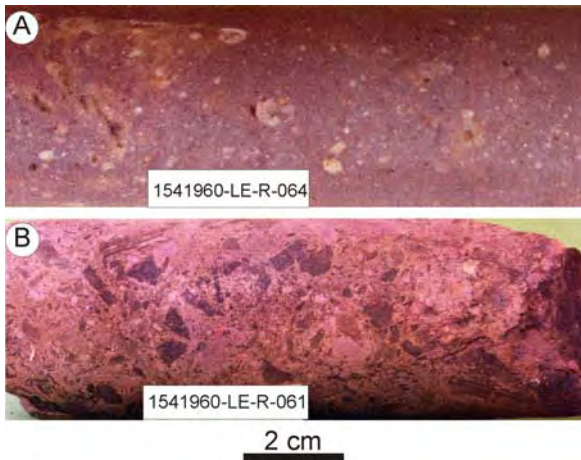


Figura 6 - A. Brecha carbonatada a siderita (235,90m–338,90m; 1-SG-04-AM) e B. com fragmentos de argilite carbonoso (224,50m–227,55m; 1-SG-04-AM). Fonte: Viégas Filho & Bonow (1976).

Tabela 1 - Potencial de nióbio na estrutura de Seis Lagos. Fonte: Justo (1983) e DNPM – 8º Distrito.

Status	Município	Reservas	Minério (t)	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> contido (t)
Jazida	São Gabriel da Cachoeira	Medida	38 376.000	2,85	1.093.716
		Indicada	200 640.000	2,40	4 815.360
		Inferida	2.658 892.800	2,84	75 512.555
		Total	2.897 908.800	2,81	81 431.237

Almeida M.E., Luzardo R., Pinheiro S.S., Oliveira M.A., 2005. Folha NA.19-Pico da Neblina. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A.de. (eds.) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. Edição 2004. CD-ROM.

Almeida M.E., Macambira M.J.B., Reis N.J.R., Pinheiro S. da S. 2007. Geologia, Geoquímica Multielementar e Isotópica (Sm-Nd) das rochas do embasamento do extremo oeste da Província Rio Negro, NW do Amazonas, Brasil. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 10, Porto Velho, Anais, p. 26-19.

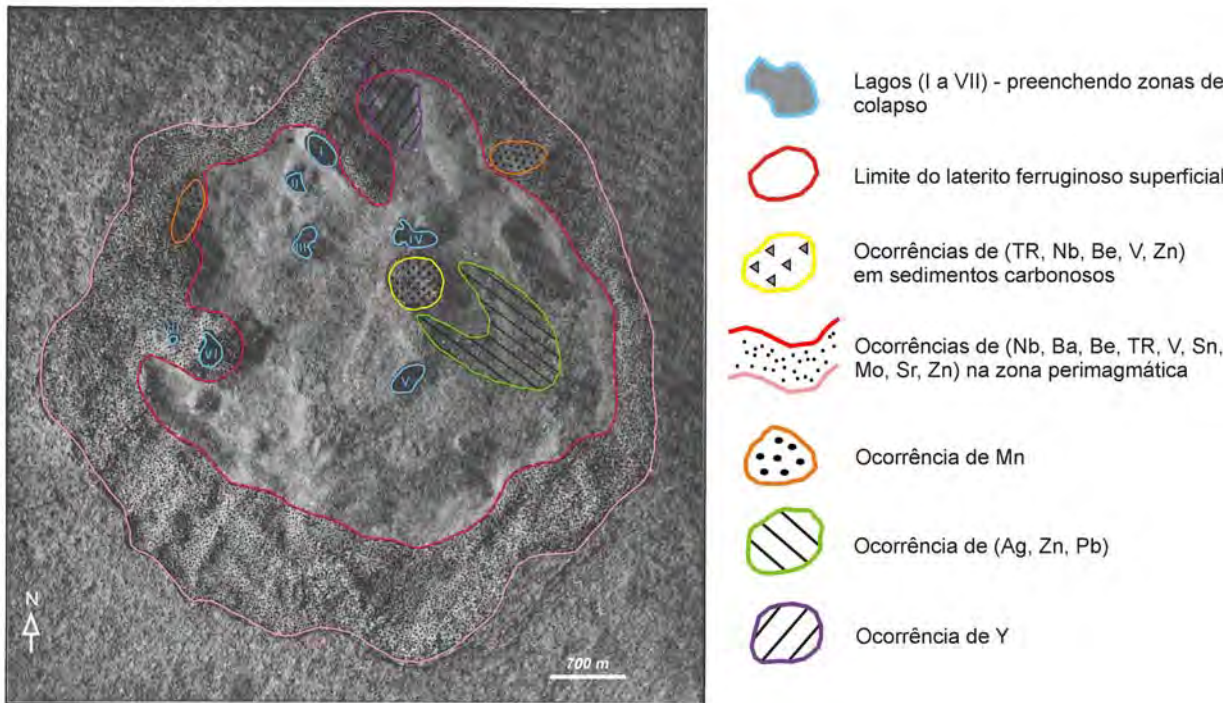


Figura 7 - Distribuição dos elementos no Morro dos Seis Lagos. Fonte: Viégas Filho & Bonow (1976).

Ba-Be-TR-V-Sn-Mo-Sr-Zn (zona perimagmática), TR-Nb-Be-V-Zn (sedimentos carbonosos) e Ag-Zn-Pb, Mn e Y (em zonas bem individualizadas dentro da estrutura).

## REFERÊNCIAS

Achão S.M. 1974. Reconhecimento geológico e prospecção aluvionar na porção sudeste da Serra do Aracá. Relatório Interno. Manaus: CPRM, 5p. (Inédito).

Achão S.M. & Salas H.T. 1974. Prospecção geológica na Serra de Tunuí, Rio Içana-Alto Rio Negro. Manaus: CPRM, 33p.

Almeida M.E., Reis N.J.R., Macambira M.J.B. 2006. Evolução geológica do oeste do Escudo das Guianas com base em novos dados Sm-Nd e evaporação de Pb de zircão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 44, Aracaju, SE.

Araújo Neto H., Bonow C.W., Amaral J.A.F., Carvalho V.G.D. 1977. Projeto Tapuruquara. Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, 2v.

Araújo Neto H. & Costi H.T. 1979. Projeto Tapuruquara II. Relatório Final. In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito (s. ident.), 2v.

Borges F.R. 1987a. Projeto Serra do Aracá. Manaus: CPRM. Relatório de progresso. 31p.

Borges F.R. 1987b. Projeto Serra do Aracá. CPRM/Trading Mineração. Relatório Final. 51p.

- CPRM. 1998. *Mapa de Índice de Prospectividade Demandada 1:250.000 - Área Am-04, Rio Traíra, Amazonas*. Programa Nacional de Prospecção de Ouro - PNPO, Manaus, CPRM.
- CPRM. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. In: Bizzi L., Schobbenhaus C. Vidotti R., Gonçalves J. (ed.). CPRM, Brasília, 674p.
- CPRM. 2006. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil: Subprograma Mapas Geológicos Estaduais. In: Reis N.J., Ferreira A.L., Riker S.L., Almeida M.E. (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas*. CPRM/CIAMA, Manaus, 148p. [CD-ROM].
- Gomes H.A. & Lins C.A. 1993. Relatório Temático de Geoquímica - Projeto Serra Imeri. CPRM, Manaus, Relatório Interno (inédito).
- Issler R.S. & Silva G.G. 1975. The Seis Lagos Carbonate Complex. In: SBG, Intern. Symp. Carbonatites, Poços de Caldas, Minas Gerais. [Abstract].
- Justo L.J.E.C. 1983. *Projeto Uaupés*. Relatório Final de Pesquisa. CPRM-Manaus. 2v.
- Melo A.F.F. & Villas Boas P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro. Relatório Preliminar. DNPM/CPRM. CPRM - Superintendência Regional de Manaus. Manaus, 3 v.
- Pinheiro S.S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Vasconcelos E.G., Pinto A.C., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Dall'Agnol R., Teixeira W., Fernandes C.A.C. 1976. *Folha NA. 19 Pico da Neblina; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. DNPM, Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro. Volume XI, 380 p.
- Pollard P.J. 1992. Mineralization and alteration with rare-metal granitic systems. In: SBG, Congr. Bras. Geol, 37, apostila de *short-course*, 109p.
- Santos C.A., Melo A.F.F., Gomes H.A. 1993. Projeto Serra Imeri - Estado do Amazonas. Nota Explicativa, Manaus, CPRM, 243 p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G.de, Riker S.R.L., Souza M.M.de, Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-Núcleo Norte, Simp.Geol. Amaz., 9, Belém, CD-ROM.
- Santos J.O.S, Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gond. Res.*, **3**:453-488.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L. & Angélica R.S. (eds) *Geologia da Amazônia*. FINEP, SBG-NO, Belém, p. 91-142.
- Tassinari C.G.C., Cordani U.G., Nutman A.P., Schmus W.R.V., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications. *Intern. Geol. Rev.*, **38**:161-175
- Viegas Filho J.R. e Bonow C.W. 1976. *Projeto Seis Lagos*. Relatório Final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, 2 v.







FAIXAS MESOPROTEROZOICAS

# ESBOÇO TECTONO-GEOLÓGICO DAS FAIXAS MESOPROTEROZOICAS DO BRASIL



# METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA SUNSÁS

AMARILDO SALINA RUIZ<sup>1</sup>, MARCOS LUIZ DO ESPÍRITO SANTO QUADROS<sup>2</sup>,  
CARLOS JOSÉ FERNANDES<sup>3</sup>, LUIS CARLOS MELO PALMEIRA<sup>2</sup> &  
FRANCISCO EGÍDIO CAVALCANTE PINHO<sup>4</sup>

- 1 - Universidade Federal de Mato Grosso, Departamento de Geologia, Avenida Fernando Correa, s/n, Coxipó Cuiabá, MT. E-mail: amarildo@ufmt.br
- 2 - CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Av. Lauro Sodré, 2561, Bairro Tanques, 78904-300, Porto Velho - RO. E-mail: quadros@pv.cprm.gov.br
- 3 - Geomin - Geologia e Mineração Ltda., Rua Bandeirantes, N. 88, Pico do Amor, 78055-116, Cuiabá.
- 4 - Universidade Federal de Mato Grosso, Departamento de Recursos Minerais, Avenida Fernando Correa, s/n, Coxipó, Cuiabá, MT. E-mail: aguapei@ufmt.br

## INTRODUÇÃO

O objetivo deste capítulo é apresentar uma visão sinóptica sobre os principais distritos metalogenéticos situados no contexto da Província Sunsás, segundo a concepção sugerida por Santos *et al.* 2000 e 2008.

Após a caracterização sintética dos aspectos geológicos regionais da Província Sunsás será apresentado uma síntese das principais províncias e distritos mineiros situados na província em Mato Grosso e Rondônia.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Segundo a compartimentação tectônica proposta por Santos *et al.* (2000, 2008), a Província Sunsás domina toda a porção sudoeste do Cráton Amazônico, envolvendo parte dos estados de Mato Grosso e Rondônia e oriente da Bolívia. De acordo os autores, a província se desenvolveu de 1.45 a 1.1 Ga, contrastando, portanto, com outras propostas de subdivisão do SW do Cráton Amazônico que, neste intervalo, definem duas distintas províncias, a Rondoniana-San Ignácio (1.55 a 1.3 Ga) e Sunsás (1.2 a 0.9 Ga) (Bettencourt *et al.* 2010, Teixeira *et al.* 2010).

E Mato Grosso, a Província Sunsás (*sensu* Santos *et al.* 2008) é representada pela Faixa Móvel Aguapeí (1.2 a 0.95 Ga), e produtos ígneos associados, e pelos terrenos Jauru, Rio Alegre e Paraguá, os quais possuem substrato paleoproterozóico, retrabalhados em orogênias mesoproterozóicas (Orogenia Santa Helena, Rio Alegre e San

Ignácio - Bettencourt *et al.* 2010).

No estado de Rondônia está representada pelo Cinturão de Cisalhamento Guaporé/Faixa Alto Guaporé e pelo Terreno Nova Brasilândia. O primeiro (1,35-1,31 Ga) engloba, na região de Colorado d'Oeste, a porção sul da Faixa Alto Guaporé, estendendo-se provavelmente para o noroeste de Rondônia, onde promoveu o retrabalhamento da crosta mais antiga, concomitante com a adição de material juvenil. As do Terreno Nova Brasilândia foram formadas durante a fase sin-acrescionária da Orogenia Candeias, cronocorrelata ao desenvolvimento da Orogenia San Ignácio na Bolívia. O Terreno Nova Brasilândia/Faixa Nova Brasilândia (1,25-0,97 Ga) é composto predominantemente por uma unidade metaturbidítica terrígeno-carbonática dominante e subordinadamente por uma unidade máfico-félsica bimodal, formadas durante a Orogenia Nova Brasilândia (1,25-1,1 Ga).

## PROVÍNCIAS E DISTRITOS METALOGENÉTICOS EM MATO GROSSO

A Província Metalogenética Sunsás no sudoeste do estado de Mato Grosso abrange a Província Aurífera do Alto Guaporé, o Distrito Polimetálico do Alto Jauru e o Distrito Niquelífero de Comodoro.

### Província Aurífera do Alto Guaporé

O ouro na Província Aurífera Alto Guaporé foi

descoberto nos aluviões próximos da Serra de São Vicente em 1736 (I Ciclo do Ouro em MT) com destaque para as lavras de São Francisco Xavier, São Vicente, Sant'ana e Nossa Senhora do Pilar (Miranda, 1997). Após grande período de inatividade, nas décadas de 1970-80 a região voltou a ser trabalhada por garimpeiros (II Ciclo do Ouro em MT). Neste período a região começou a ser pesquisada por empresas, principalmente pela BP Mineração e Mineração Santa Elina Ltda culminando com abertura da Mina de São Vicente pela Santa Elina.

Atualmente na Província Aurífera Alto Guaporé está em atividade as minas de São Vicente e São Francisco de propriedade da Aura Minerals Ltd e em implantação a Mina do Ernesto/Pau-a-Pique pela Serra da Borda Mineração e Metalurgia S/A, subsidiária do Grupo Yamana Gold Inc (Fig. 1).

A mineralização na Província Aurífera do Alto Guaporé está associada à evolução tectono-termal mesoproterozóica da Faixa Móvel Aguapeí, gerada durante a colagem final do supercontinente Rodínia (1,2 a 0,9 Ga). A Faixa Móvel Aguapeí é constituída principalmente pelas rochas metassedimentares do Grupo Aguapeí, que se sobrepõem às rochas básicas, ultrabásicas e sedimentares químicas do Terreno Rio Alegre e as rochas graníticas do Terreno Jauru.

Ao longo da Faixa Móvel Aguapeí são registrados mais de 20 depósitos e ocorrências de ouro, em sua maioria associados ao Grupo Aguapeí for-

temente deformado pela Orogenia Sunsás (Fig. 2). No Grupo Aguapeí os depósitos mais importantes são a Mina de São Francisco, Mina de São Vicente e depósitos da região da Lavrinha e Pau-a-Pique. No embasamento os mais importantes são os depósitos do Incra, Grotá da Onça, associados à Sequencia Vulcanossedimentar Pontes e Lacerda, o Ellus e Maraboa, associados a rochas graníticas e os depósitos GP2 e Agropan relacionados a Sequência Vulcanossedimentar Rio Alegre. As idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em sericita hidrotermal apontam valores entre  $908.1 \pm 0.9$  Ma e  $946.1 \pm 0.8$  Ma, o que relaciona as ocorrências auríferas com a evolução da Faixa Aguapeí.

A mineralização está associada a sistemas de veios de quartzo e disseminações nas rochas encaixantes. Três populações de inclusões fluidas ocorrem nos veios de quartzo desses depósitos, distribuídas em dois sistemas: inclusões trifásicas aquo-carbônicas  $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2+\text{NaCl}$  (Tipo I), bifásicas aquosas e monofásicas aquosas  $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$  (Tipo II e III). Os três tipos apresentam baixa salinidade (<8% em peso de NaCl eq.). Os fluidos estão relacionados a sistema hidrotermal profundo, sendo a principal fonte do ouro a devolatilização de pilhas de rochas ultramáficas, máficas e *bifs* das sequências vulcanossedimentares Rio Alegre e Pontes e Lacerda.

A paragénese do minério é constituída por sulfetos e óxidos, representados em ordem decres-



Figura 1 – Áreas de extração de ouro na Província Aurífera Alto Guaporé. A) Mina São Vicente; B) Mina São Francisco; em C) depósito do Jair, região da mina do Ernesto e; D) Pau-a-Pique.

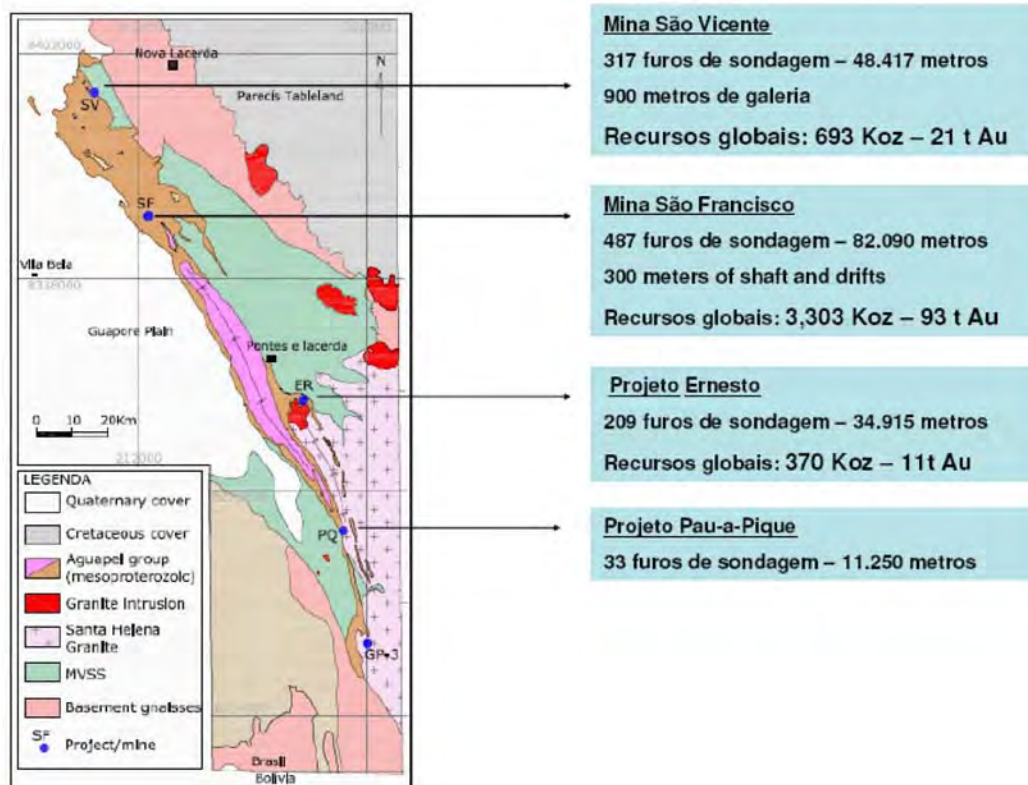


Figura 2 - Localização dos principais projetos de pesquisa na Província Aurífera Alto Guaporé.

cente de abundância, por pirita, maganetita, hematita, ilmenita e martita e subordinadamente por calcopirita, pirrotita, arsenopirita, prata nativa e galena (Fernandes *et al.* 1999; Barboza *et al.* 2001). Na mina de São Vicente a ordem de abundância é alterada pela ocorrência mais expressiva de arsenopirita em relação aos demais depósitos. A pirita é similar em todos os depósitos, diferindo somente nos teores de Se (3.600 ppm) na região da Lavrinha (Geraldés *et al.* 1997) e As (8.700 ppm) na mina de São Vicente. No depósito Grota da Onça, relacionado à sequência vulcanossedimentar Pontes e Lacerda, a paragênese do minério é composta por pirita, calcopirita, galena e esfalerita (Geraldés *et al.* 1997), já no depósito Ellus que consiste de rochas graníticas cortadas por veios de quartzo, é observada também a presença de molibdenita.

O ouro nos depósitos associados ao Grupo Aguapeí apresenta alta pureza. A proporção média do Au e da Ag no depósito Pau-a-Pique é de 90,14% e 9,37% em peso. Na região da Lavrinha o valor médio é de 93,87% para ouro e de 5,30% para a prata e, na Mina de São Vicente 91,20% e 9,42%. Silva *et al.* (1997) apresenta valores similares para a mina de São Vicente de 96,17% e 4,96%. As proporções apresentadas para o Au

permitem classificá-lo conforme a proposta de Boyle (1979) em ouro nativo. O grau de pureza de Fisher (1945) é de 905,8 para o depósito Pau-a-Pique, 946,5 para os depósitos da Lavrinha e 906,3 para a Mina de São Vicente.

#### Distrito Polimetálico do Alto Jauru

Ocorrências de cobre na região sudoeste de Mato Grosso foram relatadas pela primeira vez por Francis de Castelnau (1746) o qual descreveu as ocorrências do Morro do Cobre, médio curso do Rio Jauru, município de Porto Esperidião. Na década de 80, quando desenvolveu intenso programa de exploração mineral na região entre os rios Jauru e Cabaçal, a Mineração Santa Marta – BP Internacional localizou anomalias geoquímicas e geofísicas na Faixa Cabaçal. Duas destas zonas anômalas viriam a se tornar minas, denominadas de Cabaçal (Au-Cu) e Mina Santa Helena (Zn-Au).

A Mina do Cabaçal entrou em operação em março de 1987 e encerrou em 1991 com o esgotamento das reservas e a elevação dos custos operacionais. Um total de 869.279 toneladas de minério foi processado. O teor final de ouro ficou estimado em 5 gramas/tonelada e o de cobre em 0,82%.

O depósito do Cabaçal está hospedado na For-

mação Manuel Leme denominada por Monteiro *et al.* (1989). Devido ao alto grau de deformação das rochas e a uma foliação penetrativa, uma clara definição da seqüência estratigráfica local, somente foi definida durante o programa de sondagem e de operação da mina. Esta seqüência consiste de uma unidade vulcano-química, uma zona cloritizada e uma unidade vulcânica-vulcanoclástica. Estas unidades foram bem descritas nos relatórios internos da Mineração Santa Marta. A Unidade vulcano-química consiste de metatufos e cherts bandados, intercalados com metassedimentos detríticos e químicos, e metavulcânicas ácidas e intermediárias a básicas. A maioria destas rochas é representada por xistos compostos por sericita, clorita, biotita e quartzo, em proporções diferentes em cada tipo de rocha. São quartzo-sericita-clorita±biotita xisto, sericita-quartzo xisto, sericita-quartzo-clorita±biotita xisto e clorita-sericita-quartzo xisto. Os metacherts bandados estão intercalados na unidade vulcano-química, consistem de até 98% de sílica. Um bandamento proeminente pode ser observado nestes cherts, marcado pela variação de coloração das camadas silicosas, e por finas bandas de sericita, clorita ou biotita. A Zona Cloritizada ocorre entre os metacherts e o pacote de tufos e metavulcânicas porfiríticas, é representada por um xisto verde escuro, rico em clorita com alguma biotita e sericita, calcita é um mineral comum nesta rocha. Granada, estilpnomelano e grunerita-cummingtonita ocorrem em leitos centimétricos, não contínuos. Grande parte das ocorrências de cobre está relacionada à zona da clorita. A Unidade Tufácea, Metavulcânica Porfirítica é representada por um xisto marrom composto por quartzo, plagioclásio, biotita, sericita e clorita. Como acessórios ocorrem calcita, epidoto, grana-da e sulfetos (pirita, pirrotita, calcopirita, galena e esfalerita). Por vezes são observadas as camadas originais de deposição dos tufos.

Três zonas mineralizadas foram definidas pela Mineração Santa Marta S.A. (1987) como coincidentes com a foliação principal, mergulhando para SW com ângulos variáveis e para S-SE com aproximadamente 20°, coincidindo esta segunda com a zona axial dos dobramentos D<sub>2</sub>. Mason e Kerr (1990) associaram as três zonas de minério com três centros hidrotermais denominados de *South Copper Zone* (SCZ), *Central Copper Zone* (CCZ) e *East Copper Zone* (ECZ). As zonas de *stringer* dos três centros hidrotermais se tornam mais fracamente mineralizadas e menos alteradas hidrotermalmente na direção noroeste (Mason & Kerr 1990). A distribuição do ouro é errática nas três zonas. No entanto, os teores mais elevados estão na SCZ.

O minério da Mina do Cabaçal está dividido em disseminado, bandado, venular, brechado e maciço. O ouro ocorre associado a sulfetos, veios de quartzo e minerais de Bi-Te. O minério disseminado consiste de grãos ou agregados de sulfetos que ocorrem coincidentes com a foliação principal. São principalmente calcopirita, pirita e pirrotita em concentrações de 0,5 a 1%. O tipo bandado forma lâminas contínuas de sulfetos, milimétricas a centimétricas, coincidentes com S1. Geralmente está associado a cherts bandados ou no topo da zona cloritizada, sugerindo uma gênese vulcânica. Os sulfetos incluem calcopirita, pirita e pirrotita que perfazem 5 a 10% da rocha. Valores acima de 30% não são raros. O minério venular ocorre em toda a área, composto principalmente por quartzo leitoso, muito embora veios de carbonato ocorram como fase secundária. Os minérios brechados e maciços estão restritos à zona central do depósito. Mason & Kerr (1990) sugerem que o minério brechado está associado a uma série de explosões freáticas que ocorreram durante a erupção. Este episódio foi posterior ao processo de alteração hidrotermal que formaram as zonas ricas em clorita e quartzo.

Os processos genéticos envolvidos na geração do depósito do Cabaçal são palco de intenso debate. Toledo (1998) e Figueiredo (2000) consideram que a mineralização é posterior à formação das rochas hospedeiras, pertencendo ao modelo de depósito mesotermal de ouro e metais-base. Por outro lado, Mason & Kerr (1990), Pinho (1996) e Pinho *et al.* (2002) observando a alteração hidrotermal no depósito do Cabaçal sugeriram um modelo genético vulcanogênico, no qual centros hidrotermais geraram alterações dos tipos sericitação, cloritização e silicificação em diferentes estágios. Após os processos de deposição singenéticos ao vulcanismo a Faixa Cabaçal foi afetada por uma zona de cisalhamento de direção NNW-SSE, a qual causou o controle estrutural de zonas de enriquecimento em ouro.

Os processos genéticos envolvidos na geração do depósito do Cabaçal são palco de intenso debate. Toledo (1998) e Figueiredo (2000) consideram que a mineralização é posterior à formação das rochas hospedeiras, pertencendo ao modelo de depósito mesotermal de ouro e metais-base. Por outro lado, Mason & Kerr (1990), Pinho (1996) e Pinho *et al.* (2002) observando a alteração hidrotermal no depósito do Cabaçal sugeriram um modelo genético vulcanogênico, no qual centros hidrotermais geraram alterações dos tipos sericitação, cloritização e silicificação em diferentes estágios. Após os processos de deposição singenéticos ao vulcanismo a Faixa Cabaçal foi afetada por uma zona de cisalhamento de direção NNW-SSE, a qual causou o controle estrutural de zonas de enriquecimento em ouro.

#### **Distrito Niquelífero de Comodoro**

O Distrito Niquelífero de Comodoro situa-se no

limite do estado de Mato Grosso e Rondônia e próximo a fronteira Brasil-Bolívia, vale do rio Guaporé. O distrito é representado pelos depósitos Morro do Leme e Morro Sem Boné, distantes 35 km entre si. Nestas áreas, o metalocteto principal está representado por um conjunto de rochas ultramáficas serpentizadas derivadas de peridotitos, ocorrendo como corpos alojados em metassedimentos atribuídos à Seqüência Metavulcanosedimentar Nova Brasilândia (Scandolara *et al.* 1992, Nunes 2000) e Rio Alegre (Lacerda Filho *et al.* 2004) associados a evolução da Orogenia Sunsas. Estes depósitos foram pesquisados a partir de 1996 pela Mineração Tanagra (Grupo Anglo American Brasil Ltda) que bloqueou reservas de minério de níquel do tipo supergênico.

Os trabalhos de geologia de detalhe caracterizaram e individualizaram três unidades litológicas, constituídas de dunitos, peridotitos e tremolitos. As concentrações mais expressivas de níquel encontram-se distribuídas nas zonas saprolíticas do dunito, que geram teores de Ni acima de 0,9%, sendo o minério classificado de ácido quando ultrapassa 2,5 da relação  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$  e básico se essa relação for menor que 2,5. Estratigraficamente, as faixas de minério ácido sobrepõem às de minério básico. Os corpos mineralizados apresentam-se com formas lenticulares ou tabulares, geralmente com limites de mineralizações (superior e inferior) paralelos à linha de oxidação determinada pela variação do nível dinâmico do lençol freático (Lacerda Filho *et al.* 2004).

O minério se formou pela concentração gradativa de níquel a partir da evolução de processos geomorfológicos que modelam o relevo e determinam o desenvolvimento de horizontes de alteração laterítica, ligados a processos de intemperismo sobre dunitos.

De uma forma geral o perfil de alteração desses depósitos tem as seguintes características:

Zona Laterítica e Zona Silicosa (estéril aflorante) com Ni < 0,9%; · Zona Silicosa Saprolítica, de material saprolítico com venulações de sílica, com Ni > 0,9% (minério ácido); Zona Saprolítica Argilosa Ferruginosa, com Ni > 0,9%, Fe > 18% (minério ácido); Zona Saprolítica Argilosa, com Ni > 0,9%, Fe < 18% (minério básico); Zona Saprolítica Homogênea, com estrutura da rocha original preservada, com Ni > 0,9%, Fe < 15% (minério básico); Zona de Transição para Rocha Fresca, com Ni < 0,9%.

Os depósitos dos morros Sem Boné e do Leme

possuem reservas minerais bloqueadas de aproximadamente 47 milhões de toneladas de minério, com teores médios de 1,76% de Ni, 14,5% Fe, mostrando ainda uma relação  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$  de 2,29 e um cut-off de 0,9% Ni (Lacerda Filho *et al.* 2004).

## PROVÍNCIAS E DISTRITOS METALOGENÉTICOS EM RONDÔNIA

### Província Estanífera de Rondônia

A Província Estanífera de Rondônia foi descoberta em 1952, sendo que desde esta época o estanho, sob a forma de cassiterita, é o principal bem mineral explotado por empresas de mineração, garimpeiros e cooperativas de garimpeiros, muito embora outros produtos ganharam importância em função de novas oportunidades de mercado e passaram a ser explorados, tais como, nióbio, tântalo, tungstênio e topázio. Atualmente no Estado de Rondônia encontram-se cadastrados nas bases de dados da CPRM (GEOBANK), trinta e três minas e dezesseis garimpos de estanho como substância principal. Neste contexto, destacam-se os depósitos de Bom Futuro, Santa Bárbara, Oriente Novo, São Lourenço-Macisa, Massangana, Montenegro, Campo Novo de Rondônia, Rio Branco e Dias Nobre, os quais se encontram em plena atividade de exploração mineral. Diversos outros depósitos, que tiveram sua importância como grandes produtores de estanho em Rondônia, hoje se encontram com suas atividades totalmente paralisadas, com destaque para os depósitos de Potosi, Jacundá, Duduca, Serra da Onça, 14 de abril, Cachoeirinha, Pedra Branca (Igarapé Bom Futuro), Novo Mundo, Faveiro, Primavera, Moisés-Escola e Igarapé Manteiga (Fig. 3). Além destes depósitos, existem o Depósito de Igarapé Preto no sul do Amazonas (paralisado) e o Depósito de São Francisco no extremo noroeste do Mato Grosso (em atividade) (Fig.3).

Segundo dados do DNPM (Departamento Nacional de Produção Mineral), a produção oficial de cassiterita (concentrado de Sn) em Rondônia no ano de 2007 foi de 2,6 milhões de kg, a de concentrado de nióbio ( $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ) ficou em torno de 1,3 mil kg e a de tungstênio (concentrado de  $\text{WO}_3$ ) foi de 39 toneladas. As principais minas responsáveis pela produção oficial de estanho em Rondônia são as de Bom Futuro, Santa Bárbara (Taboquinha Greisens), São Lourenço, Rio Branco e Iga-



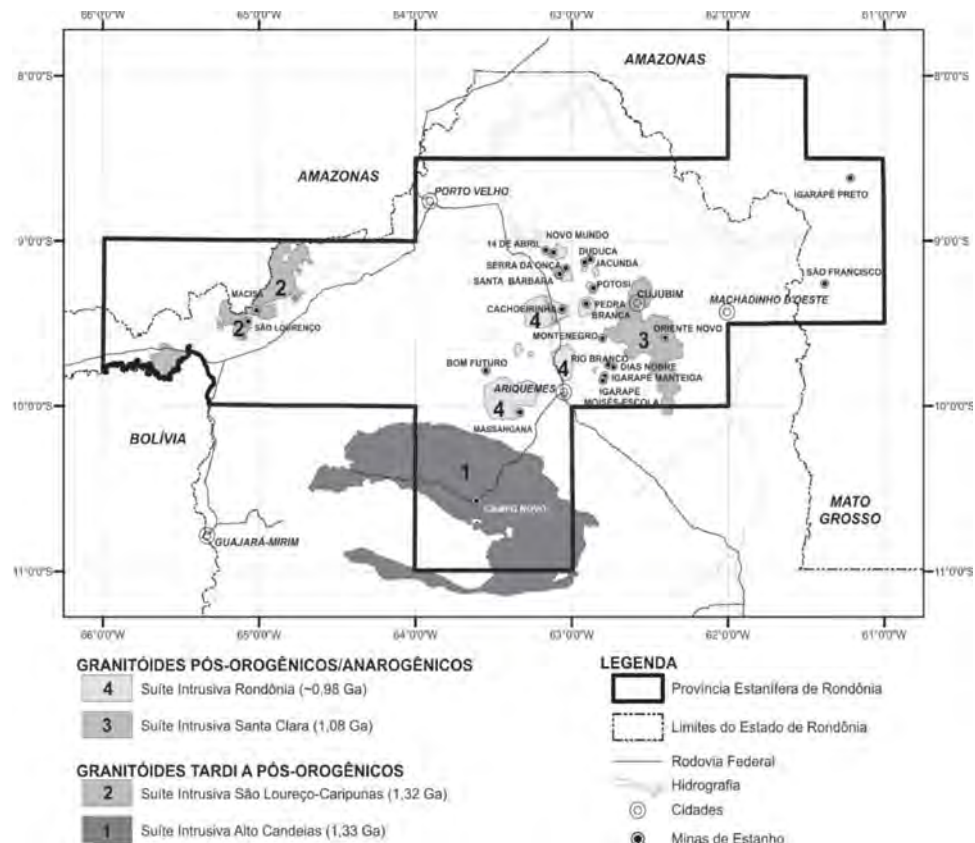


Figura 3 - Mapa esquemático com os principais depósitos de estanho da Província Estanífera de Rondônia (Quadros & Rizzotto 2007).

rapé Manteiga, sendo esta última como importante produtor de tungstênio.

Os Depósitos primários de cassiterita, wolframita e columbita-tantalita em Rondônia estão associados, principalmente, aos granitos pós-orogênicos a anorogênicos relacionados à Suíte Intrusiva Santa Clara (1,08 Ga) e a Suíte Intrusiva Rondônia/*Yunger Granites of Rondônia* (~0,98 Ga). A principal origem destes depósitos está relacionada a processos hidrotermais que resultaram em albitização, greisenização, sericitização, epidotização, potassificação, cloritização e argilização (Betencourt 1992). As mineralizações primárias estão associadas a sistemas vulcano-plutono e, em geral, ocorrem nas porções apicais das cúpulas das intrusões graníticas e nas encaixantes, como *endogreisens* e *exogreisens* e em veios e venulações/*stockworks* de quartzo, associados ou não com zinwaldita, topázio, wolframita e columbita-tantalita. Estudos recentes sugerem que alguns dos depósitos da Província Estanífera de Rondônia são do tipo polimetálicos com Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb, associados (Leite Jr. 2002).

Os depósitos secundários de cassiterita na Província Estanífera de Rondônia são originados a

partir do intemperismo das zonas mineralizadas dos corpos graníticos e das encaixantes, através de processos de decomposição química e desagregação mecânica, erosão, transporte e deposição. Durante a atuação dos processos de intemperismo, a cassiterita se comporta como um mineral resistente, sendo comumente encontrada na forma residual em depósitos eluvionares, na forma pouco transportada em depósitos coluvionares, situados nas encostas das elevações e nos vales, próximo aos depósitos primários, e na forma transportada em depósitos aluvionares, também conhecidos como depósitos de *placers*, encontrados em paleovales rasos e profundos (Porsani *et al.* 2004). Nestes tipos de depósitos, cassiterita, proveniente das áreas fonte primárias, acumula-se devido as suas propriedades mineralógicas e aos processos de intemperismo reinantes na época de formação destes depósitos, associado, ainda, às condições paleoclimáticas e paleotopográficas.

#### Distrito de Bom Futuro

O Depósito de Estanho de Bom Futuro, conhe-

cido regionalmente como garimpo de Bom Futuro, encontra-se localizado, aproximadamente, a 75 km a noroeste de Ariquemes, Rondônia, mais precisamente na interseção do paralelo 09° 46' 44" S e o meridiano 63° 33' 01" W. Bom Futuro corresponde a uma mina a céu aberto cuja cava atual possui dimensões em torno de 5 km de comprimento por 5 km de largura e aproximadamente 60 metros de profundidade. É uma das maiores minas a céu aberto do Brasil ou até mesmo do mundo, sendo a jazida que mais produziu estanho em Rondônia. Bom Futuro foi descoberto, ocasionalmente, na metade do ano de 1987 por madeiros que retiravam madeira nas redondezas do igarapé Santa Cruz, no Município de Ariquemes. Inicialmente a área foi requerida para pesquisa pela empresa MS Mineração Ltda e, antes que a mesma recebesse o alvará de pesquisa, a notícia da descoberta de cassiterita se espalhou e a área foi invadida por garimpeiros oriundos de várias regiões do Estado e de outras partes do país (Dall'Igna, 1996). O Depósito de Bom Futuro tornou-se, então, um grande atrativo para interesses sociais, econômicos e políticos, que geraram uma série de conflitos com forte influência na comercialização da cassiterita, levando ao comércio ilegal e ao contrabando do minério em grandes proporções, contribuindo para a queda das cotações de estanho no mercado mundial. Com a finalidade de solucionar os problemas do garimpo de Bom Futuro, foi criada, em junho de 1990, a Empresa Brasileira de Estanho S/A (EBESA), congregando os maiores grupos produtores de cassiterita do Estado de Rondônia. Esta empresa assinou um protocolo de intenções com as cooperativas de garimpeiros, com a finalidade de operacionalizar em conjunto o garimpo de Bom Futuro. Atualmente, o Depósito de Bom Futuro está sendo explorado por cooperativas de garimpeiros e por pequenos mineradores, os quais convivem juntamente com garimpeiros independentes (Fig. 4).

O arcabouço geológico regional no qual se insere o Depósito de Bom Futuro destaca-se, pela predominância de rochas do Complexo Jamari que engloba ortognaisses e gnaisses bandados de composição granodiorítica, tonalítica e diorítica, com intercalações subordinadas de gnaisses paraderivados, gnaisses enderbitos e máficas granulitizadas, além de anfíbolitos e metagabros. Ocorre na região, granitóides pertencentes a Suíte Intrusiva Serra da Providência (~1.5 Ga), re-

presentados por monzogranitos e sienogranitos, granitóides relacionados à Suíte Intrusiva Alto Candeias (~1.35 Ga), composta por monzogranitos porfiríticos, sienitos equigranulares e quartzo-monzonitos, e rochas graníticas pertencentes a Suíte Intrusiva Rondônia/"*Younger Granites*" (~1.0 Ga), composta por alkali-feldspato-granitos, sienogranitos, riolitos pórfiros, albita-granitos, topázio-riolitos e traquitos.

O Depósito de Bom Futuro é um dos mais estudados. Dos trabalhos disponíveis na literatura, destaca-se os de Villanova & Franke (1995), que descrevem geologicamente o garimpo de Bom Futuro como uma estrutura que compreende dois centros vulcânicos brechados, hospedados em paragnaisses e anfíbolitos com estruturação NNW-SSE, com mergulhos verticais a subverticais para ENE ou WSW, que definem dois sistemas de "pipes", ligados por um conduto de aproximadamente 25 m de espessura. Os referidos autores descrevem ainda um pequeno corpo de riolito alcalino que ocorre na parte sul do "pipe" nordeste, possivelmente representando um dos condutos do vulcanismo que gerou as brechas e, também, registram a ocorrência de veios de quartzo contendo topázio, adularia, zinvaldita, cassiterita, zircão, wolframita, ilmenita e óxidos de manganês.

Silva *et al.* (1995), definiram o Granito Palanqueta localizado a 500 m a nordeste da Serra do Bom Futuro, sendo caracterizado como um corpo com uma estrutura de cúpula com contorno semi-circular, com área aflorante medindo em torno de 450 x 400 m, com diferenças de níveis em torno de 37 m. Segundo os autores acima mencionados, o "Sistema Palanqueta" é composto por duas fácies em contato aparentemente gradacional, com "greisens" associados, intrudidas em paragnaisses e anfíbolitos do Complexo Jamari, apesar dos contatos estarem encobertos por material de origem coluvionar. A primeira fácies do Granito Palanqueta está representada por um granito porfirítico, similar ao descrito na margem nordeste da Serra do Bom Futuro, enquanto que a segunda fácies é caracterizada por um albita-granito que corresponde a 70% da área exposta desta estrutura. Os "greisens", como corpos significativos, são predominantemente do tipo quartzo-"greisens" e ocorrem ao longo do contato norte e leste do albita-granito com o granito porfirítico. Os que ocorrem subordinadamente são do tipo mica-"greisens" e estão situados na porção interior do albi-



Figura 4 - Vista parcial da Mina Bom Futuro, Ariquemes, Rondônia.

ta-granito, dispostos ao longo de um “trend” NNW.

Souza (2003) propôs um modelo evolutivo para o Depósito de Bom Futuro, consistido de um sistema vulcano-plutono como resultante da combinação de três estágios, combinando intrusão granítica em níveis crustais rasos, brechação e greisenização, e finalizando com colapso da estrutura brechada com formação dos veios. O depósito de Bom Futuro é caracterizado por dois sistemas. Segundo o referido autor, o Sistema Bom Futuro encontra-se encaixado em rochas orto e paradeiradas do Complexo Jamari, sendo este formado por um corpo de brecha, em formato de pipe, intrudido por diques de riolito e de albita granito. Neste sistema a cassiterita ocorre associada a veios de quartzo com topázio e zinnwaldita, distribuídos de forma anelar em torno da estrutura vulcânica. O sistema plutônico (Sistema Palanqueta) é representado por um *stock* de biotita granito intrudido por um plug de albita granito contendo zonas de greisens com cassiterita e wolframita, associada a quartzo, topázio, fluorita, micas, além de pirita, calcopirita, esfalerita, galena, monazita e hematita. Além destes sistemas geradores de mineralizações primária de cassiterita, existe a formação de depósitos secundários de cassiterita oriundos da erosão e deposição de material aluvionar e coluvionar em paleovales.

#### **Distrito de Santa Bárbara**

O Depósito de Santa Bárbara está localizado na região norte do Estado de Rondônia, município de Itapuã d´Oeste, distante 116 km a sudeste de Porto Velho. Foi um dos primeiros a ser desenvolvido o método de lavra em depósitos primários em rocha dura, associado à greisens. Consiste em um sistema plutônico representado pelo Maciço Granítico Santa Bárbara que faz parte da Suíte Intrusiva Rondônia (Younger Granites de Rondônia/Su-

íte Granito Últimos de Rondônia) de idade entre 998 e 974 Ma. Primeiramente a exploração deste depósito ocorreu na jazida denominada de Greisen Taboquinha, sendo que atualmente todo o processo de exploração está concentrado em material aluvionar em paleovales.

A mineralização primária de cassiterita do depósito de Santa Bárbara e do tipo disseminado em albita-microclínio granito, acamadado representado por corpos tabulares de greisens mineralizados com cassiterita e wolframita e pelos granitos albitizados, sistemas de *stockwork* (sistema de veios e vênulas)/veios subparalelos (veios de topázio-siderofilita-quartzo greisens) e sistema de veios tardios de quartzo com cassiterita (Sparrenberger, 2003). A mineralização secundária encontra-se associada a depósitos aluvionares, que correspondem a sedimentos arenosos lateritizados que formam corpos lenticulares ao longo de paleocanais e paleovales. A mina de Santa Bárbara atualmente esta em operação por empresas de mineração.

#### **Distrito de São Lourenço-Macisa**

O Distrito de São Lourenço-Macisa esta localizado a 155 km a sudoeste da cidade de Porto Velho, distante aproximadamente a 11,5 km a noroeste do porto Bom Futuro na margem esquerda do Rio Madeira. A geologia da região de São Lourenço encontra-se caracterizada por rochas do Complexo Jamari (Paleoproterozóico), constituído por ortognaisses, paragnaisses e anfibolitos, Formação Mutum-Paraná (Paleoproterozóico), representada por uma seqüência metavulcano-sedimentar composta por intercalações de quartzo-metarenitos, metassiltitos e metatufos félsicos, por rochas da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (Mesoproterozóico), composta por alcali-feldspato granitos, sienogranitos, sienitos e riodacitos

pórfiros, com feições rapakivíticas, por rochas da Formação Palmeiral (Meso-Neoproterozóico), representada por conglomerados oligomíticos e arenitos arcosianos a feldspático, e por rochas da Suíte Intrusiva Rondônia/*Younger Granites de Rondônia* (Neoproterozóico), constituídos por alcali-feldspato granitos, sienogranitos, riolito pórfiros, traquitos e rochas híbridas; além de coberturas sedimentares aluvionares e lateritas, de idades neogênicas e quaternárias.

No Distrito de São Lourenço-Macisa, a mina São Lourenço foi explorada industrialmente para a produção de estanho entre a década de 70 e o final da década de 80, convivendo até hoje com atividades de garimpo ao seu redor. Nesta mina as mineralizações estaníferas primárias estão relacionadas à greisens resultantes de eventos hidrotermais, associado à processos de microclivagem e muscovitização das rochas encaixantes, formadores de filões nos quais ocorreram enriquecimento em cassiterita. Rochas ígneas ácidas contendo cassiterita são adicionalmente reportadas, com associação mineralógica incluindo sulfetos em abundância (calcopirita, covelita, calcocita, esfalerita, molibdenita, galena), além de magnetita e ilmenita. Quartzo-muscovita-cassiterita greisens comumente cortam os contatos entre granitos equigranulares e granitóides porfiríticos (viborgitos e piterlitos) na região de São Lourenço (Isotta et al. 1978). A mineralização secundária encontra-se associada a depósito aluvionares em paleovalles e, atualmente, a exploração da cassiterita está sendo realizada por empresa de mineração e cooperativas de garimpeiros.

### **Distrito de Massangana**

O Depósito de Estanho de Massangana localiza-se na porção centro-norte de Rondônia. O contexto geológico regional da região de Massangana encontra-se representado pelo Complexo Jamari (1,75 Ga), constituído por ortognaisses de composição granodiorítica, tonalítica e diorítica, com intercalações subordinadas de gnaisses paraderivados, suítes graníticas mesoproterozóicas, denominadas de Serra da Providência (~1.5 Ga) constituída por monzogranitos, sienogranitos, charnockitos e rochas máficas, Alto Candeias (~1.35 Ga) contendo sienitos equigranulares, monzogranitos porfiríticos, biotita-monzogranitos e quartzo-monzonitos) e Rondônia/*Younger Granites*

(~1.0 Ga), representada por alkali-feldspato-granitos, sienogranitos, riolitos pórfiros, albita-granitos, topázio-riolitos, traquitos e rochas híbridas).

A rocha hospedeira da mineralização primária denomina-se de Maciço Massangana e encontra-se relacionada à Suíte Intrusiva Rondônia (*Younger Granites*), sendo composto por quatro fases intrusivas as quais foram denominadas por Bettencourt et al. (1997) de Fase Massangana (biotita granito porfirítico), Fases Bom Jardim e São Domingos (biotita granito equigranulares) e Fase Taboca (hornblenda sienitos e quartzo sienitos).

No depósito de Massangana, a mineralização primária ocorre na forma de veios de quartzo com cassiterita e wolframita, greisens com cassiterita e pegmatitos com berilo, topázio, cassiterita e subordinadamente columbita-tantalita, as quais encontram-se associadas as fases Bom Jardim e São Domingos. A mineralização secundária de cassiterita encontra-se hospedada em depósitos aluvionares (placers), nos quais ocorrem associados cristais de topázio azul.

### **Distrito de Oriente Novo**

O Distrito de Oriente Novo esta localizado na região norte/nordeste do Estado de Rondônia, distante aproximadamente 180 km a sudeste de Porto Velho, Rondônia, sendo um dos depósitos de estanho mais antigos do estado de Rondônia. A atividade de mineração neste distrito teve início em 1971, tendo seu apogeu em 1973, onde foi responsável pela maior produção individual da Província Estanífera de Rondônia. No depósito de Oriente Novo as mineralizações de estanho encontram-se associadas a um corpo granítico pertencente à Suíte Intrusiva Santa Clara (1,08 Ga), constituído por monzogranitos e sienogranitos, com tipos que variam de porfiríticos a equigranulares de granulação fina a grossa, intrusivos em rochas do Complexo Jamari e da Suíte Intrusiva Serra da Providência.

A mineralização primária em Oriente Novo é do tipo Sn-W e encontra-se associada a sistema de veios e vênulas/*stockworks* de quartzo-greisens mineralizados a cassiterita e subordinadamente wolframita, tantalita e eventualmente columbita, alojados nas rochas que compõem o corpo granítico. Os veios apresentam direção preferencial N10E e N45W, com mergulhos subverticais.

A mineralização secundária esta relacionada

aos depósitos colúvio/eluvionares e aluvionares situados a partir das cabeceiras dos igarapés Seringueira, Fino, Rico, Valdomiro, Capoeira e Barranco, onde o minério apresenta granulometria grossa, baixo arredondamento ou pouca seleção, indicando pouco transporte e área-fonte próxima.

### Depósito Igarapé Manteiga

O Depósito Igarapé Manteiga, recentemente descoberto, localiza-se a 37 km a nordeste da cidade de Ariquemes, em Rondônia. Este se encontra associado a um corpo granítico subaflorante e sem expressão de relevo, intrusivo em gnaisés e anfíbolitos do Complexo Jamari, na sua maioria coberto por um extenso perfil de intemperismo e por paleosedimentos aluvionares. A atividade de exploração na área do depósito Igarapé Manteiga teve início através de garimpos em paleosedimentos aluvionares situados nas margens da estrada Linha 70 e com o aprofundamento das escavações nas regiões das nascentes dos igarapés a mineralização primária foi exposta, surgindo a Mina Igarapé Manteiga operada pela empresa METALMIG. Depois de um breve período de produção de minério, a atividade entrou em declínio até a paralisação total da mina em 2009, em função de problemas técnicos.

No depósito Igarapé Manteiga a mineralização primária é do tipo W-Sn ocorrendo em sistema de greisens (de forma disseminada, associada com quartzo, Li-F micas, topázio, fluorita, siderita, pirita, calcopirita, sulfetos, wolframita e cassiterita), em veios (em estruturas do tipo *comb* e *stocksheider*) e em brechas desenvolvidos na zona de ápice do stock de topázio-albita. A evolução geológica deste depósito envolve um modelo clássico de alojamento de granitóides, altamente fracionados e ricos em voláteis, em níveis crustais rasos (Souza & Nascimento 2009).

### REFERÊNCIAS

- Bettencourt J.S. 1992. *Pesquisas Geológica, Metalogenética e Mineral do Cráton Amazônico (Sistematização crítica de parte da obra no período compreendido entre 1980 e 1992)*. Tese de Livre Docência, IG/USP, 163 pgs.
- Bettencourt J.S., Leite JR. W.B., Payolla B.L., Scandola J.E., Muzzolon R., Vian J.A.A.J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. *In: Intern. Symp. Granites associated Mineralizations*, 2, Salvador. Excursions Guide, p.3-31.
- Dall'Igna L.G. 1996. A Mineração e o Garimpo de Cassiterita em Rondônia. *A Terra em Revista*, 1:56-61.
- Figueiredo B. R. 2000. *Minérios e Ambiente*. Editora Unicamp, São Paulo, Brasil.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, Porto Velho, 16v.
- Leite Jr. W.B. 2002. *A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada*. Tese Doutorado, IG/USP, 247p.
- Mason R. & Kerr D. 1990. Cabaçal 1 Mine – Mato Grosso state, Brazil: Definition of ore zones and potential for new ore reserves. Relatório Interno da Mineração Santa Marta, Rio de Janeiro.
- Mineração Santa Marta S.A. 1987. Cabaçal Mine I – Brazil. Internal Company Report.
- Monteiro H., Macedo P.M. de, Moraes A.A., Marchetto C.M.L., Fanton J.J., Magalhães C.C. 1989. Depósito de ouro do Cabaçal I, Mato Grosso. Principais depósitos Minerais do Brasil. DNPM, V. III, Cap. XXXVII.
- Silva L.F.S. da, Costi H.T., Teixeira J.T. 1995. Faciologic mapping and preliminary petrography of Palanqueta Albite Granite-Bom Futuro, Rondônia State (Brazil). *In: Symp. Rapakivi & Related Rocks*, Belém, Brazil.
- Pinho F.E.C. 1996. *The origin of the Cabaçal Cu-Au deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Brazil*. PhD Thesis, University of Western Ontario, Canada. 211p.
- Pinho F.E.C., Fernandes C.J., Santos C.A.R.R. 2000. Cabaçal Belt, southern Amazonian Craton, a vast campo for exploration of gold-associated massive sulfide deposits. *In: SBG, Núcleo Norte, Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3:191-198.
- Porsani J.L., Mendonça C.A., Bettencourt J.S., Hiedo F.Y., Vian J.A.J., Siva J.E.S. 2004. Investigações GPR nos distritos mineiros de Santa Bárbara e Bom Futuro: Província Estanífera de Rondônia. *Rev. Brasil Geofísica*, 22(1):57-68.
- Quadros M.L.E.S. & Rizzotto G.J. (Orgs.). 2007. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: Sistema de Informações Geográficas-SIG*. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Subprograma Mapas Geológicos Estaduais. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho. CD-Rom.
- Souza V.S. 2003. *Evolução e modelo metalogenético do sistema vulcano-plutônico estanífero Bom Futuro (RO)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 240p.
- Souza V.S. & Nascimento T.M.F. 2009. Depósito de W-Sn Igarapé Manteiga (RO): Aspectos Geológicos e Metalogenéticos. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia*, XI, Manaus, *Anais*.
- Sparrenberg I. 2003. *Evolução da mineralização primária estanífera associada ao maciço granítico Santa Bárbara, Rondônia*. Tese de Doutorado, IG/USP, 253p.
- Toledo F.H. 1998. *O depósito de ouro do Cabaçal, Mato Grosso: estudos isotópicos aplicados à mineralização*. Dissertação de Mestrado, IG/UNICAMP, 88p.
- Villanova M.T. & Franke N.D. 1995. Serra do Bom Futuro – Rondônia: a volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. *In: Symp. Rapakivi & Related Rocks*, Belém.

# METALOGÊNESE DO SETOR LESTE DA PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON AMAZÔNICO

RAFAEL RODRIGUES DE ASSIS<sup>1</sup>, ROBERTO PEREZ XAVIER<sup>1</sup>,  
ANTÔNIO JOÃO PAES DE BARROS<sup>2</sup>, DANILO BARBUENA<sup>1</sup>, VERÔNICA GODINHO TREVISAN<sup>1</sup>,  
GISELI SILVA RAMOS<sup>1</sup>, RAFAEL DE VASCONCELLOS TEIXEIRA<sup>1</sup>, EMÍLIO MIGUEL JÚNIOR<sup>1</sup>,  
ROSANA MARA RODRIGUES<sup>1</sup>, AMARILDO STABILE JÚNIOR<sup>1</sup>,  
TICIANO JOSÉ SARAIVA DOS SANTOS<sup>1</sup>, GUILHERME MATEUS TESTA MIRANDA<sup>2</sup>,  
MÁRCIA APARECIDA DE SANT'ANA BARROS<sup>3</sup> & FRANCISCO EGÍDIO CAVALCANTE PINHO<sup>3</sup>

1 - Universidade Estadual de Campinas, Departamento de Geologia e Recursos Minerais, Campinas (SP), Brasil. E-mails: rafael.assis@ige.unicamp.br, xavier@ige.unicamp.br, danilobarbuena@gmail.com, veronica.trevisan@ige.unicamp.br, giselinhasramos@gmail.com, rafaelvasconcellos@gmail.com, emiliogel@yahoo.com.br, romara01@gmail.com, amarildo.terramae@gmail.com, ticiano@ige.unicamp.br

2 - Companhia Matogrossense de Mineração, Cuiabá (MT). E-mails: ajpbarros@uol.com.br, ttestamaster@hotmail.com

3 - Departamento de Recursos Minerais – Universidade Federal de Mato Grosso. E-mails: mapabarros@yahoo.com, aguapei@yahoo.com

## INTRODUÇÃO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) é definida por uma faixa constituída por suítes plútono-vulcânicas, do Paleo- ao Mesoproterozóico, que se estende por mais de 500 km na direção NW-SE no setor meridional do Cráton Amazônico e que abrange a porção centro-norte do Estado de Mato Grosso (Souza *et al.* 2005, Paes de Barros 2007, Silva & Abram 2008). Essa província encontra-se limitada a norte pelo gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo gráben dos Caiabis (Fig. 1), englobando, portanto, as folhas 1:250.000 de Rio São João da Barra (SC.21-V-D), Alta Floresta (SC.21-X-C), Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A) e Vila Guarita (SC.21-Z-B).

Em relação à compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico, a PAAF está contida entre as Províncias Geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 a 1,55 Ga), na concepção de Tassinari & Macambira (1999), ou entre as Províncias Tapajós-Parima (2,03 a 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 a 1,54 Ga), no modelo de Santos (2006). Independente do modelo adotado, dados geológicos, geoquímicos e isotópicos têm indicado que essas províncias geocronológicas foram geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agrega-

ram progressivamente ao proto-cráton formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico (Tassinari & Macambira 1999, Santos 2006, Silva & Abram 2008). Neste cenário, a PAAF tem sido denominada de Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram 2008), Domínio Alta Floresta (Santos *et al.* 2001) ou Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.* 2005). Contudo, os autores deste trabalho adotam a denominação de Souza *et al.* (2005), apenas especificando o fato de corresponder a uma província eminentemente aurífera.

As primeiras ocorrências auríferas na região foram reportadas nos municípios de Peixoto de Azevedo – Matupá, no ano de 1978, com a construção da rodovia BR-163, que liga a capital Cuiabá a Santarém (Paes de Barros 1994, Moura 1998). Essas ocorrências atraíram um grande contingente de garimpeiros à região, o que resultou na descoberta de inúmeros depósitos auríferos aluvionares ao longo do Rio Peixoto de Azevedo e seus afluentes. Com a diminuição e exaustão das reservas nesses depósitos, iniciou-se a etapa de exploração de ocorrências de ouro primário em filões (Moreton & Martins 2005, Paes de Barros 2007), que se estende até o presente. Essa atividade garimpeira tem envolvido a exploração de mais de uma centena de depósitos de alto teor e pequeno porte (< 5 t Au), concentrados ao longo

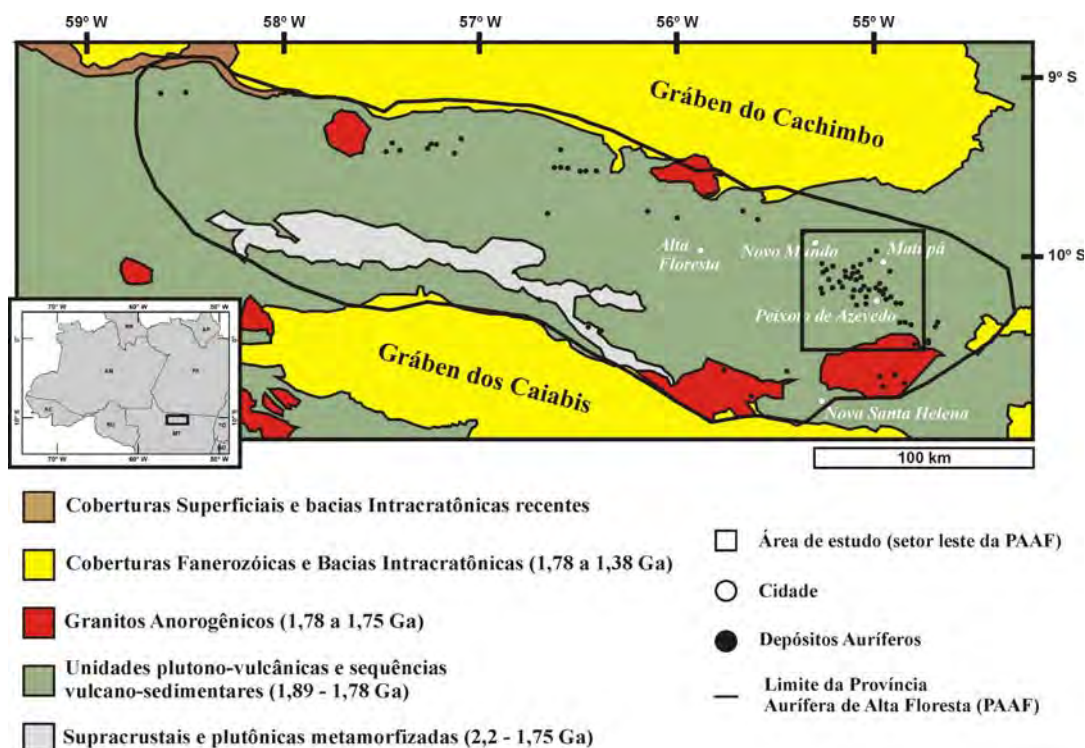


Figura 1 - Mapa de localização da Província Aurífera de Alta Floresta e dos depósitos de ouro primário e secundário (Modificado de Paes de Barros 2007). A área delimitada à direita da figura refere-se ao setor leste da província abordada neste trabalho.

do alinhamento Peru-Trairão, de direção W/NW-E/SE (Fig. 1).

Neste contexto, o potencial metalogenético da província para mineralizações auríferas pode ser demonstrado pela sua produção acumulada de ouro da ordem de 160 ton, gerada no período entre 1980 a 1999 (Tabela 1), quando deve ter sido uma das principais regiões auríferas do país. Embora a exploração do ouro pela atividade garimpeira esteja em patamar bem inferior na atualidade, o seu histórico de produção e o grande número de ocorrências primárias indicam que a PAAF ainda sustenta um potencial exploratório significativo. Além disso, com a ascensão do preço do ouro no mercado, várias empresas de exploração

mineral, na sua maioria *juniors*, têm investido nos últimos anos na descoberta de novos depósitos ou na reavaliação do potencial daqueles já conhecidos.

No setor leste da PAAF, em especial nas regiões que incluem as cidades de Novo Mundo, Matupá, Guarantã do Norte e Peixoto de Azevedo/União do Norte (Fig. 2), concentra-se um conjunto expressivo de depósitos auríferos que ocorrem na forma de veios ou disseminações associadas predominantemente a suítes graníticas e, mais subordinadamente, a sequências vulcânicas, ambas de idade Paleoproterozóica (Fig. 1). Com base na associação mineralógica e assinatura geoquímica do minério essas mineralizações auríferas são

Tabela 1 - Produção de ouro no período de 1980 – 1999 em vários distritos auríferos do Estado do Mato Grosso (METAMAT 2003, dados não publicados).

DISTRITOS AURÍFEROS	ÁREA EXPLORADA (ha)	PRODUÇÃO (ton)			
		1980	1998	1999	2000
Alta Floresta	500.000	160	3,2	3,8	
Baixada Cuiabana	15.000	70	1,8	2,2	
Guaporé	2.000	30	1,5	2,0	
Xavantina	500	6	-	-	
<b>SUB-TOTAL</b>	<b>517.500</b>	<b>266</b>	<b>6,5</b>	<b>8,0</b>	

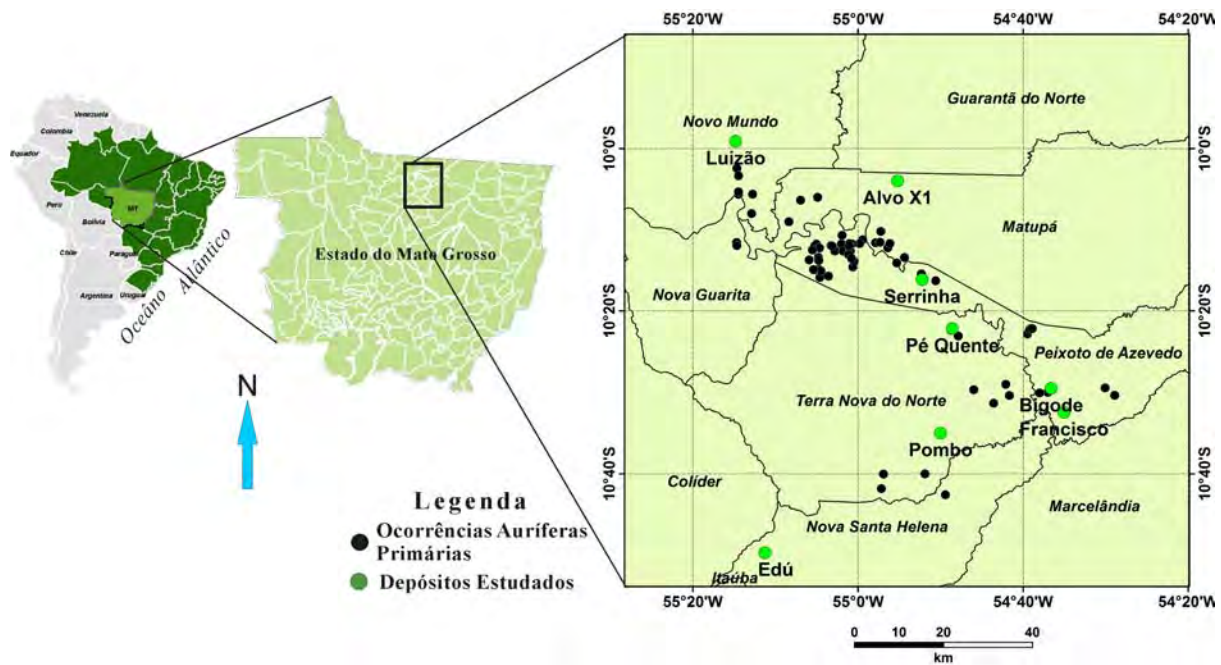


Figura 2 - Localização dos principais depósitos auríferos na região de Nova Santa Helena – Peixoto de Azevedo – Matupá – Guarantã do Norte (setor leste da PAAF).

subdivididas em dois grupos principais: (1) Au ± Cu (± Bi ± Te ± Ag) predominantemente representado por pirita e concentrações variáveis de calcopirita e hematita; (2) Au + Zn + Pb ± Cu, com pirita, esfalerita e galena, além de calcopirita e digenita subordinadas (Xavier *et al.* 2011).

Este trabalho fornece uma revisão atualizada do contexto geológico e principais controles dos depósitos que representam esses dois tipos de mineralizações auríferas do setor leste da PAAF, permitindo, portanto, avaliar os modelos genéticos propostos com implicações na exploração de ambas as tipologias de depósitos da província. Como estudos de caso serão abordados principalmente aqueles que têm sido investigados pelo grupo de pesquisa em *Evolução Crustal e Metalogênese* do IG/UNICAMP (depósitos Pé Quente, Luizão, X1, Francisco e Bigode), utilizando-se de dados provenientes de trabalhos de Iniciação Científica, Conclusão de Curso, Mestrado e Doutorado, em combinação com dados documentados na literatura.

## CONTEXTO GEOLÓGICO DO SETOR LESTE DA PAAF

As principais unidades geológicas do setor leste da PAAF estão representadas na Figura 3, em mapa geológico na escala de 1:25.000 e organizadas temporalmente em função de relações de

campo e dados geocronológicos na Tabela 2 (Paes de Barros 2007, Miguel-Jr 2011).

O embasamento normalmente corresponde a áreas fortemente arrasadas e com litotipos pobremente representados em função da escassez de afloramentos. Consiste essencialmente de gnaisses graníticos a tonalíticos e migmatitos intrudidos por granitóides foliados cálcio-alcalinos de composição tonalítica a monzogranítica denominados de granitóides do embasamento (Paes de Barros 2007). Datações U-Pb SHRIMP em zircão de gnaisse granítico a tonalítico revelam idades entre  $1.992 \pm 7$  Ma (Alta Floresta; Souza *et al.* 2005) e  $1.984 \pm 7$  Ma (Alto Alegre; Paes de Barros 2007), similares às do Complexo Cuiú-Cuiú (*ca.* 2.0 Ga) na Província do Tapajós, obtidas por Santos *et al.* (1997). Adicionalmente, Paes de Barros (2007) obteve para rochas do embasamento uma idade de  $2.816 \pm 4$  Ma (гнаisse Gavião; Pb-Pb por evaporação de monocristal de zircão) sugerindo embasamento heterogêneo com presença de crosta arqueana, correlacionável, portanto, ao Complexo Xingu.

No setor leste da PAAF, no entanto, a Suíte Pé Quente (Assis 2011), os granitos Novo Mundo (Paes de Barros 2007), Aragão (Vitório 2010) e Flor da Mata (Ramos 2011), por exibirem idades no intervalo de 1,98 a 1,93 Ga, correspondem aos plútons graníticos mais antigos da região. Exceto em Flor da Mata, todos esses plútons hospedam



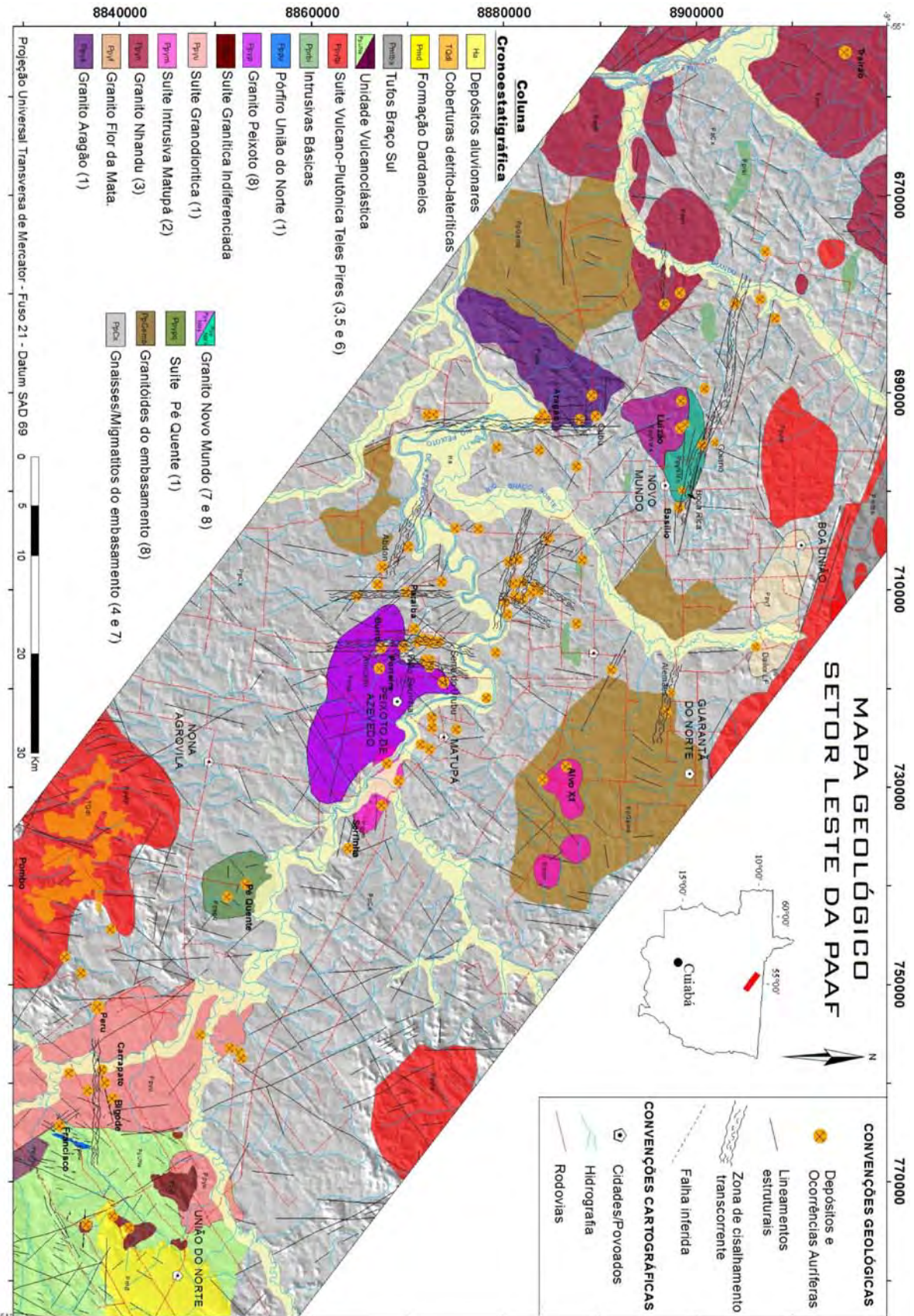


Figura 3 - Mapa geológico do setor E da PAAF destaque na localização dos principais depósitos de ouro primário (Extrairdo de Miguel-Jr 2011). Referências: (1) Miguel-Jr (2011); (2) Moura (1998); (3) Silva & Abram (2008); (4) Saes & Leite (2003); (5) Santos (2000); (6) Pinho et al. (2003); (7-8) Paes de Barros (2007).

Tabela 2 - Principais unidades geológicas do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta.

DOMÍNIOS GEOLÓGICOS	UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES	REFERÊNCIAS
Sequências sedimentares	<b>Depósitos Aluvionares</b> Cascalho, areia, silte e argila.	Quaternário.	Souza <i>et al.</i> (2005)
	<b>Coberturas Detrito -Lateríticas (Formação Dardanelos)</b> Sedimentos areno -siltico-argiloso mal selecionados e imaturos, laterizado e/ou ferruginosos.	Quaternário.	Souza <i>et al.</i> (2005)
Unidades plutono-vulcânicas	<b>Suíte Intrusiva Teles-Pires</b> Álcali-feldspato granito, granito porfirítico, granófiros, riolito, riodacito, dacito, andesito, tufos, brechas e ignimbrito.	1.782 ±17 Ma a 1.757 Ma (U-Pb).	Santos (2000), Pinho <i>et al.</i> (2003), Silva & Abram (2008)
Unidades plutônicas com vulcânicas subordinadas	<b>Granito Peixoto</b> Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito.	1.792 ±2 Ma (Pb-Pb).	Paes de Barros (2007)
	<b>Suíte Intrusiva Matupá</b> Biotita-granito, biotita -monzogranito, hornblenda -monzogranito, biotita -hornblenda monzonito, hornblenda-monzodiorito, biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito porfirítico sieno -monzogranito porfirítico - <i>rapakivi</i> , biotita -hornblenda granodiorito; biotita-hornblenda tonalito.	1.872 ±12 Ma (Pb -Pb) e 1.853 ±23 Ma (U-Pb).	Moura (1998), Miguel-Jr (2011); Assis (2011).
	<b>Granito Nhandu</b> Sienogranito, monzogranito com sub -vulcânicas subordinadas.	1.889 ±17 Ma, 1.879 ±5,5 Ma (U -Pb) e 1.848 ±17 Ma.	Silva & Abram (2008), JICA/MMAJ (2000)
	<b>Granito Aragão</b> Sienogranito, monzogranito com fácies porfirítica e microgranítica.	1.931 ±12 Ma (U-Pb).	Vitório (2010), Miguel-Jr (2011)
	<b>Granito Flor da Mata</b> Álcali-feldspato granito, sienogranito e rochas monzoníticas a granodioríticas.	Indeterminada (correlacionada ao Granito Novo Mundo).	Ramos (2011)
	<b>Granito Novo Mundo</b> Sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo monzonito e monzonito.	1.970 a 1.964 Ma (U -Pb e Pb-Pb).	Paes de Barros (2007)
	<b>Suíte Pé Quente</b> Monzonito, quartzo monzonito, quartzo monzodiorito, monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e biotita tonalito.	1.979 ±31 Ma (U-Pb).	Assis (2011), Miguel-Jr (2011)
Embasamento	<b>Granitóides</b> Quartzo diorito, tonalito e granodiorito geralmente foliados.	1.998 Ma (Pb-Pb)	Paes de Barros (não publicado)
	<b>Gnaisses e migmatitos</b> Anfibolito e ortogneisse de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados.	1.992 a 2.816 Ma (U-Pb)	Paes de Barros (2007)

mineralização aurífera filoneana ou disseminada.

Neste contexto, a Suíte Pé Quente (Assis 2011) representa uma série magmática expandida, composta por leucomonzonito médio, quartzo monzodiorito médio, monzodiorito, albitito fino, diques de granodiorito aplítico e biotita tonalito médio (Assis 2011, Stabile 2012). Contudo, devido ao intenso grau de intemperismo e consequente falta de afloramentos contínuos, as relações de contato entre as diversas *litofácies* ainda permanecem em aberto. Esses litotipos são leucocráticos,

isotrópicos, cinza esbranquiçados, não magnéticos e portadores de biotita (~10%), apatita e zircão como fases acessórias. Essa suíte exibe afinidade geoquímica com as séries levemente reduzidas a altamente oxidadas, cálcio-alcálicas de médio K, meta- a peraluminosas e magnesianas, semelhante aos granitos orogênicos do tipo I (Figs. 4 e 5) (Assis 2011, Ramos 2011). Dados geocronológicos U-Pb de zircão pelo método LA-ICPMS de leucomonzonito indicam idade de cristalização em 1.979 ±31 Ma (Miguel-Jr 2011). Estas unida-

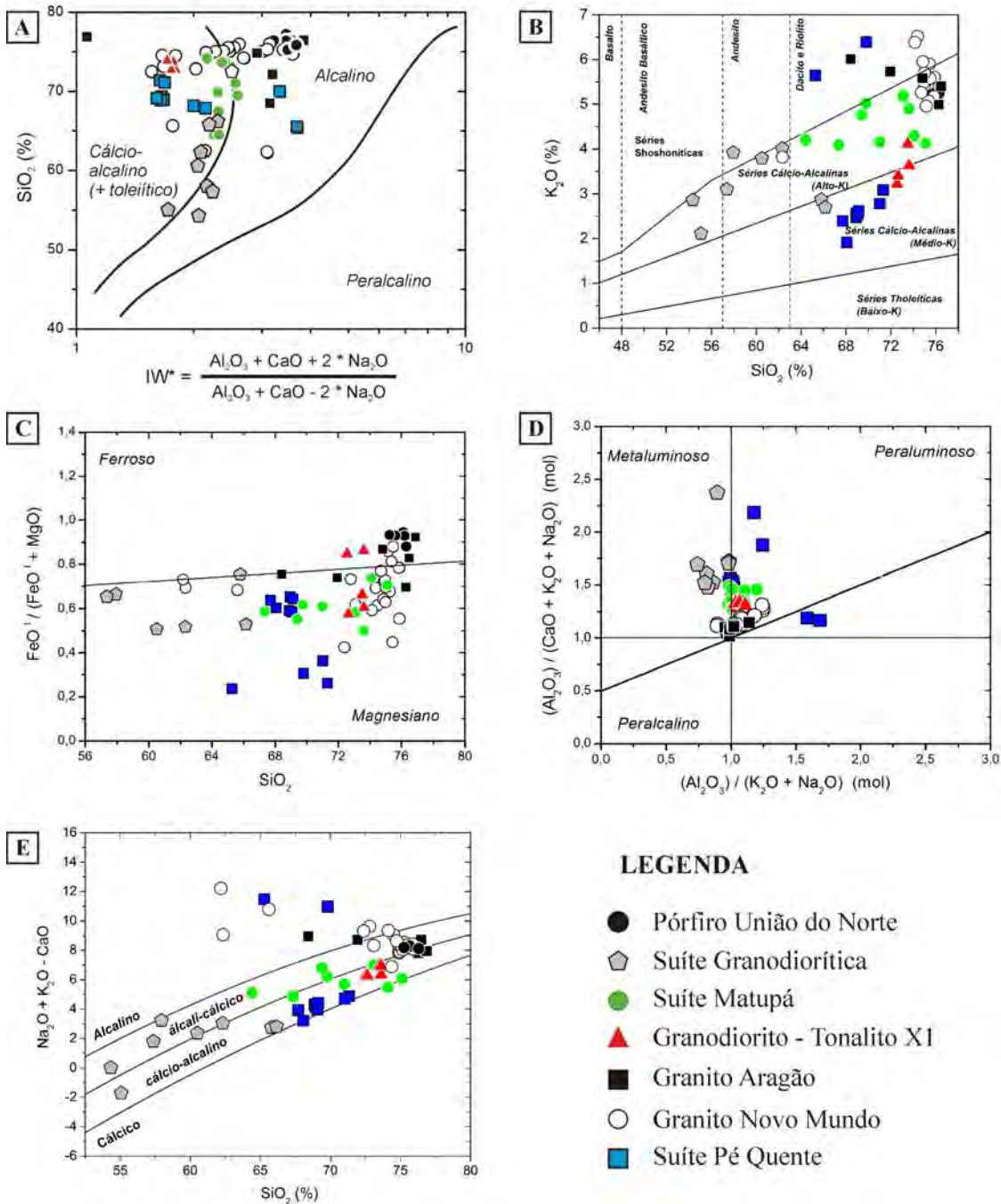


Figura 4 - Classificações tectono-magmática com base em elementos maiores para os diversos plútons graníticos do setor leste da PAAF: (A) Diagrama de Wright (1969); (B) Diagrama de sub-alcinidade (Le Maitre et al. 1989); (C) Número de ferro (Frost et al. 2001); (D) Índice de saturação em alumina (ASI; aluminium saturation index; Maniar & Piccoli 1989); (E) Índice MALI (modified alkaline-lime index; Maniar & Piccoli 1989).

des são ainda truncadas por diques de basalto e diabásio, além de diversos outros plútons do tipo I, oxidados, mais jovens e de composição tonalítica a monzogranítica, tentativamente correlacionáveis a Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 12 Ma, Moura 1998, Assis 2011).

O Granito Novo Mundo foi definido por Paes de Barros (2007) como uma intrusão com dimensões

aproximadas de 12 x 5 km, alongada segundo W-NW, coincidente com a direção dos principais lineamentos regionais. Essa intrusão é composta por sienogranito e monzogranito, além granodiorito, quartzo monzonito e monzonito subordinados, todos truncados por múltiplos diques de gabro e diorito. Biotita, titanita, zircão, apatita e monazita ocorrem como fases acessórias. Em certos seto-

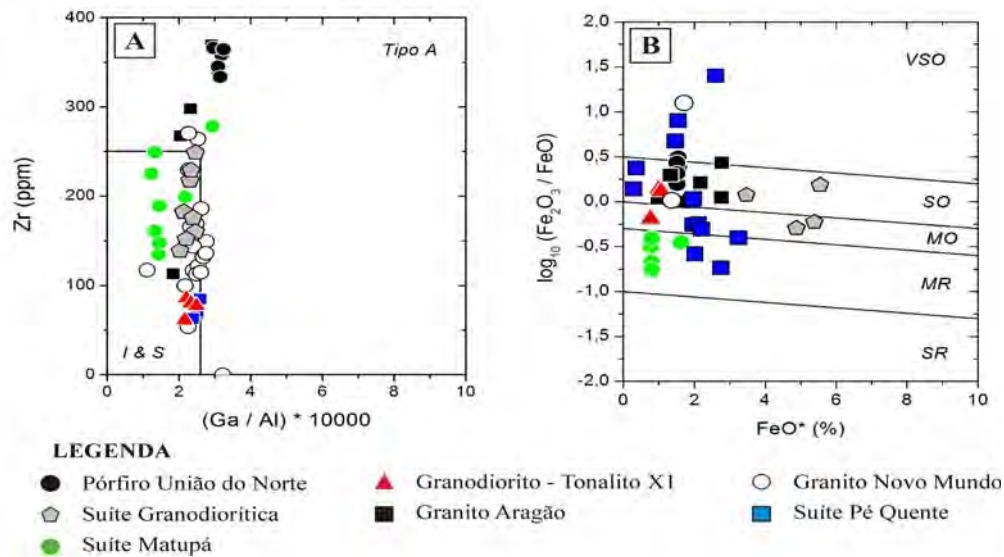


Figura 5 - (A) Tipologia dos plútons graníticos com base nas razões  $(Ga/Al) * 10^4$  e concentrações de Zr (ppm) propostos por Whalen et al. (1987); (B) Estado redox segundo critério proposto por Blevin (2004), das hospedeiras dos depósitos estudados neste capítulo.  $FeO^*$  = Ferrugem total expresso como FeO. ABREVIACÕES: VSO: muito fortemente oxidado; SO: fortemente oxidado; MO: moderadamente oxidado; MR: moderadamente reduzido; SR: fortemente reduzido.

res, o granito Novo Mundo mostra recristalização e estiramento de cristais de quartzo azulado ( $L_x = N15W/10^\circ$ ), sugestivas de alojamento mediante controle estrutural, sob regime de tensões, provavelmente tardias ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento que delimitam suas bordas NE e SW. A deformação impressa no Granito Novo Mundo, admitida como gerada durante o seu resfriamento, caracteriza-se por *quartz-ribbon*, quartzo recristalizado e poligonizado em subgrãos, plagioclásio com lamelas de geminação falhadas, arqueadas e/ou em *kink-bands*, clorita verde com clivagem arqueada, relictos de plagioclásio assemelhando-se a porfiroclastos, além de plagioclásio e feldspato potássico fraturados e com bordas fragmentadas. Os dados litogeoquímicos sugerem que o Granito Novo Mundo corresponde a um magmatismo oxidado do tipo I, altamente fracionado, cálcio-alcálico de alto K, peraluminoso, magnésiano a ligeiramente ferroso. Dados geocronológicos demonstram que o monzogranito e o sienogranito apresentam idades Pb-Pb (evaporação de zircão) de  $1.970 \pm 3$  Ma e  $1.964 \pm 1$  Ma, respectivamente. O sienogranito exibe idade  $T_{DM} = 2,76$  Ga e  $\epsilon_{Nd}(1.964) = -7,62$ ; enquanto o monzogranito apresenta idade  $T_{DM} = 2,55$  Ga e  $\epsilon_{Nd}(1.964) = -4,48$  (Paes de Barros 2007). Estes dados indicam tanto a participação de crosta continental na geração do magma quanto a presença de uma fonte arqueana.

De idade ainda desconhecida, o Granito Flor da Mata corresponde a um corpo intrusivo isolado a nordeste da cidade de Novo Mundo, anteriormente definido como pertencente a Suíte Intrusiva Teles Pires (TP1 de Paes de Barros 2007). Essa intrusão consiste essencialmente de álcali-feldspato granito a monzogranito do tipo I, levemente evoluídos e com cristais de quartzo leve a fortemente orientados e natureza cálcio-alcálica a álcali-cálcica, metaluminosa a peraluminosa (Ramos 2011) (Figs. 4 e 5). Ramos (2011), portanto, propõe que o Granito Flor da Mata seja contemporâneo ao Granito Novo Mundo ( $1.970 \pm 3$  Ma a  $1.964 \pm 1$  Ma), devido às semelhanças entre as suas características petrográficas e geoquímicas.

O Granito Aragão corresponde a um corpo granítico alongado (19 x 5 km) na direção NE-SW, que aflora a sudoeste da cidade de Novo Mundo. Na porção norte e nordeste deste corpo ocorrem uma dezena de depósitos auríferos parcialmente explorados por atividade garimpeira. Estes depósitos são em sua maioria filonéanos e controlados por zonas de cisalhamento transcorrentes de cinemática sinistral e de direção NW (porção norte) e N-S (porção nordeste) (Miguel-Jr 2011). É constituído por sienogranito a monzogranito de granulção fina a média, isotrópico, equigranular, com fácies porfírica, fanerítica média e microgranular. Sua composição geoquímica releva magmatismo granítico alcálico oxidado, de alto K, ferrosa e meta-

a peraluminoso (Figs. 4 e 5) (Vitório 2010). Datação pelo método U-Pb em zircão (LA-ICPMS) indica idade de cristalização em  $1.931 \pm 12$  Ma (Miguel-Jr 2011).

Magnetita-biotita monzogranito e sienogranito de afinidade cálcio-alcálica, com enclaves de diorito a quartzo monzodiorito, além de granitos subvulcânicos subordinados, quartzo sienito finos e granófiros, compõem o granito Nhandu (Moreton & Martins 2005, Souza *et al.* 2005). Essa unidade intrusiva forma vários plútons, ainda com pobre documentação geológica, na região NW do setor investigado da província, onde hospeda mineralizações auríferas (*e.g.* Natal, Trairão). A idade do granito Nhandu foi inicialmente estabelecida em  $1.848 \pm 17$  Ma (JICA/MMAJ 2000) e mais recentemente definida entre  $1.889 \pm 17$  Ma a  $1.879 \pm 5,5$  Ma (U-Pb em zircão), com idades modelo entre 2,14 e 2,17 Ga, e  $e_{Nd(t)}$  de -0,91 (Silva & Abram 2008).

A Suíte Intrusiva Matupá é constituída por quatro litofácies que incluem biotita granito e biotita monzogranito porfiríticos (*fácies 1*); hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito (*fácies 2*); clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito (*fácies 3*); e granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiros subordinados (*fácies 4*) (Moura 1998, Moreton & Martins 2005). As *fácies 1* e *2* hospedam mineralizações auríferas, sendo o depósito Serriinha o exemplo melhor investigado (Moura *et al.* 2006). A *fácies 1*, descrita de modo mais sistemático por Moura (1998) e Moura & Botelho (2002), compreende um magmatismo oxidado, cálcio-alcálico de alto K, magnésiano e peraluminoso a ligeiramente metaluminoso (Figs. 4 e 5). Adicionalmente, Assis (2011) individualiza uma série de manifestações graníticas de composição sieno-monzogranítica (Fig. 7) que, embora a ausência de dados geocronológicos, são tentativamente correlacionáveis a Suíte Intrusiva Matupá. De forma similar, essas rochas exibem comportamento de granitos orogênicos do tipo I, cálcio-alcálicos de médio a alto K, pouco fracionados, metaluminosos a ligeiramente peraluminosos e essencialmente magnésianos. Uma idade Pb-Pb em zircão de  $1.872 \pm 12$  Ma foi obtida em rochas da *fácies 1*, além de idades modelo ( $T_{DM}$ ) que variam no intervalo 2,34-2,47 Ga, e  $e_{Nd(t)}$  entre -2,7 e -4,3 (Moura 1998). Idades modelo  $T_{DM}$  similares (2,15 – 2,34 Ga) foram obtidas por Souza *et al.* (2005), contudo, com

valores de  $e_{Nd(t)}$  entre -0,98 e +3,04.

O Granito Peixoto (Paes de Barros 2007), aflorante nas proximidades da cidade de Peixoto de Azevedo, também tem sido denominado de Granito Juruena (Paes de Barros 1994) ou considerado pertencente à Suíte Intrusiva Matupá (Lacerda Filho *et al.* 2004). Segundo Paes de Barros (2007), essa unidade compreende biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, leucocráticos, isotrópicos, equigranulares a porfiríticos, com cristais centimétricos de plagioclásio zonado. Enclaves alongados de diorito são comuns. O Granito Peixoto é metaluminoso a levemente peraluminoso, álcali-cálcico a cálcio-alcálico de médio K e magnésiano. Datação Pb-Pb em zircão de biotita monzogranito revela sua idade de cristalização em  $1.792 \pm 2$  Ma (Paes de Barros 2007).

Intrusivos em todas as unidades anteriores ocorrem batólitos e *stocks* da Suíte Intrusiva Telles Pires, constituída essencialmente por biotita granito a álcali-feldspato granito isotrópicos, de coloração avermelhada, granulação média a grossa, localmente com texturas porfirítica, granofírica, rapakivi e anti-rapakivi (Souza *et al.* 1979; Silva *et al.* 1980, Souza *et al.* 2005). Os dados geoquímicos apontam para granitos do tipo A, de natureza cálcio-alcálica a alcálica, de médio a alto K, metaluminosa a peraluminosa, que correspondem a intrusões pós-colisionais, com idades U-Pb em zircão de  $1.757 \pm 16$  Ma a  $1.782 \pm 17$  Ma, além de idades modelo  $T_{DM}$  de 1,94 a 2,28 Ga e valores de  $e_{Nd(t)}$  de -3,4 a +3,0 (Santos 2000, Pinho *et al.* 2001, Silva & Abram 2008).

Adicionalmente, na região de União do Norte (município de Peixoto de Azevedo) estão os poucos depósitos de ouro associados a metais de base da região. Essa região, de acordo com mapeamento realizado por Moreton & Martins (2005) e Souza *et al.* (2005), é cartografada como pertencente a Suíte Intrusiva Matupá ( $1.872 \pm 12$  Ma, Moura 1998), e constituída por clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito (*fácies 3*), além de biotita granito e monzogranito com microgranitos e granófiros subordinados (*fácies 4*). Contudo, Assis *et al.* (2012) definem seu arcabouço geológico como constituído por uma unidade vulcanoclástica e três suites plutônicas sendo uma de composição granodiorítica, outra granítica e uma terceira com sub-vulcânicas epizonais. Todas essas unidades são truncadas por

diques de composição traquibasáltica a dacítica e ainda cobertas pelos arenitos da Formação Dardanelos (Grupo Caiabis), que de acordo com Saes & Leite (2003) exibem idade máxima de deposição entre  $1.987 \pm 4$  Ma e  $1.377 \pm 13$  Ma (Fig. 6).

A unidade vulcanoclástica é composta por arenito arcoseano, grauvacafeldspática e arenito arcoseano lítico vulcanoclásticos, todos de granulometria muito fina a média. Lentes de conglomerado arenoso polimitico e suportado por matriz são litotipos mais subordinados. Essas rochas normalmente exibem coloração amarronzada, granulação muito fina a fina, estrutura maciça, ou com estratificação paralela por vezes truncada por estratificação cruzada de pequeno porte (Fig. 19A). O  $S_0$  desta unidade é frequentemente sub-vertical, com mergulhos entre  $35-45^\circ$  para ESE-WSW e direção que varim de N49W a N63E, indicativas de que teria sido afetada por uma fraca deformação rúptil-dúctil sem, no entanto, ter sido metamorfozizada (Assis 2011). Estudos petrográficos indicam abundância de cristais angulosos a sub-angulosos de quartzo e feldspato, fragmentos de vulcânicas intermediárias na matriz sedimentar, dominância de feldspato alcalino em relação ao plagioclásio, além de quartzo menos abundante do que feldspato, enquanto os dados litogeoquímicos evidenciam en-

riquecimento em Zr, Hf, U e Th, além de fortes anomalias negativas de V, Cr e Ni (Assis 2011). Essas características sugerem que os sedimentos foram oriundos da dissecação, em clima árido e relevo montanhoso, de arcos vulcânicos de composição intermediária (dacito, riodacito, andesito) e depositados em uma bacia de retroarco após serem submetidos a um curto transporte.

Intrusivas na Unidade Vulcanoclástica, ocorrem três suítes graníticas denominadas de: (1) suíte granodiorítica, dominada por biotita-hornblenda granodiorito, mas com biotita-hornblenda tonalito e quartzo monzodiorito subordinados; (2) suíte granítica, representada por sienogranito e monzogranito; e (3) Pórfiro União do Norte, especialmente relacionado às zonas mineralizadas. A Suíte Granodiorítica compreende rochas isotrópicas, de coloração cinza-clara com porções levemente róseas e textura inequigranular hipidiomórfica a automórfica. O granodiorito é o principal litotipo e é constituído por plagioclásio (41-47%), quartzo (17-28%), feldspato alcalino (10-18%), hornblenda (3-16%) e biotita (~4%), além de titanita, magnetita por vezes com lamelas de ilmenita, apatita e zircão como acessórios (Assis et al. 2012). O Pórfiro União do Norte corresponde a uma unidade sub-vulcânica composta por álcali-feldspato

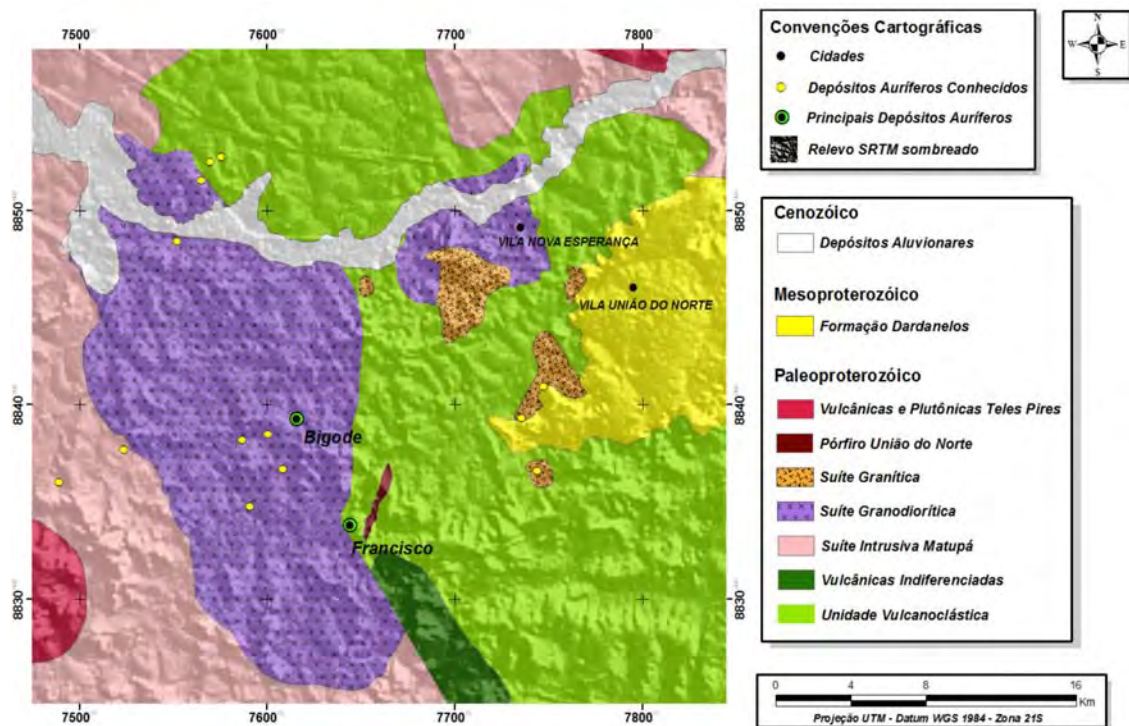


Figura 6 - Mapa geológico da região de União do Norte com a localização dos depósitos auríferos associados a metais de base (Extraído de Barbuena 2012, e modificado de Assis et al. 2012 e Miguel-Jr 2011).

granito a monzogranito, avermelhados, isotrópicos e com texturas porfírica, esferulítica, gráfica e micrográfica características (Figs. 19B-C) (Assis 2011). Os fenocristais são sub-euédricos a euédricos, dispersos em matriz fanerítica fina de textura micrográfica bem desenvolvida e não ultrapassam os 1,4 cm de comprimento. Biotita (< 2%), magnetita, fluorita, titanita, zircão, monazita e rutilo constituem as fases acessórias da unidade. Dados litogeoquímicos indicam que as suítes Granodiorítica e Granítica correspondem a granitos do tipo I, eminentemente cálcio-alcálicos de alto K, metaluminosos e magnesianos a ligeiramente ferrosos, enquanto o Pórfiro União do Norte representa um magmatismo mais tardio e eminentemente oxidado, alcalino de alto potássico, ferroso e meta- a peraluminoso, típico das séries graníticas do tipo A (Assis 2011, Assis *et al.* 2012). Estudos geocronológicos pelo método U-Pb em zircão, por LA-ICP-MS, realizados por Miguel-Jr (2011), revelam que a Suíte Granodiorítica tem idade de cristalização de  $1.853 \pm 23$  Ma, enquanto o Pórfiro União do Norte de  $1.774 \pm 7,5$  Ma. Embora apresente raros enclaves do biotita-hornblenda granodiorito, indicativos de idade mais jovem ou contemporânea à Suíte Granodiorítica, a idade de cristalização da Suíte Granítica permanece, contudo, desconhecida. Neste cenário, Assis (2011) conclui que as suítes granodiorítica e granítica são coge-

néticas e tentativamente correlacionadas à Suíte Intrusiva Matupá ( $1.872 \pm 12$  Ma; Moura 1998), enquanto o Pórfiro União do Norte por representar um magmatismo do tipo A, estaria relacionado às atividades epizonais da Suíte Intrusiva Teles Pires ( $1.782 \pm 17$  Ma a  $1.757 \pm 16$  Ma; Santos 2000, Pinho *et al.* 2003, Silva & Abram 2008).

Neste contexto, os dados litogeoquímicos das suítes plutônicas descritas, quando dispostos nos diagramas de ambiência tectônica propostos por Pearce *et al.* (1984) (Fig. 7), indicam a evolução geodinâmica do ambiente, desde arcos vulcânicos mais primitivos (*e.g.* granitos Pé Quente, Novo Mundo, granodiorito-tonalito X1 e Suíte Granodiorítica – *granitos tipo I*) até o encerramento do evento orogenético em plataforma mais estável, com a colocação de rochas mais evoluídas e pouco fracionadas (*e.g.* Pórfiro União do Norte – *granito tipo A2*). Os granitos Matupá e Aragão, no entanto, teriam se alojado em ambiente de arco vulcânico a pós-colisional, enquanto o granito Nhandu é interpretado como pós-colisional a intra-placa (Assis 2011, Ramos 2011).

Por fim, o Mesoproterozóico é representado pelo Grupo Caiabis (Formação Dardanelos), com idades máximas de  $1.987 \pm 4$  Ma a  $1.377 \pm 13$  Ma (Leite & Saes 2003), e constituído por arenito, siltito, argilito e conglomerado basal, enquanto o Cenozóico é representado pelas Coberturas Tér-

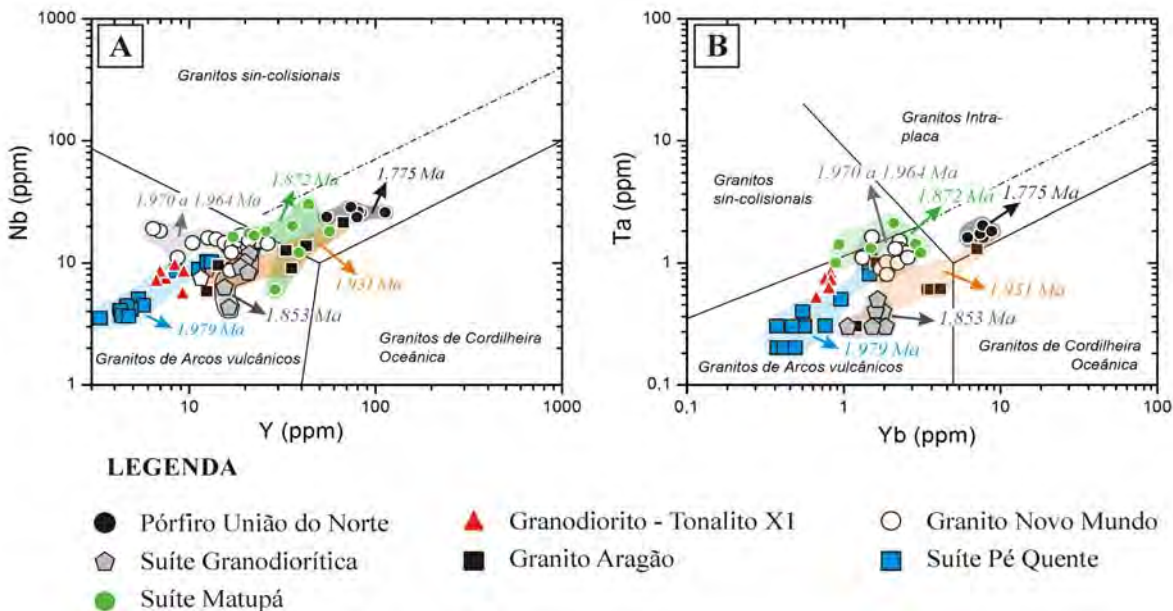


Figura 7- Diagramas de discriminação tectônica proposto por Pearce *et al.* (1984) para rochas graníticas da porção leste da PAAF: (A) Y vs. Nb; (B) Yb vs. Ta. Foram adicionadas aos diagramas as idades de cristalização das hospedeiras para facilitar a observação da evolução temporal do ambiente geodinâmico deste segmento da província.

cio-Quaternárias e Depósitos Aluvionares, dominados por sedimentos clásticos e pelitos inconsolidados (Souza et al. 2005).

## MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DO SETOR LESTE DA PAAF

### Depósitos de Au ± Cu

Os principais representantes deste grupo incluem os depósitos Pé Quente (Assis 2011, Stabile 2012), X1 (Rodrigues 2012), Serrinha (Moura et al. 2006) e Luizão (Abreu 2004, Paes de Barros 2007) (Figs. 2-3). Embora estejam hospedados essencialmente em granitos cálcio-alcalinos, de médio a alto K, meta- a peraluminosos, magnesianos e de idade paleoproterozóica (1.931 a 1.872 Ma), esses depósitos mostram diferentes tipos e estilos de alteração hidrotermal, associações paragenéticas, assinaturas geoquímicas e regime de fluidos.

#### DEPÓSITO PÉ QUENTE

Localizado nos arredores da Nona Agrovila, a cerca de 35 km na direção sudeste do município de Peixoto de Azevedo (Figs. 2-3), o depósito Pé Quente corresponde a um dos exemplos mais importantes de ouro disseminado em sistemas graníticos da PAAF. Nesse depósito, Nilva, Rubens, Gabriel e João Oficial são os principais corpos de minério hospedados na Suíte Pé Quente (Fig. 8), sendo os três primeiros atualmente em lavra a céu aberto por garimpeiros. Os principais litotipos hospedeiros incluem: (1) leucomonzonito, quartzo didorito e quartzo monzodiorito no corpo Gabriel (Fig. 9A); (2) albitito fino nos corpos Nilva e Rubens (Fig. 9B); (3) biotita tonalito nos corpos Rubens e João Oficial (Fig. 9C); (5) diques aplíticos de granodiorito fino e levemente porfirítico, intrusivos no albitito e biotita tonalito no corpo Rubens (Fig. 9D) (Assis 2011, Stabile 2012).

As hospedeiras foram variavelmente afetadas por diversos tipos de alteração hidrotermal, incluindo (Fig. 10): (1) intensa alteração sódica com albita (Fig. 11A); (2) ampla alteração potássica com megacristais de microclínio e ortoclásio (Fig. 11B); (3) alteração sericítica proximal às zonas mineralizadas; (4) carbonatação intersticial com calcita fina a grossa (Fig. 11C); (5) muscovita fibro-radial intersticial a fissural (Fig. 11D); (6) silicificação acom-

panhada por brechas hidráulicas e veios de quartzo com textura em pente (Fig. 11E); (7) cloritização pervasiva com clorita magnésiana (Fig. 11F); (8) alteração sódica fissural com albita + quartzo; (9) alteração propilítica tardia e regional, representada pela associação clorita + epidoto + clinozoisita + apatita + tremolita + pirita + rutilo ± titanita ± quartzo ± calcita ± actinolita ± prehnita ± calcopirita, com clorita magnésiana proximal às zonas mineralizadas, enquanto clorita rica em ferro é frequente nas porções mais distais; e (10) veios tardios de epidoto + clorita + clinozoisita com estreitos halos de ortoclásio.

A mineralização aurífera é dominada por pirita e está associada a três estágios distintos da alteração hidrotermal, o que lhe confere uma ampla dispersão temporal (Fig. 10). O primeiro estágio associa-se às zonas de forte alteração sódica no monzonito onde megacristais de pirita euédrica a sub-euédrica de até 9,5 mm de diâmetro ocorrem disseminadas (Fig. 12A). Com concentrações em Ag que variam de 14 a 46%, o ouro está como inclusões de 3,5 a 185 µm na pirita. O segundo estágio é mais intenso e relaciona-se à alteração com muscovita fibro-radial, com sulfetação tanto disseminada quanto ao longo de vênulas e veios (Fig. 12A). Este estágio é dominado por pirita euédrica a sub-euédrica de até 3 mm de diâmetro e que frequentemente exibe inclusões de muscovita. Neste caso, o ouro ocorre: (1) como inclusões de até 70 µm na pirita e com concentrações de Ag entre 29% e 40%; e (2) ao longo de microfaturas onde exibe concentrações de Ag entre 34% a 60%. O estágio mais tardio de sulfetação e de menor intensidade está associado à alteração sódica fissural, com a geração de pirita euédrica fina a grossa. De forma subordinada, a pirita pode ainda estar confinada a veios de quartzo concentrados nas porções de borda das intrusões aplíticas que truncam o albitito. O ouro neste caso contém concentrações de Ag de até 23% e forma inclusões na pirita ou preenche suas microfaturas.

As zonas mineralizadas possuem paragéneses representadas por pirita ± barita ± hematita ± rutilo ± calcopirita ± galena (Figs. 12B-C), além de concentrações de wulfenita (PbMoO<sub>4</sub>), tivanita [V<sup>3+</sup>TiO<sub>3</sub>(OH)], monazita e fases ricas em Te-Bi. Todas essas fases normalmente formam inclusões de variados tamanhos na pirita, exceto pela barita, que também preenche fraturas na mesma.

Estudos preliminares de inclusões fluidas nas



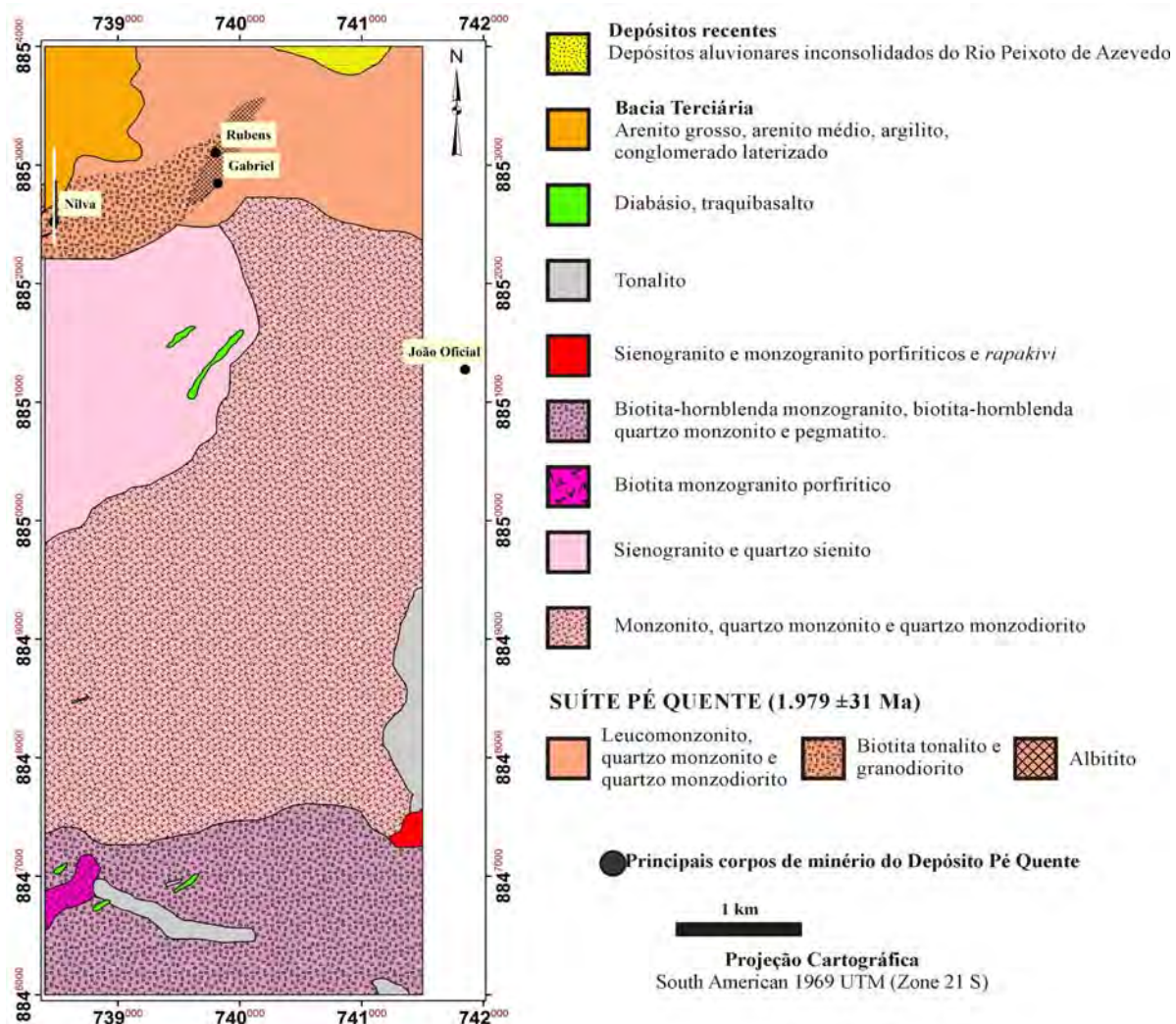


Figura 8 - Mapa geológico do entorno do Depósito Pé Quente e com a localização de seus principais corpos de minério (Modificado de Assis 2011).

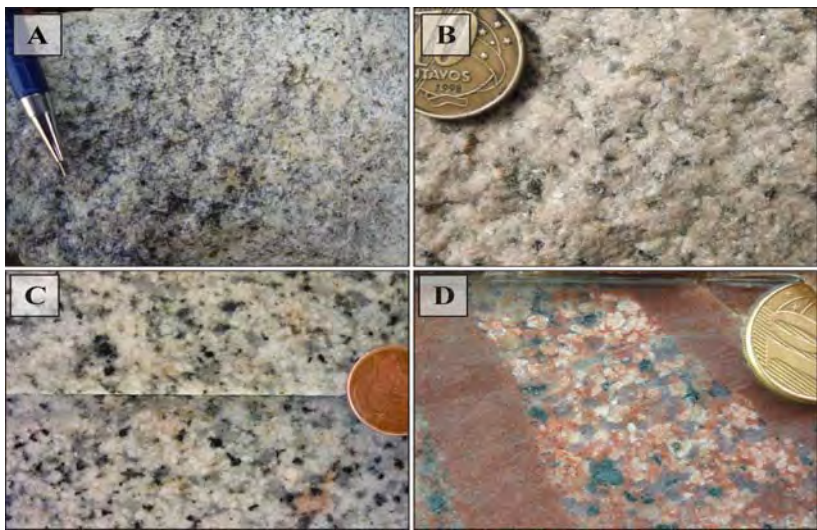


Figura 9 - (A) Leucomonzonito isotrópico, inequigranular fino a médio, hipidiomórfico, raramente porfírico (10% do volume da rocha), com boxworks de pirita e fenocristais de plagioclásio e subordinadamente de ortoclásio com até 7,2 cm de comprimento; (B) Albitito fino a médio, leucocrático, inequigranular e hipidiomórfico; (C) Biotita tonalito inequigranular, isotrópico e hipidiomórfico; (D) Diques de granodiorito aplítico em biotita tonalito com forte alteração potássica pervasiva.

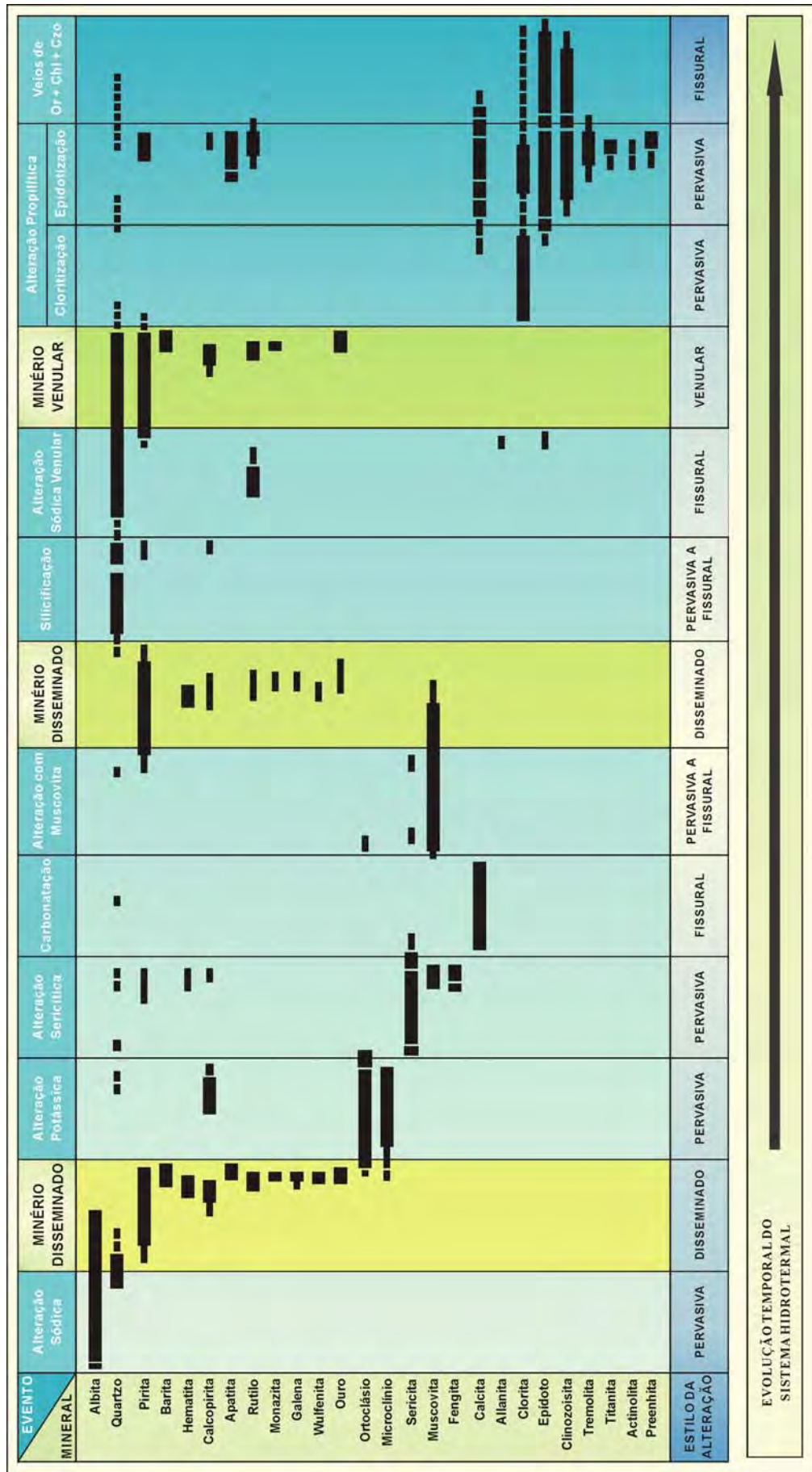


Figura 10 - Evolução paragenética do sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente.

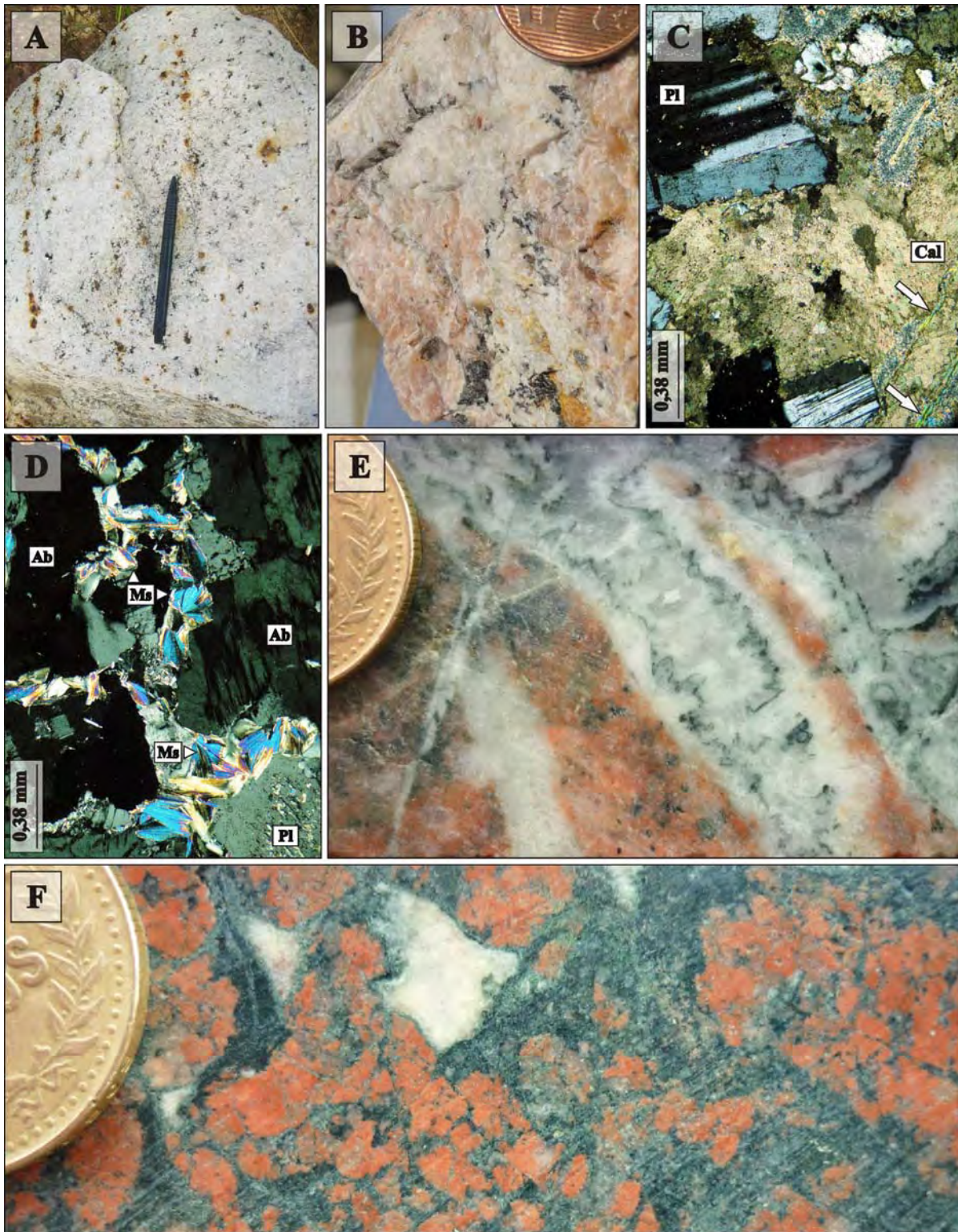


Figura 11 - (A) Monzonito com pirita disseminada e confinada a vênulas que truncam zona de intensa alteração sódica pervasiva que lhe confere a forte tonalidade esbranquiçada; (B) Megacristais de ortoclásio em hospedeira do depósito Pé Quente; (C) Forte carbonatação representada por calcita hidrotermal que oblitera a trama da rocha. Vênulas tardias de muscovita (setas) também podem ser observadas; (D) Vênulas irregulares de muscovita fibro-radial em monzodiorito; (E) Vênulas de quartzo com textura em pente e bordas com clorita; (F) Intensa cloritização que substitui a alteração potássica com feldspato (porções avermelhadas) e carbonatação com calcita (porções esbranquiçadas) em possível monzonito do depósito Pé Quente. FOTOMICROGRAFIAS: C-D: polarizadores cruzados. LEGENDA: (Ab) albita; (Cal) calcita, (Ms) muscovita, (Pl) plagioclásio.

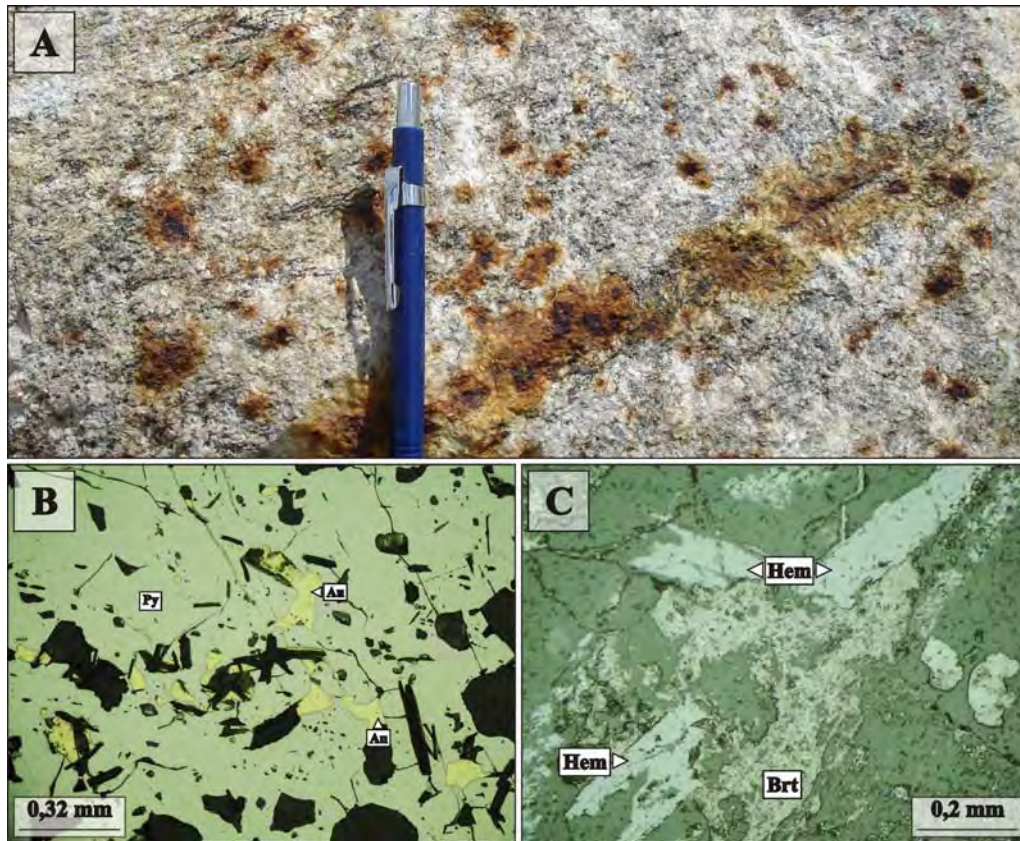


Figura 12 – (A) Megacristais de pirita limonitizada, disseminada e ao longo de fraturas em monzonito com forte alteração sódica pervasiva; (B) Inclusões de ouro em cristais de pirita; (C) Hematita e barita em zona de forte alteração sódica. FOTOMICROGRAFIAS: B-C: luz refletida. LEGENDA: (Au) ouro, (Brt) barita, (Hem) hematita, (Py) pirita.

zonas de forte alteração sódica pervasiva, com pirita + barita + ouro disseminado, revelam a coexistência entre dois tipos de fluidos: (1) aquo-carbônicos e (2) aquosos bifásicos. As inclusões aquo-carbônicas são de baixa salinidade (7,7 a 8,1% eq. NaCl), temperaturas de fusão do CO<sub>2</sub> concentradas entre -57,8 e -56,1°C, indicativas de CO<sub>2</sub> puro, além de relativa homogeneidade quanto ao grau de preenchimento pela fase de CO<sub>2</sub> líquida, com variação de 20% a 45%, porém, com um grupo com até 80-90%. Os fluidos aquosos bifásicos exibem homogeneidade quanto ao grau de preenchimento pela fase de vapor (10-25%), porém, são constituídos tanto por inclusões eminentemente aquosas e de baixa salinidade (0,5 a 12,5 % eq. NaCl), quanto por aquelas com concentrações subordinadas de CO<sub>2</sub>, verificadas devido à formação de clatratos durante a microtermometria.

#### DEPÓSITO LUIZÃO

O granito Novo Mundo (1.970 ±3 Ma – 1.964 ±1 Ma) a oeste da cidade homônima (Figs. 2 e 3)

aloja mais de uma dezena de depósitos auríferos que foram lavrados por garimpeiros entre os anos de 1990 e 1993 (Paes de Barros 2007). Dentre esses, o denominado de Luizão foi objeto de pesquisa da empresa RJK, em 1997, que constatou a natureza disseminada da mineralização aurífera, distinta da maioria dos depósitos auríferos reportados na região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo, que são eminentemente filonianos. Essa mineralização encontra-se disseminada em rocha granítica fortemente hidrotermalizada, possivelmente de composição de sienogranito a monzonito (Fig. 13A). Os corpos de minério são descontínuos e se estendem por até 2000 metros segundo a direção N75-85W, geralmente balizados por diques hidrotermalizados de composição andesítica a basáltica (Abreu 2004, Paes de Barros 2007). Além disso, os corpos de minério são descontínuos e configuram blocos romboédricos delimitados e fragmentados por uma tectônica rúptil representada por sistemas de fraturas sub-horizontais, N-S e NE subverticais (Fig. 13B).

A alteração hidrotermal é representada por uma

albitização precoce e restrita que gradua em direção à mineralização para zonas mais amplas de forte alteração potássica com formação de microclínio que confere uma intensa coloração avermelhada à rocha granítica (Fig. 13C). O sistema evolui na sequência para uma alteração constituída por muscovita fibro-radial (40% – 50%), quartzo (5% – 20%) e clorita (5% – 20%), que preenchem interstícios da rocha granítica ou substituem microclínio e plagioclásio (Figs. 13D-E). Em zonas onde essa alteração é intensa, o granito hospedeiro passa para uma rocha de tonalidade esverdeada constituída essencialmente de muscovita, quartzo e clorita, denominada de hidrotermalito. Vênulas de calcita e epidoto representam o evento mais tardio do sistema hidrotermal do depósito Luizão (Abreu 2004, Paes de Barros 2007).

O minério ocorre espacialmente associado às zonas de intensa alteração com muscovita, quartzo e clorita (Fig. 13F), sendo dominado por pirita eudral a subeudral, com dimensões de até 6 mm, e teores de As entre 0,7% e 1,1%. Pirita pode também ocorrer associada a quartzo ao longo de veios. Quantidades subordinadas de calcopirita, rutilo, hematita, esfalerita, galena e traços de monazita, thorita e teluretos de Ag também fazem parte da associação do minério (Abreu 2004, Paes de Barros 2007). Rutilo e hematita ocorrem apenas nas zonas mineralizadas: o primeiro de hábito acicular encontra-se disseminado na matriz, como pequenas inclusões ou preenchendo fraturas na pirita, enquanto o segundo concentra-se somente em veios. O ouro, com dimensões de no máximo 10 µm e concentrações de Ag entre 4% e 22%, ocorre principalmente como inclusões na pirita e mais subordinadamente na clorita (Fig. 13G). A sequência de formação da associação dos minerais de alteração hidrotermal e do minério está ilustrada na Figura 14. A geoquímica do minério (Abreu 2004, Paes de Barros 2007) revela que no depósito Luizão o enriquecimento em Au é acompanhado por aumentos significativos nos teores de Ag, Cu, Zn, As, Sb e Te, e em menor intensidade, nos de Bi, Pb e Mo.

Estudos de inclusões fluidas em quartzo da zona mineralizada com teores médios de Au de 1,27 ppm revelam a presença conjunta de dois tipos principais de fluidos: (1) aquoso de salinidade elevada (33,6-37% eq. NaCl) representado por inclusões com cristais de halita e temperaturas de homogeneização total (Th<sub>t</sub>) entre 200 e 280°C; e

(2) aquosos de salinidade baixa a moderada (2,5 a 15% eq. NaCl) e temperatura de homogeneização entre 95°C e 180°C. Ambos os tipos ocorrem dispersos aleatoriamente nos cristais de quartzo, mas com predomínio das do segundo tipo. Com base nos dados de inclusões fluidas, valores de pressão entre 0,9 a 1,2 kbares foram estimados como mínimos para a formação do depósito Luizão (Assis 2006, Assis *et al.* 2008).

#### DEPÓSITO X1

O depósito X1 localiza-se entre as cidades de Matupá (~10 km a norte) e Guarantã do Norte (~13 km a sul) (Figs. 2 e 3). O depósito tem sido alvo de pesquisas exploratórias por meio de geoquímica de solo, aerogeofísica, geofísica terrestre e campanhas de sondagem desde 2002, em um primeiro estágio pela VALE, posteriormente pela Mineração Monte Alegre em 2007 e, mais recentemente, pela empresa Rio Novo Mineração.

Em termos regionais, o depósito insere-se em uma região cartografada como pertencente à  *fácies 4* da Suíte Intrusiva Matupá (Fig. 3), composta por hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito (Moreton & Martins 2005, Souza *et al.* 2005). No entanto, investigações de raros afloramentos e descrições de testemunhos de sondagem revelam que a área do depósito X1 consiste essencialmente de uma suíte de composição granodiorítica a tonalítica, e mais subordinadamente de diques máficos, com espessuras raramente superiores a 5 metros, o que difere, portanto, da  *fácies 4* da Suíte Matupá (Rodrigues 2012) (Fig. 15). O entorno do depósito é constituído por dois litotipos principais: (1) biotita granodiorito porfirítico de granulação média a grossa, com fenocristais de quartzo e plagioclásio de dimensões de até 1,5 cm e 3 cm, respectivamente (Fig. 16A), além de raros enclaves de vulcânicas máficas; (2) quartzo-feldspato pórfiro (QFP) de matriz fina e composição tonalítica (Fig. 16B), com fenocristais de quartzo e plagioclásio que ocupam de 5 a 10% do volume da rocha, com apatita, zircão e rutilo como fases acessórias, porém, com ausência de minerais máficos. Enclaves do QFP com dimensões que variam de 3 a 8 cm e contornos angulosos são frequentemente reconhecidos no granodiorito porfirítico. Entretanto, enclaves de até 10 cm de comprimento e formatos arredondados a angulares do biotita granodiorito

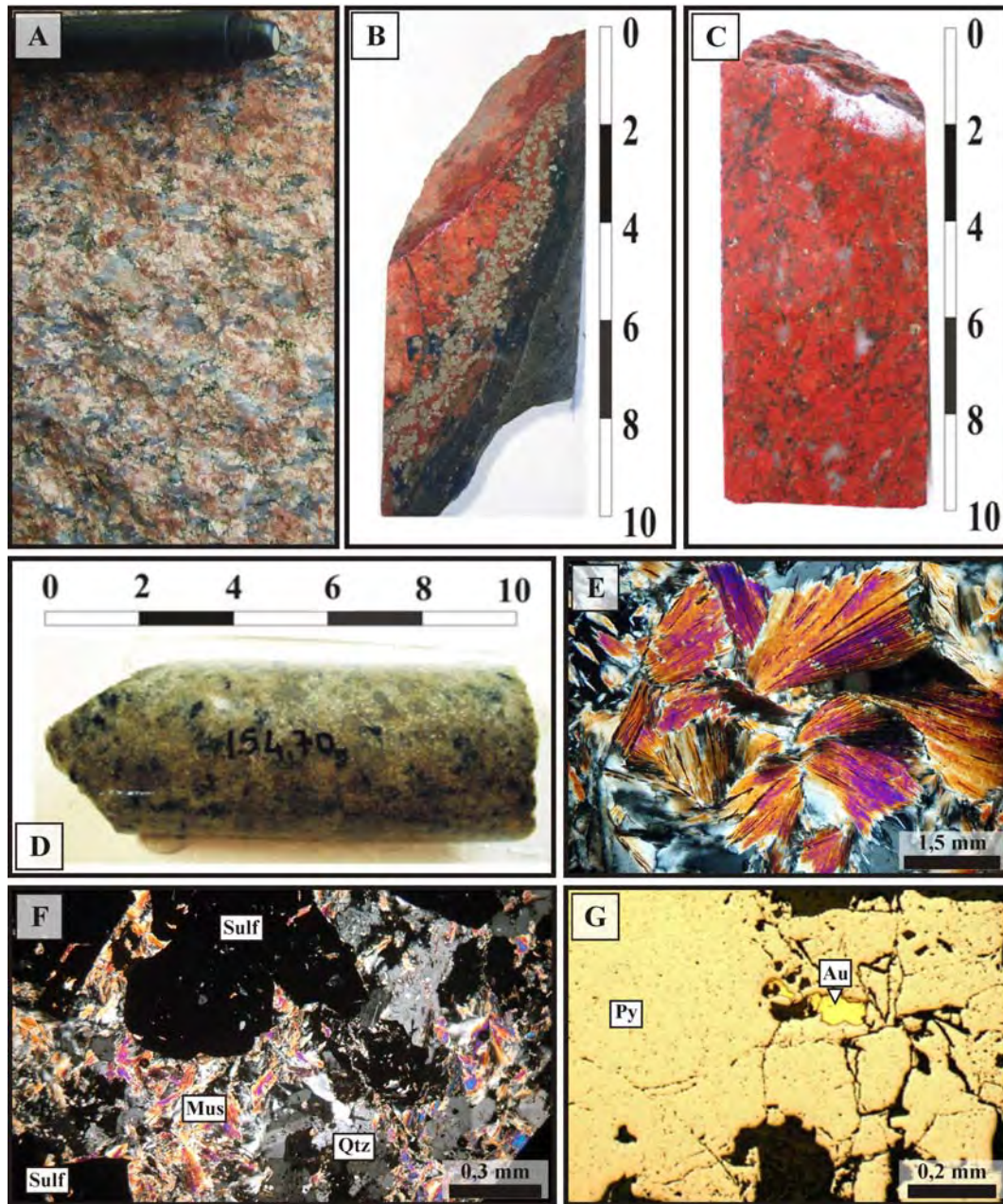


Figura 13 - (A) Sienogranito Novo Mundo com textura equigranular e com leve orientação dos cristais de quartzo; (B) Minério constituído por pirita disseminada em zona de fraturas no contato com vulcânica máfica; (C) Forte alteração potássica pervasiva representada por microclínio em rocha granítica do depósito do Luizão; (D) Rocha granítica com intensa alteração com muscovita grossa + quartzo + sulfetos disseminados; (E) Alteração com muscovita fibro-radial em sienogranito; (F) Pirita disseminada em zona com muscovita e quartzo; (G) Ouro incluído em pirita em zona de forte alteração com muscovita. FOTOMICROGRAFIAS: E-F: polarizadores cruzados; G: luz refletida. LEGENDA: (Au) ouro, (Mus) muscovita, (Qtz) quartzo, (Py) pirita, (Sulf) sulfetos.

porfirítico, embora menos comuns, também são descritos no QFP. Embora as relações temporais entre esses dois litotipos ainda não tenham sido definidas por geocronologia, as relações geológicas observadas acima sugerem preliminarmente um sistema de múltiplas intrusões, possivelmente com colocações separadas por um curto intervalo de tempo.

Lineamentos estruturais com direções NW – SE e NE – SW são registrados na região que engloba o depósito X1 e coincidem com as principais direções de estruturas regionais reconhecidas no setor leste da PAAF (Ilanhez 2008).

Tanto o biotita granodiorito porfirítico como o QFP hospedam a mineralização aurífera do depósito X1. Nesses litotipos foram reconhecidos os

ROCHA	Sienogranito e Monzogranito	Granito a sericita	Granito a sericita + clorita	MINÉRIO
<b>ESTÁGIO / MINERAL</b>	Magmático	Protomilonítico	Metassomático	Hidrotermal
Plagioclásio	-----	-----	-----	
K-feldspato	-----	-----	-----	
Quartzo	-----	-----	-----	
Biotita	-----			
Titanita, Apatita, Zircão, Monazita	-----			
Albita		-----	-----	
Muscovita, Sericita		-----	-----	-----
Clorita	-----	-----	-----	-----
Monazita, Thorita				-----
Hematita, Titanita, Rutilo, Ilmenita				-----
Carbonato de Ca e Mn, Epidoto				-----
Calcopirita, Galena, Esfalerita				-----
Pirita, Ouro, Telureto de Ag				-----
<b>ESTILO DA ALTERAÇÃO</b>	PERVASIVO	PERVASIVO A CONFINADO	PERVASIVO	DISSEMINADO A FISSURAL
<b>EVOLUÇÃO TEMPORAL DO SISTEMA HIDROTHERMAL</b> →				

Figura 14 - Evolução paragenética do sistema hidrotermal do depósito Luizão, segundo Abreu 2004 e Paes de Barros (2007).

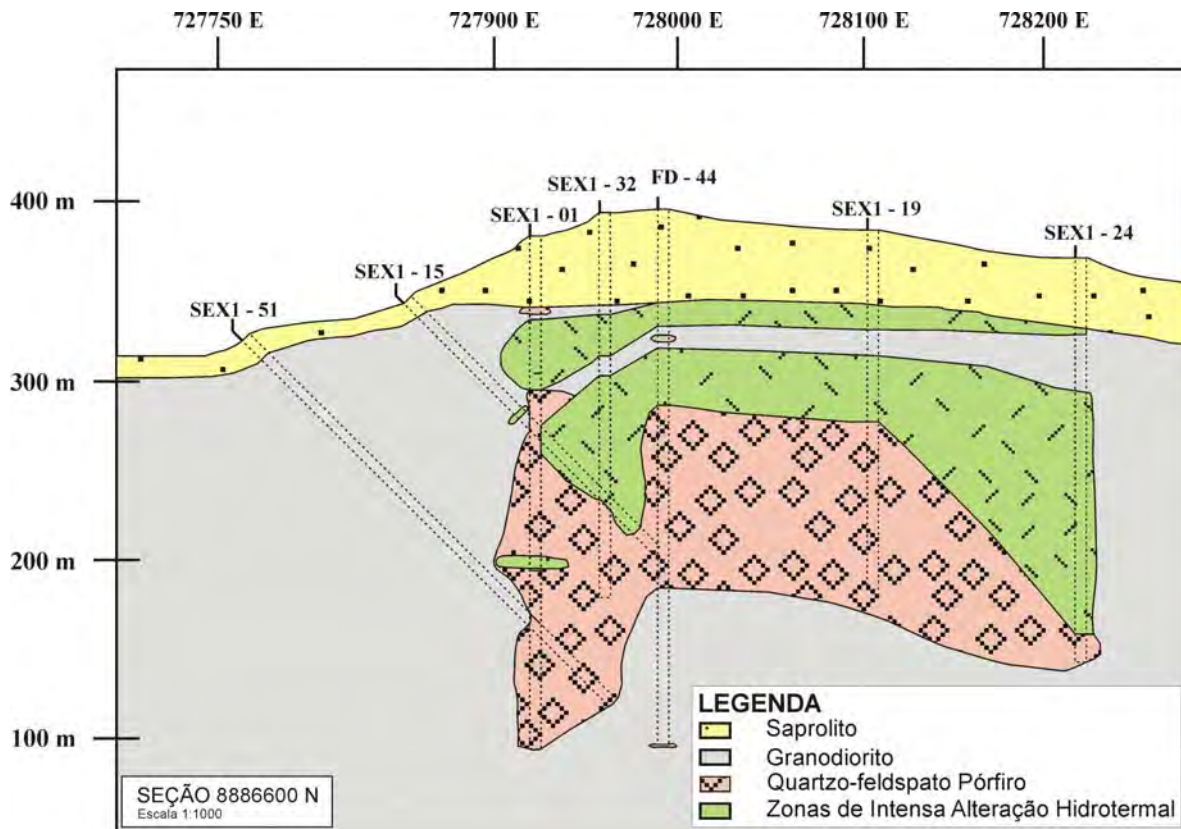


Figura 15 - Perfil geológico do depósito X1 elaborado a partir do conjunto de furos de sondagem ao longo da seção 8886600N.

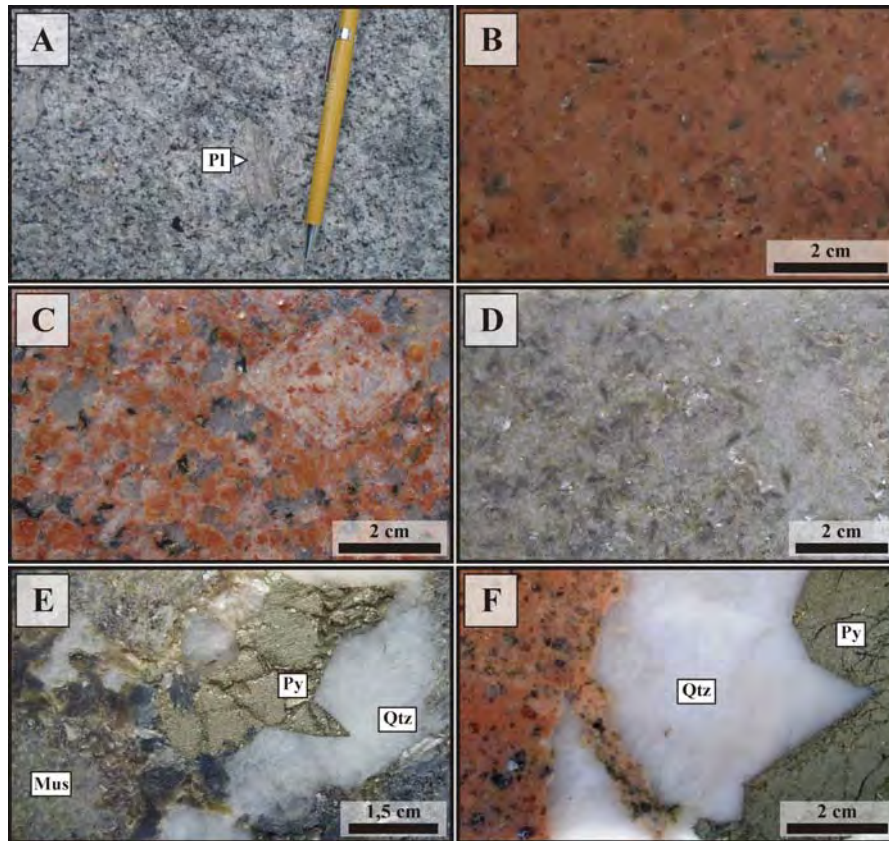


Figura 16 - Depósito X1: (A) Biotita granodiorito isotrópico e com textura porfírica representada por cristais de plagioclásio; (B) Quartzo-feldspato pórfiro com fenocristais de quartzo bi-terminado; (C) Biotita granodiorito com intensa alteração potássica representada pela substituição parcial do fenocristal de plagioclásio por ortoclásio; (D) Alteração com muscovita fibro-radial, quartzo e pirita em granodiorito porfírico; (E) Vênula e bolsões de quartzo com muscovita e pirita maciça associada; (F) Veio de quartzo leitoso com pirita maciça em quartzo-feldspato pórfiro. LEGENDA: (Mus) muscovita; (Pl) plagioclásio; (Py) pirita; (Qtz) quartzo.

seguintes tipos de alteração hidrotermal (Rodrigues 2012) (Fig. 17): (1) potássica com feldspato potássico; (2) muscovita – quartzo – pirita; (3) propilítica; (4) clorítica; e (5) carbonática. A alteração potássica tem distribuição espacial ampla e ocorre na forma de manchas avermelhadas que afetam a matriz e fenocristais das rochas (Fig. 16C). Essa alteração geralmente envolve as zonas mineralizadas, porém posiciona-se em setores mais distais. A alteração potássica é substituída parcialmente a totalmente pela associação muscovita + quartzo + pirita (Figs. 16D-E), gerando zonas com espessuras de 1 a 130 m. Vênulas e/ou bolsões de quartzo com sulfetos, geralmente com muscovita concentrada nas bordas ou no seu interior são frequentes neste tipo de alteração hidrotermal (Rodrigues 2012) (Figs. 16E e 16F). A alteração propilítica caracterizada por clorita + epidoto + calcita ± apatita ± rutilo ± hematita ± pirita mostra distribuição restrita e distal às zonas mineralizadas, enquanto que vênulas tardias de

epidoto e/ou calcita são frequentes. Também de ocorrência mais subordinada, clorita substitui biotita ígnea e muscovita, assim como carbonato substitui o plagioclásio ígneo.

A mineralização aurífera do depósito X1 ocorre principalmente disseminada em zonas com intensa alteração com muscovita + quartzo + pirita (Figs. 18A-B), assim como se associa de forma mais subordinada a veios tardios de quartzo (Figs. 18E-F). O minério disseminado é representado pela associação pirita ± calcopirita ± rutilo ± hematita (Fig. 18C) que contém teores de ouro entre 0,5 e 10 ppm. Veios de quartzo mostram a mesma associação mineral, mas teores de Au bem mais reduzidos (< 0,2 ppm; Rodrigues 2012). A pirita ocorre principalmente como cristais euédricos a sub-euédricos finos a grossos e como agregados de até 5 cm de diâmetro, ou mesmo ao longo de fraturas ou zonas brechadas. A hematita exibe granulação fina a média e hábito acicular, enquanto a calcopirita encontra-se disseminada na matriz com mus-



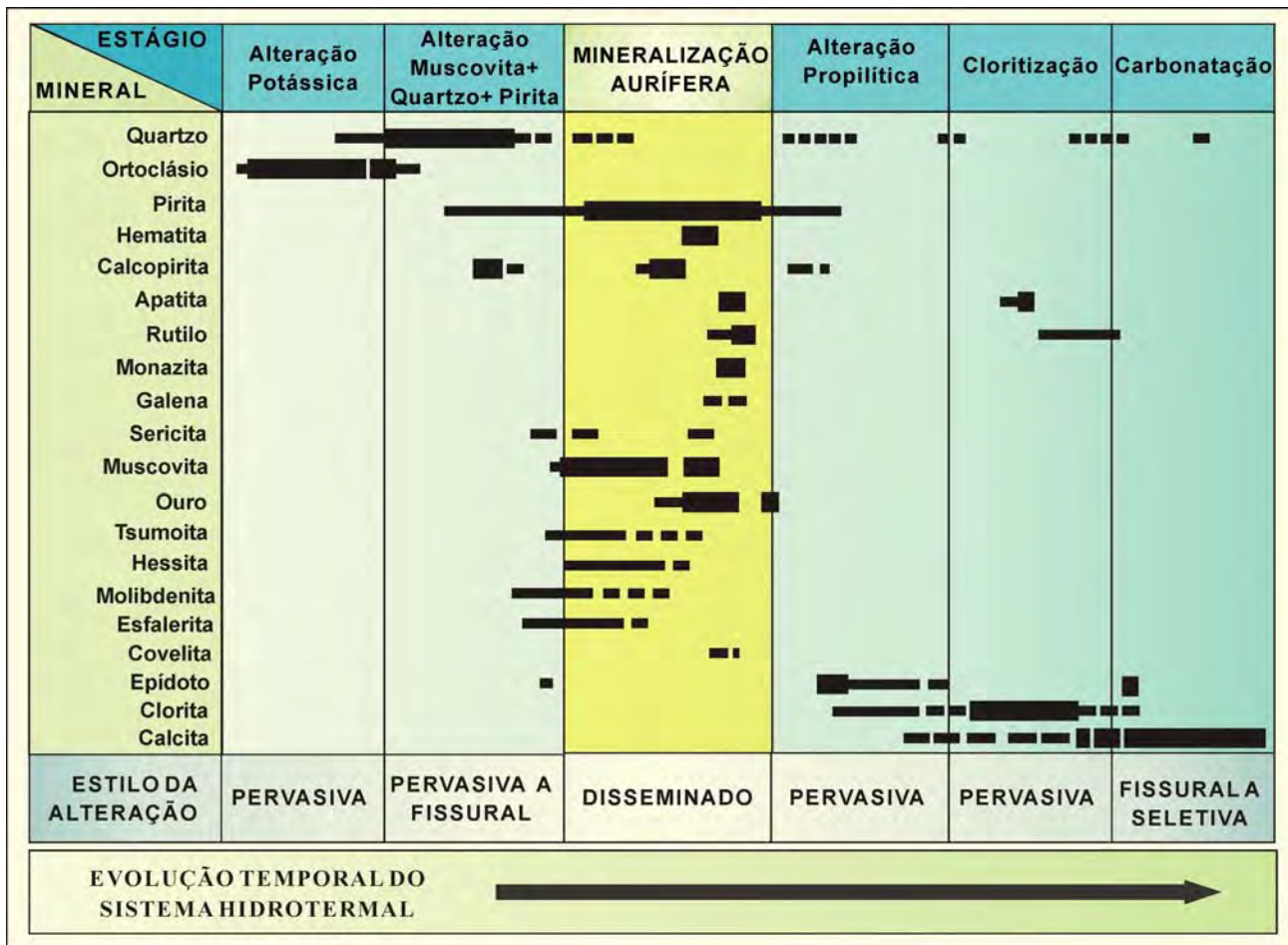


Figura 17 - Evolução paragenética do sistema hidrotermal do Depósito X1.

covita e quartzo ou como inclusões na pirita e/ou confinado a veios de quartzo. Galena, monazita e molibdenita normalmente formam pequenas inclusões arredondadas na pirita ou dispersas na matriz com muscovita e quartzo (Fig. 18D). Diferentes fases com Bi, Te, Mo e Ag são identificadas nas zonas mineralizadas, e ocorrem tanto inclusas na pirita quando disseminadas na ganga (Fig. 18E). O ouro forma inclusões muito finas (~20 µm) na pirita (Fig. 18F) e exibe concentrações em Ag de 20% a 30%. A geoquímica do minério do depósito X1 indica forte correlação positiva entre os teores de Au com os de Ag, Bi, e em menor escala, com os de Pb e Cu (Rodrigues 2012).

Assembleias de inclusões fluidas provenientes de veios de quartzo ± pirita ± calcopirita em zonas de intensa alteração com muscovita + quartzo indicam a coexistência entre os seguintes tipos de fluidos: (1) aquoso bifásico de salinidade baixa (até 9,3% eq. NaCl) a elevada (23,6-26% eq. NaCl) e temperaturas de homogeneização total entre 177°C-268°C e 126°C-262°C, respecti-

vamente; e (2) aquo-carbônico de baixa salinidade (7-8,8% eq. NaCl), elevada temperatura de homogeneização (251°C-334°C) e variável grau de preenchimento (40-95%), indicativas de possível aprisionamento heterogêneo mediante processo de imiscibilidade (Trevisan 2012).

### Depósitos de Au - metais de base

Os depósitos denominados Francisco (Assis 2011) e Bigode (Assis 2008) no extremo sudeste da PAAF, na região da Agrovila União do Norte (MT), correspondem aos exemplos mais conhecidos na província de mineralizações de ouro associado a metais de base (Figs. 2 e 3).

#### DEPÓSITO DO FRANCISCO

O depósito do Francisco corresponde a um garimpo atualmente em lavra por meio de galeria, onde ocorrências de galena maciça foram descobertas durante a exploração de ouro primário.

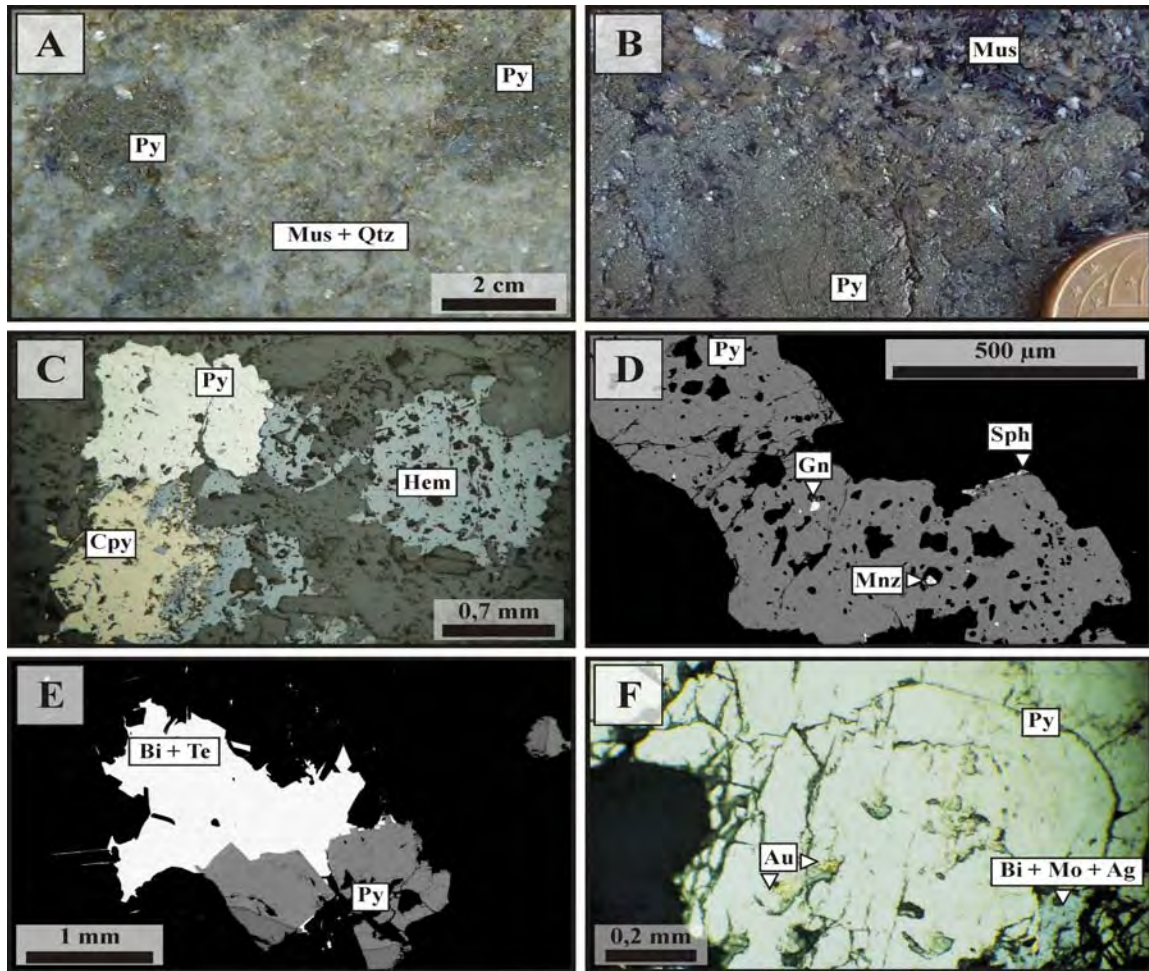


Figura 18 - (A) Hospedeira granítica intensamente alterada a muscovita + quartzo + agregados de pirita grossa com até 2cm; (B) Pirita maciça e calcopirita subordinada associadas à placas de muscovita fibroradial; (C) Pirita + calcopirita + hematita em paragênese; (D) Inclusões de galena, esfalerita e monazita em pirita; (E) Cristal sub-euédrico de telureto de bismuto associado à pirita; (F) Inclusões de Au e fases ricas em Bi, Mo e Ag na pirita. FOTOMICROGRAFIAS: C,F: luz refletida; D-E: imagem de elétrons retro-espalhados (MEV). LEGENDA: (Au) ouro, (Cpy) calcopirita, (Mus) muscovita; (Gn) galena, (Hem) hematita, (Mnz) monazita, (Py) pirita, (Sph) esfalerita.

Essa ocorrência interessou à Empresa AJAX que explotou o minério de chumbo até o ano de 2010 como matéria prima para a produção de baterias automotivas. Atualmente, a empresa ainda é detentora dos direitos minerários do depósito, no entanto, arrenda a área para que garimpeiros locais possam explotar o minério aurífero.

O depósito está hospedado em grauvaca-feldspática e arenito arcoseano lítico da Unidade Vulcanoclástica, próximo ao Pórfiro União do Norte (Figs. 6 e 19), em relação ao qual os padrões da alteração hidrotermal exibem forte relação espacial (Assis 2011). Nos setores mais proximais da mineralização, a unidade vulcanoclástica é afetada por intensa silicificação e alteração sericitica, enquanto que nas porções distais, as alterações

potássica, argílica, silicificação e propilítica são dominantes (Assis 2011, Assis et al. 2011a,b). Nos setores mineralizados, a silicificação corresponde ao principal estágio hidrotermal, uma vez que é acompanhada pela precipitação de sulfetos. A alteração sericitica com sericita, quartzo, sulfetos, clorita e muscovita subordinada forma extenso envelope de aproximados 5-6 m de extensão em torno das zonas silicificadas e mineralizadas (Fig. 20A), contudo, também afeta parte do Pórfiro União do Norte nas proximidades dos setores mineralizados. Nessas áreas, apófises da unidade sub-vulcânica, com no máximo 1,5 m de extensão, estão intensamente sericitizadas.

A alteração potássica é frequentemente reconhecida em setores de borda ou central do Pórfiro

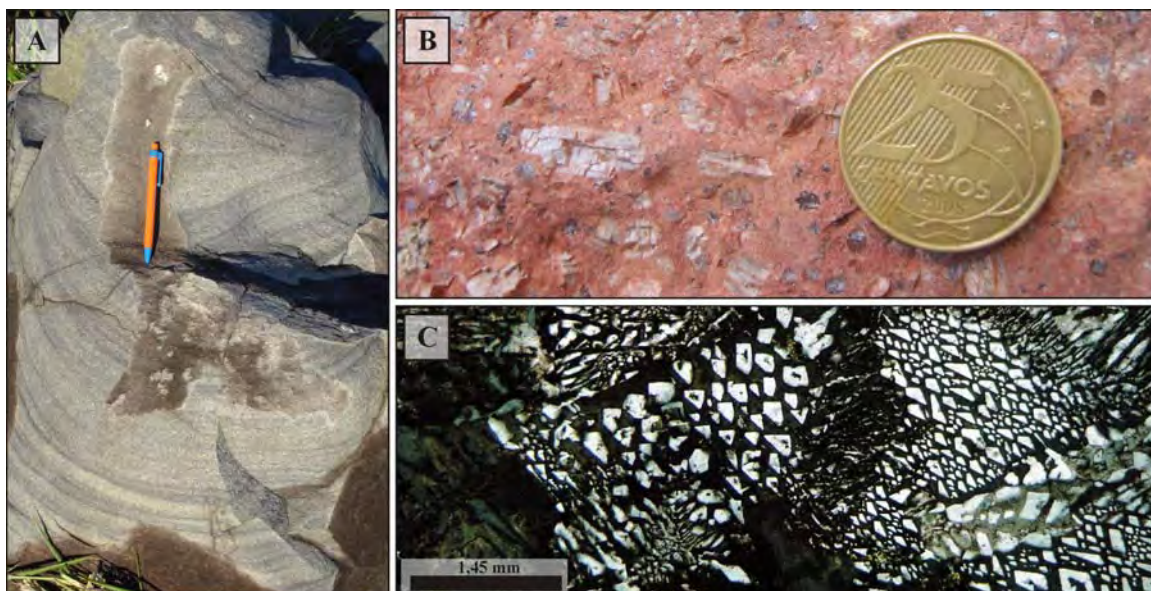


Figura 19 - (A) *Grauvaca-feldspática vulcanoclástica de granulometria fina e com laminação plano-paralela truncada por estratificação cruzada de pequeno porte*; (B) *Pórfiro União do Norte com fenocristais centimétricos de plagioclásio e quartzo bi-terminado*; (C) *Textura micrográfica característica do Pórfiro União do Norte. FOTOMICROGRAFIAS: C: polarizadores cruzados.*

União do Norte (Fig. 20B), é de estilo pervasivo e representada por ortoclásio  $\pm$  quartzo  $\pm$  biotita  $\pm$  hematita. Veios e/ou bolsões de epidoto + clorita + clinzoisita com halos de ortoclásio (Fig. 20C) estão espacialmente associados, na escala da província, às regiões mais distais de zonas mineralizadas, a exemplo do depósito Pé Quente. A alteração argílica na vulcanoclástica é caracterizada por uma assembléia com caolinita + sericita  $\pm$  hematita sendo geralmente proximal ao contato com o Pórfiro União do Norte (Fig. 20D). Essas zonas de contato ainda contêm silicificação e injeção de sílica, ambas temporalmente amplas e fortemente condicionadas às zonas de contato do pórfiro. Essas zonas são caracterizadas por intensa injeção de sílica, com desenvolvimento de densos sistemas em *stockwork* e veios de quartzo com texturas em pente, esferulítica e *boxworks* de pirita, além de brechas hidráulicas cimentadas por quartzo, drusas e texturas coliformes (Fig. 20E), particularmente nas zonas de contato com o granito sub-vulcânico. Essas relações geológicas, aliadas às texturas ígneas do pórfiro, são sugestivas de que a unidade teria se saturado em uma fase fluida em nível crustal raso (Candela 1997). Localmente e em setores mais distais das zonas de minério ocorrem rochas constituídas por uma alternância de camadas de sílica muito fina, de até 1 cm de espessura, com camadas de até 5mm de espessura com alunita, caolinita, illita, sericita e

hematita (Fig. 20F).

A alteração propilítica representa um estágio hidrotermal tardio, de caráter regional e bem expresso na unidade vulcanoclástica (Fig. 20H), porém, subordinada no Pórfiro União do Norte. É representada pela associação de clorita + epidoto + actinolita  $\pm$  magnetita  $\pm$  apatita  $\pm$  pirita  $\pm$  calcita  $\pm$  quartzo  $\pm$  calcopirita  $\pm$  esfalerita  $\pm$  margarita  $\pm$  clinzoisita  $\pm$  rutilo  $\pm$  titanita  $\pm$  ortoclásio, que ocorre disseminada ou em vênulas. Vênulas e veios centimétricos a decimétricos de hematita especular (Fig. 20G) com concentrações muito restritas de pirita são comuns e representam o estágio hidrotermal mais tardio que teria afetado o depósito, pois cortam todas as unidades e estágios hidrotermais anteriores. A sequência de formação das minerais do minério e dos tipos da alteração hidrotermal está ilustrada na Figura 21.

O corpo de minério principal do depósito é maciço e forma veios de quartzo de direção N15-50W que truncam a estratificação primária ( $S_0$ ) da unidade vulcanoclástica, de direção N30-63°E / 07-75°SE. Brechas, mini-geodos e veios de quartzo com textura em pente são texturas frequentemente encontradas neste setor mineralizado e denotam texturas de percolação de fluidos em nível crustal raso (Fig. 22B). Essas zonas são envelopadas por uma intensa alteração sericítica que afeta a vulcanoclástica e exhibe incipiente sulfetação disseminada (Fig. 20A e Fig. 22A) (Assis *et al.*



Figura 20 - (A) O minério principal é maciço e ocorre em zona de silicificação com halo de alteração sericítica com sulfetos disseminados; (B) Forte alteração potássica pervasiva com ortoclásio, típica das porções mais centrais do Pórfiro União do Norte; (C) Veios de epidoto + clinozoisita + clorita com estreitos halos de ortoclásio hidrotermal; (D) Alteração argílica cortada por veios de quartzo com textura em pente; (E) Veio de quartzo com textura em pente, típica das proximidades dos depósitos auríferos associados a metais de base; (F) Sílica estratificada alternada com camadas milimétricas de alunita + illita; (G) Vênulas tardias de hematita em grauvacafeldspática vulcanoclástica com alteração potássica pervasiva responsável por sua colocação avermelhada; (H) Grauvacafeldspática vulcanoclástica com vênulas e bolsões de epidoto + clinozoisita + clorita, típicos da alteração propilitica.

2011a).

A associação mineral do minério principal consiste essencialmente de pirita, esfalerita, galena, digenita, calcopirita, hematita (Figs. 22C-E), além de concentrações menores de magnetita, bornita, pirrotita, monazita, apatita e greenockita (CdS). A pirita forma cristais sub-euédricos de granulação fina a grossa, com inclusões de calcopirita, magnetita, esfalerita, digenita, quartzo e galena. Esfalerita pode formar tanto zonas maciças, cristais

anédricos que englobam a pirita e galena, como ocupar os interstícios da pirita. Três variedades composicionais de esfalerita estão presentes nas zonas mineralizadas do depósito (Assis 2011): (i) uma precoce, rica em ferro e com inclusões de pirita; (ii) uma segunda, mais tardia, rica em cobre e com grande quantidade de inclusões de calcopirita (*chalcopyrite disease*; Fig. 22D) e digenita; e (iii) outra intermediária, rica em ferro e cobre, com pirita e calcopirita inclusas. Esse sequenciamento

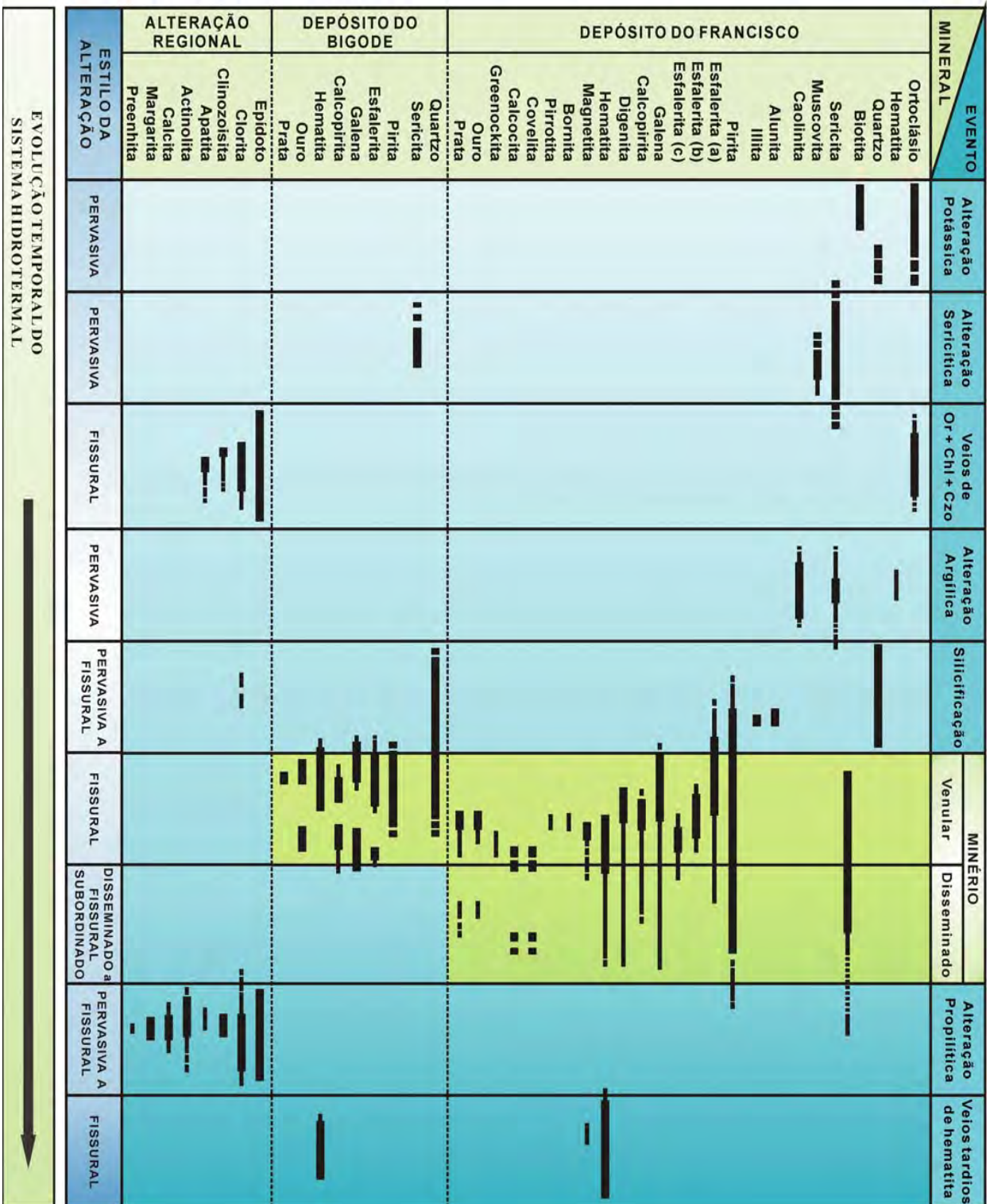


Figura 21 - Evolução do sistema hidrotermal dos depósitos auríferos associados a metais de base do Francisco e Bigode.

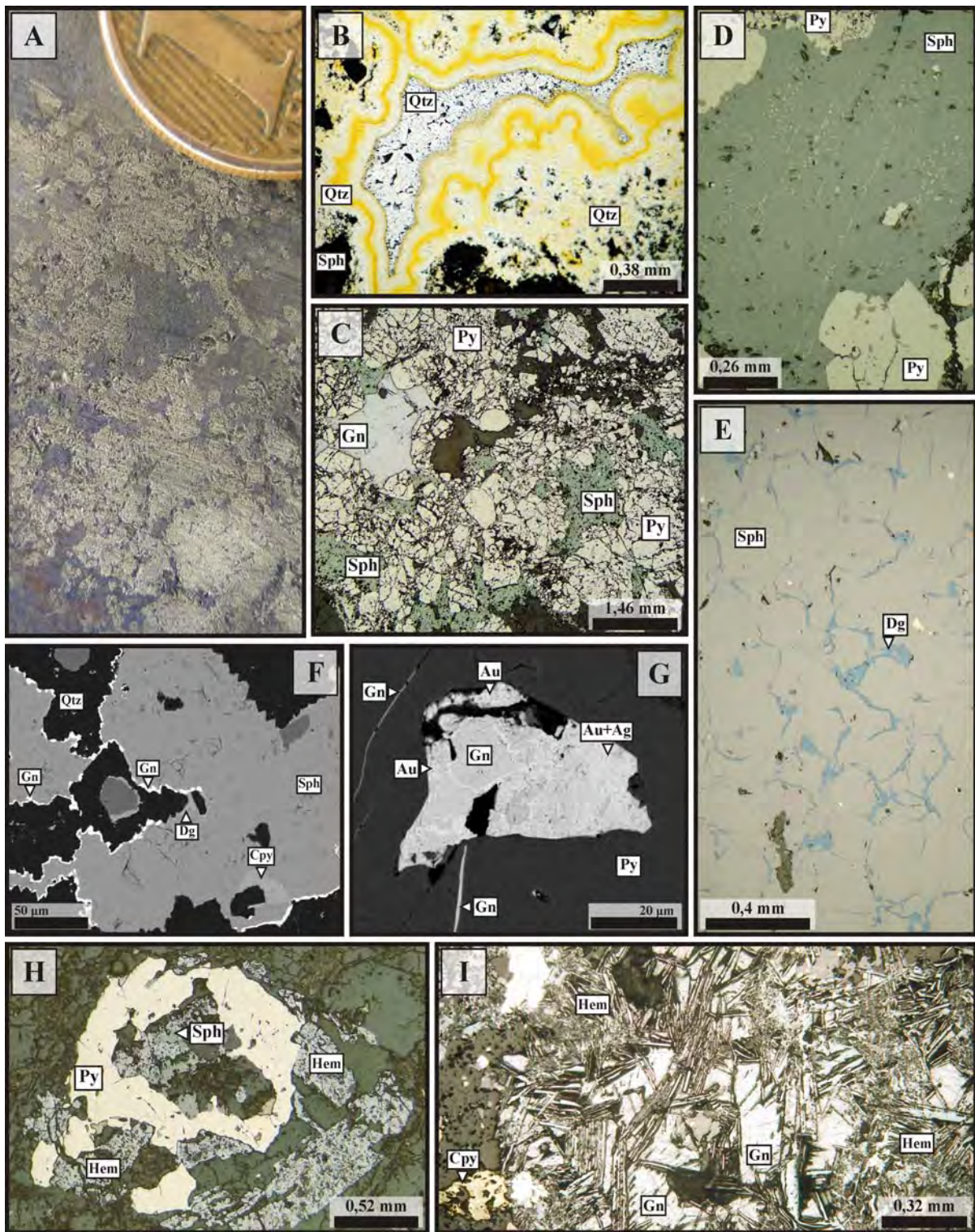


Figura 22 - (A) Minério disseminado predominantemente representado por pirita; (B) Texturas de percolação de fluidos em nível crustal raso, exemplificadas por geodos sub-milimétricos, são comuns nas zonas mineralizadas; (C) Pirita, esfalerita e galena são os principais sulfetos de metais de base encontrados nas zonas mineralizadas; (D) Textura da doença da calcopirita na esfalerita; (E) Digenita nos interstícios da esfalerita; (F) Esfalerita substituída por galena e digenita; (G) Exsolução de Au-Ag em galena incluída na pirita; (H) A pirita no minério disseminado é normalmente substituída por hematita; (I) No minério principal, a hematita pode ocorrer tanto em paragênese com os demais minerais de minério quanto substituir a galena. FOTOMICROGRAFIAS: B: luz natural; C-E, H-I: luz refletida; F-G: elétrons retro-espalhados (MEV). LEGENDA: (Ag) prata, (Au) ouro, (Cpy) calcopirita, (Dg) digenita, (Gn) galena, (Hem) hematita, (Py) pirita, (Qtz) quartzo, (Sph) esfalerita.

demonstra empobrecimento de Cu na esfalerita durante a cristalização do minério. Adicionalmente, esfalerita é comumente substituída por digenita e posteriormente por galena (Fig. 22F). A galena é fina a média e forma cristais intersticiais, inclusões na pirita e esfalerita, ou preenche vênulas tardias, enquanto digenita (principal sulfeto de cobre nas zonas mineralizadas do depósito), está incluída na galena ou ocorre nos interstícios da esfalerita (Fig. 22E). Magnetita forma pequenas inclusões idiomórficas na esfalerita e menos frequentemente na galena, enquanto hematita é do tipo especularita grossa, estando frequentemente associada à substituição da galena e esfalerita. O Au, restrito às porções mais ricas em pirita, tem íntima associação com a galena incluída na pirita e apresenta concentrações de Ag de 1,9 a 19,4% (Fig. 22G), enquanto a Ag também ocorre associada à galena incluída na pirita.

No minério disseminado no halo de alteração sericitica a paragênese é representada por pirita, esfalerita, galena, calcopirita, hematita, traços de monazita, magnetita, bornita e digenita, além de eventuais vênulas tardias de galena + calcopirita ± esfalerita ± pirita. À medida que se afasta do minério principal, observa-se redução nas concentrações de todos os sulfetos, assim como uma intensa substituição de pirita por hematita especular e de esfalerita por galena (Figs. 22H-I). Embora o ouro não tenha sido observado na petrografia deste estágio de sulfetação, a geoquímica de rocha total revela concentrações do metal que variam de 0,52 a 2,05 g/t e de prata entre 5,9 e 13,7 ppm, indicando que o ouro deva ocorrer como inclusões submicroscópicas na pirita (Assis 2011). Esta hipótese é reforçada pelos estudos de elementos-traço em pirita, obtidos por Barbuena (2009), os quais revelam concentrações de até 17 ppm de ouro na pirita. A geoquímica do minério (rocha total) indica concentrações relativamente elevadas de Cu (267-7.906 ppm), As (44-328 ppm), Cd (67-220 ppm), baixas de Bi (0,5-4,8 ppm), Mo (1-16 ppm), W (1,7-23 ppm), Sn (< 1-2 ppm) e Sb (0,4-3 ppm), e teores de Ag (5,9-13,7 ppm) mais elevados do que os de Au (0,52-2,05 g/t) (Assis 2011).

Estudos preliminares de inclusões fluidas realizados em veios de quartzo com pirita, esfalerita e galena, indicam a existência de fluidos eminentemente aquosos de baixa a moderada salinidade (até 24% eq. NaCl) e temperaturas de homoge-

neização total compreendidas entre 85° e 373°C. Além disso, a fase vapor ocupa volume variável (10-70%) nas inclusões fluidas aquosas, sugerindo que esses fluidos estiveram em ebulição durante a formação do minério.

#### **DEPÓSITO DO BIGODE**

Esse depósito é um garimpo atualmente abandonado que também se localiza nas proximidades da Agrovila de União do Norte (Fig. 3), aproximadamente a 7 km do depósito do Francisco.

O mapeamento geológico na escala de 1:100.000 (Assis 2008) nessa região revela que o depósito do Bigode está inserido nos domínios da Suíte Granodiorítica (Fig. 6), de idade  $1.853 \pm 23$  Ma (temporalmente correlacionado a Suíte Matupá). No entanto, relações de contato entre a mineralização e a hospedeira não foram claramente identificadas devido à falta de afloramentos adequados.

O padrão da alteração hidrotermal é bastante similar ao do depósito do Francisco (Fig. 21), sendo o minério representado pela paragênese pirita + esfalerita + hematita + galena ± calcopirita que ocorre em zonas de intensa silicificação sobrepostas à alteração sericitica subordinada. O minério ocorre em veios maciços de quartzo, que diferentemente do depósito do Francisco, não apresenta texturas de percolação de fluidos em nível crustal raso. O ouro ocorre como inclusões arredondadas a sub-arredondadas de 0,2 a 8 µm, no interior da pirita, ou como cristais de 1 a 10 µm em fraturas que truncam a pirita e usualmente preenchidas por galena + calcopirita ± esfalerita. Contudo, em ambos os casos o Au exibe concentrações em Ag que variam de 1,94 a 19,4% (Assis 2008).

## **DISCUSSÕES**

### **Mineralizações de Au ± Cu**

Os principais atributos geológicos dos depósitos estudados neste trabalho encontram-se sumarizadas na Tabela 3. Em geral, esses depósitos ocorrem hospedados em sistemas intrusivos félsicos cálcio-alcalinos, meta- a peraluminosos, magnesianos, hidratados e oxidados, com idades de colocação que variam de  $1.979 \pm 31$  Ma (depósito Pé Quente) a  $1.872 \pm 12$  Ma (possivelmente X1?). Esses sistemas intrusivos têm afinidade geoquí-

mica com ambiente de arcos vulcânicos e consistem de rochas que variam de (quartzo-)monzodiorito-monzonito a tonalito (e.g. depósito Pé Quente) a rochas mais evoluídas e fracionadas, como sieno-monzogranitos (e.g. depósito Luizão). Granodiorito, tonalito e albitito também tipificam hospedeiras, contudo, em menor proporção, e ocorrem nos depósitos X1 e Pé Quente (Tabela 3).

A alteração hidrotermal é muito semelhante entre os depósitos desse grupo, com zoneamento caracterizado pela alteração potássica (microclínio e/ou ortoclásio), que geralmente forma um envelope no entorno das zonas mineralizadas, seguida de alteração com muscovita + quartzo ± sericita, cloritização e finalmente por alteração propilítica de abrangência mais regional. As zonas mineralizadas estão geralmente associadas à alteração com muscovita + quartzo ± sericita (e.g. depósitos Pé Quente, Luizão e X1). O depósito Pé Quente mostra sequência de alteração hidrotermal similar, mas difere dos outros depósitos de Au±Cu investigados nesse trabalho por apresentar uma forte alteração sódica mais precoce, além da ocorrência de albitito fino. Em adicional, a mineralização aurífera nesse depósito está espacialmente associada tanto a essa alteração sódica quanto às zonas com muscovita + quartzo e veios de albite + quartzo.

Em todos os depósitos a paragênese do minério é dominada por pirita, acompanhada por concentrações subordinadas de calcopirita ± hematita (e.g. depósitos Luizão, X1) ou barita ± calcopirita (e.g. depósito Pé Quente). Fases ricas em Bi-Te-Ag são de ocorrência comum nas zonas mineralizadas dos depósitos do Luizão e X1, porém, são mais subordinadas no depósito Pé Quente. Nos depósitos Luizão e X1, em particular, observa-se uma forte correlação direta do Au com Bi, Te e Ag (Paes de Barros 2007, Rodrigues 2012).

De uma forma geral, essas características também são observadas em outros depósitos da porção leste da PAAF, a exemplo do Edu (granitos Santa Helena Antigo e Jovem 1.986 ± 6 e 1.967 ± 3 Ma; Bizotto 2004; Paes de Barros 2007), Aragão (granito Aragão 1.931 ± 12 Ma; Vitória 2010, Miguel-Jr 2011), Serrinha (granito Matupá 1.872 ± 12 Ma; Moura et al. 2006) e Pombo, hospedado em biotita-hornblenda sieno-monzogranito de idade desconhecida (Biondi 2005) (Tabela 3). A composição das hospedeiras nesses depósitos varia de granodiorito a sieno-monzogranito, com biotita e

hornblenda como máficos principais, a exemplo daquelas reportadas aos depósitos abordados neste trabalho. As zonas mineralizadas também estão associadas à alteração com muscovita + quartzo (e.g. Aragão e Pombo) ou então com sericita e clorita (e.g. depósito Serrinha; Moura et al. 2006), e menos frequentemente a veios de quartzo (e.g. depósitos Edu; Bizotto 2004, Paes de Barros 2007). No depósito Edu o minério ocorre na forma de veios sulfetados confinados a zonas de cisalhamento rúptil-dúctil de direção N10-20E que afetam as rochas graníticas hospedeiras, transformando-as em quartzo-sericita milonito sulfetado (Tabela 3). De modo geral, é observado que a alteração potássica é distal ao minério enquanto a propilítica é mais regional e tardia. Nestes depósitos, novamente a paragênese do minério é dominada por pirita, porém, com concentrações subordinadas de calcopirita, galena, hematita, esfalerita, pirrotita, cubanita, sulfossais, fases ricas em Bi-Te (e.g. depósitos Edu, Serrinha e Pombo) e hematita (e.g. Aragão).

Estudos de inclusões fluidas desenvolvidos até o momento sugerem que no depósito X1 fluidos ricos em CO<sub>2</sub>, de baixa salinidade (até 8,8% eq. NaCl) e de mais alta temperatura (251°C-334°C) coexistem com fluidos aquosos de salinidade variada (9,3 a 26% eq. NaCl) e de menor temperatura (177°-262°C). Dados petrográficos e microtermométricos preliminares de inclusões fluidas no depósito Pé Quente revelam fluidos similares ao X1. No depósito Luizão, entretanto, fluidos essencialmente aquosos e de altas salinidades (34 a 37% eq. NaCl) coexistem com fluidos também aquosos, mas com temperatura (95°C < T < 185°C) e salinidade (2,5 a 15% eq. NaCl) inferiores.

A íntima associação espacial dos depósitos X1, Pé Quente e Luizão com plútons graníticos sugere que suas mineralizações auríferas provavelmente se desenvolveram a partir da instalação de sistemas magmático-hidrotermais, durante a colocação e cristalização desses plútons. Além disso, o padrão da alteração hidrotermal e o regime de fluidos sugerem que esses sistemas magmático-hidrotermais devem ter se desenvolvido em profundidades distintas. A forte alteração sódica, a ocorrência marcante de muscovita e fluidos ricos em CO<sub>2</sub> nos depósitos X1 e Pé Quente podem refletir sistemas magmático-hidrotermais de maior temperatura e posicionados em nível crustal relativamente mais profundo, quando comparado ao



Tabela 3 - Comparação entre os principais depósitos auríferos da Província de Alta Floresta.

TIPO DE DEPÓSITO	DEPÓSITO	Hospedeira	Idade da hospedeira (Ma)	Alteração hidrotermal			Paragênese do minério	Associação geoquímica	Fluidos			
				Proximal	Intermediária	Distal						
Au ± Cu	<i>Pe Quente</i>	(quartzo-) monzoclorito, albita, tonalita, monzonito e granodiorito aplítico.	1 979 ±31 (monzonito)	Sódica, potássica e muscovita, todas pervasivas.	Silicificação, carbonatização e sericitiz. carbonatização e sericitiz. pervasivas	Propilitica e vetos de clorita + epidoto com halos de ortoclasio.	Prifta ± barita ± hematita ± galena ± calcopirita ± pirrotita ± monozita ± fases ricas em Te -Bi.	Au + Ba ± Bi ± Te ± Pb	Aquosos bifásicos com aquo-carbônicos.			
		<i>Lulidão</i>	Leuco-sienogranito equigranular, com monzogranito, quartzo monzonito e monzonito, subordinados.	1 970 ±3 Ma (monzogranito) e 1 964 ± 1Ma (sienogranito)	Sericitização, muscovita fibro-radial e clorita ferritica.	Albitização e potassificação pervasivas	Epidoto + apatita + carbonato de cálcio e manganes. ± hematita ± niflto ± ilmenita.	Prifta ± calcopirita ± estalierita ± galena ± monozita ± hematita ± niflto ± thortita	Au ± Ag ± Cu ± Te	Coexistência entre fluidos aquosos -salinos de moderada temperatura com fluidos aquosos de baixa salinidade e ThI.		
			<i>Eha</i>	Quartzo-sericitita milonito (GSHA) e monzogranito fino a médio e microporfitico (GSHI).	GSHA: 1 986 ± 6 Ma (monzogranito); GSHI: 1 967 ± 3 Ma (monzogranito)	Vetos de quartzo (foliação milonítica) e sericitização pervasivas.	Potassificação pervasiva, além de brechas	Epidotização, propilitização e zonas subordinadas ricas em albita e hematita.	Vetos com pirita ± calcopirita ± galena ± hematita ± sulfossais.	Au + Bi + Cu ± Pb ± Ag ± Te ± Se ± Pb	Aquosos-bifásico de baixa-moderada salinidade e ThI coexistentes com aquo-carbônicos de alta ThI e salinidades intermediárias.	
				<i>Argito</i>	Biotita-hornblenda sieno-monzogranito porfirítico.	1 931 ±12Ma (monzogranito)	Silicificação e muscovita fibro-radial.	Potássica pervasiva.	Propilitica pervasiva.	Prifta ± hematita ± calcopirita.	Au ± Cu	Aquoso bifásico e aquo-carbônico.
					<i>X1</i>	tonalito porfirítico e quartzo-feldspato porfirio de composição granodiorítica a tonalítica.	Suite Intrusiva Matupá? (1 872 ±12)	Muscovita grossa + quartzo + pirita de estilo pervasivo.	Potássica pervasiva.	Potássica e propilitica (clorita + epidoto + calcita ± apatita ± niflto ± hematita ± pirita)	Au ± Ag ± Cu ± Bi ± Te ± Mo	Aquosos-carbônicos salinos e aquosos bifásicos.
Au + metais de base	<i>Serrinha</i>	Biotita monzogranito equigranular a porfirico (Suite Intrusiva Matupá).	1 872 ±12 (monzogranito)	Sericitização, cloritização (clorita magnesiânica) e albitização.	Potássica (com microclino) e carbonatização.	Potássica e propilitica.	Prifta ± calcopirita ± estalierita ± pirrotita ± cianita ± galena.	Au ± Cu ± Zn ± Pb	Aquosos salinos de alta temperatura com aquo-carbônicos de baixa salinidade e de menor temperatura.			
		<i>Pombo</i>	Biotita-hornblenda sieno-monzogranito porfirítico e biotita-hornblenda sienogranito microgranular.	Indeterminada	Quartzo + sericitiz. + sulfetos.	Potássica e sódica.	Propilitica	Prifta, calcopirita, digenita, covelita, sulfossais de Cu, Bi e Ag.	Aquo-carbônico de baixa a elevada temperatura e salinidade, coexistente com fluidos aquosos de moderada salinidade e baixa temperatura.			
			<i>Bigode</i>	Biotita-hornblenda granodiorite(?).	1 853 ±23 Ma (granodiorito)	Silicificação e sericitização.	Potássica e argílica.	Propilitica e vetos de clorita + epidoto com halos de ortoclasio.	Prifta ± estalierita + galena ± calcopirita ± hematita ± magnetita ± pirrotita ± horrita ± calcocita ± greenockita.	Au + Ag + Zn + Pb	-	
<i>Francisco</i>	Granuvaca-feldspática e arceno arcuoso lítico vulcanoclástico, além de um quartzo-feldspato porfirio.	1 775 ±7 Ma (Porfirio Uniflo do Norte)	Silicificação e sericitização.	Potássica e argílica.	Propilitica e vetos de clorita + epidoto com halos de ortoclasio.	Prifta + estalierita + galena + digenita + calcopirita ± hematita ± magnetita ± horrita ± pirrotita ± horrita ± calcocita ± greenockita.	Au + Ag + Zn + Pb ± Cd	Aquosos de baixa a moderada salinidade e com hecrogenetidade quanto ao grau de preenchimento da fase de vapor.				

depósito Luizão, com regime de fluidos eminentemente aquoso (Fig. 23).

Neste contexto, os depósitos auríferos do setor leste da PAAF investigados nesse trabalho mostram atributos geológicos semelhantes àqueles relacionados à sistemas do tipo ouro pórfiro (*gold-porphyry deposits*; Seedorff et al. 2005, Sillitoe 2010). Sendo assim, as seguintes características podem ser sumarizadas: (1) hospedeiras que tipificam um contexto de múltiplas intrusões graníticas oxidadas (série magnetita) do tipo I, de composição intermediária a félsica e alojadas em ambiente de margem continental ativa; (2) alteração hidrotermal extensa e zona, representada por reações de mudanças de álcalis (e.g. sódica e potássica), hidrólise (e.g. sericitica e muscovita fibroradial), adição de sílica (silicificação) e adição de voláteis (e.g. carbonatação e propilitização); (3) minério associado à alteração com muscovita + quartzo + sulfetos bem desenvolvida; (4) fluidos ricos em CO<sub>2</sub> que coexistem com fluidos aquosos; e (5) atuação de fluidos oxidados (barita estável) e possível contribuição de fluidos externos (hematita especular estável). No conjunto, esses critérios são semelhantes a sistemas de ouro pórfiro, ricos em ouro e pobres em cobre (Sillitoe 1991, Pirajno 1992, Corbett & Leach 1998, Seedorff et al. 2005, Robb 2006, Sinclair 2007, Sillitoe 2010, Richards 2011), a exemplo dos encontrados em Maricunga (Chile; Muntean & Einaudi 2000) e La Colosa (Colômbia; Gil-Rodríguez 2010). Contudo, no depósito de La Colosa, por exemplo, o minério está condicionado à alteração potássica com biotita, e não àquela com muscovita + quartzo como no caso dos depósitos do setor leste da PAAF.

Entretanto, esses depósitos também mostram algumas características que são observadas em mineralizações auríferas associadas a magmas félsicos reduzidos (e.g. *intrusion-related gold systems* - IRGS; Thompson et al. 1999, Lang & Baker 2001, Hart 2007), as quais incluem: (1) alterações sódica (com albita) e potássica (com feldspato alcalino) que precedem silicificação e alteração com muscovita; (2) presença comum de fases minerais com Bi, Te e Ag; (3) forte correlação de Bi e Te com Au. Contudo, os depósitos estudados neste trabalho não exibem uma série de características importantes e diagnósticas dos depósitos enquadrados na classe dos IRGS, as quais incluem: (1) não estão em terrenos que contenham mineralizações de W-Sn; (2) rochas hospedeiras não cor-

respondem a plútons graníticos reduzidos (e.g. ilmenita acessória); (3) não exibem alteração hidrotermal limitada a estreitos halos ao longo de veios/vênulas; (4) ausência de pirrotita (alta temperatura) e/ou arsenopirita (baixa temperatura), que sinalizam condições de fluido redutor; contudo, (5) ausência de óxidos de ferro nas paragêneses sulfetadas (e.g. hematita/magnetita), usualmente ausentes no modelo IRGS.

Em adição, sugere-se que as diversas mineralizações auríferas da província estiveram relacionadas a fluidos magmáticos que evoluíram por meio de imiscibilidade e/ou possível interação com fluidos externos (e.g. meteóricos?), promovendo resfriamento do sistema (e.g. muscovita estável), incremento na  $fO_2$  (e.g. hematita e/ou barita estáveis) e precipitação do ouro. Se durante o processo de separação de fases fluidas (imiscibilidade) o enxofre sair do sistema como volátil (e.g. H<sub>2</sub>S), a precipitação de sulfetos de Fe-Cu será inibida, o que favorecerá principalmente a formação de magnetita/hematita, visto que o ouro e ferro não necessitam de enxofre para precipitar, enquanto o cobre, por ser calcófilo, o requer. Portanto, uma possível perda precoce de enxofre pode ser a causa principal de certos depósitos do tipo pórfiro conterem teores elevados de ouro, porém, baixos em cobre (Muntean 2001), a exemplo dos observados na PAAF.

### Au associado a metais de base

Os depósitos do Francisco e do Bigode são os principais representantes desse grupo de depósitos no setor leste da PAAF, embora outros de mesma natureza ocorram, mas que ainda carecem de melhor documentação geológica. A discussão que se segue terá como estudo de caso principal o depósito do Francisco por conter uma documentação geológica mais robusta.

Em síntese, observa-se que o depósito do Francisco, principal depósito dessa classe, está hospedado em sedimentares epiclásticas e espacialmente relacionado a um granito sub-vulcânico oxidado do tipo A (1.775 ± 7,5 Ma), enquanto o depósito do Bigode hospeda-se em granodiorito (1.853 ± 23 Ma) oxidado do tipo I, cuja relação de contato não se encontra estabelecida.

As características geológicas desses depósitos, em particular, (1) minério e alteração hidrotermal intimamente associadas a um granito sub-vulcâ-

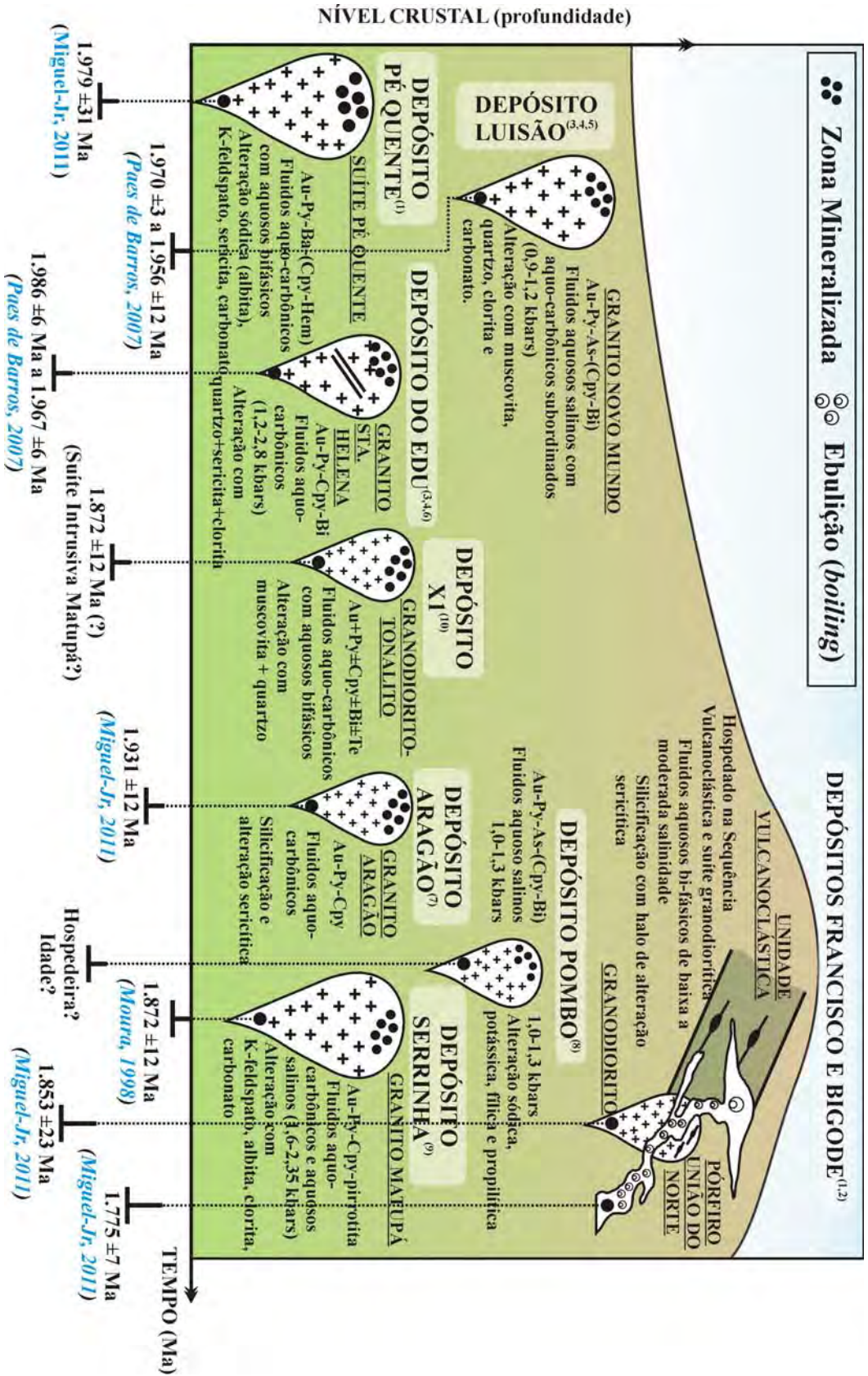


Figura 23 - Quadro metalogenético integrado para os depósitos do setor leste da PAAF. Esses depósitos incluem os do Pé Quente, Luizão, Edu, Aragão, X1, Serrinha e Pombo, representativos dos depósitos de Au do tipo pórfiro e, portanto, de nível crustal profundo e variável, quando comparados aos depósitos auríferos do Bigode e Francisco, associados a sistemas epitermais de intermedária sulfetação. Os dados barométricos foram estimados a partir de assembléias de inclusões fluidas. REFERÊNCIAS: (1) Assis (2011); (2) Assis (2008); (3) Paes de Barros (2007); (4) Assis (2006) e Assis et al., (2008); (5) Abreu (2004); (6) Bizotto (2004); (7) Vitorio (2011); (8) Biondi (2005); (9) Moura (1998) e Moura et al., (2006); (10) Rodrigues (2012).

nico; (2) alunite reportada a elevadas concentrações de sílica; (3) minério hospedado em sedimentos epiclásticos (e.g. depósito do Francisco); (4) texturas de preenchimento de espaços abertos frequentemente observadas nas zonas de minério e em suas porções proximais; (5) ouro associado a altos teores de prata e sulfetos de metais de base; e (6) processo de ebulição; são sugestivas de que os depósitos auríferos associados a metais de base do setor leste da PAAF sejam equivalentes a sistemas epitermais polimetálicos (Au-Ag-Zn-Pb-Cu) de sulfetação intermediária (Corbett & Leach 1998, Sinclair 2007, Taylor 2007) e, portanto, os primeiros descritos na província até o momento. A preservação de um sistema epitermal Paleoproterozóico da erosão e metamorfismo/deformação subsequentes pode ter sido favorecida devido ao ambiente ser de plataforma pós-colisional e, portanto, mais estável, combinada ao soterramento do sistema epitermal pelos sedimentos fluviais e marinhos da Formação Dardanelos, depositados entre  $1.987 \pm 4$  Ma e  $1.377 \pm 4$  Ma (Leite & Saes 2003), presentes na região do depósito.

A alteração hidrotermal é bastante semelhante entre os depósitos de Au+metais de base estudados, com zoneamento dos tipos da alteração em relação às zonas mineralizadas, que no caso do depósito do Francisco, também estão espacialmente associadas ao Pórfiro União do Norte. Nos setores mais proximais do minério do Francisco e Bigode predomina intensa silicificação, que no depósito do Francisco é circundada por halo de alteração sericitica. Nas porções proximais ao granito sub-vulcânico as alterações potássica, argílica e silicificação são dominantes. Em ambos os depósitos tanto a alteração propilitica quanto os veios e vênulas de hematita correspondem a alterações hidrotermais mais regionais e tardias. Embora não associada à mineralização, alunite ocorre como extensos depósitos residuais de quartzo-alunite estratificados nas imediações do depósito, possivelmente produtos da alteração da Unidade Vulcanoclástica mediante fluidos extremamente ácidos e ricos em voláteis condensados a partir do processo de ebulição, ou então, indicarem atividades exalativas superficiais.

A presença constante de (1) texturas que tipificam a percolação de fluidos em nível crustal raso nas regiões internas, proximais e de contato do Pórfiro União do Norte; (2) bolsões veios e vênulas de quartzo nas suas porções centrais; (3) exis-

tência de apófises sub-vulcânicas intensamente sericitizadas e/ou silicificadas, por vezes com elevada concentração de pirita; (4) padrões e estilos da alteração hidrotermal intrinsecamente relacionadas às suas zonas de ocorrência; e (5) intensa silicificação e *stockworks* de quartzo em seus contatos com as unidades da região, representam fortes indícios de que essa suíte tenha correspondido ao evento termal causativo da mineralização aurífera associada a metais de base do depósito do Francisco. Essas características, aliadas às texturas porfirítica, micrográfica e esferulítica do granito sub-vulcânico, sinalizam que ele teria se posicionado, cristalizado e se saturado em fase fluida próximo a superfície.

Em todos os depósitos deste grupo, o minério forma zonas com intensa concentração de sulfetos (< 60% vol.) e com paragênese dominada por pirita + esfalerita + galena  $\pm$  calcopirita  $\pm$  hematita, além de digenita  $\pm$  sulfetos de Fe-Cu apenas no depósito do Francisco. Essa paragênese é indicativa de que o minério aurífero tenha se precipitado por fluidos com estado de sulfetação (e.g. potencial químico) intermediária e elevada. Em adicional, a ocorrência comum de especularita (hematita especular) tanto nos diversos tipos da alteração hidrotermal quanto nos setores mineralizados, denota que uma importante componente meteórica teria interagido com fluidos mais quentes e ácidos derivados da cristalização do pórfiro. Os resultados preliminares de inclusões fluidas são indicativas de processo de ebulição de fluidos (*boiling*). Neste contexto, propõe-se que os depósitos auríferos associados a metais de base da PAAF tenham se originado a partir de um sistema magmático-hidrotermal raso, com precipitação do ouro e metais de base mediante o incremento da  $f_{O_2}$  (e.g. precipitação de hematita), decorrente da entrada de fluidos externos e oxidantes (meteóricos). As elevadas concentrações de metais de base aliadas à ebulição ainda sugerem que variações na temperatura e pH também foram importantes na precipitação do minério.

### Modelo Metalogenético Regional

Os depósitos auríferos do setor leste da PAAF podem ser agrupados em dois sistemas hidrotermais Paleoproterozóicos distintos: (i) Au  $\pm$  Cu e (2) Au + metais de base.

A estreita relação espacial entre mineralizações

auríferas disseminadas em sistemas graníticos aliados aos dados geocronológicos sugerem que a metalogênese do ouro no setor leste da PAAF deve ter ocorrido em pelo menos três estágios:

1 - 1,98 Ga – 1,93 Ga: com a colocação dos plútons Pé Quente (e.g., Pé Quente), Novo Mundo (e.g. Luizão), Santa Helena (e.g. Edu) e Aragão (Paes de Barros 2007, Assis 2011, Miguel-Jr 2011);

2 - 1,89 – 1,87 Ga: Granito Nhandu e Suíte Intrusiva Matupá (depósitos de Serrinha e X1(?)) (Moura 1998, Rodrigues 2012); e

3 - 1,78 – 1,75 Ga: com o alojamento de corpos epizonais anorogênicos associados à Suíte Intrusiva Teles Pires, a exemplo do Pórfiro União do Norte (Assis 2011).

Esses dados indicam que os depósitos derivaram da instalação de sistemas hidrotermais paleoproterozóicos, a partir da circulação de fluidos oriundos de intrusões de diferentes idades e alojadas em níveis crustais distintos. Dados de campo, geoquímicos e geocronológicos indicam que a Suíte Pé Quente ( $1.979 \pm 31$  Ma) corresponde a manifestação magmática mais antiga, seguida do Granito Santa Helena Antigo ( $1.986 \pm 6$  Ma) e Jovem ( $1.967 \pm 3$  Ma), Granito Novo Mundo ( $1.970 \pm 3$  Ma a  $1.964 \pm 1$  Ma), Granito Aragão ( $1.931 \pm 12$  Ma), Suíte Intrusiva Matupá ( $1.872 \pm 12$  Ma), biotita-hornblenda granodiorito ( $1.853 \pm 23$  Ma) e finalmente, pelo Pórfiro União do Norte ( $1.774 \pm 7,5$  Ma) (Tabela 3). Esses dados, quando aliados aos litogeoquímicos, sinalizam a evolução geodinâmica da região, desde a colocação de rochas mais primitivas em ambiente de arcos vulcânicos (Suíte Pé Quente), até rochas mais fracionadas e evoluídas, em plataforma pós-colisional (Pórfiro União do Norte) (Fig. 4). Neste contexto, o magmatismo oxidado, hidratado, cálcio-alcálico a localmente alcálico do setor leste da PAAF possivelmente possa ter se desenvolvido a partir de processos orogênicos de limites de convergência de placas, ambiente propício para o desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermais do tipo pórfiro e epitermal. Neste cenário, as unidades plutônicas poderiam estar relacionadas ao desenvolvimento dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú ( $1,9$  a  $1,85$  Ga) e Juruena ( $1,85$  a  $1,75$  Ga), propostos por Souza *et al.* (2005). Esses resultados permitem estender o evento metalogenético aurífero da PAAF para o intervalo entre  $1,98$  e  $1,75$  Ga, e não restringi-lo apenas ao período de  $1,87$  Ga, como inicialmente proposto por Moura (1998) com base no depósito

de Serrinha. Neste cenário, a colocação de granitos de  $1,98$  Ga a  $1,87$  Ga deve ter sido promissora à instalação de sistemas magmático-hidrotermais geradores de mineralizações semelhantes às do tipo ouro pórfiro, enquanto que o evento mais tardio ( $1,78$ - $1,75$  Ga) esteve relacionado à geração de mineralizações do tipo epitermal.

Adicionalmente, a Suíte Intrusiva Teles Pires é regionalmente conhecida por não hospedar mineralizações auríferas (Moreton & Martins 2005, Souza *et al.* 2005, Silva & Abram 2008), sendo que Paes de Barros (2007) a define como o marco final da metalogênese aurífera na PAAF. De modo contrário a esse quadro regional, Assis (2011) sugere que as injeções graníticas epizonais, paleoproterozóicas e pós-colisionais do tipo Teles Pires, exemplificadas pelo Pórfiro União do Norte, podem ter potencial para hospedar ou participar da formação de mineralizações auríferas com metais de base associados. A proposição de que os depósitos de Au+metais de base possam fazer parte de sistemas epitermais polimetálicos de sulfetação intermediária abre novas perspectivas para programas de prospecção mineral na região de União do Norte como, por exemplo, o potencial para a ocorrência: (1) de depósitos de Au±Cu filonares, ainda pouco conhecidos nessa região, próximos ou hospedados em suítes plutônicas; e (2) de estruturas circulares na unidade vulcanoclástica que possam representar zonas de paleo-caldeira e, como consequência, conter depósitos epitermais filonares de Au-Ag com adularia-sericita, com possibilidades de formar bonanzas.

A diferença de aproximados 230 Ma entre a formação dos depósitos do primeiro ( $1,98$ - $1,93$  Ga) e terceiro estágios ( $1,78$ - $1,75$  Ga) pode ser um reflexo dos distintos arcos magmáticos responsáveis pela compartimentação do Cráton Amazônico, o que resultou em estágios erosivos diferenciados dentro da província. O sistema magmático-hidrotermal do depósito Pé Quente teria se instalado na fase de implementação do Arco Cuiú-Cuiú ( $2,1$ - $1,95$  Ga), enquanto que o do depósito do Francisco deve ter ocorrido ao final da estabilização do Arco Magmático Juruena ( $1,85$  Ga a  $1,75$  Ga). Neste sentido, a orogênese decorrida durante a primeira fase promoveu uma elevada taxa erosiva às rochas mais pretéritas (suítes intrusivas Pé Quente e Matupá), sobretudo, decorrente do intenso soerguimento de edifícios plutono-vulcânicos em plataforma continental instável (mar-

gem continental ativa). Essa situação teria sido a responsável pela exposição de diferentes sistemas do tipo ouro pórfiro, desde as suas raízes (depósito Pé Quente) até níveis crustais menos profundos (depósito Luizão). Contudo, o depósito do Francisco (epizonal) teria se originado em fase de tectônica mais estável (pós-orogênica), com conseqüente favorecimento de sua preservação.

Finalmente, os depósitos auríferos da PAAF estariam enquadrados em um sistema contínuo do tipo epitermal – pórfiro de arco magmático, com os termos do tipo pórfiros e ricos em Au (Au pórfiro) sendo mais profundos e representados por depósitos do tipo disseminado em rochas graníticas (e.g. Luizão, Serrinha e Pé Quente; Bizotto 2004, Paes de Barros 2007, Moura et al. 2006, Assis 2011). Os depósitos de profundidade intermediária seriam equivalentes àqueles de Au±Cu filonares (e.g. Edu e Pombo; Abreu 2004, Biondi 2005), enquanto os de Au+metais de base (e.g. Francisco e Bigode; Assis 2008, 2011) seriam similares àqueles de nível crustal mais raso, similares às mineralizações epitermais polimetálicas de intermediária sulfetação (Fig. 23). Esse modelo tem como análogos os sistemas epitermal – pórfiro do sudoeste do Cinturão Pacífico (Indonésia-Kilian, Filipinas-Lihir, Papua Nova Guiné-Porgera-Billimoia, Austrália-Kidston-Mineral Hill; Corbett & Leach 1998).

## CONCLUSÕES

O principal evento aurífero associado ao alojamento de sistemas graníticos no setor leste da PAAF tem sido temporalmente relacionado à colocação do Granito Nhandu (~1,89 Ga; Paes de Barros 2007) e da Suíte Intrusiva Matupá (~1,87 Ga; Moura 1998), este último, hospedeiro do depósito Serrinha (Moura et al. 2006). Neste trabalho, entretanto, propõe-se que a metalogênese aurífera da porção leste da PAAF tenha iniciado mais precocemente, com a colocação dos sistemas intrusivos do Pé Quente, Santa Helena, Novo Mundo e Aragão (1,98-1,93 Ga), respectivamente responsáveis pela formação dos sistemas hidrotermais dos depósitos Pé Quente, Edu, Luizão e Aragão (Abreu 2004, Bizotto 2004, Paes de Barros 2007, Vitória 2011, Assis 2011, Miguel-Jr 2011, Rodrigues 2012). Esse evento, contudo, teria se estendido para períodos mais recentes, com as manifestações pós-colisionais anorogênicas da Suíte

Intrusiva Teles Pires, em 1,75 Ga, exemplificado pelos depósitos auríferos associados a metais de base do Francisco (Assis 2008, 2011, Miguel-Jr 2011).

Coletivamente, a íntima associação espacial com plútons graníticos oxidados (série da magnetita), do tipo I, alojados em ambiente de arcos vulcânicos que teria migrado para uma plataforma pós-colisional mais estável, os tipos e padrões da alteração hidrotermal assim como a associação paragenética do minério, sugerem que os depósitos Au ± Cu deste segmento da PAAF possam estar geneticamente relacionados a sistemas magmático-hidrotermais similares aos sistemas do tipo ouro pórfiro (Sillitoe 1991, Corbett & Leach 1998, Sedorff et al. 2005, Robb 2006, Sinclair 2007, Sillitoe 2010, Richards 2011), ricos em ouro, porém, pobres em cobre, equivalentes aos depósitos de Maricunga (Chile; Muntean & Einaudi 2000) e La Colosa (Colômbia, Gil-Rodríguez 2010). Embora na PAAF esses depósitos também possam ser enquadrados no modelo IRGS (*intrusion-related gold systems*; Thompson et al. 1999, Hart 2007), por exibirem fortes correlações positivas entre as concentrações de Au com Bi e Te, a natureza oxidada das hospedeiras graníticas (e.g. petrografia e litogeoquímica) e dos fluidos mineralizantes (e.g. paragenese do minério), a presença de hematita no minério, assim como o extenso e zonado padrão da alteração hidrotermal, não se mostram coerentes a essa classe de depósitos auríferos.

Em adição, a proximidade com sub-vulcânicas félsicas, controle estrutural do minério hospedado em sedimentares epiclásticas (e.g. Unidade Vulcanoclástica, Assis 2011) e em biotita-hornblenda granodiorito do tipo I (Suíte Granodiorítica, Assis 2008), paragenese do minério que denota fases sulfetadas com enxofre de intermediário a elevado potencial geoquímico (e.g. digenita, bornita, covelita) e a constante presença de texturas de percolação de fluidos em nível crustal raso (e.g. veios de quartzo com textura em pente, mini geodos, texturas esferulíticas), são fortemente indicativas de que as mineralizações auríferas associadas a metais de base possam representar um sistema epitermal polimetálico de intermediária sulfetação. Nestes níveis crustais rasos, a ocorrência de rochas com sílica±alunita±argilo minerais finamente acamadados, como observados no depósito do Francisco, podem representar depósitos residuais de quartzo-alunita originados a par-

tir de emanções vulcânicas superficiais. Sob essa perspectiva, o Pórfiro União do Norte (1.775 ± 7,5 Ma), interpretado como o agente magmático causativo da mineralização do Francisco, abre novas perspectivas à exploração aurífera na província, especialmente se considerados depósitos paleoproterozóicos do tipo epitermal, a exemplo dos documentados na Província do Tapajós (Juliani *et al.* 2005). Adicionalmente, o Pórfiro União do Norte é correlacionado às manifestações sub-vulcânicas da Suíte Intrusiva Teles Pires (Assis 2011), a qual tem sido considerada como estéril (Moreton & Martins 2005, Souza *et al.* 2005, Paes de Barros 2007, Silva & Abram 2008). Contudo, as manifestações epizonais da suíte podem apresentar potencial para hospedar ou participar da formação de mineralizações auríferas com metais de base associados (depósitos epitermais).

**Agradecimentos** Ao apoio logístico da METAMAT nas atividades de campo. À FAPESP (Processos 2003/09584-3 2003/09916-6; 2009/04438-5), CNPq/MCT (Processo 475152/03-4), ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) pelos auxílios a pesquisa concedidos e às empresas AJAX, Gráben Mineração S.A. e Rio Novo Mineração.

## REFERÊNCIAS

- Abreu M.C. 2004. *Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, IG/UNICAMP, 29p.
- Assis R.R. 2006. Estudo de inclusões fluidas nos depósitos auríferos de Novo Mundo e Santa Helena na região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta. Relatório PIBIC/CNPq, IG/UNICAMP, 18p.
- Assis R.R. 2008. *Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, IG/UNICAMP, 81p.
- Assis R.R. 2011. *Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas*. Dissertação de Mestrado, IG/UNICAMP, 428p.
- Assis R.R., Xavier R.P., Miguel-Jr E., Santos T.J.S. Paes de Barros A.J. 2011a. Gold-rich porphyry and polymetallic epithermal deposits in the Paleoproterozoic Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton (Brazil). *In: 11th Biennial Meeting 2011, Let's talk ore deposit, Antofagasta, Chile*. CD-ROM, pp.: 434-436.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Barbuena D., Miguel-Jr E. 2012. Contexto geológico e litogeológica das unidades plutônicas-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). *RBG*, **42**:130-161.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Miguel-Jr E., Teixeira R.V., Barbuena D., Rodrigues R.M., Santos T.J.S. 2011b. Paragenetic evolution of the gold-rich porphyry and polymetallic epithermal deposits of the eastern portion of the Alta Floresta Gold Province (MT), Amazon Craton. *In: Simp. Geologia da Amazônia*, 12, Boa Vista, Roraima. CD-ROM.
- Assis R.R., Xavier, R.P., Paes de Barros A.J., Souza Filho C.R. 2008. Trace element geochemistry and fluid regimes in gold deposits of the Alta Floresta Province (MT). *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 44, Curitiba, CD-ROM.
- Barbuena D. 2009. Elementos-traço em sulfetos de depósitos auríferos hidrotermais da Província de Alta Floresta (Mato Grosso). Relatório Final PIBIC/CNPq, IG/UNICAMP, 20p.
- Barbuena D. 2012. *Processamento e modelagem de dados geofísicos e imagens ASTER aplicados à interpretação geológica e prospecção mineral na Província Aurífera de Alta Floresta, MT*. Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado, 135p.
- Biondi J.C. 2005. Geologia e mineralogia do depósito Au-Cu (Bi) Pombo (Terra Nova do Norte - MT). Tese de Livre Docência, IG/USP, 279p.
- Bizotto A.C. 2004. *Mineralizações auríferas na região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena*. Trabalho de Conclusão de Curso, IG/UNICAMP, 38p.
- Blevin P.L. 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems. *Resource Geology*, **54**:241-252.
- Candela P.A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and metals. *J. Petrol.*, **38**:1619-1633.
- Corbett G.J. & Leach T.M. 1998. Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization. *SEG, Sp. Publication 6*, 238 p.
- Frost R.B., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**:2033-2048.
- Gil-Rodríguez J. 2010. Igneous petrology of the Colosa gold-rich porphyry system (Tolima, Colombia). Professional Science Master, Department of Geosciences, The University of Arizona, 51p.
- Hart C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems. *In: Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geol. Assoc. Canada, Mineral Dep. Division, Sp. Publ.*, 5, p. 95-112.
- Ianhez A. C. 2008. Relatório de Sondagem Alvo X1. Mineração Monte Alegre, Projeto Garantã. Relatório Interno, 39p.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March 137p.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes M.D., Snee L.W., Corrêa Silva R.H.C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulphidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* 215: 95-125.
- Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Min. Dep.*,

- 36**:477-489.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Leite J.A.D. & Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geol. USP: Sér. Cient.*, **3**:113-127.
- Maniar P.D. & Pocoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bull*, **101**:635-643.
- Miguel Jr E. 2011. Controle estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, IG/UNICAMP.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 68 p.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 68 p.
- Moura M.A. 1998. *O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 238p.
- Moura M.A., Botelho N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro a província aurífera Juruena -Teles Pires (MT). *RBG*, **32**:377-386.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Econ. Geol.*, **101**:585-605.
- Muntean J.L. 2001. Porphyry gold deposits: the result of high-temperature magmatic fluids flashing into the gas + salt field. Eleventh Annual V. M. Goldschmidt Conference, p.3082.
- Muntean J.L., Einaudi M.T. 2000. Porphyry Gold Deposits of the Refugio District, Maricunga Belt, Northern Chile. *Econ. Geol.*, **95**:1445-1472.
- Paes de Barros A.J. 1994. *Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT*. Dissertação de Mestrado, IG/USP, 145p.
- Paes de Barros A.J. 2007. *Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. Tese de Doutorado, IG/UNICAMP, 154p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- Pinho M.A.S., Schmus W.R., Chemale Jr. F. 2001. Nd isotopic composition, U-Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the Southwestern Amazonian Craton – Mato Grosso, Brazil. In: BETENCOURT J. S. et al. Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art. Extended abstract, p. 83-85.
- Pinho M.A.S.B., Chemale-Jr F., Van Schumus W.R., Pinho F.E.C. 2003. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Prec. Res.*, **126**:1-25.
- Pirajno F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists*. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Ramos G.S. 2011. *Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, IG/UNICAMP, 82p.
- Richards J.P. 2011. High Sr/Y arc magmatic magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: just add water. *Econ. Geol.*, **106**:1075-1081.
- Robb L. 2006. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Australia, p. 373.
- Rodrigues R.M. 2012. *Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1 – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT)*. Dissertação de Mestrado, IG/UNICAMP, 70p.
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Rev. Geol. USP - Sér. Cient.*, **3**:113-127.
- Santos J.O.S. 2000. *Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas*. Tese de Doutorado, UG/UFRGS, 208 p.
- Santos J.O.S. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000 – 2006. In: Simp. Geol. Amazônia, 9, Belém, Anais, SBG Núcleo Norte, CD-ROM.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Min. Dep.*, **36**:278-299.
- Santos J.O.S., Silva L.C., Faria M.S.G., Macambira M. 1997. Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic, sub-alkaline, A-type modern granite (Mapuera Intrusive Granite), State of Roraima, northern Brazil. In: Intern. Symp. granites and associated mineralizations (ISGAM) 2, Salvador, Bahia, Extended abstracts, p. 273-275.
- Seedofortt E., Dilles J.H., Proffett Jr J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Econ. Geol.* 110<sup>th</sup> Anniversary volume, p. 251-298.
- Sillitoe R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: R.P. Foster (ed.) *Metalogeny and exploration of gold*. Ed. Blackie, London, pp. 164-209.
- Sillitoe R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**:3-41.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G. 1980. Folha SC.21 – Juruena: Geologia. MME, Projeto Radam-Brasil. Rio de Janeiro, v. 20, p. 21-116.
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, CPRM, 212p.
- Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (ed.). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geol. Ass. Canada, Min. Dep. Division, Special Publication, 5, p. 223-243.
- Souza A.M.M., Faria C.A.S., Landim J.P.P., Leal J.W.L. 1979. Projeto Mauel: Relatório de progresso. Belém, DNPM-CPRM, 46p.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, CPRM 164p.
- Stabile A. 2012. *Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, IG/UNICAMP, 59p.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Epi-sodes*, **22**:174-182.



- Taylor B.E. 2007. Epithermal gold deposits. *In*: Goodfellow W.D. (ed.). Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geol. Assoc. Canada, Min. Dep. Division, Sp. Publi., 5, pp.: 113-139.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. 1999, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Min. Dep.*, **34**:323-334.
- Trevisan V.G. 2012. Regimes de fluidos em depósitos de Au-(Cu) associados a intrusões graníticas da Província de Alta Floresta (MT). Relatório Parcial de Iniciação Científica, PIBIC-CNPq, IG/UNICAMP, 20p.
- Vitório J.A. 2010. *A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogênicas*. Relatório PIBIC/CNPq, IG/UNICAMP, 20p.
- Whalen J. B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Cont. Miner. Petrol.*, **95**:407-419.
- Wright J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, **106**:370-384.
- Xavier R.P. Assis R.R., Miguel-Jr E., Santos T.J.S., Paes de Barros A.J. 2011. Gold ± copper and gold-base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province. *In*: Simp. Geol. Amazônia, 12, Boa Vista, Roraima. CD-ROM.



FAIXAS NEOPROTEROZOICAS

# ESBOÇO TECTONO-GEOLÓGICO DAS FAIXAS NEOPROTEROZOICAS DO BRASIL



# METALOGÊNESE DAS PORÇÕES NORTE E CENTRAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

EDILTON JOSÉ DOS SANTOS<sup>1</sup>, JOÃO ADAUTO DE SOUZA NETO<sup>1,2</sup>,  
MARCELO REIS RODRIGUES DA SILVA<sup>1,2</sup>, HARTMUT BEURLEN<sup>1</sup>,  
JOSÉ ADILSON DIAS CAVALCANTI<sup>3</sup>, MARIA DA GLÓRIA DA SILVA<sup>1,4</sup>,  
VILSON MARQUES DIAS<sup>5</sup>, ÁDILA FERREIRA COSTA<sup>4</sup>  
LAURO CÉZAR MONTEFALCO DE LIRA SANTOS<sup>2,6</sup> & ROBERTO BATISTA SANTOS<sup>3</sup>

1 Serviço Geológico do Brasil/CPRM

2. Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, UFPE

3. Programa de Pós-graduação em Geociências, UFPE

4. Departamento de Geologia, Universidade Federal da Bahia, UFBA

5. Mineração Global Mining Exploration

6. Programa de Pós-graduação em Geociências, UnB

## INTRODUÇÃO

As hipóteses iniciais sobre o relacionamento entre diferentes classes de depósitos minerais e o ambiente tectônico foram estabelecidas nos anos 80 (e.g. Mitchell & Garson 1981), levando em consideração jazimentos do Fanerozoico. Atualmente, é aceito que o regime de tectônica de placas atua desde 3,8 Ga, o qual se alterna com períodos de mais intensa atividade de plumas, cada um desses regimes sendo reponsável por uma diversidade metalogenética compatível com a evolução geodinâmica da Terra. Por outro lado, o avanço dos métodos analíticos e experimentais tem permitido delinear melhor os processos de concentração dos minérios ao longo do tempo e, com isto, estabelecer o princípio da variação secular em geologia econômica (Kerrich *et al* 2005; De Wit & Thiart 2005; Robb 2005).

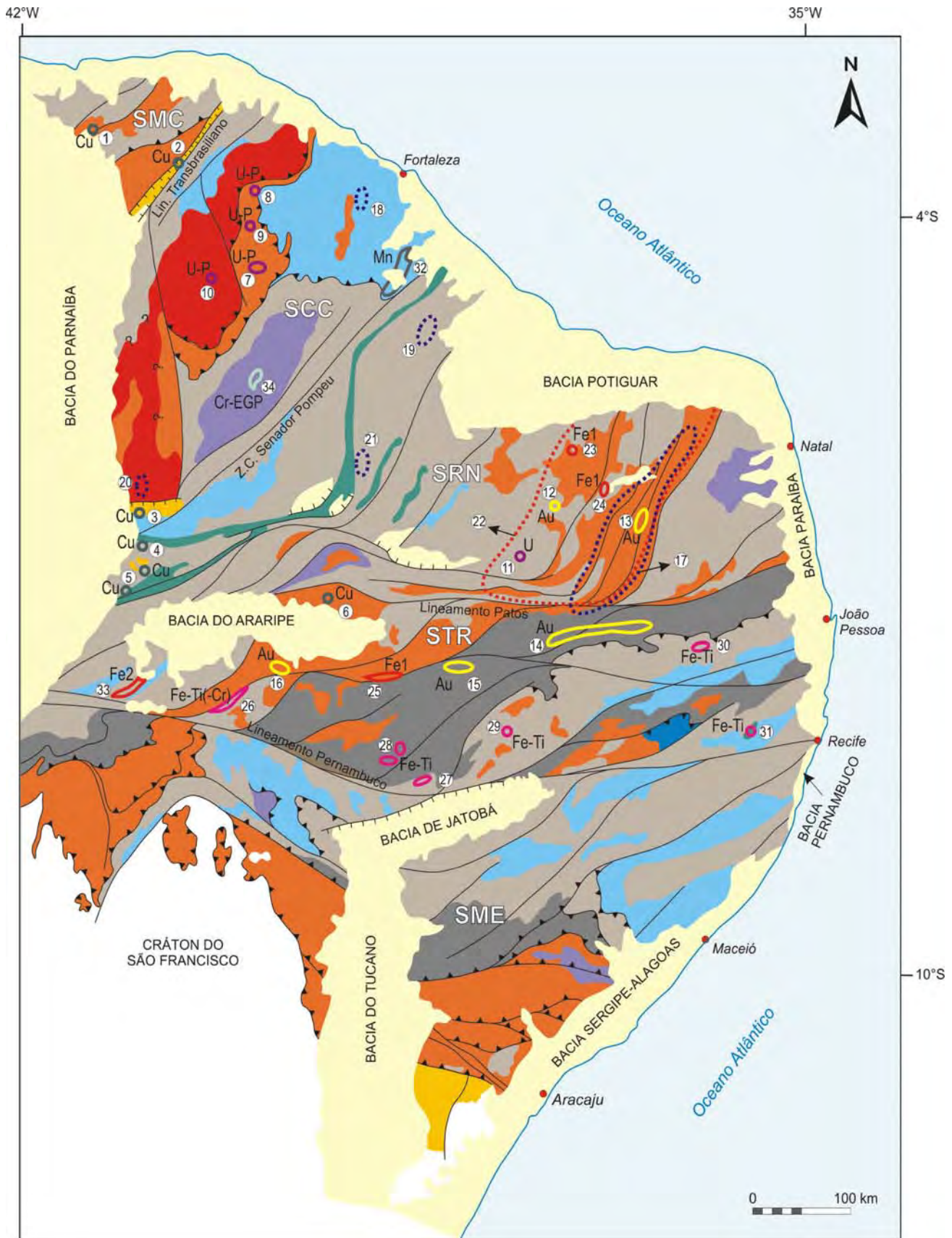
O presente capítulo esboça a metalogenia da Província Borborema num contexto tectonoestratigráfico e temporal, dentro da moderna concepção da variação secular da concentração dos depósitos minerais. A figura 1 mostra as subdivisões tectonoestratigráficas da Província Borborema e a localização dos depósitos minerais estudados no presente capítulo. O texto considera a distribuição temporal dos depósitos minerais, mas procura mostrar, também, as diferenças de cenários metalogenéticos existentes entre os diversos domínios, de modo a realçar a heterogeneidade da colagem tectonoestratigráfica que deu origem ao

mosaico crustal que forma essa província neoproterozoica brasileira.

## O ARCABOUÇO TECTÔNICO GERAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema é uma das principais faixas móveis neoproterozoicas brasileiras, situando-se na porção extremo-nordeste do País e ocupando uma área de aproximadamente 450.000 Km<sup>2</sup> (Brito Neves 1975). De acordo com investigações recentes, a Província pode ser definida como parte da colagem neoproterozoica do Gondwana Ocidental, correspondendo à colisão de um complexo sistema orogênico situado entre os crátons São Luís-Oeste África e São Francisco-Congo (Van Schmus *et al.* 1995; Santos 1996; Brito Neves *et al.* 2000). Neste trabalho é adotada a subdivisão de Santos *et al.* (2000) e Brito Neves *et al.* (2000) que reconhecem as seguintes subprovíncias: Médio Coreáú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Transversal e Meridional. Essas subprovíncias são separadas pelo lineamento Transbrasiliiano, zona de cisalhamento Senador Pompeu, Lineamento Patos e Lineamento Pernambuco (Fig. 1).

As subprovíncias ao norte do Lineamento Patos (também chamada de Subprovíncia Setentrional) possuem em comum um amplo substrato arqueano-paleoproterozoico e uma cobertura metassedimentar ou metavulcanossedimentar ediacarana, todo o conjunto tendo sido deformado pela orogênese Brasileira. A subprovíncia Médio Core-



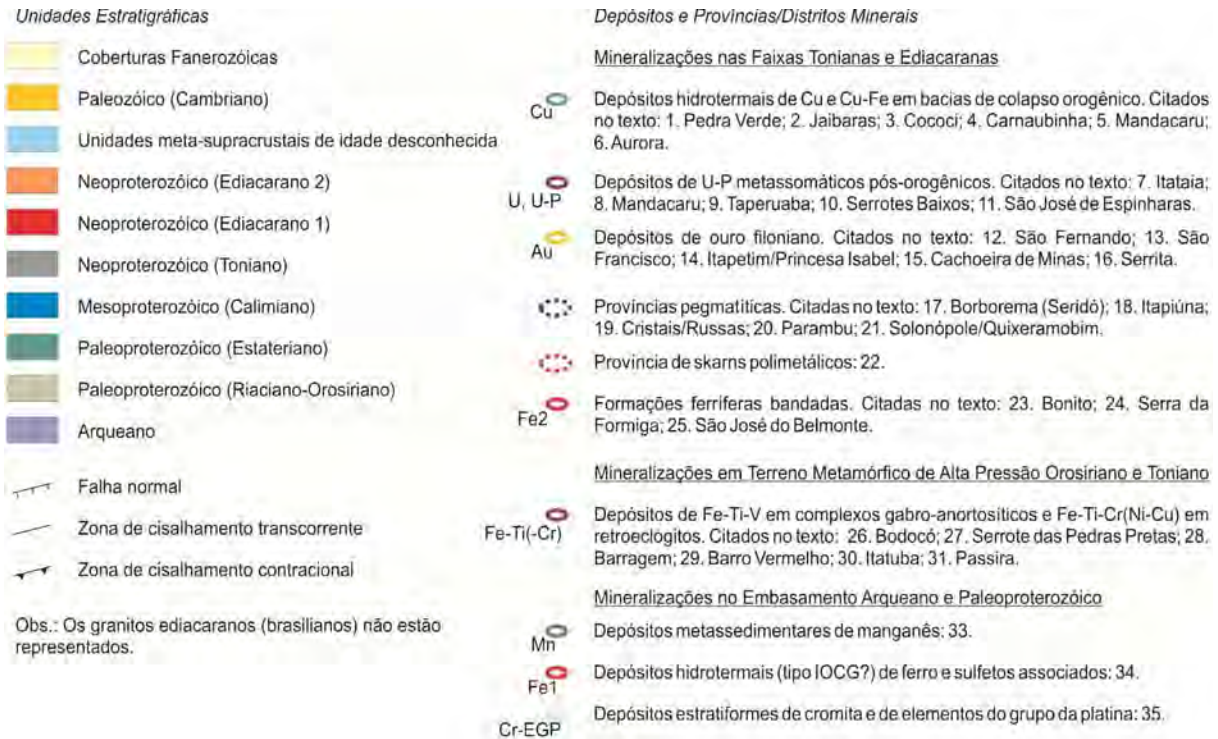


Figura 1 - Subdivisão geotectônica da Província Borborema e as mineralizações das partes norte e central descritas no presente capítulo. Siglas dos domínios geotectônicos: SMC: subprovíncia Médio Coreaú; SCC: Subprovíncia Ceará Central; SRN: Subprovíncia Rio Grande do Norte; STR: Subprovíncia Transversal; SME: Subprovíncia Meridional.

aú situa-se entre o terreno granulítico riaciano Granja (formado por um evento acrescionário de 2,35 Ga), a oeste, e o Lineamento Transbrasiliiano, a leste. Compreende um cinturão metamórfico de baixo grau, que inclui a faixa metavulcanossedimentar criogeniana Martinópole, o bloco paleoproterozoico Tucunduba e a faixa metassedimentar ediacarana-cambriana Ubajara-Jaibaras. O evento orogênico Brasileiro que fechou o cinturão está calibrado pela intrusão dos granitos de Mucambo e Meruoca e pela deposição da seqüência vulcanossedimentar pós-orogênica Jaibaras, no intervalo entre 650-535 Ma.

A Subprovíncia Ceará Central compreende uma *fold and thrust belt* de alta pressão, com paragêneses que atingiram o fácies eclogito, situada entre o Lineamento Transbrasiliiano, a NW, e a zona de cisalhamento Senador Pompeu, a SE. Em termos tectonoestratigráficos pode ser compartimentado em dois domínios: um arqueano-paleoproterozóico e outro orogênico neoproterozóico. O domínio arqueano-paleoproterozoico Troia-Pedra Branca é representado pelo Complexo Cruzeta (Oliveira & Cavalcante 1993), cuja idade mais antiga encontrada foi de 3270 Ma (U-Pb em zircão, segundo Silva *et al.*2002), obtida em uma amos-

tra de metatonalito do Unidade Pedra Branca; e pelos terrenos acrescionários paleoproterozoicos que englobam o Complexo Madalena-Algodões-Choró (Castro 2004), constituído por associações de ortogneisses, rochas metavulcano-sedimentares, metassedimentares e núcleos gnáissico-migmatíticos, com idades U-Pb em zircão no intervalo entre 2236 Ma e 2056 Ma (Fetter 1999, Martins 2000, Castro 2004) e o Complexo Canindé do Ceará, composto por migmatitos evoluídos e ortogneisses com idades Pb-Pb no intervalo entre 2130 Ma e 2098 Ma (Torres *et al.* 2008).

A porção do orógeno neoproterozoico é representada principalmente por: i) uma seqüência metassedimentar neoproterozoica do Complexo Ceará (Cavalcante *et al.*2003, Castro 2004, Arthaud 2008) com idades U-Pb convencionais entre 740 Ma e 634 Ma, interpretadas como originadas a partir de depósitos de margem passiva (Castro 2004); ii) o complexo granítico-gnáissico-migmatítico neoproterozoico Tamboril-Santa Quitéria (Campos *et al.*1979), datado pelo método U-Pb, com idades no intervalo entre 657 Ma – 591 Ma (Fetter *et al.*2003, Castro 2004); iii) granitoides neoproterozoicos/cambrianos, incluindo *stocks* de granitoides anorogênicos (ex: Suite Taperuaba),

datados pelo método U-Pb em 460Ma (Castro *et al.* 2008); iv) molassas paleozoicas associadas às megatranscorrências brasileiras.

A Subprovíncia Rio Grande do Norte inclui dois grandes cinturões de cisalhamento transcorrentes, Orós-Jaguaribe e Seridó. O domínio ou faixa Orós-Jaguaribe representa um rifte estateriano e abrange várias faixas/bacias vulcanosedimentares e granitoides anorogênicos, que se alternam entre *horsts* gnássico-migmatíticos do embasamento orosiriano. O domínio foi deformado por transpressão e metamorfismo durante o evento Brasiliano.

O domínio Rio Piranhas separa a faixa Orós-Jaguaribe da faixa Seridó, sendo formado pela trama paleoproterozoica do Complexo Caicó, por ortognaisses intrusivos da Suíte Poço da Cruz e por raras supracrustais metassedimentares. O Complexo Caicó é formado por ortognaisses félsicos e máficos, com padrões geoquímicos de arco magmático, representando um episódio acrescionário orosiriano. A Suíte Poço da Cruz é constituída por ortognaisses graníticos de tipo-A e foram datados recentemente por U-Pb SHRIMP em zircão com idades em torno entre 2,0 e 1,7 Ga (Hollanda *et al.* 2008). A Faixa Seridó constitui o cinturão metassedimentar ediacarano do Grupo Seridó, no qual se reconhecem: (i) uma unidade metavulcanossedimentar (Formação Serra dos Quintos); uma unidade metapelítica-carbonática plataformar (Formação Jucurutu); (iii) uma unidade de quartzitos e metaconglomerados (Formação Equador); e (iv) um pacote de xistos de natureza turbidítica (Formação Seridó). Os terrenos Granjeiro e São José do Campestre são compartimentos tectônicos de idade arqueana-paleoproterozoica, os quais limitam a faixa Seridó a leste e a sul. O terreno São José do Campestre possui o mais antigo núcleo arqueano da América do Sul, sendo em grande parte formado essencialmente por associações do tipo TTG. O Grupo Seridó foi deformado e metamorfozido na fácies anfíbolito pelo evento transcorrente Brasiliano e penetrado por numerosos granitos e pegmatitos.

Diferentemente das subprovíncias anteriores, a evolução das subprovíncias Transversal e Meridional associa-se à fragmentação de um continente paleoproterozoico no início do Neoproterozoico, formando-se inicialmente bacias tonianas e, subsequentemente, bacias ediacaranas.

As faixas tonianas se desenvolveram durante o período de 995 a 920 Ma e caracterizam o evento tectônico Cariris Velhos. O evento seguinte, Brasiliano, gerou as bacias ediacaranas e redefiniu as bacias tonianas e os terrenos pré-tonianos, no intervalo entre 650 e 520 Ma.

A Subprovíncia Transversal representa um megacinturão transcorrente com terrenos paleoproterozoicos, tonianos e ediacaranos trasladados para oeste através de uma rede de zonas de cisalhamento E-W e NE-SW, a partir do Lineamento Pernambuco. Por esse motivo, os terrenos formam alóctones típicos de um ambiente de dispersão tectônica, sem um arranjo orogênico organizado. Distingue-se: (i) o Terreno Alto Moxotó, formado por gnaisses de alto grau e pequenas intrusivas máficas-ultramáficas paleoproterozoicas; (ii) o terreno Rio Capibaribe, que inclui também terrenos paleoproterozoicos e um conjunto de metassupracrustais de organização complexa, envolvendo uma estreita faixa toniana e metassupracrustais de idades desconhecidas; intrusivas anorogênicas restritas foram descritas no Estateriano (complexo gabro-anortosítico Passira) e no Calimiano (metagranitoide de tipo-A Serra de Taquaritinga); (iii) um terreno composto toniano-ediocarano, formado pelo Terreno Alto Pajeú (Cariris Velhos) e pela faixa Piancó-Alto Brígida (Brasiliana). O terreno Alto Pajeú representa a área-tipo do evento Cariris Velhos, sendo formado por uma seqüência metavulcanossedimentar e granitoides, gerados em um ambiente de arco magmático ou de rifte, de acordo com a interpretação de distintos autores. A Faixa Piancó-Alto Brígida é formada principalmente por metassedimentos siliciclásticos, metaturbidíticos, e por uma restrita seção metaconglomerática (supostamente metadiamicíticos). No extremo-oeste dessa subprovíncia, distingue-se ainda o terreno Araripina (chamado anteriormente de Ouricuri-Trindade, por Santos *et al.* 2000), formado principalmente por rochas gnássico-migmatíticas e que pode representar a continuidade do terreno Granjeiro no âmbito da Subprovíncia Transversal. Com exceção do terreno Alto Moxotó, os terrenos da Província Transversal são penetrados por uma importante província granítica brasileira, incluindo tipos calcialcalinos normais ou ricos em K (650-600 Ma), peralcalinos e ultrapotássicos (590-570 Ma) e de tipo-A (540-520 Ma).

A Subprovíncia Meridional compreende um cinturão contraccional metavulcanossedimentar toni-

ano-ediacarano, desenvolvido entre um terreno arqueano-paleoproterozoico interno e o Cráton do São Francisco, que compreende as faixas Sergipana e Riacho do Pontal. A faixa Sergipana é formada por vários alóctones contracionais, empilhados de norte para sul sobre a margem norte do Cráton do São Francisco, distinguindo-se os domínios metassedimentares ediacaranos Estância, Vaza-Barris e Macururé e o arco magmático toniano Poço Redondo-Marancó-Canindé. O domínio Macururé e o domínio toniano-ediacarano são penetrados por vários plútons graníticos brasileiros. O arco magmático interno formou-se entre 979 e 952 Ma, sendo, portanto, do evento Cariris Velhos. Os valores de  $\epsilon\text{Nd}(t_{950\text{Ma}})$  são consistentes com uma mistura de fundidos juvenis Cariris Velhos com uma crosta continental paleoproterozoica. O Grupo Macururé contém zircões detríticos com idades no intervalo de 1.100 a 980 Ma, sugerindo que o terreno toniano forneceu detritos para a sedimentação ediacarana. A parte sul do terreno Pernambuco-Alagoas, domínio Garanhuns (Silva Filho et al. 1999), é caracterizada por ortognaisses e metasupracrustais pertencentes aos complexos Belém do São Francisco e Cabrobó, de provável idade toniana. São cortados por granitos ediacaranos, com idades modelos TDM Sm-Nd entre 1,1 e 0,9 Ga, o que confirma datações Rb-Sr e idades modelos obtidas nessas unidades em sua área tipo, na região de Belém do São Francisco.

A faixa Riacho do Pontal possui uma organização tectônica similar à faixa Sergipana, com alóctones contracionais empurrados para o sul, sobre o bloco arqueano de Gavião, do Cráton do São Francisco. O domínio ediacarano externo corresponde ao terreno Casa Nova, enquanto que o domínio toniano-ediacarano inclui os terrenos Brejo Seco e Monte Orebe, que são faixas vulcanossedimentares e intrusivas máficas-ultramáficas, sendo a mais expressiva a intrusão máfica-ultramáfica de Brejo Seco. Os dados geocronológicos são limitados, mas uma rocha metagranitoide na parte interna da faixa foi datado por U-Pb TIMS em zircão, fornecendo uma idade de 960 Ma, sugerindo que os terrenos internos da faixa sejam do evento Cariris Velhos. O plutonismo granítico ediacarano afeta todos os compartimentos, sendo representado por granitoides peraluminosos, granitos alcalinos e uma intrusiva piroxenítica alcalina, mineralizada em vermiculita.

O terreno arqueano-paleoproterozoico interno

é representado pelos domínios Paulistana, Riacho Seco, Rio Coruripe e a parte norte do terreno Pernambuco-Alagoas (domínio Água Branca de Silva Filho 1999). Granitos brasileiros cortam os domínios internos da faixa e o Terreno Pernambuco-Alagoas, balizando a orogênese brasileira entre 640 e 570 Ma.

Na Subprovíncia Setentrional, os núcleos arqueanos constituem embriões de crescimento continental, ampliado consideravelmente durante o Paleoproterozoico, os quais em conjunto formaram extensos maciços, definitivamente estabilizados no Orosiriano, durante a amalgamação do supercontinente Atlantica. Uma tentativa de fragmentação, abortada, da placa arqueana-paleoproterozoica ocorreu no Estateriano, dando origem ao rifte Orós-Jaguaribe e uma restrita "bacia", preservada no domínio neoproterozoico-cambriano Ubajara-Jaibaras.

Como ocorre em todo mundo, os éons arqueano e paleoproterozoico são caracterizados, principalmente, por terrenos juvenis, sendo o limite entre os dois marcado por abundante magmatismo máfico-ultramáfico de origem distensional. O núcleo arqueano de Granjeiro é rico em pequenos depósitos de Ni, Cu, talco, asbesto e vermiculita hospedados em rochas metamáficas-ultramáficas, mas é o núcleo de Troia-Pedra Branca que possui o mais significativo depósito dessa época: o depósito de cromita e elementos do grupo da platina de Troia em complexo acamadado, que será descrito adiante.

Os terrenos riacianos-orosirianos de Granja, Madalena-Algodões-Choró, Granjeiro, Ouricuri-Trindade, Alto Moxotó e bloco de Carpina (subdivisão do terreno Rio Capibaribe) são moderadamente afetados pelo magmatismo brasileiro e, por isso, possuem alguns jazimentos paleoproterozoicos melhor preservados, sobretudo depósitos de Fe tipo Lago Superior e IOCG. Incluem também depósitos metassedimentares e supergênicos de Mn presentes em rochas granulíticas do cinturão Madalena-Algodões-Choró.

Depósitos de Fe-Ti com ou sem V, Cr, Cu ocorrem em faixa de alta pressão toniana, cujo metamorfismo afeta também terrenos orosirianos e estaterianos, exibindo diferentes cenários tectônicos e metalogenéticos.

Os depósitos minerais neoproterozoicos estão relacionados à evolução do supercontinente Gondwana, consolidado no Ediacarano através da oro-



gênese Panafricana-Brasiliana. Por essa época ocorreu em todo o mundo o desenvolvimento de grandes bacias interiores com constante e homogênea cobertura marinha rasa fluvial e *red bed* de plataforma arenito-pelito-carbonato e rede de faixas móveis intra e periplateformal. São registrados indubitáveis ofiolitos, vulcânicas-plutônicas de arco magmático e uma superabundância de diamicritos glaciais no final da era (Goodwin 2005).

Na Província Borborema destacam-se os BIFs do tipo Rapitan, cujo relacionamento com depósitos glaciais nem sempre é evidente. Distingue-se um único depósito de Cu metassedimentar na subprovíncia Médio Coreau. A maior parte dos jazimentos, porém, está ligada a um expressivo magmatismo félsico sin a pós-orogênico, com destaque para as províncias metalogenéticas pegmatítica e de skarns polimetálicos da faixa Seridó. Mineralizações de ouro orogênico, U-P-ETR metasomáticos e Cu-Fe (IOCG) completam o cenário metalogenético do Neoproterozoico.

## MINERALIZAÇÕES NO ARQUEANO E PALEOPROTEROZOICO

### Complexo Acamadado com Cromita e Elementos do Grupo da Platina de Troia

Esse depósito é encontrado no domínio Troia-Pedra Branca, formado pelo Complexo Cruzeta, o qual está estratigraficamente dividido (da base para o topo) nas seguintes unidades (Fig. 2): (1)

unidade máfica/ultramáfica Troia (TU); (2) unidade cálcio-sódica Pedra Branca (PBU); e (3) a unidade gnáissica sodi-potássica Mombaça (UM; CPRM 2008). O Complexo Cruzeta é um embasamento policíclico (Arthaud *et al.* 2008), que inclui o maciço arqueano Troia-Pedra Branca (idades Sm-Nd de 2,7-3,0 Ga, Fetter 1999). A unidade TU, em particular, é caracterizada por uma importante sequência máfica-ultramáfica acamadada rica em EGP. A unidade TU é composta por uma associação de rochas metamáficas-ultramáficas, que inclui metabasaltos, metapiroxenitos, metabasaltos amolfadados, anfibolitos, quartzitos, metassedimentos (com sulfetos e manganês), mármore e grafita xistos.

### ROCHAS HOSPEDEIRAS E PRINCIPAIS CORPOS DE MINÉRIO

O principal corpo mineralizado é o *sill* máfico-ultramáfico de Esbarro, que possui características de depósito estratiforme, apesar da sua pequena diferenciação e restrito e incompleto acamadamento. O *sill* de Esbarro apresenta três unidades e tem sido interpretado como resultante de um processo de diferenciação magmática progressiva, começando com o membro dunito-peridotítico que fraciona para piroxenito e hornblenda gabro.

Essas rochas foram metamorfizadas e transformadas em clorita xisto, talco-tremolita-actinolita xisto, talco-serpentina xisto, serpentinito e antofilita xisto. Grãos de olivina e ortopiroxênio reliquiais são ocasionalmente observados. Os cromiti-

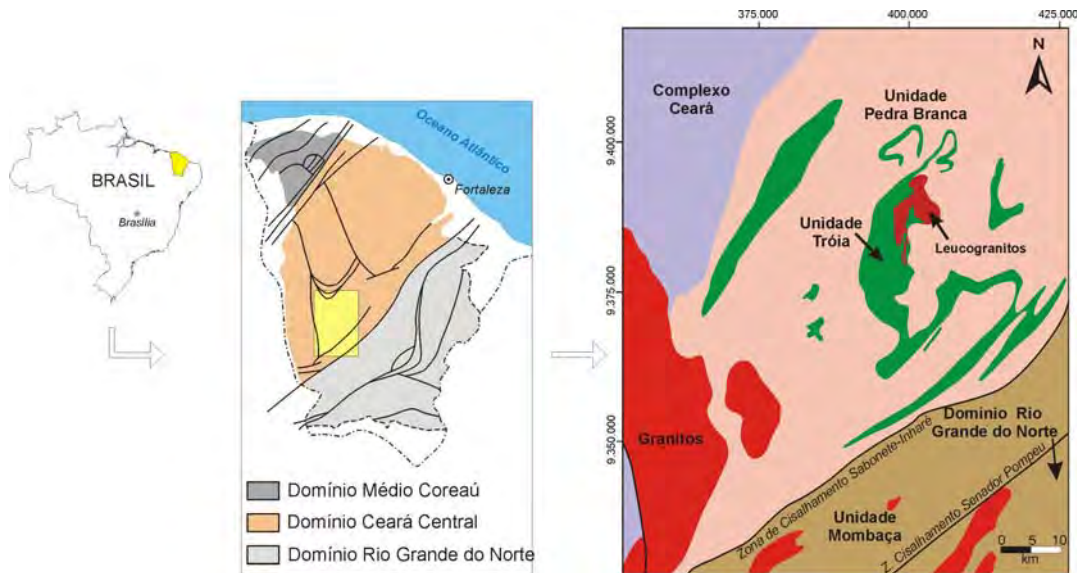


Figura 2 - Mapa geológico da região de Troia-Pedra Branca, mostrando o corpo máfico-ultramáfico acamadado de Troia, mineralizado em Cr-Ni-Pt-Pd (segundo Barrueto & Hunt 2010).

tos ocorrem como lentes no dunito-peridotito, sendo que os de maior potencial estendem-se por 30 m, com espessura média de 1,4 m. No entanto, as lentes podem ser seguidas por 1,2 km, ao longo de suas direções. Esses níveis mineralizados são horizontes cumuláticos com uma média de 55 a 65% de cromita. São esses níveis de minério onde se encontram as concentrações de minerais do grupo da platina.

#### CARACTERÍSTICAS DO MINERAL MINÉRIO

De acordo com Barrueto & Hunt (2010) os horizontes de cromitito variam de 30 cm a 3 m em espessura e ocorrem em um fácies transicional clássica de complexos acamadados. A cromita ocorre como grãos eudrais octaedrais que variam de 0,3 mm a 1 mm, em uma matriz secundária de clorita foliada ou tremolita de granulação fina. Essas rochas cumuláticas ricas em cromita são fortemente associadas com os mais altos teores de EGP. Esse fácies óxido também aparece como uma fase intercumulática entre os principais minerais silicáticos e suas feições de cristalização demonstram condições independentes da nucleação dos silicatos (caminho de cristalização não cotética com os maiores cristais de silicatos).

Os EGP são hospedados por camadas de cromitito, cromita dispersa em rochas ultramáficas e por fases sulfetadas remobilizadas, que são ligadas a produtos de alteração do protominério ultramáfico magnético rico em clorita. As relações texturais da cromita com os silicáticos indicam que eles não cristalizaram exclusivamente sob condições cotéticas com os maiores cristais dos cumulos, atestando a presença de um líquido intercumulático associado. Pt, Pd, Cu, Ni, Ba e Sr também mostram os efeitos de um fluido de altera-

ção pós-magmática, cujos produtos são identificados ao microscópio e através do SEM. Os minerais do grupo da platina ocorrem como ligas, bismutidos e teluridos e como sulfeto rico em platina, a esperrilita, contida nas cromitas, conforme já descrito por Angeli (2005). Remobilização tardia de EGP está associada com a nucleação de magnetita e clorita

#### MINERAIS DO GRUPO DA PLATINA

Segundo Angeli (2005), altos teores de minerais do grupo da platina, acima de 4 ppm, foram encontrados nas cromitas e também disseminados na matriz silicática do minério, onde ocorre  $PtAs_2$  (esperrilita), formando pequenas inclusões (15 a 40  $\mu m$ ) na cromita e na matriz rica em clorita (Cr-clorita) (Fig. 3). Os cristais são quase esféricos e compostos.

A kammererita (Cr-clorita) foi encontrada nas bordas dos grãos alterados e na matriz silicática e possui uma orientação cristalográfica preferencial da matriz da ferricromita, orientada paralela aos planos  $\{111\}$ . Esperrilita é o mais importante mineral encontrado. Localmente os cristais contêm acima de 1,5% de Ir, 2% de Fe e 3% de S, consistente com a substituição de  $(Ir,Fe)AsS$  for  $PtAs_2$ . Um único grão de hollingworthita  $(Rh,Pd,Pt,Ru)AsS$  foi identificado na matriz, o qual contém mais de 9% Pd, 4% Pt e 2% Ru, exibindo um zoneamento com uma borda rica em Pt, compatível com a substituição de  $PtAs_2$  por  $(Rh,Pd)AsS$ . Pequenos fragmentos de braggita de composição  $(Pt,Pd,Ni)S$  foram também identificados. A maioria dos EGP encontram-se dispersos na matriz silicática, associada à proeminente clivagem da clorita; alguns poucos cristais aparecem como inclusões nos grãos de cromita.

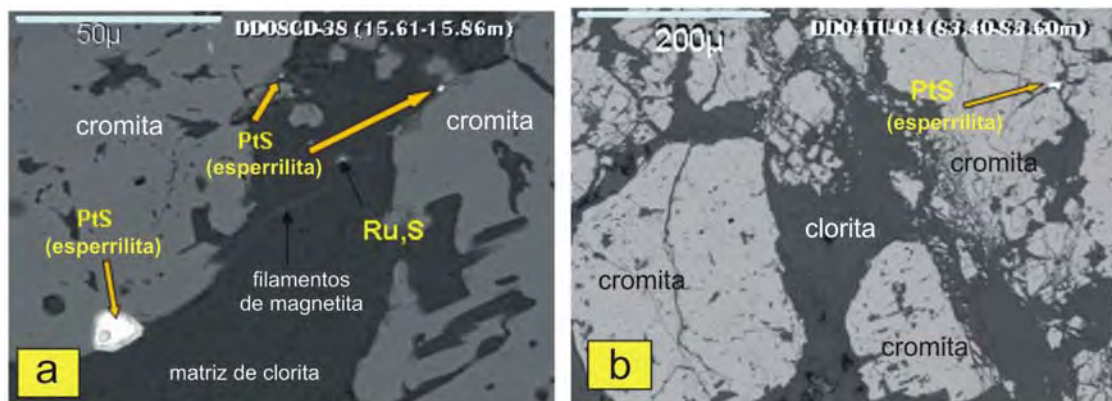


Figura 3 - Cristais de esperrilita em cromitito de Troia: (a) e (b). Compilado de Angeli (2005).

## ALTERAÇÕES RELACIONADAS AO METAMORFISMO

Segundo Angeli (2005), os efeitos do metamorfismo aumentam o  $\text{Fe}^{3+}$  às custas do Al e  $\text{Fe}^{2+}$ , os quais são perdidos para as bordas dos cristais ou para minerais da matriz e tendem a reduzir o conteúdo de EGP. Isso mostra a importância dos processos de serpentinização produzido pelo decréscimo da temperatura, pressão e a ação da água e do dióxido de carbono.

Durante um evento metamórfico, mudanças químicas e texturais/estruturais ocorrem nos grãos de cromita (zoneamento mineral). Os cristais desse mineral usualmente têm um núcleo de cromita aluminosa e uma ampla borda de cromita ferrífera. A variação na composição, texturas, tamanho e formas dos cristais estão associados com a serpentinação e a deformação das rochas ultramáficas. Há cristais de Cr-espínélio no cromitito que parecem ser remanescentes dos minerais do peridotito original. Os cristais de Cr-espínélio usualmente têm três zonas: um núcleo cinza escuro, uma zona cinza intermediária e borda cinza clara.

Faturas ocorrem frequentemente. O núcleo do cristal contém alto conteúdo de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; a zona intermediária mostra um crescimento de  $\text{Fe}_1$  (com  $\text{Fe}^{2+} > \text{Fe}^{3+}$ ) e decréscimo de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$  (transição de Cr-espínélio para ferricromita); a zona externa é rica em Fe (principalmente  $\text{Fe}^{3+}$ ) e pobre em Cr (a zona da magnetita).

## GEOQUÍMICA

Testemunhos de sondagem de camadas de cromitito na unidade TU contêm mais de 5% de Cr, 8 ppm de Pt e 21 ppm de Pd. As razões Pt:Pd observadas são variadas, alinhando de 0,29 a 1,9. Quando normalizadas para o manto primitivo, muitos cromititos são mais ricos em Au, Cu, Zn e V do que as rochas hospedeiras. As variações de Ti, Al e Cr dentro da cromita sugerem ambientes diversos de formação.

Além dos cromititos primários, expressivos valores de EGP ocorrem como resultado da distribuição e enriquecimento por processos estruturais/metassomáticos, em resposta ao cisalhamento transcorrente sinistral regional. Cu, Ni, Sr e P também foram remobilizados estruturalmente, junto com EGP. Muitas ocorrências de feixes de mineralização de direção NE-SW, concordantes com a lineação de estiramento desenvolveram-se na fo-

liação de plano axial  $S_2$ , o que pode ser demonstrado geoquimicamente tanto a nível microscópico, quanto em escala regional.

EGP estão associados com sulfetos ricos em Ru, Te e Bi e ligas de Pt-Pd-Ru. Esses minerais estão inclusos ou acoplados a uma cromita tectonizada. Horizontes de sulfetos ricos em pentlandita, contendo mais de 2,5% Ni, também ocorrem no interior das ultramáficas acamadadas. Essas rochas contêm pouca Pt e Pd. O teor de Cu nesses sulfetos maciços é variável devido a remobilizações locais que ocorrem relacionados a uma tardia venulação de calcopirita.

## CONCLUSÕES

Sumarizando, a cromita "primária" está diretamente associada com um líquido intercumulático. A variação do conteúdo de cromita sugere a atuação de múltiplos pulsos deste fundido residual e possíveis processos físicos nos últimos estágios da cristalização magmática, tais como *filter pressing*. Os EGP também ocorrem em associação com sulfetos magmáticos (primários), assim como em minerais sulfetados remobilizados de ambientes pós-magmáticos.

## Mineralizações de Ferro Associadas a Sulfetos em Rochas Metamáfico-Ultramáficas (Tipo IOCG)

Mineralizações de ferro, associadas frequentemente a sulfetos, estão presentes em rochas metamáficas-ultramáficas nos terrenos paleoproterozoicos da Província. Essas mineralizações estão relacionadas, portanto, a sua história pré-toniana, contidas, principalmente, no embasamento ou em alóctones dispersos que foram amalgamados a partir do Toniano. Ocorrências de pequeno porte com sulfetos de Cu associado aparecem em skarns de protólito máfico-ultramáfico em Itatuba, no terreno Alto Moxotó (TAM), mas o principal depósito é representado pela recém descoberta mineralização de ferro e sulfetos associados na região de Curral Novo, Estado do Piauí, no âmbito do terreno Ouricuri-Trindade, descrito a seguir.

No terreno Ouricuru-Trindade ou Araripina (Santos 2000, Oliveira 2009), extremo oeste do Domínio Transversal da Província Borborema, encontram-se importantes depósitos de ferro, com sulfetos associados, controlados pela zona de cisa-

lhamento dextral Itaizinho-Baixio e seus ramos sintéticos. O minério ocorre ao longo de aproximadamente 30 km nessa estrutura, em uma área que engloba terrenos dos municípios de Curral Novo do Piauí, Simões e Paulistana. São conhecidos cerca de 19 exposições de minério de ferro, sendo que a mais expressiva delas situa-se na região de Monte Santo e está sendo alvo de pesquisa detalhada atualmente (Fig. 4).

#### ROCHAS ENCAIXANTES

As encaixantes imediatas são rochas metabasálticas e metagabroicas, pertencentes ao Complexo Granjeiro, de provável idade arqueana, que se encontra intrudida por vários granitoides ricos em potássio.

#### TIPOS DE MINÉRIO

Dois tipos de minério de ferro são observados na área:

(1) Formações ferríferas bandadas, fácies óxido (tipo Algoma), constituídas por magnetita (por vezes martitizada), quartzo e ferro-anfibólitos (grunnerita/cumingtonita), evidenciando que essas rochas foram submetidas a metamorfismo de fácies anfibolito;

(2) Minério de ferro tectono-controlado, tipo IOCG, constituído predominantemente por magnetita, finamente disseminada, porfiroblástica, injetada nos planos de foliação da rocha, em bandas, formando bolsões, em zonas de brechação, dentre outras formas. Trata-se de um minério nitidamente associado a processos hidrotermais sin- e pós-deformacionais.

#### ESTUDOS PETROGRÁFICOS E MINERALÓGICOS

Estudos petrográficos e de química mineral mostram que as rochas encaixantes imediatas do minério tectono-controlado são hidrotermalitos, gerados a partir de protólitos máficos anfibolitizados (metagabro e metabasalto), ricos em anfibólitos cálcicos (magnésio-hornblenda, com transformações de borda para ferro hornblenda e ferrotschermakitas e também actinolitas), biotita, albita, carbonato, granada, calcita, turmalina, titanita, apatita, zirconita e allanita.

#### ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os aspectos texturais e mineralógicos dos hidrotermalitos revelam processos de metassomatismo sódico, cálcico e ferro-potássico, pela ação de fluidos hidrotermais, tardi- a pós-deformação. No nível atual de exposição do terreno, a ferropotassificação é o processo predominante e caracteriza-se pelo desenvolvimento expressivo de biotita (alcançando às vezes percentuais acima de 50% da rocha) e magnetita. A química mineral mostra que essa magnetita é pura, com teores de Ti e V abaixo do limite de detecção, típicos de magnetitas hidrotermais.

Associados aos hidrotermalitos, nas zonas mais ricas em minério de ferro, observam-se sulfetos (calcopirita, pirita, pirrotita, com menores percentuais de esfalerita). Os sulfetos são hidrotermais e claramente tardios em relação aos óxidos de ferro. Em geral observa-se que, comparativamente aos metagabros e metabasaltos, os hidrotermalitos foram enriquecidos em Si, K, Fe, ETRL, Th, Ta, U, Zr, Y, Cu, Zn, B, dentre outros.

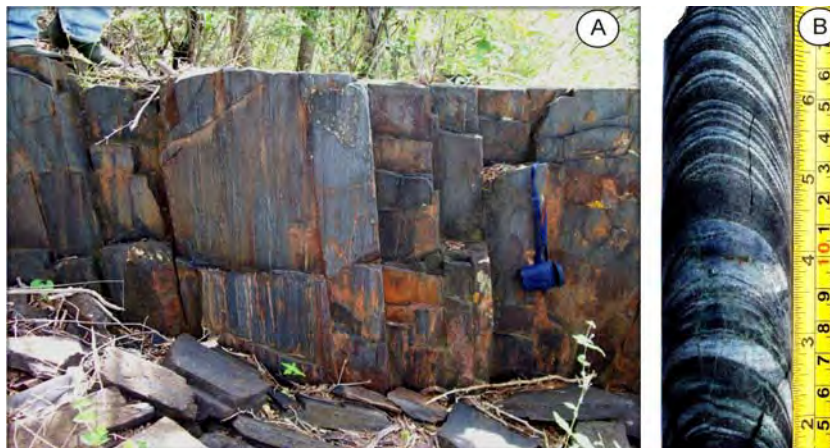


Figura 4 - Aspectos do minério de ferro de Curral Novo (PI), em afloramento (a) e em furo de sondagem (b). Fotos gentilmente cedidas pela empresa GME4.

## TEORES E RESERVAS

A GME4 (*Global Mining Exploration*), empresa que detém os direitos minerários da área, vem realizando trabalhos de exploração, prospecção e pesquisa mineral em vários alvos nesse *trend* estrutural, com destaque para o Alvo Massapê-Manga Velha, no qual os trabalhos de detalhe permitiram estimar recursos potenciais acima de 800 Mt, com teores variando entre 15 e 43% de Fe. De acordo com os relatórios internos da GME4, valores anômalos de ouro têm sido encontrados associados ao minério de ferro hidrotermal.

## ASPECTOS GENÉTICOS

O contexto geológico no qual as mineralizações se encontram, somado ao conjunto de feições texturais, mineralógicas e químicas descritas, permite que se levante a hipótese de que os depósitos de ferro tectono-controlados com sulfetos associados da região de Cural Novo (Piauí) pertençam, geneticamente, à categoria dos depósitos do tipo Fe-Cu-Au (IOCG). Embora ainda não existam dados geocronológicos e de inclusões fluidas, as relações de campo sugerem que os fluidos hidrotermais geradores dessas mineralizações sejam oriundos dos granitoides alcalinos neoproterozoicos, tardi- a pós-orogênicos, que ocorrem na área.

## Depósitos Metassedimentares supergênicos de Manganês

### SITUAÇÃO GEOLÓGICA

As rochas encaixantes dessa faixa mineralizada fazem parte do Complexo Canindé do Ceará, Unidade Canindé, de idade orosiriana, o qual é característico do cinturão Madalena-Algodões-Choró (Cavalcante 2003). Essas rochas foram metamorfizadas no fácies granulito durante o Paleoproterozoico e, em seguida, retrabalhadas e retrometamorfizadas junto com sua cobertura no fácies anfíbolito, durante o Neoproterozoico.

### DIMENSÕES

A faixa manganésifera Aracoiaba-Pacajus ocorre em uma extensão de 60 km por 15 km de largura, intercalada em gnaisses, migmatitos, granulitos, granada-sillimanita quartzitos e metabasitos

(Souza & Ribeiro Filho 1983). Os corpos lenticulares do protominério de manganês são gonditos silicáticos, com espessura variando de 10 cm a 3,5 m. São rochas formadas por quartzo (~20%), espessartita (~75%), rodonita (<2%), manganocumingtonita (<2%), pirita e pirrotita.

### TIPOS TEXTURAIS DE MINÉRIO

Souza & Ribeiro Filho (1983) distinguiram as seguintes texturas no minério deste distrito manganésífero: (1) reliquiar formada por cristais de espessartita alterados ou substituídos por  $\alpha\text{MnO}_2$  e hidrossilicatos de Fe; (2) zonada, na qual cristais alterados de espessartita são zonados com goethita e criptomelana; (3) pós-deposicional "em retalhos", onde partículas de quartzo englobadas por cristais de pirolusita pseudomorfizada para groutita e/ou manganita; (4) pós-deposicional, onde aparece litioforita associada à espessartita, a qual ocorre alterada para pirolusita; (5) coliforme, presente em minerais supergenéticos de manganês, sílica e óxido de ferro.

### GÊNESE

Os sedimentos originais, que foram intemperizados, foram depositados em uma bacia restrita, com condições redutoras, e submetidas a duas fases de metamorfismo. Processos de intemperismo alteraram o protominério, dando origem ao minério formado por uma mistura de óxidos de Mn, representados por litioforita, pirolusita, litiofillita, magano-nsutita e  $\alpha\text{MnO}_2$ . Texturas deposicionais e pós-deposicionais demonstram que o minério se formou por substituição e preenchimento de cavidades. Os minerais de manganês foram formados na seguinte sequência: espessartita, litioforita e/ou criptomelano, manganita, pirolusita e magano-nsutita.

### RESERVAS E TEORES

O protominério do distrito manganésífero pode ser classificado em 3 tipos: (1) protominério sem alteração ou pouco alterado, com teores entre 1 e 13% de Mn; (2) protominério com alteração de transição para o minério, com teores entre 13 e 18%; (3) protominério alterado ou minério, com teores entre 18 e 39%. As reservas globais atingem 3.500.000t. O tipo 3 representa 50% do to-

tal das reservas, enquanto o tipo 2 constitui cerca de 22%, os quais considerados em conjunto representam 77% dos depósitos, com média de 23% de Mn. O minério de Mn deste distrito é de qualidade inferior para a indústria, tanto siderúrgica, quanto química-eletrolítica. No entanto, face à alta demanda da indústria siderúrgica na atualidade, alguns desses depósitos têm sido lavrados e exportados.

### **DEPÓSITOS DE Fe-Ti ±V±Cr±Cu EM TERRENO METAMÓRFICO DE ALTA PRESSÃO TONIANO**

Quatro tipos de jazimentos podem ser distinguidos: I - jazimentos de Fe-Ti-V encaixados em rochas metamáficas-ultramáficas da seqüência metavulcanossedimentar toniana (tipo Serrote das Pedras Pretas); II-jazimentos de Fe-Ti-V±Cr±Cu em complexos metamáficos-ultramáficos supostamente toniano (tipo fazenda Esperança); III - jazimentos de Fe-Ti-V encaixados rochas metamáficas-anortosíticas riacianas-orosirianas (tipo Malhada Vermelha); IV - jazimentos de Fe-Ti associado a complexo gabro-anortosítico estateriano (tipo Passira). Esses depósitos foram descritos por Horikawa *et al.* (1979), Beurlen *et al.* (1992), Santos (1995), Melo & Beurlen (1997), Almeida *et al.* (1996) e Carmona (2006) e serão resumidos a seguir.

#### **Situação Geológica**

Os depósitos aqui referidos apresentam situações geológicas distintas. Com exceção dos depósitos de tipo Malhada Vermelha, a maioria dos depósitos localiza-se na interface entre os terrenos. O depósito tipo Fazenda Esperança situa-se em um bloco orosiriano, no contato com a faixa ediacarana Piancó-Alto Brígida. O tipo gabro-anortosítico estateriano de Passira ocorre na interface entre um bloco orosiriano e o Complexo Vertentes do terreno Rio Capibaribe. Já os depósitos do tipo Serrote das Pedras Pretas estão encaixados em uma seqüência metavulcanossedimentar toniana nas proximidades da interface dos terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú.

#### **Ambiente geodinâmico**

Não há um consenso com relação à gênese e o ambiente geodinâmico desse tipo heterogêneo de

depósitos. As idéias mais antigas atribuem sua ocorrência a um *trend* de retroeclogitos associado a uma anomalia gravimétrica regional existente na subprovincia Transversal. No entanto a diversidade de tipos paragenéticos e a descoberta de depósitos fora dessa anomalia e a nova compartimentação tectônica da Província (Santos 1996) demonstram a impropriedade dessa hipótese

Segundo Beurlen *et al.* (1992) e Almeida *et al.* (1997), as rochas encaixantes dos minérios de Fe-Ti são retroeclogitos de tipo C (Coleman *et al.* 1965) e testemunhariam um mecanismo de subducção de uma crosta oceânica neoproterozóica. De acordo com esses autores, essas rochas situam-se em rochas paleoproterozóicas, próximas ao contato com o cinturão meso a neoproterozóico da faixa Piancó-Alto Brígida ou Cachoeirinha. As ocorrências de Barro Vermelho (Melo *et al.* 2002; Melo & Beurlen 2005) e Itatuba (Almeida *et al.* 1997; Carmona 2006; Santos *et al.* 2010) também estão encaixadas em rochas paleoproterozóicas do TAM, e são consideradas por Melo & Beurlen (2005) e Almeida *et al.* (1997) toleítos de arco magmático e testemunhos de uma sutura paleoproterozóica.

Interpretação distinta tem que ser considerada para os depósitos encaixados em rochas metavulcanossedimentares do Complexo São Caetano (Santos 1995) (tipo I), situados ao norte de Floresta, já que Santos *et al.* (2009) encontraram idades U-Pb em zircão (TIMs e *laser ablation*) nas metassupracrustais e ortognaisses de 995 e 975 Ma para essas encaixantes. Isso é confirmado pelas idades modelo  $T_{DM}$  Sm-Nd de 1,29 Ga desses retroeclogitos, que sugerem uma colocação dos magmas máficos-ultramáficos no Toniano.

Assim, a hipótese mais provável é de que os complexos máficos-ultramáficos de diversas origens e idades tenham sido submetidos a um metamorfismo de alta pressão no Toniano, durante a subducção da crosta oceânica Cariris Velhos, imprimindo ao conjunto paragêneses do facies eclogito. Os depósitos de Fe-Ti-V deste grupo marcariam a sutura entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó, durante a colagem do evento Cariris Velhos, caracterizando um importante evento acrescionário no âmbito da Subprovincia Transversal (Santos 1995). O depósito estateriano de tipo Passira estaria localizado em um contexto diferente, mas a descoberta recente de picritos com textura espinha de peixe com abundante magnetita

pode indicar a influência desse evento também no terreno Rio Capibaribe.

### Encaixantes, hospedeiras e mineral-minério

Os depósitos melhor conhecidos são os do Serrote das Pedras Pretas (tipo I) e da fazenda Esperança (tipo II). As mineralizações de Fe-Ti-Cr-Cu da fazenda Esperança ocorrem como corpos lenticulares concordantes com os terrenos encaixantes, que se estendem por uma extensão descontínua de aproximadamente 7 km, com uma largura máxima de 140m. Essa faixa de direção NE-SW representa o flanco NW do fragmento de Icaçara, uma exposição do embasamento da faixa Piancó-Alto Brígida. Segundo Horikawa et al. (1979), aparentemente, formam dois níveis paralelos, que podem representar um mesmo nível repetido por dobramento. Esses autores descrevem uma estrutura dômica, aparentemente revirada, a qual controla a ocorrência dos níveis de cromita e ilmenita-magnetita. As hospedeiras do minério são de 3 tipos: 1) eclogitos, dioritos e piroxenitos, em grande parte transformados em anfibolitos, que constitui a litologia mais abundante do complexo; 2) rochas com clorita e actinolita-tremolita, com frequente textura em espinha de peixe, resultantes de retrometamorfismo de picritos; 3) rochas com clorita e talco de granulação grossa, com serpentina e clorita como acessórios, resultantes do retrometamorfismo de peridotitos, associados à mineralização de cromita.

A mineralização mais importante é a de ilmenita-magnetita vanadífera, que ocorre nos flan-

cos do domo de Baraúnas, nas formas maciça ou disseminada, cujo minério atinge até 24% de  $TiO_2$ . Possui uma fase sulfetada associada, formada por pirrotita-calcopirita-pentlandita, localmente com pirita, covelita e millerita. Os cromititos ocorrem apenas no setor Baraúnas, no núcleo de um domo estrutural, ocorrendo em cinco camadas distintas.

Os jazimentos titano-vanadíferos de Floresta incluem quatro tipos de minérios, de acordo com as litologias a que estão associados:

- minério associado ao anfibolito - pouco disseminado, com teores médios em  $TiO_2$  e  $V_2O_5$  em torno de 7,90% e 0,13%, respectivamente. Compreende cerca de 60% de todo o corpo mineralizado, constituindo, em subsuperfície, a sua parte basal;

- minério associado às rochas clinopiroxeníticas ou antofilíticas e até olivínicas - ocorre tanto em superfície como em sub-superfície;

- minério silicoso - proveniente da alteração do metaperidotito pela substituição de seus componentes originais por sílica secundária; a ilmenita e a magnetita titanífera preenchem os interstícios dos antigos grãos de olivina;

- minério maciço - constituindo pequenas lentes de ilmenita e magnetita maças, (Fig. 5a) no contato entre os minérios disseminado e silicoso.

Os membros metapiroxeníticos incluem dois tipos de minério maciço: (1) bandas cumuláticas de espinélio Cr-Ti e 2) rede de ilmenomagnetita. O espinélio Cr-titanífero possui uma composição incomum, variando de ulvoespinélio (0 a 30%), magnetita (10 a 60%), cromita (25 a 65%) e hercinita (0 a 65%), e possui uma zonação de Cr-Mg do núcleo para a borda, a qual pode ser explicada

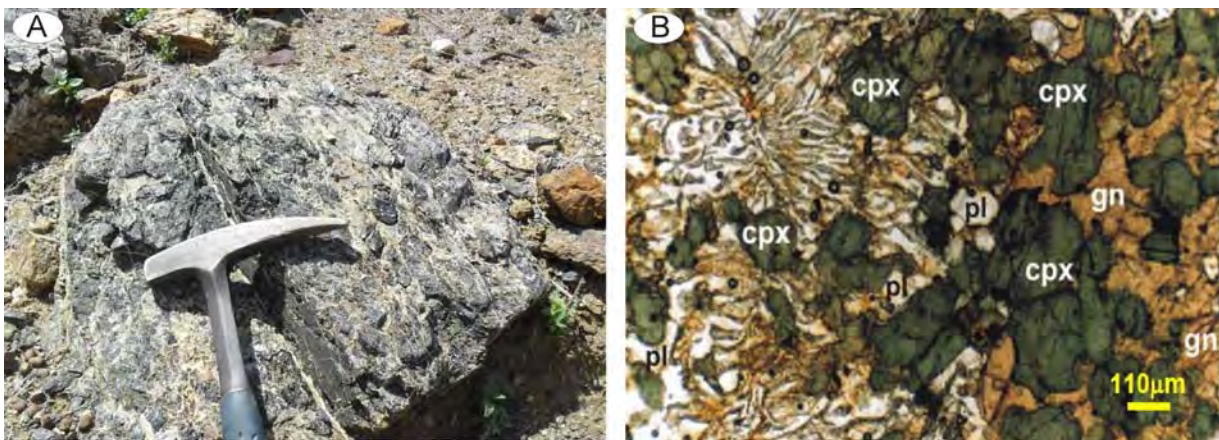


Figura 5 – Feições do minério de Fe-Ti (-V) dos terrenos de alta pressão da Subprovíncia Transversal: (a) minério maciço de ilmenitito do tipo Serrote das Pedras Pretas na localidade tipo; (b) textura simplectítica no contato de granada piroxenito com metagabro do tipo Malhada Vermelha, em Itatuba (cpx-clinopiroxênio, gn-granada, pl-plagioclásio).

pela perda periférica de Ti durante o metamorfismo de alta pressão.

### Geoquímica de Rochas

Segundo Beurlen *et al.* (1992), os diagramas de elementos maiores dos retroeclogitos de Bodojó sugerem uma natureza picrítica-toleítica subalcalina. Com relação aos elementos menores e traços, os anfibólitos caem dentro ou próximos do campo dos basaltos intraplaca oceânicos, cadeia mesoceânica e toleítos de arco de ilha, mas sempre distantes dos basaltos de arcos de ilha. Os piroxenitos mostram um comportamento inconsistente, sugerindo modificações metassomáticas. Dados de EGP e razões Cu/Pd e Ni/Co excluem a possibilidade de complexos acamadados e enquanto que os diagramas de terras raras demonstram a não afinidade com MORB ou com basaltos alcalinos. No entanto, o diagrama Cr vs Y as amostras se distribuem no campo do MORB.

### Química mineral e termometria

Segundo Beurlen *et al.* (1992), as granadas de três retroeclogitos têm composição média de 10,5% de piropero, 61,4% de almandina, 28% de grossularita e 0,1% de espessartita. Os clinopiroxênios têm uma composição normativa de 45,7% de jadeíta, 4,6% de acmita, 20,9% de enstatita, 4,1% de ferrossilita, e 24,8% de wollastonita. A termometria da partição Fe<sup>2+</sup>/Mg entre a granada e o piroxênio, combinada com a termometria baseada no conteúdo da jadeíta indicam que as condições iniciais a que essas rochas foram submetidas teria atingido 480°C/11kbar nos núcleos e 525°C/13kbar nas bordas.

### Gênese dos retroeclogitos da Fazenda Esperança e Floresta

Segundo Beurlen *et al.* (1992), as seguintes condições suportam uma hipótese de que as rochas metamáficas-ultramáficas da Fazenda Esperança se tratam de eclogitos de tipo-C, de Coleman et al (1965): (1) o conteúdo da jadeíta nos clinopiroxênios; (2) a partição do Fe/Mg entre o clinopiroxênio e granada; (3) a atividade da sílica na fengita e (4) conteúdo de Na nos anfibólitos em simplectitas retrógradadas dos membros gabroicos. Os dados são consistentes com uma evolução

metamórfica progressiva até a facies eclogito, calibrada por um pico de 13kbar/525°C, seguido por um caminho retrógrado de razão P/T média até o fácies xisto verde. O evento final transformou essas rochas máficas em anfibólio gnaisses e migmatitos.

Apesar da alta razão Ti/Fe e de alguns diagramas geoquímicos sugerirem um ambiente intraplaca, a química dos metagabros de Fazenda Esperança e Floresta indica uma natureza toleítica-picrítica, oceânica, sendo o padrão de terras raras das rochas ultramáficas compatível com o de peridotitos de assoalho oceânico modificados. As razões positivas de Co/Ni e muito alto Cu/Pd nos sulfetos também sugerem uma origem oceânica. Os autores levantam a hipótese de que essas rochas máficas-ultramáficas dos minérios de Fe-Ti e/ou Cr da fazenda Esperança (tipo 1) possam ser ofiolitos da faixa Piancó-Alto Brígida, de idade ediacarana, obductados no interior da crosta paleoproterozoica.

Tal interpretação, entretanto, não pode ser extrapolada para os casos de Serrote das Pedras Pretas (tipo I) e, principalmente, Barro Vermelho e Itatuba (tipo III), de acordo com o contexto geológico dessas outras ocorrências. No tipo I, os retroeclogitos estão encaixados em rochas do Complexo São Caetano, de idade toniana, cuja evolução está ligada ao evento Cariris Velhos, muito distante do contato do terreno Alto Pajeú com a faixa Piancó-Alto Brígida. Neste caso, idade modelo  $T_{DM}$  Nd, recentemente obtida por Santos *et al.* (2008) de 1,29 Ga é mais compatível com a idade toniana dos protólitos do retroeclogito. Nos casos do tipo III (Fig. 5B), há indicações de que sejam de idade orosiriana (Almeida *et al.* 1997).

### Reservas

Os depósitos e ocorrências deste grupo possuem dimensões modestas, razão pela qual só alguns foram lavrados, mesmo assim de forma intermitente. Não são conhecidos dados de reserva do depósito da fazenda Esperança, mas Horikawa *et al.* (1979) consideraram a área antieconômica, em face da falta de continuidade dos níveis mineralizados. Os depósitos da distrito de Floresta são mais promissores, sendo a reserva estimada para os depósitos da Suíte Serrote das Pedras Pretas em torno de 29 milhões de toneladas (Veronese *et al.*, 1985). De acordo com o DNPM (Dan-



tas 2000), as reservas medidas dos depósitos de Floresta somam cerca de 74.918.991 t de Ti e 10.900 t de vanádio. O titânio apresenta uma reserva indicada adicional de 2.490.000 t.

### **FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS EDIACARANAS (TIPO RAPITAN)**

As formações ferríferas bandadas ocorrem principalmente no domínio Médio Coreauí, nas faixas Seridó e Piancó-Alto Brígida, formando depósitos de pequeno e médio porte, os quais têm se tornado economicamente viáveis com a conjuntura atual do mercado do ferro. Na Faixa Seridó, são importantes os depósitos do pico do Bonito, município de Jucurutu, e de Saquinho ou Serra da Formiga, município de Cruzeta. Na Faixa Piancó-Alto Brígida, o depósito mais expressivo é o de São José do Belmonte.

#### **Pico do Bonito**

O pico do Bonito situa-se na Formação Serra dos Quintos ou Jucurutu, associado a mármore, e constitui uma espessa lente de uma formação ferrífera bandada formada por quartzo, hematita e magnetita (Santos 1967). A lente da formação ferrífera situa-se na zona axial de uma anticlinal, envolvendo o núcleo de um ortognaisse da Suíte Poço da Cruz, de idade paleoproterozoica. A lente possui uma extensão de 6 km e encontra-se espessada na zona de charneira (máximo de 200 m) e adelgada nos flancos, até fechar completamente em ambas as direções. Os teores de  $Fe_2O_3$  variam de 42 a 53 %, enquanto que S e P apresentam valores insignificantes.

Santos (1967) estimou uma reserva de 20 milhões de toneladas de minério até 20 m de profundidade, mas investigações posteriores revelaram um montante de 38 milhões de toneladas de minério com 50 a 60% de Fe. Um outro pequeno depósito situa-se na fazenda Macacos e ocorre nas proximidades deste depósito de Bonito, possuindo uma extensão de aproximadamente 6 km e uma espessura aproximada de 10 m. Trata-se de uma formação ferrífera bandada associada a rochas metamáficas-ultramáficas, supostamente da Formação Serra dos Quintos. Uma amostra desse minério revelou um teor de Fe da ordem de 65% de Fe.

Dois tipos de minérios são reconhecidos, o magnetitito, formado por magnetita compacta

(Fe>65%), e o taconito, com teores variando de 35 a 52% de Fe. A produção é de uma mina de pequeno porte, (896 mil toneladas), operada pela Mhag Mineração que faz exportação pelo porto de Suape (PE) usando um sistema misto de rodovia/ferrovia, da mina ao porto de embarque.

#### **Serra da Formiga/Saquinho**

A mina de Saquinho é formada por formações ferríferas bandadas da Formação Serra dos Quintos, do Grupo Seridó, que inclui ainda paragnaisse, rochas metamáficas-metaultramáficas (metabasaltos, metandesitos, metadacitos, talco xistos, serpentinitos, actinolita-clorita xistos, metatufos) e mármore.

As formações ferríferas bandadas são rochas foliadas de granulação fina, formadas essencialmente por hematita, magnetita e quartzo. Segundo dados da CPRM, os teores de sílica variam entre 26,7 a 40,5%, Fe variam de 45 a 65%, de P entre 0,04 e 0,23% e de S entre 0,0012 e 0,017. A reserva medida totaliza 1.794.389t, com um teor médio de 60,16% de Fe. A reserva indicada alcança 5.075.123t e a inferida 3.879.851t.

A reserva medida oficial do depósito de Saquinho alcança 208.000t. No entanto, pesquisas adicionais realizadas pela empresa Mhag Serviços e Mineração já cubou 1,5 milhões de toneladas de magnetitito tipo *lump* e 400 milhões de toneladas de metassomatito, tipo taconito, dos quais 200 milhões desta reserva correspondem à reserva lavrável.

#### **Saco José do Belmonte**

O mais importante depósito de Ferro da Região Nordeste Oriental, localiza-se no município de S. José do Belmonte (PE) cerca de 5 km ao norte do distrito do Carmo, ocorrendo em uma faixa E-W com aproximadamente 20 Km de extensão, na qual são conhecidas as minas de São Jorge, e Serrotinho ou Oitis. O minério de Ferro compreende lentes de minério puro (hematita) e minérios silicosos (itabiritos), cujos contactos não são perceptíveis.

As lentes variam de extensão entre 200 e 400 m e ocorrem em rosário, constituindo cristas alongadas, deslocadas por falhas transversais encaixadas nos filitos do Grupo Cachoeirinha. Outras ocorrências de minério de ferro podem ser encontradas nos municípios de Serrita e Salgueiro.

## SKARNS POLIMETÁLICOS DA FAIXA SERIDÓ

Os principais skarns mineralizados da Faixa Seridó (FS) foram descobertos no início dos anos 1940 (Johnston e Vasconcellos 1945), em pleno período da Segunda Guerra Mundial (Maranhão 1970; Lima *et al.* 1980; Salim 1993; Souza Neto *et al.* 2008). Nesta porção da Província Borborema são conhecidas quase 700 ocorrências (Santos 1973; Lima *et al.* 1980) dentro de uma área de cerca de 20.000 km<sup>2</sup>, denominada de Província Scheelitífera do Seridó (PSS; Fig. 6). Desde sua descoberta, a maioria destes skarns tem sido explorada para W-Mo (e.g. minas Brejuí, Bodó, Bonfim, Bonito, Malhada Limpa e Quixaba; Fig. 6), e apenas um skarn foi explorado para ouro (mina de Itajubatiba; Fig. 6). No início dos anos 1990, foi descoberto ouro nas pilhas de rejeito da antiga mina Bonfim (W-Mo). Até o momento, Bonfim constitui o único skarn conhecido na FS contendo W-Mo e Au associados. É importante destacar que os teores de Bi e Te posteriormente encontrados definiram o depósito de Bonfim como também mineralizado nestes dois metais, promovendo-o à

categoria de skarn polimetálico (Souza Neto *et al.* 2008). Pelo exposto, os skarns conhecidos da FS constituem na sua maioria depósitos do tipo skarn de tungstênio, com exceção do depósito de Itajubatiba (skarn Aurífero) e do de Bonfim (skarn polimetálico: W-Mo-Au-Bi-Te).

Quanto às reservas de W, os maiores skarns possuem 11 Mt (Brejuí) e 9 Mt (Bodó) de minério, e os demais têm reservas de minério inferiores a 5 Mt cada (Tabela 1). Nestes skarns os teores de WO<sub>3</sub> variam de 0,5 a 1,0 %, sendo que alguns podem atingir 6 e 9 % (skarns de Bodó e Bonfim, respectivamente; Tabela 1). Uma particularidade dentre os skarns da FS é o de Malhada Limpa (Fig. 6), que contém uma expressiva quantidade de Mo em relação aos demais (Tabela 1; mina Timbaúba; Santos *et al.* 1972; Lima *et al.* 1980).

Com relação às reservas de ouro, o skarn de Itajubatiba tem menos que 1 Mt de minério, enquanto que em Bonfim estima-se a existência de 1,5 t de Au (Tabela 1). Os teores de ouro variam entre 0,5 a 2 ppm, atingindo até 6,3 ppm (Rebouças 1985) em Itajubatiba, ao passo que Bonfim registra teores de 2 a 6 ppm (chegando a 60 ppm)

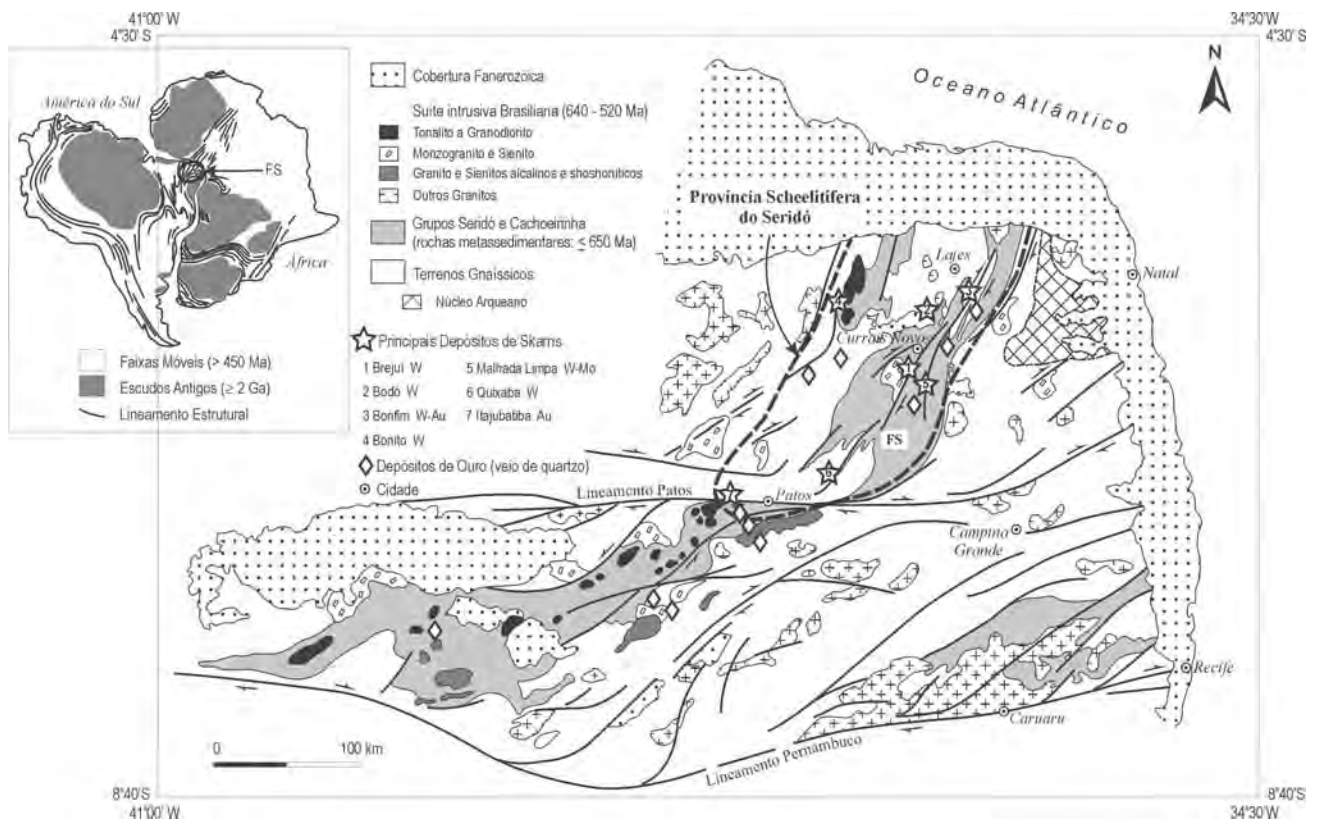


Figura 6 - Contexto geológico simplificado da Província Borborema, Nordeste do Brasil (adaptado de Archanjo 1993). As localizações da Faixa Seridó (FS), da Província Scheelitífera do Seridó, dos principais depósitos de skarns e de veios de quartzo auríferos são também mostrados.

Tabela 1. Características dos principais depósitos de skarns da Faixa Seridó. Para referências, ver Souza Neto et al. (2008).

Mina principal (menores minas adjacentes), metais	Brejúí (Barra Verde, Boca de Lage, Zangareilhas, Carnaubinha, Juazeirinho, Saco dos Veados) W (Mo, Fe, Cu)	Bodó (Riachão, Umbuzeiro, Isidoro, Queimadas, Cafuca) W	Bonfim (Sulista, Queiroz, Catolé II, Gupiara, Pedra Preta-Mulungu, Matinha) W (Au, Bi, Te)	Bonito (Pindoba-Mazagão) W	Malhada Limpá-Timbaúba W, Mo	Quixaba (Quixeré, Malhada Vermelha, Cacimbas) W	Itajubatiba Au (Fe, Cu)
Reserva e teor	11 Mt (5,5 Mt remanescente) 0,5-1 % WO <sub>3</sub>	± 9 Mt 0,2-6 (média = 2) % WO <sub>3</sub>	> 0,3 Mt 0,5-9 (média = 4,8) % WO <sub>3</sub> 0,5-1,5 t Au 2-6 (até 60) ppm Au até 26.000 ppm Bi, até 500 ppm Te	> 4 Mt 0,5-0,8 % WO <sub>3</sub>	5,5 Mt 0,3-0,5 % WO <sub>3</sub> 0,4-0,7 % Mo	> 2,5 Mt 0,5-1,4 % WO <sub>3</sub>	< 1 Mt 0,5-2 (até 6,3) ppm Au
Rochas encaixantes, idades	mármore, gnaiss, pegmatito, Neoproterozoicos	mármore, gnaiss, Neoproterozoicos	mármore, xisto, Neoproterozoicos	mármore e gnaiss, Neoproterozoicos	gnaiss, mármore, Neoproterozoicos	mármore e gnaiss cálcissilicático, Neoproterozoicos	mármore, metatonalito, meta-sienogranito, Neoproterozoicos
Morfologia dos Skarns	Estratiforme, cavidades, skarn em veio localmente, alteração retrógrada cortando skarn	Estratiforme, lenticular, bolsões, cavidades, skarn em veio localmente, alteração retrógrada cortando skarn	Estratiforme, alteração retrógrada cortando skarn e como impregnação concordante com o bandamento do skarn	Estratiforme	Estratiforme, lenticular, bolsões, cavidades, preenchimento de fraturas	Estratiforme, lenticular cavidades, skarn em veio localmente, alteração retrógrada cortando skarn	mármore, meta-sienogranito, Neoproterozoicos
Rochas Intrusivas (idades)	batólito de bt granito (579 ± 4 a 555 ± 5 Ma), pegmatito, diques de aplito	bt granito equigranular (stocks) Neoproterozoico, pegmatito, granitos aplíticos	bt granito Neoproterozoico; pegmatito	hbl (?) granodiorito (579 ± 7 Ma), pegmatito, aplito	bt (?) granito Neoproterozoico; pegmatito	hbl granodiorito Neoproterozoico, bt granito, bt-amp-px álcali sienito	bt sienogranito (573 ± 45 Ma), pegmatito abundante
Alteração na Rocha intrusiva	Endoskarn	Endoskarn; ep, mo, py	Não observada	Não registrada	Não registrada	Sch (parte aplítica superior de granitos, e veios aplíticos)	endoskarn com px-pl-amp e amp-qtz, veios de qtz, carbonatação abundante, grandes cristais de ap e bt

<sup>1</sup> As composições de piroxênio estão em mole % de hedenbergita (Hd) e johannsenita (Jo), e o restante do percentual é diopsídio; as de plagioclásio em mole % de anortita (An), e o restante é albita + ortoclásio; as de granada (Gr) estão em mole % de andradita (Ad), almandina (Al) + espessartina (Sp), e grossulária (Gr); as composições de anfíbios estão de acordo com a nomenclatura proposta por Leake et al. (1997).

<sup>2</sup> A extensão da alteração retrógrada está em percentual aproximado em relação ao volume total do skarn; todas as assembleias minerais retrógradadas possuem quartzo e calcita.

<sup>3</sup> T<sub>p</sub> = temperatura de formação do skarn progado; T<sub>r</sub> = temperatura de formação do skarn retrogrado.

Mina principal (menores minas adjacentes), metais	Progrado <sup>1</sup>	Brejú (Barra Verde, Boca de Lage, Zangarelinhas, Carnaubinha, Juazeirinho, Saco dos Veados) W (Mo, Fe, Cu)	Bodó (Riachão, Umbuzeiro, Isidoro, Queimadas, Cafuca) W	Bonfim (Sulista, Catolé II, Guplaira, Pedra Preta, Muiungu, Matinha) W (Au, Bi, Te)	Bonito (Pindoba-Mazação) W	Malhada Limpá-Timbaúba W, Mo	Quixaba (Quixeré, Malhada Vermelha, Cacimbas) W	Itajubatiba (Fe, Cu)	
	Mineralogia dos Skarns	Skarn em mármore/gnaiss/pegmatito: px (Hd <sub>30-60</sub> O <sub>1-3</sub> ), pl (An <sub>85-92</sub> An <sub>40-47</sub> em skarn rico em anfibólio), grt (Ad <sub>19-49</sub> Al+Sp <sub>2-7</sub> Gf <sub>51-73</sub> ), amp (hbl), ttn, qtz, mc	px, grt, amp, wo, ttn, < fld	Skarn em mármore: px (Hd <sub>11-68</sub> Jo <sub>1-3</sub> ), amp (tr-mhb), ttn, ap, wo, < ol; Skarn em xisto: px (Hd <sub>17-53</sub> O <sub>1-4</sub> ), pl (An <sub>85-99</sub> ), grt (Ad <sub>3-5</sub> Al+Sp <sub>68-69</sub> Gf <sub>21-22</sub> ), amp (act-mhb), ttn, ap, aln, zrn, mnz	px, grt, amp	pl, px, grt, ap, qtz (?), ttn, toz (?)	grt, px, scp, pl, aln, ap, ttn	Skarn em mármore: px (Hd <sub>5-75</sub> Jo <sub>0-3</sub> ), amp (act-tr-mhb); < fac-fhb-ts, prg-ed), ttn, ap, ol; Skarn em meta-tonalito: px (Hd <sub>26-61</sub> Jo <sub>1-2</sub> ), pl (An <sub>87-96</sub> ), grt (Ad <sub>4-13</sub> Al+Sp <sub>65-76</sub> Gf <sub>2-23</sub> ), amp (act-mhb-fhb-fs); < fprg-hs, gru), ttn, ap; Skarn em meta-sienogranito: px (Hd <sub>15-61</sub> Jo <sub>1-2</sub> ), pl (An <sub>87-96</sub> , Al <sub>26-30</sub> or scp), grt (Ad <sub>46-57</sub> Al+Sp <sub>4-5</sub> Gf <sub>34-46</sub> ), amp (act-mhb), ttn, ap, aln	Skarn em mármore: px (Hd <sub>5-75</sub> Jo <sub>0-3</sub> ), amp (act-tr-mhb); < fac-fhb-ts, prg-ed), ttn, ap, ol; Skarn em meta-tonalito: px (Hd <sub>26-61</sub> Jo <sub>1-2</sub> ), pl (An <sub>87-96</sub> ), grt (Ad <sub>4-13</sub> Al+Sp <sub>65-76</sub> Gf <sub>2-23</sub> ), amp (act-mhb-fhb-fs); < fprg-hs, gru), ttn, ap; Skarn em meta-sienogranito: px (Hd <sub>15-61</sub> Jo <sub>1-2</sub> ), pl (An <sub>87-96</sub> , Al <sub>26-30</sub> or scp), grt (Ad <sub>46-57</sub> Al+Sp <sub>4-5</sub> Gf <sub>34-46</sub> ), amp (act-mhb), ttn, ap, aln
	Retrógrado <sup>2</sup>	20-30 % (?) Skarn em mármore/gnaiss/pegmatito: amp (act), mei, ves, act, phi, ep, prh, czo (later than ep), rds, cbz, stb, ser, chl, brt, fl	10-40 % (?) ep, ves, amp (?), cal, qtz	50-70 % Skarn em mármore: amp (tr, mhb); Skarn em xisto: kfd, czo, ser, bt, amp (act-mhb); ath-cum em pl xisto), Fe-ep, prh, chl, ves, scp, ms	> 40 % (?), ep >> qtz, cal, fl	> 10 % (?), scp, ep, ser, chl, ves, amp, cal, qtz	> 20 % (?), hbl, act, tr, ep, czo, prh, ab, chl, ves, zeo, rdn, fl, qtz	20-30 % Skarn em mármore: amp, hu-chu, srp, cch; Skarn em meta-tonalito/meta-sienogranito: amp, ser, ep, bt	mgt
Minerais de minério	Estágio Precoce	sch (precoce, fina; tardia, grosseira, em skarns porosos, maiores teores), mo, py, cp, bn, fb, pw, wf, mgt, bi, bmt, po (?)	sch, mo, py, cp, bn	mgt, po, cp, py, sch, mo, << apy	sch, mo, py, cpy, bn, < gn	sch, > > mo, pw, py, cp, bn	sch, mo, py, cp, bn, mgt, gn, sp	po, py, cp, << apy, ouro	
Condições de Formação <sup>3</sup>		P 2-3 kb T <sub>p</sub> 450-550°C (equilíbrio mineral) T <sub>r</sub> 200-450°C < 15 % peso eq. NaCl (equilíbrio mineral e inclusões fluidas)		P 2,5-4 kb T <sub>p</sub> 500-580°C T <sub>r</sub> 400-500°C X <sub>CO2</sub> 0,05-0,3 (equilíbrio mineral) Fluidos com 4,8 % peso eq. NaCl + CH <sub>4</sub> (N <sub>2</sub> ) em veios de qtz-sulfetos e cal-sulfetos nos skarns (inclusões fluidas)			P 2,5-4 kb T <sub>p</sub> 500-580°C T <sub>r</sub> 400-500°C X <sub>CO2</sub> 0,05-0,3 (equilíbrio mineral) Fluidos com 4,8-7,8 % peso eq. NaCl + N <sub>2</sub> (com até 18 mole % de CH <sub>4</sub> ) em veios de qtz-cal-sulfetos e qtz-cal-mgt em skarns (inclusões fluidas)		

Tabela 1 - Continuação

**Abreviaturas minerais** (segundo Kretz (1983) e Spear (1993)): ab albita, act actinolita, aln allanita, amp anfibólio, ap apatita, apy arsenopirita, ath antofilita, bi bismuto, bmt bismutinita, bn bornita, brt bariterita, bt biotita, cal calcita, cbz chabazita, cch clinocloro, chl clorita, chu clinohumita, cp calcopirita, cum cummingtonita, czo clinzoisita/zoisita, ed edenita, ep epidoto, fac ferro-actinolita, fb ferberita, fl fluorita, fhb ferro-hornblenda, fld feldspato, fprg ferro-pargasita, fts ferro-tschermakita, gn galena, grt granada, gru grunerita, hbl hornblenda, hs hastingsita, hu humita, jo joseita, kfd feldspato alcalino, mc microclina, mei meionita, mgt magnetita, mhb magnesiohornblenda, mnz monazita, mo molibdenita, ms muscovita, ol olivina, pl flogopita, pl plagioclásio, po pirrotita, prg pargasita, prh prehnita, py pirlita, pw powellita, px piroxênio, qtz quartzo, rdn rodonita, rds rodocrosita, sch scheelita, scp escapolita, ser sericita, sp esfalerita, srp serpentina, stb estilbita, toz topázio, tr tremolita, ts tschermakita, ttn titanita, ves vesuvianita, wf wollastonita, wo wollastonita, zrn zircão.

deste metal. Os teores de Au em solo em Bonfim atingem 100 ppm, e nos skarns auríferos os de Bi se elevam acima de 26.000 ppm, enquanto os de Te alcançam 500 ppm (Souza Neto *et al.* 2008).

Estima-se que, até 1992, tenham sido produzidas cerca de 60.000 t de concentrados de WO<sub>3</sub> dos skarns da FS (Beurlen 1995). Durante os anos 1980, o baixo custo da produção de wolframita atingiu na China provocou significativa queda no preço do tungstênio no mercado internacional, levando ao progressivo colapso da produção de scheelita na FS. Esta produção estagnou quase completamente na metade da década de 1990, reduzindo-se a uma exploração rudimentar na Mina Bodó em 2006, com uma pequena produção de 30 a 200 t/ano de concentrado deste mineral, e a uma garimpagem sazonal na Mina Brejuí. Essa produção serviu apenas para alimentar pequenas indústrias metalúrgicas existentes na região.

### **Ambiente Geodinâmico de Formação**

Do ponto de vista do ambiente de formação, destaca-se que a maioria dos depósitos de skarns da FS parece estar relacionada espacialmente a corpos ígneos brasileiros (610–530 Ma), pois ocorrem nas vizinhanças destas rochas. Estes corpos são amplamente distribuídos na Província Borborema, sendo predominantemente constituídos por granitos finos e porfíricos, e subordinadamente, por granitos equigranulares, aplitos finos a médios e pegmatitos (ver Tabela 1 para classificação das rochas intrusivas relacionadas aos principais depósitos de skarns da FS). A maioria destas rochas ígneas está, por sua vez, espacialmente ligada a zonas de cisalhamento brasileiras (transcorrentes e de alto ângulo), ocorrendo na forma de corpos com formas sigmoidais assimétricas, que denunciam o caráter sin-tectônico deles. Estudos petroestrutural e de susceptibilidade magnética também atestam este caráter (Jardim de Sá 1994; Archanjo 1993; Lima *et al.* 2000).

Alguns skarns são distais, como os das minas Malhada Limpa e Quixaba, pois ocorrem afastados dos prováveis corpos ígneos parentais, pelo menos em superfície. Neste caso, as zonas de cisalhamento brasileiras parecem ter servido de conduto para os fluidos metassomáticos responsáveis pela formação dos skarns.

A profundidade de formação dos skarns da FS pode ser estimada entre 10 e 15 km a partir da-

quela estabelecida para o alojamento dos corpos ígneos parentais, com base nos dados obtidos combinando-se diferentes geotermobarômetros com a geotermocronometria <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar em minerais que ocorrem na auréola de metamorfismo de contato do Maciço Granítico de Acari, que é o batólito ao qual está relacionado o depósito de skarn scheelitífero de Brejuí (Fig. 6). Estes dados revelam um pico termal de 630°C e 3,5 kbar (Cunha de Souza 1996) em 579–555 Ma (U–Pb em zircão; Leterrier *et al.* 1994 e Legrand *et al.* 1991, respectivamente), seguido por um resfriamento de 300–400°C atingido em cerca de 481 Ma (Ar–Ar em micas; Cunha de Souza 1996).

Quanto à mineralização de W-Mo, esta parece ter sido formada precocemente sincrônica à própria formação dos skarns, como indica o equilíbrio textural observado entre os cristais de scheelita e os minerais da ganga cálcio-silicática dos skarns, assim como a presença de agregados de cristais eudrais de scheelita dispostos paralelamente ao bandamento dos skarns. Por outro lado, a mineralização aurífera nos skarns parece ser tardia, como indica a presença da mesma preenchendo fraturas extensionais que cortam a ganga cálcio-silicática dos skarns, assim como os próprios cristais de scheelita. A paragênese mineral contendo minerais-minério de Au-Bi-Te ocorre intercrescida com minerais tardios e de baixa temperatura dos skarns, como epidoto, prenhita e clorita (Souza Neto *et al.* 2008).

### **Principais Controles da Mineralização**

Além da proximidade com os corpos ígneos brasileiros, a maioria dos skarns é também estratocontrolada, ocorrendo preferencialmente dentro de camadas de mármore da Formação Jucurutu (Fig. 7), ou no contato entre estes mármore e xistos (Formação Seridó), ou entre mármore e paragnaisses (Formação Jucurutu). Localmente os skarns podem ocorrer dentro dos paragnaisses e xistos, ou mesmo dentro do próprio corpo ígneo geneticamente relacionado, caracterizando-se, neste caso, como típicos endoskarns, a exemplo do que ocorre no depósito de Bodó (Zanini & Santos 1980) e Itajubatiba (Souza Neto 1995).

### **Descrição dos Principais Depósitos**

A seguir será apresentada uma descrição con-

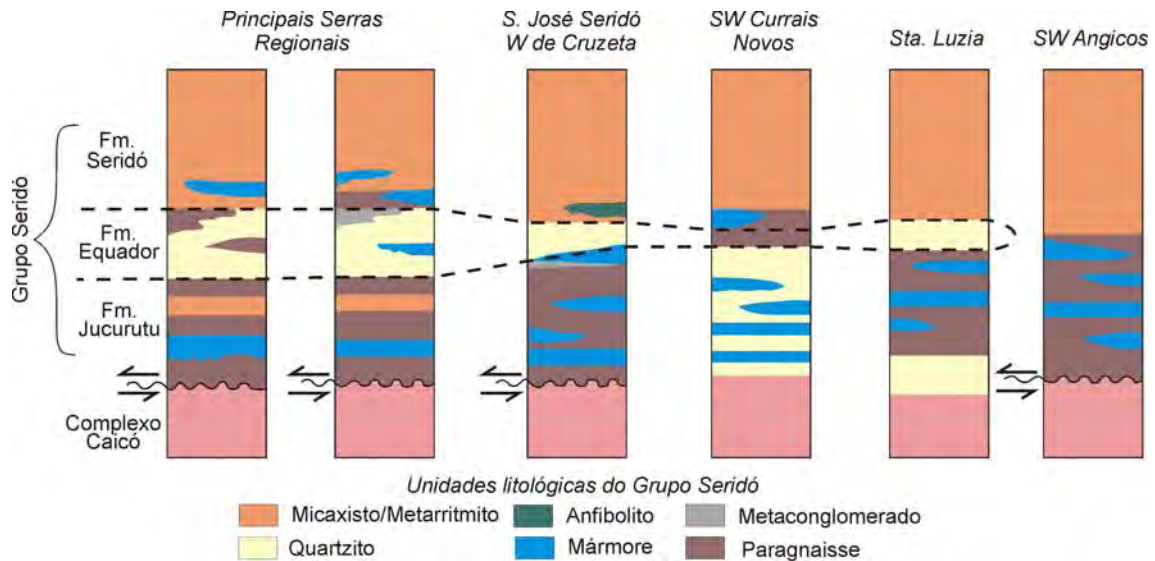


Figura 7 - Litoestratigrafia do Grupo Seridó, segundo Jardim de Sá (1994), compilada de Brito Neves et al. (2000).

junta dos depósitos de Brejuí, Bonfim e Itajubatiba, que são alguns dos depósitos mais representativos da mineralização de W-Mo-Au-Te-Bi. As rochas encaixantes imediatas dos depósitos de skarn enfocados aqui são aquelas pertencentes à sequência de rochas supracrustais denominada Grupo Seridó (Fig. 7), que consiste, da base para o topo, de paragneisses e mármores (Formação Jucurutu), quartzitos e metaconglomerados (Formação Equador), e xistos (Formação Seridó).

Os depósitos de skarns ocorrem em corpos de espessura centimétrica à métrica, com forma lenticular a tabular e que mostram contato irregular com suas rochas encaixantes, invadindo e truncando a foliação principal das mesmas. Em mapa, os corpos de skarns possuem direção geral concordante com a direção principal da foliação regional. Os skarns possuem estrutura maciça (não foliada) ou bandada. Esse bandamento pode ser atribuído ao zoneamento metassomático que se desenvolve sobre a foliação das rochas encaixantes (Souza Neto et al. 2008).

Do ponto de vista da composição mineralógica, os skarns são constituídos por minerais de duas paragêneses diferentes:

- Alta temperatura: piroxênio, anfibólio, ± granada, ± plagioclásio
- Baixa temperatura: epidoto, ± clinzoisita, ± vesuvianita, ± zeólitas, ± opala

A mineralogia do minério de W-Mo é constituída predominantemente por scheelita e molibdenita, com quantidades subordinadas de pirita e calcopirita (Salim 1993; Souza Neto et al. 2008). No caso

do minério aurífero, ocorre ouro nativo associado à pirrotita, calcopirita, pirita (< arsenopirita) e magnetita em Itajubatiba, e associado à bismita, bismutinita, bismuto nativo, joseíta, calcopirita (< esfalerita) em Bonfim. O ouro de Bonfim chega a ter 14 % em peso de Ag, sendo caracteristicamente mais pálido do que o usual (Souza Neto et al. 2008).

Deve-se registrar ainda a existência de alguns skarns mineralizados em Cu (calcocita, covelita, malaquita), em Pb (galena), assim como mineralização de W (scheelita) em rochas metamáficas (Beurlen 1995). Também são conhecidas ocorrências de scheelita em veios de quartzo, disseminada em granito e uma ocorrência de wolframita (ferberita) em veio de quartzo (Santos 1973).

Recentemente, Cavalcante Neto (2008) descreveu uma faixa mineralizada em Cu (+ W, Mo, Au, Ag e Bi) entre as formações Equador e Seridó, a leste da antiforme da Serra das Umburanas, ocupando uma extensão não contínua de 54 Km. As relações de contato entre aquelas formações do Grupo Seridó são típicas de ambiente sedimentar com contribuições básicas – ultrabásicas e caracterizam uma faixa metalogenética cuprífera. Essa faixa, descrita anteriormente como faixa Malhada Limpa-Timbaúba, já havia sido destacada pelo seu enriquecimento anômalo em molibdenita em relação aos demais skarns do Seridó (Santos et al. 1972). Segundo Cavalcante Neto (2008), destacam-se, entre os minerais visíveis a olho nú, o diopsídio (40 - 60%), epidoto (5 - 20%), vesuvianita (0-10%), plagioclásio (5 - 10%), quartzo (2-15%), hornblenda (5%), actinolita-tremolita (1-15%), bis-

muto (desde ausente até 25%), calcita (0-3%), rodocrosita (3 – 5%) e traços de scheelita, molibdenita, serpentina, talco (esteatita), rodonita, granada (grossulária e/ou andradita), sulfeto de ferro e minerais de cobre (calcocita e malaquita), eventualmente alterados para crisocola, óxido de ferro e clorita. Restritos a alguns corpos aparecem pirita, calcopirita e bornita. É interessante registrar também a presença de Au, que chega a atingir teores de 1,14 g/t. Alguns xistos máficos ocorrem com intercalações de anfíbolitos, os quais possuem um alto teor de Cr e pequeno conteúdo de scheelita (0 a 1%).

Algumas feições de alteração metassomática observadas nas rochas encaixantes são atribuídas ao processo de formação dos skarns, e são importantes por denunciar a proximidade dos corpos destas rochas (Souza Neto 1995; Souza Neto *et al.* 1997; Souza Neto 1999). Estas feições são:

- (i) anfíbolitização de xistos e paragneisses
- (ii) epidotização de rochas granitoides
- (iii) presença de olivina ou wollastonita em mármores
- (iv) calcita mais grossa (recristalizada) nos mármores, ou mármores constituídos por calcita passando de coloração branca para laranja e cinza escura, em direção aos skarns.

Os dados isotópicos de C e O da calcita dos mármores alterados metassomaticamente, assim como da calcita de veios, mostram valores ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$  de -3,2 a -4,5 ‰;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$  de 12,3 a 11,2 ‰) relativamente empobrecidos em relação aos mármores encaixantes ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$  de -0,7 e -1,7 ‰;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$  de 18,5 e 19,3 ‰; valores típicos de origem sedimentar), e sugerem uma participação de fluidos ígneos no processo metassomático de formação dos skarns (Souza Neto 1999).

Os dados de inclusões fluidas em minerais constituintes da paragênese de baixa temperatura dos skarns de Brejuí revelam a existência de dois fluidos (Salim 1993):

- (1) um precoce, carbônico e aquo-carbônico, com salinidade baixa (4 - 10 % eq. peso % NaCl);
- (2) outro tardio, aquoso e aquo-carbônico, com salinidade relativamente mais elevada (10 - 15 eq. peso % NaCl).

Os dados microtermométricos deste estudo sugerem as seguintes condições de T e P para a formação das paragêneses minerais de baixa temperatura (Salim 1993):

- escapolita-vesuvianita: 450 – 380 °C e 2 kbar;

- epidoto-prehnita: 380 – 270 °C e 2 kbar;

- zeólitas: 300 – 200 °C e 1 – 0,6 kbar.

Estudos de inclusões fluidas especificamente de veios de quartzo relacionados às mineralizações auríferas dos skarns de Bonfim revelam a presença de três tipos de fluidos (Souza Neto 1999):

- (1) Aquoso, com composição no sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2$ , baixa salinidade (4,8 eq. peso % NaCl), temperatura mínima de formação de 108 a 344 °C e pressão de 0,6 a 5,3 kbar;

- (2) Metano, com nitrogênio associado;

- (3) Aquo-carbônica, com composição no sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2$ , com  $\text{CH}_4$  associado à fase carbônica, com condições de formação estimadas acima de 265 °C e cerca de 2 kbar.

Por outro lado, nos veios de quartzo dos skarns auríferos de Itajubatiba foram identificados quatro tipos de inclusões fluidas (Souza Neto 1999):

- (1) Carbônica, contendo até 4 mole % de  $\text{N}_2$ ;

- (2) Nitrogênio, tanto pura como contendo até 18 mole % de  $\text{CH}_4$ ;

- (3) Aquosa com composição no sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2$ , salinidade moderada (7,8 eq. peso % NaCl), temperatura mínima de formação de 87 a 396 °C e pressão de < 1 to 4,7 kbar;

- (4) Aquo-carbônica com composição no sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2$ , contendo de 8 a 11 mole % de  $\text{N}_2$  associado à fase carbônica, salinidade baixa (4.8 eq. peso % NaCl), temperatura mínima de formação de 240 e 400 °C e pressão de 3,1 a 4,3 kbar.

### Idade das Rochas Encaixantes/Hospedeiras e da Mineralização

A idade de deposição dos metassedimentos Grupo Seridó, que encaixam os depósitos de skarns da FS, foi estabelecida entre 610–650 Ma, através de datações pelos métodos U–Pb (zircão) e Sm–Nd (rocha total), utilizando-se amostras de rochas metassedimentares e metatufáceas (Van Schmus *et al.* 2003).

Quanto às idades dos skarns da FS e das suas mineralizações de W–Mo e Au não existem até o momento dados de datação absoluta. Entretanto, a idade máxima destes skarns é estimada em 510–520 Ma, correspondente a um valor médio do intervalo de idades determinadas para as rochas granitoides da região, que se estende entre 555 Ma (idade mais nova das rochas ígneas parentais) e 480 Ma (valor mínimo de idade obtida para cor-

pos pegmatíticos da FS, que intrudem alguns skarns, como em Brejuí (Barbosa *et al.* 1969; Salim 1993) e Itajubatiba (Souza Neto 1999).

Quanto às mineralizações, sabe-se que a de W-Mo é precoce e deve possuir a mesma idade dos skarns hospedeiros. A mineralização de Au, por outro lado, é claramente tardia, e pode ser considerada como pertencente a dois intervalos de idade: 510–520 Ma e 500–506 Ma. Estes valores correspondem às idades obtidas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em muscovita e biotita hidrotermais provenientes dos depósitos de veios de quartzo auríferos que ocorrem nos mica xistos da Formação Seridó (Araújo *et al.* 2005), que são depósitos considerados com estilo estrutural semelhante ao dos skarns auríferos, e que portanto devem ambos representar um mesmo momento da evolução tectônica regional (Souza Neto *et al.* 2008).

**PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DO SERIDÓ**

Essa Província foi originalmente denominada de Província Pegmatítica da Borborema por Scorza

(1944) para designar a principal área de ocorrência de pegmatitos mineralizados no Nordeste do Brasil, situada entre os Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte (Fig. 8). Trabalhos posteriores, principalmente de ordem geotectônica, demonstraram que ela se distribui na faixa Seridó, razão pela qual ela passou a ser designada de Província Pegmatítica do Seridó (PPS). Apesar dessa conceituação (Fig. 8), há ocorrências de pegmatitos de menor importância, em termos de exploração, fora da abrangência da FS. É o caso dos pegmatitos a leste e oeste da FS (áreas de Barra de Santa Rosa e Tenente Ananias), que cortam rochas do embasamento (terrenos São José do Campestre e Rio Piranhas, respectivamente), bem como o prolongamento para sul-sudoeste da FS, onde os pegmatitos estão encaixados em rochas do terreno Alto Pajeú e da faixa Piancó-Alto Brígida.

Os pegmatitos da PPS tornaram-se conhecidos por ocasião da Primeira Guerra Mundial, por conta da exploração de mica para o então esforço de guerra. Ao final da Segunda Guerra Mundi-

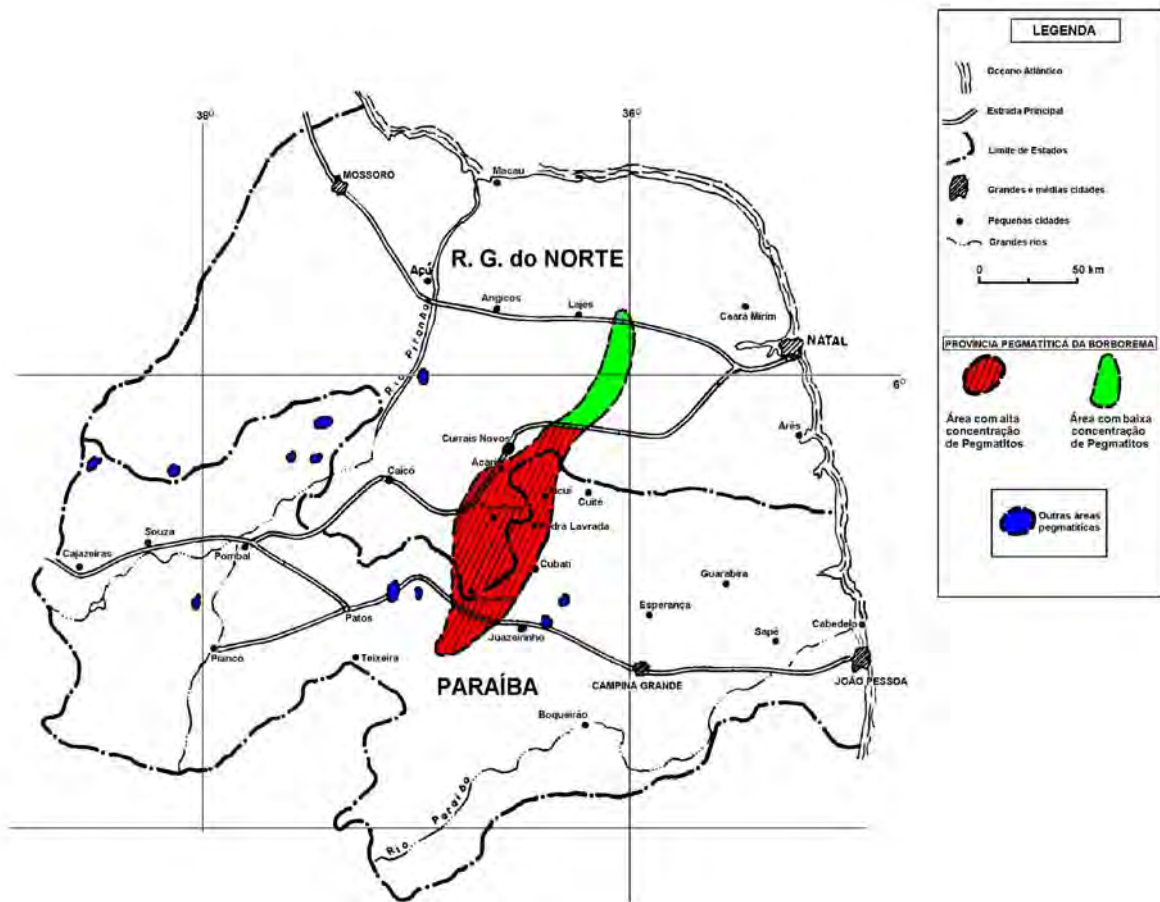


Figura 8 - Localização geográfica das áreas pegmatíticas nos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte



al, tornou-se mundialmente conhecida como um dos mais importantes produtores de minérios de Ta e Be e belas espécies de minerais exóticos. Mais recentemente, a PPS vem se tornando um importante supridor de materiais cerâmicos (caulim e feldspatos) para a indústria nacional. No momento, seu produto mais nobre e mais famoso é a “Turmalina Paraíba”, de singular cor azul excêntrica com teores incomuns de Cu. Apesar dessa importância como supridor de materiais estratégicos, pouca ou quase nenhuma pesquisa mineral e alguns raros estudos geológicos paralelos, foram desenvolvidos nesses pegmatitos nos últimos cinquenta anos e, portanto, várias questões importantes permanecem não esclarecidas ou nunca foram abordadas. Dentre essas, destaca-se uma classificação desses pegmatitos baseada em parâmetros paragenéticos e geoquímicos que permita uma comparação mais efetiva com outras áreas pegmatíticas do mundo; seu obscuro e ainda não bem definido zoneamento regional e a identificação do provável granito fonte ou outra fonte qualquer da qual os pegmatitos se originaram. A presente revisão tem como objetivo apresentar, de forma resumida, os dados mais recentes sobre a PPS, tendo como base informações da literatura, observações de campo, dados geoquímicos e geocronológicos gerados nas últimas três décadas.

### **Contexto Geológico**

Os pegmatitos da PPS estão concentrados em uma área com cerca de 75 km x 150 Km, na parte este-sudeste da Faixa Seridó (FS), Subprovíncia Rio Grande do Norte da Província Borborema, compreendendo partes dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil (Fig. 9). O empilhamento estratigráfico nesta área, da base para o topo, consiste das Formações Jucurutu, Equador e Seridó, do Grupo Seridó de idade neoproterozoica (Van Schmus *et al.* 2003).

Dos mais de 750 pegmatitos mineralizados cadastrados até o presente, cerca de 80% estão intrudidos em granada-cordierita-biotita-quartzo- ou silimanita-granada-biotita-quartzo-xistos da Formação Seridó. Menos de 10% ocorrem em quartzitos, metarcóseos e metaconglomerados da Formação Equador e os restantes intrudem gnaisses e skarns da Formação Jucurutu e granitos tardi- a pós-orogênicos, mais raramente rochas do embasamento (Da Silva *et al.* 1995). A FS distribui-se

entre dois domínios de embasamento: o terreno arqueano-paleoproterozoico São José do Campestre-Granjeiro, a leste e a sul, e o terreno Rio Piranhas, a oeste. Um alto do embasamento paleoproterozoico (alto de São Vicente) subdivide a FS nos subdomínios Currais Novos e Jucurutu. No subdomínio Currais Novos o metamorfismo varia da fácies xisto verde, a oeste, para a fácies anfibolito, a leste. Os granitos e pegmatitos se concentram principalmente no domínio da fácies anfibolito. Extensas zonas de cisalhamento transcorrentes N-S atravessam a Faixa Seridó, caracterizando dois regimes estruturais distintos: um transpressivo, a oeste, e outro transtensivo, a leste, sendo este, aparentemente, responsável pela colocação dos pegmatitos.

### **Distribuição Regional dos Pegmatitos**

O único modelo de zoneamento regional dos pegmatitos da PPS foi proposto por Cunha e Silva (1983), baseado na distribuição dos pegmatitos segundo as paragêneses elementares dos principais minerais de minério contidos, tomando como base informações registradas em vários cadastramentos geológicos. O suposto zoneamento, entretanto, não suportou uma análise estatística/espacial como a conduzida por Da Silva & Dantas (1984). O proposto modelo, indicando zonas concêntricas sucessivas de ETR (mais distais), Sn-Li, Be-Nb e Ta-Li (centrais) mostrou-se em desacordo com o princípio geral até agora aceito de que os pegmatitos mais diferenciados (ricos em Ta e Li) deveriam situar-se distantes de uma provável fonte granítica, enquanto os menos diferenciados (ricos em Be e Terras Raras) deveriam estar mais próximos. Entretanto, a provável fonte granítica desses pegmatitos ainda não foi seguramente identificada até o presente. Araújo *et al.* (2001) mostrou a relação dos pegmatitos da PPS, na região de Parelhas-Carnaúba dos Dantas-RN com o “*splay*” de zonas de cisalhamento na parte leste da FS, no limite com o terreno São José do Campestre, sugerindo uma provável ramificação do sistema cisalhante do Lineamento Patos. Isso explicaria a presença de alguns pegmatitos na parte norte da Subprovíncia Transversal e a existência de alguns pegmatitos no terreno Granjeiro, a oeste. Considerando-se as correlações regionais e o caráter transcorrente dextral do Lineamento Patos, segundo Santos (comunicação verbal), não se

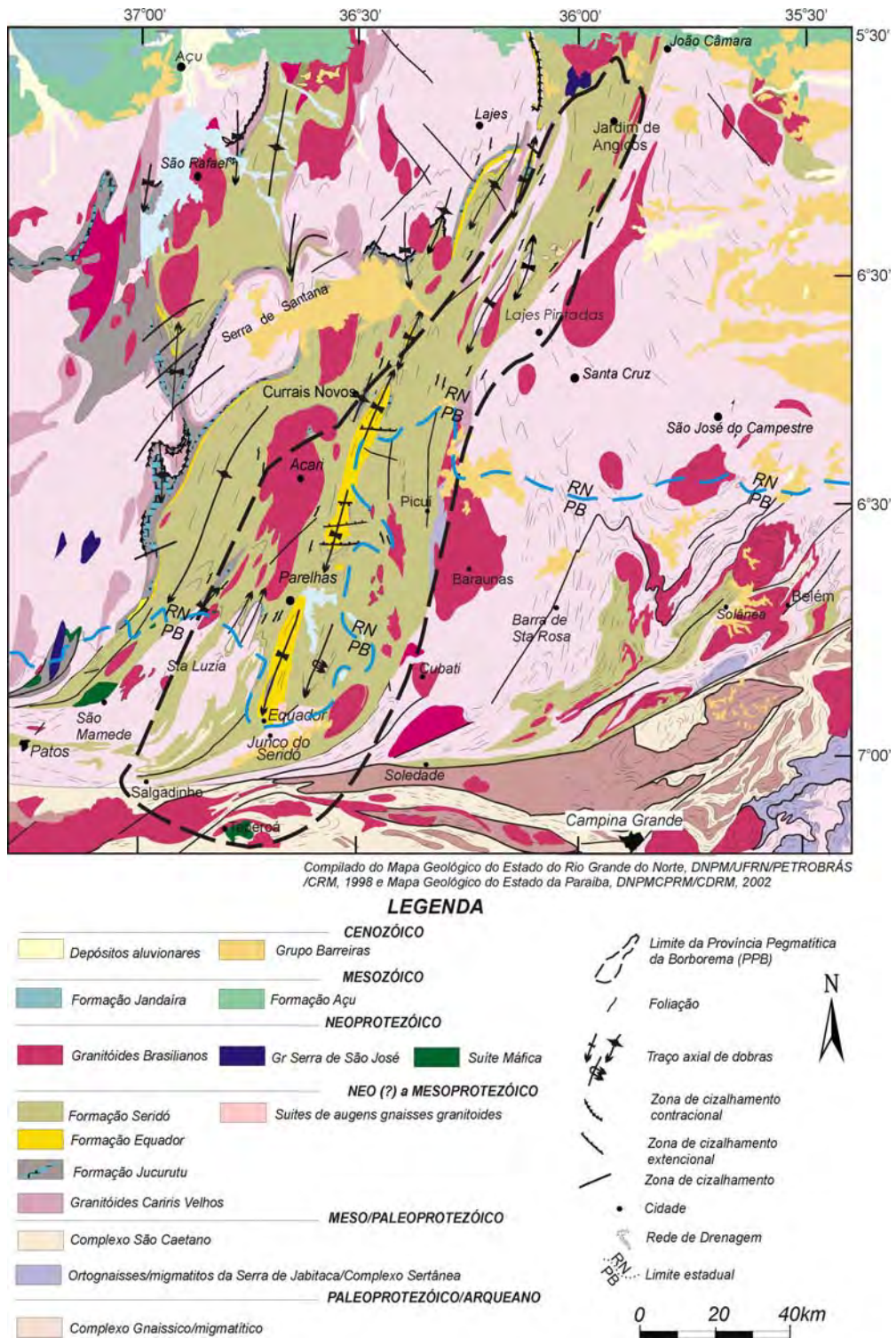


Figura 9 - Delimitação da área principal da Província Pegmatítica do Seridó (PPS) sobre uma base geológica simplificada.

afasta a possibilidade de que um substrato fértil paleo-mesoproterozoico, rico em granitos mineralizados (como é o caso da Província Estanífera de Goiás), possa ter sido arrastado por cisalhamento ao longo do terreno Granjeiro e contribuído para a geração dos fundidos pegmatíticos mineraliza-

dos da PPS durante o Neoproterozoico.

### A Fonte Granítica

A maioria das contribuições técnicas para a literatura sobre os pegmatitos da PPS assume, im-

plicitamente, a origem desses pegmatitos a partir de uma fonte granítica, sem, no entanto, fornecer uma clara indicação do tipo de granito-fonte ou de uma intrusão qualquer, em particular. Em vez de uma única fonte granítica, como se tem observado em várias províncias pegmatíticas clássicas no mundo (p.ex. Dakota do Sul-USA, Madagascar), tem-se na região quatro subtipos de granitos tardi tectônicos, de idades variando do Neoproterozoico ao Paleozoico Inferior (Ciclo Brasileiro), que ocorrem como intrusões independentes, com distribuição aparentemente casual. Não foi observada nenhuma correlação aparente entre a distribuição dos pegmatitos mineralizados e uma grande intrusão de um tipo particular de granito. A falta de uma ligação genética entre os pegmatitos mineralizados e a intrusão de um corpo granítico qualquer, levou Ebert (1970) a postular uma possível origem "palingenética" (entendida como resultado direto da fusão parcial do Quartzito Equador). para os pegmatitos da PPS. Outra possível alternativa para explicar a ausência de uma zonation regional, seria a ocorrência de muitos pequenos campos pegmatíticos circundando pequenas intrusões de granitos fontes, havendo uma superposição desses campos, formando um padrão coalescente difuso. Entretanto, dentre os diferentes tipos de granitos que ocorrem na região, existe na PPS a ocorrência de um tipo particular de granito, pós- a tardi- orogênico, peraluminoso, granulação variando de centimétrica a decimétrica, ocorrendo entre os pegmatitos mineralizados na forma de pequenos corpos, da ordem de 0,5km<sup>2</sup>, sendo comum a presença de intercrescimentos gráficos. Esses pequenos granitoides, tendo em vista suas relações espaciais e texturais com os corpos de pegmatitos mineralizados, podem indicar uma consanguinidade. As idades desses corpos obtidas através do método isotópico U-Pb em monazitas (Baumgartner *et al.* 2006), bem como pelo método químico (U-Th-Pb) em uraninita, xenotima e monazita (Beurlen *et al.* 2009), foram de 528±12 Ma e 520±10 Ma, respectivamente.

### **Classificação dos Pegmatitos**

A primeira classificação dos pegmatitos da PPS, segundo a diferenciação interna observada nos corpos deve-se a Johnston (1945). Este autor classificou os pegmatitos em *homogêneos* (normalmente estéreis, concordantes com as encaixantes e

sem uma estruturação interna) e *heterogêneos* (normalmente mineralizados em Be-Ta-Sn-Li, apresentam zoneamento interno). Seu modelo de zoneamento interno para os pegmatitos heterogêneos da PPS, mostra estreita correlação com classificação similar proposta por Cameron *et al.* (1949), baseada nos estudos realizados em vários campos pegmatíticos americanos.

Embora esta classificação dos pegmatitos da PPS em homogêneos e heterogêneos venha sendo até hoje insistentemente citada na bibliografia especializada, na prática, ela não reflete toda a complexidade dos tipos de pegmatitos encontrados (Da Silva *et al.* 2007, Beurlen *et al.* 2009). Observações de campo têm mostrado que pegmatitos, cuja aparência assemelha-se com um tipo homogêneo, na verdade mostram um zoneamento interno quando explorados em profundidade. Outros pegmatitos mostram num único corpo feições típicas dos dois tipos. Noutro caso, pegmatitos separados por uma distância de aproximadamente 70 metros (pegmatitos Capoeira, Parelhas-RN, por exemplo), embora situados em níveis topográficos distintos, mostram características completamente diferentes, levando a entender que a diferenciação dos pegmatitos no nível horizontal e vertical é bastante intensa, podendo levar a conclusões controversas no que diz respeito a classificação em um ou outro tipo. A aplicação da classificação proposta por Ěerný (1991 a,b), e mais recentemente aperfeiçoada por Ěerný & Ercit (2005) para os pegmatitos da PPS, usando relações de campo, dados de paragenese mineral e parâmetros petroquímicos, além de mais abrangente, é a mais aceita mundialmente. Seguindo a linha desses pesquisadores, os pegmatitos da PPS foram classificados por Da Silva *et al.* (1995) como pertencentes a classe elementos raros, família LCT (Lítio-Césio-Tântalo) e sub-tipo berilo-columbita-fosfatos. Posteriormente, Soares (2004) usando o mesmo princípio classificatório, enquadrou alguns pegmatitos produtores da "Turmalina Paraíba" dentro dos sub-tipos espodumênio e lepidolita da mesma classe (elementos raros) e família (LCT). Dados de química mineral em minerais do grupo da columbita, levou Beurlen *et al.* (2008) ainda a identificar na PPS pegmatitos dos sub-tipos berilo-columbita, berilo-columbita-fosfatos e espodumênio complexo, dados esses corroborados por estudos de química mineral em granada e turmalina (Soares *et al.* 2008) .

## Estudos de Inclusões Fluidas

Os estudos de inclusões fluídas em alguns pegmatitos mineralizados levaram ao estabelecimento de condições de cristalização entre 580° (temperatura do líquido) e 420° (temperatura do sólido) em condições de pressão de  $\pm 3,5$  kb (Beurlien *et al.* 2001), em um primeiro estágio, a partir de uma fusão saturada em H<sub>2</sub>O de baixa salinidade e CO<sub>2</sub> e posteriormente, saturada em H<sub>2</sub>O com salinidade crescente. Estudos preliminares de inclusões de fusão sugerem a coexistência de dois líquidos imiscíveis durante os primeiros estágios de cristalização. Esses líquidos seriam frações de um fundente de natureza peraluminosa e peralcalina, respectivamente (Thomas *et al.* 2006). Essas condições são consideradas típicas de pegmatitos graníticos da classe elementos raros derivados de granitos.

## Considerações Finais

Do conhecimento que se tem hoje a respeito dos pegmatitos da PPS, as seguintes conclusões podem ser delineadas:

- esses pegmatitos são fontes potenciais para mineralizações em Ta-Nb, Be, Sn, (Li), gemas (turmalinas, água-marinhas), além dos minerais industriais como feldspatos (especialmente K-feldspatos), caulim, muscovita e quartzo. Os pegmatitos portadores de gemas são raros na PPS e aqueles com mineralizações de Ta-Nb, considerados bens minerais de maior valor agregado, têm suas mineralizações erraticamente distribuídas dentro dos corpos, tornando a exploração pouco rentável. Daí o fato desses pegmatitos, com as raras exceções, se prestarem, quase exclusivamente, para uma exploração via garimpagem;

- por outro lado, embora os corpos pegmatíticos não sejam de grandes dimensões (no máximo duas a três centenas de metros de comprimento), a quantidade é relativamente grande, gerando uma densidade expressiva de corpos por km<sup>2</sup>, podendo assim, viabilizar uma exploração coletiva em determinadas áreas;

- em termos de pesquisa mineral os pegmatitos da PPS em geral são pobremente conhecidos em termos de geologia e reservas minerais. A exploração mineira desses corpos, não ultrapassa 30 metros de profundidade, permitindo um conhecimento precário dos parâmetros geológicos, ten-

do em vista a quase inexistência de trabalhos mineiros organizados, apenas garimpagem predatória, na sua grande maioria. Alguns raros pegmatitos até agora trabalhados por empresas de mineração, revelaram o fechamento dos corpos e consequente exaustão das reservas a profundidades não superiores a 100 metros;

- em termos de conhecimento geológico até o presente, pode-se concluir que a classificação desses pegmatitos segundo a estruturação interna não contempla a grande variedade de zonas observadas, que possivelmente reflete variações no zoneamento interno em função da profundidade/nível erosivo. A classificação em famílias, classes, tipos e subtipos, parece ser mais apropriada, além de permitir comparações com outras províncias de pegmatitos do mundo;

- a mais provável fonte granítica, embora ainda não tenha sido seguramente comprovada, seriam os granitos pegmatíticos (ou pegmatoides, como também são conhecidos), os quais são atualmente aproveitados como rochas ornamentais de relativo valor agregado.

## OUTROS DISTRITOS PEGMATÍTICOS

Nas subprovíncias setentrionais (norte do Lineamento Patos), ocorrem distritos pegmatíticos de menor expressão, seja associado à subprovíncia Ceará Central, seja ligado ao retrabalhamento do embasamento, através das zonas de cisalhamentos ediacaranas de Senador Pompeu, Jaguaribe e suas ramificações. Ao longo dessas estruturas, granitos, aplitos e pegmatitos penetraram durante episódios transtensionais, criando espaços que funcionaram como condutos de remobilização dos elementos mineralizantes.

### Distritos Pegmatíticos da Subprovíncia Ceará Central e da Faixa Orós-Jaguaribe

Segundo Vidal e Nogueira Neto (2000), distinguem-se três distritos pegmatíticos principais: (i) Solonópole-Quixeramobim; (ii) Cristais-Russas e (iii) Itapiúna. Além de minerais de emprego industrial, é comprovada a grande variedade de ocorrência de minerais-gemas nesses distritos, incluindo quartzo, feldspato, rubelita, afrisita, turmalinas verde e azul, fluorita, ametista, água-marinha, dentre outros. Ocorrências isoladas também existem, tais como os pegmatitos com gemas de Co-

coci e Tauá, com ametista em Santa Quitéria, com gemas e minerais industriais de Icó e Parambu.

#### CARACTERIZAÇÃO DOS PEGMATITOS

O distrito pegmatítico de Solonópole-Quixeramobim é o de maior expressão econômica, abrangendo uma área de 2.375 km<sup>2</sup>, envolvendo cinco campos pegmatíticos diferentes. O primeiro corresponde ao campo de Nova Floresta-Feiteiceiro, depositário, principalmente, de cassiterita e tantalita. O segundo campo a NE de Solonópole é representado por pegmatitos lítio-berilo-tantalíferos, com ocorrência de veios pegmatíticos com fluorita. O terceiro campo pegmatítico, a oeste e noroeste de Solonópole, é o maior detentor de pegmatitos lítio-berilo-tantalíferos do distrito. O quarto, denominado de campo de Berilândia-Carnaubinha, detém principalmente pegmatitos portadores de berilo industrial. O quinto campo, chamado de Rinaré-Banabuiú, detém pegmatitos ricos em turmalina e berilo.

Os pegmatitos são de natureza granítica, sendo em grande parte heterogêneos, com formas tipicamente tabulares e dimensões variáveis de centenas até dezenas de metros. São discordantes em relação às encaixantes (biotita-gnaisses e moscovita xistos), orientados, predominantemente segundo as direções SW-NE e E-W com mergulhos verticais e subverticais. São conhecidos cerca de 200 pegmatitos, destacando-se o pegmatito de Lapinha, considerado na recentemente como um dos mais produtivos da região.

#### RESERVAS

As reservas do Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim, aprovadas pelo DNPM-CE são mostradas na Tabela 2.

Tabela 2 - Reservas (em t) dos minerais do Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim (Fonte: DNPM/CE; Dados atualizados até 31/03/2004, compilado de Vidal & Nogueira Neto 2005).

BEM MINERAL	RESERVA MEDIDA	RESERVA INDICADA	TEOR MÉDIO
Tantalita	365.961	542.426	
Lítio	93.519	68.124	
Feldspato	38.906	25.191	
Berilo	26.128	21.361	10,9% de BeO
Mica	1.893	2.568	
Lepidolita	1.707	2.716	1,5% de Li <sub>2</sub> O
Quartzo	1.229	1.124	
Ambliogonita	57	14	8,8% de Li <sub>2</sub> O

#### MINERALIZAÇÕES DE OURO OROGÊNICO

Veios mesotermiais portadores de ouro ocorrem na Província Borborema e são controlados principalmente por sistemas de cisalhamento transcorrentes ediacaranos. Vários depósitos ou conjunto de depósitos de ouro filoniano são encontrados nas faixas tonianas e ediacaranas, além daquelas associadas à retrabalhamento crustal do embasamento paleoproterozoico.

Com exceção dos depósitos de Bonfim, São Francisco e Itajubatiba, da Faixa Seridó e que constituem pequenos depósitos em lavra ou de lavra suspenso, os demais são de pequeno porte, que foram lavrados por garimpagem no passado. Do ponto de vista tectono-metalogenético, distingue-se:

- um pequeno campo de filões auríferos associados às zonas de cisalhamento de Tauá e ao Lineamento Transbrasiliano, no extremo NW do domínio Ceará Central – área de Reriutaba-Ipueiras;
- uma zona de filões e metaconglomerados auríferos ao longo da Faixa do Oeste Potiguar, que pertence ao domínio Orós-Jaguaribe;
- os distritos filonianos da Faixa Seridó, que compreendem: os campos filonianos de São Fernando e São Francisco;
- os campos de Serrita, Cachoeira de Minas e Itapetim, associados a zonas de cisalhamento transcorrentes do limite da Faixa Piancó-Alto Brígida com o Terreno Alto Pajeú.

As mineralizações de ouro filoniano são as mais importantes e foram estudadas por Coutinho e Adherton (1995) e Araújo *et al.* (2001), a partir dos depósitos das faixas Seridó e Piancó-Alto Brígida. O texto a seguir é uma síntese das investigações desses autores.

#### Ambiente Geodinâmico

O ambiente geodinâmico predominante das mineralizações auríferas da faixa Seridó e da Subprovíncia Transversal é orogênico brasileiro, caracterizado por sua ocorrência em grandes zonas de cisalhamento transcorrentes.

#### Rochas Encaixantes e Controles da Mineralização

Na faixa Seridó, as mineralizações auríferas estão encaixadas tanto nas metassupracrustais neoproterozoicas do Grupo Seridó, quanto no embasamento paleoproterozoico da faixa, no Com-

plexo Caicó. Neste trabalho, distinguimos as zonas mineralizadas da região de São Fernando, na Faixa Seridó Oeste, e de Currais Novos, na Faixa Seridó leste (Fig. 9).

Na zona mineralizada de São Fernando, Araújo *et al.* (2001) individualizaram as áreas de Simpático e Serra dos Rodrigues (Fig. 10). Na primeira área, a encaixante litológica dominante é um augen gnaisse granodiorítico, o qual é um protólito comum de milonitos de baixo ângulo da fase D<sub>2</sub> do evento orogênico Brasileiro. Na área da Serra dos Rodrigues, a mineralização é hospedada por rochas metassedimentares da Formação Jucurutu. Nesta área, essa formação é formada por paragneisses e micaxistos aluminosos, com subordinadas lentes de quartzito, mármore e rochas cálcio-silicáticas. Esses metassedimentos são afetados por uma sinforme F<sub>3</sub> no extremo-norte da área e a mineralização situa-se no limbo oeste da sinforme.

Na Faixa Piancó-Alto Brígida/Alto Pajeú, as metassupracrustais consistem de xistos, gnaisses, quartzitos e mármores, subordinadamente, anfíbolitos, e são predominantemente miloníticas com foliação penetrativa. Os xistos contêm uma componente vulcânica félsica e máfica em menor proporção, como também grauvacas, enquanto que os gnaisses são predominantemente derivados de granitos.

O controle estrutural dos filões auríferos foi melhor definido na Faixa Seridó (figuras 10, 11 e 12). O arcabouço estrutural da área de São Fernando está associado com um complexo sistema de zonas de cisalhamento de direção NE e NW. Uma cinemática dextral domina no sistema de direção NE, enquanto nas zonas de cisalhamento NW desenvolve-se um movimento antitético. O conjunto define um estilo dominó, no qual a Serra dos Rodrigues situa-se na zona de cisalhamento dextral, enquanto que a área de Simpático coincide com o segmento sinistral da estrutura.

Os filões auríferos da mina São Francisco estão encaixados em estaulolita-granada-cordierita-biotita xistos da Formação Seridó, que são cortados também por diques pegmatíticos, os quais representam as únicas evidências do magmatismo Brasileiro na área. Estruturalmente, a mina São Francisco está localizada ao longo de uma estrutura NNE, que faz parte do segmento norte da zona de cisalhamento dextral de Santa Mônica (Fig. 11). A zona de cisalhamento desenvolve uma estrutu-

ra penetrativa de alto ângulo S<sub>3</sub>-C<sub>3</sub>, que mergulha para leste e forma um sistema anastomosado do qual faz parte a zona de cisalhamento São Francisco, onde a mineralização aurífera está alojada. Esta zona de cisalhamento possui uma largura de cerca de 50m e aproximadamente 5 km de largura.

Os veios quartzo-auríferos são predominantemente associados com estreitas faixas miloníticas de milonitos retrógados D<sub>3</sub>, os quais retrabalham de forma variada as tramas de alta temperatura D<sub>2</sub> e D<sub>3</sub>. O teor de Au na zona de alteração varia de 0,6 a 30 g/t, com uma média de 5 g/t. Análise das rochas encaixantes nos contatos dos veios revelaram concentrações de Au de 1-5 g/t, enquanto que *tension gashes* cortando outros veios na área de Simpático apresentam pequenas concentrações de Au (138-226 ppb), segundo Araújo *et al.* (2001).

A zona mineralizada da Serra dos Rodrigues é mais larga (aproximadamente 300m) e estende-se por 1 km ao longo da direção da zona milonítica NNE. Os veios mineralizados são restritos às lentes de micaxistos e rochas cálcio-silicáticas da Formação Jucurutu. Ocorrem os mesmos halos de alteração hidrotermal e as concentrações econômicas variam de 2 a 120 g/t, com uma média de 6 g/t. Pequenas concentrações com teores de 60 a 120 ppb de Au estão presentes em veios pré-tectônicos, assim como nos veios tarditectônicos.

A mina São Francisco possui uma zona mineralizada com 150 m de largura e 5 km de extensão, segundo a faixa milonítica D<sub>3</sub>, ao longo da qual os veios auríferos apresentam concentrações entre 2,5 e 11,5 g/t.

### Características da Mineralização

As características da mineralização apresentadas a seguir são aplicáveis às mineralizações presentes nas faixas Seridó e Piancó-Alto Brígida. Segundo Coutinho & Adherton (1995), as condições metamórficas de P- T para as supracrustais são estimadas em 600° C e 5,5 kb, indicando profundidade crustal de aproximadamente 25 km, característica da fácies anfíbolito. A assembleia mineral em equilíbrio nestas litologias confirmam que as rochas foram submetidas subseqüentemente a retrometamorfismo sob condições de fácies xisto verde (350° C).

Nas três áreas mineralizadas, o Au é variavelmente associado com sulfetos e óxidos. A principal associação paragenética é formada por

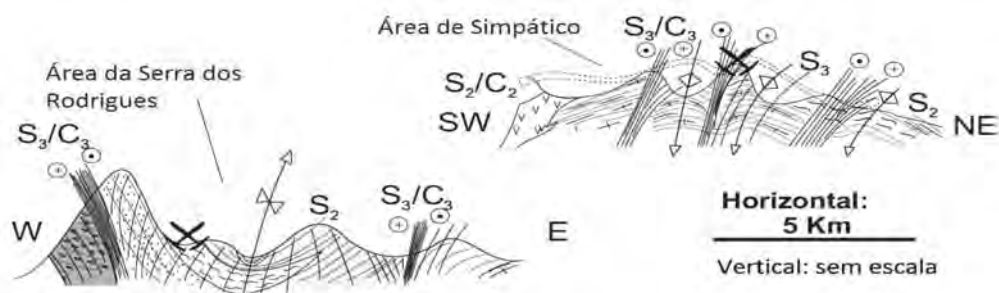


Figura 10 - Seções geológicas e padrões estruturais das mineralizações auríferas da região de São Fernando (de acordo com Araújo et al. 2001).



Figura 11 - Seção geológica na área da mina São Francisco (SFM na caixa superior direita), segundo Araújo et al. (2001). Siglas das zonas de cisalhamento: RFSZ – Riacho dos Freires; SFSZ – São Francisco.

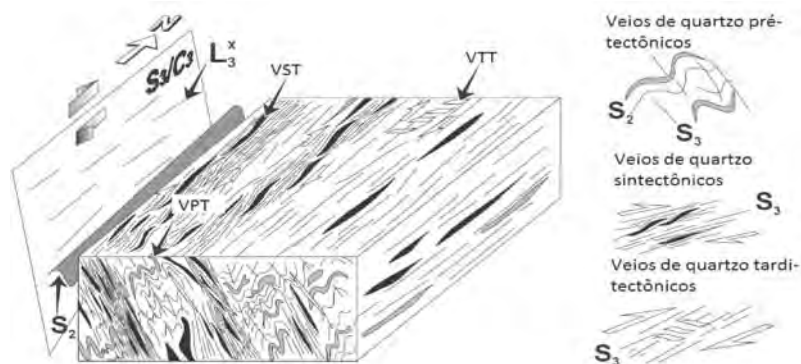


Figura 12 - Bloco diagrama ilustrativo das mineralizações da Faixa Seridó (adaptado de Araújo et al. 2001). Siglas no bloco-diagrama: VPT – veios de quartzo pré-tectônicos; VST – veios de quartzo sin-tectônicos; VTT – veios de quartz tarditectônicos.

pirita±calcopirita±pirrotita±magnetita±ilmenita. Na mina São Francisco ocorrem adicionalmente galeña, molibdenita e prata.

Um magmatismo calcalcalino associado à orogênese Brasiliana deu origem a granitos híbridos tipo S-I, cujo quimismo é consistente com a derivação em ambiente tectônico do tipo colisional continente-continente ou arco magmático. A ampla dispersão de veios portadores de ouro encaixados nestes granitoides reflete uma ligação genética entre o magmatismo e as mineralizações de ouro. Veios mesotermiais de quartzo mineralizados em ouro estão presentes nas zonas de cisalhamento (associadas a estruturas transcurren-

tes ou contracionais) ou adjacentes a elas. A relação entre os veios mineralizados e a deformação sugere que a mineralização e o cisalhamento apresentam certa superposição temporal.

### Mineralogia do Minério

O estudo da mineralogia do minério associado com as evidências do regime de deformação em sulfeto permitiu caracterizar três estágios de deposição na seqüência paragenética do ouro. No primeiro estágio, sob condição rúptil, a assembleia mineral é caracterizada por minerais de titânio, óxido de ferro e os primeiros sulfetos (pirrotita e

pirita), os quais foram formados pela desestabilização dos minerais máficos das litologias encaixantes. Fluidos enriquecidos em  $\text{CO}_2$  criaram condições para a precipitação de metais, onde o ouro ocorre como sub-partículas associadas à superfície dos sulfetos (pirita e calcopirita).

O segundo estágio é marcado por um alto aporte de elementos adicionais, particularmente aqueles que sugerem influência granítica (e.g. Bi, Te, Mo, F, e B). O ouro é liberado dos sulfetos durante este estágio e ocorre como ouro visível, associado com sulfetos recristalizados e intercrescidos com minerais de Bi e Se/Te. O último estágio desenvolveu-se sob condições de regime tectônico extensional e é caracterizado por um enriquecimento em Pb, Te e Au. A mineralização ocorre sob a forma de cristais de ouro finos a médios associados a sulfetos com textura *annealed*. A mineralogia da ganga é dominada por quartzo e turmalina.

### Ateração Hidrotermal

Nas áreas de Simpático e Prece dos Rodrigues, zonas de alteração hidrotermal são delineadas pela associação de quartzo, muscovita, clorita e turmalina, cujos halos chegam a atingir até 150 m de largura e extensão inferior a 800 m, ao longo da direção NNE. A geoquímica das zonas de alteração indica urna expressiva adição de K e menor proporção de Ti, Fe e Mn. As áreas mineralizadas são enriquecidas em uma suíte distinta de elementos químicos tais como: Ba, Pb, Th, V, Zn, Se, Ga, Y, Rb, Nb e Nd. Empobrecimento em Ca e Na são típicos. Os altos valores de K, Ba, Rb e Bi nas zonas potássicas e a presença de zonas ricas em turmalina sugerem paragênese mineral de natureza magmático-hidrotermal. O mesmo padrão de zonas de alteração presente em diferentes litologias encaixantes reflete que as rochas foram submetidas aos mesmos processos metassomáticos, como também é indicativo que a composição do fluido hidrotermal não foi controlada pela química das rochas encaixantes.

A relação entre deformação, mineralização de ouro e zonas de alteração indica que as zonas de alteração desenvolveram-se antes da mineralização de ouro, possivelmente ao mesmo tempo, que a precipitação dos primeiros sulfetos. A mineralização de ouro superpõe parcialmente o metamorfismo regional, sendo contemporânea e/ou tardia em relação ao retrometamorfismo e ao evento plu-

tônico-tectônico final.

### Estudos Isotópicos e de Inclusões Fluidas

Os resultados dos isótopos de Pb em sulfetos associados ao ouro em veios de quartzo sugerem uma idade modelo de 0,8-0,6 Ga, indicando duas fases de deposição para o ouro. Os dados de isótopos de Pb-Pb indicam que a mineralização de ouro foi formada após o pico do metamorfismo regional. O fluido hidrotermal, do qual os veios de quartzo mineralizados em ouro foram cristalizados é rico em  $\text{CO}_2$  (3,0-23,0 mol %) e caracteriza-se por possuir baixa salinidade ( $H^+6,0$  eq. % NaCl) e baixa quantidade de  $\text{CH}_4$  (3-10 mole %). O fluido era originalmente homogêneo e rico em  $\text{CO}_2$ , mas processos subseqüentes de imiscibilidade de fluidos causaram a separação em duas fases: rica em  $\text{CO}_2$  e pobre em  $\text{CO}_2$  ou  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . A imiscibilidade de fluidos está relacionada a episódios de fraturamento hidráulico, responsáveis pelas flutuações de pressão durante o crescimento dos veios de quartzo por mecanismos tipo *crack-seal*. Condições de P- T durante a deposição do ouro determinadas por vários métodos (geotermometria da clorita, paragênese do minério, texturas em piritas, temperatura de homogeneização dos fluidos, isocóras das inclusões fluidas) indicam que o ouro precipitou sob condições de 270° C e 1,0-3,4 kb.

### Gênese da Mineralização Aurífera

Análises de isótopos estáveis das inclusões fluidas nos veios de quartzo portadores de ouro indicam que o carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) tem origem magmática. No entanto, há um amplo espectro nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em quartzo (7,0 a 14,5 ‰), sugerindo uma mistura de fluidos de diferentes fontes, incluindo aqueles relacionados à água meteórica.

O modelo de mineralização invoca diferentes fontes para o fluido e o minério. A fonte do ouro está provavelmente relacionada ao magmatismo calcialcalino, derivado da fusão da crosta inferior ou do manto superior. Algum ouro adicional ao ouro original poderá ter sido remobilizado das litologias encaixantes (previamente enriquecidas em ouro) e ter sido incorporado ao sistema hidrotermal pelos fluidos mineralizantes.

O ponto principal que emerge no presente estudo é a importância do magmatismo e dos fluidos relacionados a correntes meteóricas, tais como



são descritos nos clássicos modelos dos tipos *porphyry Cu* ou mineralizações de Sn-W relacionadas a granitos. Isso implica em uma relação das mineralizações auríferas, scheelitíferas e pegmatíticas dos cinturões transpressivos ediacaranos das faixas Seridó e Piancó-Alto Brígida/Alto Pajeú.

## **DEPÓSITOS DE U-P E U-P-ETR METASSOMÁTICOS**

### **Província Fósforo-Uranífera de Itataia**

O Depósito de Itataia foi descoberto em 1976, através do Projeto Canindé, convênio NUCLEBRÁS/CPRM. A partir da descoberta, foram realizados levantamentos geofísicos, mapeamento geológico, 37.000m de sondagens, aberturas de trincheiras e 1.270m de galerias. Diversos estudos foram realizados pela NUCLEBRÁS no final da década e 70 e na década de 80 (Fyfe 1978; Fuzikawa 1978; Favali & Leal 1982; Saad *et al.* 1984; Mendonça *et al.* 1985; Angeiras 1988; Netto *et al.* 1991). Durante um longo período a jazida não foi explorada e só recentemente a Mineradora Galvani venceu a concorrência pública das Indústrias Nucleares do Brasil (INB) e adquiriu o direito de explorar a jazida. A expectativa é de começar a produzir a partir de 2014 cerca de 240 mil toneladas de fosfato e 1.500 toneladas de urânio por ano.

Pesquisas recentes realizadas pela CPRM/Residência de Fortaleza revelaram novos aspectos sobre o controle e a gênese da mineralização fósforo-uranífera de Itataia, a seguir apresentadas a seguir. A mineralização fósforo-uranífera está inserida na Subprovíncia Ceará Central, que é uma área com efetiva atuação de fenômenos tectono-termiais e magmáticos durante o Neoproterozoico e o Cambro-Ordoviciano (Santos & Brito Neves 1984), mas que também persistiu durante o Mesozoico com a abertura do Oceano Atlântico.

### **A PROVÍNCIA FÓSFORO-URANÍFERA**

Outras ocorrências fósforo-uraníferas denominadas de Serrotes Baixos, Mandacarú e Taperuaba, também foram estudadas pela NUCLEBRÁS na década de 80 (Haddad 1981; Favali *et al.* 1984; Leal *et al.* 1984). Além dessas, outras sete (7) áreas com indícios de mineralização fósforo-uraníferas foram identificadas no Projeto

Fosfato Brasil (2010) utilizando como base o levantamento aerogeofísico magnetométrico e gamaespectrométrico de alta resolução, do projeto Norte do Ceará (Tabela 3). Os indícios, na maioria das vezes, estão relacionados com anomalias de urânio acima de 10ppm e encontram-se posicionados segundo grandes alinhamentos magnéticos correlacionados aos Diques Rio Ceará-Mirim (Figs. 13 e 14).

### **TIPOLOGIA DOS DEPÓSITOS**

Em relação à tipologia da mineralização, foram definidos os seguintes modos de ocorrência de rochas fósforo-uraníferas: a) colofanitos (maciço, botrioidal, veios *stockwork* e disseminações); b) brechas; c) epissienitos; d) albititos. A apatita predominante em Itataia é a fluor-hidroxiapatita (Fyfe 1978).

Em termos litoestratigráficos, os colofanitos do depósito de Itataia, estão encaixados em metacalcários inseridos em uma sequência de rochas paraderivadas constituídas de Bt-gnaisses, quartzitos, e cálcio-silicáticas, pertencentes ao Complexo Ceará, descrito localmente como Grupo Itataia. Entretanto, as outras ocorrências fósforo-uraníferas, descritas na região, ocorrem principalmente em corpos de rochas feldspáticas alcalinas (albititos) e também em vulcânicas ácidas hidrotermalizadas associadas ao magmatismo toleítico Rio Ceará-Mirim, do Cretáceo. As rochas feldspáticas alcalinas são intrusivas nos Ortognaisses São José de Macaoca e nos migmatitos do Complexo Canindé do Ceará, do Paleoproterozoico; nas rochas metassedimentares do Complexo Ceará e nos granitoides do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, do Neoproterozoico (Fig. 15).

Os elementos estruturais mais importantes que controlam a mineralização do depósito de Itataia são falhas normais e fraturas, sendo a direção E-W mais importante, ao longo da qual se deu o preenchimento de colofanito e, a outra direção NE-SW que afetou o corpo de minério e as rochas encaixantes (Mendonça *et al.* 1980). O corpo principal de minério está alinhado E-W, com extensão de 900 a 1000m, largura de 200 a 300m e espessura conhecida na ordem de 150 a 200m (Saad *et al.* 1984). Em termos regionais, a principal estrutura que condiciona as diversas ocorrências de fosfato são alinhamentos curvos, aproximadamente E-W correlacionados aos Diques Rio Ceará-Mirim.

Tabela 3 - Análise geoquímica de rocha total em amostras dos pontos estudados.

AMOSTRA	TOPONIMIA	PONTO	LITOTIPO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	U (ppm)
DC-R-27	Itataia	ponto 01	colofanito	>25,00	3689,13
DC-R-30B	Itataia	ponto 01	brecha carbonosa	14,83	2306,92
DC-R-67	Mandacarú	ponto 02	epissienito	5,35	246,48
DC-R-42	Serrotes Baixos	ponto 03	colofanito	>25,00	422,49
DC-R-80	Taparuaba	ponto 04	albitito	8,56	492,06
MD-R-18A	Indícios	ponto 05	albitito	3,97	287,38
MD-R-19	Indícios	ponto 06	albitito	10,29	781,56
MD-R-20A	Indícios	ponto 07	albitito	6,55	456,68
MD-R-23E	Indícios	ponto 08	albitito	4,33	69,43
MD-R-23D	Indícios	ponto 08	albitito	3,72	63,54
MD-R-24A	Indícios	ponto 09	vulcânica hidrotermalizada	>25,00	721,51
DC-R-26A	Indícios	ponto 10	vulcânica hidrotermalizada	>25,00	1503,11
DC-R-52A	Indícios	ponto 11	rocha feldspática	0,81	118,42

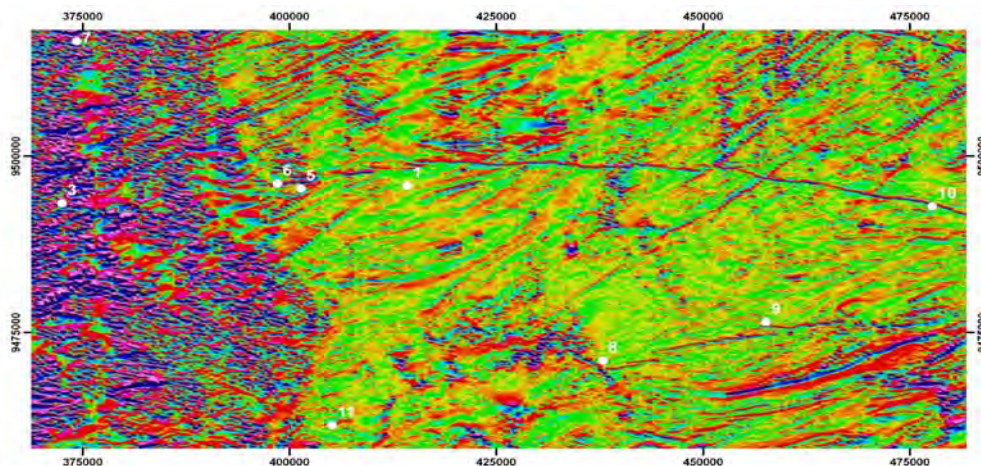


Figura 13 - Detalhe da porção central da área estudada mostrando as ocorrências fósforo-uraníferas (3, 6, 5, 1 e 10) e (11, 8 e 9) alinhadas com os diques Rio Ceará-Mirim. O ponto 1 refere-se ao Depósito de Itataia. Imagem da 1ª derivada vertical do campo magnético, Projeto Norte do Ceará (2009).

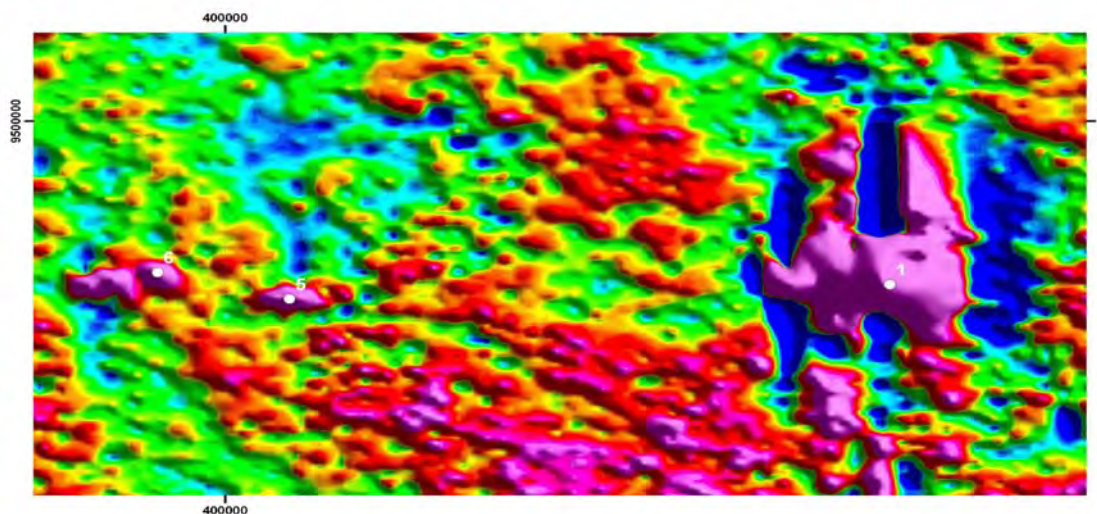


Figura 14 - Detalhe mostrando anomalias de urânio em Itataia de 334ppm (ponto 1) e duas anomalias de 12 ppm nos pontos 5 e 6, que ocorrem segundo o alinhamento dos diques Rio Ceará-Mirim. Imagem do canal de urânio, do projeto Norte do Ceará, 2009.

DADOS ISOTÓPICOS DE C E O

Os dados a seguir foram compilados de investigação realizada por Castro *et al.* (1998), para complementar o acervo de dados aqui reunido sobre a mineralização fósforo-uranífera de Itataia. A investigação desses autores foi realizada ao longo de uma das seções que cortam as rochas metacarbonáticas, parcialmente mineralizadas, mostrando uma variação de +2,0 a +5,0‰ nos valores de  $\delta^{13}C_{PDB}$  e de +16,3 a +24,2‰ de  $\delta^{18}O_{SMOW}$ . Esses dados demonstram a presença de fonte mista, magmática e sedimentare. Segundo esses autores, eventos pós-deposicionais associados a uma tectônica dúctil e dúctil-frágil acompanhada de infiltração de fluidos hidrotermais e/ou supergênicos e carstificações são responsáveis pelas modificações nas razões isotópicas originais.

Os mármore dolomíticos delgados e impuros, que apresentam as menores razões isotópicas, poderiam ser os mais afetados por esses eventos. Faixas miloníticas de espessura métrica e brechas de dissolução cárstica, encontradas a uma profundidade de 144m intercaladas aos estratos metacarbonáticos, poderiam materializar os canais de percolação desses fluidos. As camadas metacarbonáticas mais espessas e com razões  $\delta^{13}C_{PDB}$  e  $\delta^{18}O_{SMOW}$  mais altas ( $\delta^{13}C_{PDB} 0 \pm 2\text{‰}$  e e  $\delta^{18}O_{SMOW} > 20\text{‰}$ ) poderiam retratar os leitos melhor preservados ou menos modificados isotopicamente. Não obstante, a associação mineralógica (diopsídio,

escapolita, flogopita, clinocloro e tremolita) indica a existência de reações de devolatização e/ou descarbonatação, o que não elimina, entretanto, a hipótese da interação com fluidos externos como responsável pela variação isotópica observada.

GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO FÓSFORO-URANÍFERA

Os modelos genéticos existentes apontam para duas vertentes principais, uma hidrotermal com fonte magmatogênica e outra metamórfica-hidrotermal com fonte sedimentogênica, ambas com enriquecimento supergênico através do fenômeno de carstificação. Segundo esses autores, as hipóteses que melhor explicam a origem dizem respeito à sua associação com rochas sedimentares depositadas em zonas de plataforma marinha rasa e/ou restrita e que o fosfato seria originalmente oriundo do reservatório oceânico. O fluxo da solução dar-se-ia por meio da movimentação das águas frias dos fundos oceânicos, em correntes ascendentes que se misturariam às águas superficiais mais quentes das bordas de bacias, aumentando a concentração do  $HPO_4^{2-}$  e, posteriormente, precipitando o fosfato.

A fonte de urânio, por sua vez, seria predominantemente terrígena, relacionada com a lixiviação do embasamento continental preexistente, que se depositaria em ambiente marinho confinado com fortes influências continentais. Alternativamente, o urânio poderia, ser originário da água do mar,

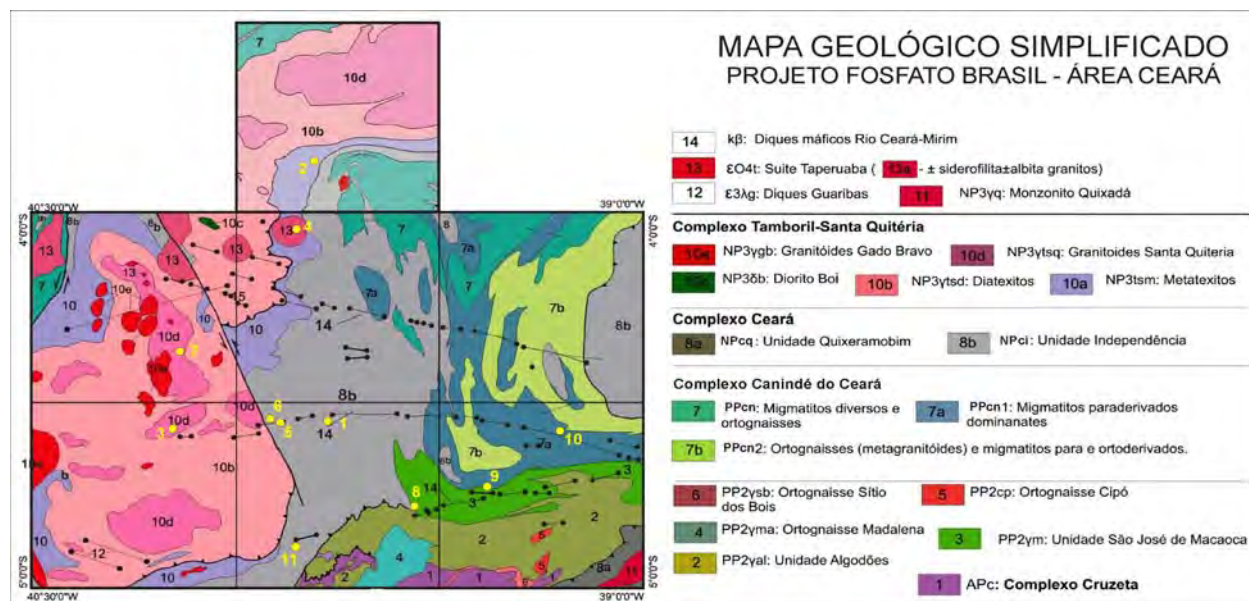


Figura 15 - Mapa geológico simplificado com a localização das ocorrências fósforo-uraníferas. (1) Itataia, (2) Mandacarú, (3) Serrotes Baixos, (4) Suite Taperuaba. Os outros pontos foram classificados como indícios de mineralização de fosfato (5, 6, 7, 8, 9, 10 e 11). Compilado e modificado de Torres *et al.* (2008).

uma vez que a mesma apresenta uma concentração média neste elemento de 3,3 ppb e que sua extração se daria por meio de processos de substituição iônica, adsorção em matéria orgânica ou adsorção em fosfatos marinhos depositados em depressões litorâneas, com baixo pH e condições redutoras. Posteriormente, a ocorrência fósforo-uranífera seria mobilizada durante a diagênese e o metamorfismo e, localmente, por corpos pegmatíticos, seguindo-se uma reconcentração por processos supergênicos mediante a circulação de águas aciduladas que promoveriam a solubilização do carbonato.

Os dados obtidos na presente investigação não confirmam essas ideias. O modelo aqui proposto para a mineralização fósforo-uranífera aponta as rochas alcalinas associadas ao magmatismo anorogênico (Cambro-Ordoviciano) como a fonte primária do fosfato e do urânio. Na área estudada ocorrem rochas feldspáticas alcalinas ricas em apatita que apresentam teores de até 10% de  $P_2O_5$  e 781 ppm de U e ocorrem não só no interior do Complexo Tamboril Santa Quitéria, mas também nos Ortognaisses São José de Macaoca, como também nas sequências de rochas paraderivadas que compreendem o Complexo Canindé do Ceará e o Complexo Ceará (Fig. 16).

Estas rochas alcalinas passaram por processos de albitização, desquartzificação (epissienitização) a temperaturas entre 550°C – 350°C (Cuney 2010), tornando-se o protominério de fosfato rico em urânio. Os processos de albitização e epissienitização correspondem às fases iniciais do processo mineralizante. Na área estudada foram descritos albititos mineralizados brechados enriquecidos localmente com fosfato (com até 15% de  $P_2O_5$ )

e urânio (2.300ppm).

Os colofanitos do depósito de Itataia se formaram mais tarde com a introdução de uma fonte termal, os diques Rio Ceara-Mirim, relacionada com o rifteamento em escala global e a atividade de *hotspot* durante a abertura do Atlântico Sul e Equatorial. Com base nos estudos termo-geocronológicos de traço de fissão em apatitas, Netto *et al.* (1991) chegaram a idade de  $91 \pm 6$  Ma para a formação dos colofanitos associados a este evento termal Cretáceo. Durante este evento surgiram os grandes falhamentos de gravidade e fraturas conjugadas que se tornaram os principais sítios de deposição do minério. Esta fonte termal, associada à exumação do terreno, teria gerado um sistema convectivo hidrotermal envolvendo uma mistura de fluidos meteóricos e magmáticos, que removeram o fosfato e o urânio das rochas alcalinas e depositaram apatita rica em urânio na forma de colofana, a baixas temperaturas (50-140°C), dando origem aos corpos de colofanito e também mineralizando os epissienitos através do preenchimento dos vacúolos deixados pela dequartzificação (Fig. 17).

Indícios de envolvimento dos diques Rio Ceará-Mirim com a mineralização foram descritos em dois pontos onde rochas vulcânicas alteradas hidrotermalmente, que convivem lado a lado com o dique básico, apresentaram teores  $P_2O_5$  acima de 25% e de U entre 721 e 1.500ppm (Fig. 18). Seguindo, houve fraturamento generalizado na área gerando brechas dos colofanitos e dos albititos. Posteriormente, fenômenos de carstificação retrabalharam este material, reconcentrando os colofanitos em depressões cársticas. Com o soterramento do cárste, houve

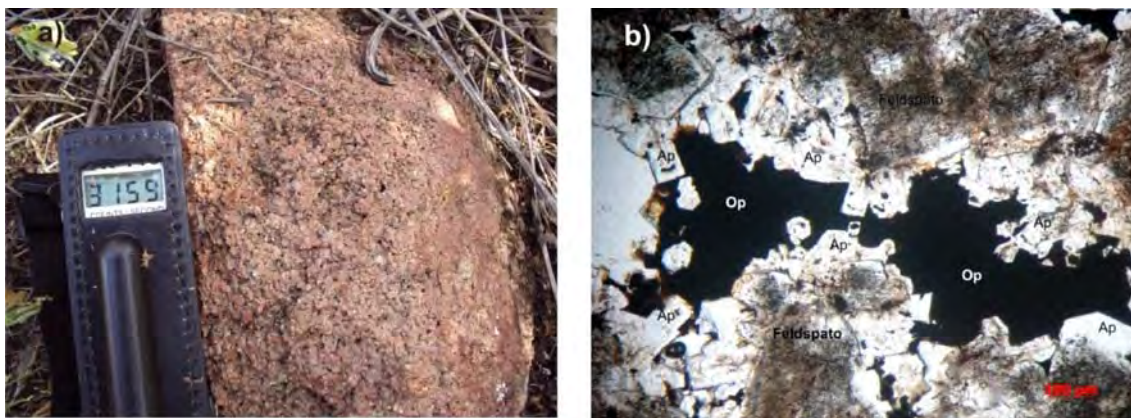


Figura 16 - Ponto 7. (a) Afloramento de albitito encaixado nos Granitoides Santa Quitéria; (b) Fotomicrografia mostrando os cristais de apatita (Ap) circundando os feldspatos, e os óxidos (supergênicos; Op) preenchendo as cavidades (LN-10X) (MD-20).

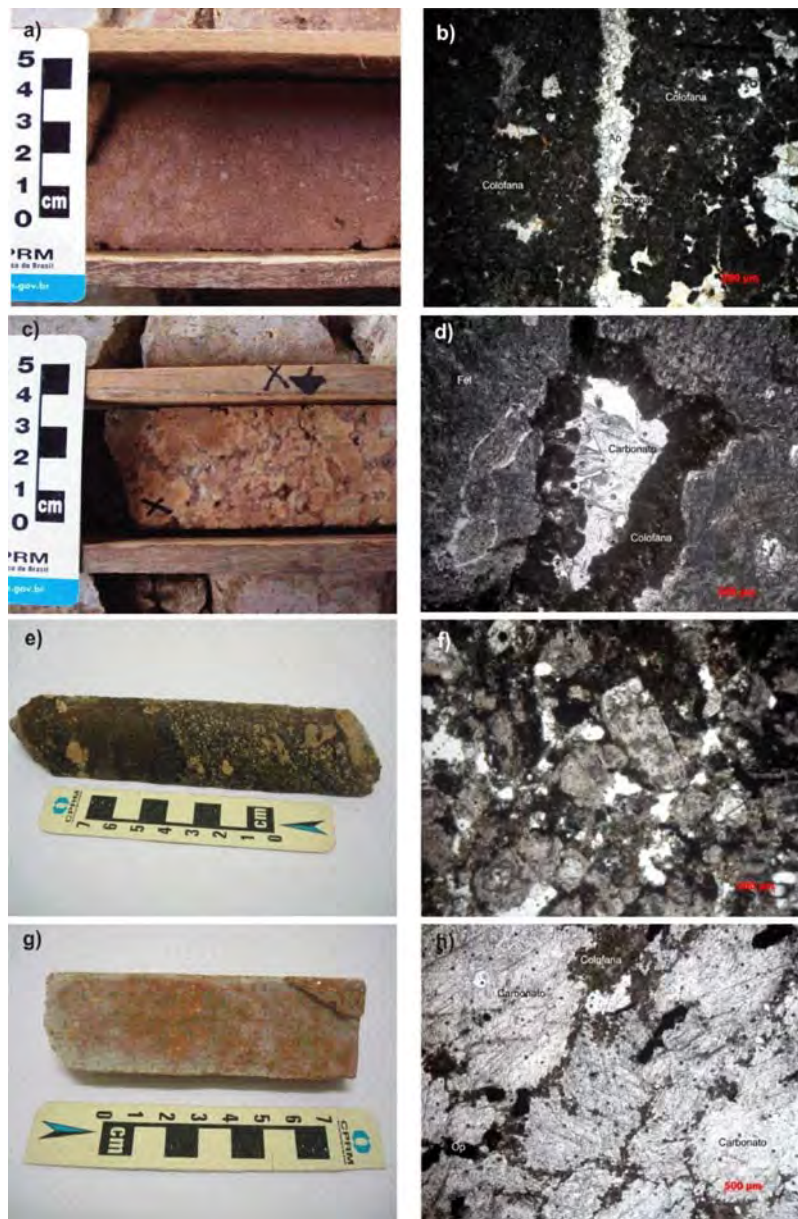


Figura 17 - Modos de ocorrência da colofana no depósito de Itataia. a) colofanito com aspecto maciço; b) fotomicrografia do colofanito maciço, cortado por veio de carbonato com apatita; c) epissienito mineralizado com colofana preenchendo os vacúolos deixados pela dequartzificação; d) fotomicrografia do epissienito; e) brecha carbonosa com fragmentos de albitito; f) fotomicrografia da brecha carbonosa de albitito; g) mármore com impregnação de colofana; h) fotomicrografia do mármore mineralizado.

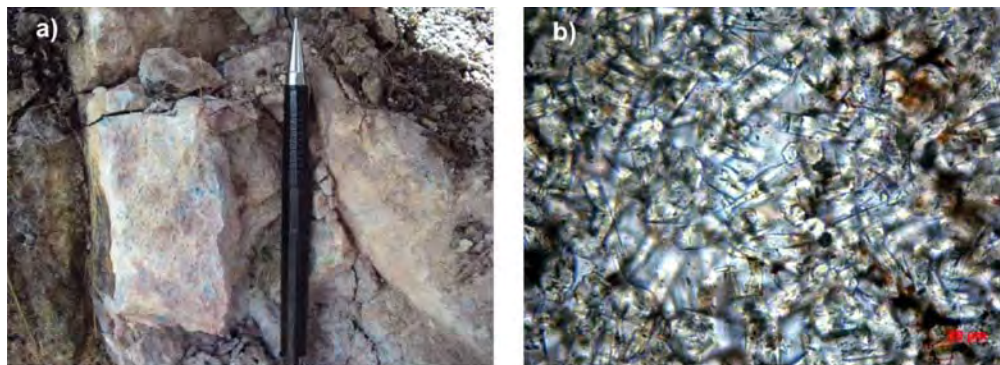


Figura 18 - Ponto 9 (a) Afloramento de rocha vulcânica hidrotermalizada (MD-24a); (b) fotomicrografia mostrando o detalhe da matriz rica em apatita (LN-50X) (MD-24a).

também a dissolução e precipitação de colofana botrioidal em fraturas abertas.

Na jazida fósforo-uranífera de Itataia a mineralização possui caráter eminentemente epigenético e pós-metamórfico. O colofanito não está deformado pela tectônica brasileira que caracteristicamente atuou nas rochas encaixantes.

#### RESERVAS

As reservas do depósito de itataia atingem 18 milhões de toneladas de minério com 11% de  $P_2O_5$  e 998ppm de  $U_3O_8$ . Sendo que no minério existem 8,9 milhões de toneladas de  $P_2O_5$  e 79,3 mil toneladas de  $U_3O_8$ . Na área existem também, cerca de, 300 milhões de metros cúbicos de mármore isentos de urânio (INB, 2010).

#### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na área estudada foram selecionadas 34 anomalias de urânio com valores acima de 10ppm e destas resultaram na identificação de 11 ocorrências de fosfato, incluindo Itataia. As anomalias onde não foram identificados indícios de fosfato são locais onde ocorrem corpos de leucogranitos (albita granitos) e quartzitos.

Com relação à prospecção de fosfato na porção setentrional da província, a partir deste estudo, apontamos como guia os lineamentos E-W correlacionados com o magmatismo Rio Ceará-Mirim em associação com anomalias de urânio. Com a instalação da mina e da usina de tratamento de minério de fosfato e urânio em Itataia, o interesse por novas áreas aumentará muito e as novas áreas apontadas passam ser de grande interesse, bem como os novos guias de prospecção para a porção setentrional da Província Borborema.

Com relação à origem da mineralização de fosfato, os indícios apontam para uma fonte magmatogênica tardia associada a um magmatismo anorogênico pós-brasiliano. Na região estudada, o intenso magmatismo que ocorreu no período entre o Neoproterozoico e o Cambriano marcou a história evolutiva da Província Borborema. Esta história inicia com a colisão dos cratons Oeste Africa-São Luís, em torno de 660 Ma; seguida pelo magmatismo Tamboril – Santa Quitéria entre 657 Ma e 591Ma, passando pelo metamorfismo de alto grau em 620 Ma, pelo magmatismo anorogênico, em torno de 470 Ma e

pelo magmatismo Rio Ceará-Mirim relacionado com a abertura do Atlântico Sul em 130 Ma.

Quanto à idade de formação do depósito de Itataia, a maioria das ocorrências fósforo-uraníferas está alinhada com os Diques Rio Ceará-Mirim. As análises de traços de fissão em apatita realizadas por Netto *et al.* (1991) indicaram que os colofanitos de Itataia formaram-se em cerca de 91Ma, ou seja, provavelmente relacionada a uma fonte termal cretácea, que correlacionamos aos diques Rio Ceará-Mirim.

#### Depósito de U-P-ETR de São José de Espinharas; Paraíba

O depósito de urânio de São José de Espinharas (PB) está localizado a 25 km a norte da cidade de Patos, no Estado da Paraíba. Foi descoberto a partir de uma anomalia radiométrica resultado de um levantamento radiogeológico executado pela CNEN / CPRM em 1972. Em 1976, com o impulso da criação da hoje extinta NUCLAM S.A., esta anomalia foi detalhada através de vários trabalhos sucessivos até 1981, do tipo levantamento aeroradiométrico, verificação radiométrica de campo (autoportada), abertura de trincheiras, amostragem sistemática de rochas, sondagens e geoquímica de sedimentos de corrente. Foi considerado inviável economicamente à época por conta dos custos operacionais da lavra e preços do urânio no mercado internacional, que caiu de US\$42 para US\$23 por libra (Santos e Anacleto 1985).

Este depósito possui reserva indicada e inferida de 10.000 toneladas de  $U_3O_8$ , sendo considerado o quinto maior depósito brasileiro, apresentando teores de  $U_3O_8$  e de  $ThO_2$  que atingem 45.000 e 5.760 ppm, respectivamente (Javaroni & Maciel 1985; Santos & Anacleto 1985). As rochas mineralizadas revelaram teores relativamente elevados de  $Na_2O$  (10-11 %) e  $P_2O_5$  (até 4,9 %), além de Elementos Terras Raras ( $\Sigma$ ETR de pelo menos 863 ppm, registrado em amostra do minério com U = 808 ppm, Th = 710 ppm e Y = 1.040 ppm; Souza Neto e Santos 2004), e até 2.480 ppm de Y (Santos & Anacleto 1985).

#### AMBIENTE GEODINÂMICO DE FORMAÇÃO

O depósito de urânio de São José de Espinharas é do tipo epigenético, de origem metassomática, onde granitos intrusivos neoproterozoicos

foram alterados por processos metassomáticos, tais como albitização e hematização, que promoveram também lixiviação de sílica e enriquecimento em fosfato, urânio e Elementos Terras Raras (ETR) nas rochas mineralizadas (Santos & Anacleto, 1985; Porto da Silveira *et al.* 1990; Souza Neto & Santos 2004). Alguns autores sugerem a presença de um enriquecimento supergênico do minério neste depósito mineral, além da existência de uma tipologia especial para os corpos graníticos relacionadas à mineralização (Grossi Sad 1979; Grossi Sad & Dutra 1989), fato corroborado pela comparação com o stock granítico albitizado de Ghurayyah, na Arábia Saudita (Taylor & Fryer 1983).

#### **PRINCIPAIS CONTROLES DA MINERALIZAÇÃO**

O minério do Depósito de São José de Espinharas consiste de albititos formados por intenso metassomatismo sódico que, pela presença de hematita, confere à rocha mineralizada uma cor avermelhada e textura porosa resultante da dissolução do quartzo (Grossi Sad 1979, Santos & Anacleto 1985, Souza Neto & Santos 2004). A albita desenvolve-se a partir do feldspato alcalino dos granitoides, sendo esta reação ilustrada por texturas de substituição em vários graus de intensidade (Cortez de Souza 2004).

As principais rochas encaixantes são gnaisses bandados, porfiroblásticos ou não, anfíbolitos, granito-gnaisses (denominação equivalente ao contato entre os gnaisses bandados do embasamento com os microgranitos intrusivos) e aplogranitos (epissienitos), sendo que todos estes litotipos mostram-se afetados pelo processo de albitização. Entretanto este processo metassomático afeta principalmente os aplogranitos e os anfíbolitos augen gnaisses. O processo de albitização e mineralizante em U-P-ETR parece ser controlado estrutural e litologicamente, sendo de caráter pós-tectônico, pois impregna as intrusões granitoides tardi a pós-orogênicas e os augen gnaisses mais antigos, sendo que nestes na forma de halo irregular preferencialmente desenvolvido nas proximidades das rochas graníticas (Santos & Anacleto 1985, Souza Neto & Santos 2004).

#### **DESCRIÇÃO DOS DEPÓSITOS**

O mapeamento de detalhe (escala 1:200) da zona mineralizada elaborado pelo corpo técnico

da NUCLAM no final da década de 1970, não permitia a observação de uma clara relação com as rochas encaixantes imediatas do depósito. Os mapas de anomalias geofísicas (gama-espectrometria para U-Th-K e magnetometria) também não revelam diretamente as rochas encaixantes do depósito em foco.

O mapeamento geológico na escala 1:40.000 de uma área de aproximadamente 150 km<sup>2</sup> (Cortez de Souza 2004), estrategicamente escolhida, em torno da mineralização de U-ETR-P de São José de Espinharas (PB), revelou que as rochas encaixantes imediatas deste depósito mineral são constituídas por gnaisses bandados (Complexo Caicó) e granitos intrusivos (Suíte Poço da Cruz), ambos de idade paleoproterozoica. Os gnaisses são formados por alternâncias de ortognaisses mesocráticos, leucocráticos e hornblenda metabasitos, intercalados com paragnaisses, rochas cálcio-silicáticas e skarns. A suíte intrusiva inclui augen gnaisses, ortognaisses leucocráticos e migmatitos. Todos estes litotipos apresentam tramas estruturais planares de direção predominantemente NNE-SSW, reconhecendo-se dobras intrafoliais e antigas foliações, sugerindo pelo menos uma fase deformacional anterior. Essa foliação dominante mergulha sistematicamente para WNW, havendo indícios de repetição por dobramento, desenvolvendo-se dobras reviradas e isoclinais. Uma fase mais nova redobra essa trama dominante, gerando novas dobras, associadas à zonas de cisalhamentos transcorrentes dextrais de direção NE-SW, que são ramificações do sistema de cisalhamento Patos-Malta (direção E-W). As estruturas características dessas fases são foliações de transposição e lineações (interseção e estiramento mineral) de baixo ângulo, mergulhando tanto para NNE, quanto para SSW. Essa fase controla o alojamento de granitos brasileiros (cálcio-alcálicos rico em K), sendo o mais expressivo o complexo híbrido Rio Espinharas. A leste do complexo, predomina um fácies diorítico precoce, que coexiste e/ou se mistura com um fácies félsicos porfírico e equigranular, desenvolvendo-se estruturas tipo brecha, *pillow* e diques sin-plutônicos (Cortez de Souza 2004, Souza Neto & Santos 2004).

Uma atividade intrusiva tardia é representada por diques graníticos leucocráticos róseos, equigranulares e de granulação fina, tardi a pós-tectônicos, controlados por um sistema de fraturas extensionais de direção NE-SW. Estes diques va-

riam de granitos *sensu stricto* até aplogranitos (epissienitos), cujas fases metassomáticas são as responsáveis pela mineralização de U-P-ETR, e constituem a rocha hospedeira do depósito de São José de Espinharas.

Nestes granitos desenvolvem-se foliações de fluxo magmático de baixo ângulo à sub-horizantal, ao longo das quais ocorrem níveis (10-15 cm de espessura) porfíricos de feldspato alcalino, que localmente apresentam uma textura em pente (pórfiros perpendiculares à foliação magmática).

O principal corpo mineralizado corresponde a um dique de sienogranito, de granulometria fina a média, equigranular, com cerca de 2 km de extensão e 100 m de largura, disposto ao longo da direção NE-SW. Como dito anteriormente, esta rocha mineralizada se caracteriza por uma pervasiva albitização dos feldspatos alcalinos, com óxidos de ferro (e.g. hematita) associados, que imprimem uma coloração avermelhada intensa à mesma, facilitando seu reconhecimento. Outra constatação importante é que os augen gnaisses encaixantes também possuem coloração vermelha intensa, e estão mineralizados em U-ETR-P, preferencialmente nas porções em torno dos albititos mineralizados.

Também de caráter extremamente importante do mapeamento de detalhe (Cortez de Souza 2004) foi a descoberta de outros corpos de rochas geneticamente relacionadas à rocha hospedeira (albitito) da mineralização de U-P-ETR. Ressalta-se, a delimitação de um corpo intrusivo, igualmente de direção NE-SW, com extensão bem superior ao corpo mineralizado já conhecido, tendo pelo menos 12 km de extensão (só na área mapeada) e largura variável entre 80 e 200 metros. Este corpo é constituído por um sienogranito leucocrático, com granulometria fina, equigranular, apresentando foliação de fluxo magmático subhorizontalizada (mergulhando 25-30° para sudeste). Este é considerado protólito do albitito, que foi gerado a partir da transformação por metassomatismo sódico do mesmo (Souza Neto & Santos 2004).

A mineralogia da rocha mineralizada (albitito) é formada por albita, feldspato alcalino, biotita (pode ocorrer cloritizada ou epidotizada), tendo como minerais acessórios apatita, pirita, calcopirita, titanita, monazita, magnetita e hematita (paletas submicroscópicas dentro dos plagioclásios neoformados) (Santos & Anacleto 1985, Cortez de Souza 2004). Secundariamente os vacúolos po-

dem apresentar-se preenchidos por quartzo e calcita. Por outro lado, os augen gnaisses mineralizados possuem a mesma textura e estrutura preservadas dos augen gnaisses estéreis, mas apresentam dissolução de quartzo, albitização, e hematitização, além da transformação parcial ou total da hornblenda para riebeckita e arfvedsonita, e a cloritização da biotita (Santos & Anacleto 1985).

Quanto às fases minerais hospedeiras do urânio, não se conhece estudo detalhado dos minerais de minério, entretanto admite-se que o urânio deve ocorrer, pelo menos em parte, na apatita (colofanita). Entretanto, a relativa baixa quantidade observada de apatita (raramente acima de 2 %) não poderia explicar os teores relativamente elevados de urânio encontrados. Provavelmente parte do urânio está adsorvida no material coliforme ou cripto-cristalino (Santos & Anacleto 1985). Em estudo geoquímico do solo nas áreas mineralizadas de São José de Espinharas foi detectada carnotita (Barbosa 2008).

#### *ASSINATURAS GEOFÍSICAS E/OU GEOQUÍMICAS*

A assinatura geofísica do Depósito de U-P-ETR de São José de Espinharas é revelada por gama-espectrometria, pois responde com alguns milhares de contagem por segundo (cps) de radiação total (Barbosa 2008). Por outro lado, as rochas mineralizadas possuem teores relativamente elevados de Na, P, U e ETR, o que revela o caráter da associação geoquímica da mineralização dada por U-ETR-Th-Y-Na-P (Souza Neto & Santos 2004).

#### *IDADE DAS ROCHAS ENCAIXANTES/HOSPEDEIRAS E DA MINERALIZAÇÃO*

A idade do metassomatismo formador da mineralização de U-P-ETR de São José de Espinharas é provavelmente tardi a pós Brasiliana (520 a 540 Ma), pois este processo afeta rochas granitoides tardi a pós-orogênicas (pouco ou não deformadas e alojadas em fraturas extensionais), que no âmbito regional possuem cerca de 540 Ma.

#### *POTENCIAL PARA A PRESENÇA DE NOVOS DEPÓSITOS*

A importância dos novos corpos mapeados de rochas granitoides, possíveis protólitos do albitito mineralizado, reside no fato de que os mesmos podem também estar mineralizados em U-ETR-P,



uma vez que possuem ligação genética com a rocha mineralizada típica da área. Isto muda de certa forma a perspectiva da mineralização estudada, pois amplia o potencial das reservas de U-ETRP da área.

### **DEPÓSITOS ESTRATIFORMES E HIDROTERMAIS DE Cu E Cu-Fe**

Na parte setentrional da Província Borborema, ocorrem vários pequenos depósitos de Cu, distinguindo-se três tipos genéticos de mineralização: estratiforme metassedimentar, estratiforme vulcanogênico-metassomático e hidrotermal. Os tipos estratiformes são de idade ediacarana e ocorrem nas faixas Martinópole e Seridó. Já as mineralizações hidrotermais aparecem, principalmente, em pequenas fossas ediacaranas a cambro-ordovicianas, que bordejam a Bacia do Parnaíba.

#### **Mineralização de Cobre Estratiforme Metassedimentar na Faixa Martinópole**

O depósito de Pedra Verde é do tipo estratiforme com 3,5 m de espessura média, situado em metapelitos carbonosos com intercalações areníticas da Formação Mambira, que preenchem um *graben* nos gnaisses e quartzitos do embasamento, Brizzi & Roberto (1988) descrevem uma zonação bem definida: no topo, uma vermelha rica em óxido de ferro, na base do conglomerado, cobrindo o primeiro nível mineralizado, formado por calcocita, no topo dos filitos carbonosos; segue-se a zona com bornita e a zona com calcopirita e pirita.

Um projeto de pesquisa recente dimensionou as reservas em 50 milhões de toneladas com teor de 1 % de cobre, com pesquisas em andamento pela empresa Extrativa de Fertilizantes S/A. Segundo a concessionária, a intenção é produzir entre 1,5 a 2 milhões de minério com 1 % de cobre e beneficiamento para obtenção de concentrado com 35 % de cobre. Um pequeno depósito similar ao de Pedra Verde é encontrado no limite do terreno Granja com a Faixa Martinópole, correspondendo ao rifte de Jaguarari, onde podem ocorrer depósitos de Cu similares.

#### **Mineralizações Metavulcânicas-Metassomáticas da Faixa Seridó**

Mineralizações cupríferas em skarns foram des-

critas anteriormente. Relata-se aqui a ocorrência de mineralizações cupríferas em rochas metamáficas anfibolíticas da Formação Seridó, que ocorrem principalmente na parte leste da Faixa Seridó. A ocorrência mais conhecida foi descrita há muitos anos em boletim do DNPM, mas, Cavalcante Neto (2008), caracterizou recentemente uma zona de direção N-S no limite entre as formações Equador e Seridó, em que tanto skarns, quanto rochas metamáficas são enriquecidas em Cu. Segundo este autor, as rochas metamáficas são formadas por hornblenda, plagioclásio, diopsídio, epidoto, clorita, biotita, malaquita (até 5%), quartzo, calcocita (até 3%), actinolita-tremolita, scheelita e traços de rodocrosita, molibdenita, bismutinita e óxido de ferro. Outra ocorrência de rocha metamáfica mineralizada em cobre é conhecida na localidade de Água Fria, Jucurutu, na parte ocidental da Faixa Seridó (Santos & Brito Neves 1984), onde aparecem concentrações anômalas de calcocita, calcopirita, covelita e pirrotita em rochas metamáficas associadas à skarns scheelitíferos.

#### **Mineralizações hidrotermais Cupro-Ferrosas em Sequências Vulcanossediimentares Pós-Orogênicas**

Algumas bacias pós-orogênicas ediacaranas ou cambro-orovicianas estão preservadas em grabens instalados sobre os lineamentos e zonas de cisalhamento da Província Borborema, principalmente, na margem da Bacia do Parnaíba. Um desses depósitos situa-se na Bacia de Jaibaras, implantada sobre o Lineamento Transbrasiliiano, o qual foi pesquisado pela CPRM e investigado do ponto de vista metalogenético por Parente *et al.* (2005). Segundo esses autores, trata-se de um depósito magmático-hidrotermal distal em sequências vulcano-sedimentares hidrotermalizadas de uma bacia molássica, recortada pelos granitos Mucambo e Meruoca. Os processos de alteração dominantes são a propilitização, albitização e hematitização. A ocorrência de ferro (hematita) hidrotermal se dá em granitos brechados com pirita e calcopirita disseminadas, recortados por vênulas de óxido de ferro e brechas vulcânicas epidotíticas, brechas hematítica-silicosas maciças e corpos magnetítico-hematíticos tabulares, maciços, que gradam lateralmente entre si. Foi considerada como magmática-hidrotermal distal, com quantidades consideráveis de fluidos não magmáticos,

semelhantes ao modelo IOCG.

Na Bacia de Aurora, um pequeno graben implantado sobre o Lineamento Patos, as mineralizações cupríferas ocorrem na forma de dois tipos de mineralização, segundo Parente e Arthaud (1994). Um tipo é disseminado e, por vezes, representado por microveios de baixo teor. O outro tipo associa-se aos níveis de brechas sílico-ferruginosas, sendo essas de maior espessura e maior continuidade lateral, apesar de serem também de baixo teor. Os níveis de brecha mineralizados formam leitos de pequena espessura (1-5 cm), compostos por pirita e calcopirita associadas ao quartzo, hematita e/ou magnetita. A pirita se encontra em grãos subautomórficos a anedrais, fraturados e, às vezes, com textura "em cárie". A calcopirita ocorre, sobretudo, em cristais irregulares, preenchendo fraturas multidirecionais, que cortam ora a pirita, ora a ganga.

A hematita é o óxido de ferro dominante e ocorre em cristais tabulares com inclusões de sulfetos ou da ganga. A magnetita é subordinada e aparece na forma de cristais automórficos e anedrais. Além desses minerais, encontra-se também calcocita e, por vezes, covelita, que aparecem como produtos de alteração da calcopirita. A sucessão mineral desses veios é: pirita-calcopirita-magnetita-hematita-calcocita e/ou covelita. Alguns fragmentos de rochas ultramáficas associadas a essas brechas possuem pentlandita e pirrotita, sem interesse econômico.

Parente & Arthaud (1994), levando em conta os aspectos texturais e composição do minério, a presença da hematita predominantemente tabular, a calcopirita anedral preenchendo fraturas da pirita e a associação dos níveis de brechas silicosas e sílico-ferruginosas com superfícies de empurrão, concluíram que o minério de cobre da sequência vulcanossedimentar de Aurora resultou de uma migração de fluidos hidrotermais nos estágios finais da orogênese brasileira.

Mineralizações de cobre são também conhecidas nas bacias pós-orogênicas encontradas na divisa dos estados do Ceará e do Piauí, as quais já foram descritas como de tipo cobre pórfiro, estratiformes vulcanossedimentares com remobilização granítica e, mais recentemente, como do tipo IOCG. Segundo Machado (2006), trata-se de zonas de brechas cataclásticas a hidrolíticas, localizadas no setor sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe. Tais brechas ocorrem em quase todas as uni-

dades estratigráficas ali existentes, devido à estruturação tectônica das grandes zonas de cisalhamento da Província Borborema e pelas falhas normais relacionadas ao colapso do orógeno brasileiro. Todo o conjunto recebeu contribuições de sistemas hidrotermais que promoveram alterações significativas na mineralogia das rochas, as quais foram hierarquizadas por este autor em cinco tipos de alterações: associação epidoto-clorita-carbonato, associação quartzo-albita-carbonato, associação sericita-quartzo-clorita, silicificação e hematitização.

Os estudos de geoquímica de rocha total, geoquímica de isótopos estáveis e de isótopos radio-gênicos realizados em tais brechas (Machado 2006) indicaram protólitos graníticos e vulcânicos ácidos, de caráter tardi- a pós-tectônico com idade variando entre 546 e 578 Ma, afinidade química peraluminosa, e composição isotópica indicando provável interação de fontes magmáticas e meteóricas nos fluidos hidrotermais. As ocorrências são compatíveis com o modelo IOCG (Hitzman, 2000) do tipo colapso de orógeno (metassomatismo de ferro, magmatismo granítico peraluminoso, brechação hidrotermal e anomalias significativas de cobre), apesar de nunca ter sido encontrado nenhum depósito com considerável volume de fases sulfetadas que justificassem sua exploração comercial.

Dados geoquímicos e isotópicos de C e O dos carbonatos disseminados na matriz, ou em veios e fraturas das brechas mineralizadas apontam sempre para uma influência magmática na formação dos depósitos. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$  variaram entre -3,11 a -6,21 ‰, e de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{(SMOW)}}$  entre +4,69 e +22,66‰. Apenas as amostras provenientes do embasamento (Grupo Orós) caíram no campo dos carbonatos marinhos. Todas as demais amostras distribuíram-se no campo dos carbonatitos ou próximos deles e apenas uma delas situou-se no campo do depósito de Cu de Igarapé Bahia, caracterizado como de tipo IOCG (Fig. 19).

As amostras de veios carbonáticos provenientes do granito Mandacaru (Bacia de São Julião) caíram no campo dos carbonatos ígneos (ou seja, dos carbonatitos), corroborando a ideia de que os fluidos responsáveis pela formação dos veios, muito provavelmente, contribuíram para a formação do sistema hidrotermal na área tiveram forte influência de fontes magmáticas, muito provavelmente os granitos que situam-se próximos das

mineralizações, principalmente nas áreas de São Julião e Cococi. Os autores concluem que o estudo da composição isotópica das brechas estudadas indica haver uma correlação com as encontradas em depósitos do tipo IOCG, onde ocorre uma interação entre temperaturas e, conseqüentemente, fontes distintas, em função da maior variação nos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$  do que de  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ .

Na região sudoeste do município Pio IX, Piauí, foram descobertas várias ocorrências de brechas hidrotermalizadas ricas em cobre e ferro, afetando tanto o embasamento estateriano da Faixa Orós-Jaguaribe, quanto as bacias molássicas cambro-ordovicianas, dentre as quais se destaca a Bacia de Carnaubinha (Parente & Arthauld 2004), detalhada recentemente por Lisboa *et al.* (2009). De acordo com esses autores, distinguem-se dois tipos de mineralização, de acordo com o tipo de hospedeira: (1) as brechas hematíticas e (2) as brechas silicosas. As brechas hematíticas estão hospedadas dentro das associações metavulcânicas do Grupo Orós, associadas à metariolitos e metabasaltos, ambos cisalhados, e com foliações de alto ângulo, induzidas por uma tectônica transcorrente dextral. Estas rochas cisalhadas foram reativadas no Eo-paleozoico em regime rúptil, desenvolvendo assim um conjunto de falhas escalonadas de alto ângulo. As rochas hospedeiras das brechas mineralizadas são marcadas por um expressivo processo de epidotização e cloritização, que corresponde ao estágio inicial da alteração hidrotermal (alteração propílica). As brechas hematizadas são marcadas por fragmentos angulosos a subangulosos de metariolito cimentados por hematita, cuja assembleia mineral composta por hematita + sericita  $\pm$  epidoto  $\pm$  clorita  $\pm$  carbonato é interpretada como o estágio mais avançado da alteração hidrotermal, desenvolvida perto da zona de conduto.

As brechas silicosas constituem as principais hospedeiras das ocorrências de cobre da região, que se encontram na forma de malaquita, cuprita e calcopirita disseminadas e em fraturas. Estão associadas aos diferentes tipos litológicos presentes, particularmente, junto aos riolitos e conglomerados da Bacia Carnaubinha (Tipo 1) e metariolitos e metatufos do Grupo Orós (Tipo 2). As brechas silicosas (Tipo 1) ocorrem em forma de blocos centimétricos a métricos, apresentando comumente textura de aspecto cavernoso, impregnadas de calcopirita e às vezes malaquita dissemi-

nada, representando, provavelmente uma zona de conduto e/ou fumarolas vulcânicas. Em lâmina delgada pode-se observar a associação mineral de quartzo + plagioclásio + caulinita + calcopirita  $\pm$  epidoto.

As brechas pertencentes ao tipo 2 possuem fragmentos angulosos de 2 a 3 cm, cimentados por carbonato calcítico e/ou sílica com malaquita, cuprita e calcopirita oxidadas disseminada ao longo de fraturas. A presença dessas associações minerais indica uma zona parcialmente oxidada. Mineralogicamente as brechas do tipo 2 possuem a assembleia mineral composta por plagioclásio + quartzo  $\pm$  caulinita  $\pm$  calcopirita  $\pm$  carbonato  $\pm$  malaquita  $\pm$  opacos representando a porção mais distal da mineralização.

Segundo Lisboa *et al.* (2009), as bacias cambro-ordovicianas da Província Borborema são usualmente interpretadas como testemunhos do estágio de alívio tectônico e ascensão pós-orogênica brasileira. Essa tafrogênese é acompanhada de vulcanismo e sedimentação clástica imatura, que constitui fontes de metais e fluidos mineralizantes. Em algumas bacias é comum a presença de duas seqüências vulcanossedimentares, separadas entre si por discordâncias erosivas, fruto de diversas reativações, cuja recorrência vulcânica melhora as condições para a formação de depósitos minerais. Nesse caso, as características físicas desses depósitos passam a ser controladas também pelo conjunto de falhas (condutos), forma e permeabilidade das rochas condicionadas ao sistema hidrogeológico superficial e subsuperficial associado a cada intrusão.

A abertura foi marcada por vários movimentos tectônicos que controlaram a deposição dos sedimentos sob um regime de leques aluviais, bem como o desenvolvimento de fraturas profundas que permitiu ascensão de discretos episódios vulcânicos. Este processo teria favorecido num primeiro momento a ascensão de fluidos tardios exsolvidos de fontes magmáticas (granitos) e o influxo descendente de fluidos meteóricos lixiviados do grande volume de sedimentos molássicos oxidados da bacia. Esses fluidos meteóricos teriam contribuído com a formação das brechas hematíticas, em uma zona crustal mais profunda, marcado pelo metassomatismo e/ou alteração hidrotermal do tipo propilitização (epidoto+clorita $\pm$ carbonato) e hematitização (*stockworks*). Esse tipo de mineralização apresenta algumas feições de alterações

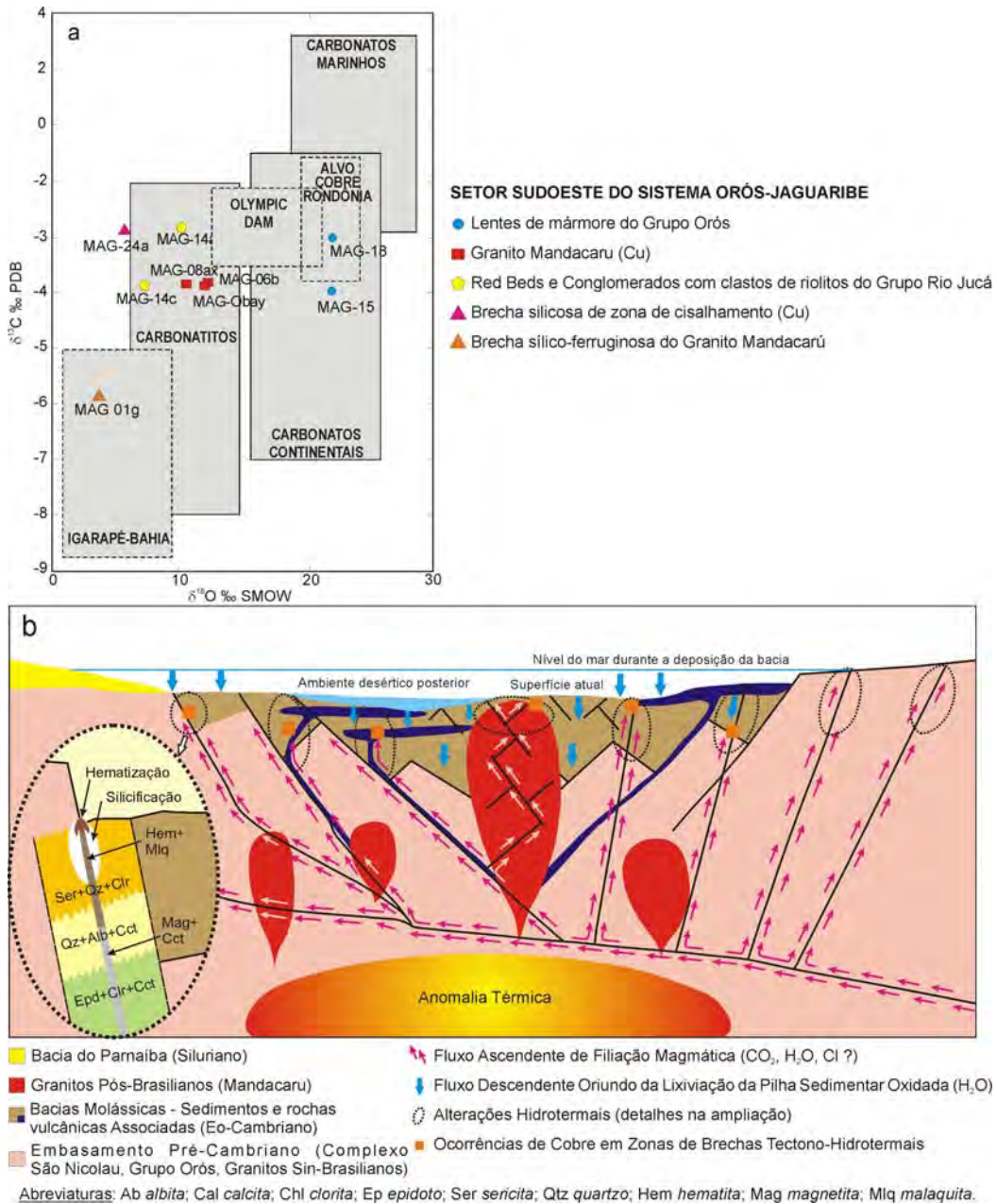


Figura 19 - (a) Dados isotópicos de C e O de carbonatos das bacias eopaleozoicas do Nordeste comparados com os campos dos carbonatos sedimentares e carbonatitos. Estão lançados no gráfico também, para comparação, os campos dos carbonatos dos depósitos Igarapé Bahia e Olympic Dam. (b) Modelo interpretativo das mineralizações de Cu e Fe-Cu do oeste da Província Borborema (Machado 2006).

hidrotermais similares àquelas encontradas em depósitos do tipo IOCG, como definido por Hitzman *et al.* (1992), mas apresenta distribuição relativamente limitada. Além disso, os granitos associados são pobres em sulfetos, fluorita e alanita, o que indica tratar-se de granitos relativamente secos em termos de fluidos mineralizantes.

Posteriormente, com as contínuas reativações dessa bacia e a injeção de novos pulsos vulcânicos ao longo das maiores discontinuidades, verificou-se aquecimento dos fluidos (águas meteóri-

cas e cognatas aos sedimentos) em zona crustal rasa (epizona), misturados com gases e fluidos emanados do próprio magma. A ascensão desses fluidos ocorreu ao longo de fraturas, causando a lixiviação das rochas encaixantes e formação de microgeodos de quartzo precipitando o cobre em forma de calcopirita junto à sílica nessas zonas de condutos e causando brechação nas porções mais distais do vulcanismo. Em contrapartida, as brechas hidrotermalizadas cupríferas que se encontram associadas às rochas vulcânicas ácidas de

ambiente continental localizadas na Bacia eopaleozóica Carnaubinha, em forma de blocos silicosos com textura cavernosa e brechas com calcopirita, malaquita e cuprita disseminadas, apresentam forte potencialidade para depósitos de Cu ± Ag e Au do tipo epigenético e/ou epitermal. Assim, essas ocorrências apesar de pouco expressivas em superfície, exibem importantes indícios de mineralizações hidrotermais, o que pode indicar prováveis depósitos associados a esses tipos litológicos, abrindo, portanto, perspectivas exploratórias para essa bacia.

## REFERÊNCIAS

- Almeida C.N., Beurlen H., Guimarães I.P., Sampaio A.A.S. 1997. High pressure metamorphized Fe-Ti ore hosting island-arc tholeiites at Itatuba (Paraíba) as an indication of a Proterozoic suture in the Pajeú-Paraíba fold belt, Borborema Province. *Intern. Geol. Rev.*, **30**:578-588.
- Andritzky G. 1972. Geologia e ocorrências de scheelita na área de Santa Luzia (Paraíba-Rio Grande do Norte). V. 1 e 2. SUDENE/Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover. 89 p.
- Andritzky G. & Busch K. 1975. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Scheelit-Gebietes von Santa Luzia, NE-Brasilien, 1:100.000. *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*, Hannover.
- Angeiras, A.G. 1988. Geology and metallogeny of the northeastern Brazil uranium-phosphorous province emphasizing the Itataia Deposit. *Ore Geol. Rev.*, **3**:211-215.
- Angeli N. 2005. *Platinum Metals Rev.*, **49**(1):50-63.
- Araújo M.N.C. 2001. *A cinemática superposta e as mineralizações auríferas da Faixa Seridó: uma abordagem meso e microscópica*. Tese de Doutorado, IG/UFRN, 256 p.
- Araújo M.N.C., Alves da Silva, F.C., Jardim de Sá, E.F. 2001. Pegmatite emplacement in the Seridó Belt, Northeastern Brazil: late stage kinematics of the Brasiliano Orogen. *Gond. Res.*, **4**:75-85.
- Araújo, M.N.C., Vasconcelos, P.M., Alves da Silva F.C., Jardim de Sá, E.F. 2005. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zone in the Borborema province, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **19**:445-460.
- Araújo M.N.C., Vasconcelos P.M., Alves da Silva F.C., Jardim de Sá E.F. 2005. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zone in the Borborema province, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **19**:445-460.
- Archanjo C.J. 1993. Fabriques de plutons granitiques et déformation crustal du nord-est du Brésil: une étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques. Dr.Sc. thesis, Lab Pétrouph et Tect, Univ de Toulouse III, France. 167 p.
- Arthaud M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas E.L., Parente C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Spec. Publ., 294.1.
- Barbosa C. T. P. 2008. Estudo da Mobilidade e Dispersão de <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K, <sup>226</sup>Ra, <sup>222</sup>Rn e Metais Pesados no sistema rocha-solo na área do Depósito de U-ETR de São José de Espinharas (PB). Tese de Doutorado, IG/UFPE, 232 p. e anexos.
- Barbosa F.L.M., Morais J.F.S., Laurino J.O.A., Aragão G.C., Nagel R.H. 1969. Relatório preliminar sobre as investigações geológicas na mina Brejuí: Projeto Tungstênio-Molibdênio. DNPM, Recife. 76 p.
- Barros J.G.C. 1964. Estudo geológico e econômico da área oeste da cidade de São Tomé, Rio Grande do Norte. Relatório de graduação, IG/UFPE, 58 p.
- Barrueto H.R. & Hunt W. 2010. Main features of the Pt-Pd Chromitite-Type ore deposits, Unit Troia, Complexo Cruzeta, Northeast Brazil; insights provided by microscopic and chemical approaches. In: Intern. Platinum Symp., 11, p.21-24.
- Baumgartner R., Rolf L., Romer R.L., Moritz R., Sallet R., Chiaradia M. 2006. Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, NE Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Can. Mineral.*, **44**:69-86.
- Beurlen H. 1995. The mineral resources of the Borborema Province in Northeastern Brazil and its sedimentary cover: a review. *J. South Am Earth Sci*, **8**:365-376.
- Beurlen H. & Borges L.E.P. 1990. Estudos preliminares de inclusões fluidas nos tactitos scheelitíferos da jazida Brejuí-Boca de Lajes, Currais Novos, RN. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 36, Natal. *Anais*, v. 3. p. 1205-1218.
- Beurlen H., Da Silva M.R.R., Castro C. 2001. Fluid inclusion microthermometry in Be-Ta-(Li-Sn)-bearing pegmatites from the Borborema Province, Northeast Brazil. *Chem. Geol.*, **173**:107-123.
- Beurlen H., Da Silva M. R.R., Thomas R., Soares D.R., Olivier P. 2008. Nb-Ta-(Ti-Sn)-oxide mineral chemistry as tracers of rare-element granitic pegmatite fractionation in the Borborema Province, Northeast Brazil. *Miner. Depos.*, **43**:207-228.
- Beurlen H., Rhede D., Da Silva M.R.R., Thomas R., Guimarães I.P. 2009. Petrography, geochemistry and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites in the Borborema Pegmatite Province, North-Eastern Brazil: a possible source of the rare-element granitic pegmatites. *Terra*, **6**(1-2):59-71.
- Bodenlos A.J. 1948. Magnesite deposits of Ceara Brasil. U.S.G.G.S. Bull., **62-C**:121-151.
- Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geologia USP. Série Científica*, **3**:25-38.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz Filho., D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Special publication, 31<sup>st</sup> Internat. Geol. Congr. Rio de Janeiro, Brazil, pp 151-182.
- Brizzi A.S. & Roberto F.A.C. 1988. O depósito de cobre de Pedra Verde – Viçosa, Ceará. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (Eds.) *Principais depósitos minerais do Brasil*. 77-92 p.
- Cameron E.N., Jahns R.H., McNair A., Page L.R. 1949. Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol., Monograph*, v.2. 115p.
- Campos M., Braga A.P.G., Mello A.A., Sousa E.M., Silva F.A.F., França J.B. 1979. Projeto Rio Jaguaribe. Relatório Final de Geologia. DNPM, Brasília-DF, 150p.
- Cassedane J.P., Cassedane J.O., Maranhão R. 1972. Note sur le gite de powellite et de molybdenite de Timbaúba (Picuí, Paraíba). *An. Acad. Bras. Cienc.*, **44**:235-244.

- Castro G.L., Parente C.V., Veríssimo C.U.V., Sial A.N., Garcia M.G.M, Santos R.V., Melo R.C., Santos A.A. 2005. Isótopos de carbono e oxigênio dos mármores associados com o depósito fósforo uranífero de Itaitaia, Ceará. *RBG*, **35**(2):56-70.
- Castro N.A. 2004. *Evolução Geológica Proterozoica da Região entre Madalena e Tapeuba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)*. Tese de Doutorado, IG/USP, 221p.
- Castro N.A., Basei M.A.S., Teixeira M.L.A. 2008. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints for the orodivician anorogenic granitoid magmatism at Tapeuba region, Ceará Central tectonic domain, northeast Brazil. *In: South Am. Sympo. Isotope Geol.*, **6**, Argentina, *Abstracts*. 4 p.
- Cavalcante J.C., Vasconcelos A.M., Medeiros M.F., Paiva I.G. 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará, 1/500 000. Fortaleza, Serviço Geológico do Brasil, Residência Fortaleza, CPRM. 1 CD Rom.
- Cavalcanti Neto M.T.O. 1986. Geologia das áreas de Brejuí e São Sebastião, Currais Novos—RN. Relatório de Graduação, IG/UFRN, 201 p.
- Cavalcante Neto M.T.O. 2008. A faixa cuprífera do Rio Grande do Norte e Paraíba e as relações de contato entre as formações Equador e Seridó. *Holos*, **3**:105-118.
- Černý P. 1991a. Rare-element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geosci. Can.*, **18**:49-67.
- Černý P. 1991b. Rare-element granitic pegmatites. Part II: regional to global environments and petrogenesis. *Geosci. Can.*, **18**:68-81.
- Černý P. & Ercit T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Can. Mineral.*, **43**:2005-2026.
- Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W. 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *GSA Bull.*, **76**:483-508.
- Cortez de Souza S. R. 2004. Mapeamento Geológico na área da Mineralização de U-ETR de São José de Espinharas (PB). Relatório de Graduação, IG/UFPE, 122 p.
- Costa A.C.D. 1995. Estudo de processos metassomáticos responsáveis pela mineralização de scheelita do distrito de Bodó—RN. Relatório de Graduação, IG/UFRN, 165 p.
- Coutinho M.G.N. 1994. The Geology of Shear-zone Hosted Gold Deposits in NE of Brazil, PhD Thesis, University of London, Royal Holloway College. 359 p.
- Coutinho M.G.N. & Alderton D.H.M. 1998. Proterozoic Lode Gold Deposits in the Borborema Province NE Brazil and their Exploration Significance. *Anais Acad. Brasil. Ciências*, **70**(3):429-439.
- Cuney M. 2010. Evolution of uranium fractionation process through time: driving the secular variation of uranium deposit types. *Econ. Geol.*, **105**:553-569.
- Cunha de Souza L. 1996. Zoneographie métamorphique, chimie des minéraux, géochronologie  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et histoire P-T-t des micaschistes englobant le massif gabbro-granitique d'Acari (Brasíliano), Ceinture mobile du Seridó (NE du Brésil). Dr.Sc. thesis, Univ Catholique de Louvain, Belgium. 345 p.
- Cunha e Silva J. 1983. Zonação polimetálica da região da Borborema, Estado do Rio Grande do Norte e Paraíba. *Miner. Metalur.*, **47**(445):24-36.
- Da Silva M.R.R., Beurlen H., Rhede D., Anastácio E.M.F., Guimarães I.P. 2007. Pegmatitos graníticos portadores de elementos raros da Província Pegmatítica da Borborema: novos conceitos sobre classificação, distribuição regional e granitos fonte. *In: Simp. Geol. Nordeste*, **22**, *Atas*, p. 183.
- Da Silva M.R.R. & Dantas J.R.A. 1984. A província pegmatítica da Borborema-Seridó nos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. *In: Principais depósitos minerais do nordeste oriental*. Recife, DNPM, Série Geologia 24, Seção Geol. Econ., **4**:235-304.
- Da Silva M.R.R., Höll R., Beurlen H. 1995. Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *J. South Am. Earth. Sci.*, **8**:355-364.
- Dantas J.R.A., Barros L.B., Souza V.C. 2000. Distritos mineiros do Nordeste oriental. DNPM Pernambuco, Programa Nacional de Distritos Mineiros, 90p.
- Dardenne M. & Schobbenhaus C. 2003. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. *In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM, pp. 365-447
- Troia M. & Thiar C. 2005. Metallogenic fingerprints of Archean cratons. *In: I. McDonald, A.J. Boyce, I.B. Butler, R.J. Herrington, D.A.Q. Polya, (Eds.) Mineral deposits and Earth evolution. Geol. Soc. London.*, **248**:59-70.
- Ebert H. 1970. The Precambrian geology of the "Borborema" belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte) and the origin of its mineral provinces. *Geol. Rund.*, **59**(3):1294-1327.
- Farias C.E.G., Santos E.J., Moraes J.F.S., Bascopé G.P. 1973. Métodos para o processamento de minério da mina Bonfim, Estado do Rio Grande do Norte. MME/DNPM/CPRM, Rio de Janeiro, Brazil, Relatório do Projeto.
- Favali J.C. & Leal J.R.L.V. 1982. Contribuição ao estudo das mineralizações fosfática e uranífera da jazida de Itaitaia, Ceará. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, **42**, Salvador, *Anais*, V. 5, p. 2022-2034.
- Favali J.C., Netto R.M., Silva J.R.A., Oliveira J.A.D. 1984. Ocorrência fósforo-uranífera de Serrotes Baixos-CE. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, **33**, Rio de Janeiro, *Anais*, p.1452-1462.
- Feitosa E.C. 1964. Geologia e petrografia da área sudeste de Lages (RN). Relatório de Graduação, IG/UFPE, 156 p.
- Fetter A.H. 1999. *U/Pb and Sm/Nd Geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. PJD Thesis, Dep. Geology, Kansas University, Lawrence, 164 p.
- Fetter A.H., Santo, T.J.S., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A., Wernick E. 2003. Evidence for neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gond. REs.*, **6**:265-273.
- Fuzikawa K. 1978. Estudo preliminar de inclusões fluidas em amostras de rochas do Projeto Itaitira. Universidade de Adelaide, Australia / Empresas Nucleares Brasileiras S/A, Brasil. 26p.
- Fyfe W.S. 1978. Notes on the Itaitaia Deposit. Relatório de consultoria – DNPM/DIAOP – NUCLEBRAS, Rio de Janeiro. 34 p.
- Galindo A.C. & Sá J.M. 2000. Contexto tectônico e geoquímico do granitoide Catingueira: um magmatismo alcalino-peralcalino no limite norte da Zona Transversal da Província Borborema. *Geoch. Bras.*, **14**:1-21.
- Goñi J. & Picot P. 1965. Certaines particularités minéralogiques des tactites à scheelite du nord-est du Brésil. *Bull Soc Franç Minér Crist*, **88**:11-16.
- Gouveia A.H.C. 1977. Characteristics of the skarn mineralizations: Brejuí mine, Currais Novos—RN. VIII Northeast Geological Symposium, Campina Gran-

- de, Brazil, Extended Abstracts, 4:189–200.
- Haddad R.C. 1981. *Mineralização uranífera no Complexo Anelar de Taperuaba-CE*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 73p.
- Hitzman M.W., Oreska N., Einaudi M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic Iron-oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Prec. Res.*, **58**:241-287.
- Hollanda M.H.B.M., Pimentel M.M., Oliveira D.C., Jardim de Sá E.F. Lithosphere-asthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr-Nd-Pb isotopic evidence. 2006. *Lithos*, **86**:34-49.
- Horikawa Y., Torres H.H.F., Gomes H.A., Melo C.B.M., Barbosa A.G., Munis M.B., Costa M.J. 1979. Projeto Bodocó – Relatório Final de Pesquisa, CPRM, Super. Reg. Recife, 33p.
- INB, Indústrias Nucleares Brasileiras. Projeto Santa Quitéria. [www.inb.gov.br](http://www.inb.gov.br). Acesso em 12/2010.
- Jardim de Sá E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese Doutorado, IGUnB, 803 p.
- Jardim de Sá, E.F., Moraes, J.A.C., Del'Rey-Silva, L.J.H. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, 3:1246-1259.
- Javaroni J.H. & Maciel A.C. 1985. Prospecção e pesquisa de urânio no Brasil: atuação da Nuclebrás (1975–1984). In: Schobbenhaus Filho, C. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, v. 1, p. 81–87.
- Johnston Jr., W., Vasconcellos, M. 1945. Scheelite in NE-Brazil. *Econ Geol.*, **40**:35-50.
- Johnston, W.D., Jr. 1945. Beryl–tantalite pegmatites of Northeastern Brazil. *GSA Bull.*, **56**:1015-1070.
- Kerrick R., Goldfarb R.J., Richards J.P. 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. SEG, Econ. Geol. 00th Anniv. Volume, 1097–1136.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, **68**:277–279.
- Leake B.E. *et al.* 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur. J. Mineral.*, **9**:623-651.
- Leal J.R.L.V., Azevedo L.F., Castro G.L., Silva J.R.A. 1984. Mineralização fósforo-uranífera da Fazenda Mandacaru, Irauçuba-CE. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro-RJ, *Anais*, p.1437-1451.
- Legrand J.M., Deutsch S., Cunha de Souza L. 1991. Datação U-Pb e granitogênese do maciço de Acari, RN. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 14, Recife, Resumos Expandidos, 12:172-174.
- Leterrier J., Jardim de Sá E.F., Bertrand J.M., Pin C. 1994. Ages U-Pb sur zircon de granitoide “brasiliano” de la ceinture do Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris II*, **318**:1505-1511.
- Lima E.A.M., Torre A.G., Wanderley A.A., Brito A.L.F., Vieira A.T., Pereira A.C.S., Medina A.I.M., Barbosa A.J., Vasconcelos A.M., Aguiar C.J.B., Jaegger C.R.S., Amaral C.A., Sato E.Y., Oliveira e Silva E.H.R., Fortes F.P., Benevides H.C., Leite J.F., Moraes J.F.S., Ribeiro J.A., Nesi J.R., Angelim L.A.A., Calheiros M.A.V. 1980. Projeto Scheelita do Seridó. DNPM/CPRM, Recife, Relatório Final, v. I. 345 p.
- Lima, E.S. 1982. *Geologia e petrologia do depósito de scheelita de Bonfim*. Dissertação de Mestrado, IG/UFPE, 120 p.
- Lima R.G., Archanjo C.J., Macedo J.W.P., Melo Jr. G. 2000. Anomalias de suscetibilidade magnética no batólito granítico de Teixeira (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e sua relação com a zona de cisalhamento de Itapetim. *RBG*, **30**:685-692.
- Lins C.A. & Scheid C. 1981. Projeto Ouro de Pernambuco e Paraíba, Relatório Final. CPRM, Super. Reg. Recife, vol. I, 124p.
- Lisboa, L.H.D., Araújo, J.B., Parente, C.V. 2009. Indicativo de Depósito de Cobre epigenético associado à Bacia Molássica de Carnaubinha, Plo-IX, Piauí. *Revista de Geologia*, **22**:233-241.
- Machado M.A. 2006. *Caracterização descritiva e genética de ocorrências cupro-hematíticas no setor sudoeste do sistema Orós-Jaguaribe, Província Borborema*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 100p.
- Maranhão, R. 1970. Geologia econômica da região de Currais Novos. Tese de Doutorado, Inst. Geoc. USP, São Paulo, Brasil. 153 p.
- Maranhão R., Barreiro D.S., Silva A.P., Lima F., Pires P.R.R. 1986. A mina de scheelita Brejuí/Barra Verde/Boca de Lage/Zangarellhas, Rio Grande do Norte. In: , Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (coords.). *Principais depósitos minerais do Brasil*. DNPM/CVRD/CPRM, Brasília, v. 2, pp 393–407.
- Martins G. 2000. *Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró*. Tese de Doutorado, IG/Unicamp, Campinas. 218p.
- Melo J.A.C. 1961. Investigação geológica e econômica da mina Cafuca, Rio Grande do Norte. Relatório de Graduação, IG/UFPE, 89 p.
- Melo O.O. & Beurlen H. 2004. Petrology of the Barro Vermelho Fe-Ti ore body and its metamafic hostrocks, Custódia-PE, Northeast Brazil. *RBG*, **35**:521-530.
- Melo O.O., Guimarães I.P., Fetter A., Beurlen H. 2002. Idades U/Pb em zircão e idades modelo Sm/Nd para ortogneisses e enclaves metamáficos da área de Barro Vermelho, Custódia-PE, Província da Borborema, Nordeste do Brasil. *RBG*, **32**:197-204.
- Mendonça J.C.G.S., Braga A.P.G., Campos M., 1980. Considerações sobre a mineralização fósforo-uranífera da jazida de Itataia-CE. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, Santa Catarina, *Anais*, 4:2472-2486.
- Mendonça J.C.G.S., Campos M., Braga A.P.G., Souza E.M., Favali J.C., Leal J.R.L.V., 1985. Jazida de Urânio de Itataia-CE. In: *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, v.1, pp. 121-131.
- Mitchell A.G. & Garson M.S., 1981. *Mineral deposits and global tectonic settings*: Academic Press, London, 421 p.
- Netto A.M., Meyer A., Cune, M., Poupeau G., 1991, A thermo-geochronological study of the Itataia phospho-uraniferous deposit (Ceará, Brazil) by analyses: genetic implications. In: M. Pagel & J.L. Leroy (eds.) *Source Transport and Deposition of apatite fission track Metals*, Proceedings of the 25 Years SGA Anniversary Meeting, 1345-1348.
- Oliveira J.F. & Cavalcante J.C. 1993. Mombaça, Folha SB.24-V-D-V, Estado do Ceará. Texto Explicativo. DNPM, Brasília-DF, 200p.
- Parente C.V. 1990. Caracterização das rochas mineralizadas em cobre de Aurora-CE. In: SBG, Congr. Bras. GEol., 36, Natal. *Anais*. 198-198
- Parente C.V. 1995. *Géologie et Paléogéographie d'une plate-forme à évaporites et magnésite d'âge Protérozoïque (2.0Ga): le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Orós dans la région d'Alencar, Ceará-Brésil*. Dr.Sc. Thesis, Université de Nantes, France. 310 p.
- Parente C.V. & Arthaud M.H. 2004. Geologia e tipologia do minério da ocorrência de Cu-Fe associada à sequência metavulcano-sedimentar Cachoeirinha, re-

- gião de Aurora-CE. *Rev. de Geologia*, **17**:157-172.
- Parente C.V., Guillou J.J., Arthaud M.H. 1998. Geologia e geoquímica dos elementos maiores dos depósitos de magnetita pré-cambriana (~1.8ga) da faixa móvel Orós (Ceará). *RBG*, **28**:439-448
- Porto da Silveira C.L., Schorcher H.D., Miekeley N. 1990. The geochemistry of albitization and related uranium mineralization, Espinharas, Paraíba (PB), Brazil. *J. Geoch. Explor.*, **40**:329-347.
- Potyra 1978. Plano de trabalho para reavaliação das minas Bonfim (I e II). Relatório para o Departamento Nacional da Produção Mineral, Ministério das Minas e Energia, Natal, Brasil
- Rebouças J.M. 1985. Projeto Catingueira – prospecção de ouro. Mapeamento geológico escala 1:2.000. Mineração Sertaneja Ltda. 22 p. e anexos.
- Robb L. 2005. *Introduction to ore-forming mineral processes*. Blackwell, UK, 373 p.
- Roy P.L. 1964. Minas e ocorrências de scheelita em Malhada Limpa—Timbaúba, RN e PB. SUDENE, *Série Geol Econ* 3, Recife. 28 p.
- Roy P.L. 1966. Estudo das mineralizações de scheelita dos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. SUDENE, *Série Geol. Econ.*, 4, Recife. 38 p.
- Saad S., Munne A.L., Tanaka A.Y. 1984. Proposição de um novo modelo genético para a jazida de Itaitaia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, p.1410-1423.
- Saldanha L.A.R. 1963. Estudo geológico e econômico da área nordeste de Junco do Seridó, Paraíba. Relatório de Graduação, IG/UFPE, 111 p.
- Salim J. 1979. *Geologia e controles das mineralizações scheelitíferas da região da Serra do Feiticeiro e Bonfim regions, Lages, RN*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 167 p.
- Salim J. 1993. *Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la Mine Brejuí, Currais Novos, région du Seridó, NE du Brésil*. Dr.Sc. thesis, Univ Catholique de Louvain, Belgium. 272 p.
- Santos E.J. 1967. A Geologia da Folha Açú, Rio Grande do Norte. CPRM: 99 p e anexos.
- Santos E.J. 1973. A Província Scheelitífera do Nordeste do Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 27, Aracajú, Guia de Excursão, Boletim Especial, 3:31-46.
- Santos E.J. 1995. *O complexo magmático Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Tese Doutorado, IG/USP, 266p.
- Santos E.J. 1996. Análise preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 6:47-50.
- Santos E.J. & Brito Neves B.B 1984. Província Borborema. In: F.F.M. de Almeida & Y. Hasui Eds.) *O Pré-cambriano do Brasil*, Edgard Blücher, São Paulo, pp. 123–186.
- Santos E.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Oliveira R.G., Medeiros V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: Intern. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro. Proceedings, 1 p.
- Santos E.J., Rocha D.E.G.A., Costa S.F., Maranhão R.J.L. 1985. Projeto Itapetim, Relatório Final de Pesquisa, setor Sertãozinho, CPRM, Super. Reg. Recife, 81p.
- Santos E.J., Souza Neto J.A., Carmona L.C.M., Armstrong R., Sial A.N., Chemale Jr. F., Brito R.S.C. 2008. Paleoproterozoic juvenile accretion in the Alto Moxotó Terrane, Borborema Province, Northeast Brazil. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 6, San Carlos de Bariloche. Proceedings, CD-Rom. p. 1-4.
- Santos E.J., Torres H.H.F., Barbosa A.G. 1972. Projeto Tungstênio/Molibdênio: mapeamento geológico da faixa scheelitífera Malhada Limpa-Timbaúba, estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Convênio DNPM/CPRM, Super. Regional de Recife, 58 p.
- Santos E.J.S. & Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema. In: F.F.M. de Almeida & Y. Hasui (Eds.), *O Pré-cambriano do Brasil*. Ed. Edgard Brucher Ltda. São Paulo-SP, p. 123-186.
- Santos L.C.S. & Anacleto R. 1985. Jazida de urânio de Espinharas, Paraíba. In: C. Schobbenhaus Filho & C.E.S. Coelho (Eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, v. 1, p. 143 – 155.
- Scorza E.P. 1944. Província Pegmatítica da Borborema. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 112, 57p.
- Silva F.A.F. 1971. *Geologia econômica de Baixios–Queimadas–Santana do Matos—RN*. Relat. Graduação, IG/UFPE, 102 p.
- Silva L.C., Armstrong R., Pimentel M.M., Scandola J., Ramgrab G., Wildner W., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Rizzoto G., Quadros M.L.E.S., Sander A., Rosa A.L.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos precambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *RBG*, **32**:529-544.
- Soares D.R. 2004. *Contribuição à petrologia de pegmatitos mineralizados em elementos raros e elbaítas gemológicas da Província Pegmatítica da Borborema, NE-Brasil*. Tese Doutorado, IG/UFPE, 271p.
- Soares D.R., Beurlen H., Barreto S.B., Da Silva M.R.R., Ferreira A.C.M. 2008. Compositional variation of tourmaline-group minerals in the Borborema Pegmatite Province, northeastern Brazil. *Can. Mineral.*, **46**(5):1097-1116.
- Souza Neto J.A. & Santos E.J. 2004. Avaliação da ligação metalogenética entre mineralizações de Au, Fe, Cu, U, ETR, Ti e P associadas a terrenos arqueanos-paleoproterozoicos. Relatório de Projeto de Pesquisa, Programa Enxoval-PROPEQ-UFPE (Proc. n.º: 23076.009315/2002-12), 26 p. e anexos.
- Souza Neto J.A. 1995. *Estudos geológicos da mineralização aurífera de Itajubatiba (PB): evolução tectono-metamórfica, metassomatismo e caracterização dos fluidos*. Dissertação de Mestrado, IG/UNRSP, 188 p.
- Souza Neto J.A. 1999. *Genesis of the Bonfim and Itajubatiba gold skarn deposits, northeastern Brazil: a study based on isotopes, trace elements and fluid inclusions*. Dr.Sc. Thesis, Univ Catholique de Louvain, Bélgica. 240 p. e anexos.
- Souza Neto J.A., Legrand J.M., Volfinger M., Pascal M.L., Sonnet P. 2008. W-Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit. *Min. Depos.*, **43**:185-205.
- Souza Neto J.A., Sonnet P., Legrand J.M. 1997. Metasomatic patterns as an exploration guide for gold-bearing calc-silicate rocks, NE Brazil. In: H. Papunen (Org.) *Mineral Deposits: research and exploration - where do they meet?* Rotterdam: A. A. Balkema, v. 1, p. 885-888.
- Souza Neto J.A., Sonnet P., Legrand J.M., Melo Júnior G. 1999. Bonfim and Itajubatiba Gold Deposits, NE Brazil: C and O isotope evidence for skarn origin. In: C. Stanley (Org.) *Mineral deposits: processes to processing*. Rotterdam: A. A. Balkema, v. 1, p. 1439-1442.
- Souza J.V. & Ribeiro Filho E. 1983. Geologia e gênese dos depósitos de manganês na Província de Aracoiaba-Pacajús, Ceará. *Bol. IG-USP*, **14**:1-11.



- Spear F.S. 1993. Metamorphic phase-equilibria and pressure–temperature–time paths. *Min. Soc. Am Monograph*, Washington, DC, pp 799.
- Taylor R.G. & Fryer B. J. 1983. Rare earth elements lithochemistry of granitoids mineral deposits. *CIM. Bull.*, **76**(860):74-84.
- Thomas R., Schmidt C., Veksler I., Davidson P., Beurlen H. 2006. The formation of peralkaline pegmatitic melt fractions: evidence from melt and fluid inclusion studies. *Estudos Geológicos*, **16**:61-67.
- Torres P.F.M., Cavalcante J.C., Forgiarini L.L., Palheta E.S.M., Vasconcelos A.M. 2008. Nota Explicativa da Folha Quixadá, escala 1:250.000. CPRM, Fortaleza.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Williams I.S., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Dantas E.L., Babinski M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence ( $T_{DM}$ ) ages. *Prec. Res.*, **127**:287-327.
- Vidal F.W.H. & Nogueira Neto J.A. 2005. Minerais de pegmatitos. CETEM, Contribuição Técnica CT2005-174-00, *In: Rochas e Minerais Industriais do Ceará*, pp. 67-81.
- Zanini L.F.P. & Santo, E.J. 1979. Reavaliação das reservas de scheelita da mina Bodó – Parte I: Relatório do mapeamento geológico. CPRM/Bodóminas Metalurgia e Indústria S.A., Recife. 133 p.

# METALOGÊNESE DA PROVÍNCIA BORBOREMA MERIDIONAL: FAIXAS SERGIPANA, RIACHO DO PONTAL E RIO PRETO

ELSON P. OLIVEIRA<sup>1</sup>, ALEXANDRE UHLEIN<sup>2</sup>, FABRÍCIO A. CAXITO<sup>2</sup> & MARCOS E. SILVA<sup>3</sup>

1 - Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências- UNICAMP, Campinas 13083-970, SP (elson@ige.unicamp.br)

2 - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências-UFMG, Belo Horizonte 31270-901, MG (uhlein@netuno.lcc.ufmg.br; facaxito@yahoo.com.br)

3 - Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências-USP, São Paulo 05508-080, SP (megydios@usp.br)

## INTRODUÇÃO

As faixas Sergipana, Riacho do Pontal e Rio Preto situam-se na região meridional da Província Borborema, ao norte do Cráton do São Francisco (Fig. 1) e têm sua origem relacionada à colisão entre este cráton, a sul, e blocos ou massas continentais ao norte, na Província Borborema. A principal vocação metalogenética dessas faixas é para mineralizações hospedadas em rochas sedimentares e em corpos máfico-ultramáficos. Nas primeiras destacam-se depósitos de calcário nas três faixas orogênicas e de manganês na Faixa Rio Preto, enquanto nas últimas sobressaem-se os depósitos de Cu-Au-Fe de Serrote da Laje, na transição embasamento-Faixa Sergipana, e vermiculita em Paulistana-Afrânio e Ni laterítico em Brejo Seco, ambos na Faixa Riacho do Pontal. Outros corpos com potencial para Ni-Cu e Cr são, respectivamente, o Complexo Gabróico Canindé e peridotitos serpentinizados de Marancó, na Faixa Sergipana. Descrições da evolução tectônica dessas três faixas e seus depósitos minerais são apresentados a seguir.

## FAIXA SERGIPANA

A Faixa Sergipana é uma das mais importantes faixas orogênicas pré-cambrianas do Nordeste do Brasil porque quarenta anos atrás ela foi utilizada como evidência para ajudar a consolidar a teoria da deriva continental (Allard & Hurst 1969) e porque ela contém vários domínios estruturais e litológicos que possibilitam que seja comparada

com faixas orogênicas fanerozóicas, no contexto da tectônica global (Oliveira *et al.* 2010).

A Faixa Sergipana já foi interpretada como um geossinclinal típico (Humphrey & Allard 1968, Silva Filho & Brito Neves 1979), uma colagem de domínios litoestratigráficos (Davison & Santos 1989, Silva Filho 1998), uma faixa de dobras e empurrões produzida pela inversão de uma margem passiva localizada na borda nordeste da antiga placa São Francisco (D'el-Rey Silva 1999) e mais recentemente como um ciclo completo de tectônica de placas (Oliveira *et al.* 2010).

Atualmente admite-se que a Faixa Sergipana foi formada pela colisão continental entre o Cráton São Francisco, a sul, e o domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) da Província Borborema, a norte, durante a orogênese do Brasiliano, no Neoproterozóico (Brito Neves *et al.*, 1977, Van Schmus *et al.* 2008, Bueno *et al.*, 2009, Oliveira *et al.* 2010). Durante esta convergência, o domínio PEAL atuou como um bloco crustal, comprimindo unidades da Faixa Sergipana entre ele e o Cráton São Francisco e empurrando muitas unidades da faixa para o sul, sobre o cráton.

## Domínios litoestratigráficos

Segundo Santos & Souza (1988), Davison & Santos (1989) e Silva Filho (1998), a Faixa Sergipana consiste em seis domínios litoestratigráficos. De norte para sul são eles: Canindé, Poço Redondo, Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância, cada um deles separado do outro por zonas de cisalhamento regionais (Fig. 2). Os três últimos são

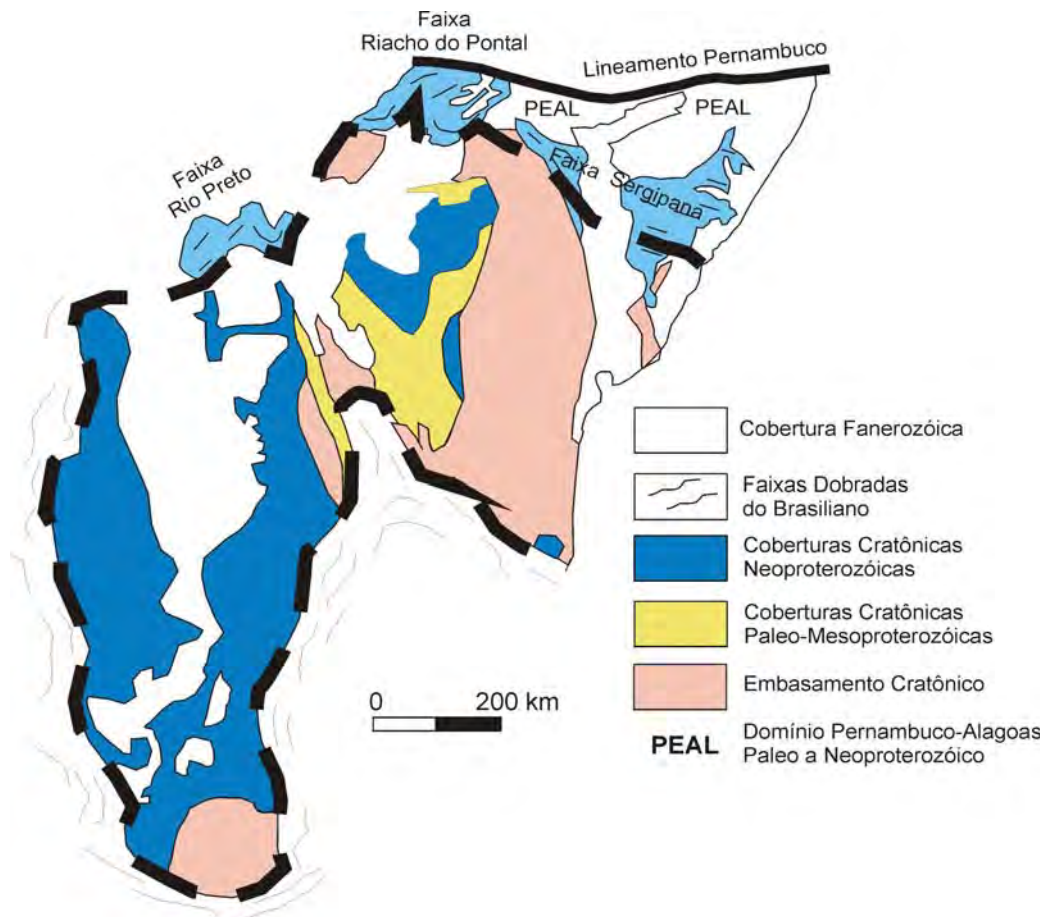


Figura 1 - Localização das Faixas Sergipana, Riacho do Pontal e Rio Preto na região norte do Cráton do São Francisco (modificado de Alkmim 2004).

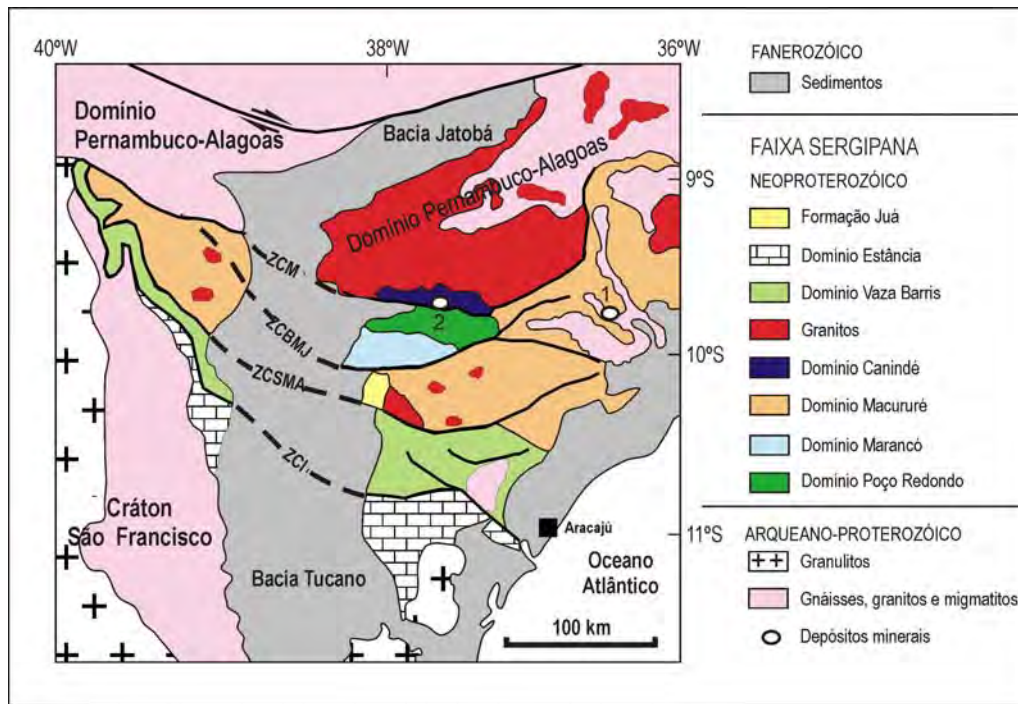


Figura 2 - A Faixa Sergipana, os domínios litoestratigráficos e as zonas de cisalhamento regionais (ZCM-Macururé; ZCBMJ- Belo Monte-Jeremoabo; ZCSMA- São Miguel do Aleixo; ZCI- Itaporanga), com localização dos principais depósitos minerais (elipse): 1- Cu-Au-Fe de Serrote da Laje; 2- Ni-Cu Complexo Canindé.

constituídos principalmente por rochas metassedimentares, com grau metamórfico aumentando de pouco ou não-metamórfico no domínio Estância, para xistos verde no domínio Vaza Barris até fácies anfíbolito no domínio Macururé. Equivalentes do domínio Macururé em mais alto grau (granulito retrometamorfizado para anfíbolito) ocorrem no domínio PEAL (Silva Filho & Torres 2002, Silva Filho *et al.* 2003). Granitos neoproterozóicos ocorrem em todas as regiões ao norte da falha São Miguel do Aleixo e são ausentes nos domínios mais meridionais, isto é, Vaza Barris e Estância. Essas duas últimas áreas têm como embasamento rochas paleoproterozóicas e arqueanas correlacionáveis ou pertencentes ao Cráton São Francisco.

Silva Filho & Torres (2002) e Silva Filho *et al.* (2003) propuseram mais dois domínios para a Faixa Sergipana, isto é, domínios Rio Coruripe e Viçosa. Todavia, ainda não há consenso sobre a necessidade desses domínios, pois o de Rio Coruripe é continuidade do domínio Macururé, diferenciando-se deste pela maior quantidade de lentes de mármore e rochas cálcio-silicáticas e grau metamórfico um pouco mais elevado. Já o domínio Viçosa é mais polêmico pois tem sido relacionado ao Complexo Cabrobó, a oeste do domínio Pernambuco-Alagoas (Medeiros 2000).

O domínio Estância consiste, da base para o topo, em conglomerados, arenitos e argilitos da Formação Juetê, dolomitos e calcários da Formação Acauã, arenitos e argilitos da Formação Lagarto e arenitos e lentes subordinadas de conglomerado da Formação Palmares (Silva Filho *et al.* 1978, Silva Filho & Brito Neves 1979). Ocorrências de estruturas sedimentares primárias são comuns neste domínio.

O domínio Vaza Barris é constituído predominantemente por rochas sedimentares clásticas e químicas metamorfizadas na fácies xistos verde. D'el-Rey Silva & McClay (1995) subdividiram as rochas desse domínio nos grupos Miaba (quartzito-conglomerado, na base, sucedido por filitos, metagrauvas, clorita-xisto e metacalcário), Simão Dias (arenitos, argilitos, metassiltitos, metagrauvas, filitos e metarritmitos) e Vaza-Barris (metadiamictitos, filitos e metacalcários).

D'el-Rey Silva (1999) interpretou a deposição de sedimentos nos domínios Estância e Vaza Barris como o registro de dois ciclos de sedimentação sobre a margem passiva da antiga placa São Francisco. Neste modelo, infere-se que o Cráton São

Francisco deveria ser a fonte de detritos. Todavia, apoiado em populações de zircões detríticos com idades entre 570 Ma e 657 Ma (Fig. 3), Oliveira *et al.* (2005ab, 2006) propuseram que as unidades sedimentares clásticas mais superiores dos domínios Vaza Barris e Estância foram depositadas em bacias de antepaís, com fontes de detritos localizadas na Faixa Sergipana e em outras regiões mais ao norte na Província Borborema.

As idades modelo Sm-Nd ao manto empobrecido (TDM) para rochas metassedimentares clásticas finas dos domínios Macururé, Vaza Barris e Estância também são consistentes com proveniência de fontes distintas do Cráton São Francisco (Fig. 4), embora uma contribuição subordinada do cráton não possa ser descartada. As idades U-Pb SHRIMP em zircões detríticos de metagrauvaca do Grupo Simão Dias concentram-se em 657 Ma, 1039 Ma, 1934 Ma e subordinadamente em 2715 Ma (Fig. 3) – a população mais nova de zircões detríticos tem 657 Ma e portanto estabelece a idade máxima para a deposição do protólito sedimentar.

O domínio Macururé situa-se ao norte do domínio Vaza Barris e ocorre por toda a extensão da Faixa Sergipana. A zona de cisalhamento São Miguel do Aleixo (SMA) separa esses dois domínios e é um limite crustal expressivo. Granitos neoproterozóicos não ocorrem a sul desta zona de cisalhamento e todos os plútons ao norte dela têm idades modelo Sm-Nd mesoproterozóicas (Van Schmus *et al.* 1995, Oliveira *et al.* 2006), sugerindo que a crosta do Cráton São Francisco, se presente, deve estar abaixo da profundidade de ge-

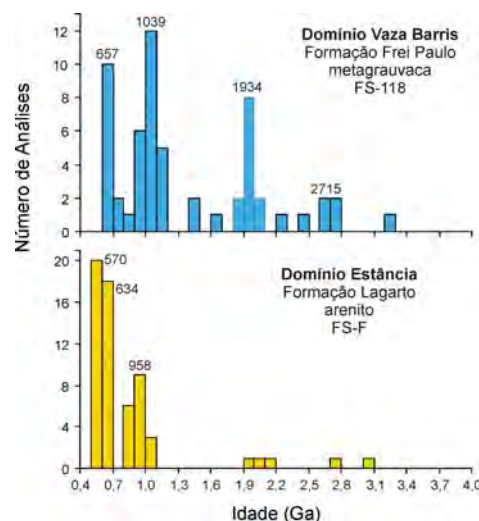


Figura 3 - Histogramas de zircões detríticos das rochas representativas dos domínios Vaza Barris e Estância, segundo Oliveira *et al.* (2005a,b, 2006).

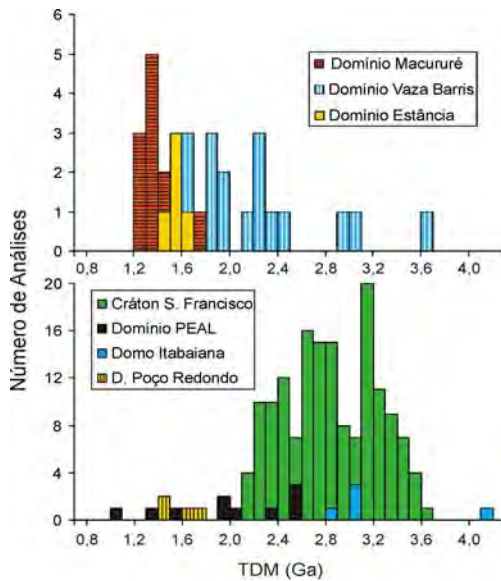


Figura 4 - Histogramas de idades modelo Sm-Nd (TDM) das rochas sedimentares e metassedimentares da Faixa Sergipana e de prováveis fontes de clastos, segundo Oliveira et al. (2005b, 2006).

ração de magma (Van Schmus et al. 2008). O domínio Macururé é constituído de granada mica-xistos e filitos, com subordinados quartzito e mármore, intrudidos por plútons graníticos com idades nos intervalos 628-625 Ma e 590-570 Ma (Bueno et al. 2009, Long et al. 2005) e alguns corpos máficos a ultramáficos com idade indeterminada. Zircões detríticos deste domínio concentram-se principalmente entre 980 e 1100 Ma e 1800-2100 Ma em quartzito próximo à cidade de Macururé, a oeste na Bahia, e em 940 Ma e entre 1600-2200 Ma em mica-xisto próximo a Gararú, a leste em Sergipe. Não há nenhum zircão mais novo que 800 Ma (Oliveira et al. 2006), o que indica um intervalo muito longo e incerto, entre 800 Ma e 625 Ma, para a deposição dos sedimentos.

O domínio Marancó contém uma sequência metavulcano-sedimentar (quartzito, conglomerado, mica-xistos, filitos e lentes de andesito, dacito e quartzo-pórfiro) com lentes de peridotito, anfíbrito e gabros estratiformes, e alguns corpos graníticos. Menezes Filho et al. (1988a,b) agruparam essas rochas, de sul para norte, nas unidades Monte Azul, Belém, Monte Alegre, Morro do Bugi e Minuim. Zircões detríticos de quatro amostras de rochas metassedimentares das unidades Belém, Morro do Bugi e Minuim revelaram idades U-Pb SHRIMP concentradas principalmente entre 950 e 1100 Ma, com um zircão mais novo de 914 Ma, o que indica deposição após esta idade e detritos provenientes de fontes predominantemente meso-

proterozóicas e neoproterozóicas precoce semelhantes aos migmatitos do domínio Poço Redondo (Carvalho et al. 2005, Oliveira et al. 2006). Intercalações de lentes de andesito e dacito, com idade de 604-602 Ma (Carvalho et al. 2005), em filitos da unidade Monte Azul sugerem que a deposição dos protólitos sedimentares provavelmente ocorreu no final do Neoproterozóico. O mesmo não pode ser afirmado para as duas unidades mais ao norte (unidades Morro do Bugi e Minuim) porque elas estão cortadas pelo monzogranito-sienito Curitiba, indeformado, para o qual Silva Filho et al. (2005) obtiveram a idade U-Pb de  $617 \pm 7$  Ma.

O domínio Poço Redondo está constituído por migmatitos, biotita gnaisses e várias intrusões graníticas, como o augen gnaiss Serra Negra ( $952 \pm 2$  Ma; U-Pb SHRIMP, Carvalho et al. 2005), e folhas leucograníticas. Gnaisses cinza do paleossoma dos migmatitos forneceram idades U-Pb SHRIMP de 960 a 980 Ma (Carvalho et al. 2005). Este domínio é de particular importância porque ele é a primeira evidência de rochas ígneas com cerca de 1,0 Ga ao sul do domínio PEAL.

O domínio Canindé é constituído por várias unidades informalmente designadas por Silva Filho et al. (1981). A unidade aparentemente mais antiga é uma folha granítica alongada (unidade Garrote) datada em 715 Ma por Van Schmus (dados inéditos e citado em Santos et al. 1998, Oliveira et al. 2010). Associado à unidade Garrote ocorre uma sequência metavulcano-sedimentar (unidade Novo Gosto), representada por anfibólitos finos, mármore, grafita-xisto, mica-xisto e metagrauvaca. A metagrauvaca contém três populações principais de idades de zircões detríticos, i.e. 679, 718 e 977 Ma (U-Pb SHRIMP; Nascimento et al. 2005). A unidade Gentileza é um complexo subvulcânico gabróico-monzodiorítico com micrograbros, quartzo-monzodiorito porfirítico ( $688 \pm 15$  Ma, U-Pb SHRIMP, Nascimento et al. 2005), granito rapakivi subordinado ( $684 \pm 7$  Ma U-Pb TIMS, Nascimento et al. 2005) e quartzo-pórfiro. Um complexo gabróico-leucogabroico parcialmente estratiforme (complexo Canindé) é composto por gabro, gabronorito, leucogabro, peridotito e gabro pegmatítico, este gabro forneceu idade de  $701 \pm 8$  Ma (U-Pb SHRIMP, Oliveira et al. 2010).

Vários corpos graníticos ocorrem no domínio Canindé, a maior parte deles designados originalmente por Seixas & Moraes (2000). Assim, o tonalito Lajedinho contém enclaves máficos orientados

e foi datado em  $621 \pm 9$  Ma (U-Pb SHRIMP, Oliveira *et al.* 2010), enquanto o granito rapakivi Boa Esperança apresentou idade de  $642 \pm 5$  Ma (Nascimento *et al.*, em preparação). Outros corpos foram datados com zircões, como o monzogranito-sienito Curitiba ( $617 \pm 7$  Ma, Silva Filho *et al.* 2005), e isócronas Rb-Sr como as folhas leucograníticas tipo Xingó ( $609 \pm 11$  Ma, Silva Filho *et al.* 1997).

O ambiente tectônico para a formação das rochas do domínio Canindé é polêmico, já tendo sido interpretado como ofiolito (Silva Filho 1976), arco insular (Bezerra *et al.* 1991) e rifte continental (Oliveira & Tarney 1990). Com base em geoquímica de elementos maiores e traço, e isótopos de Nd, Nascimento *et al.* (2005) sugeriram que o domínio Canindé seja a raiz de uma sequência de rifte continental deformada.

### Estruturas regionais

A Faixa Sergipana foi moldada por três episódios principais de deformação ( $D_1$  a  $D_3$ , Jardim de Sá *et al.* 1986, Campos Neto & Brito Neves 1987, D'el-

Rey Silva 1995, Araújo *et al.* 2003, Oliveira *et al.* 2010) relacionados à colisão neoproterozóica durante a orogênese do Brasileiro. Esses eventos deformacionais são bem reconhecidos nas sequências supracrustais dos domínios Vaza Barris e Macururé (Fig. 5).

A colisão retrabalhou tramas mais antigas do embasamento gnáissico-migmatítico ( $D_n$ ) que podem ser remanescentes de eventos deformacionais pré-Brasiliano ou estruturas relacionadas ao início da colisão.  $D_1$  é caracterizado por nappes e zonas de empurrão vergentes para o sul. A fase de deformação  $D_2$  é marcada pela pronunciada reativação do episódio  $D_1$  e está associada com um regime transpressivo que afetou toda a faixa.  $D_3$  provavelmente ocorreu após 600 Ma quando toda a faixa foi soerguida principalmente ao longo das zonas de cisalhamento regional. O perfil na Figura 5 ilustra a vergência dominante para sul, no sentido do Cráton do São Francisco.

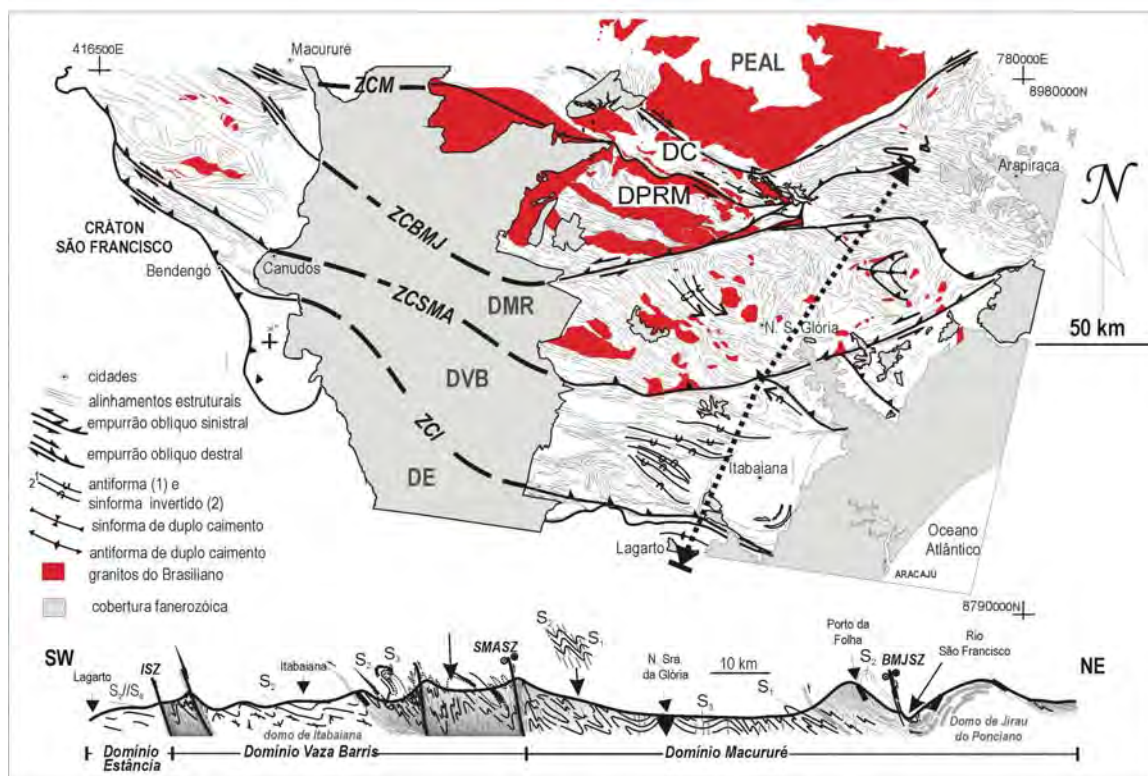


Figura 5 - Principais estruturas na Faixa Sergipana, com indicação dos domínios litoestratigráficos (PEAL- Pernambuco-Alagoas; DC- Canindé; DPRM- Poço Redondo e Maracá; DMR- Macururé; DVB- Vaza Barris; DE- Estância), e principais zonas de cisalhamento (ZCM- Macururé; ZCBMJ- Belo Monte-Jeremoabo; ZCSMA- São Miguel do Aleixo; ZCI- Itaporanga). Perfil indicado em mapa por linhas pontilhadas. Adaptado de Oliveira *et al.* (2010).

## Metalogênese

A Faixa Sergipana não é uma região com muita diversidade metalogenética. Além da exploração de calcário nos domínios Estância, Vaza Barris e Macururé, a principal vocação metalogenética é para depósitos de Ni, Cr e Cu hospedados em corpos máfico-ultramáficos. Ocorrências de Cr são conhecidas no corpo peridotítico da serra de Marancó (Menezes Filho *et al.* 1988a), no domínio Marancó, mas até hoje nenhuma jazida foi delimitada. Entretanto, são os complexos máfico-ultramáficos de Canindé e Serrote da Laje que têm o maior potencial metalogenético.

### COBRE E NIQUEL

No Complexo Canindé, datado em aproximadamente 700 Ma (Oliveira *et al.* 2010) e considerado como um complexo estratiforme alojado em ambiente continental (Oliveira & Tarney 1990), Tesch *et al.* (1980a,b) cubaram cerca de 17 milhões de toneladas de minério de Cu e Ni hospedados em rochas gabróicas (gabro, leucogabro, norito, olivina-gabro e troctolito). Os minerais de minério ocorrem disseminados e são representados por calcopirita e pentlandita, com quantidades subordinadas de cubanita, calcocita, esfarelita, covelita, ilmenita, pirrotita e pirita. Segundo esses autores, o minério foi classificado em tipo B e C, o primeiro com 0,34% Cu e 0,35% Ni e o segundo com 0,13% Cu e 0,17% Ni. Ainda de acordo com Tesch *et al.* (1980a), o complexo também tem potencial para elementos do grupo da platina, embora as análises químicas realizadas por esses autores tenham revelado teores totais de elementos do grupo da platina inferiores a 100 ppb.

## COBRE, OURO E FERRO

O Complexo máfico-ultramáfico Serrote da Laje é o mais relevante da Faixa Sergipana, pois desperta uma expectativa de exploração de aproximadamente 170 milhões de toneladas de Cu, Au e Fe a 0,51% Cu, 0,09g/t Au e 14,8% Fe (Aura Mineral Resources, 2010). O complexo dista 15 km a noroeste de Arapiraca, Alagoas, e está encaixado em gnaisses com granada, sillimanita, cordierita e biotita e em rochas calcissilicáticas seccionadas por folhas graníticas pegmatitos (Horbach & Marimon 1988). Essas rochas poderiam ser os equivalentes de grau metamórfico mais elevado daquelas do domínio Macururé, porém alguns autores preferem incluí-las no domínio Rio Coruripe, com idade incerta (Silva Filho & Torres 2002) ou policíclica do Arqueano ao Neoproterozóico (Brito *et al.* 2008). A mineralização de cobre-ouro está distribuída nos depósitos de Serrote e Caboclo, onde ocorre como disseminações em um complexo estratificado de hiperstenito, norito e gabro, ou muito concentrada em magnetitos maciços a semi-macifos. Nos dois depósitos, os sulfetos característicos são calcopirita, bornita, pirita e pirrotita (Fig. 6). A idade do complexo é ainda incerta. Segundo Brito *et al.* (2003) zircões detríticos nos paragnaisses encaixantes revelaram populações com 1778 e 1417 Ma, devendo o complexo máfico-ultramáfico ser mais novo que a última idade. Por outro lado, um gnaisse de alto grau forneceu idade U-Pb de 1998+/- 13 Ma em monazita, enquanto folha granítica intrusiva no mesmo gnaisse apresentou monazita com 573,5+/- 17 Ma (Brito *et al.* 2010). Ainda segundo esses autores, biotita e anfibólio das rochas máfico-ultramáficas apresentaram idades Ar-Ar mais antigas que 1,8 Ga e nos



Figura 6 - Aspectos de campo do depósito de cobre de Serrote da Laje. A) calcopirita disseminada em hiperstenito; B) aspectos das rochas máfico-ultramáficas no campo. Extraído de Aura Mineral Resources (2010).

intervalos 605-580 Ma e 545-560 Ma.

### FAIXA RIACHO DO PONTAL

A Faixa Riacho do Pontal está localizada ao norte do Craton São Francisco (Fig. 1), no limite dos Estados da Bahia, Piauí e Pernambuco, e estende-se desde Juazeiro (BA) e Petrolina (PE) ao sul, até São Raimundo Nonato (PI), a oeste, e Paulistana (PI), a norte. A ocorrência de uma faixa dobrada brasileira na margem norte do Cráton do São Francisco foi caracterizada pela primeira vez por Brito Neves (1975) e confirmada por Almeida (1977). A faixa é parcialmente encoberta, a noroeste, pela Bacia do Parnaíba e limitada ao norte pelo lineamento Pernambuco (Fig. 7), uma zona

de cisalhamento transcorrente dextral. A leste limita-se, de forma descontínua, com a Faixa Sergipana e o Maciço Pernambuco-Alagoas.

Souza *et al.* (1979) foram os que pela primeira vez designaram como Complexo Casa Nova o conjunto de supracrustais (mica-xistos e quartzitos) da Faixa Riacho do Pontal. Esta designação, em substituição aos termos anteriores de Grupos Salgueiro e Cachoeirinha, foi amplamente utilizada posteriormente, em trabalhos executados pela CPRM/DNPM dentro do PLGB-Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, na escala 1:100.000 (Angelim 1988, Santos & Silva Filho 1990, Gomes & Vasconcelos 1991, Figueirôa 1998).

O conceito original de uma faixa marginal brasileira na região, conforme proposição de Brito

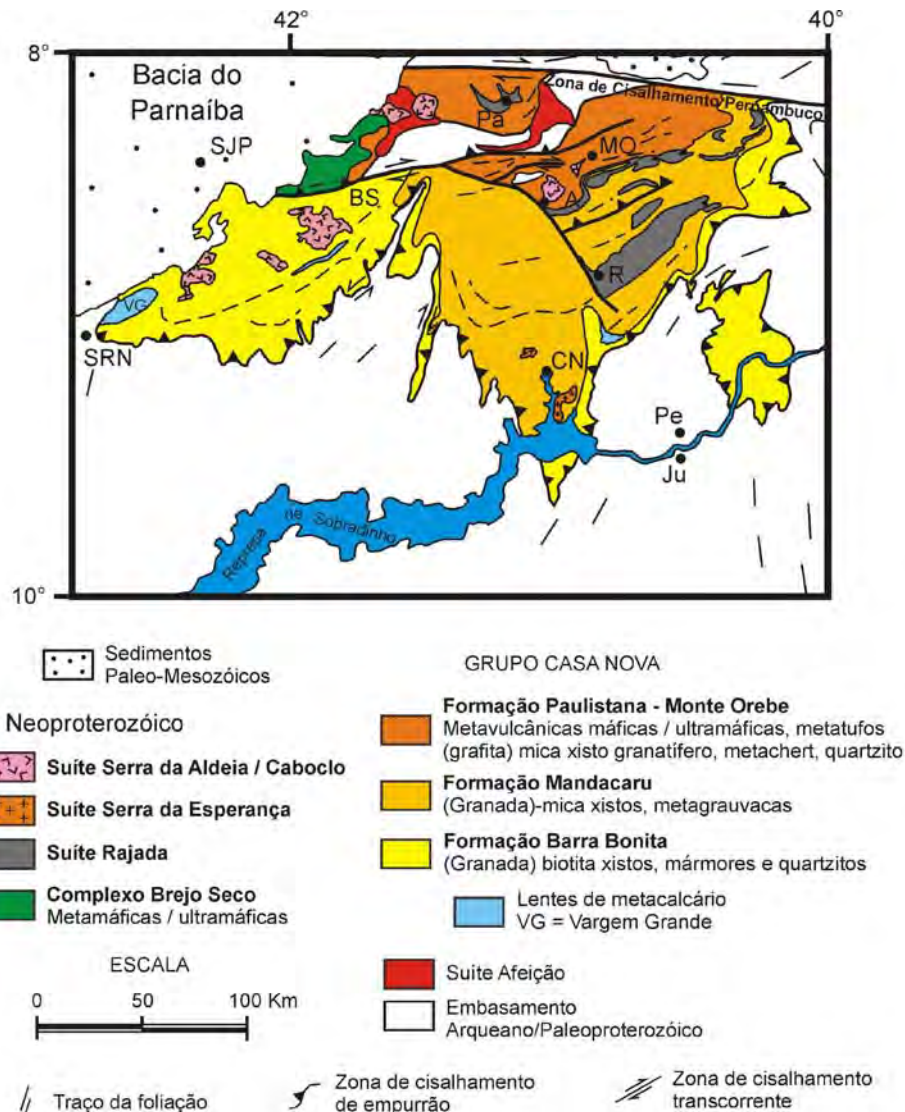


Figura 7 - Mapa geológico simplificado da Faixa Riacho do Pontal, segundo Schobbenhaus *et al.* 1995, Gomes 1990, Angelim & Silva Filho 1993, Angelim 2001 e Uhlein *et al.* 2010. Pe – Petrolina, Ju – Juazeiro, CN – Casa Nova, R – Rajada, A – Afrânio, MO – Monte Orebe, Pa – Paulistana, BS – Brejo Seco, SJP – São João do Piauí, SRN – São Raimundo Nonato.



Neves (1975), com supracrustais neoproterozóicas, foi contestado por Mascarenhas (1979), Jardim de Sá & Hackspacker (1980), Angelim (1988) e Gomes (1990), os quais alegaram que os mica-xistos e gnaisses da faixa seriam relacionados a uma orogênese paleoproterozóica. Defenderam, então, uma evolução policíclica, com sedimentação e deformação das supracrustais no Paleoproterozóico e retrabalhamento no Neoproterozóico (deformação transcorrente).

Jardim de Sá *et al.* (1992) reavaliaram relações de campo e buscaram novos dados geocronológicos na Faixa Riacho do Pontal, concluindo por uma deformação neoproterozóica para estruturas do tipo *nappe* (tectônica tangencial) de mica-xistos do Complexo Casa Nova. Angelim (2001) caracterizou rochas metavulcano-sedimentares na porção norte da Faixa Riacho do Pontal, denominando-as por Complexos Paulistana, Monte Orebe e Santa Filomena. Segundo Angelim (2001) estas rochas foram intrudidas por granitóides do tipo Afeição, um ortogneisse granodiorítico datado em 968 Ma.

Os trabalhos citados permitiram grande avanço no conhecimento da geologia da Faixa Riacho do Pontal, mas, apesar disto, esta ainda é uma das faixas orogênicas do Nordeste com menos informações geológicas, geocronológicas e geoquímicas robustas que sustentem a proposição de modelos evolutivos modernos.

## **Estratigrafia**

A Faixa Riacho do Pontal compreende um embasamento arqueano/ paleoproterozóico, constituído por gnaisses migmatíticos, e uma unidade de rochas supracrustais designada Complexo ou Grupo Casa Nova, formado por mica-xistos, quartzitos, metagrauvaca, metacalcários ou mármore, gnaisses e rochas metavulcânicas. Granitóides intrusivos, às vezes gnaissificados, são freqüentes, com geometria estratóide (*sills*) ou como plútons subverticais. Ocorre ainda o Complexo plutonovulcano sedimentar de Brejo Seco, com rochas metaltramáficas, metamáficas e mica-xistos.

## **EMBASAMENTO**

O embasamento predomina ao sul, constituindo a infraestrutura do Cráton do São Francisco, aflora próximo de Petrolina e Juazeiro e recebe o nome de Bloco Gavião (Barbosa & Sabaté 2002).

Ocorre na parte oriental da Represa de Sobradinho, onde constitui a porção setentrional do Bloco Gavião. Ocorre também ao norte da Faixa, nas proximidades do lineamento de Pernambuco, nos arredores de Paulistana-PI, onde confunde-se com gnaisses supracrustais do Grupo Casa Nova, intensamente deformado. Ainda mais ao norte, transiciona para o Maciço Pernambuco-Alagoas, constituindo parte da Província Borborema.

No embasamento, de modo geral, predominam ortogneisses do tipo TTG, em parte migmatizados, com bandas tonalíticas/granodioríticas e corpos leucograníticos. Bandas ou camadas de quartzitos, gnaisses calcissilicáticos, diques de anfibolitos, assim como granitóides (dioritos, sienitos, anortositos) podem ocorrer. As idades disponíveis indicam evolução no Arqueano com importante retrabalhamento no Paleoproterozóico. (Figueirôa & Silva Filho 1990, Barbosa & Dominguez 1996, Barbosa *et al.* 2003, Dantas *et al.* 2010). Zircões paleoarqueanos, de até 3,5 Ga, foram datados recentemente em xenólitos gabro-dioríticos em gnaisses (Dantas *et al.* 2010), demonstrando que algumas das rochas mais antigas do continente sul-americano pode estar presentes nesse fragmento cratônico.

Ao sul, o embasamento constitui o Cráton do São Francisco e não apresenta retrabalhamento neoproterozóico significativo. Ao norte, na região de Paulistana, no Piauí, o embasamento foi intensamente retrabalhado pela orogênese Brasileira, durante o Neoproterozóico, tendo sido envolvido na tectônica tangencial e transcorrente da Faixa Riacho do Pontal (Uhlein *et al.* 2010).

## **GRUPO CASA NOVA**

O Grupo Casa Nova reúne as rochas supracrustais da Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal, e é formado principalmente por metapelitos (mica-xistos, filitos), que compreendem biotita xistos, muscovita-biotita xistos e muscovita xistos, com variáveis proporções de plagioclásio, quartzo e porfiroblastos de granada, apresentando ainda opacos, grafita e turmalina. Localmente, também podem ocorrer cianita e estauroлита, nódulos de cordierita e cristais alongados de sillimanita, especialmente na região norte, entre Afrânio, Paulistana e Santa Filomena (Angelim 1988, Gomes & Vasconcelos 1991). Granitóides intrusivos, às vezes gnaissificados, são freqüentes, com geome-

tria estratóide (*sills*) ou como plútons subverticais associados aos metassedimentos desse Grupo.

O Grupo Casa Nova pode ser subdividido em três formações, de sul para norte, interdigitadas lateral e verticalmente conforme Angelim (1988), Gomes (1990), Gomes & Vasconcelos (1991), Angelim (1997), Oliveira (1998) e Uhlein *et al.* (2010).

#### Formação Barra Bonita

A Formação Barra Bonita, com biotita xistos, mármore e quartzitos, representa uma sedimentação marinha plataformar, ocorrendo ao sul, próxima do Cráton do São Francisco. Predominam biotita xistos de cor cinza, granulação fina a média, com quartzo, biotita, muscovita, feldspato e granada. Os mármore são cinza claro, fino a médio, e ocorrem em camadas maciças e bandadas, com carbonato (calcita), quartzo, muscovita, opacos e clorita. Mostram intercalações de mármore puros e níveis ou bandas de xistos calcíferos, com carbonato, quartzo, grafita, micas, actinolita, diopsídio e plagioclásio. Os metacarbonatos predominam a oeste, próximo de Vargem Grande e São Raimundo Nonato, mas aparecem também em toda a unidade sedimentar, formando lentes e camadas, às vezes com grande extensão lateral. Quartzitos esbranquiçados, xistosos, com muscovita e feldspatos, também ocorrem, principalmente na base, em contato com os gnaisses migmatizados do embasamento.

#### Formação Mandacaru

A Formação Mandacaru é constituída por mica-xistos, às vezes carbonáticos, com intercalações centimétricas a decimétricas de metagrauvas, representando uma sedimentação turbidítica. Os mica-xistos apresentam biotita, muscovita, granada e feldspatos. Localmente mostram intercalações de metapsamitos (grauvas) em camadas pouco espessas que mostram, às vezes, estratificação gradacional, sugerindo camadas turbidíticas. As metagrauvas são cinza claro, granulação média a grossa, com domínio de quartzo e matriz a base de muscovita/sericita, feldspato, granada e clorita.

#### Formação Paulistana-Monte Orebe

A Formação Paulistana-Monte Orebe é uma unidade vulcano-sedimentar que predomina ao

norte, sendo formada por metavulcânicas (xistos verdes metabasálticos, anfíbolitos, metatufos), metapelitos (grafita xistos, mica-xistos com granada, cordierita e silimanita, xistos carbonáticos), metachert, quartzitos, e quartzo xistos. A unidade vulcano-sedimentar (Angelim 1988, Gomes 1990) representa uma fácies dos metapelitos predominantes do Grupo Casa Nova, com maior expressão de rochas metamáficas, metassedimentos silicosos (*metacherts*), metaultrabásitos e metapelitos. Ortoanfíbolitos ocorrem, geralmente concordantes com os metapelitos, constituídos por anfíbolios e plagioclásio, apresentando cor verde e granulação fina, sugerindo basaltos metamorfizados. Quartzo-mica xistos granatíferos e quartzitos ou quartzo-xistos aparecem intercalados nos metavulcanitos (Angelim 1988). Rochas metaultrabásicas (talco, clorita, serpentina, carbonatos, anfíbolios e opacos), metatufos e brechas ocorrem localmente.

Um metatufos da Formação Paulistana-Monte Orebe, que aflora nos arredores de Afrânio, foi datado por Brito Neves & Van Schmus, pelo método U-Pb SHRIMP resultando na idade de 740 Ma (Brito Neves & Pedreira da Silva 2008). Este dado deve indicar a idade de sedimentação e vulcanismo do Grupo Casa Nova. Por outro lado, para Angelim (2001), o vulcanismo dos Complexos Paulistana, Santa Filomena e Monte Orebe é Mesoproterozóico, pois estas rochas estão intrudidas pelo granitóide Afeição, que foi datado em  $966 \pm 10$  Ma por Van Schmus *et al.* (1995) pelo método U-Pb (TIMS) em zircão. Para essa mesma amostra, foi obtida idade-modelo  $T_{DM}$  de 1,46 Ga com  $^{a}_{Nd}_{(0,97)} = + 0,1$  (ver também Santos *et al.* 2010).

As rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Monte Orebe são relevantes para a proposição de modelos geotectônicos e metalogenéticos. Moraes (1992) descreve as rochas metamáficas como fortemente deformadas, localmente milonitizadas, esverdeadas, com granulação fina a média e textura nematoblástica. São compostas por clinofíbolio (actinolita), andesina (An32-47), epidoto-zoisita e clorita. Os acessórios são quartzo, carbonato, titanita, granada, apatita e zircão. As metaultramáficas são cinza-esverdeadas, de textura nematolepidoblástica e granulação fina, compostas por clinofíbolio (tremolita), talco, clorita e serpentina, com opacos, carbonato, epidoto, titanita, apatita e zircão como acessórios. A litoquímica de elementos maiores e traços sugerem magmatismo toleítico de baixo potássio do

tipo MORB (Moraes 1992) para os protólitos das metamáficas e metaultramáficas, cujas semelhanças nos teores de P, Zr, Nb, Mn, Fe e números de Niggli sugerem derivação de magmas cogenéticos por diferenciação magmática. Nossos dados preliminares e inéditos das rochas metamáficas de Monte Orebe (Fig. 8) confirmam as assinaturas de basaltos oceânicos sugeridas por Moraes (1992), e abrem uma perspectiva de interpretação geotectônica dessas rochas como indicativas de uma zona de sutura. Entretanto, a idade da crosta oceânica ainda é incerta, devendo ser mais antiga que a idade do granitóide Afeição, que foi datado em  $966 \pm 10$  Ma, como comentado anteriormente.

#### GRUPO BREJO SÊCO

O Grupo Brejo Sêco ou Complexo Brejo Sêco ocorre nas proximidades da cidade de São João do Piauí, e trata-se de um complexo máfico-ultramáfico intrusivo, de porte médio, com aproximadamente 10 km de comprimento, metamorfisado na fácies xisto-verde. As encaixantes são supracrustais, que compreendem sequências turbidíticas, metavulcânicas e metassedimentos arenos-argilosos (Marimon 1990). O Complexo Máfico-Ultramáfico do Brejo Seco é composto por rochas ígneas metamorfizadas (principalmente actinolita-clorita xistos), sendo reconhecíveis como protólitos: dunito, gabro, harzburgito, troctolito e magnetitito. As rochas metabásicas do Complexo Brejo Seco possuem afinidade geoquímica toleitica de baixo potássio, característica de rochas de arco-de-ilhas (Marimon 1990). A associação supracrustal encontra-se por vezes milonitizada em faixas discretas e injetada por abundantes veios de quartzo concordantes à estruturação principal E-W, sugerindo relação com zonas de cisalhamento dúcteis transpressionais da Faixa Riacho do Pontal (Angelim 2001).

#### ROCHAS GRANITÓIDES

Rochas plutônicas de natureza granítica, presentes no Grupo Casa Nova, foram subdivididas em rochas relacionadas à tectônica tangencial e relacionadas à tectônica transcorrente (Angelim 1988, Gomes 1990). As rochas plutônicas sindeformação tangencial predominam a sul, sendo corpos concordantes com as encaixantes, geralmente estratóides, e mostrando estrutura gnáissica

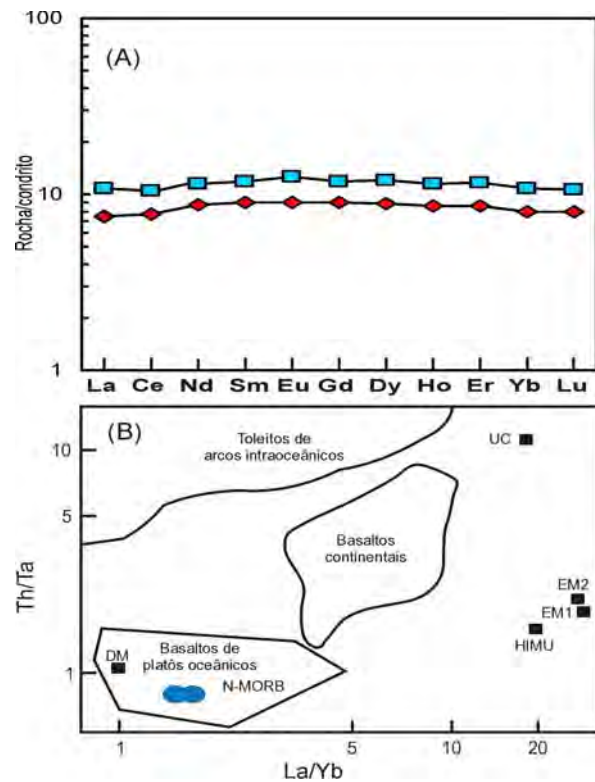


Figura 8 - Características geoquímicas preliminares de metamáficas de Monte Orebe (dados inéditos). A) diagrama de elementos do grupo Terras Raras normalizados aos condritos carbonosos de McDonough et al. (1992).; B) diagrama La/Yb vs. Th/Ta (Condie 2001, Oliveira et al. 2010a) mostrando afinidade geoquímica das amostras (elipses) com basaltos oceânicos do tipo N-MORB e distintos de basaltos de arco e continentais.

conspícua (granitóides tipo Rajada, a duas micas e mesocrático), composição tonalítica a granítica, com assinatura geoquímica sin-colisional cálcio-alcalina, de alta alumina. O magmatismo transcorrente é tardi a pós-colisional, mostrando composição monzo a sienogranítica, e caráter meta a peraluminoso alcalino (Angelim 1988).

Estudos mais recentes (Angelim 2001) descrevem pelo menos três gerações ou suites de intrusões graníticas neoproterozóicas na Faixa Riacho do Pontal, descritas a seguir.

#### Suíte Rajada

Essa suíte é formada por um magmatismo sin-colisional, composta por ortognaisses de composição tonalítica, granodiorítica e sienogranítica, a duas micas, cinza-claro, granulação fina a média, e localmente microporfirítica (Angelim 2001). A geometria dos corpos é estratóide, concordante à foliação regional, de baixo ângulo. O quimismo é

cálcio-alcalino a alcalino, de provável origem crustal sedimentar (Angelim 2001). Uma isócrona Rb-Sr composta, envolvendo rochas da região de Rajada e Dormentes (PE), de  $668 \pm 10$  Ma, representa uma estimativa de idade para essas intrusões (Jardim de Sá *et al.* 1992).

#### *Suíte Serra da Boa Esperança*

A Suíte Serra da Boa Esperança é constituída por um magmatismo sin a tardi-colisional situada próxima da Represa de Sobradinho, sendo caracterizada por sienitos e quartzo sienitos cinza esverdeados a rosados, de granulação fina a pegmatóide (Angelim 2001). São associados a diques graníticos, pegmatíticos e sieno-graníticos. As principais fases minerais são K-feldspato peritítico, quartzo, aegirina-augita, diopsídio, titanita, apatita, biotita magnésiana, winchita-richterita e magnetita (Plá Cid *et al.* 2000). A geometria dos corpos é ovalada a circular, mostrando foliação de baixo ângulo ou acamamento ígneo, com deformação localizada em zonas de milonitização.

O quimismo é alcalino ultrapotássico, sílica-saturado. Os padrões de elementos Terras Raras (ETR) apresentam Terras Raras leves fracionados e pesadas pouco fracionadas, desprovidas de anomalias de Eu. Seus diagramas multielementares apresentam enriquecimento em elementos LIL e anomalias negativas de Nb e Zr. Plá Cid *et al.* (2000) sugerem que a fonte dos magmas primários foi um manto previamente metassomatizado, com enriquecimento anômalo em ETR leves e elementos LIL.

Uma isócrona Rb-Sr em rocha total obtida por Jardim de Sá *et al.* (1996) forneceu uma idade de  $555 \pm 10$  Ma ( $Sr_i = 0,7068$ ), considerada como uma estimativa mínima e muito próxima, tanto da intrusão dos plúton em questão, quanto da deformação tangencial associada.

#### *Suíte Serra da Aldeia-Caboclo*

A Suíte Serra da Aldeia-Caboclo foi formada por um magmatismo tardi a pós-colisional de quimismo alcalino, com termos peralcalinos/shoshoníticos/potássicos, do tipo A – anorogênico, conforme Angelim (2001). É composta por sienito e K-feldspato granito cinza, creme ou avermelhado, de granulação fina a média ou microporfirítico, com diopsídio, aegirina, arfvedsonita, riebeckita, horn-

blenda e biotita como varietais. As intrusões diápiricas, ovais a circulares, apresentam caráter isotrópico, localmente com estruturas de orientação de fluxo. Pode ocorrer foliação incipiente e zonas de cisalhamento transcorrentes localizadas.

O sienito Caboclo, situado a nordeste da cidade de Afrânio (PE), forneceu uma isócrona Rb-Sr de  $634 \pm 8$  Ma (DNPM/CPRM in Jardim de Sá *et al.* 1992), mas são necessários estudos geocronológicos mais robustos para melhor caracterizar as fases magmáticas na Faixa Riacho do Pontal.

#### **Geologia estrutural e tectônica**

Pode-se descrever a evolução estrutural da faixa dobrada Riacho do Pontal em uma fase  $D_1$  tangencial e outra  $D_2$  transcorrente (Gomes 1990, Jardim de Sá *et al.* 1992, Uhlein *et al.* 2010).

A fase  $D_1$  apresenta transporte para o sul, em direção ao Cráton do São Francisco, e gerou uma xistosidade proeminente ( $S_1$ ), e uma lineação de estiramento orientada 320 a 350 Az em quartzoxistos, mica xistos e anfibolitos do Grupo Casa Nova. A faixa dobrada mostra uma estrutura homoclinal, com superposição de escamas tectônicas, que mostram foliação  $S_1$  aproximadamente leste-oeste, com mergulho para norte-noroeste. Minidobras assimétricas apertadas a isoclinais, dobras em bainha, e estruturas S/C, indicam transporte tectônico para o sul-sudeste. Estruturas S/C são freqüentes, conferindo um aspecto milonítico para os mica-xistos, especialmente ao sul, próximo do contato com o embasamento. Meso e macrodobras em escala de mapa geológico foram reconhecidas por Angelim (1988) e Gomes (1990). Destacam-se zonas de cisalhamento dúcteis com geometria de empurrão, de orientação E-W, com transporte para o sul, frontais ou oblíquas, dobras apertadas e rampas laterais. Localmente, pode-se reconhecer uma xistosidade  $S_1$  em microlitons e uma xistosidade  $S_2$ , como superfície de crenulação apertada, relacionadas ao evento tangencial. Esta fase é conspícua na porção sul de faixa dobrada (Angelim 1988, Gomes 1990, Santos & Silva Filho 1990, Jardim de Sá *et al.* 1992, Rocha & Fuck 1996, Oliveira 1998). Destaca-se a *klippe* de Barra Bonita, uma porção alóctone dos metassedimentos do Grupo Casa Nova (Formação Barra Bonita, com mica-xistos, quartzitos e calcários) mostrando foliação  $S_1$  subhorizontal, com aspecto sigmoidal, e estruturas S/C, diretamente em con-

tato com gnaisses do embasamento (Jardim de Sá *et al.* 1992). Esta deformação  $D_1$  está impressa em granitóides sintectônicos tipo Rajada, intrusivos nos metassedimentos, onde se observa a forte foliação  $S_1$  subhorizontal com lineações minerais, na forma de agregados lenticulares e alongados de quartzo e feldspatos.

O aumento do grau metamórfico para o norte, no sentido da cidade de Afrânio, e o mergulho da foliação para o norte, são compatíveis com um metamorfismo inverso em um contexto de *nappes*, variando da fácies xisto verde (ao sul) até fácies anfibolito (ao norte). A idade mais provável desta deformação é de aproximadamente  $555 \pm 10$  Ma, obtida em sienito da Suíte Serra da Esperança, intrusão sin a tardi-colisional nos mica-xistos do Grupo Casa Nova, próximo à cidade homônima (Jardim de Sá *et al.* 1992, Pla Cid *et al.* 2000). Em síntese, a deformação  $D_1$  da Faixa Riacho do Pontal mostra estruturas relacionadas a uma tectônica tangencial, consistente com o modelo de deformação progressiva dúctil, em regime não coaxial, com transporte de norte para sul.

A fase  $D_2$ , transcorrente, gerou o Lineamento Pernambuco, ou Zona de Cisalhamento Pernambuco, que é uma zona de cisalhamento transcorrente dúctil dextral com centenas de quilômetros de extensão, além de zonas de cisalhamento transcorrentes subordinadas, com geometria sigmoidal e anastomosada, foliação milonítica subvertical (E-W;  $90^\circ$ ) e lineação de estiramento subhorizontal ( $90; 10^\circ$  E) conforme Gomes (1990) e Uhlein *et al.* (2010). Essa zona de cisalhamento afetou os gnaisses e granitóides do embasamento e os xistos, metavulcânicas, anfibolitos e gnaisses do Grupo Casa Nova, com metamorfismo da fácies anfibolito. Sigmóides de foliação em escala regional, assim como assimetria de cristais deformados, sombras de pressão e foliações S/C indicam cinemática dextral (Angelim 1988, Gomes 1990, Oliveira 1998). Vauchez *et al.* (1995) descrevem o padrão sinuoso das zonas de cisalhamento dextrais dos lineamentos de Pernambuco e Patos, na Província Borborema, dando ênfase à foliação milonítica, sua cinemática, as condições metamórficas da deformação e história magmática associada. Vauchez & Egydio-Silva (1992) descrevem a estrutura da Zona de Cisalhamento de Pernambuco, na região de Floresta, cerca de 100 km a leste da faixa Riacho do Pontal, caracterizando uma deformação milonítica de alta temperatura,

com anatexia sintectônica em metassedimentos.

No Grupo Casa Nova observa-se um aumento do grau de metamorfismo de sul para norte, desde a fácies xisto verde alto, com biotita xistos granatíferos, que afloram ao norte da Represa de Sobradinho, na região de Casa Nova, até fácies anfibolito médio nas proximidades de Afrânio e principalmente Paulistana (PI). Porfiroblastos de cianita, estaurólita, cordierita e sillimanita são descritos por Angelim (1988) na região de Santa Filomena, indicando condições metamórficas da fácies anfibolito. Este metamorfismo crescente para o norte está associado a tectônica tangencial (fase  $D_1$ ), e representa um metamorfismo inverso, onde escamas tectônicas superiores, situadas ao norte, mostram metamorfismo mais elevado do que as escamas basais, situadas ao sul.

Segundo Angelim (1988) o metamorfismo associado a deformação  $D_2$  é da fácies xisto verde, com formação de muscovita/sericita, clorita. Para Vauchez & Egydio-Silva (1992), a Zona ou Lineamento de Pernambuco configura uma zona de cisalhamento de alta temperatura, com formação de sillimanita nos metassedimentos milonitizados e início de anatexia.

Uma seção geológica da Faixa Riacho do Pontal mostra seus principais elementos tectônicos (Fig. 9), conforme Gomes (1990), Uhlein *et al.* (2008) e Uhlein *et al.* (2010). Ao sul, destaca-se um *fold-and-thrust belt* (domínio ou zona externa), com predomínio de rampas frontais de baixo ângulo, *nappes* e rampas laterais, envolvendo as Formações Barra Bonita e Mandacarú. Destaca-se a *klipe* da Barra Bonita, uma porção alóctone do Grupo Casa Nova. No domínio interno, destacam-se as rochas vulcano-sedimentares da Formação Paulistana-Monte Orebe e o Complexo de Brejo Seco envolvidos na deformação tangencial profunda (*thickskined*), que afeta também o embasamento, assim como zonas de cisalhamento subverticais transcorrentes destróginas da Zona de Cisalhamento de Pernambuco (a oeste) e outras transcorrências subordinadas, possivelmente ramificadas, que afetam, igualmente, o embasamento e as supracrustais do Grupo Casa Nova.

Um modelo tectônico para a Faixa Riacho do Pontal, proposto por Oliveira (1998) sugere, durante o Neoproterozóico: (i) o desenvolvimento de uma margem passiva, com sedimentação marinha rasa e profunda, sedimentação turbidítica, possivelmente numa rampa ou talude oceânico, e pro-

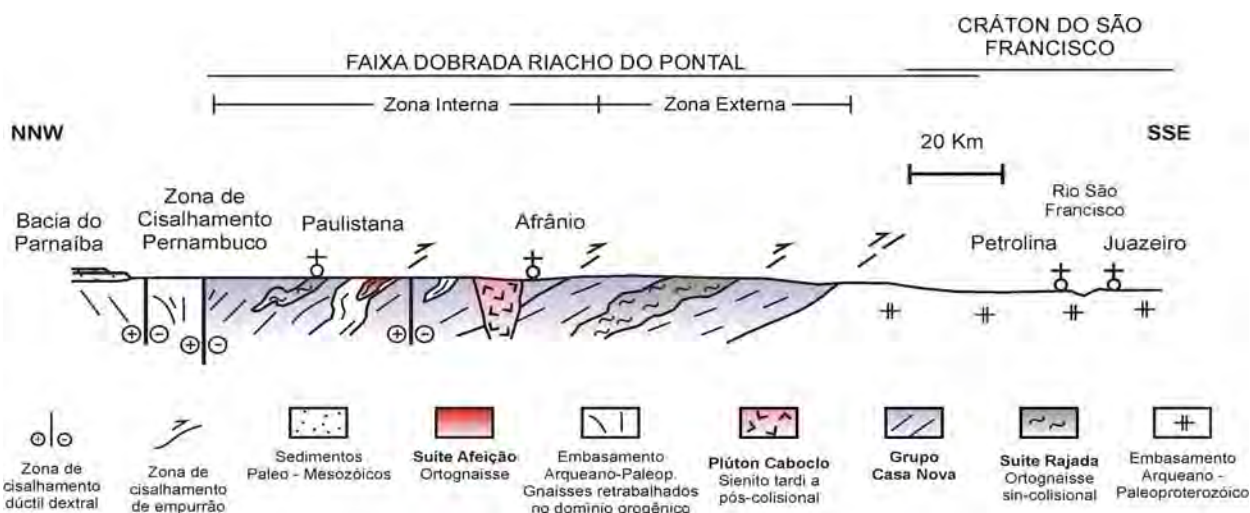


Figura 9 - Seção geológica da Faixa Riacho do Pontal e porção norte do Cráton do São Francisco, com indicação dos domínios externo e interno da faixa dobrada. Segundo Uhlein et al. (2010).

vável formação de crosta oceânica (rochas ultramáficas e máficas de Brejo Seco e Monte Orebe); (ii) fechamento do oceano, com subducção e inversão tectônica da bacia; (iii) colisão entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas, gerando o cinturão de cavalgamentos e *nappes* no domínio externo e as zonas de cisalhamento dúctil com rejeito de empurrão, que envolvem o embasamento, assim como transcorrências dextrais, subverticais, na porção interna da faixa dobrada Riacho do Pontal. Entretanto, a região é ainda muito carente de pesquisas geocronológicas e, principalmente, estudos litogeoquímicos sobre as rochas máficas e ultramáficas.

### Metalogênese

Na região da Faixa Riacho do Pontal foram encontrados e catalogados indícios diretos de mineralizações de níquel, vermiculita, calcário, talco e grafita, além de indícios geoquímicos de concentrações anômalas de ouro, cobre, zinco, chumbo, estanho e cromo. Destacam-se o depósito de níquel laterítico de Brejo Seco, no município de Capitão Gervásio de Oliveira - PI, e a jazida de vermiculita de Massapê, município de Paulistana - PI. A Carta Metalogenética / Previsional da Folha Aracaju (Angelim 2001) aponta algumas áreas mineralizadas ou com potencialidade de abrigar depósitos minerais na Faixa Riacho do Pontal, sugeridas por anomalias geoquímicas, geofísicas, critérios petrológicos, ambiência geológica e *status* do jazimento. A partir desses dados, pode ser identificado potencial para Au, Cu, Cr e Ag no Complexo

Brejo Seco, talco e Au no Complexo Monte Orebe, e concentrações anômalas de Ba e Au em zonas de cisalhamento da faixa dobrada.

### NÍQUEL

O Complexo de Brejo Seco ocorre nas proximidades da cidade de São João do Piauí, no município de Capitão Gervásio Oliveira - PI, e trata-se de um Complexo Máfico-Ultramáfico intrusivo, de porte médio, com aproximadamente 10 km de comprimento, metamorizado na fácies xisto-verde. As encaixantes são supracrustais que compreendem sequências turbidíticas, vulcânicas e arenosas (Marimon 1990). Juntamente ao complexo intrusivo, essas rochas são englobadas na Unidade ou Grupo Brejo Seco, aflorante por aproximadamente 40 km na direção E-W (Moraes & Figueirôa 1998). As rochas metabásicas do Complexo Brejo Seco possuem afinidade geoquímica toleítica de baixo potássio, característica de rochas de arco-de-ilhas (Marimon 1990).

O Complexo Máfico-Ultramáfico do Brejo Seco é composto por rochas ígneas metamorizadas (principalmente actinolita-clorita xistos), sendo reconhecíveis como protólitos: dunito, gabro, harzburgito, troctolito e magnetitito. A associação supracrustal encontra-se, por vezes, milonitizada em faixas discretas e injetada por abundantes veios de quartzo concordantes à estruturação principal E-W, sugerindo relação com zonas de cisalhamento dúcteis transpressionais da Faixa Riacho do Pontal (Angelim 2001).

Ocorrências de mineralizações de níquel garni-

erítico no Complexo Brejo Seco foram investigadas pela CONDE-PI, em data ignorada, e seguidas por Ferran & Cunha (1972, *in* Marimon 1990), que cubaram a jazida de São João do Piauí, na Serra do Bacamarte. Atualmente é reconhecida uma jazida semelhante na Serra do Bacamarte, desenvolvida sobre dunito da Zona Ultramáfica do complexo (Santos 1984), cuja reserva medida é da ordem de 20.007.510 t com teor de 1,56% Ni (Anuário Mineral Brasileiro 1997, Santos 1984). O mineral-minério é do tipo silicatado, ocorrendo sob a forma de garnierita nas lateritas que capeam um corpo serpentínico (Angelim 2001).

A cobertura laterítica consiste em blocos de sillexito imersos em uma matriz argilosa pulverulenta, de cor amarelo-ocre a vermelho-escura, com trama do tipo *boxwork*. O minério enriquecido concentra-se em meia-encostas e depressões entre cristas. Do topo para o base, o perfil típico é de uma delgada cobertura laterítica que recobre um colúvio de até 3 metros, seguido pela zona mineralizada que constitui um saprólito com abundantes blocos de rocha alterada e silicificada, cuja espessura em geral excede 15 metros. Na base, ocorre o serpentinito parcialmente silicificado, pobre em níquel (Moraes & Figueirôa 1998).

A Vale iniciou estudos de pré-viabilidade na ocorrência de Brejo Seco em 2003, implantando a fase de pesquisa do depósito de níquel laterítico desde então. A descoberta e prospecção, por essa mesma empresa, da jazida de calcário de Umbuzeiro, no município de Dom Inocêncio – PI, próximo à jazida de níquel, tornou-se importante e fundamental para a viabilidade do projeto, uma vez que este insumo é utilizado no processo de tratamento do níquel.

#### *COBRE, ZINCO E OURO*

Na Fazenda Carnaíba, município de São João do Piauí, essa associação foi detectada em *gossan* pouco espesso, associado a rochas do Complexo Brejo Seco (Moraes & Figueirôa 1998). Marimon (1990) apresenta resultados que revelam indícios de ouro na área de Brejo Seco, principalmente relacionado às zonas de cisalhamento.

#### *OUTROS DEPÓSITOS*

Na Faixa Riacho do Pontal registra-se ainda mineralizações de amianto em serpentinitos do

Complexo Brejo Seco e de vermiculita em corpos máfico-ultramáficos intrusivos no Grupo Casa Nova. No primeiro, o minério é representado por fibras de crisotila em veios irregulares, com reserva indicada de 296.000 t de minério (Figueirôa 1998, *in* Angelim 2001). No segundo, a atividade de exploração das reservas pela Eucatex encerraram-se em 2008 e estudos prévios indicam que a mineralização resultou de reações metassomáticas entre as rochas máfico-ultramáficas e veios pegmatíticos e foi atribuída à alteração de biotita e flogopita em vermiculita (Parente & Oliveira 1986), sendo estes os critérios para pesquisas futuras deste tipo de mineralização na faixa.

#### **FAIXA RIO PRETO**

A Faixa Rio Preto está situada na porção noroeste da Bahia, na região limítrofe com o Piauí (Fig. 1). A cidade de Formosa do Rio Preto, na porção central da faixa dobrada, cerca de 150 km ao norte da cidade de Barreiras, é o município baiano mais distante da capital do Estado, Salvador (cerca de 1.030 km).

A Faixa Rio Preto figura ainda como a região orogênica menos estudada no contexto do Cráton do São Francisco e suas faixas dobradas marginais. Alguns trabalhos pioneiros de âmbito regional e mapeamento geológico básico foram realizados na segunda metade do século passado (Moutinho da Costa *et al.* 1971, Santos *et al.* 1977, Inda & Barbosa 1978). Nesses trabalhos, foram identificados os principais elementos litoestratigráficos e geotectônicos do oeste baiano, ainda no contexto da escola geossinclinal. Dessa forma, os metassedimentos de baixo grau aflorantes no vale do Rio Preto foram englobados sob a denominação Grupo Rio Preto, situados na zona miogessinclinal. Inda & Barbosa (1978) estenderam a estratigrafia do Grupo Bambuí levantada na Serra do Ramalho para todo o oeste baiano.

Egydio-Silva (1987), em sua tese de doutorado, efetuou um importante trabalho na região da Faixa Rio Preto e na cobertura cratônica do Grupo Bambuí, delineando os principais aspectos litoestratigráficos, estruturais e tectônicos do noroeste da Bahia. Este autor realocou grande parte do Grupo Rio Preto na base do Grupo Bambuí (Formação Canabrinha), considerando o restante do Grupo Rio Preto como correlato ao Grupo Chapa-da-Diamantina, do Mesoproterozóico. Uma com-

partimentação em cinco domínios estruturais foi proposta por Egydio-Silva (1987) para o noroeste baiano, separados por grandes falhas, em função do grau metamórfico e do tipo de deformação predominante. Assim, foram individualizados, de sul para norte: (i) o Domínio Cratônico, com rochas carbonáticas subhorizontais (Formação São Desidério, Grupo Bambuí); (ii) o Domínio Pericratônico, com metassedimentos do Grupo Bambuí mostrando dobras assimétricas vergentes para o sul; (iii) o Domínio Distal de Vergência Centrífuga, constituído pela Formação Canabrinha, com três fases de deformação e estrutura em leque assimétrico; (iv) o Domínio Interno, constituído pelo Grupo Rio Preto e, (v) o Domínio do Embasamento, com gnaisses do embasamento arqueano/paleoproterozóico (Complexo Cristalândia do Piauí) re-trabalhados no Ciclo Brasileiro.

Durante os anos 90, a litoestratigrafia proposta por Egydio-Silva (1987) foi utilizada no Programa de Levantamentos Geológicos Básico da CPRM, especialmente no mapeamento das folhas Formosa do Rio Preto, Santa Rita de Cássia, Curimatá, Corrente e Xique-Xique (Andrade Filho *et al.* 1994, Arcanjo & Braz Filho 1999).

Mais recentemente, destacam-se os trabalhos de Uhlein *et al.* (2008) e a dissertação de mestrado de Caxito (2010), sobre a geologia regional e evolução tectônica da Faixa Rio Preto, assim como os trabalhos de graduação de Sanglard *et al.* (2008) e Gonçalves-Dias & Mendes (2008). Nestes trabalhos o Grupo Rio Preto é redefinido, englobando as formações Canabrinha e Formosa, cuja sedimentação é interpretada como de idade neoproterozóica.

## Estratigrafia

### EMBASAMENTO

O embasamento tectono-estratigráfico da Faixa Rio Preto é representado a norte pelo Complexo Cristalândia do Piauí (Arcanjo & Braz Filho 1994), composto por biotita-gnaisses e anfíbolitos. Aflores também a nordeste, constituído por granitos, gnaisses e migmatitos, na região de Mansidão (Fig. 10), entre as serras do Boqueirão e do Estreito (Complexo Gnáissico-Migmatítico, Arcanjo & Braz Filho 1999). Essas rochas apresentam evolução arqueana a paleoproterozóica, com re-trabalhamento no Ciclo Brasileiro.

Na região cratônica, a sul de Barreiras, o embasamento também aflora na janela estratigráfica/estrutural de Correntina - BA, onde ocorrem gnaisses, migmatitos, anfíbolitos e granitos, recobertos, em parte, pelo Grupo Bambuí.

### GRUPO RIO PRETO

A Faixa Rio Preto (Fig. 10) é constituída pelo Grupo Rio Preto (Santos *et al.* 1977, Egydio-Silva 1987), redefinido e subdividido nas formações Canabrinha, ao sul, e Formosa, a norte (Uhlein *et al.* 2008, Caxito 2010). Em comparação às unidades correlatas das outras faixas dobradas marginais ao Cráton do São Francisco, pode ser atribuída uma idade neoproterozóica (~900-750 Ma) para a deposição do Grupo Rio Preto. Baseado em dados gravimétricos, Egydio-Silva (1987) estimou uma espessura de aproximadamente 7.500 m para o Grupo Rio Preto.

A nordeste, no mapa geológico da Figura 10, afloram quartzitos, metassiltitos, filitos grafitosos e sericita xistos do Grupo Santo Onofre (Porcher 1970), que sustentam a Serra do Boqueirão, de orientação NNW-SSE, considerada como a terminação noroeste da Cordilheira do Espinhaço Setentrional (Inda & Barbosa 1978, Egydio-Silva 1987, Schobbenhaus 1996). Ocorrem quartzitos puros a feldspáticos e micáceos, com lentes e camadas de filitos, às vezes carbonosos ou grafitosos. Apresentam duas ou três fases de deformação e metamorfismo da fácies xisto verde. O Grupo Santo Onofre foi correlacionado ao Supergrupo Espinhaço por Inda & Barbosa (1978) e Egydio-Silva (1987). Entretanto, Schobbenhaus (1996) considera o Grupo Santo Onofre como equivalente do Grupo Macaúbas, representando uma sedimentação gravitacional turbidítica neoproterozóica (~900-750 Ma). Neste sentido, poderia ser um equivalente do Grupo Rio Preto, conforme a descrição deste trabalho. Arcanjo & Braz Filho (1999) englobam os mica-xistos, filitos e quartzitos aflorantes entre as Serras do Estreito e do Boqueirão no Grupo Rio Preto. Da mesma forma, os xistos das proximidades de Campo Alegre de Lourdes - BA poderiam ser, tentativamente, correlacionados ao Grupo Rio Preto.

### Formação Canabrinha

A Formação Canabrinha foi definida por



Egydio-Silva (1987) como a unidade basal do Grupo Bambuí e correlacionada à Formação Bebedouro, base do Grupo Una na Bahia. Uhlein *et al.* (2008) e Caxito (2010) retiraram a Formação Canabrinha da base do Grupo Bambuí e a posicionaram no Grupo Rio Preto redefinido. Esses autores descrevem que a Formação Canabrinha tem grande espessura, metamorfismo e deformação significativos, ou seja, características de deposição e evolução estrutural em contexto de faixa dobrada, em contraste com a Formação Bebedouro, que ocorre em contexto cratônico. Mesmo que as duas unidades apresentem correlação crono-estratigráfica, o contexto tectônico e sedimentar é bastante diferente. Portanto, é mais coerente que a Formação Canabrinha seja correlacionada às formações portadoras de diamictitos das outras faixas dobradas brasileiras (p. ex., formações basais do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí, Formação Capitão-Palestina na Faixa Sergipana).

A Formação Canabrinha ocorre na porção sul da Faixa Rio Preto, iniciando-se a norte de Cariparé e seguindo para norte por aproximadamente 40 km (Fig. 10). Está confinada a duas grandes estruturas disruptivas que marcam o seu cavalgamento sobre a Formação Formosa a norte, e sobre a Formação Serra da Mamona (Grupo Bambuí) a sul. A Formação Canabrinha é constituída por quartzitos piritosos, feldspáticos e carbonáticos, com intercalações de filitos, metassiltitos micáceos e metadiamictitos, e caracteriza-se por um metamorfismo de grau fraco a médio além de uma geologia estrutural complexa.

Nos metadiamictito predominam clastos de carbonato, gnaiss, quartzo e quartzito, sendo comuns também os de granitóides (*sensu lato*), geralmente angulosos a subarredondados, muitas vezes estirados tectonicamente. A matriz é formada por quartzo (silte), carbonato e mica branca orientados. Os metadiamictitos estão intercalados em quartzitos e metapelitos com estratificação plana, cruzada e gradacional, variando de granulometria grossa a fina. Esse conjunto de litotipos e estruturas sedimentares é interpretado como o produto de fluxos gravitacionais de lama e correntes de turbidez em uma bacia do tipo *rift* (Uhlein *et al.* 2008, Caxito 2010).

#### *Formação Formosa*

A Formação Formosa corresponde ao Grupo Rio

Preto no sentido de Egydio-Silva (1987) e ocorre na porção setentrional do cinturão brasileiro, iniciando a sul do rio homônimo e estendendo-se por aproximadamente 20 km a norte, em direção à divisa entre os estados da Bahia e Piauí (Fig. 10). É composta por (granada) mica-xistos, metapelitos, quartzitos micáceos, e, localmente, intercalações de *metacherts* ferro-manganesíferos e epidoto-actinolita-clorita xistos (xisto verde). Esses litotipos registram um metamorfismo de fácies xisto verde a epidoto-anfibolito (~500 °C, 2-5 Kbar, 10-20 km de profundidade na crosta; Caxito 2010). É importante observar que não existe lacuna metamórfica importante entre as formações Canabrinha e Formosa, com o primeiro aparecimento de granada já na porção norte da Formação Canabrinha.

Na fazenda Angico, a oeste de Formosa do Rio Preto, ocorre uma faixa de epidoto (clinzoisita)-anfibolitos que pode atingir até 200 m de espessura estimada, intercalados tectonicamente entre granada-mica xisto e metarrilito areno-pelítico da Formação Formosa. Essas rochas foram identificadas por Egydio-Silva (1987), e desde então são consideradas, por muitos autores, como peça-chave para a compreensão da evolução geodinâmica da Faixa Rio Preto (Egydio-Silva 1987, Fuck *et al.* 1993). Essas rochas foram objeto de estudos petrográficos, litoquímicos e geocronológicos detalhados (Caxito 2010).

#### *GRUPO BAMBUI*

As formações pertencentes ao Grupo Bambuí no oeste baiano podem ser facilmente reconhecíveis ao longo de um perfil regional entre São Desidério e Riachão das Neves (Egydio-Silva 1987, Egydio-Silva *et al.* 1989), incluindo, da base para o topo: (i) Formação São Desidério, correlacionada à Formação Lagoa do Jacaré; (ii) Formação Serra da Mamona, correlacionada à Formação Serra da Saudade e, (iii) Formação Riachão das Neves, correlacionada à Formação Três Marias. Próximo de Cariparé, os metassedimentos da cobertura cratônica (Grupo Bambuí) são cavalgados pelos metassedimentos da Faixa Rio Preto (Formação Canabrinha).

Na região que se estende de Cariparé a São Desidério (Fig. 10), as rochas do Grupo Bambuí apresentam um metamorfismo de grau incipiente a fraco e uma única fase de deformação (Domínio

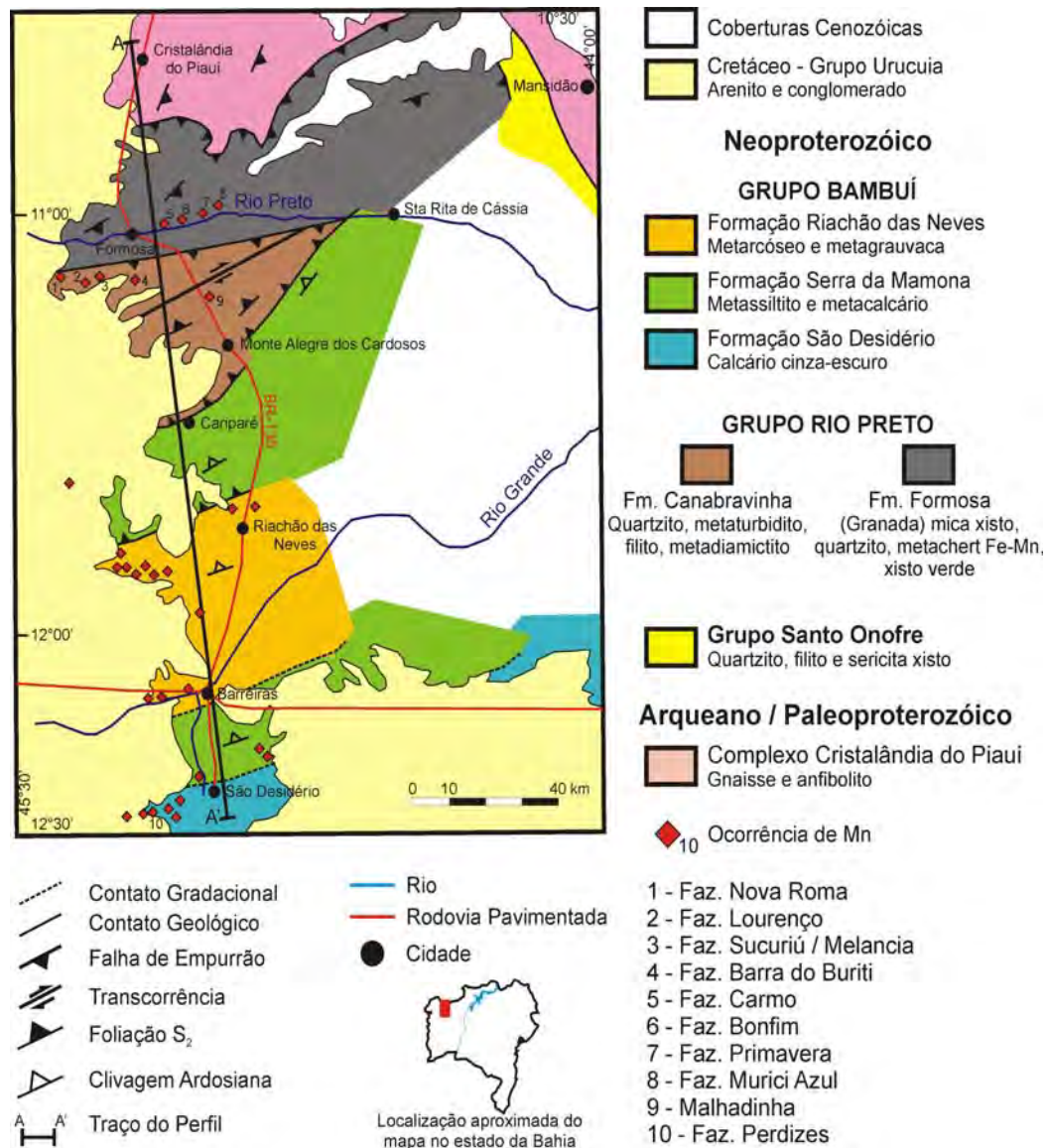


Figura 10 – Mapa geológico regional simplificado da Faixa Rio Preto e porção adjacente do Cráton do São Francisco, noroeste do estado da Bahia. Modificado de Egydio-Silva (1987), Egydio-Silva et al. (1989) e Caxito (2010). A-A' seção geológica da Figura 11.

Pericratônico de Egydio-Silva 1987). A partir dessa área, para o sul, prevalece a subhorizontalidade das camadas e um metamorfismo extremamente fraco (Domínio Cratônico).

#### Formação São Desidério

A Formação São Desidério ocorre ao sul da cidade de Barreiras e constitui-se de calcários cinza-escuros com intercalações de margas e siltitos, atingindo até 450 m de espessura estimada na região pericratônica (Egydio-Silva 1987). Predominam calcários escuros oolíticos e intraclásticos, com marcas onduladas, sobrepostos por calcários preto com nódulos centimétricos de *chert*, intercala-

dos a margas e siltitos.

#### Formação Serra da Mamona

A Formação Serra da Mamona é marcada pela alternância entre camadas de metacarbonatos e metapelitos, metassiltitos esverdeados, metacalcários negros, metamargas e ardósias micáceas, além de níveis de metarenitos finos, na base. A espessura total estimada, calculada por Egydio-Silva (1987) através do perfil geológico, chega a 3.000 m, mas o autor chama a atenção para o fato de se tratar de região tectonicamente deformada e, portanto, esse valor deve ser considerado com cautela.

**Formação Riachão das Neves**

A partir da cidade de Barreiras em direção a Riachão das Neves, ocorre o aumento gradativo da granulometria dos sedimentos e esses passam a apresentar grandes quantidades de feldspatos e fragmentos líticos em sua composição, caracterizando assim os metarcóseos e metagrauvascas da Formação Riachão das Neves, com espessura estimada de 4.000 m. Egydio-Silva (1987) avaliou a granulometria dos metarenitos como areia média (0,25 a 0,5 mm), constituídos por grãos de quartzo, feldspato (principalmente plagioclásio), carbonatos e sericita, e como principais acessórios, zircão, titanita, turmalina e clorita. Fragmentos líticos de quartzito e sericita-xisto também podem ocorrer.

**GRUPO URUCUIA E COBERTURAS CENOZÓICAS**

Sobre as unidades neoproterozóicas da região, repousa em discordância erosiva e angular o Grupo Urucuia, constituído por arenitos e conglomerados fluviais e eólicos de idade cretácea. Recobrimdo as demais unidades ocorrem depósitos de sedimentos inconsolidados alúvio-eluvionares de idade plio-pleistocena, predominantemente areno-argilosos, às vezes lateritizados.

**Geologia estrutural e tectônica**

Na região noroeste da Bahia, um perfil S-N de São Desidério até Cristalândia do Piauí, pela BR-135, permite um exemplo didático da transição cráton / faixa dobrada (Fig. 11). As camadas do Grupo Bambuí passam de horizontalizadas no Do-

mínio Cratônico, próximo a São Desidério, para dobradas em estilo flexural e concêntrico no Domínio Pericratônico, entre Barreiras e Riachão das Neves, com xistosidade plano-axial mergulhante para NNW. Nas proximidades de Cariporé as dobras tornam-se progressivamente mais apertadas, até que, no Grupo Rio Preto, observam-se dobras similares apertadas a isoclinais, e deformação complexa, envolvendo três fases distintas. Na porção mais interna da faixa dobrada aflora o embasamento gnáissico do Complexo Cristalândia do Piauí, com o desenvolvimento de estruturas altamente dúcteis e até quatro fases de deformação impressas (Egydio-Silva 1987, Caxito 2010).

O grau metamórfico cresce igualmente de sul para norte, partindo de metamorfismo nulo a incipiente na região cratônica, para a fácies xisto-verde na porção sul da faixa Rio Preto e atingindo a transição para a fácies anfífolito na porção interna da faixa dobrada, situada ao norte.

A Faixa de Dobramentos Rio Preto apresenta-se como uma grande estrutura em leque assimétrico divergente (Fig. 11), com um domínio sul bem desenvolvido, com clara vergência para o Cráton do São Francisco, e um domínio norte mais curto, mostrando vergência para o norte, onde o Grupo Rio Preto cavalga, em baixo ângulo, os gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí (Egydio-Silva 1987). Essa estruturação é resultado de uma complexa evolução estrutural, que gerou três foliações secundárias distintas, associadas a dobramentos e sistemas de falhas de empurrão, oblíquas e transcorrentes. O acervo estrutural da Faixa Rio Preto aponta para uma evolução polifásica exclusivamente atribuída à tectogênese monocíclica Brasileira (600-540 Ma), como demonstrado pelas datações

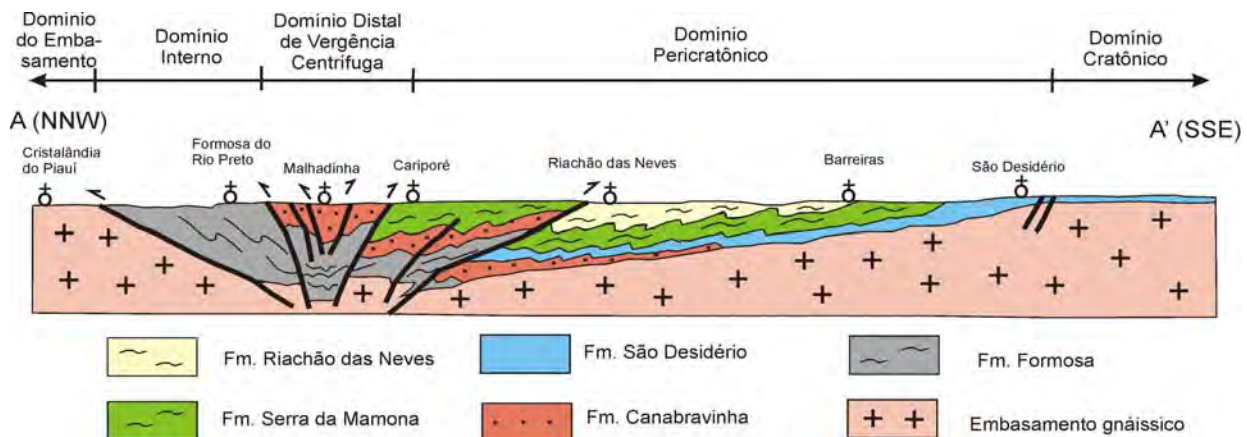


Figura 11 - Seção geológica da Faixa Rio Preto e o embasamento, com indicação dos domínios estruturais da faixa. Adaptado de Egydio-Silva (1987). Ver Figura 10 para localização da seção geológica.

K-Ar de Egydio-Silva (1987). Além disso, a principal xistosidade presente na Formação Canabravinha ( $S_2$ ) pode ser identificada também no Grupo Bambuí, cobertura cratônica de idade neoproterozóica.

No domínio da cobertura cratônica, ao sul, situado entre Cariparé e São Desidério, há registro de uma fase deformacional marcada pela geração de dobras inclinadas, com vergência para SSE. Associada a estas dobras ocorre uma clivagem ardósiana plano-axial, orientada N60 a 70E, com mergulho de aproximadamente 50° para NW, às vezes subvertical. As dobras são assimétricas, com flanco longo, com acamamento mostrando mergulho menor do que a xistosidade plano-axial, e flanco curto, onde o acamamento ocorre subverticalizado, com mergulho maior do que a xistosidade plano-axial. Os eixos dos dobramentos ocorrem orientados segundo WSW-ENE, com caimento suave para ENE e WSW (Egydio-Silva 1987). Falhas inversas, com transporte para o sul, podem inverter a estratigrafia dentro da cobertura cratônica. Mais para o sul, em direção a São Desidério, as dobras assimétricas passam a simétricas com fraca vergência, até um predomínio de camadas subhorizontais a sul dessa cidade.

Egydio-Silva (1987) reconheceu a Zona de Cisalhamento de Cariparé, próximo à cidade homônima, como a feição limítrofe cráton / faixa dobrada na região da Faixa Rio Preto, aproximadamente 60 km a sul do limite anteriormente proposto por Almeida (1977). A Zona de Cisalhamento dúctil-rúptil de Cariparé, com atitude N70E/45NW, apresenta movimentação frontal inversa com topo para sudeste, que coloca as rochas da Formação Canabravinha, a noroeste, sobre as rochas do Grupo Bambuí, a sudeste.

Na porção central da faixa dobrada, entre Formosa do Rio Preto e Malhadinha, ocorre uma zona de cisalhamento sub-vertical de orientação ENE, denominada Zona de Cisalhamento Malhadinha – Rio Preto (Gonçalves-Dias & Mendes 2008, Caxito 2010, Caxito *et al.* 2010). Essa zona de cisalhamento é materializada por quartzitos miloníticos de baixa temperatura, e apresenta cinemática destrógiro revelada pela assimetria de estruturas em planta, afloramento, lâmina delgada e também pelo padrão de orientação cristalográfica de quartzo (Caxito 2010, Caxito *et al.* 2010). Essa zona de cisalhamento joga a Formação Canabravinha, a sul, sobre a Formação Formosa, a norte, através

de movimento oblíquo destrógiro com topo para norte (Fig. 11).

Podem ser distinguidas três fases deformacionais distintas, possivelmente progressivas (*sensu* Passchier & Trouw 1996), na evolução estrutural e tectônica da Faixa Rio Preto (Egydio-Silva 1987, Caxito 2010, Caxito *et al.* 2010).

A fase  $D_1$  gerou a foliação penetrativa  $S_1$ , que em geral é paralela a  $S_0$ . Pouco pode ser dito sobre as estruturas e o significado tectônico dessa fase, devido à escassez de dados e a generalizada transposição posterior.

A fase  $D_2$  é responsável pelo desenvolvimento da foliação penetrativa  $S_2$ , além da marcante estruturação em leque de dupla vergência da Faixa Rio Preto. Essa fase gerou dobras em um gradiente de estilo que variam de suaves e concêntricas no Grupo Bambuí cratônico, tornando-se progressivamente mais apertadas à medida que se aproxima da Zona de Cisalhamento de Cariparé, feição limítrofe cráton / faixa dobrada, até dobras similares apertadas a isoclinais, parcialmente a totalmente transpostas, nas rochas do Grupo Rio Preto. Essa fase gerou, também, as grandes estruturas dúcteis / rúpteis da Faixa Rio Preto, por exemplo as zonas de cisalhamento de Cariparé e de Malhadinha / Rio Preto, contato tectônico entre as formações Canabravinha e Formosa, com movimentação oblíqua reversa de topo para norte (Gonçalves-Dias & Mendes 2008, Caxito 2010). A foliação  $S_2$ , estrutura principal da faixa Rio Preto, é uma foliação de crenulação apertada que ocorre de forma proeminente em toda a área. Quando a foliação  $S_2$  ocorre espaçada milimetricamente, é possível visualizar uma foliação mais antiga ( $S_1$ ), quase sempre paralela a  $S_0$ , nos micrólitos.

A fase  $D_3$  é caracterizada pela clivagem de crenulação espaçada ou clivagem de fratura  $S_3$ , ocasionando flexuras e dobras suaves sobre  $S_2$ , e representa possivelmente uma fase compressiva final, dominada por estruturas vergentes para noroeste, ou seja, do cráton para a faixa dobrada (Caxito 2010).

Um modelo de evolução geotectônica para a Faixa Rio Preto envolve estiramento crustal durante o neoproterozóico (~900-750 Ma), com deposição do Grupo Rio Preto em uma bacia do tipo *rift*, instalada sobre o embasamento arqueano-paleoproterozóico da região (Uhlein *et al.* 2008, Caxito 2010). Posteriormente, essa bacia foi invertida

durante a Orogênese Brasileira (~600-550 Ma), com o desenvolvimento de três fases de deformação progressivas. A fase de deformação principal, D<sub>2</sub>, gerou uma estrutura em leque assimétrico divergente bastante peculiar, que, possivelmente, originou-se durante a convergência oblíqua entre o Cráton do São Francisco, a sul, e o bloco de Cristalândia do Piauí, a norte (Caxito 2010, Caxito *et al.* 2010). Essa convergência ocasionou uma movimentação no sentido horário entre os blocos de embasamento envolvidos, com a geração de grandes falhas transcorrentes a oblíquas. Na cobertura, essa movimentação gerou a estruturação extrusiva em leque divergente, de maneira semelhante aos modelos análogos de McClay *et al.* (2004), com o desenvolvimento de dois domínios de vergências opostas separados por uma zona com o desenvolvimento de falhas transcorrentes a oblíquas na porção central da faixa dobrada.

### **Geocronologia**

Os estudos geocronológicos realizados sobre a Faixa Rio Preto são ainda escassos, com poucas datações, compiladas nos trabalhos de Egidio-Silva (1987) e Mascarenhas & Garcia (1989). Os dados obtidos através dessas análises convergem em torno da importância do Ciclo Brasileiro sobre as seqüências aqui estudadas.

Para o Domínio do Embasamento, datações obtidas por isócronas Rb-Sr forneceram idade de  $2.146 \pm 149$  Ma ( $R_i=0,704$ ) em rocha total, em gnaisses aflorantes próximo a Cristalândia do Piauí. Em biotita desses gnaisses, a idade obtida pelo método K/Ar corresponde a 540 Ma, e em anfibólio, 1.176 Ma (Egidio-Silva *et al.* 1989). Esses valores sugerem a impressão de um evento paleoproterozóico e retrabalhamento do Ciclo Brasileiro sobre as rochas do embasamento da Faixa Rio Preto, inclusive indicando diferenças na perda isotópica de minerais com temperaturas de fechamento distintas.

Idades Rb-Sr e K-Ar no denominado complexo gnáissico-migmatítico da região de Mansidão indicam valores paleoproterozóicos (~2,0 Ga) rejuvenescidos total ou parcialmente no Neoproterozóico, durante o Ciclo Brasileiro (~540 Ma; Mascarenhas & Garcia 1989).

Análises pelo método K/Ar em muscovita das rochas da Formação Formosa mostram idades em torno de 547 Ma. Já nos anfibólitos próximos da

cidade de Formosa do Rio Preto, a idade K-Ar em anfibólio situa-se em torno de 840 Ma. As datações de rochas do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr fornecem idades também brasileiras, com valores situados entre 500 e 700 Ma.

Trabalhos em andamento (Caxito 2010, Caxito *et al.* 2011, em preparação) apresentarão novos dados isotópicos dos sistemas Sm-Nd (TIMS) em rocha total e agregados minerais e também U-Pb em zircão detrítico (LA-ICP-MS) de rochas do Grupo Rio Preto.

### **Metalogênese**

#### *MANGANÊS*

Constitui-se num dos mais importantes recursos minerais da região, tanto pelo grande número de jazimentos cadastrados, como pela ampla distribuição nas diversas unidades estratigráficas e ambientes tectônicos. O Projeto Manganês do Oeste da Bahia, da SME/CBPM (Galvão *et al.* 1982) visou cadastrar todas as ocorrências da região, para fornecer uma estimativa da quantidade e qualidade do minério, assim como a relação dos depósitos com a geologia regional. Para os depósitos passíveis de realização do cálculo de reservas, foram estimadas cerca de 654.644 t no total, das quais 53% são reservas medidas, 46% são inferidas e 1% indicadas.

Barbosa (1982) apresentou as principais características mineralógicas, químicas e econômicas das diversas ocorrências, além de tecer considerações sobre a gênese dos depósitos de manganês. Segundo este autor, estes foram formados por processos supergênicos que atuaram sobre protominérios durante os ciclos geomorfológicos Velhas e Paraguaçu, do Plioceno e Pleistoceno, respectivamente (King 1956). Barbosa (1982) sugeriu ainda que a presença sistemática de protominério e minério de manganês nos grupos Rio Preto e Bambuí, com características litológicas e geoquímicas coerentes com distribuição em zonas de faixa dobrada / pericratônica / cratônica, pode indicar contemporaneidade de deposição entre esses dois grupos. Dessa forma o manganês teria sido primariamente depositado em uma bacia redutora, com passagem de ambiente plataformal (cratônico) para marinho profundo/abissal (faixa dobrada). A fonte do manganês teria sido as próprias rochas do embasamento (Barbosa 1982).

Mais de 50 depósitos de manganês foram assinalados no oeste da Bahia (Galvão *et al.* 1982, Barbosa 1982, Andrade Filho *et al.* 1994, Arcanjo & Braz Filho 1999), alguns dos quais estão indicados na Figura 10. Dois tipos de minério são encontrados na área: minério *in situ* e colúvio-eluvionar (crostas manganíferas ou lateritas; Fig. 12). Os protominérios são representados por gonditos (Grupo Rio Preto), metapelitos e pelitos manganíferos (Grupo Bambuí). Os teores médios nesses depósitos são: Mn = 40 %, Fe = 5 %, SiO<sub>2</sub> = 14 % e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 4,5 %, sendo o K a impureza mais prejudicial ao aproveitamento na indústria siderúrgica (Barbosa 1982).

Podem ser citadas nove ocorrências importantes no Grupo Rio Preto, principalmente próximo ao contato entre as formações Canabrinha e Formosa (Fig. 10); o teor de Mn nessas ocorrências pode atingir até cerca de 45 %. Os protominérios são do tipo gondito, termo utilizado para xistos manganíferos com espessartita e quartzo como minerais essenciais, geralmente produto de metamorfismo sobre siltitos manganíferos (Roy 1976, Barbosa 1982). As camadas de gondito atingem espessuras de 20 a 30 cm, intercalados a quartzitos e mica xistos das formações Canabrinha e Formosa. São formados por bandas claras (quartzo + micas) intercaladas a bandas escuras (pseudomorfos de espessartita e óxidos de manganês), paralelas à xistosidade regional. Apresentam coloração cinza escura, granulação fina a média, são friáveis, porosos e penetrados por veios milimétricos de óxidos de manganês secundários. A liberação de manganês da granada es-

pessartita, ocasionada pela supergênese, gerou óxidos de manganês secundários, tais como piro lusita, criptomelana, e, subordinadamente, litioforita, constituindo os principais minerais minério.

A ocorrência de Mn mais representativa no Grupo Rio Preto é a da Fazenda Sucuriú / Melancia, 30 km a sudoeste de Formosa do Rio Preto. Ocorrem quartzo-muscovita xistos com níveis centimétricos de gondito e quartzito intercalados, encaixados em granada-mica xistos da Formação Canabrinha. O manganês liberado pela supergênese constitui crostas superficiais que atingem 400 m de comprimento, largura média de 30 m e profundidade de até 5 m (Barbosa 1982, Andrade Filho *et al.* 1994). As análises químicas de 10 amostras de trincheira forneceram teores entre 0,5 e 32,48 % de Mn, com Fe entre 1,27 e 5 %, SiO<sub>2</sub> entre 35,86 e 78,84 % e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 1,51 e 12,72 %. Essas características indicam que dificilmente a ocorrência de Sucuriú / Melancia possa ser explorada, devido ao teor de corte do minério de Mn, aproximadamente 30 % (Barbosa 1982).

No Grupo Bambuí, os depósitos de Mn foram formados pela alteração supergênica sobre pelitos e metapelitos manganíferos. Barbosa (1982) considera que seis dessas ocorrências exibem teor e quantidade de minério de manganês suficiente para suportar uma estimativa de reservas. A ocorrência da Fazenda Perdizes, a oeste de São Desidério, é a única que pode ser considerada uma jazida de pequeno porte, com reserva total (medida + inferida) de 354.964 t (Galvão *et al.* 1982). Destas, para minérios de Mn > 40 %, a reserva medida é igual a 84.194 t e a inferida é igual a



Figura 12 - Crosta manganésifera da ocorrência da Fazenda Barra do Buriti (número 4 no mapa da Figura 10). A espessura aflorante da ocorrência chega a 20 metros. Os paredões de laterita são controlados por duas famílias de fraturas de orientação 350/85 e 255/80.

168.389 t.

A ocorrência da Fazenda Perdizes é composta por crostas colúvio-eluvionares onde ocorrem blocos e seixos de manganês. O corpo principal, conhecido como Algodoeiro, tem comprimento de 750 m, largura de 80 m e espessura revelada por poços de, no máximo, 4 m; a maioria dos poços porém penetrou somente no topo da crosta manganésifera, deixando em aberto a possibilidade de ampliação das reservas supracitadas.

#### METACHERTS E LATERITAS FERRO-MANGANESÍFERAS

Gonçalves-Dias & Mendes (2008) e Mendes *et al.* (2010) apresentaram estudos de petrografia, microscopia ótica e eletrônica de varredura, e litotípica de metacherts e lateritas ferro-manganésíferas da Faixa Rio Preto (Figs. 13 e 14). Os me-

tacherts ferro-manganésíferos compreendem uma camada-guia da Formação Formosa, com espessura variável, porém normalmente formando morrotes com até 20 m de altura. Bons afloramentos podem ser encontrados nas margens do Rio Preto, a leste de Formosa (Vereda Jatobá; Fazenda Primavera), e também a sudeste de Formosa (Fazenda Lagoa). Essas rochas foram interpretadas anteriormente como itabiritos (Egydio-Silva 1987, Andrade Filho *et al.* 1994), porém os resultados da litotípica indicam que são melhor classificadas como metacherts, com SiO<sub>2</sub> entre 90,49 e 99%, Mn entre 0,04 e 3,54%, e Fe entre 0,4 e 2,4%.

Os metacherts apresentam um bandamento claro-escuro devido à intercalação entre bandas ricas em quartzo de granulação grossa, com indícios de forte recristalização dinâmica (contatos serrilhados, extinção ondulante), com bandas ri-

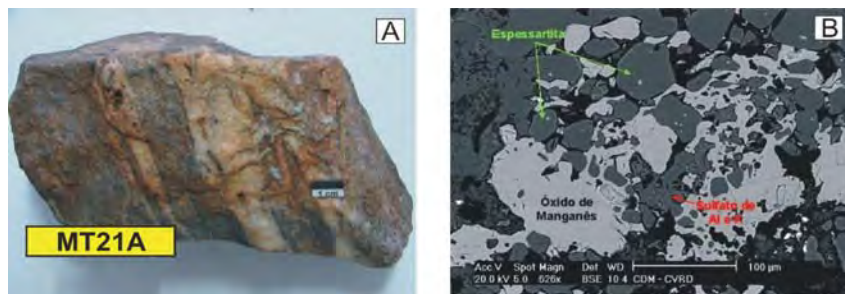


Figura 13 - Metachert ferro-manganésífero da Formação Formosa, aflorante na Fazenda Primavera, nas margens do Rio Preto, a leste de Formosa (Gonçalves-Dias & Mendes 2008). A – aspecto macroscópico; B – Imagem obtida em MEV de banda escura do metachert, formada principalmente por óxidos de manganês + espessartita.

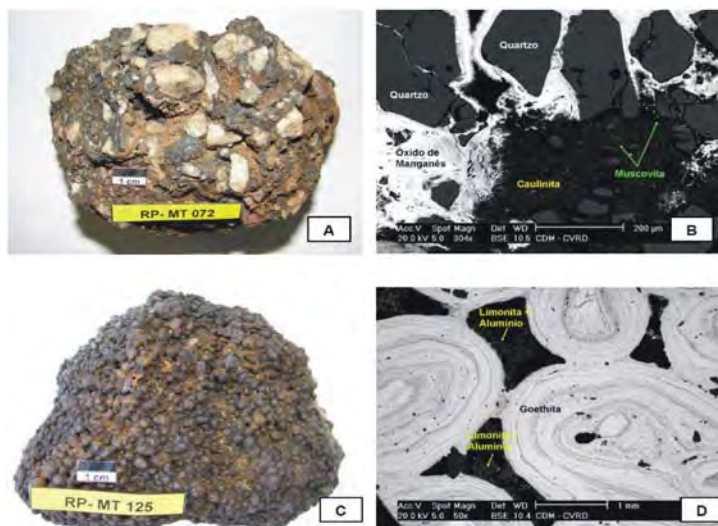


Figura 14 - Feições das lateritas ferro-manganésíferas da Faixa Rio Preto (Gonçalves-Dias & Mendes 2008). A – Laterita brechoíde manganésifera, aflorante a sudeste de Formosa do Rio Preto (Mn = 19,2 %; Fe = 3,98 %). B – Imagem obtida no MEV para a mesma amostra, mostrando a matriz formada por óxidos de manganês secundários que sustentam os fragmentos líticos e de quartzo. C – Laterita ferruginosa pisolítica da Fazenda Estreito, a leste de Malhadinha (Fe = 48,2 %). D – Imagem obtida no MEV da mesma amostra, mostrando a presença de pisólitos de goethita e cimento limonítico.

cas em quartzo fino com hematita, goethita, litioforita e outros óxidos de Mn disseminados, além de pseudomorfos de granada espessartita (Fig. 13). A maior proporção de ferro e manganês nas bandas escuras deve ter inibido a recristalização do quartzo, conferindo à rocha o seu aspecto bandado característico. Além da variedade bandada, podem ainda se apresentar maciços ou brechóides.

As lateritas ferro-manganesíferas ocorrem com bastante frequência capeando as diversas litologias da área, com espessuras que podem atingir até 20 m aflorantes (Fig. 2). Gonçalves-Dias & Mendes (2008) obtiveram para essas lateritas teores de Mn na ordem de 20 % e, em uma amostra de laterita pisolítica (Fazenda Estreito, a leste de Malhadinha), 48,2 % de ferro, acumulado em pisólitos goethíticos (Fig. 14).

As características das ocorrências de Fe e Mn da Faixa Rio Preto indicam a concentração desses elementos em três etapas (Gonçalves-Dias & Mendes 2008): 1) precipitação através de uma solução rica em sílica coloidal com algum Fe e Mn em suspensão (metacherts); 2) remobilização metamórfica/hidrotermal durante a orogênese brasileira; e 3) enriquecimento supergênico durante os ciclos de aplainamento cenozóicos.

#### OUTRAS OCORRÊNCIAS

Andrade Filho *et al.* (1994) assinalaram ocorrências não significativas de cristal-de-rocha, grafita, ferro e pirita no contexto da Faixa Rio Preto. Nas coberturas cenozóicas e no Grupo Urucuia, foram indicadas também ocorrências de turfa e de diamante.

Duas ocorrências de turfa são conhecidas na folha Formosa do Rio Preto (Andrade Filho *et al.* 1994), nas cabeceiras dos rios de Janeiro e Santo. As turfeiras ocorrem nos vales fluviais instalados na Superfície Sul-Americana durante o Neógeno, com espessura de 0,5 a 1 m. Os teores de cinza variam entre 3,1 e 65%, sendo a turfa energética considerada entre 3,1 e 35 % e a turfa agrícola, entre 35 e 65%. Uma reserva de 25 milhões de toneladas é inferida para as duas turfeiras (Veiga & Tesch 1983 *in* Andrade Filho *et al.* 1994).

Quanto ao diamante, cristais de pequeno porte foram encontrados em um garimpo a céu aberto nas margens do Rio Preto. Apesar do interesse econômico dessa ocorrência não ter sido avaliado, a área apresenta potencial pelo fato dos con-

glomerados do Grupo Urucuia serem considerados como fonte secundária provável, a exemplo dos garimpos na região de Posse, Goiás, na outra borda da bacia cretácica (Andrade Filho *et al.* 1994).

#### REFERÊNCIAS

- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, p.17-35.
- Allard G.O., Hurst V.J. 1969. Brazil-Gabon geologic link supports continental drift. *Science* **163**: 528-532.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, **7**:349-364.
- Andrade Filho, E.L., Neves, J.P. e Guimarães, J.T. (orgs.) 1994. *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil*. Folhas Santa Rita de Cássia (SC. 23-Z-C) e Formosa do Rio Preto (SC. 23-Y-D). Estados da Bahia e Tocantins. Escala 1:250.000. Sec. Minas Energ., CPRM, Brasília: 68 p.
- Angelim L.A.A. & Silva Filho M.A. 1993. Compartimentação geotectônica do Cráton do São Francisco na região de Sobradinho-Bahia. In: SBG, Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Anais, 221-223 p.
- Angelim L.A.A. 1997. Projeto Levantamento Geológico do Brasil – PLGB, Escala 1: 250 000. Folha Petrolina- Folha SC-V-C, PLGB, CPRM, Recife.
- Angelim L.A.A. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.
- Angelin L.A.A 2001. Recursos Minerais e Metalogenia. In: Angelin L.A.A. e Kosin M. (Orgs) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Aracaju NW – Folha SC.20-V, Estado da Bahia, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000. Texto explicativo. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, pp. 69-82.
- Anuário Mineral Brasileiro, 1997. Brasília: DNPM, v. 26, 1997. 393p.
- Araújo M.N.C., Oliveira E.P., Carvalho M.J. 2003. Tectônica de endentação na Faixa Sergipana, NE do Brasil: compatibilização entre os elementos estruturais e cinemáticos. Simp. Nac. Estudos Tectônicos, 9, Búzios, Boletim de Resumos, pp. 115-117.
- Arcanjo J.B.A. & Braz Filho P.A. (orgs.) 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Curimatá. Folha SC.23-Z-A. Corrente. Folha SC.23-Y-B (Parcial) e Xique-Xique. Folha SC.23-Z-B (Parcial). Estados da Bahia e do Piauí. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 84 p.
- Arcanjo J.B.A. & Braz Filho P.A. 1994. O mapeamento geológico das folhas Curimatá/Corrente – Uma abordagem sobre os principais aspectos estruturais, estratigráficos e geomorfológicos. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Bol. de Res. Exp.*, **2**:106-107.
- Aura Mineral Resources 2010. News Release, 2/12/2010 (<http://www.kitco.com>).
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. 1996. Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo. SGM – UFBA, Salvador, 188 p.
- Barbosa J.S.F. & Sabatá P. 2003. Colagem paleoprote-



- rozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. *Rev. Bras. Geociências*, **33**:7-14.
- Barbosa J.S.F. 1982. *O manganês do oeste da Bahia*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 129 p.
- Barbosa J.S.F., Sabatê P., Marinho M.M. 2003. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Rev. Bras. Geociências*, **33**:3-6.
- Bezerra F.H.R., Nilson A.A., Blais S., Jardim de Sá E.F. 1991. Petroquímica de elementos maiores e traços do Complexo Gabróico Canindé e seqüência vulcanossedimentar encaixante. In: SBGq, Congr. Bra. Geoquímica, 3, Anais 1, 181-184.
- Brito Neves B.B., Sial A.N., Albuquerque J.P.T. 1977. Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**:102-114.
- Brito Neves B.B. & Pedreira da Silva A. 2008. Diamictitos e "Cap Dolomites" Sturtianos Sobre o Grupo Jacobina – Araras, Norte de Campo Formoso – Bahia. *Geol. USP Ser. Cient.*, São Paulo, **8**(2):11-27.
- Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino*. Tee de Doutorado, IG/USP, 198 p.
- Brito R.S.C., Amorim J.L., Macambira M.J.B., Leal E.D., Pimentel M.M., Silva Filho M.A., Torres H.H.F., Gioia S.M.L., Junges S.L. 2003. Preliminary Sm-Nd and Pb-Pb isotopic data of the Fe-Cu-Au-bearing Serrote da Laje Complex, Arapiraca, Alagoas, Brazil. *South Am. Symp. Isotope Geology*, 4, vol. II, 720-723.
- Brito R.S.C., Dantas E., Pimentel M.M., Macambira M.J.B., Armstrong R. 2008. U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd dating for the southern Alagoas Zone-Sergipano Belt- Basis for the Brazil Cameroon Neoproterozoic correlation. *South Am. Symp. Isotope Geology*, 6, San Carlos de Bariloche, Argentina, abstracts, CD-Rom.
- Brito R.S.C., Dantas E., Vasconcelos P., Pimentel M.M., Brito F.L., Rodrigues J.B., 2010. U-Pb and Ar-Ar geochronology and timing constrain of the Cu-Au metalogenesis in the South Alagoas Fold Belt (NE Brazil). *South Am. Symp. Isotope Geology*, 7, 501-505.
- Bueno J.F., Oliveira E.P., McNaughton N., Laux J.H. 2009. U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: Implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gond. Res.*, **15**:86-97.
- Campos Neto M.C., Brito Neves B.B. 1987. Considerações sobre a organização e geometria do Sistema de Dobramentos Sergipano. *Simp. Nac. Estudos Tectônicos*, 1, Salvador, Bahia, Abstract volume, pp. 90-93.
- Carvalho M.J., Oliveira E.P., Dantas E.L., McNaughton, N. 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó - Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na margem norte da Faixa Sergipana. *Simp. Cráton do São Francisco*, 3, Salvador, Bahia, Brasil, p. 204-207.
- Caxito F.A. 2010. *Evolução tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia / Sul do Piauí*. Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, 151 p.
- Caxito F.A., Uhlein A. & Moraes L.F.G. 2010. Compartimentação estrutural da Faixa Rio Preto (NW da Bahia), um leque assimétrico de dupla vergência desenvolvido durante a Orogênese Brasileira. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 45, Belém, Anais.
- Condie K. C., 2001. *Mantle Plumes and Their Record In Earth History*. Cambridge University Press.
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Rev. Bras. Geociências* **25**:315-332.
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African / Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *J. South Am. Earth Sci.*, **12**:453-470.
- D'el-Rey Silva L.J.H., McClay K.R. 1995. Stratigraphy of the southern part of the Sergipano belt, NE Brazil: tectonic implications. *Rev. Bras. Geociências* **25**:185-202.
- Dantas E.L., Brito-Neves B.B. & Fuck R.A. 2010. Looking for the oldest rocks of South America: Paleoproterozoic an orthogneiss of the Sobradinho Block, northernmost foreland of the São Francisco Craton, Petrolina, Pernambuco, Brazil. *South Am. Symp. Isotope Geology*, 7, Brasília, p. 137-140.
- Davison I., Santos R.A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Prec. Res.*, **45**:319-342.
- Egydio-Silva M., Karmann I., Trompette R.R. 1989. Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. *Rev. Bras. Geociências*, **19**:101-112.
- Egydio-Silva, M. 1987. *O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São Francisco*. Tese de doutorado, IG/USP, 95 p.
- Figueirôa I. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Paulistana-Folha SC.24-V-A, Estados do Piauí, Bahia e Pernambuco. Organizado por I. Figueirôa – Escala 1:250.000. CPRM, 75 p.
- Figueirôa I. & Silva Filho M.A. 1990. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-C-III, Petrolina, Estados de Pernambuco e Bahia. DNPM/CPRM, 108 p.
- Fuck R.A., Jardim de Sá E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese do conhecimento. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds). *O Cráton do São Francisco*. SBG/SGM/CNPq, Salvador, 121-146.
- Galvão C.F. & Silva R.W.S. 1982. *Projeto Manganês do Oeste da Bahia*. Salvador, SME/CBPM, 3 v.
- Gomes F.E.M. & Vasconcelos A.M. 1991. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-A-II, Paulistana, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.
- Gomes F.E.M. 1990. Relações lito-estratigráficas e estruturais e evolução tectônica na Faixa Riacho do Pontal, região de Paulistana (PI). In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 6, 2843-2857.
- Gonçalves-Dias T. & Mendes M.C.O. 2008. *Geologia da Faixa Rio Preto entre Formosa do Rio Preto e Malhadinha, Bahia*. Trabalho de Graduação, IG/UFMG, 62 p.
- Horbach R., Marimon M. P. C., 1988. O depósito de cobre do Serrote da Lage, em Arapiraca, Alagoas. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 35, Belém, Anais, 1:1-15.
- Humphrey F.L., Allard G.O. 1968. The Propriá Geosyncline, a newly recognized Precambrian tectonic province in the Brazilian shield. *Intern. Geol. Congress*, 23, v. 4, 123-139.
- Inda H.A.V. & Barbosa J.F. 1978. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia*. Sec. Minas Energ., CPRM, Salvador, 97 p.
- Jardim de Sá E.F., Moraes J.A.C., D'el-Rey Silva L.J.H. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 34, vol. 3:1246-1259.
- Jardim de Sá E.F. & Hackspacher P.C. 1980. Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton São Francisco. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 31, Bal-

- neário Camboriú, SC, *Anais*, **5**:2719-2731.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Fuck R.A., Kawashita K. 1992 Terrenos proterozóicos na província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, **22**:472-480.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Kawashita K., Peucat J.J., Leterrier J., Fuck R.A. 1996. A suíte Serra da Esperança: intrusões alcalinas sintectônicas aos *nappes* brasileiros na Faixa Riacho do Pontal, NE do Brasil. *In*: SBG, Congr. Bras. Geologia, 39, Salvador, 6:499-501.
- King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geografia*, **2**:147-265.
- Long L.E., Castellana C.H., Sial A.N. 2005. Age, origin and cooling history of the Coronel João Sá Pluton, Bahia, Brazil. *J. Petrology*, **46**:255-273.
- Marimon M.P.C. 1990. *Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanosedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 102 pp.
- Mascarenhas J.de F. 1979. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. *In*: INDA, H.A.V. (Coordenador). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, SME/CPM, Bahia, Textos Básicos, 2:57-175.
- Mascarenhas J.F. & Garcia F.W. 1989. *Mapa Geocronológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo*. Salvador: SME/SGM, 189 p.
- McClay K.R., Whitehouse P.S., Dooley T., Richards M. 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*, **21**:857-877.
- McDonough W.F., Sun S.-s., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W., 1992. Potassium, rubidium and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geoch. Cosmoch. Acta* **56**:1001-1012.
- Medeiros V.C 2000. Carta geológica Folha SC.24-X Aracaju-NE. CPRM
- Mendes M.C.O., Gonçalves-Dias T. , Caxito F. A. , Uhlein A. , Sanglard J.C.D., Fujikawa L.H. 2010. Estudo das ocorrências de manganês e ferro da Faixa Rio Preto por microscopia eletrônica de varredura aliada a análises litoquímicas. *In*: SBTG, Congr. Bras. Geologia, 45, Belém, *Anais*.
- Menezes Filho N.R., Santos R.A., Souza J.D. (orgs.) 1988a. Folha SC.24-X-C-V Santa Brígida, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM.
- Menezes Filho N.R., Santos R.A., Souza J.D. (orgs.) 1988b. Folha SC.24-Z-A-II Jeremoabo, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM.
- Moraes J.F.S. & Figueirôa I. 1998 Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:250.000 Folha SC.24-V-A, Paulistana, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 92 p.
- Moraes J.F.S. 1992. *Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da seqüência vulcanosedimentar de Monte Orebe, PE-PI*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 98 pg.
- Moutinho da Costa L.A., Portela A.C.P., Marchetto C.M.L., Santos E.L., Meneguesso G., Stein J.H. 1971. *Projeto Leste do Tocantins / Oeste do Rio São Francisco – LETOS*. DNPM/CPRM/PROSPEX, Relatório Final Integrado, Petrópolis, Rio de Janeiro, 300 p.
- Nascimento R.S., Oliveira E.P., Carvalho M.J., McNaughton N. 2005. Evolução Tectônica do Domínio Canindé, Faixa Sergipana, NE do Brasil. *Simp. Cráton do São Francisco*, 3, Salvador, Bahia, p. 239-242.
- Oliveira E.P. 2008. Evolução geológica da Faixa Sergipana, limite sul da Província Borborema. *In*: UNICAMP, Workshop Geologia do Pré-Cambriano da Província Borborema, Resumo das Apresentações, p. 14-15.
- Oliveira E.P., Carvalho M. J., Nascimento R. S., Araújo M. N. C., Dantas E., Basilici G., Bueno J. F., McNaughton N., 2005a. Evidence from detrital zircon geochronology and whole-rock Sm-Nd isotopes for off-craton provenance of clastic metasedimentary units of the Sergipano belt, NE Brazil. X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba, Paraná, Bol. Resumos Expandidos, p. 308-311.
- Oliveira E.P., Carvalho M.J., Nascimento R.S., McNaughton N. 2005b. Evolution of the Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: detrital zircon geochronology and Sm-Nd isotopes on metasedimentary rocks unravel part of the story. *In*: Simp. Cráton do São Francisco, 3, Salvador, *Anais*, p. 166-169.
- Oliveira E.P., Souza Z. S., McNaughton N. J., Lafon J-M., Costa F. G., Figueiredo A. M., 2010a. The Rio Capim volcanic-plutonic-sedimentary Belt, São Francisco Craton, Brazil: geological, geochemical and isotopic evidence for oceanic arc accretion during Palaeoproterozoic continental collision. *Gond. Res.*, doi:10.1016/j.gr.2010.06.005
- Oliveira E.P., Tarney, J. 1990. Petrogenesis of the Canindé do São Francisco complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipano fold belt, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **3**:125-140.
- Oliveira E.P., Toteu S.F., Araújo M.N.C., Carvalho M.J., Nascimento R.S., Bueno J.F., McNaughton N., Basilici G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé schist belt (Cameroon, Africa). *J. African Earth Sci.*, **44**:470-478.
- Oliveira E.P., Windley B.F, Araújo M.N.C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Prec. Res.*, **181**:64-84.
- Oliveira R.G. 1998. *Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos*. Dissertação de Mestrado, IG/USP, 157 p.
- Parente R.C., Oliveira U.L. 1986. Perfil analítico da vermiculita. Brasília: DNPM, Boletim 60, 37p.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 289 p.
- Pla Cid J., Nardi L.V.S., Conceição H., Bonin B., Jardim de Sá E.F. 2000. The alkaline silica-saturated ultrapotassic magmatism of the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **13**:661-683.
- Porcher C.A. 1970. *Geologia das Quadrículas de de Ipupiara e Oliveira dos Brejinhos-BA*. SUDENE, Recife, 35 p.
- Rocha G.M.F. & Fuck R.A. 1996. As faixas marginais dobradas do Proterozóico Superior. *In*: Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo. J.S.F. Barbosa & J.M.L. Dominguez (Coord.) SGM – UFBA, Salvador, 127-142 p.
- Roy S. 1976. Ancient Manganese Deposits. *In*: Wolf K.H. (ed), *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, Elsevier Cient. Publ, Amsterdam, vol. 7, p. 395-470.
- Sanglard J.C.D., Uhlein A., Caxito F.A. & Suckau G.L. 2008. Estratigrafia e sistemas deposicionais da Faixa Rio Preto. *In*: SBG, Congr. Bras. Geologia, 44, Curitiba, *Anais*, p. 14.
- Santos J.F., 1974. Fatores de controle na concentração de níquel laterítico condicionados pela evolução geofísica e geomorfológica do complexo básico-ul-

- trabásico de São João do Piauí-PI. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, Porto Alegre, Anais, 6, 25-36.
- Santos R.A., Martins A.A.M., Neves J.P., Leal R.A. 1998. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe. CPRM/Codise. 107 p.
- Santos R.A., Souza J.D. (orgs.) 1988. Folha SC.24-X-C-VI Piranhas, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM.
- Santos A.R., Meneses P.R., Santos U.P. 1977. *Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento geológico regional - Folha Rio São Francisco*. Dissertação de Mestrado, INPE, 168 p.
- Santos C.A. & Silva Filho M.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Riacho do Caboclo. Folha SC.24-V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia. Secretaria Nacional de Minas e Metalurgia, Texto e Mapas, 113 p.
- Santos E.J., Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B., 2010. The Cariris Velho tectonic event in Northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **29**:61-76.
- Santos J.F. 1984. Depósito de Niquel de São João do Piauí, Piauí. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (eds), Principais Depósitos Minerais do Brasil: Brasília-DF, DNPM/CVRD, v. 2, p. 341-345.
- Schobbenhaus C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Rev. Bras. Geociências*, **26**:265-276.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E., 1995. Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, escala 1: 2 500 000, MME/DNPM, 2ª. Ed., Brasília.
- Seixas S.R.M, Moraes L.C. 2000. Geological map of Canindé area. Brazilian Geological Survey, CPRM. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. CPRM.
- Silva Filho A.F., Guimarães I.P., Luna E.B., Vila Verde V.G.R., Concentino L. 2005. Características geológicas e geoquímicas do plutão Curitiba; intrusão shoshonítica tardi a pós-colisional do Cinturão de Dobramentos Sergipano, Província Borborema. In: SBGq, Congr. Bras. Geoquímica, 10, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brasil, Extended abstracts, CD 3 p.
- Silva Filho A.F., Van Schmus W.R., Guimarães I.P., Luna E.B.A 1997. Nd signature of PE-AL massif late tectonic granitic rocks, NE Brazil: evidence of successive crustal accretion during the Proterozoic. *South Am. Symp. Isotope Geology*, 1, pp. 304-306.
- Silva Filho M. A., Bomfim L.F.C., Santos R.A., Leal R.A., Braz Filho P.A, Rodrigues T.L.N., Santos J.C., Bruni D.C., 1981. Projeto Complexo Canindé do São Francisco, relatório final. DNPM, Série Geológica 19, Geologia Básica 14.
- Silva Filho M.A. 1976. A suíte ofiolítica da Geossinclinal de Propriá. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 29, Anais 4, 51-58.
- Silva Filho M.A. 1998. Arco vulcânico Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: seqüências orogênicas mesoproterozóicas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 9, Belo Horizonte, Anais, p. 16.
- Silva Filho M.A., Acioly A.C.A., Torres H.H.F., Araújo R.V. 2003. O Complexo Jaramataia no contexto do Sistema Sergipano. *Rev. de Geologia* **16**:99-110.
- Silva Filho M.A., Bomfim L.F.C., Santos R.A. 1978. Evolução tectono-sedimentar do grupo Estância: suas correlações. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, v. 2, p.685-699.
- Silva Filho M.A., Brito Neves B.B. 1979. O Sistema de dobramentos Sergipano no Nordeste da Bahia. *Geologia Recursos Miner. Estado Bahia, Textos Básic, Vol. 1: 203-217.*
- Silva Filho M.A., Torres H.H.F. 2002. A new interpretation on the Sergipano belt domain. *Anais Acad. Brasil. Ciências* **74**:556-557.
- Souza J.D., Fernandes Filho J., Guimarães J.T., Lopes J.N. 1979. Projeto Colomi. Relatório Final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas. Escala 1:250 000, DNPM-CPRM, Salvador, 389 p.
- Tesch N.A., Pereira L.H.M., Casé M.G., Bruni D.C., Silva P.E.L., Souza G.V.V., Barral S., Tanner L.F. 1980a. Projeto Canindé: relatório de pesquisa. Salvador: CPRM, 1. 4v.
- Tesch N.A., Pereira L.H.M., Case M.G. 1980b. Mineralizações sulfetadas de cobre e níquel em rochas gabrônicas do complexo Canindé - Noroeste do Estado de Sergipe. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, Anais 3, 1812-1826.
- Uhlein A., Caxito F.A., Egydio-Silva M., Barbosa J., 2010. As faixas dobradas Rio Preto e Riacho do Pontal. In: *Geologia da Bahia*. Editores: Barbosa, J. et al. Capítulo IX. No prelo.
- Uhlein A., Egydio-Silva M., Caxito F.A., Sanglard J.C.D., Suckau G.L., Mendes M.C.O., Gonçalves-Dias T., Uhlein G.J. 2008. As faixas dobradas da margem norte do Cráton do São Francisco: estratigrafia e tectônica. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 44, Curitiba, Anais, p. 6.
- Van Schmus W. R., Oliveira E. P., Silva Filho A. F., Toteu S. F., Penaye J., Guimarães I. P. 2008. Proterozoic Links Between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: R. Pankhurst, B.B. Brito Neves, R. Trouw, M. de Wit (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic*. Geological Society of London Special Publication 294:69-99.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:267-288.
- Vauchez A., & Egydio-Silva M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, **20**:1007-1010.
- Vauchez A., Neves S., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:247-266.

# METALOGÊNESE DA FAIXA ARAÇUAÍ: O DISTRITO FERRÍFERO NOVA AURORA (GRUPO MACAÚBAS, NORTE DE MINAS GERAIS) NO CONTEXTO DOS RECURSOS MINERAIS DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

FRANCISCO TEIXEIRA VILELA<sup>1\*,2\*</sup>, ANTÔNIO CARLOS PEDROSA–SOARES<sup>2,4</sup>,  
MARCO TÚLIO NAVES DE CARVALHO<sup>1\*</sup>, RANUFO ARIMATÉIA<sup>3</sup>, EDUARDO SANTOS<sup>3</sup>  
& ELIANE VOLL<sup>2\*</sup>

1. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BH, Avenida Brasil 1731, Belo Horizonte 30140-002, MG; francisco.vilela@cprm.gov.br. \*Ex-funcionário da SAM.
2. UFMG-CPMTC, IGC-Campus Pampulha, Belo Horizonte 31270-901, MG. \*Mestre em Geologia pela UFMG.
3. SAM – Sul-Americana de Metais S/A
4. Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq (pedrosa@pq.cnpq.br)

## INTRODUÇÃO

A Faixa Araçuaí se caracteriza como um cinturão de dobramentos e empurrões que marca o limite oriental do Cráton do São Francisco (Almeida 1977). Esta faixa constitui, juntamente com a região rica em rochas graníticas e de alto grau metamórfico que se estende rumo à margem atlântica, o Orógeno Araçuaí (Fig. 1; *cf.* Pedrosa-Soares *et al.* 2001a, 2007).

O presente capítulo aborda o Distrito Ferrífero Nova Aurora (Grupo Macaúbas), além de apresentar um sumário dos principais recursos minerais relacionados a rochas neoproterozóicas e cambrianas do Orógeno Araçuaí (Fig. 1).

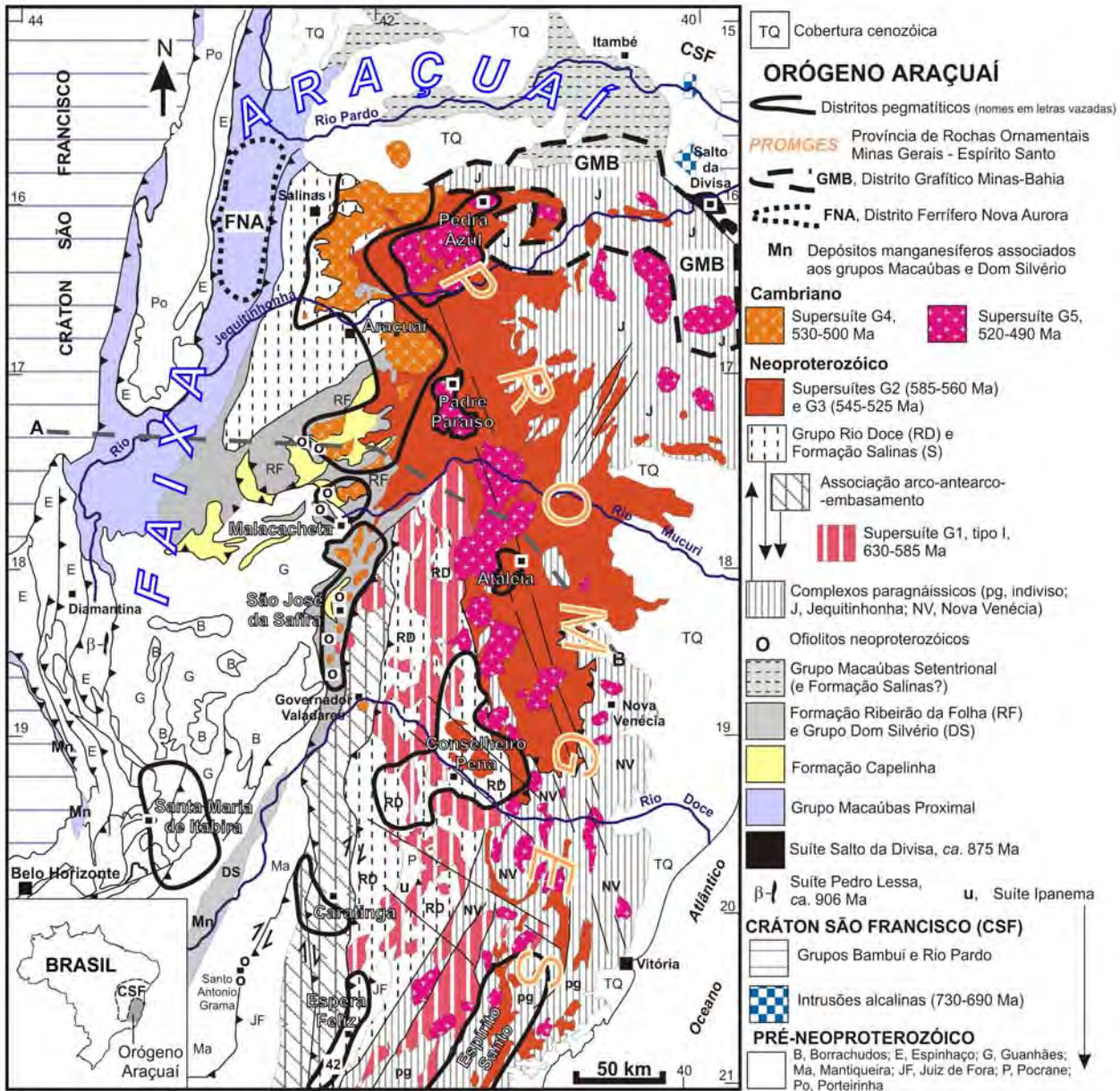
## CONTEXTO GEOLÓGICO

Definições e sínteses sobre a estratigrafia regional, magmatismo, tectônica, metamorfismo, geocronologia e evolução do Orógeno Araçuaí encontram-se em Pedrosa-Soares *et al.* (2001a, 2007, 2008, 2011a,b), Alkmim *et al.* (2006, 2007) e Pedrosa-Soares & Alkmim (2011), incluindo suas extensas listas de referências bibliográficas. Portanto, aqui se apresenta apenas um breve resumo da geologia regional, visando contextualizar o foco deste capítulo.

O estágio de rifte continental da bacia precursora do Orógeno Araçuaí é registrado pelas unidades proximais do Grupo Macaúbas, pelas suites magmáticas Salto da Divisa e Pedro Lessa (Machado *et al.* 1989, Silva *et al.* 2008), e pelo vulca-

nismo máfico contido na Formação Chapada Acauã Inferior (Fig. 1 e 2). A sedimentação da fase rifte continental inclui os depósitos pré-glaciais e glaciogênicos do Grupo Macaúbas Proximal, cuja idade máxima de deposição é  $900 \pm 21$  Ma (Babinski *et al.* 2012). A sedimentação glácio-marinha é mais espessa e extensa nas formações Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior (Fig. 2). A Formação Nova Aurora consiste, essencialmente, de metadiamicritos e metaturbiditos arenosos, com intercalações de formações ferríferas diamictíticas. A unidade inferior da Formação Chapada Acauã é uma sucessão cíclica de metadiamicritos, metaturbiditos arenosos e metapelitos, que encerra depósitos de manganês e raras ocorrências de formações ferríferas diamictíticas. Os xistos verdes interestratificados com metadiamicritos da Formação Chapada Acauã Inferior representam vulcanismo máfico transicional, originado na fase de rifte continental tardio da Bacia Macaúbas (Gradim *et al.* 2005). As formações Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior são consideradas como equivalentes laterais (Noce *et al.* 1997), mas suas associações de litofácies são significativamente diferentes (Fig. 3).

A evolução da abertura da bacia precursora levou à deposição da pilha sedimentar da margem continental passiva e à formação de litosfera oceânica. Este estágio é representado pelas unidades pós-glaciais do Grupo Macaúbas, pelo Grupo Dom Silvério e Complexo Jequitinhonha, e por corpos máfico-ultramáficos ofiolíticos (Fig. 1 e 2). A Formação Ribeirão da Folha, unidade distal do Grupo Macaúbas, e o Grupo Dom Silvério englobam



**SEÇÃO ESQUEMÁTICA DO ORÓGENO ARAÇUAÍ (A--B, localização no mapa acima)**

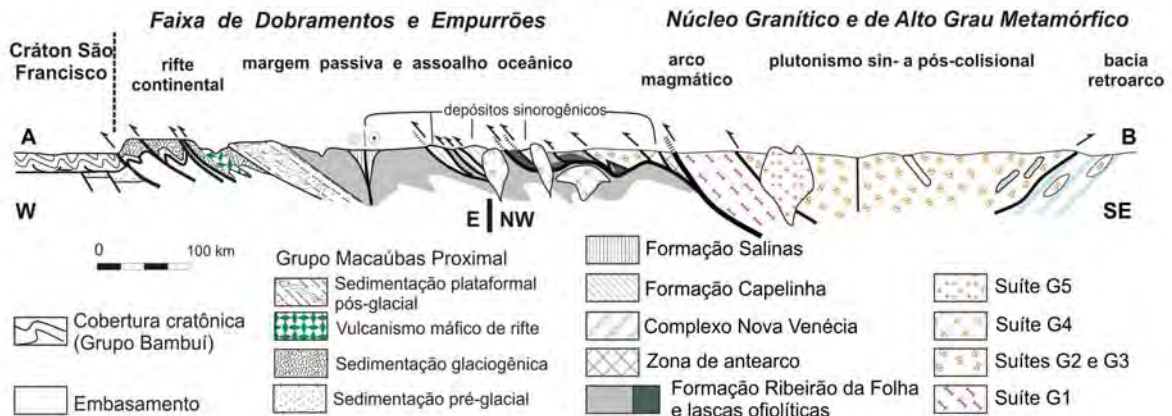


Figura 1 - Mapa geológico do Orógeno Araçuaí, com indicação das principais concentrações de depósitos minerais (modificado de Pedrosa-Soares et al. 2007, 2011a).

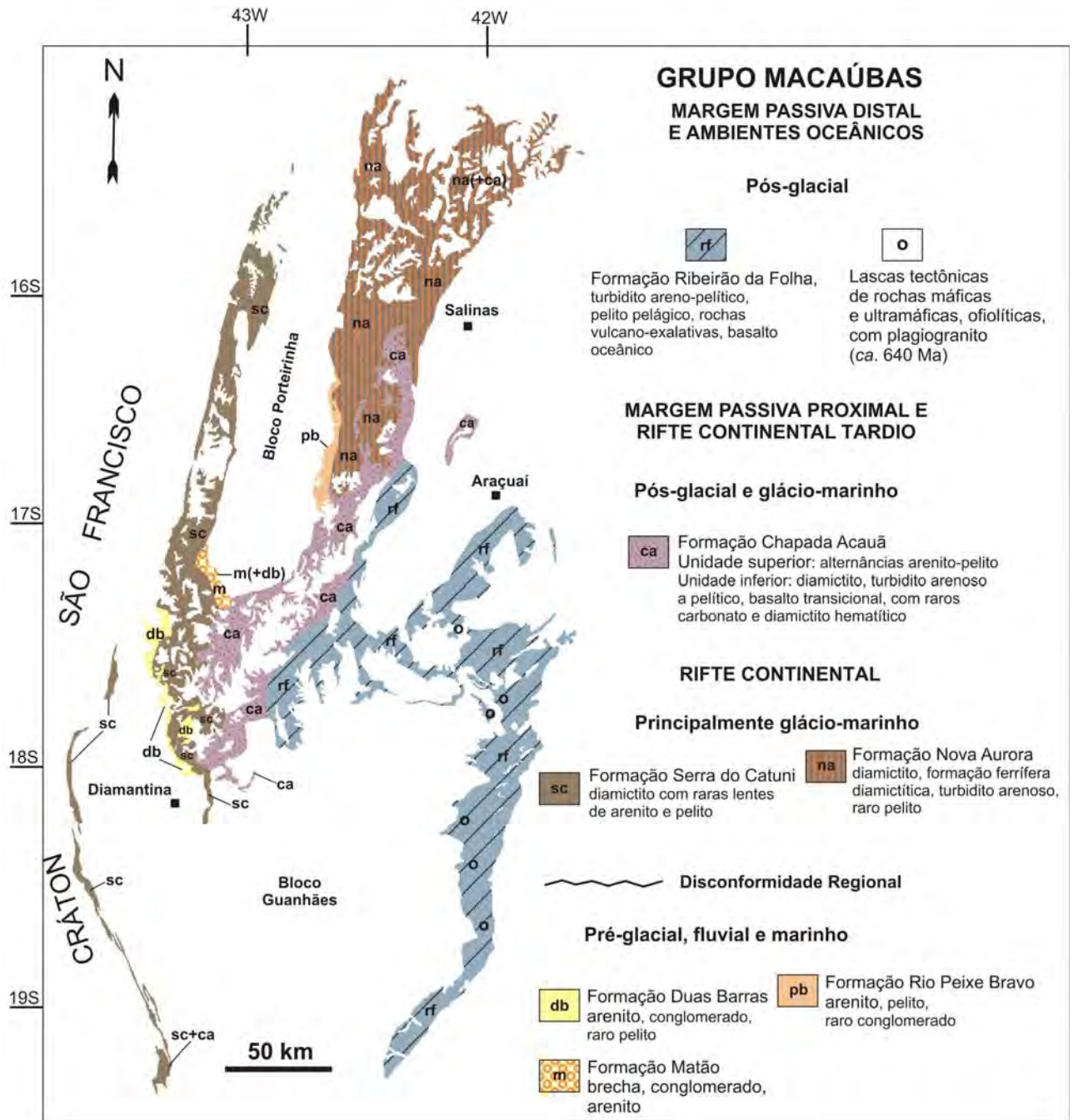


Figura 2 - Mapa da distribuição das formações do Grupo Macaúbas (modificado de Pedrosa-Soares et al. 2007, 2011b). Os blocos indicados são áreas de exposição predominante do embasamento arqueano-paleoproterozóico.

sucessões metavulcano-sedimentares de assoalho oceânico, ricas em xistos peraluminosos com intercalações de metacherts e diopsiditos sulfetados, formações ferríferas bandadas dos tipos óxido, silicato e sulfeto, e rochas metamáficas com assinatura MORB. Esta formação encaixa lascas tectônicas de rochas metamáficas com veios de plagiogranito e de rochas metaultramáficas, caracterizando partes de ofiolitos tectonicamente des-

membrados (Pedrosa-Soares et al. 1998, Suita et al. 2004). O magmatismo oceânico, que também inclui corpos metamáficos e metaultramáficos dos arredores de São José da Safira e Santo Antônio do Grama, marca um período de espalhamento oceânico entre ca. 650 e 600 Ma (Queiroga et al. 2007, Queiroga 2010).

O Complexo Jequitinhonha, constituído de paragneisses aluminosos a peraluminosos (kinzigiti-

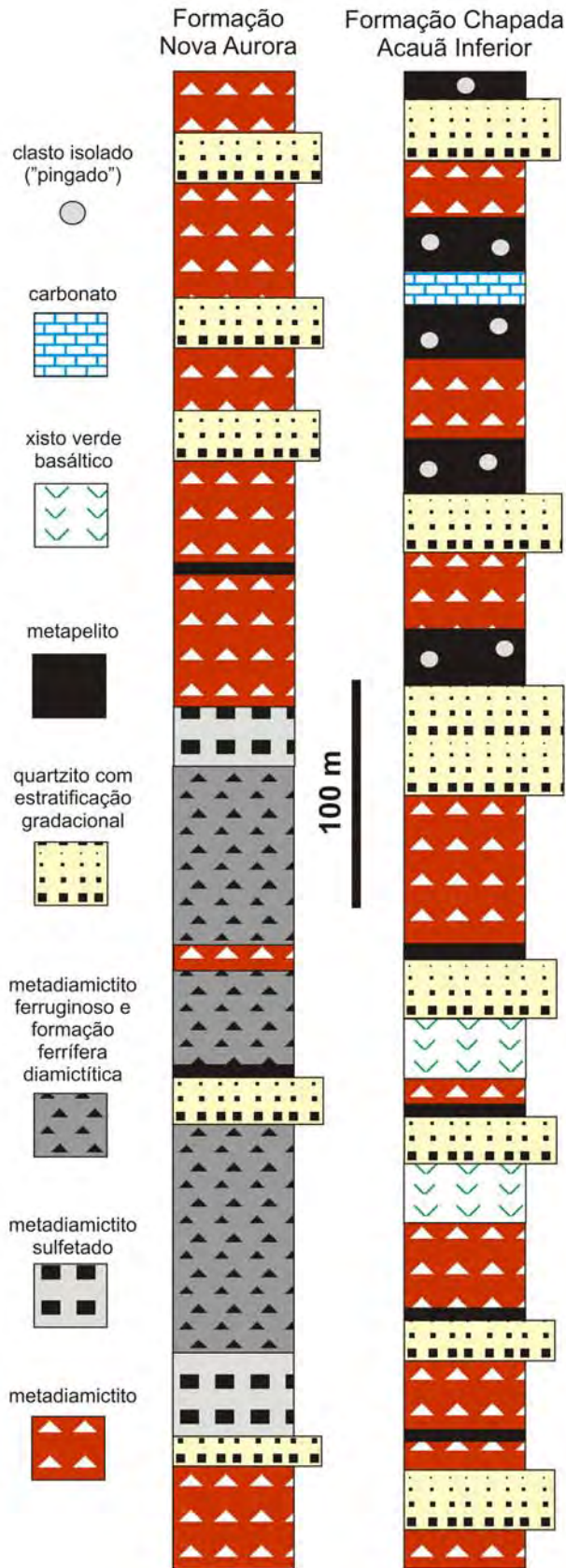


Figura 3 - Colunas estratigráficas regionais para as formações Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior, Grupo Macaúbas (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2011b).

cos) com intercalações de grafita gnaíse, quartzito e rochas calcissilicáticas, inclui as maiores jazidas de grafita lamelar do Brasil. Este complexo se correlaciona com as unidades pós-glaciais do Grupo Macaúbas, representando sedimentação de margem passiva (Gonçalves-Dias *et al.* 2011).

No Orógeno Araçuaí são reconhecidos quatro estágios orogênicos denominados pré-colisional (ca. 630 – 580 Ma), sin-colisional (ca. 580 – 560 Ma), tardi-colisional (ca. 560 – 530 Ma) e pós-colisional (ca. 530 – 490 Ma) (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a). No estágio pré-colisional (acrescionário) foi edificado o arco magmático representado pela Supersuíte G1 e pelo Grupo Rio Doce (Fig. 1). Bacias relacionadas ao arco magmático são representadas pelo Complexo Nova Venécia, na zona de retro-arco, e pela Formação Salinas que se caracteriza como depósitos orogênicos da região de ante-arco. O conjunto litológico denominado associação arco-antearco-embasamento compreende unidades de naturezas e idades diversas (Fig. 1). O estágio sincolisional caracteriza-se pela deformação e metamorfismo regionais e extensiva granitogênese do tipo S, que ocorreram entre ca. 582 e 560 Ma. A Supersuíte G2 engloba a granitogênese sincolisional do tipo S e, minoritariamente, termos do tipo I. A Supersuíte G3 consiste de leucogranitos do tipo-S originados no período tardi- a pós-colisional do Orógeno Araçuaí. No estágio pós-colisional ocorreram deformação e plutonismo relacionados ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí. Neste estágio formaram-se as suítes G4 e G5, compostas de plútons intrusivos, livres da foliação regional. Os mais importantes distritos pegmatíticos relacionam-se às intrusões pós-colisionais, em particular às da Suíte G4.

### SUMÁRIO DOS RECURSOS MINERAIS DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

São os bens minerais não-metálicos que ainda se destacam no cenário econômico do Orógeno Araçuaí, tais como gemas, grafita, minerais industriais de pegmatitos e um enorme volume de rochas ornamentais (Lobato & Pedrosa-Soares 1993, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a).

A exploração mineral dos terrenos englobados no Orógeno Araçuaí teve início nas últimas décadas do século 17, época da expedição de Fernão Dias Paes Leme, o "Caçador de Esmeraldas". A seguir, foram encontrados grandes depósitos au-

ríferos e diamantíferos nas regiões do Quadrilátero Ferrífero, Serro e Diamantina, cujas concentrações primárias situam-se em unidades do embasamento do Orógeno Araçuaí (incluindo-se aí o Supergrupo Espinhaço).

Foi, entretanto, a expedição de Sebastião Leme do Prado, na terceira década do século 18, que deu início à extração de ouro no Vale do Rio Araçuaí, dos arredores de Minas Novas a Virgem da Lapa, passando por Chapada do Norte e Berilo. A despeito de sua significativa importância na época, estes depósitos auríferos, situados ao longo do Corredor Transpressivo das Minas Novas, praticamente se esgotaram e, hoje, restam apenas ocorrências que são garimpadas na dependência das necessidades econômicas locais (Pedrosa-Soares 1995, Pedrosa-Soares & Leonardos 1996).

No século 19, conforme relatos de pesquisadores pioneiros daquela época (*in* Pedrosa-Soares 1995), retomou-se a busca por pedras coradas (*e.g.*, esmeralda, turmalina, água-marinha, variedades de quartzo), as quais são encontradas em pegmatitos e sistemas hidrotermais, além de depósitos secundários, situados nos vales dos rios Doce, Jequitinhonha e Mucuri. Foi, entretanto, por volta da Segunda Guerra Mundial e da Guerra Fria, nas décadas de 1940 a 1980, que a exploração de pegmatitos teve seu grande auge, em decorrência da demanda por insumos para a indústria bélica (*e.g.*, mica, berilo e quartzo), a qual sempre foi acompanhada pela extração de gemas, minerais raros, peças ornamentais, e minerais para a indústria cerâmica e vidreira. A produção de cassiterita e columbita-tantalita teve importância no passado, a exemplo das atividades da antiga Companhia Arqueana de Minérios e Metais, nas décadas de 1960 a 1980, mas hoje se encontra praticamente paralisada. No caminho oposto, desenvolveu-se marcadamente a produção de feldspato pegmatítico para a indústria cerâmica e vidreira, e de espodumênio para a indústria do lítio, especialmente nos distritos pegmatíticos de Araçuaí, Conselheiro Pena e São José da Safira, assim como os pegmatitos de maiores dimensões se tornaram importantes alvos para exploração de rochas ornamentais (Correia-Neves *et al.* 1986; Pedrosa-Soares *et al.* 1990, 2001b, 2009, 2011a; Romeiro 1998; Romeiro & Pedrosa-Soares 2005; Pinho-Tavares *et al.* 2006).

Entretanto, a exploração de rochas graníticas para fins comerciais vai muito além dos pegmati-

tos e, há tempos, transformou a província de rochas ornamentais (PROMGES, Fig. 1) que se estende pelos estados do Espírito Santo e Minas Gerais, em terrenos do Orógeno Araçuaí, no maior produtor de rochas ornamentais do Brasil (Costa *et al.* 2001, Costa & Pedrosa-Soares 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a).

Outro recurso mineral muito importante no Orógeno Araçuaí é, também, um bem mineral não-metálico, a grafita lamelar (*flake graphite*), explorada há décadas na região de Pedra Azul – Salto da Divisa (Fig. 1), onde ocorre em camadas metassedimentares do Complexo Jequitinhonha e Grupo Macaúbas (Faria 1997, Reis 1999, Daconti 2004, Belém 2006).

Além dos recursos minerais acima mencionados e dos depósitos de ferro que serão detalhados adiante, são dignos de nota os depósitos de manganeses associados aos grupos Dom Silvério (Jordt-Evangelista *et al.* 1990, Cavalcante & Jordt-Evangelista 2004) e Macaúbas (Dossin & Dardenne 1984, Pinho 2009), de níquel laterítico associado a rochas metaultramáficas (Angeli & Choudhouri 1985), e o ainda pouco explorado potencial mineral dos complexos ofiolíticos (Suita *et al.* 2004, Queiroga *et al.* 2006).

## O DISTRITO FERRÍFERO NOVA AURORA, NORTE DE MINAS GERAIS

Depósitos de ferro são conhecidos na região norte de Minas Gerais desde o início do século 20, mas os primeiros trabalhos prospectivos de porte datam da década de 1970 (Schobbenhaus 1972, Viveiros *et al.* 1978, Vilela 1986). Na área de ocorrência dos depósitos de ferro, o Grupo Macaúbas foi subdividido em formações Rio Peixe Bravo, basal, composta de quartzitos e metapelitos, e Nova Aurora, no topo, constituída de metadiamicctitos, metadiamicctitos ferruginosos, quartzito e raro metapelito (Viveiros *et al.* 1978). O Membro Riacho Poções, rico em metadiamicctitos ferruginosos, foi individualizado como portador do minério de ferro da Formação Nova Aurora (Viveiros *et al.* 1978).

O mapeamento geológico sistemático da região foi realizado, em escala 1:100.000, no âmbito do Projeto Espinhaço (Grossi-Sad *et al.* 1997), destacando-se as folhas Padre Carvalho (Mourão & Grossi-Sad 1997) e Rio Pardo de Minas (Roque *et al.* 1997) onde se situa a área-tipo do Membro Ria-



cho Poções (Fig. 4). Apesar do esforço despendido para se mapear estas folhas na escala referida, elas revelam pouco mais do que já se conhecia sobre a distribuição das formações ferríferas, em decorrência da presença de extensos chapadões cobertos por solos elúvio-coluvionares, e da enorme dificuldade de acessos ao interior e bordas desses platôs na época de realização do projeto. Em tal situação geomorfológica, imagens dos mais diversos sensores remotos também pouco auxiliam para mapear a real extensão do Membro Riacho Poções (Voll 2014).

De fato, foram os levantamentos aerogeofísicos realizados pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG, Área 8, 2006) que revelaram marcantes anomalias magnéticas, boa parte das quais corresponde aos metadiamicctitos ferruginosos e formações ferríferas do Membro Riacho Poções, mesmo onde estas rochas estão encobertas sob os chapadões da região (comparar mapas geológico e geofísico, Fig. 4). Isso levou a uma verdadeira "corrida do ferro" na região de tal forma que, hoje, são conhecidas em sub-superfície extensões muito maiores das camadas de metadiamicctitos ferruginosos e formações ferríferas associadas em relação aos trabalhos prospectivos pioneiros de Viveiros *et al.* (1978). Empresas, como a Sul Americana de Metais (SAM), Mineração Minas Bahia (MIBA) e VALE, têm trabalhos exploratórios avançados, sustentados por milhares de furos de sonda que revelam reservas superiores a vinte bilhões de toneladas de minério de ferro de baixo a médio teor (Porto 2013), em uma região de baixíssima densidade demográfica.

### **Geologia do Distrito Ferrífero Nova Aurora**

As grandes unidades estratigráficas da região do Distrito Ferrífero Nova Aurora são as formações Rio Peixe Bravo, Nova Aurora e Chapada Acauã, do Grupo Macaúbas, e as coberturas cenozóicas que ocorrem em chapadas (Fig. 2 e 4). Entretanto, os grandes depósitos de ferro parecem estar restritos ao Membro Riacho Poções da Formação Nova Aurora, embora existam ocorrências de formação ferrífera diamicctítica na Formação Chapada Acauã Inferior (Grossi-Sad *et al.* 1997).

A Formação Nova Aurora (Fig. 2, 3 e 4) é composta por metadiamicctitos, com intercalações de quartzitos e metapelitos (filitos a xistos micáceos

e granatíferos), incluindo o conjunto dominado por metadiamicctito ferruginoso e metadiamicctito sulfetado, com intercalações de formação ferrífera diamicctítica, quartzito e filito hematíticos do Membro Riacho Poções. Este membro situa-se na porção basal da Formação Nova Aurora, seguido por espesso pacote de metadiamicctito não ferruginoso (Vilela 2010). A espessura do Membro Riacho Poções foi estimada em aproximadamente 600m (Viveiros *et al.* 1978; Grossi-Sad *et al.* 1997, Uhlein *et al.* 1999), mas é difícil uma avaliação precisa devido a intensa e complexa deformação regional. Os metadiamicctitos da Formação Nova Aurora, incluindo o Membro Riacho Poções, são interpretados como depósitos glácio-marinhos do Criogeniano (Pedrosa-Soares *et al.* 2011b).

Na área do distrito são reconhecidos três acervos de estruturas tectônicas, os quais estão relacionados a três fases de deformação (Uhlein 1991, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Mourão & Grossi-Sad 1997, Roque *et al.* 1997, Marshak *et al.* 2006, Vilela 2010). A primeira fase ( $D_1$ ), correspondente à principal deformação dúctil regional, se caracteriza pela foliação principal ( $S_1$ ) de direção NNE e mergulho entre  $15^\circ$  e  $50^\circ$  para ESE. A foliação  $S_1$  é uma xistosidade paralela ao plano axial de dobras apertadas a isoclinais, geralmente transpostas e rompidas, vergentes para oeste. Uma marcante lineação de estiramento de seixos é paralela à lineação mineral contida em  $S_1$  (Fig. 5). Os indicadores cinemáticos relacionados às estruturas  $D_1$  indicam transporte tectônico para oeste, rumo ao Cráton do São Francisco. A segunda fase de deformação ( $D_2$ ) se caracteriza pela foliação  $S_2$  que mergulha em torno de  $45^\circ$  para oeste.  $S_2$  se caracteriza como xistosidade ou clivagem de crenulação paralela ao plano axial de dobras assimétricas, em cascata, vergentes para leste (Fig. 5). Paralelas a  $S_2$ , ocorrem falhas normais tardias com blocos de capa deslocados para leste. As estruturas e transporte tectônico relacionados à fase de deformação  $D_2$  caracterizam uma larga zona de cisalhamento dúctil-rúptil com movimentação normal, a Zona de Cisalhamento Chapada Acauã, que acomodou deslocamentos associados ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2006, Marshak *et al.* 2006). A terceira fase deformacional ( $D_3$ ) representa a deformação rúptil regional, caracterizada por dois sistemas de fraturas bem espaçadas, direcionados a NW e NE, que se associam às grandes flexuras regionais (Vilela 2010).

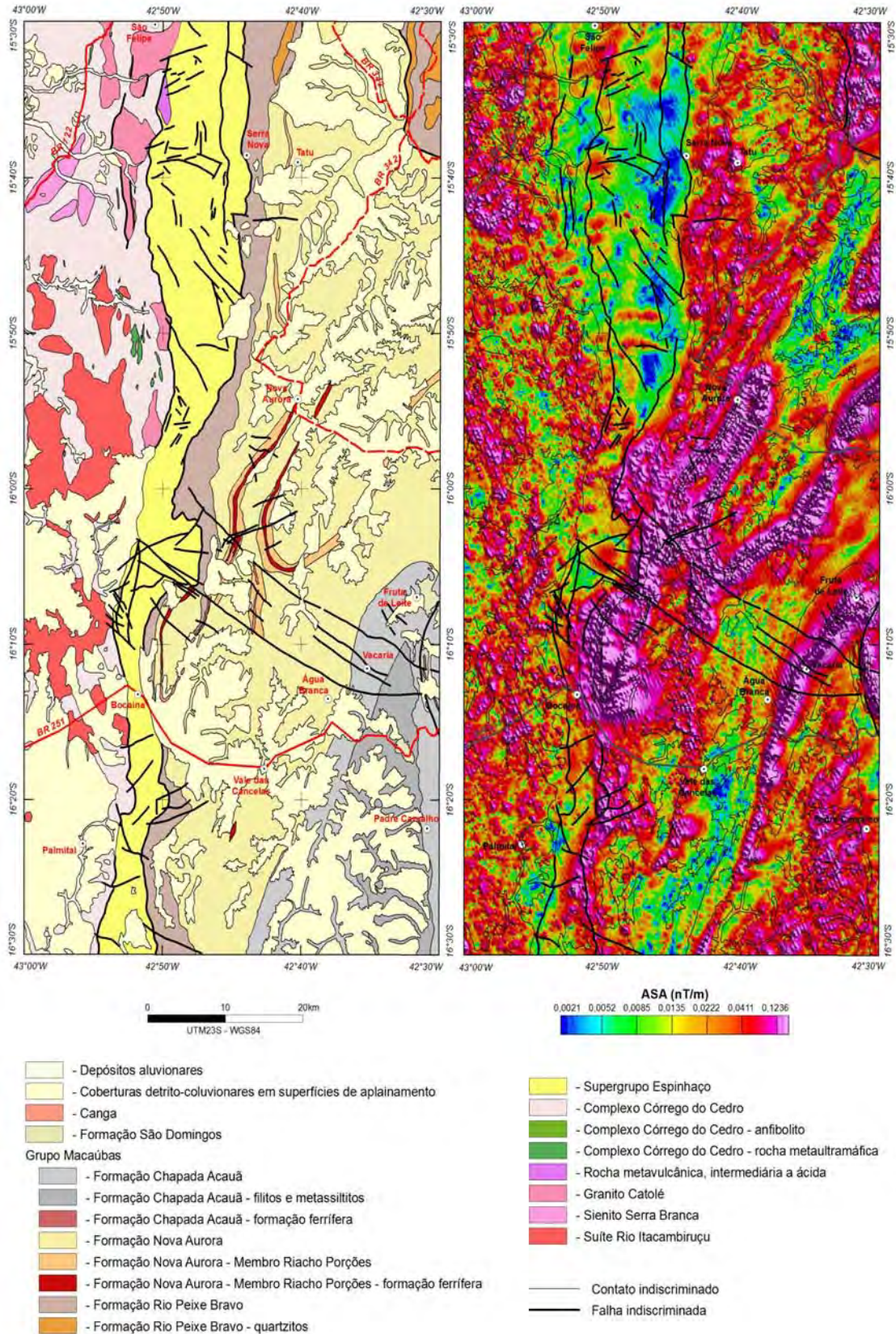


Figura 4 - Mapas geológico e magnetométrico (amplitude do sinal analítico) da área coberta pelas folhas Padre Carvalho e Rio Pardo de Minas. As cartas geológicas são de Mourão & Grossi-Sad (1997) e Roque et al. (1997). Os dados magnetométricos são da Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG, Área 8, 2006).

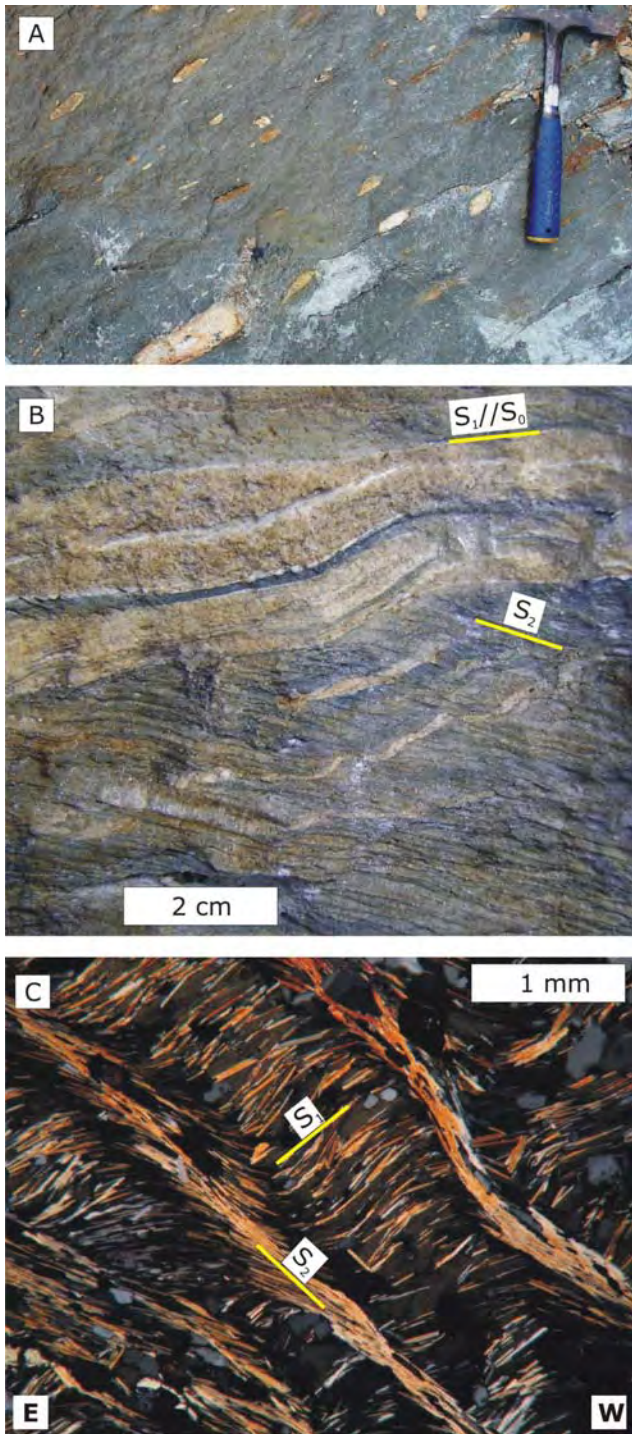


Figura 5 - Estruturas de rochas da Formação Nova Aurora (indica-se a direção E-W na foto inferior): A, metadiamicctito hematítico, mostrando estiramento de seixos de carbonato (creme a ocre), quartzito e quartzito leitoso; B, metadiamicctito hematítico com intercalações de quartzito que marcam a estratificação reliquiar, à qual se paraleliza a xistosidade regional  $S_1$ , que, de forma mais nítida na porção cinza (rica em hematita), é cortada pela foliação de crenulação  $S_2$  (observar, logo acima da escala, que lâminas quartzíticas e seixos estão transpostos na direção de  $S_2$ ); C, fotomicrografia de um metapelito, mostrando a relação entre as foliações  $S_1$  e  $S_2$  (nicóis cruzados).

### Petrografia e Minerografia de Depósitos de Ferro da Formação Nova Aurora.

Apresenta-se uma síntese dos estudos realizados por Vilela (2010), atualizada com dados coletados posteriormente. As rochas adiante descritas foram amostradas em afloramentos e testemunhos de sondagem, situados em áreas prospectadas pela SAM (Sul Americana de Metais S/A). Estas áreas encontram-se no domínio de grandes chapadas dissecadas por vales íngremes, esculpidos por drenagens que, atualmente, são intermitentes em sua maioria. As áreas têm como substrato a Formação Nova Aurora, incluindo seu Membro Riacho Poções. Nas áreas amostradas, o Membro Riacho Poções é representado por variedades de metadiamicctito ferruginoso (a hematita e/ou magnetita) que podem atingir teores de ferro acima de 15% (em peso), classificando-se como formação ferrífera diamictítica. A rocha regional, encaixante das camadas ferruginosas, é um metadiamicctito com pequena concentração de ferro total (< 5% em peso). Os termos intermediários entre a formação ferrífera diamictítica s.s. (> 15% Fe) e o metadiamicctito encaixante (< 5% Fe) são também incluídos no Membro Riacho Poções.

### Metadiamicctito Encaixante (ou Regional)

Trata-se de um metarrudito suportado pela matriz que ocorre na base e no topo da sucessão litológica portadora de minério de ferro, parecendo ser bem mais espesso no topo (Fig. 3). A abundante matriz do metadiamicctito encaixante é cinza-azulada a bege, localmente esverdeada, e envolve clastos mal selecionados em composição e tamanho. Esta matriz, cuja granulação média varia desde menor que 0,01mm até 0,5mm, é composta por quartzo, muscovita, biotita e/ou clorita, com carbonato e feldspato subordinados. O quartzo está geralmente recristalizado, com formas poligonais a estiradas segundo a lineação contida em  $S_1$ . Os grãos de quartzo menores foram mais afetados pela deformação e recristalização, mas os maiores podem apresentar características sedimentares preservadas, como formas arredondadas. Os filossilicatos (muscovita, biotita e clorita) mostram hábitos fibroso a ripiforme, definem as foliações  $S_1$  e  $S_2$ , e envolvem os demais grãos da matriz e os clastos. O carbonato da matriz apresenta formas poligonais ou está orientado segun-

do a foliação, parecendo ser predominantemente metamórfico. Poucos grãos de carbonato da matriz têm características que podem ser detríticas, embora clastos de carbonato do tamanho de grânulo a seixo são frequentemente encontrados no metadiamicitito. Dentre os feldspatos, o plagioclásio predomina sobre feldspato potássico, sendo ambos detríticos, com formas arredondadas de bordas sinuosas preservadas, embora ligeiramente estiradas. A maioria dos grãos de feldspato está significativamente fraturada e alterada por saussuritização e sericitização.

Os principais minerais acessórios da matriz do metadiamicitito regional são epidoto, apatita e turmalina, mas também ocorre zircão, rutilo e minerais opacos (óxidos de ferro, sulfetos). O epidoto, metamórfico, está estirado e envolto por muscovita fibrosa. A apatita é predominantemente detrítica, pois se apresenta em grãos arredondados e fraturados. Apatita metamórfica é rara, tem hábito prismático com seção basal euédrica e está orientada segundo a foliação. A turmalina detrítica caracteriza-se por formas arredondadas, mas sua geração metamórfica, que ocorre na porção mais fina da matriz, apresenta seção basal trigonal e hábito prismático.

Quando prevalece clorita e biotita, em relação à muscovita, o metadiamicitito torna-se esverdeado e contém sulfetos (pirita, pirrotita e rara calcopirita) disseminados na matriz e estirados segundo a foliação. Ocorrem porfiroblastos de granada que ultrapassam 1 mm de diâmetro. O metadiamicitito esverdeado apresenta menor quantidade de clastos.

O metadiamicitito regional contém quantidades muito variadas de clastos de carbonato, quartzo, quartzito, metapelito (filito e xisto), gnaiss e granitóide, os quais variam de tamanho entre grânulo e matacão, predominando os seixos. Os clastos de carbonato, quartzo, quartzito e metapelito estão geralmente estirados paralelamente à direção do mergulho da foliação  $S_1$ , materializando a marcante lineação de estiramento regional que também se manifesta nos metadiamicititos ferruginosos (Fig. 5). Nas raras zonas de menor deformação, os clastos estão preservados e apresentam formas angulares a arredondadas, sem orientação.

#### **Litotipos do Membro Riacho Poções**

Esta subunidade da Formação Nova Aurora é

caracterizada pela grande abundância de metadiamicitito ferruginoso, ocorrendo amplo espectro de variações composicionais entre os termos hematíticos e magnetíticos (Vilela 2010). O contato basal do Membro Riacho Poções se caracteriza por zona de cisalhamento dúctil onde ocorrem recristalização e reconcentração de especularita e/ou magnetita. Nesta zona de contato basal, a quantidade de especularita pode alcançar até 60% (em volume) da matriz do metadiamicitito hematítico e aparecem porfiroblastos de magnetita de granulação grossa (> 1mm), geralmente deformados e rotacionados. Da base ao topo, a partir do contato rico em especularita e/ou magnetita, o Membro Riacho Poções caracteriza-se pela predominância de metadiamicitito hematítico com teor de ferro variável, mas decrescente rumo ao topo (Fig. 6).

A quantidade de hematita da matriz do metadiamicitito hematítico varia entre 5% e 60%. Hematita e micas ocorrem em concentrações inversamente proporcionais, observando-se em campo a clara diminuição na concentração de hematita rumo ao topo mais enriquecido em mica. O metadiamicitito hematítico possui trama similar à do metadiamicitito encaixante, mas contém quantidades significativas de hematita em detrimento das micas e outros minerais. A hematita ocorre disseminada na matriz do metadiamicitito, e se concentra em lâminas, bandas e lentes correspondentes às foliações  $S_1$  e  $S_2$ , mostrando características diferentes em cada caso (Fig. 5 e 7). A hematita é relativamente fina na matriz de lentes e camadas que corresponderiam à estratificação original, mas apresenta granulação maior nas lâminas e bandas resultantes das fases de deformação e metamorfismo que originaram as foliações  $S_1$  e  $S_2$ . A concentração de hematita em  $S_2$  pode formar um marcante bandeamento metamórfico, discordante de  $S_1$ , que é destacado pela alternância de lâminas ricas em especularita com lâminas compostas de quartzo, muscovita e hematita. A hematita especular fina raramente excede 0,1mm de comprimento e ocorre na matriz do metadiamicitito. Esta hematita especular fina materializa, juntamente com as micas, a foliação  $S_1$  da matriz, na qual forma arranjos anastomosados, envolvendo grãos de quartzo, feldspato e carbonato (Fig. 7A,B). A hematita especular grossa alcança 1mm de comprimento e se concentra em lâminas correspondentes às foliações  $S_1$  e  $S_2$  (Fig. 7C,D). Quartzo, carbonato e micas ocorrem estirados paralelamente

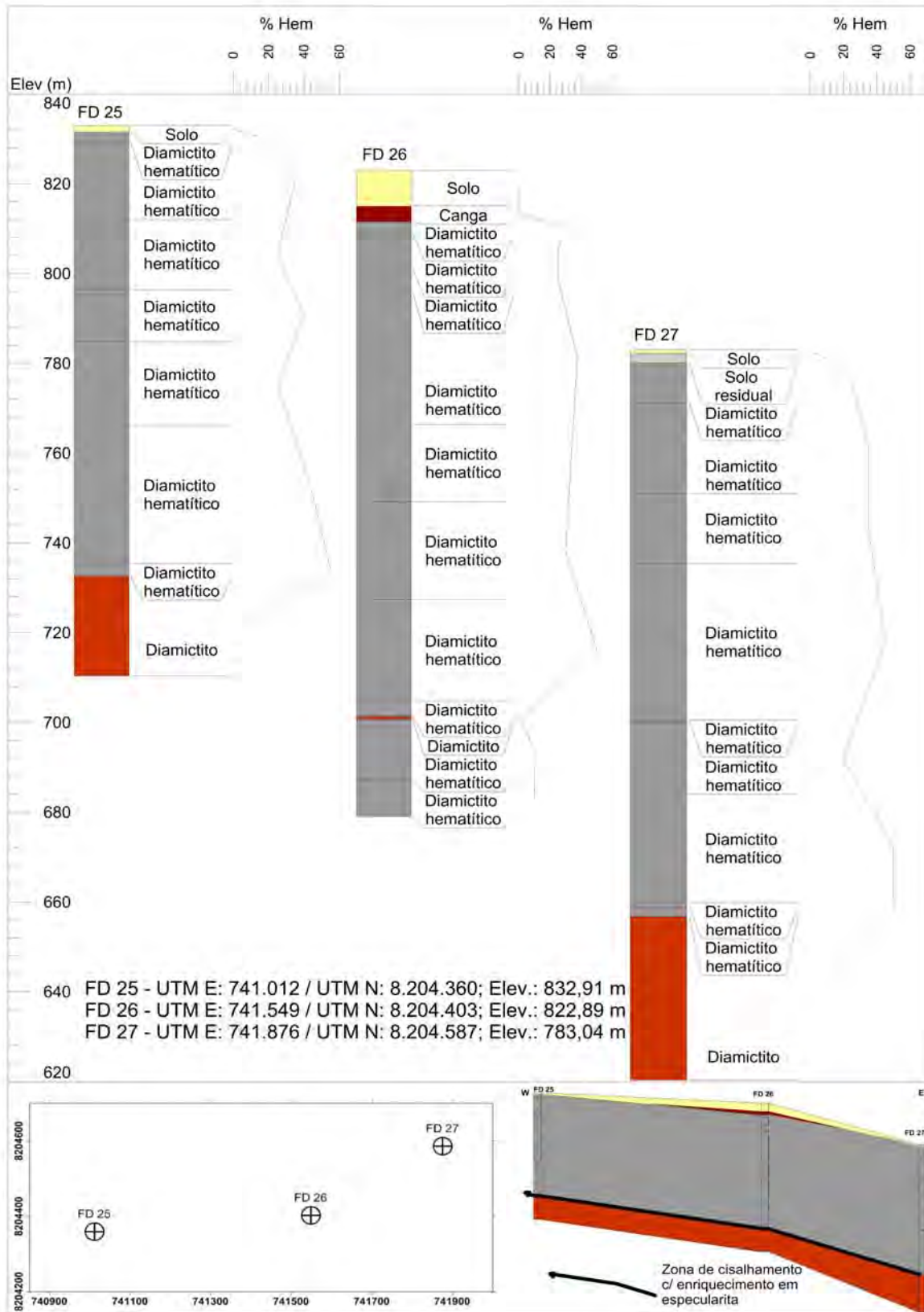


Figura 6 - Perfis de três furos de sonda e sua correlação, mostrando a variação dos conteúdos de hematita (em volume) para parte do Membro Riacho Poções (Vilela 2010). Diamictito refere-se ao metadiamictito regional, ou encaixante (estéril). O metadiamictito hematítico apresenta quantidades variadas de magnetita.

te às lâminas ricas em especularita. Hematita granular também ocorre na matriz do metadiamiccito, mas em quantidades muito inferiores às demais variedades.

Magnetita, parcial a totalmente martitizada, geralmente não passa de 2% em relação ao volume de matriz do metadiamiccito hematítico (à exceção de zonas de cisalhamento onde ocorre enriquecimento em magnetita). A magnetita pode atingir 2cm de diâmetro e ocorre disseminada na matriz ou associada à lâminas e bandas ricas em hematita especular grossa. Os cristais de magne-

tita podem se mostrar estirados, rotacionados e subgranulados, apresentando caudas de recristalização ricas em hematita especular grossa e sombras de pressão com quartzo e/ou carbonato (Fig. 7E). Porfiroblastos euédricos a subédricos de magnetita também ocorrem disseminados na matriz (Fig. 7F). Quando martitizada, a magnetita mostra muitas inclusões de quartzo e outros minerais.

O metadiamiccito magnetítico apresenta tonalidade cinza mais escura que o metadiamiccito hematítico e se caracteriza pelo aumento progressi-

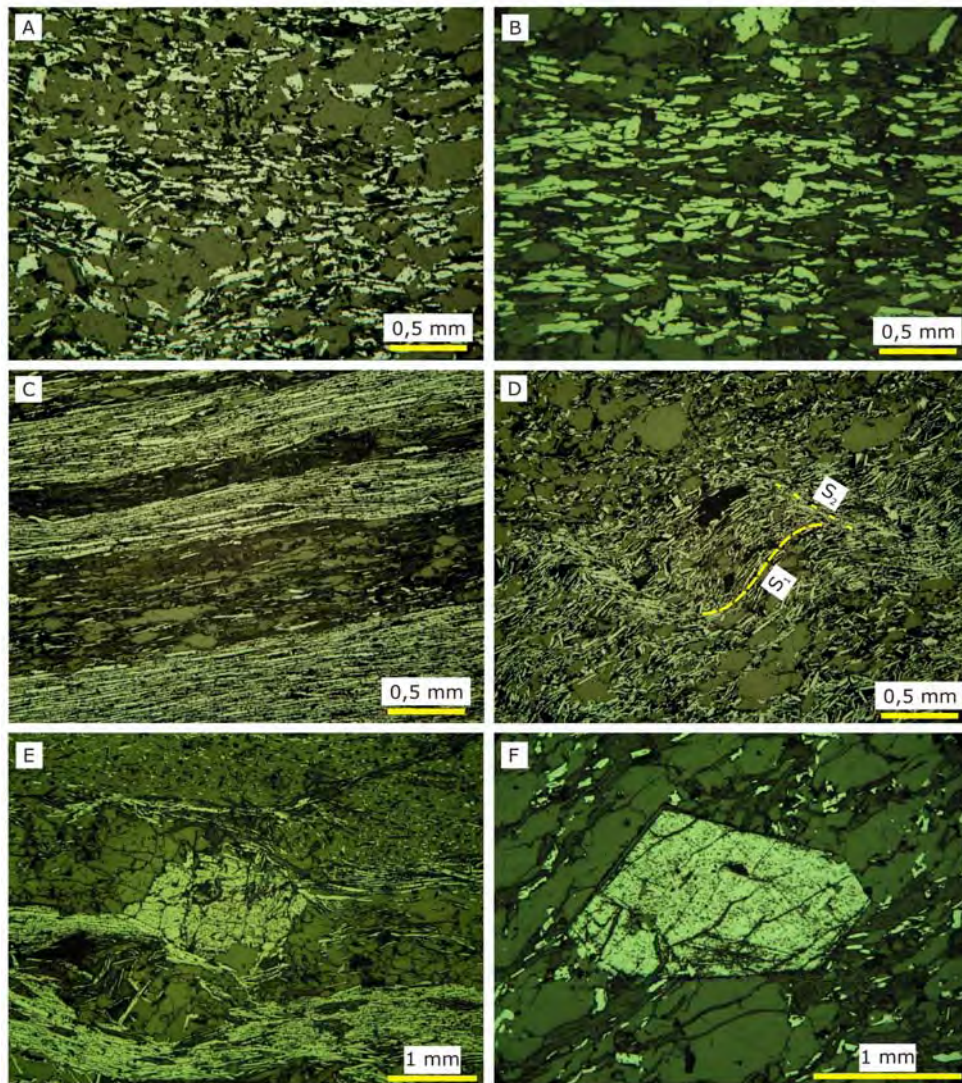
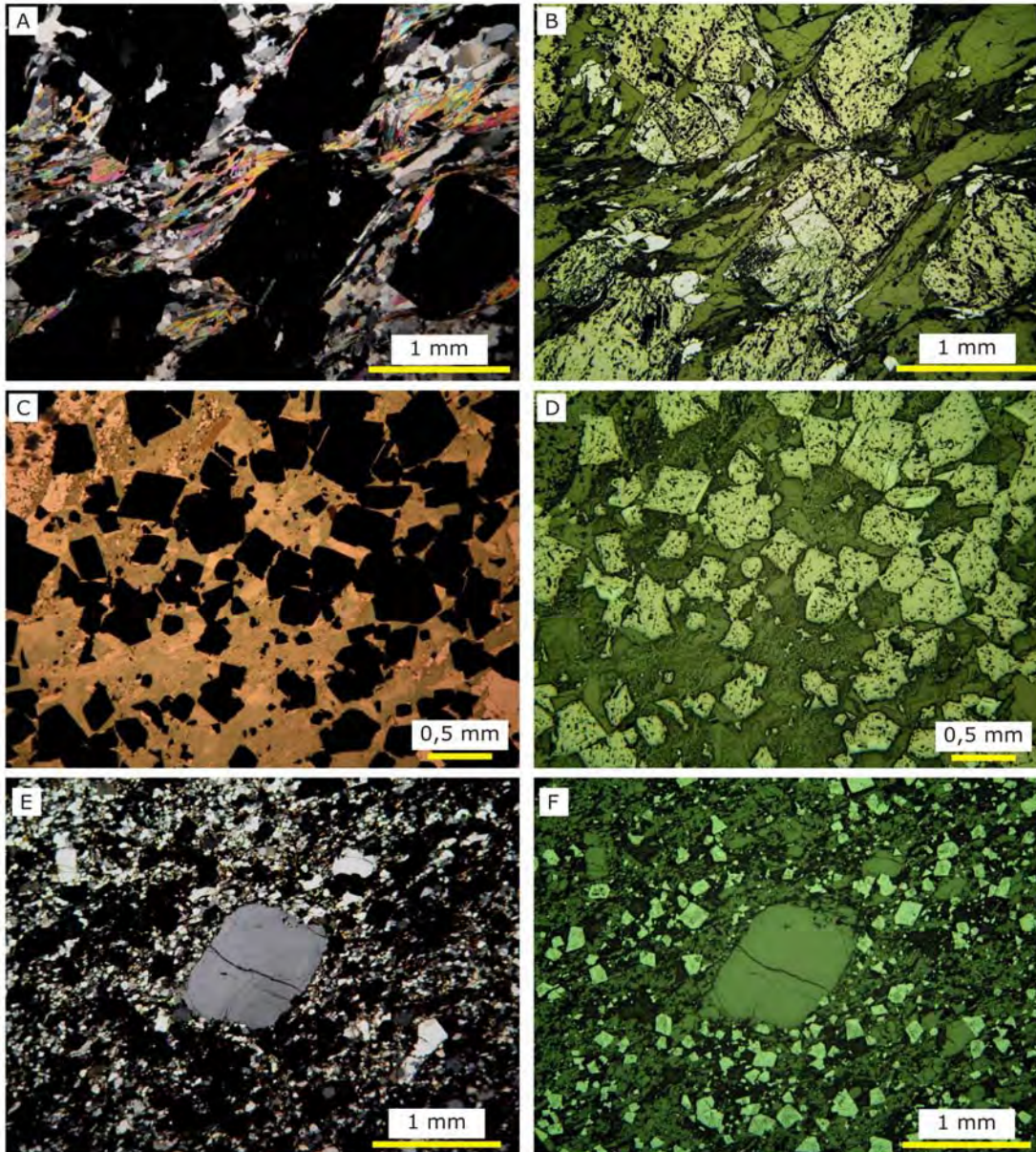


Figura 7 - Fotomicrografias do metadiamiccito hematítico em luz refletida: A, hematita especular fina ao longo da foliação  $S_1$ , anastomosada, envolvendo outros componentes da matriz (predominantemente quartzo recristalizado e rara hematita granular); B, concentração de hematita especular fina em lâminas  $S_1$  (neste caso, a menor quantidade e menor tamanho dos minerais da ganga permitem uma orientação mais uniforme da especularita); C, concentração e recristalização de especularita grossa em lâminas  $S_2$ , intercaladas com lâminas pobres em hematita; D, transposição de  $S_1$  por  $S_2$ , mostrando recristalização de hematita especular grossa em  $S_2$ ; E, porfiroblasto de magnetita martitizada, estirado e subgranulado, com cauda de recristalização de especularita; F, porfiroblasto idiomórfico de magnetita martitizada, isolado na matriz do metadiamiccito hematítico.

vo na quantidade de magnetita em relação à de hematita (que pode estar ausente deste tipo de minério). A magnetita é geralmente porfiroblástica e pode atingir 2mm de diâmetro, predominando granulação maior que 0,7mm. Apesar da deformação da matriz, a magnetita geralmente se apresenta pouco ou nada deformada. Quando deformada, a magnetita orienta-se paralelamente à foliação  $S_1$  que é materializada por quartzo estirado, mica e hematita fina (Fig. 8A,B). Porfiroblastos

euédricos a subédricos de magnetita com até 1mm de diâmetro, assim como magnetita fina, ocorrem disseminados na matriz (Fig. 8C a 8F). O metadiamicctito magnetítico pode ser bandado, com bandas de cor cinza, ricas em magnetita, intercaladas com bandas mais ricas em quartzo e muscovita. A quantidade de hematita especular aumenta nas bandas ricas em magnetita. Quando em tons esverdeados, o metadiamicctito magnetítico apresenta aumento na concentração de clorita e biotita



*Figura 8 - Fotomicrografias do metadiamicctito magnetítico: A (luz transmitida, nicóis paralelos), B (luz refletida); tomadas do mesmo local, mostrando porfiroblastos deformados de magnetita grossa (> 1mm), parcialmente martitizados, envolvidos por quartzo e muscovita que marcam a xistosidade  $S_1$ ; C (luz transmitida, nicóis paralelos), D (luz refletida); tomadas do mesmo local, mostrando porfiroblastos euédricos a subédricos de magnetita em matriz rica em clorita (esverdeada); E (luz transmitida, nicóis paralelos), F (luz refletida); tomadas do mesmo local, magnetita euédrica a subédrica, de granulação fina a média (< 0,3 mm), disseminada em matriz rica em quartzo.*

(Fig. 8C,D). Poiquiloblastos de granada ocorrem nas bandas clorítico-biotíticas mais espessas e com menos magnetita. A quantidade de sulfetos (predominantemente pirita) parece aumentar na passagem do metadiamicctito magnetítico para o metadiamicctito regional que, também, se apresenta sulfetado. Semelhantemente à magnetita, os sulfetos podem estar presentes na forma de porfiroblastos subédricos a euédricos (geralmente cúbicos), com granulação inferior a 1 mm, ou estirados e concentrados ao longo da xistosidade  $S_1$ .

### **Geoquímica dos litotipos ferruginosos e rochas associadas**

Foram selecionadas 26 amostras de testemunhos de sondagem para análises litoquímicas, representativas das variações composicionais dos metadiamicctitos ferruginosos e regional (encaixante). Na seleção das amostras dos metadiamicctitos evitaram-se alterações intempéricas e, após a completa remoção dos clastos, foi analisada somente a matriz. Os dados analíticos completos estão em Vilela (2010). Os conteúdos de ferro são sempre referidos como  $Fe_2O_3$  (ferro total oxidado).

Os metadiamicctitos analisados são compostos, principalmente, por sílica e óxido de ferro ( $48,08\% < SiO_2 + Fe_2O_3 < 95,37\%$ ), com  $SiO_2$  variando entre 13,24% e 88,50%, e  $Fe_2O_3$  de 2,12% a 78,02% (Fig. 9A). A variação no conteúdo de  $Al_2O_3$  reflete, essencialmente, diferenças na quantidade total de mica e granada, ou seja, na contribuição argilosa dos protolitos sedimentares. Neste aspecto, os estudos petrográficos e minerográficos demonstram que o aumento em hematita e/ou magnetita se correlaciona com a diminuição na quantidade de mica dos metadiamicctitos.

O metadiamicctito encaixante (regional) apresenta  $SiO_2$  entre 34,57% e 88,50%, e  $Fe_2O_3$  de 2,12% a 20,81%. Os demais componentes totalizam entre 6,25% e 21,98%, com destaque para  $Al_2O_3$ , MgO, CaO e  $K_2O$  que alcançam até 12,03%, 2,37%, 3,61% e 3,79%, respectivamente. O maior valor de  $Fe_2O_3$  (20,81%) no metadiamicctito regional é de uma amostra muito rica em clorita, biotita e granada. As bandas cloríticas do metadiamicctito encaixante têm composição média mais complexa, dada por 36,08%  $SiO_2$ ; 13,84%  $Fe_2O_3$ ; 2,49%  $TiO_2$ ; 22,83%  $Al_2O_3$ ; 0,12% MnO; 10,71% MgO; 1,49% CaO; 0,65%  $Na_2O$ ; 3,99%  $K_2O$ ; 0,37%  $P_2O_5$ ; e 0,05%  $Cr_2O_3$ . Os altos teores relativos de

ferro, magnésio e cromo sugerem contribuição vulcânica-vulcanoclástica para as bandas cloríticas.

Os metadiamicctitos ferruginosos do Membro Riacho Poções apresentam teores de  $SiO_2$  variáveis entre 13,24% e 78,01%, e de  $Fe_2O_3$  (total) de 10,88% a 78,02%. Os maiores teores ocorrem no metadiamicctito hematítico rico em lâminas com alta concentração de especularita e magnetita. Nas análises realizadas, o  $Fe_2O_3$  varia de 17,02% a 37,75% no metadiamicctito hematítico, e entre 10,88% e 21,66% para o metadiamicctito magnetítico. Os demais componentes químicos dos metadiamicctitos ferruginosos ( $TiO_2 + Al_2O_3 + MnO + MgO + CaO + Na_2O + K_2O + P_2O_5 + Cr_2O_3$ ) somam entre 2,94% e 21,91%. Destaca-se que  $Al_2O_3$ , MgO e CaO alcançam até 12,04%, 4,23% e 7,22%, respectivamente. Para comparação, de uma mesma amostra de metadiamicctito hematítico analisou-se a matriz com hematita disseminada ( $Fe_2O_3 \sim 38\%$ ), e uma banda metamórfica rica em especularita e magnetita ( $Fe_2O_3 \sim 66\%$ ), cujos resultados evidenciam o marcante papel do metamorfismo na reconcentração do ferro. O principal contaminante identificado nos metadiamicctitos ferruginosos é o fósforo, com teores de até 0,4%, sendo que a apatita é o único mineral de fósforo nas amostras analisadas.

Os dados litoquímicos dos metadiamicctitos ferruginosos do Membro Riacho Poções mostram significativa correlação com as médias composicionais de outros depósitos de ferro contidos em diamicctitos glaciogênicos do Neoproterozóico (Fig. 9). Independentemente de serem mais ou menos metamorfisados, os exemplos comparados são compostos predominantemente de sílica e óxido de ferro. Aparentemente, o Membro Riacho Poções se mostra, em média, como o mais pobre em ferro ao ser comparado com as formações ferríferas dos grupos Rapitan, Umberatana e Urucum (Fig. 9A). Talvez isso se deva ao fato de se ter considerado os dados de metadiamicctitos ferruginosos com menos de 15% de ferro, ao passo que as análises dos demais depósitos referem-se somente a formações ferríferas. Para os demais elementos maiores (CaO a  $P_2O_5$ ), a correlação entre estes depósitos de ferro é estreita (Fig. 9A).

Normalizadas ao *North American Shale Composite* (NASC), os conteúdos de Elementos Terras Raras (ETR) das amostras de metadiamicctitos do Membro Riacho Poções mostram grande variação, desde um padrão de distribuição próximo ao NASC



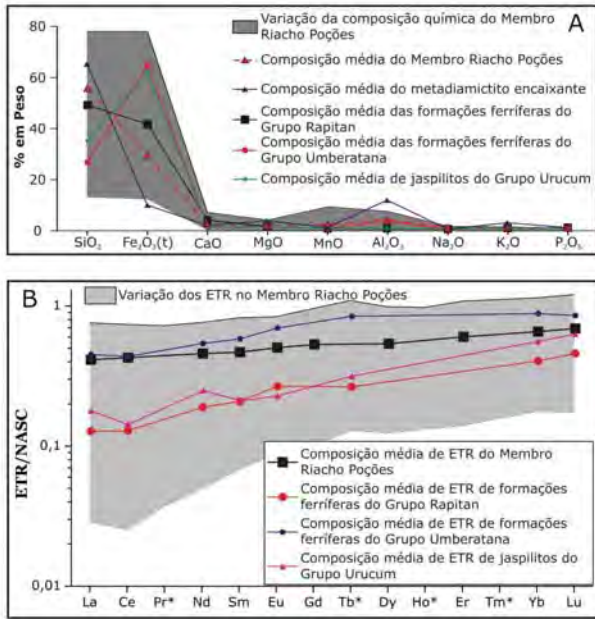


Figura 9 - Representação litoquímica da matriz dos metadiamicctitos ferruginosos do Membro Riacho Poções e do metadiamicctito regional da Formação Nova Aurora (dados em Vilela 2010), em comparação com formações ferríferas dos grupos Rapitan (Klein & Beukes 1993), Umberatana (Lottermoser & Ashley 2000) e Urucum (Klein & Ladeira 2004). A, diagrama de variação para elementos maiores; B, padrões de distribuição de ETR normalizados ao NASC (com valores de Gromet et al. 1984).

até termos extremamente empobrecidos em ETR e com significativo fracionamento dos ETR leves em relação aos pesados (Fig. 9B). O forte empobrecimento em ETR, assim como o fracionamento entre ETR leves e pesados, indica a influência da grande quantidade de quartzo e óxidos de ferro relativamente à escassez em micas, além de variações nos conteúdos de apatita. Desta forma, a ampla variação nos padrões de distribuição de ETR dos metadiamicctitos ferruginosos do Membro Riacho Poções sugere a concorrência de fatores relacionados à composição dos protolitos sedimentares e às modificações metamórficas associadas às fases deformacionais  $D_1$  e  $D_2$ , uma vez que estas causaram significativas variações nas quantidades relativas de óxidos de ferro, micas e quartzo.

Em termos de correlação com outros depósitos de ferro associados a diamicctitos glaciogênicos (Fig. 9B), o padrão médio de distribuição de ETR do Membro Riacho Poções mais se assemelha às formações ferríferas do Grupo Umberatana (ambos mais próximos do NASC) do que às formações ferríferas dos grupos Rapitan e Urucum, ambos bem mais empobrecidos e fracionados em relação ao NASC.

## COMENTÁRIOS FINAIS

Associados aos conjuntos litológicos neoproterozóicos e cambrianos do Orógeno Araçuaí, são os bens minerais não-metálicos, tais como gemas, minerais industriais (grafita, e minerais para indústria cerâmica e vidreira) e rochas ornamentais, que mais têm se destacado no cenário econômico da região (Fig. 1). Dentre os bens minerais metálicos com minas em atividade, destacam-se os pegmatitos litiníferos da Companhia Brasileira de Lítio, na região de Araçuaí, e os depósitos de manganês do Grupo Macaúbas na Serra do Espinhaço Meridional. Embora estejam fora do escopo deste capítulo, o item “Sumário dos Recursos Minerais do Orógeno Araçuaí” oferece ao leitor referências bibliográficas sobre todos estes depósitos minerais, dentre outros.

Na Faixa Araçuaí, que compõe parte do orógeno homônimo, ocorrem os grandes depósitos de ferro relacionados a metadiamicctitos do Grupo Macaúbas, constituindo o Distrito Ferrífero Nova Aurora, principal foco do presente capítulo (Fig. 4). Os metadiamicctitos ferruginosos constituem o Membro Riacho Poções da Formação Nova Aurora, uma das unidades glácio-marinhas do Grupo Macaúbas. As rochas com teores significativos de ferro são metadiamicctitos enriquecidos em hematita e/ou magnetita ao longo de zonas mais deformadas, com destaque para a zona de cisalhamento basal do Membro Riacho dos Poções, originadas durante as fases de deformação  $D_1$  e  $D_2$  (Fig. 6, 7 e 8). Portanto, as formações ferríferas do Membro Riacho Poções são, de fato, rochas metassedimentares detríticas (metadiamicctitos) enriquecidas em ferro por processos tectono-metamórficos relacionados à Orogenia Brasiliana. A concentração primária de ferro nas camadas diamicctíticas parece estar relacionada a processos glaciogênicos, embora não se descarte uma possível contribuição relacionada a vulcanismo. Apesar dos diversos projetos privados que há tempos vêm sendo anunciados pela mídia, o Distrito Ferrífero Nova Aurora ainda não tem mina em atividade. Este grande conjunto de depósitos de ferro que contaria mais de vinte bilhões de toneladas de minério de baixo a médio teor, se coloca, portanto, como uma nova fronteira para o setor mineral brasileiro.

**Agradecimentos** A.C. Pedrosa-Soares, Francisco Vilela e Eliane Voll agradecem a Manoel Barretto

da Rocha Neto e Hardy Jost pelo convite e incentivo para participar desta obra, e a Sul-Americana de Metais (SAM) pelo inestimável apoio à sua atividade científica. Dedicamos este capítulo aos saudosos professores, colegas e amigos Maria da Glória da Silva, Carlos Maurício Noce, Augusto Pedreira e Marcel Dardenne.

## REFERÊNCIAS

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Prec. Res.*, **149**:43-64.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15**:25-43.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *RBG*, **7**:349-364.
- Angeli N. & Choudhouri A. 1985. Ultramafic complexes and associated mineral deposits in the Precambrian of Eastern Minas Gerais, Brazil. *Miner. Depos.*, **20**:309-313.
- Babinski M. & Pedrosa-Soares A.C., Trindade, R.I.F., Martins, M., Noce, C.M., Liu, D. 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gond. Res.*, **21**:451-465.
- Belém J. 2006. *Caracterização mineralógica, física e termobarométrica de minérios de grafita da Província Grafítica Bahia-Minas*. Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, 165 p.
- Cavalcante V.B.P. & Jordt-Evangelista H. 2004. Distrito Manganífero de Saúde, Grupo Dom Silvério, MG: Caracterização mineralógica e petrográfica do protominério. *RBG*, **34**(1):11-20.
- Correia-Neves J.M., Pedrosa-Soares A.C., Marciano V.R. 1986. A Província Pegmatítica Oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *RBG*, **16**(1):106-118.
- Costa, A. G., Campello, M. & Pimenta, V. B. 2001. Rochas ornamentais e de revestimento de Minas Gerais: Principais ocorrências, caracterização e aplicações na indústria da construção civil. *Geonomos*, **8** (1): 9-13.
- Costa A.G. & Pedrosa-Soares A.C. 2006. *Catálogo de rochas ornamentais da região norte do Espírito Santo*. In: Notas explicativas das folhas Mantena e Ecooporanga, Programa Geologia do Brasil, UFMG, CPRM-GEOBANK.
- Daconti B.C. 2004. *Contexto geológico, controle e correlação regional das mineralizações de grafita da região de Almenara, Província Grafítica do Nordeste de Minas Gerais*, Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, 95 p.
- Dossin, I.A. & Dardenne, M.A. 1984. Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (área do Inhamé). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, Anais, vol. 1, 3104-3117.
- Faria L.F. 1997. *Controle e tipologia de mineralizações de grafita flake do nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia: uma abordagem regional*. Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, 105 p.
- Gonçalves-Dias T., Pedrosa-Soares A.C., Dussin I.A., Alkmim F.F., Caxito F.A., Silva L.C., Noce C.M. 2011. Idade máxima de sedimentação e proveniência do Complexo Jequitinhonha na área-tipo (Orógeno Araçuaí): primeiros dados U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detriticos de zircão. *Geonomos*, **19** (2):121-130.
- Gradim R.J., Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C.M. 2005. Xistos Verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo Básico do Rifte Neoproterozoico Macaúbas. *RBG*, **35** (4-suplemento):59-69.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. 1984. The 'North American Shale Composite': its compilation, major and trace element characteristics. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **48**:2469-2482.
- Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. (eds) 1997. *Projeto Espinhaço*. CODEMIG, <http://www.portalgeologia.com.br>
- Jordt-Evangelista H., Roeser H., Carmo V.E.F. 1990. Sobre o manganês no Distrito de Saúde e suas rochas encaixantes (Grupo Dom Silvério), Minas Gerais. *Rev. Escola de Minas*, **43**:36-43.
- Klein C. & Beukes N.J. 1993. Sedimentology and Geochemistry of the Glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron-Formation in Canada. *Econ. Geol.*, **88**:542-565.
- Klein C. & Ladeira E.A. 2004. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Econ. Geol.*, **99**:1233-1244.
- Lobato L.M. & Pedrosa-Soares A.C. 1993. Síntese dos Recursos Minerais do Craton do São Francisco e Faixas Marginais em Minas Gerais. *Geonomos*, **1**(1):51-64.
- Lottermoser B.G. & Ashley P.M. 2000. Geochemistry, petrology and origin of Neoproterozoic ironstones in the eastern part of the Adelaide Geosyncline, South Australia. *Prec. Res.*, **101**:49-67.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia UPb na Serra do Espinhaço Meridional. Bol. Núcleo Minas Gerais da SBG, **10**:171-174.
- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A., Pedrosa-Soares A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *J. Struct. Geol.*, **28**:129-147.
- Mourão M.A.A. & Grossi-Sad J.H. 1997. Geologia da Folha Padre Carvalho. In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares & B.S. Soares-Filho (eds), Projeto Espinhaço, CODEMIG, [www.portalgeologia.com.br](http://www.portalgeologia.com.br)
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi-Sad J.H., Bارس F.J., Guimarães M.L.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R., Roque N.C. 1997. Nova Divisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: O registro de uma bacia neoproterozoica. Bol. Núcleo Minas Gerais da SBG, **14**:29-31.
- Pedrosa-Soares A.C., Correia-Neves J.M., Leonardos O.H. 1990. Tipologia dos pegmatitos de Coronel Murta-Virgem da Lapa, Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. *Rev. Escola de Minas*, **43** (4):44-54.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal P., Monteiro R.L.B.P., Leonardos O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *J. South Am. Earth Sci.*, **6**:33-47.
- Pedrosa-Soares A.C. 1995. *Potencial aurífero do Vale do Araçuaí, MG: historia da exploracao, geologia e controle tectono-metamorfico*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 177 p.
- Pedrosa-Soares A.C. & Leonardos O.H. 1996. O Distrito Aurífero das Minas Novas do Araçuaí: Uma abordagem fundamentada em dados históricos e geológicos. *Rev. Escola de Minas*, **49** (4):33-38.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation

- of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, **26**:519-522.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001a. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Prec. Res.*, **110**:307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Pinto C.P., Netto C., Araujo M.C., Castañeda C., Achtschin A.B., Basílio M.S. 2001b. A Província Gemológica Oriental do Brasil. In: C. Castañeda, J.E. Addad & A. Liccardo (eds), *Gemas de Minas Gerais*. Belo Horizonte, SBG, 16–33.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**:1-16.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West Congo orogen. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. de Brito Neves & M.J. De Wit (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **294**:153–172.
- Pedrosa-Soares A.C., Chaves M., Scholz R. 2009. Eastern Brazilian Pegmatite Province. *Research Gate*, [http://www.researchgate.net/publication/234037120\\_Eastern\\_Brazilian\\_Pegmatite\\_Province](http://www.researchgate.net/publication/234037120_Eastern_Brazilian_Pegmatite_Province)
- Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí–West Congo orogen? *Geonomos*, **19**:244-251.
- Pedrosa-Soares A.C., De Campos C., Noce C.M., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F.F. 2011a. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **350**:25-51.
- Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C., Martins M., Queiroga G., Vilela F. 2011b. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil). In: E. Arnaud, G.P. Halverson & G. Shields-Zhou (eds), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geol. Soc. London, Memoirs, **36**:523–534.
- Pinho R.R. 2009. *Caracterização e gênese do minério de manganês do depósito da Mina Fazenda das Penas, borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional, MG*. Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, 119 p.
- Pinho-Tavares S., Castañeda C., Pedrosa-Soares A.C. 2006. O feldspato industrial de Coronel Murta, MG, e a perspectiva de aplicações à indústria cerâmica e vidreira. *RBG*, **36** (1, suplemento):200–206.
- Porto B. 2013. Projetos de mineração param e frustram o Norte de Minas. *Jornal Hoje em Dia*, edição de 03/11/2013, <http://www.hojeemdia.com.br/noticias/economia-e-negocios/projetos-de-mineracao-param-e-frustram-o-norte-de-minas-1.189112>
- Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Quéméneur J., Castañeda C. 2006. A unidade metassedimentar do ofiolito de Ribeirão da Folha, Orógeno Araçuaí, Minas Gerais: petrografia, geotermobarometria e caligrafia. *Geonomos*, **14**:9-12.
- Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Pimentel M.M., Dantas E., Martins M., Castañeda C., Suíta M.T.F., Prichard H. 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: The U-Pb Zircon (LA-ICPMS) dating of a plagiogranite. *Geonomos*, **15**:61-65.
- Queiroga G.N. 2010. *Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S*. Tese de Doutorado, IG/UFMG, 180 p.
- Reis L.B. 1999. *Estudos de mineralizações de grafita no extremo nordeste de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, 85 p.
- Romeiro J.C.P. 1998. *Controle da Mineralização de Lítio nos Pegmatitos da Mina da Cachoeira, Companhia Brasileira de Lítio, Araçuaí, MG*. Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, 102 p.
- Romeiro, J.C.P. & Pedrosa-Soares, A.C. 2005. Controle do minério de espodumênio em pegmatitos da Mina da Cachoeira, Araçuaí, MG. *Geonomos*, **13**:75-81.
- Roque N.C., Grossi-Sad J.H., Noce C.M., Fonseca E. 1997. Geologia da Folha Rio Pardo de Minas. In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares & B.S. Soares-Filho (eds), *Projeto Espinhaço, CO-DEMIG*, [www.portalgeologia.com.br](http://www.portalgeologia.com.br)
- Schobbenhaus C. 1972. Estudo geo-econômico preliminar do depósito de Ferro do Rio Peixe Bravo, Norte de Minas Gerais. Série Geologia Econômica, 8. Div. Geologia, Sup. Des. Nordeste - SUDENE, Recife, 36 p.
- Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Teixeira L., Armstrong R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco Congo Palecontinent. *Gond. Res.*, **13**:527-537.
- Suíta M.T.F., Pedrosa-Soares A.C., Leite C., Nilson A.A., Prichard H. 2004. Complexos ofiolíticos do Brasil e a metalogenia comparada das faixas Araçuaí e Brasília. In: E. Pereira, R. Castroviejo & F. Ortiz (eds), *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica: guías de prospección para metales preciosos*. Madrid, Ciencia y Tecnología para el Desarrollo-CYTED (Proyecto XIII.1), p. 101-132.
- Uhlein A. 1991. *Transição craton-faixa dobrada: Exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais: Aspectos estratigráficos e estruturais*. Tese de Doutorado, IG/USP, 253 p.
- Uhlein A., Trompette R. & Alvarenga C. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitaiá-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *J. South Am. Earth Sci.*, **12**:435-451.
- Vilela O.V. 1986. As jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão-Mogol, norte de Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (Eds). *Principais Depósitos Minerais do Brasil: Ferro e Metais da Indústria do Aço*, **2**:111-120.
- Vilela F.T. 2010. *Caracterização de metadiamictitos ferruginosos da Formação Nova Aurora (Grupo Macaúbas, Orógeno Araçuaí) a oeste de Salinas, MG*. Dissertação de Mestrado, IG/UFMG, 135 p.
- Viveiros J.F.M., Sá E.L., Vilela O.V., Santos O.M., Moreira J.M.P., Holder-Neto F., Vieira V.S. 1978. Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In: SBG. Congr. rasil. Geol., **30**, Recife. Anais, v. 1, p. 243-254.
- Voll E. 2014. *Integração de dados aerogeofísicos e de sensores remotos aplicada à cartografia geológica do Grupo Macaúbas e prospecção no Distrito Ferrífero Nova Aurora*. IG/UFMG, Dissertação de Mestrado (em conclusão).

# METALOGÊNESE DA ZONA EXTERNA DA FAIXA BRASÍLIA

MARCEL AUGUSTE DARDENNE<sup>†</sup> & NILSON FRANCISQUINI BOTELHO

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, 70910-900, Brasília  
E-mails: nilsonfb@unb.br

## INTRODUÇÃO

A Faixa de Dobramentos Brasília - FDB (Fig. 1) estende-se sobre mais de 1000 km, numa direção vizinha de norte-sul, ao longo da margem ocidental do Cráton São Francisco - CSF (Almeida 1981, Fuck *et al.* 1994, Dardenne 2000, Valeriano *et al.* 2004). De modo geral, as diversas unidades litoestratigráficas da FDB mostram, de leste para oeste, uma deformação progressivamente mais intensa acompanhada por um metamorfismo crescente, o que reflete a polaridade da faixa e a vergência para leste em direção ao CSF. Essas características permitem a individualização de três zonas tectônicas distintas: Zona Cratônica, Zona Externa e Zona Interna (Fuck *et al.* 1994). A megainflexão dos Pirineus orientada aproximadamente segundo EW, permite dividir a FDB em dois segmentos distintos, setentrional e meridional, os quais apresentam uma evolução tectônica diferenciada durante o Ciclo Brasileiro. Na Zona Externa da FDB ocorrem depósitos de fosfato, chumbo, zinco, ouro, estanho, tântalo e urânio (Dardenne 2000, Dardenne & Schobbenhaus 2003.

## DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE FOSFATO

A esta categoria pertencem as jazidas de Campos Belos/Arraias hospedadas no Grupo Bambuí, do Neoproterozóico, e Rocinha/Lagamar no Grupo Vazante, do Meso-Neoproterozóico.

### Depósitos de Fosfato do tipo Campos Belos/Arraias

Os depósitos de Campos Belos/Arraias (Fig. 2a) foram descobertos pela METAGO na década de 70 (Dardenne *et al.* 1986) nas ocorrências denominadas São Bento, Coité 1 e 2, São Mateus, Vargem Grande, Barra do Dia, Mangueira, Gaucho e Covanca. São atualmente explorados pela ITAFÓS

desde 2003/2004. As pesquisas recentemente desenvolvidas ampliaram as reservas conhecidas, atingindo, em março de 2010, cerca de 40M t com teor médio da ordem de 4,5-5% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Bizzi 2010, informação oral). Os depósitos de fosfato estão associados à base da seqüência sedimentar transgressiva da Formação Sete Lagoas, a qual se sobrepõe à fácies de diamictito da Formação Jeiquitaí (Dardenne *et al.* 1984, Dardenne *et al.* 1986, Alvarenga *et al.* 2006). Os siltitos dolomíticos e calcíticos, que sucedem aos cap-dolomitos e aos diamictitos, mostram importantes incursões negativas de  $\delta^{13}\text{C}$  com valores entre -1,09‰ e -1,62‰, refletindo o ambiente glacial que dominou a base da seqüência sedimentar Bambuí. A mineralização de fosfato (Monteiro 2009) é constituída por carbonato-fluorapatita e ocorre como fosforitos laminados, brechas sedimentares de deslizamento, siltitos calcíticos e dolomíticos fosfatados e brechas lateríticas em superfície. Os corpos de minério são descontínuos e controlados por depressões ou paleovales do embasamento (Fig. 2b), constituído principalmente por granitos da Suíte Aurumina e quartzitos do Grupo Araí, orientados aproximadamente leste-oeste. Os altos paleogeográficos são marcados pela presença de dolomitos cinza maciços que representam a porção superior da Formação Sete Lagoas, a qual se encontra localmente coberta pelos folhelhos da Formação Serra de Santa Helena do Grupo Bambuí. O potencial metalogenético da zona externa da FDB para fosfato se situa ao longo do contato do embasamento com a base transgressiva da Formação Sete Lagoas, desde o norte de Alto Paraíso até Dianópolis.

### Depósitos de Fosfato do Grupo Vazante

O Grupo Vazante (Dardenne 2000, 2001), localizado na porção noroeste de Minas Gerais, ocupa

uma faixa alongada N-S (Fig. 3), com cerca de 250 km de comprimento entre as cidades de Unai e Coromandel, e consiste em uma espessa seqüência argilo-dolomítica, dividida da base para o topo em sete formações (Fig. 4): Santo Antônio do Bo-

nito, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Lapa (Dardenne *et al.* 1997, Dardenne 2000, 2001).

A idade do Grupo Vazante é controversa, com diversas interpretações apresentadas pelos di-

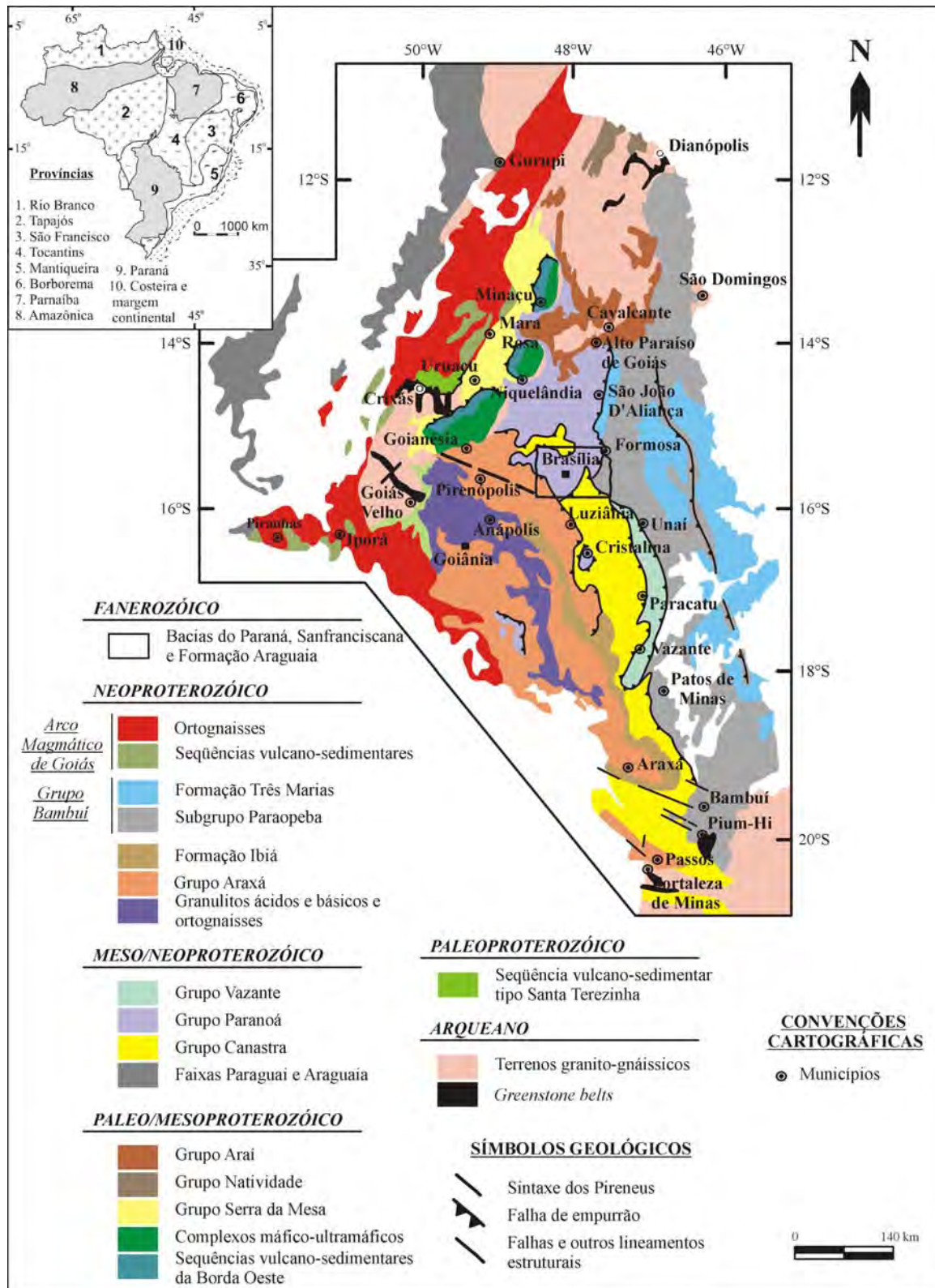


Figura 1 – Mapa geológico da Faixa de Dobramento Brasília, segundo Dardenne (2000).

ferentes pesquisadores em função das correlações propostas com o Grupo Bambuí ou com a porção superior do Grupo Paranoá. Misi *et al* (2005) propuseram uma correlação global com o Grupo Bam-

buí baseada nos valores de isótopos do estrôncio (razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,7074 e 0,7079) e a presença de diamictitos (Formação Santo Antônio do Bonito) da base do Grupo Vazante. Essa correla-

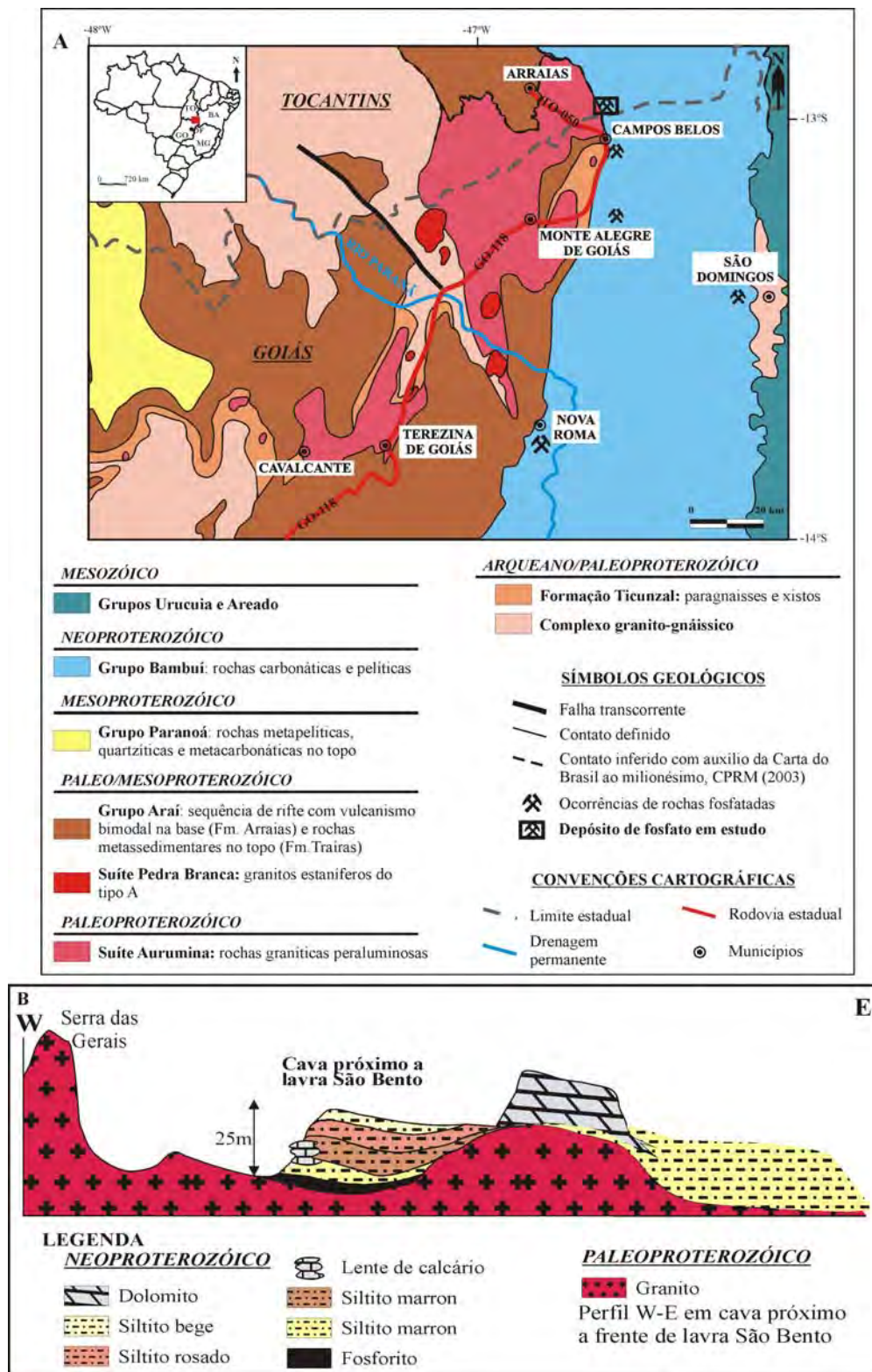


Figura 2 – a – Mapa geológico regional da região de Campos Belos-Arraias. b – Seção geológica do depósito de São Bento, segundo Monteiro 2009.

ção não considera as enormes diferenças observadas nas sucessões litológicas e nos ambientes de sedimentação dos dois grupos, além de ignorar os dados levantados a partir das datações U-Pb de zircões detríticos das respectivas seqüências sedimentares: enquanto os zircões detríticos do Grupo Bambuí fornecem idades da ordem de 600 Ma, os dos sedimentos do Grupo Vazante fornecem idades máximas da sedimentação em cerca de 950 Ma (Rodrigues 2008). Esses dados permitem separar com segurança o Grupo Vazante do Grupo Bambuí, em concordância com as idéias

avancadas há tempo por Dardenne (1978, 1979) e Campos Neto (1984a e b). Por outro lado, Azmy *et al.* (2008) sustentam uma idade Mesoproterozóica para o Grupo Vazante a partir de datações Re-Os de folhelhos carbonosos e U-Pb de zircões detríticos da região de Lagamar com idades respectivas de 993 e 988 Ma, que contradizem as suas próprias conclusões. Em consequência, a sedimentação do Grupo Vazante deve ter ocorrido no início do Neoproterozóico enquanto a do Grupo Bambuí deve corresponder ao final do Neoproterozóico, como proposto por Rodrigues (2008).

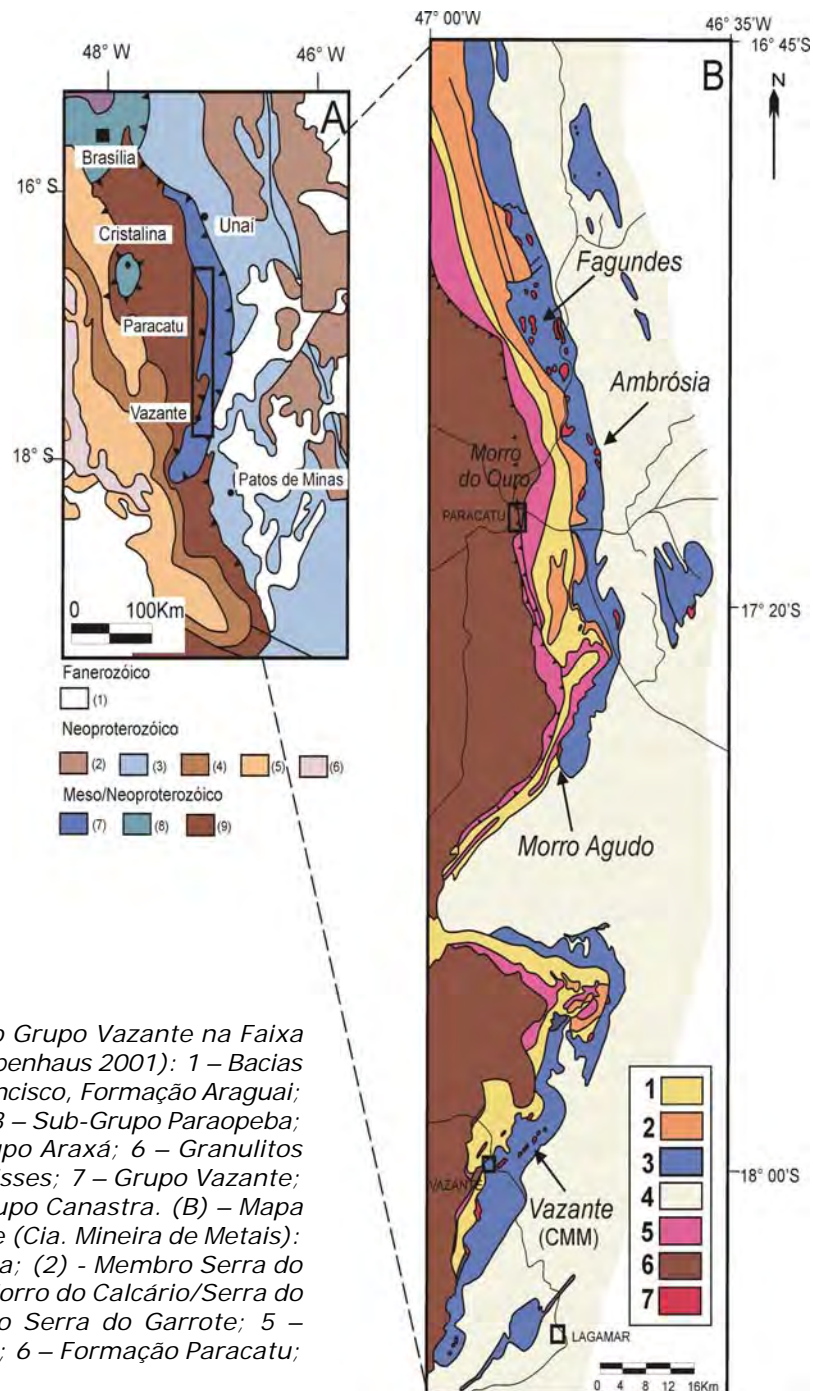


Figura 3 – (A) – Posição do Grupo Vazante na Faixa Brasília (Dardenne & Schobbenhaus 2001): 1 – Bacias do Paraná e Alto do São Francisco, Formação Araguaí; 2 – Formação Três Marias; 3 – Sub-Grupo Paraopeba; 4 – formação Ibiá; 5 – Grupo Araxá; 6 – Granulitos ácidos e máficos e ortognaisses; 7 – Grupo Vazante; 8 – Grupo Paranoá; 9 – Grupo Canastra. (B) – Mapa geológico do Grupo Vazante (Cia. Mineira de Metais): 1 – Formação Serra da Lapa; (2) - Membro Serra do Velozinho; 3 – Formação Morro do Calcário/Serra do Poço Verde; 4 – Formação Serra do Garrote; 5 – Formação Serra do Landim; 6 – Formação Paracatu; 7 – Anomalias de Chumbo.

Coluna	Depósitos Minerais	Descrição	Membro	Formação	Grupo	
		Filitos cinzas	Serra da Anta	Paracatu	CANASTRA	
	Au - Morro do Ouro	Filitos carbonosos c/ intercalações de quartzitos	Morro do Ouro			
			Filitos verdes calcíferos		Serra do Landim	V A Z A N T E
		M	Ardósias carbonatadas cinzas Lentes de dolomitos Ardósias carbonatadas pretas	Serra da Lapa Velosinho	Lapa	
	Pb-Zn - Morro Agudo	L	Bioherma estromatolítico c/ fácies de brechas e dolarenitos	Pamplona Superior	Morro do Calcaro	
		K	Dolomitos rosados c/ esteiras estromatolíticas, nódulos de barita e gretas de ressecamento	Pamplona Médio	Serra do Poço Verde	
	Zn - Vazante	J	Ardósias cinza-esverdeadas c/ intercalações de dolomitos rosados	Pamplona Inferior		
		I	Dolomitos cinza-escuros c/ esteiras estromatolíticas e <i>bird's eyes</i>	Morro do Pinheiro Sup.	Serra do Poço Verde	
		H	Dolomitos cinza-claros a rosados c/ níveis de brechas e dolarenitos	Morro do Pinheiro Inf.		
		G	Ardósias c/ raras lentes de quartzitos		Serra do Garrote	
		F	Bioherma estromatolítico Calcários cinza-escuros Brechas dolomíticas	Sumidouro	Lagamar	
		E	Conglomerados	Arrependido		
	Fosforito 3 - Lagamar	D	Ritmitos		Rocinha	
	Fosforito 2 - Rocinha	C	Ardósias cinza-escuras, piritosas e fosfatadas			
	B	Ritmitos				
Fosforito 1 - Coromandel Diamictito	A	Intercalações de quartzitos, fosforitos, diamictitos e ardósias		São Antônio do Bonito		

Figura 4 – Coluna litoestratigráfica do Grupo Vazante, segundo Dardenne (1998).



Os depósitos de fosfato de Rocinha e Lagamar foram descobertos pela CPRM (Chaves *et al.* 1976) e descritos sucessivamente por diversos pesquisadores (Dardenne *et al.* 1986, 1997, Da Rocha Araújo *et al.* 1992, Nogueira 1993), enquanto a geoquímica istópica foi abordada por Misi *et al.* (2001, 2005, 2007, 2010). Esses depósitos, situados no noroeste do estado de Minas Gerais, estão inseridos na Formação Rocinha, a qual pertence à porção basal do Grupo Vazante (Fig. 4), integrante da zona externa da FDB. Os fosforitos estão associados a ardósias carbonosas e carbonáticas de cor cinza-escuro intensamente microdobradas, e ocorrem na forma de fosforuditos, fosfarenitos, e principalmente fosfolutitos. Os fosfarenitos constituem o essencial do minério, são compostos de intraclastos e *pellets* fosfatados, imersos em matriz de fosfomicrita criptocristalina. Às vezes, esses intraclastos estão envolvidos por cimento fibroso de apatita microcristalina límpida prismática. O mineral preponderante é uma fluorapatita, que resulta da lixiviação do CO<sub>2</sub> da carbonato-fluorapatita original por fluidos relacionados ao metamorfismo e ao intemperismo. Segundo Misi *et al.* (2010, 2005) amostras da carbonato-fluorapatita de Rocinha e Lagamar mostraram alto conteúdo em Sr (>1.700ppm), fornecerem razões <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr entre 0,70660 e 0,70910 e valores de δ<sup>13</sup>C entre -1,03‰ e -9,1‰. Os calcários micríticos ricos em matéria orgânica associados mostraram razões <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr variando entre 0,70760 e 0,70886 e valores de δ<sup>13</sup>C entre -2,90‰ e +2,90‰. Esses valores podem sugerir que a seqüência sedimentar de Vazante pode ser mais antiga que a do Grupo Bambuí (Misi *et al.* 2010, 2005). A alteração supergênica desenvolveu apatita rica em alumínio e estrôncio, do tipo wavelita.

A origem dos fosfatos é relacionada à evolução da matéria orgânica em condições físico-químicas transicionais entre ambiente redutor e oxidante, em condições de águas frias relativamente profundas, representando provavelmente um sistema deposicional gláciomarinho evidenciado pela presença de diamictitos da Formação Santo Antônio do Bonito.

As reservas do corpo A de Lagamar, hoje exaurido, foram da ordem de 5Mt, com 30 a 35% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. As dos corpos B e C ocorrem em fosfolutitos com teor médio de 11,5% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e sustentam uma produção de 200.000 t/ano de concentrado com 27,5% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. No depósito de Rocinha as reservas

atingem 415M t com 10 a 15% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

O potencial metalogenético para fosfato do Grupo Vazante se concentra nas espessas seqüências pelíticas carbonosas representadas pelas formações Serra do Garrote e Rocinha, com destaque para a Formação Rocinha que constitui o envoltório dos depósitos conhecidos. É importante ressaltar o papel da laterização na concentração do fosfato nos fosfolutitos.

## DEPÓSITOS DE CHUMBO E ZINCO

Os depósitos Pb-Zn da zona externa da Faixa de Dobramentos Brasília são divididos em dois grupos em função de sua associação com as seqüências sedimentares relacionadas aos grupos Vazante e Bambuí.

### Depósitos Pb-Zn associados ao Grupo Vazante

A seqüência sedimentar do Grupo Vazante (Figs. 3 e 4) contém depósitos de chumbo e zinco sulfetados (Morro Agudo, Fagundes, Ambrósia) e de zinco silicatados (Vazante), além de inúmeras ocorrências registradas durante os trabalhos de pesquisa desenvolvidos na Faixa Vazante pela Votorantim. Esses depósitos podem ser descritos sob a forma de dois modelos: os depósitos Zn-Pb sulfetados do tipo Morro Agudo e os de Zn silicatados do tipo Vazante (Monteiro *et al.* 2007, Monteiro 2002, Bettencourt *et al.* 2001).

#### DEPÓSITOS ZN-PB SULFETADOS DE TIPO MORRO AGUDO

Descoberto pelo prospector chileno Angelo Solis em 1951, que explorou durante um tempo na forma de garimpo a galena maciça do pequeno filão da falha principal, o depósito de Morro Agudo foi pesquisado sucessivamente pela Penarroya e pela METAMIG, que iniciou a exploração subterrânea em 1988. A mesma ficou paralisada 5 anos entre 1990 e 1995, e retomada pela Votorantim a partir daquele ano até hoje. As reservas totais de Morro Agudo, calculadas pela Votorantim desde o início da exploração, são de 18,3M t de minério com 5,08 % Zn e 1,75 % Pb. Entretanto, o prolongamento da mineralização em profundidade na direção noroeste e sudeste encontra-se ainda em aberto.

Os depósitos Zn-Pb do tipo Morro Agudo, hos-

pedados nos dolomitos do Grupo Vazante (Figs. 3 e 4), situam-se no flanco oeste dos biohermas estromatolíticos da Formação Morro do Calcário. A mineralização é disseminada e associada à fácies de brechas, brechas dolareníticas e dolarenitos, controladas por uma falha normal sin-sedimentar orientada N10W (Fig. 5), a qual é preenchida na sua porção superior por um pequeno filão de galena, esfalerita e barita (Dardenne 1978, 1979, Dardenne e Freitas-Silva 1999). A mineralização disseminada é constituída de esfalerita e galena, com pirita e barita subordinadas. A galena é muito pobre em prata, enquanto a esfalerita, amarelo-esverdeada e transparente, é rica em cádmio (300 ppm Cd). Essas fácies hospedam os níveis I, J, K, L, M (Romagna & Costa 1988, Oliveira 1998), onde a mineralização disseminada possui um caráter *strata-bound* bem definido, com a esfalerita e a galena formando cimento que substitui parcial ou totalmente tanto o cimento como os intraclastos, oólitos e oncólitos das brechas dolareníticas e dos dolarenitos. No nível N, a mineralização, que apresenta um caráter estratiforme acentuado, é associada a um nível de chert cinza, branco e rosado com laminações alternadas de sílica, galena, esfalerita e pirita, sendo esta última muito abundante neste horizonte, a ponto de formar um nível maciço na base.

Nos depósitos ricos em sulfetos, a alteração hidrotermal envolve silicificação e dolomitização relacionadas à abertura de zonas favoráveis a mi-

gração dos fluidos (Fagundes) ou a interação direta com o fluido metalífero (Ambrósia). Todos os minérios de zinco sulfetados apresentam a mesma assinatura geoquímica que a dos depósitos silicatados, com enriquecimento em SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb, Sb, V, U, e La, o que sugere uma mesma fonte dos fluidos mineralizados (Bettencourt *et al.* 2001, Monteiro 2002, Monteiro *et al.* 2007).

A deposição dos sulfetos resulta de processos de interação fluido-rocha e mistura entre fluidos oxidantes metalíferos e salmouras tectônicas ricas em sulfeto a partir das unidades de folhelhos redutores.

Do ponto de vista geoquímico, as análises de inclusões fluidas (Fig. 6) da esfalerita amarelo-transparente indicam um fluido hidrotermal aquoso com salinidade variável (2-3% a 15% eq. peso NaCl), e temperatura de homogeneização compreendida entre 100 e 260°C (Dardenne e Freitas-Silva 1999, Freitas-Silva & Dardenne 1998, Misi *et al.* 1998, 1999, 2005, Bettencourt *et al.* 2001, Monteiro 2002, Monteiro *et al.* 2007). Em Morro Agudo as temperaturas determinadas por estudo de inclusões fluidas variam de 122°C a 283°C no bloco A, a 148°C-160°C no bloco B, e 80°C-168°C no bloco C. No corpo N as temperaturas variam entre 120°C e 144°C (Misi *et al.* 2005, Cunha 1999, Cunha *et al.* 2003). Em Fagundes as inclusões fluidas em quartzo indicam temperatura entre 143°C e 210°C, e as da esfalerita podem atingir 265°C (Monteiro 2002, Monteiro *et al.* 2007).

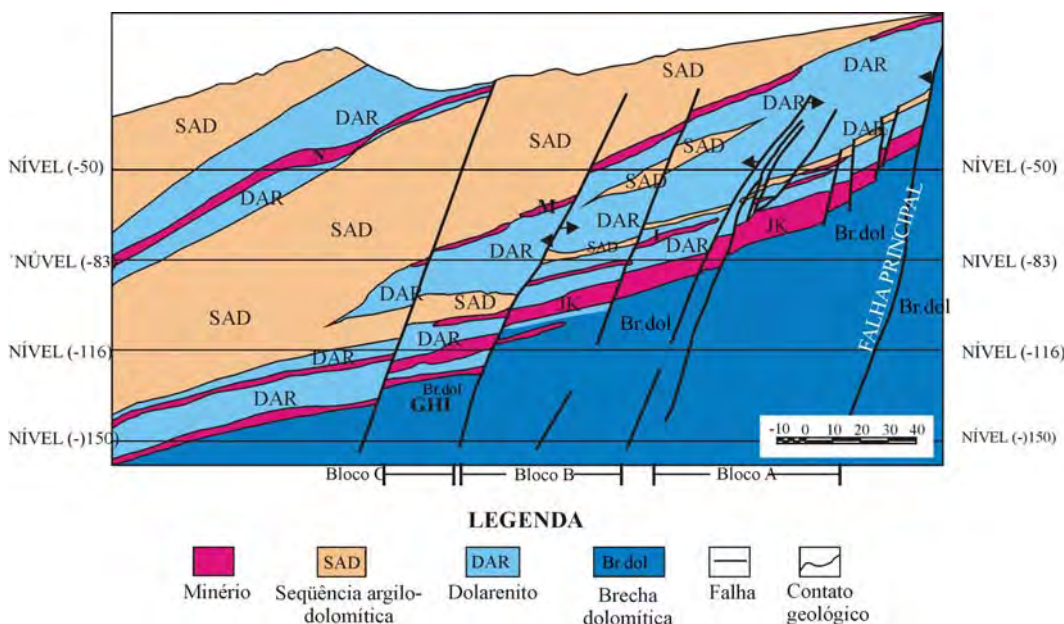


Figura 5 – Perfil E-W na mina de Morro Agudo com localização dos níveis mineralizados (segundo Romagna & Costa 1988).

Os isótopos de enxofre mostram ampla variação em Morro Agudo:  $\delta^{34}\text{S}$  da barita situa-se entre +14,5‰ e +44‰, e de esfalerita, galena e pirita entre -8,7‰ e +40‰. A composição média parece corresponder ao sulfato da água do mar (Misi *et al.* 2005). A menor composição isotópica corresponde ao nível N de Morro Agudo, com valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de -0,5‰ a -8,7‰, o que sugere redução dos sulfatos por atividade bacteriana, a qual provocou a precipitação da pirita sin-diagenética, bem como a sua substituição por esfalerita e galena (Freitas-Silva & Dardenne 1997, Misi *et al.* 2005). O fracionamento isotópico observado entre esfalerita e galena em Morro Agudo indica temperatura vizinha de 200°C.

Em Fagundes, o valor de  $\delta^{34}\text{S}$  da esfalerita coliforme varia entre +22,4‰ e +36‰. Em Ambrósio, os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  dos sulfetos tardios variam entre -3,8‰ e +22‰, mas da esfalerita de +7,1‰ a +22‰, da galena de +14,0‰ a +34‰ e da pirita +9,5‰, indicativo de que a fonte destes sulfetos foi sulfato marinho (Bettencourt *et al.* 2001, Monteiro 2002, Monteiro *et al.* 2007).

Os isótopos do chumbo (Fig. 7) mostram valores constantes para as razões  $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$  (17,7) e  $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$  (15,5), indicando idades que variam de 1,0-1,1Ga para galenas muito finas da primeira geração, que podem representar a idade da precipitação da galena ou da separação do

chumbo, até idades em torno de 600 Ma correspondentes à remobilização tectônica no final do Evento Brasileiro para as galenas epigenéticas da última geração (Freitas-Silva & Dardenne 1997, Dardenne & Freitas-Silva 1999, Misi *et al.* 2005).

O conjunto de dados conduz a considerar o depósito de Morro Agudo e seus similares na região (Fagundes) como originados da expulsão progressiva dos fluidos conatos a partir da seqüência sedimentar bacinal em direção aos altos fundos representados pelos biohermas estromatolíticos sob o efeito de compressão provocada pelo soerguimento da Faixa Brasília.

Em Morro Agudo, os indícios de mineralização diagenética favorecem a existência de uma tectônica extensional durante a fase mineralizante principal e apontam para a proximidade de uma área de descarga dos fluidos metalíferos, provavelmente relacionada com a falha normal orientada N10W da borda do edifício estromatolítico, ao longo do seu flanco ocidental. Nesse sentido, o depósito de Morro Agudo apresenta características semelhantes às dos depósitos de tipo irlandês, sendo por isso classificado como do tipo SEDEX por Dardenne & Freitas-Silva (1999), Bettencourt *et al.* (2001), Misi *et al.* (2005) e Monteiro *et al.* (2007).

### Depósitos Zn silicatados de tipo Vazante

Perto da cidade de Vazante (Fig. 3), as primeiras ocorrências de calamina foram descobertas no começo dos anos 50 por um prospector chileno, Angelo Solis, na Serra do Poço Verde e as pesquisas iniciadas em 1954 pela Companhia Mineira de Metais, filial da Votorantim. A lavra a céu aberto entrou em atividade em 1969 e a mina subterrânea em 1980. Segundo Oliveira (2010, informação oral), até hoje foram extraídas cerca de 30 Mt de minério com teor médio de 20% Zn, enquanto as reservas são estimadas em uma quantidade equivalente, o que permite classificar com segurança o depósito de Vazante como de tamanho internacional.

O maior depósito de zinco do Brasil (Fig. 8) é associado a uma zona de falha N45E com  $\pm 12$  km de comprimento, com mergulho 50-70NW próximo da superfície, o qual se suaviza em profundidade. A falha está praticamente confinada ao intervalo de fácies ardosiana (Membro Pamplona Inferior), a qual separa os dolomitos inferiores cinza escuro com esteiras estromatolíticas (Membro Morro do

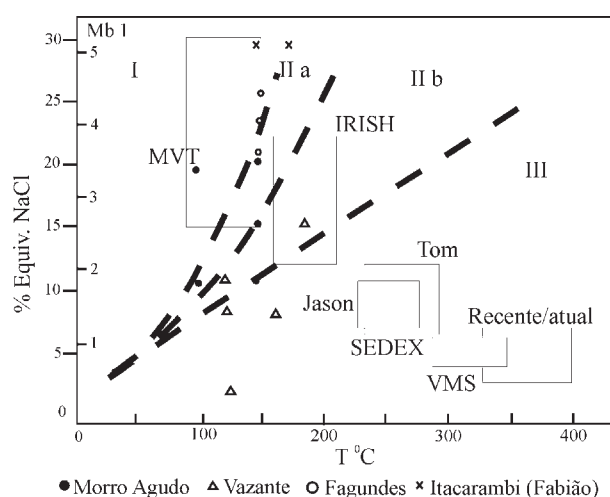


Figura 6 – Distribuição dos valores médios de salinidade e temperatura dos fluidos hidrotermais registrados em Morro Agudo, Fagundes, Vazante e Itacarambi (Fabião) em relação aos capôs definidos por Sangster (1990) para depósitos recentes/atuais vulcanogênicos do tipo VMS, sedimentares exalativos dos tipos SEDEX/Irish e MVT, segundo Bettencourt *et al.* (2001).

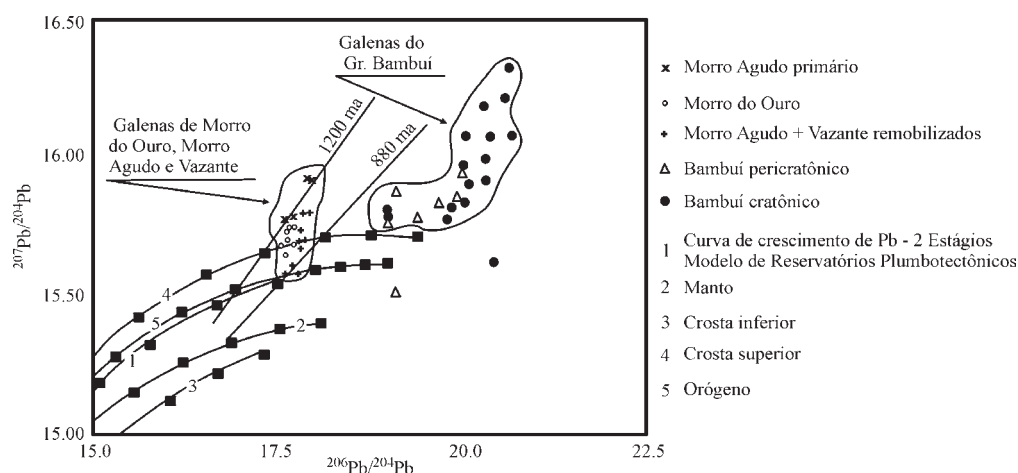


Figura 7 – Padrão das galenas de Morro do Ouro, Morro Agudo, Vazante e Grupo Bambuí em relação ao modelo de reservatórios plumbo-tectônicos e aos intervalos da curva de crescimento de Pb em dois estágios no modelo de 400 Ma e 250 Ma, segundo Freitas-Silva & Dardenne (1997) e Dardenne & Freitas-Silva (1998).

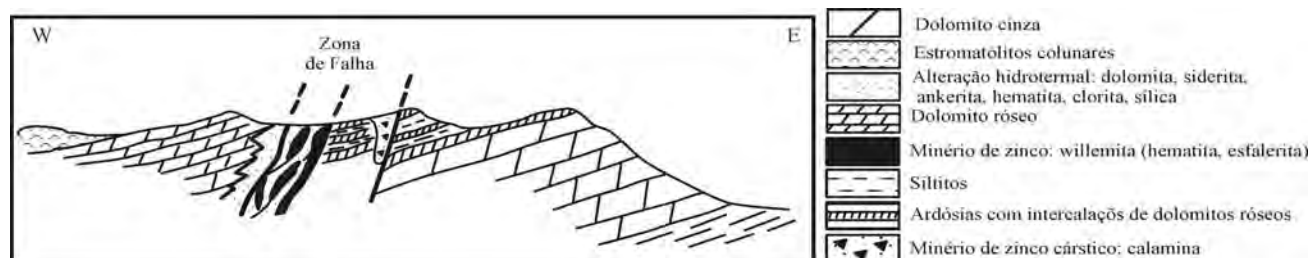


Figura 8 – Seção geológica esquemática da Mina de Vazante, segundo Dardenne (1978, 1979) e Dardenne & Freitas-Silva (1998, 1999).

Pinheiro Superior) dos dolomitos superiores rosados (Membro Pamplona Médio), pertencentes ao Grupo Vazante (Fig. 4) (Dardenne 1979, Rigobello *et al.* 1988, Oliveira 1998). A história da zona de falha do depósito de Vazante (Pinho *et al.* 1990) pode ser resumida em três etapas que se sucedem no tempo e no espaço: fase de falha normal com preenchimento pela mineralização original, acompanhada por fraturamento dos dolomitos encaixantes e formação dos veios de siderita/ankerita; fase de falha inversa transcorrente (sinistral) associada à compressão do Evento Brasileiro responsável pela lenticularização do minério e dos dolomitos, a silicificação das rochas encaixantes e o deslocamento dos veios verticalizados em função do deslizamento interestratal ocorrido; fase de falha normal por relaxamento da compressão, e preenchimento de fraturas por jaspe vermelho e por veios de sulfetos (esfalerita e galena).

A mineralização principal, contida na zona de falha (Fig. 8) e conhecida por sondagem até a profundidade de 500 m, é constituída de willemita associada à hematita e zincita, com franklinita, smi-

thsonita, esfalerita e galena subordinadas (Monteiro 2002, Monteiro *et al.* 2007, Monteiro *et al.* 1999). O minério, extremamente rico, tem teores da ordem de 40-45% Zn. A mineralização é acompanhada por intensa silicificação e sideritização dos dolomitos encaixantes que possuem fraturas preenchidas por veios e vênulas de siderita/ankerita e jaspe vermelho. A zona de falha mineralizada, que atinge largura superior a 15 m, é caracterizada por intenso cisalhamento da mineralização original, refletido pelas formas lenticulares e imbricadas dos *pozs* de dolomitos, de minério willemitico e, às vezes, de minério sulfetado (Pinho *et al.* 1990, Rigobello *et al.* 1988, Dardenne e Freitas-Silva 1998, 1999, Bettencourt *et al.* 2001, Monteiro 2002, Monteiro *et al.* 2007). Paralelamente à estrutura filoniana principal, encontra-se, a leste, uma mineralização cárstica denominada minério de calamina, a qual preenche cavidades de dissolução que podem atingir até 100 m de profundidade. O minério de calamina, também muito rico, é composto por hemimorfita associada a óxidos e hidróxidos de zinco, além de hidrozincita. Essa

mineralização cárstica é controlada por fraturas NE e NW.

Na mina de Vazante, a alteração hidrotermal se manifesta por ampla silicificação e dolomitização além de formação de siderita, jaspe, hematita e clorita. Esses processos foram acompanhados por forte enriquecimento em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Rb, Sb, V, U, e La, elementos tipicamente associados a mineralizações não sulfetadas. Observa-se uma perda relativa de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ , Sc, Br (Monteiro *et al.* 2007, Bettencourt *et al.* 2001)

As composições isotópicas de oxigênio e carbono das rochas alteradas hidrotermalmente revelam um enorme halo de alteração hidrotermal em volta do depósito de Vazante, o que não é um traço notável nos depósitos sulfetados. Os dolomitos hidrotermalmente alterados de Vazante mostram um forte *trend* (Monteiro *et al.* 2007, Bettencourt *et al.* 2001) caracterizado pelo decréscimo dos valores de  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$  a  $+25\text{‰}$  e  $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$  a  $-6\text{‰}$  a partir de dolomitos inalterados (Fig. 9).

Esse padrão pode ser atribuído à mistura de fluidos metalíferos e água meteórica canalizada, que pode controlar a precipitação do minério não sulfetado. O minério é constituído por willemita estruturalmente controlada que ocorre imbricada com pequenas concentrações de minério rico em sulfetos, encaixada em dolomitos, folhelhos e metabásicas hidrotermalmente alteradas. Esse tipo de minério ocorre na forma de bolsões (*pods*) tectonicamente imbricados nos dolomitos. O minério é formado por willemita, dolomita, quartzo, hematita, apatita, barita, franklinita e magnetita. Os corpos de willemita maciços não contêm sulfetos de zinco. Os pequenos corpos com sulfetos apresen-

tam a associação willemita + esfalerita + franklinita + zincita (sem quartzo).

Os geotermômetros calculados a partir dos isótopos de oxigênio do minério willemita-quartzo e hematita-quartzo (Monteiro *et al.* 2007) mostram temperaturas relativamente elevadas:  $254^\circ$  a  $294^\circ\text{C}$ . Inclusões fluidas da willemita mostram temperaturas superiores a  $180^\circ\text{C}$ , compatíveis com uma origem epigenética hidrotermal dos fluidos mineralizantes com temperatura superior a  $250^\circ\text{C}$ . A salinidade determinada a partir dos estudos de inclusões fluidas é moderada (média de 15% equivalente NaCl).

Em Vazante as inclusões fluidas da willemita variam entre  $63^\circ\text{C}$  e  $180^\circ\text{C}$  enquanto as da esfalerita atingem  $232^\circ\text{C}$ . A clorita da falha de Vazante forneceu temperatura entre  $275^\circ\text{C}$  e  $300^\circ\text{C}$ .

O estudo das inclusões fluidas da willemita mostrou a presença de inclusões aquosas monofásicas e bifásicas com salinidade entre 3 e 15% eq. peso NaCl e temperatura de homogeneização entre  $65$  e  $180^\circ\text{C}$  (Fig. 6) (Dardenne e Freitas-Silva 1999, Freitas-Silva & Dardenne 1998). Temperaturas mais elevadas foram registradas por Monteiro *et al.* (1996) a partir de inclusões fluidas, do geotermômetro da clorita e da composição isotópica dos sulfetos, com valores de  $100$  a  $260\text{-}290^\circ\text{C}$ . A composição dos fluidos pode variar entre NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O/NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O/NaCl-CaCl<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O.

Em Vazante os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  são mais constantes entre  $+11,8\text{‰}$  e  $+14,4\text{‰}$  com média de  $+15,2\text{‰}$ . A origem do enxofre é atribuída à redução termoquímica dos sulfatos da água do mar (Monteiro *et al.* 2007). Os valores  $\delta^{34}\text{S}$  da esfalerita e da galena são positivos e variam de  $+12,0\text{‰}$  a  $+14,4\text{‰}$ . O fracionamento isotópico observado entre esfalerita e galena indica temperatura superior a  $250^\circ\text{C}$ .

Os dados isotópicos do chumbo da galena (Fig. 7) mostram uma razão  $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$  vizinha de 17,7, muito semelhante à encontrada do depósito de Morro Agudo (Freitas-Silva & Dardenne 1997). A depleção dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  observada na zona mineralizada e nos dolomitos encaixantes hidrotermalmente alterados, em comparação com os valores obtidos nos dolomitos estéreis, indicam uma mistura de fluidos hidrotermais com águas meteóricas ao longo da zona de falha.

Os isótopos do chumbo indicam derivação de fontes da crosta superior (Misi *et al.* 2005), ou mais provavelmente dos sedimentos da própria bacia

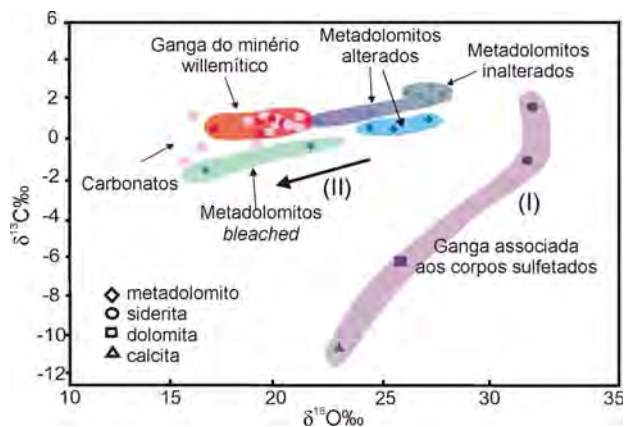


Figura 9 – Razões  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  dos metadolomitos e carbonatos do depósito de Vazante. Litótipos alterados correspondem a hidrotermalitos. Bettencourt *et al.* (2001).

(Freitas-Silva & Dardenne 1998, Dardenne & Freitas-Silva 1999, Dardenne 2000). A fonte de Ge sugere a presença de salmouras que migraram através de sedimentos ricos em matéria orgânica (Bettencourt *et al.* 2001, Dardenne e Freitas-Silva 1998). A origem seria semelhante aos depósitos de tipo MVT.

O conjunto de dados geológicos, geoquímicos e isotópicos evidencia um modelo de depósito tipo Vazante (Monteiro *et al.* 2007), onde a mineralização hidrotermal original resultou do preenchimento de uma falha normal por fluidos conatos expulsos da pilha sedimentar bacinal, sob o efeito do início da compressão brasileira, em direção aos altos fundos paleogeográficos e foi submetida a cisalhamento transcorrente durante o ápice da tectônica de inversão, a qual sucedeu à fase de alívio das tensões com o jogo normal da zona de falha. O regime compressional avoreceu a migração de água meteórica levada por gravidade a partir da porção superior do *Thrust Belt*. A participação da água meteórica foi fundamental na gênese do minério willemítico de Vazante.

#### CONCLUSÕES

Segundo Monteiro *et al.* (2007), apesar da diversidade de estilos de mineralizações, a gênese dos depósitos do Grupo Vazante tem sido associada à migração regional de fluídos metalíferos com salinidade moderada e temperatura superior a 250° C. As associações e enriquecimentos similares em elementos indicam uma fonte comum a dos fluídos metalíferos envolvidos na gênese dos depósitos da Faixa Vazante. As assinaturas isotópicas similares de Pb da galena de Vazante e Morro Agudo e da titanita de Vazante sugerem também uma mesma fonte de chumbo para os depósitos de zinco sulfetados e não sulfetados, resultando da expulsão tectônica de salmouras relativamente pobres em sulfetos. As principais diferenças entre os depósitos resultam do regime tectônico dominante (extensional ou compressivo) em função do desenvolvimento da Faixa de Dobramentos Brasília, no qual ocorreu o preenchimento das estruturas tectônicas pelas salmouras metalíferas. Em conseqüência, o controle metalogenético fundamental para a prospecção de depósitos de Zn e Pb no Grupo Vazante reside nas principais falhas longitudinais regionais que afetam as diversas unidades do Grupo Vazante.

#### Depósitos Pb-Zn-CaF<sub>2</sub> Associados ao Grupo Bambuí na Zona Cratônica

Com o soerguimento da FDB desenvolveu-se uma depressão na frente da cadeia montanhosa, na qual se iniciou a deposição, em bacia de tipo *foreland*, dos sedimentos pelíticos e carbonáticos do Grupo Bambuí. Essa sedimentação estende-se muito além da depressão original, recobrando, a leste, a maior parte do Cráton do São Francisco (CSF), nos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia.

Os principais pequenos depósitos e ocorrências de Pb-Zn-Ag-CaF<sub>2</sub> de tipo *stratabound*, atualmente desativados, são associados ao Grupo Bambuí e agrupam-se ao longo do vale do Rio São Francisco, perto das localidades de Januária (MG), Itacarambi (MG), Montalvânia (MG) e Serra do Ramalho (BA). Todos ocupam a mesma posição litostratigráfica e estão associados a um horizonte de dolomito rosado sacaroidal, regionalmente anômalo em chumbo e zinco. O horizonte dolomítico situa-se na parte superior do primeiro ciclo carbonático regressivo do Grupo Bambuí (Fig. 10), na zona cratônica (Dardenne 1978, 1979). Em diversos locais, indícios de emersão foram observados no topo desse horizonte, o qual corresponde a um ambiente litorâneo agitado por correntes e marcado pela presença de intraclastos, oólitos e estratificações cruzadas. É sobreposto por dolomitos rosados litográficos com esteiras estromatolíticas e estruturas de *tepees*, as quais indicam um ambiente supralitorâneo.

As principais mineralizações (Dardenne e Freitas-Silva 1999, Lopes 2002, Misi *et al.* 2005), ocorrem geralmente ao longo dessa descontinuidade entre ambos os níveis dolomíticos, na forma de bolsões alongados e muitas vezes interligados. A mineralização é representada por galena argentífera e esfalerita, com proporções variáveis de fluorita e eventual barita. Numerosos minerais secundários de prata formaram-se quando os bolsões mineralizados foram submetidos ao intemperismo. Uma silicificação importante ocorreu geralmente no teto dos bolsões e afetou os dolomitos litográficos, enquanto a dolomitização secundária predomina na base, e conduziu à formação do dolomito rosado sacaroidal. As evidências de dissolução, substituição e cimentação provocadas pela circulação de fluidos mineralizantes ao longo da discordância são claras, notadamente nos casos em que a fluorita, a dolomita e a calcita ma-

Coluna	Litologia	Formação	Grupo
	Arcóseos esverdeados e avermelhados	Formação Três Marias	<b>Grupo Bambuí</b>
	Siltitos esverdeados Folhelhos esverdeados	Formação Serra da Saudade	
	Calcário oolítico preto e marga	Formação Lagoa do Jacaré	
	Folhelhos cinza escuros e siltitos com lentes de arenitos e calcário	Formação Serra da Santa Helena	
	← Pb-Zn Dolomitos cinza claro a rosa Calcário cinza Calcários cinza escuro Margas cinza escura Margas esverdeadas/ avermelhadas Cap-dolomitos rosas	Formação Sete Lagoas	
	Diamictitos	Formação Jequitaí	<b>Grupo Paranoá</b>
	Arenitos		
	Siltitos		

Figura 10 – Coluna litoestratigráfica do Grupo Bambuí (Dardenne 1978).

crocristalinas ocorrem como cimento de fragmentos dolomíticos parcial ou totalmente silicificados.

Estudos de inclusões fluidas realizados em fluorita da Mina de Fabião, que se situa perto da Mina Grande (Itacarambi), mostram três tipos de inclusões: monofásicas de CO<sub>2</sub>, aquosas bifásicas e aquosas trifásicas com cristais de halita. A salinidade varia de 15 a 30% eq. NaCl e temperatura de homogeneização entre 100 e 200°C (Fig. 6).

Os isótopos do chumbo (Freitas-Silva & Dardenne 1997) evidenciam a incorporação de chumbo radiogênico durante a migração dos fluidos mineralizantes (Fig. 7), provavelmente originados a partir dos pacotes sedimentares subjacentes ao Gru-

po Bambuí, e sobretudo a partir da lixiviação dos granito-gnaisses do embasamento (Dardenne & Freitas-Silva 1999, Misi *et al.* 2005).

O conjunto dos dados geológicos, geoquímicos e isotópicos permite considerar essas mineralizações de Pb-Zn-Ag-CaF<sub>2</sub> da zona cratônica, como depósitos epigenéticos do tipo MVT.

#### DEPÓSITOS DE OURO NA ZONA EXTERNA

Os diversos depósitos de ouro conhecidos na zona externa d FDB podem ser divididos em duas categorias em função da idade da mineralização principal, das associações mineralógicas e geoquí-

micas observadas: de Au-EGP Paleoproterozóicos e de Au Neoproterozóicos.

### Depósitos Au-EGP Paleoproterozóicos

Esses depósitos se concentram na porção norte da FDB, mais especificamente na região nordeste de Goiás (Alvarenga *et al.* 2006), vizinhanças das cidades de Cavalcante (Buraco do Ouro), Teresina de Goiás (Ildecy, Grotão), Aurumina (Mina de Aurumina) e Monte Alegre de Goiás (Novo Horizonte, Morro dos Borges, Tucano). Ocorrem em veios de quartzo (Fig. 11) associados a zonas de cisalhamento verticais dúcteis-rúpteis dextrais N70E e sinistrais N50W, próximo ao contato entre granitos peraluminosos e xistos e paragnaisses da Formação Ticunzal (Botelho *et al.* 2006). Foram considerados como hidrotermalitos silicosos por D´El Rey Silva & Senna Filho (1999), e como mega *extension gashes* por Hippert & Massucatto (1998).

Os trabalhos desenvolvidos nessas áreas (Botelho & Silva 2004, 2005, Massucatto 2003, Cunha 2006, Cunha *et al.* 2010, Machado 2008) relacionam a mineralização aurífera a granitogênese sin-tectônica da Suíte Aurumina, pelas idades Ar-Ar de muscovita de 1,8 a 2,1 Ga (Massucatto 2003), e de relações de discordância dos veios de quartzo subverticais com os conglomerados basais do

Grupo Araí (Alvarenga *et al.* 2006). Assim, a movimentação principal das zonas de cisalhamento hospedeiras das mineralizações deve ser relacionada ao Evento Transamazônico com remobilização durante o Brasiliano (0,6 Ga).

### Depósitos do Tipo Buraco do Ouro

Historicamente, a mina do Buraco do Ouro (Fig. 11), descoberta em 1740, foi explorada desde essa época de maneira intermitente por garimpeiros e companhias de pequeno porte. Atualmente está paralisada apesar de ainda conter corpos mineralizados expressivos identificados por sondagem. É representante de um tipo de depósito original, pois o ouro está associado a elementos do Grupo da Platina, selenetos de Ag-Bi-S-Se, classificados como paraganajuatita argentífera, claustrahlita (PbSe) e kalungaita (PdAsSe), arsenetos como a sperryllita (PtAs<sub>2</sub>) e antimonetos como stibiopalladinita (Pd<sub>3</sub>Sb), identificados por Marchetto *et al.* (1993) e Botelho *et al.* (2006), e associados a calcopirita e pirita. No Buraco do Ouro, o veio tem 500 m de comprimento, 20 a 25 m de largura e mais de 200 m de profundidade e é hospedado em ortogneisse milonítico hidrotermalmente cloritizado, silicificado e sericitizado. O veio é de quartzo maciço finamente cristalino e com pequenas

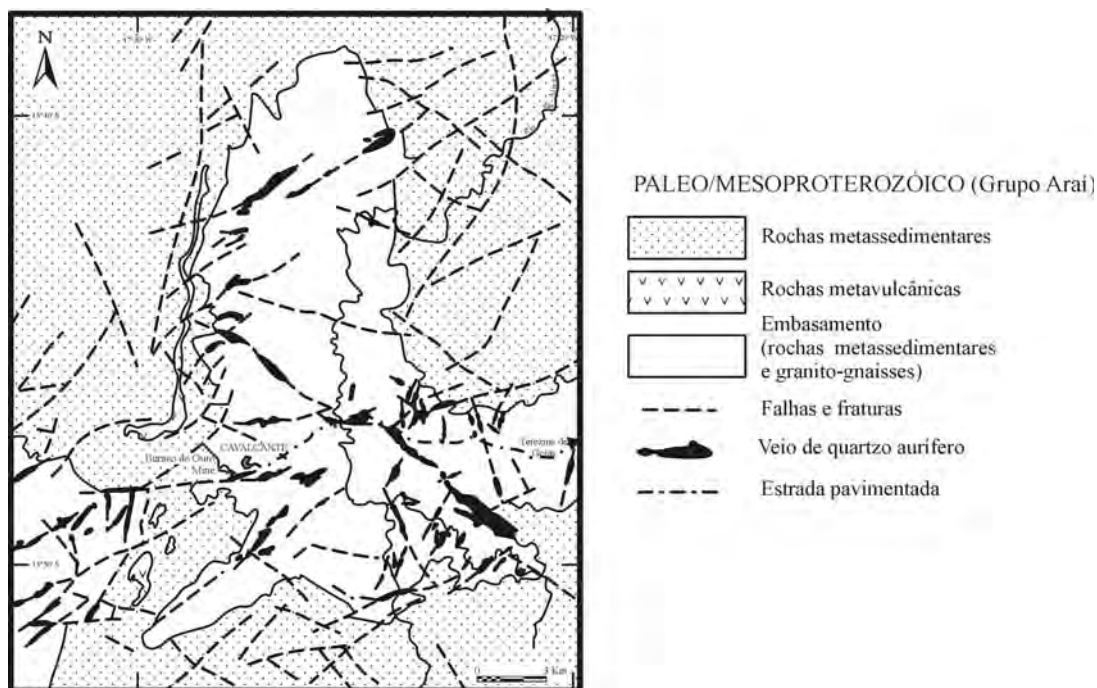


Figura 11 – Distribuição dos depósitos de Ouro associados a veios de quartzo da região de Cavalcante-GO (Del Rey Silva & Sena Filho 1999).



quantidades de muscovita (<3%), turmalina, magnetita, pirita, galena e carbonatos. No veio, os corpos de minério são controlados pela interseção da foliação C N60-70E subvertical com a foliação N10-30E/75-80SE, a qual é marcada pela sericita. A mineralização principal é representada por ouro nativo em grãos grossos frequentemente lamelares, com teores médios de 12 a 15 g/t. O ouro contém 10 a 12% Ag. Trata-se de um tipo de depósito de grande potencial na região de Cavalcante onde dezenas de veios de quartzo orientados N40E e N50W apresentam aparentemente as mesmas características. A produção histórica do Buraco do Ouro foi avaliada entre 10 e 20 t Au.

### Depósitos do Tipo Aurumina

O depósito denominado Mina de Aurumina é caracterizado pela associação do ouro com importante concentração de esfalerita, galena, arsenopirita, pirita, calcopirita, pirotita, marcassita e aurostibita. O minério é filoniano e está encaixado em uma zona de cisalhamento N20E/60NW segundo a foliação metamórfica regional, no contato de biotita-muscovita granito da Suíte Aurumina com os xistos grafitosos da Formação Ticunzal. A zona de interação dos veios de quartzo com a rocha encaixante é marcada por intensa brechagem do xisto e carbonatação. O veio de quartzo mineralizado possui 200m de comprimento, 50cm de espessura e 200m de profundidade, tendo sido explorado até 120m. O ouro encontra-se disseminado no quartzo em associação com os sulfetos de metais base, além de rutilo, ilmenita, grafita e siderita na forma de agulhas. As proporções de ferro na esfalerita e de arsênio na arsenopirita indicam temperaturas de cristalização de 315 °C e entre 345° e 373 °C, respectivamente. O teor médio do ouro é de 14 g/t, podendo atingir 22 g/t. O ouro contém em média 8% de Ag. Apesar deste tipo de mineralização de ouro não conter minerais de EGP, as análises dos granitos milonitizados e hidrotermalizados revelam teores anômalos de Au, Pt, Pd e Rh (Botelho & Silva 2005). Existe ainda uma forte correlação geoquímica entre as anomalias regionais de cobre e ouro, o que sugere a utilização de Cu na prospecção de ouro na região.

Em conclusão, associações entre ouro e platinóides, como as descritas na região nordeste de Goiás, são raras, sendo enquadradas como depó-

sitos não convencionais de EGP. Botelho *et al.* (2006) sugerem uma provável associação entre granitos e os xistos grafitosos da Formação Ticunzal para explicar essas mineralizações.

### Depósitos de Au Neoproterozóicos

Na zona externa da Faixa Brasília, diversos depósitos de ouro estão associados a zonas de cisalhamento de alto ângulo e compreendem Buração, Santa Rita, Rio do Carmo, e de baixo ângulo: Araxá, Luziânia, Morro do Ouro.

### DEPÓSITOS DE OURO EM ZONAS DE CISALHAMENTO DE ALTO ÂNGULO

Regionalmente, os depósitos de ouro (Fig. 12) ocorrem em veios de quartzo encaixados em rochas metassedimentares ( fácies xisto-verde) pertencentes aos grupos Araí (Paleo-Mesoproterozóico) e Paranoá (Mesoproterozóico), os quais integram a zona externa da FDB (Alvarenga *et al.* 2006, Faria 1995, Fuck *et al.* 1988). Os depósitos são conhecidos desde o início do século XVIII, e até

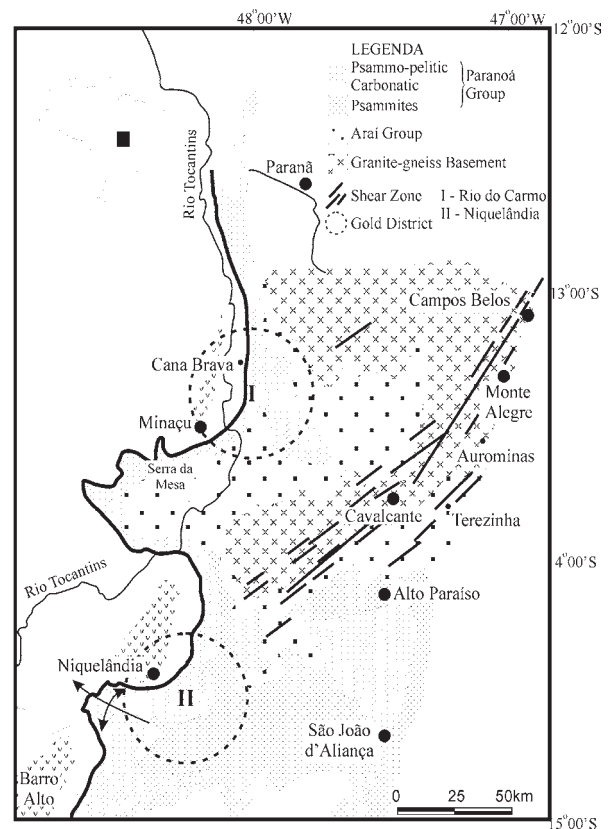


Figura 12 – Localização dos distritos auríferos nos grupos Araí e Paranoá (Olivo & Marini 1988). I – Minaçu/Rio do Carmo; II – Niquelândia.

hoje explorados esporadicamente por garimpeiros, concentram-se em dois distritos: Minaçu (Rio do Carmo) e Niquelândia (Olivo & Marini 1988). Olivo & Marini (1988) reconhecem dois tipos de depósitos em função da natureza das rochas encaixantes: os hospedados em psamitos e ritmitos do Grupo Araí como, por exemplo, Vermelho, Fatura, Santo Antônio e Buracão, e, do Grupo Paranoá, como Fofoca, Muquém, Biquinha, Garimpo Novo, Garimpinho e Chapadinha; e depósitos hospedados em dolomitos e calcários do Grupo Paranoá, como Rio do Carmo, Passa Três e Santa Rita.

#### *Depósitos Au do Tipo Buracão hospedados em rochas siliciclásticas*

Os depósitos do tipo Buracão estão encaixados em quartzitos e ritmitos (intercalações de filitos, filitos carbonosos e quartzitos) dos grupos Araí e Paranoá. A mineralização ocorre em veios de quartzo orientados em duas direções principais de fraturas subverticais N10E e N50E (Magalhães & Nilson 1996). Veios de quartzo N10E são paralelos ao eixo b das dobras regionais e alongados segundo o plano axial das dobras por centenas de metros de comprimento e espessura de 3 a 4 m. São associados a zonas de cisalhamento e com intensa alteração hidrotermal cloritica e sericitica nas bordas. O quartzo é maciço, varia de límpido a leitoso e contém várias proporções de pirita, calcopirita e arsenopirita. Os veios de quartzo N50E são menos extensos (dezenas de metros) e menos espessos (1 m), com alteração hidrotermal restrita e até mesmo inexistente nas bordas. Esses correspondem ao preenchimento de *tension gashes* dos flancos das dobras regionais e formam uma série de veios paralelos entre si. O ouro é livre no quartzo e relacionado aos sulfetos. Os teores variam entre 2 e 43,0g/t Au. A produção total da jazida do Buracão é estimada em cerca de 5 t de ouro (Magalhães & Nilson 1996).

Estudo de inclusões fluidas (Magalhães *et al.* 1998) mostram fluidos relativamente salinos (15% eq. peso NaCl), com alguma percentagem de N<sub>2</sub> na fase carbônica. A fonte de N<sub>2</sub> é relacionada à presença de matéria carbonosa nos filitos. A temperatura de homogeneização situa-se entre 280° e 350 °C, sob pressão de 1,5 a 3 kb. Os dados favorecem um processo de mistura de um fluido aquo-carbônico heterogêneo e efervescente gerado por metamorfismo e devolatilização da pilha

sedimentar, e outro aquoso, menos salino, mais frio e de origem superficial. As características dos fluidos dos depósitos de ouro encaixados em rochas do Grupo Paranoá são semelhantes, o que sugere uma mesma origem metamórfica para todos (Magalhães *et al.* 1998).

#### *Depósitos Au do Tipo Santa Rita hospedados em rochas carbonáticas*

Os depósitos de tipo Santa Rita estão encaixados numa seqüência rítmica de quartzitos carbonosos, filitos muscovíticos e filitos carbonáticos intercalados com horizontes de dolomitos e calcários da porção superior do Grupo Paranoá.

O minério ocorre em veios e vênulas de quartzo-carbonato com sulfetos, controlados por falhas e fraturas de alto ângulo com direção preferencial WNW-ESE, relacionadas à reativação de estruturas NE-SW (Olivo & Marini 1988, Olivo 1989). Os veios, com 1cm a 1m de espessura e várias dezenas de metros de comprimento, são preenchidos por quartzo, Fe-dolomita, siderita, ankerita, calcita, pirita e rara calcopirita e pirrotita. A zona de alteração hidrotermal nas rochas encaixantes inclui albitização, carbonatação, silicificação, sericitização e piritização, e caracteriza-se pelo desenvolvimento de macrocristais de siderita e enriquecimento em Co, Ni e As (Olivo 1989, Giuliani *et al.* 1993). A pirita é aurífera, mas o ouro é invisível e existe provavelmente sob a forma química na arsenopirita (Giuliani *et al.* 1993). O ouro nativo não foi encontrado nos veios que apresentam teores médios entre 0,1 e 10 g/t, atingindo, localmente, 60 g/t.

O estudo das inclusões fluidas no quartzo (Giuliani *et al.* 1993) levou à identificação de dois fluidos, um aquo-carbônico H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub> muito salino com minerais de saturação, como halita e silvita, e outro aquo-carbônico H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub> menos salino. Proporções elevadas de N<sub>2</sub> foram identificadas por espectrometria Raman na fase gasosa, assim como pequena porcentagem de CH<sub>4</sub>. Durante o aquecimento, todas as inclusões decrepitam entre 200 e 300°C. O modelo proposto por Giuliani *et al.* (1993) para o depósito Santa Rita envolve a mistura dos dois fluidos. O fluido de salinidade elevada (H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl) é relacionado à lixiviação de evaporitos de tipo *sabkha*, conhecidos na base do Grupo Paranoá, e o fluido carbônico (H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>) é considerado de origem metamórfica.

DEPÓSITOS DE OURO ASSOCIADOS A ZONAS DE CISCALHAMENTO DE BAIXO ÂNGULO

No segmento sul da FDB, a compressão W-E do Evento Brasileiro provocou a formação de empurrões e cavalgamentos das seqüências metasedimentares Araxá e Canastra para leste, em direção ao Cráton do São Francisco, sobrepondo-se aos sedimentos do Grupo Vazante. Nas áreas de Luziânia e Paracatu, o Grupo Canastra consiste em uma monótona seqüência de sericita-clorita xistos, filitos carbonosos e carbonato xistos intercalados com finos níveis de chert e quartzito. As falhas de empurrão, com geometria em rampas subhorizontais e fortemente inclinadas, controlam as zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis com movimentação reversa dextral que hospedam a mineralização de ouro em Luziânia (Hagemann *et al.* 1992) e em Paracatu (Freitas-Silva 1996, Freitas-Silva *et al.* 1991).

A deformação acomodada pelas falhas de cavalgamento regionais e, em menor escala, pelas dobras intrafolias isoclinais e recumbentes, tem caráter dúctil-rúptil a rúptil. A mineralização é as-

sociada a uma estrutura monoclinial (Fig. 13) desenvolvida internamente no Membro Morro do Ouro e relacionada a uma falha de empurrão regional orientada N10W/15SW (Dardenne 2000, 1978, Campos Neto 1984b). O cavalgamento desenvolveu zonas de cisalhamento caracterizadas por foliação milonítica, foliações S/C, *boudinage* de veios de quartzo, lineações de estiramento e lineações minerais. No Morro do Ouro, a lineação de estiramento principal é constante e orientada S70W/15 (Freitas-Silva *et al.* 1991, Freitas-Silva 1996).

O ouro é disseminado nas segregações de quartzo metamórfico na forma de *boudins* milimétricos a centimétricos, que contêm, também, arsenopirita, pirita, esfalerita, galena, siderita e sericita. A segregação do quartzo em *boudins* é precoce, tendo em vista a sua recristalização. A alteração hidrotermal é restrita à proximidade dos *boudins* e ocorre como piritização, sideritização e sericitização. O ouro ocorre em geral na forma livre no quartzo, com uma pequena proporção associada aos sulfetos. As partículas de ouro encontram-se preferencialmente concentradas nas bordas dos *boudins* e nas proximidades de esfalerita, ga-

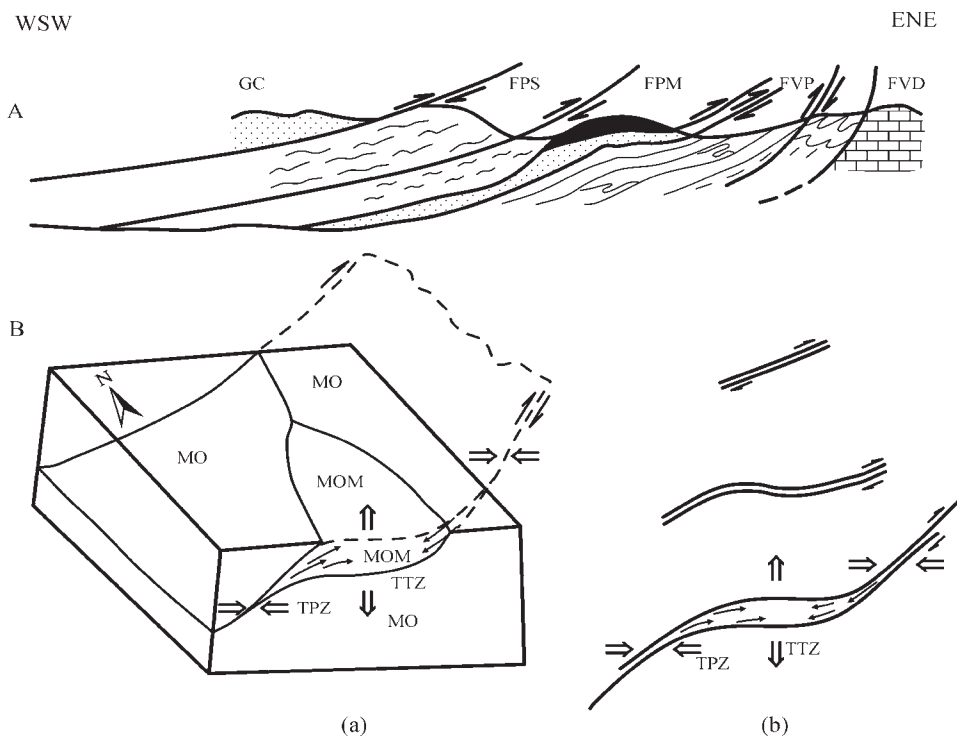


Figura 13 – (A) – Representação esquemática da estrutura da Mina de ouro Morro do Ouro, Paracatu. FP = Formação Paracatu; S = Fácies Serra da Anta; FV = Formação Vazante; D = dolomito; P = psamopelito; GC = Grupo Canastra; preto = depósito de ouro Morro do Ouro (segundo Freitas-Silva *et al.* 1991). (B) – Representação esquemática da formação do depósito Morro do Ouro: (a) – MO = Fácies Morro do Ouro; MOM = depósito Morro do Ouro; TPZ = zona transpressiva; TTZ = zona transtensiva; setas = direção de migração dos fluidos. (b) – Estágios de evolução da concentração de Ouro (segundo Freitas-Silva *et al.* 1991).

lena e siderita. O teor médio dos *boudins*, que consistem em cerca de 20 a 25% do minério em volume, é da ordem de 2,5 ppm Au. No minério, como um todo, o teor de ouro é muito baixo, e em torno de 0,45g/t Au.

No Morro do Ouro (Zini *et al.* 1988, Freitas-Silva 1996, Möller *et al.* 2001, Almeida 2010), três horizontes ricos em *boudins* têm sido distinguidos na mina e que, do topo para base, consistem de:

a) MO-C, com espessura variável de 35 a 40 m, representa um nível cinza-claro a amarelado de filitos sericíticos mineralizados que foram afetados pelo intemperismo, o que provocou o desaparecimento completo dos sulfetos e da matéria carbonosa. Localmente, uma crosta laterítica, que foi intensamente lavrada pelos bandeirantes, encontra-se localmente ainda preservada com teores da ordem de 2 ppm Au. Este horizonte foi totalmente lavrado;

b) MO-B<sub>1</sub>, constitui um horizonte intermediário (E ≅ 40m), onde a matéria carbonosa dos filitos foi preservada da alteração, enquanto os sulfetos foram totalmente lixiviados;

c) MO-B<sub>2</sub>, forma um horizonte preto (E ≅ 30 m), onde tanto os sulfetos como a matéria carbonosa foram preservados da alteração laterítica (Almeida 2009). É este horizonte que está sendo atualmente lavrado;

d) O horizonte A basal (E ≅ 30 m) é composto de filitos pretos praticamente isentos de *boudins* de quartzo e de sulfetos, e é considerado estéril.

O principal controle da mineralização é estrutural e associado a uma zona de transtensão (Fig. 13) para a qual os fluidos mineralizantes foram canalizados durante o cisalhamento (Freitas-Silva 1996, Freitas-Silva *et al.* 1991).

Os minerais do metamorfismo e do minério indicam condições de temperatura e pressão variáveis, de 2 a 3 Kb e 350° a 370°C. Os estudos de inclusões fluidas (Freitas-Silva 1996) mostram baixa salinidade (2% a 14% eq. peso NaCl) dos fluidos mineralizantes que pertencem ao sistema H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>-NaCl, além de traços de HS<sup>-</sup> e de hidrocarbonetos em cadeia. A composição das inclusões fluidas é variável: H<sub>2</sub>O + NaCl; H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub>; CO<sub>2</sub> monofásicas. Na fase CO<sub>2</sub>, a presença de CH<sub>4</sub> e de N<sub>2</sub>, junto com os hidrocarbonetos, evidencia a participação da matéria carbonosa dos filitos na fonte dos fluidos. A ocorrência de HS demonstra o papel dos tio-complexos no transporte do ouro. Os padrões de isócoras mostram que as inclusões

aquo-carbônicas, monofásicas e aquosas, foram trapeadas em condições de pressão distintas, indicando a ocorrência de um processo de imiscibilidade caracterizado como mecanismo de efervescência para temperaturas da ordem de 370°C (Freitas-Silva 1996).

Os isótopos do chumbo da galena (Freitas-Silva 1996, Freitas-Silva & Dardenne 1997, Freitas-Silva *et al.* 1991) indicam idade aproximada de 1,0 Ga para a separação do chumbo, e de 600Ma, para individualização da galena durante a tectônica relacionada ao Evento Brasileiro (Fig. 7). O modelo proposto envolve a expulsão de fluidos em profundidade, por causa do metamorfismo progressivo e da migração dos mesmos ao longo dos planos de cisalhamento que atuaram como zonas altamente permeáveis.

Os filitos carbonosos exerceram importante controle sobre os processos mineralizantes, constituindo a fonte dos fluidos e controlando as condições físico-químicas. O intemperismo laterítico provocou a lixiviação dos carbonatos e a alteração dos sulfetos para limonita e goethita, conduzindo, assim, à formação de gossans sobre as zonas mineralizadas.

A produção anual de ouro é vizinha de 15 t/ano e as reservas superiores a 250 t Au.

## A PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE GOIÁS

A Província Estanífera de Goiás (PEG), definida por Marini e Botelho (1986), abrange uma vasta região do norte do estado, que se caracteriza pela presença de granitos estaníferos de idade paleo-/mesoproterozóica distribuídos em duas sub-províncias: a do Rio Paranã (SRP) e a do Rio Tocantins (SRT). Nessa definição, os autores englobaram os depósitos importantes de estanho em uma única época metalogenética, relacionada aos granitos do tipo A, cuja idade está entre 1,6 e 1,77 Ga. Entretanto, trabalhos mais recentes (Botelho e Moura 1998; Sparrenberger e Tassinari, 1999; Botelho *et al.*, 2006a) mostram que depósitos de estanho, com tântalo associado, estão relacionados a granitogênese mais antiga, do tipo S, a Suíte Aurumina, cuja idade situa-se entre 2,05 e 2,15 Ga. Assim, os principais depósitos de estanho da PEG podem ser subdivididos em dois tipos: a) depósitos de estanho e tântalo associados a granitos e pegmatitos paleoproterozóicos tipo S; b) depósitos de estanho associados a gra-

nitos paleo-mesoproterozóicos tipo A.

### Depósitos de estanho e tântalo associados a granitos e pegmatitos tipo S

Os depósitos de estanho e tântalo associados a granitos tipo S da Suíte Aurumina estão situados nos municípios de Monte Alegre de Goiás e Teresina de Goiás, nas localidades conhecidas como Riacho dos Cavalos, Ingazeira e Porto Real (Fig. 14). Os pegmatitos e greisens da região de Monte Alegre já foram alvo de explorações de Sn-Ta por empresas (Brumadinho, Goiás Estanho) e garimpeiros. Na área do Xupé, foram realizados trabalhos de prospecção, com sondagens e abertura de galerias, tendo sido avaliada uma reserva com cerca de 2.500 toneladas de estanho. Os depósitos de Sn-Ta da Suíte Aurumina têm ampla relação espacial e temporal com depósitos paleo-proterozóicos de ouro discutidos nesse trabalho, principalmente nas regiões de Monte Alegre de Goiás e Cavalcante (Fig. 14).

As principais concentrações de Sn-Ta da região do Riacho dos Cavalos estão associadas a pegmatitos e greisens, dispostos segundo dois lineamentos principais de direção N10-N20E: a) Grovão – Xupé – Manchão das Velhas e b) Mutuca –

Macaúbas – Atoleiro/Zé da Areia. Os minérios ocorrem como veios e sills pegmatíticos, manchas ou lentes de greisens associadas a pequenos corpos de turmalina-muscovita-albita granito, representantes das fácies mais evoluídas da Suíte Aurumina. Além de cassiterita e de tantalita, os minérios contêm berilo, espodumênio, turmalina e apatita.

Na região de Porto Real, os depósitos de estanho conhecidos não têm controle estrutural bem definido, ocorrendo como bolsões associados a pegmatitos e albititos. Nesse contexto, merecem destaque os antigos garimpos Arapuá, Pelotas e Boa Vista.

O Depósito de estanho da Ingazeira está situado nas proximidades do Granito Mocambo, pertencente à suíte de granitos tipo A. O depósito está hospedado no contato entre rochas graníticas milonitizadas da Suíte Aurumina e paragneisses da Formação Ticunzal, que constituem a principal encaixante dos granitos tipo S. Essas duas unidades, por sua vez, constituem as rochas encaixantes dos granitos tipo A. Em função da localização, o depósito Ingazeira sempre foi considerado como um exogreisen relacionado ao Granito Mocambo (Padilha e Laguna, 1981), até que Sparrenberger e Tassinari (1999) obtiveram idade U-Pb entre 2,1 e 2,2 Ga para a mineralização, permi-

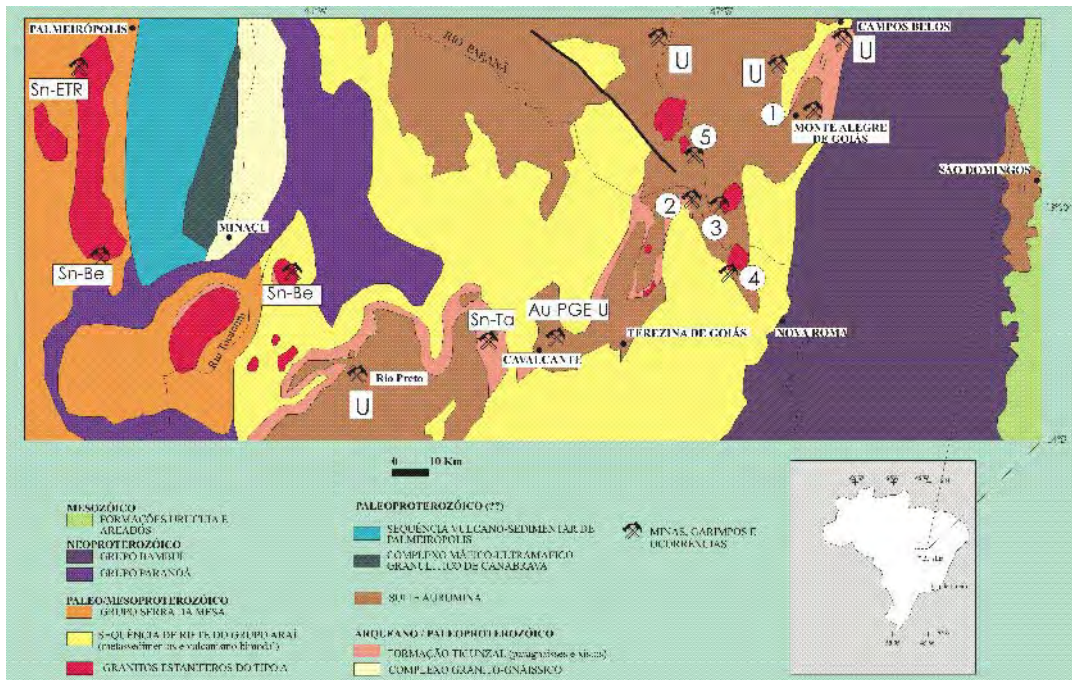


Figura 14 - Mapa geológico simplificado da região nordeste de Goiás com localização de recursos minerais associados à Suíte Aurumina e Formação Ticunzal e aos granitos estaníferos do tipo A (Sn: estanho; Ta: tântalo; Be: berílio; TR: terras raras; Au: ouro; PGE: elementos do grupo da platina; U: urânio; 1: Monte Alegre de Goiás; 2: Porto Real; 3: Ingazeira; 4: Pedra Branca; 5: Mangabeira).

tindo correlacionar esse depósito à granitogênese do tipo S.

As mineralizações de Sn-Ta da Suíte Aurumina, quando comparadas com as mineralizações estaníferas mais conhecidas da Província Estanífera de Goiás, relacionadas a granitos do tipo A, têm assinatura distinta, com maior enriquecimento em Ta, Cs, B e com micas mais ricas em lítio, do tipo lepidolita. Assim os depósitos de Sn-Ta da Suíte Aurumina estão relacionados a sistema rico em boro, comparável ao sistema granito-pegmatito do tipo LCT (Li-Cs-Ta) de Cerny & Ercit (2005).

### Depósitos de Sn associados a granitos tipo A

Os depósitos de estanho mais importantes da Província Estanífera de Goiás estão associados a granitos do tipo A, geneticamente relacionados à evolução continental do Rift Arai e ao vulcanismo bimodal contemporâneo. Merecem destaque os depósitos hospedados nos maciços Pedra Branca, na Sub-província Paranã, e Serra Dourada, na Sub-província Tocantins, que foram alvo de intensa atividade garimpeira, nas décadas de 1970 e 1980, e de empreendimentos mineiros com instalação de duas minas. No contexto da Zona Externa da FDB, depósitos e ocorrências de estanho dessa época metalogenética são encontrados nos maciços Pedra Branca, Mangabeira e Sucuri, com destaque para os dois primeiros (Fig. 14).

### DEPÓSITOS DE Sn ASSOCIADOS AO MACIÇO PEDRA BRANCA

As principais mineralizações primárias do maci-

ço granítico da Pedra Branca são encontradas nas áreas denominadas Zona da Bacia, Faixa Placha e Manchão dos Baianos, enquanto depósitos secundários em aluviões são conhecidos como Grota Seca, Grota Rica, Grota do Jair e Garimpinho (Botelho & Rossi 1988). As mineralizações primárias são constituídas por:

a) Endogreisens: quartzo-muscovita greisens com fluorita, cassiterita, topázio, magnetita e hematita; Li-siderofilita - quartzo greisens com cassiterita, fluorita, topázio, magnetita, hematita e sulfetos associados; granitos greisenizados com cassiterita e albita, além de quartzo, muscovita, fluorita e magnetita; veios de quartzo e cassiterita em fraturas do biotita granito.

b) Exogreisens: encontrados em rochas graníticas miloníticas encaixantes, são representados por veios de quartzo com cassiterita e pela associação cassiterita, sulfetos e fluorita em zonas de cisalhamento.

Os depósitos importantes estão associados a leucogranito pb2d. Os greisens desenvolvem-se a partir da fácies mais evoluída desses granitos, que apresenta textura grossa equigranular e tem Li-siderofilita ou zinnwaldita como mineral acessório. O granito mineralizador tem idade de 1,74 Ga (U-Th-Pb em monazita) enquanto biotita granito vermelho porfirítico (pb1) é correlacionado aos granitos de 1,77Ga. Dos depósitos hospedados no Maciço Pedra Branca, a Faixa Placha é o mais importante (Fig. 15).

A Faixa Placha, orientada N45E, com mergulho de 50 a 60 NW, é conhecida sobre 5 km de extensão e 100m de largura. A zona central da faixa (Fig. 15), com cerca de 20m de espessura, possui

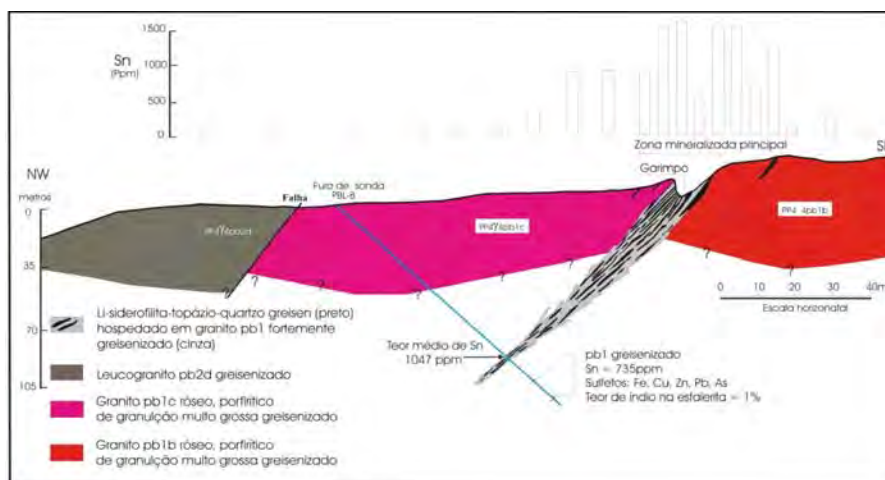


Figura 15 – Perfil esquemático da parte central da Faixa Placha, Maciço Pedra Branca. (Adaptado de Botelho & Rossi 1988).

a concentração mais importante de cassiterita, hospedada em topázio–Li-siderofilita–quartzo greisen escuro que contrasta com faixas claras amareladas, fracamente mineralizadas. Trabalhos de prospecção realizados nas décadas de 1970 e 1980 por DOCEGEO e Goiás Estanho, com sondagens e galerias, bloquearam uma reserva de 15.000 t de estanho apenas numa faixa de 1,5 km de comprimento, sendo que o potencial de toda a faixa poderia ser triplicado. Devem ainda ser ressaltados os teores de índio na cassiterita da Faixa Placha, em torno de 1500 ppm em média, que poderia ser recuperado como subproduto na metalurgia. Merece ainda destaque a presença de esfalerita e estanita ricas em índio (Botelho 1992). Ao contrário de outras zonas mineralizadas do Maciço Pedra Branca, os greisens da Faixa Placha estão desenvolvidos sobre biotita granito pb1, mas considera-se que sua origem está relacionada a fluidos derivados do leucogranito pb2d, mais evoluído e aflorante nas proximidades da zona mineralizada (Fig. 15).

O Maciço Pedra Branca possui também importantes concentrações de fluorita, associadas aos greisens ou formando pequenos filões. Na Zona da Bacia, foi explorado um filão de fluorita de cerca de 100 m de comprimento e largura métrica. Trata-se de filão tardio, já que é mais jovem do que as demais estruturas que condicionam ou deformam os greisens com cassiterita do maciço.

As mineralizações estaníferas do Maciço Pedra Branca e dos demais maciços tipo A são ricas em flúor, terras raras e nióbio, além do índio, em contraste com aquelas da Suíte Aurumina, que são ricas em boro e tântalo, sendo classificadas como do tipo NYF (Nb-Y-F) de Cerny & Ercit (2005), associadas a sistema rico em flúor.

#### **DEPÓSITOS DE ESTANHO E ÍNDIO ASSOCIADOS AO MACIÇO MANGABEIRA**

O Maciço Mangabeira é predominantemente constituído de biotita granito rosa, de idade paleoproterozóica, do tipo A, além de granitos evoluídos e greisens. As rochas encaixantes são xistos e paragneisses da Formação Ticunzal e rochas graníticas milonitizadas da Suíte Aurumina. O depósito de Sn do maciço está localizado em sua porção sudoeste, denominada de apófise, caracterizada por duas pequenas intrusões de topázio-albita granito, que constitui o principal granito

mineralizador.

As principais zonas mineralizadas, denominadas de Zona Greisenizada Principal (ZGP) e Morro da Laranjinha (Moura 1993, Moura & Botelho 2000, Freitas 2000), são compostas de diferentes fácies de granitos: leucogranito róseo, topázio-albita granito e leucogranito. O leucogranito róseo, equigranular médio, possui fengita aluminosa e representa fácies granítica evoluída, mas um nível abaixo do topázio-albita granito. Seu padrão de terras raras é plano, com acentuada anomalia negativa de Eu.

O topázio-albita granito contém fengita litinífera e/ou zinnwaldita e topázio magmático, que ocorre como grãos subcentimétricos ou sob a forma de diminutas inclusões em albita. Seus teores de F, Li, FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb, Zn, Sn e Ta são mais elevados que os do granito róseo.

O topázio-albita granito e o leucogranito róseo foram submetidos a forte metassomatismo de percolação, que os transformou em granitos greisenizados e albitizados e em greisens. O greisen originado a partir do granito pbg2d é verde e contém fengita aluminosa, enquanto os greisens do topázio-albita granito são, em geral, mais escuros por causa da concentração de zinnwaldita.

Vários tipos de greisen desenvolvem-se sobre o topázio-albita granito, merecendo destaque o greisen composto essencialmente de quartzo e topázio, que ocorre na ZGP. Essa rocha contém uma variada assembléia mineralógica com minerais precoces, de temperatura mais elevada, e minerais secundários (Botelho *et al.* 1994, Moura *et al.* 2007). Os minerais de alta temperatura são zinnwaldita, arsenopirita, wolframita, loellingita e cassiterita. Os minerais secundários são cassiterita, escorodita, esfalerita, calcopirita, bismutinita, galena, estanita, tennantita e diversos arseniotos raros, yanomamita, farmacosiderita, goudeyita, chenevixita. O quartzo-topázio greisen possui elevados teores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, F e Cu e baixos teores de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Rb, Ba, Sr e Li.

O quartzo-topázio greisen apresenta teores anômalos de In, que podem chegar até a 1%. O elemento concentra-se na escorodita, esfalerita, cassiterita e estanita, bem como nos três minerais de In identificados, yanomamita, roquesita (CuInS<sub>2</sub>) e dzhalindita In(OH)<sub>3</sub>. A yanomamita (InAsO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O), novo mineral descrito no Maciço Mangabeira (Botelho *et al.* 1994), ocorre sempre associada à escorodita, o que sugere a existência

de solução sólida entre aqueles minerais, ao passo que a roquesita está intercrescida com a esferlerita, com quem possivelmente forma uma solução sólida.

## DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE URÂNIO

Uma série de anomalias de urânio foram descobertas e investigadas pela NUCLEBRÁS e pela CNEM, na região nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins, nas décadas de 1970 e 1980 (Figueiredo & Oesterlen 1981, Andrade *et al.* 1984, Gomes *et al.* 2003).

As anomalias de urânio mais importantes estão situadas na região do Rio Preto, nas proximidades de sua confluência com o Rio Claro, nos municípios de Colinas do Sul e Cavalcante (Andrade *et al.* 1984). Em virtude do abandono dos prospectos em 1983, a maioria dessas anomalias foi investigada apenas superficialmente, embora em uma delas tenha sido detectado, por meio de sondagens, um pequeno depósito de urânio (500 t de  $U_3O_8$ ), associado a xistos grafitosos da Formação Ticunzal.

Pesquisas de urânio também foram desenvolvidas na região de Campos Belos, Goiás, e Arraias, Tocantins, onde mais de 100 anomalias de urânio foram registradas (Figueiredo & Oesterlen 1981). As mineralizações uraníferas mais importantes estão situadas a sul da cidade de Campos Belos, onde também uma reserva de cerca de 500 t de  $U_3O_8$  foi medida, hospedada em xistos da Formação Ticunzal (Andrade *et al.* 1984).

As ocorrências de urânio da região nordeste de Goiás estão especialmente associadas a ocorrências e depósitos de Sn, Ta, Au e elementos do grupo da platina (EGP). Na Mina Buraco do Ouro, em Cavalcante, foi descrita recentemente importante concentração de uraninita associada a ouro e minerais de EGP (Machado 2008). Não existem

referências, e talvez nem mesmo investigação, sobre a associação urânio-ouro nos vários garimpos de ouro relacionados ao contexto da Suíte Aurumina e da Formação Ticunzal.

As propostas mais aceitas sobre a gênese das mineralizações uraníferas estudadas sugerem modelos do tipo veio-discordância (*vein-unconformity*) para o depósito de Campos Belos e orogênico-hidrotermal para o depósito do Rio Preto (Figueiredo & Oesterlen 1981, Andrade *et al.* 1984). Entretanto, os autores admitem a possibilidade de contribuição de mineralizações da associação granítica, pois há evidências de concentrações de urânio em rochas albitizadas, como nas anomalias do Paiol e Alecrim, no município de Arraias, Tocantins.

A hipótese de contribuição de magmatismo granítico na geração dos depósitos de urânio da região adquire mais força quando consideradas as modificações na interpretação do arcabouço geológico, em relação ao conhecimento de 1970/1980, época de realização das pesquisas sobre urânio. Sem dúvida, a modificação mais importante está relacionada às relações entre as rochas metassedimentares paleoproterozóicas da Formação Ticunzal e as rochas graníticas associadas, antigamente denominadas de Complexo Basal Goiano ou Complexo Granito-gnáissico e consideradas como embasamento da seqüência metassedimentar. Os trabalhos realizados por grupo de pesquisadores da Universidade de Brasília, por meio de mapeamento geológico, geoquímica e geocronologia, mostram uma inversão desta estratigrafia, colocando a Formação Ticunzal como mais antiga e as rochas graníticas, denominadas agora de Suíte Aurumina, como intrusivas na seqüência (Botelho *et al.* 2006a, Alvarenga *et al.* 2007). A reinterpretção de seções geológicas de alvos mineralizados em urânio mostra importantes anomalias gamaespectrométricas, localizadas nas proximidades do contato entre essas duas unidades (Fig. 16). Nes-

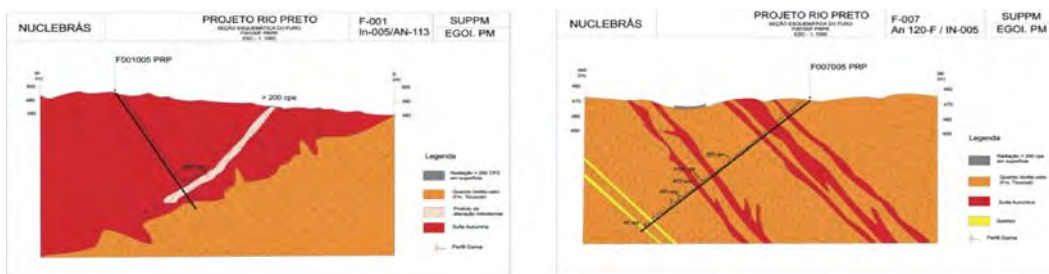


Figura 16 – Seções geológicas de alvos mineralizados em urânio na região do Rio Preto, com medidas de gamaespectrometria em testemunhos de sondagem, colocando em evidência anomalias nas proximidades de contatos entre granito e xisto grafitoso (adaptado de Liberal *et al.* 1982).



se aspecto, modelos do tipo veio-discordância para as mineralizações uraníferas, como mencionado anteriormente, não seriam mais aplicáveis, adquirindo força, por exemplo, modelos hidrotermais, envolvendo interações entre intrusões graníticas e rochas encaixantes metassedimentares.

## REFERÊNCIAS

- Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Botelho N.F., Machado M.A., Lima O.N.B., Almeida T. 2007. *Relatório final das folhas Monte Alegre de Goiás, Cavalcante e Nova Roma*. Programa Geologia do Brasil (PGB/CGB). UnB/CPRM.
- Almeida B.S.de 2009. *Geoquímica dos filitos carbonosos do depósito Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 80p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y. Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**:1-29.
- Azrade S.M., Liberal G.S., Santos-Filho J.L. 1984 Depósitos de urânio de Campos Belos e Rio Preto – Goiás. In: C. Schobbenhaus (ed.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, vol. I. DNPM-CVRD. pp. 169-175.
- Azmy K., Kendall B., Creaser R.A., Heaman L., Oliveira T.F. 2008. Global Correlation of the Vazante Group, São Francisco Basin: Re-Os and U-Pb radiometric constraints. *Prec. Res.*, **164**:160-172.
- Azmy K., Kaufman A.J., Misi A., Kimura H., Oliveira T.F. 2005 Chemostratigraphy of neoproterozoic sequences of the Vazante Group, São Francisco Basin, Brazil: new data and a review. In: Simp. Craton do São Francisco, 3, Salvador, *Anais*, p.269-273.
- Azmy K., Veizer J., Misi A., Oliveira T.F., Sanches A.L., Dardenne M.A. 2001. Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil. *Prec. Res.*, **112**:303-329.
- Bettencourt J.S., Monteiro L.V.S., Bello R.M.S., Oliveira T.F., Juliani C. 2001. Metalogênese de zinco e chumbo na região de Vazante-Paracatu, Minas Gerais. In: C.P. Pinto & M. Martins-Neto (edts.), *Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Minerais*, SBG/MG, Belo Horizonte, p.161-198.
- Botelho N.F. 1992. *Les ensembles granitiques subcalins a peralumineux mineralisés en Sn et In de la Sous-province Paranã, État de Goiás, Brésil*. Tese de Doutorado, Universidade de Paris VI, 344p.
- Botelho, N.F. & Moura M.A. 1998, Granite-ore deposit relationship in central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**:427-438.
- Botelho N.F. & Rossi G. 1988. Depósito de Estanho de Pedra Branca, Nova Roma, Goiás. In: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E. (eds.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, vol. III. DNPM-CVRD. p. 267-285.
- Botelho N.F. & Silva D.V.G. 2005. Mineralizações de Au e PGE hospedadas em rochas graníticas peraluminosas de nordeste de Goiás: discussão sobre depósitos não convencionais de platinóides. In: SBG, Simp. Brasil. Metalogenia, I, Gramado, Resumos.
- Botelho N.F., Roger G., D'Yvoire F., Moelo Y., Volfinger M. 1994 - Yanomamite, In(AsO<sub>4</sub>).2H<sub>2</sub>O, A New Indium Mineral From Topaz-Bearing Greisen in The Goiás Tin Province, Brazil. *Europ. J. Mineral.*, **6**:245-254.
- Botelho N.F., Fuck R.A., Dantas E.L., Junges S.L. 2006a. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: Geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. In: IGPC, 509, *Abstracts*.
- Botelho N.F., Moura M.A., Peterson R., Stanley C.J., Silva D.V.G. 2006b. Kalungaitite, PdAsSe, a new platinum-group mineral from the Buraco do Ouro gold mine, Cavalcante, Goiás State, Brazil. *Mineral. Mag.*, **70**(1):123-130.
- Campos Neto M.C. 1984a. Geometria e fases de dobramentos brasileiros superpostos no oeste de Minas Gerais. *RBG*, **14**:60-68.
- Campos Neto M.C. 1984b. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região Vazante-Lagamar, MG). *RBG.*, **14**:81-91.
- Cerny P. & Ercit T.S. (2005): The classification of granitic pegmatites revisited. *Can. Mineral.* **43**:2005-2026.
- Chaves A.G., Heineck C.A., Tavares W.P. 1976. Projeto Patos de Minas. Belo Horizonte. CPRM, *Relatório Final de Pesquisa*, v.2, 78p.
- Cunha L.M. 2006. *Gênese e controle da mineralização de Au e Ag associada a granitos peraluminosos na mina de Aurumina, Goiás*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 103 p.
- Cunha I.A., Babinski M., Misi A. 2003. Pb isotopic constraints on the mineralization from the Vazante Group, Minas Gerais, Brazil. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 4, Salvador, *Short Papers*, p.727-730.
- Cunha I de A., Coelho C.E.S., Misi A. 2000. Fluid inclusion study of the Morro Agudo Deposit, Minas Gerais, Brazil. *RBG.*, **30**:318-321.
- Cunha I de A. 1999. *Estudos de inclusões fluídas e de isótopos de enxofre dos corpos de minério de Morro Agudo, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 105p.
- D'el Rey Silva L.J.H. & Senna Filho V. 1998. Ouro em sericita-quartzo hidrotermalitos controlados por cisalhamentos conjugados brasileiros, na região de Cavalcante (GO). *Brasil Central. Rev. Bras. Geoc.*, **28**:405-408.
- Da Rocha Araujo P.R., Flicoteaux R., Parron C., Trompette R. 1992. Phosphorites of Rocinha mine, Patos de Minas (Minas Gerais, Brazil): Genesis and evolution of a Middle Proterozoic Deposit tectonized by the Brasiliano Orogeny. *Econ. Geol.*, **87**:332-351..
- Dardenne M.A. 1978a. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, v.1, p.299-308.
- Dardenne M. A. 1978b. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, v.2, p.597-610.
- Dardenne M.A. 1978. Geologia da região de Morro Agudo (MG). *Bol. Núcleo Centro-Oeste*, SBG, 7/8:68-94.
- Dardenne M.A. 1979. *Les minéralisations de plomb, zinc, fluor du Proterozoïque Supérieur dans le Brésil Central*. Thèse Doctorat d'Etat, Univer. de Paris VI, 251p.
- Dardenne M.A.2001. Lithostratigraphic sedimentary sequence of the Vazante Group. In: A.Misi and J.B.G. Teixeira (orgs.), *Proterozoic Base Metal Deposits of Africa and South America. Proceedings of the I Field Workshop IGCP 450, CNPq/UNESCO/IUGS*, Belo Horizonte and Paracatu (MG), Brazil, p.48-50.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cor-

- dani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Brazil 2000, 31<sup>th</sup> Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p.231-263.
- Dardenne M.A. & Freitas-Silva F.H. 1998. Modelos genéticos dos depósitos Pb-Zn nos grupos Bambuí e Vazante. In: *Workshop de Depósitos Minerais Brasileiros de Metais-Base*. Salvador, CAPES-PADCT-ADIMB, p.86-93.
- Dardenne M.A. & Freitas-Silva F.H. 1999. Pb-Zn ore deposits of Bambuí and Vazante groups in São Francisco Craton and Brasília Fold Belt. In: Silva M.G. e Misi A. (Eds.), *Base Metal Deposits of Brazil*, MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, p.75-83.
- Dardenne M.A., Freitas-Silva F.H., Nogueira G.M.S., Souza J.F.C. 1997. Depósitos de fosfato de Rocinha e Lagamar, Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus, E.T. Queiroz, C.E.S. Coelho (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, v. IV-C, p.113-122.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2000. The metallogenesis of the South American Plataform. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Brazil 2000, 31<sup>th</sup> Intern. Geological Congress, Rio de Janeiro, p.755-850.-
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*, Editora UnB, Brasília, 392p.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2003. Depósitos Minerais no Tempo geológico e Épocas Metalogênicas. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, MME/SMM, Brasília, p.365-448.
- Dardenne M.A., Trompette R., Magalhães L.F., Soares L.A. 1986. Proterozoic and Cambrian phosphorites-regional review: Brazil. In: P.J. Cook & J.H. Shergold J.H. (Eds.): *Phosphate Deposit of the World. Proterozoic and Cambrian phosphorites*, Cambridge University Press, p.116-131.
- Faria A. 1995. *Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Alança – Alto Paraíso de Goiás*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 199p.
- Figueiredo A.M. & Oesterlen P.M. 1981. Prospecção de urânio no Estado de Goiás. *RBG*, **11**:147-152
- Freitas M.E. 2000 *A evolução dos greisens e mineralização estaniífera do Morro da Laranjinha, Maciço granítico Mangabeira, GO*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 161 p.
- Freitas-Silva F.H. 1996. *Metalogênese do depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 339p.
- Freitas-Silva F.H. & Dardenne M.A. 1997. Pb/Pb isotopic patterns of galenas from Morro do Ouro (Paracatu Formation), Morro Agudo/Vazante (Vazante Formation) and Bambuí Group Deposits. In: *South Am. Symp. Isotope Geol.*, Campos do Jordão, São Paulo. *Ext. Abst.*, p.118-120.
- Freitas-Silva F.H., Dardenne M.A., Jost H. 1991. Lithostructural control of the Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais, gold deposit. In: E.A. Ladeira (ed.). *Brazil Gold'91*, Balkema, p. 681-683.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Silva L.J.H.D. 1994. Comparimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congr. Brasil. Geol., 38, *Bol. Resumos Expandidos*, p. 215-216.
- Fuck R.A., Marini O.J., Dardenne M.A., Figueiredo A. 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia-Colinas, Goiás. *RBG*, **18**:54-62.
- Giuliani G., Fortes P.T.F.O., Olivo G.R., Ronchi L.H., Santos M.M., Dardenne M.A., Marini O.J., Nilson A.A. 1991a. Contrasting Archean-Proterozoic-hosted gold deposit types and associated gold-bearing fluids. In: M. Pagel & J. Leroy (eds.), *Transport, Source and Deposition of Metals*. Balkema, Rotterdam, p.665-668.
- Giuliani G., Olivo G.R., Marini O.J., Michel D. 1993. The Santa Rita Gold deposit in the Proterozoic Paranoá Group, Goiás, Brazil: an example of fluid mixing during ore deposition. *Ore Geol. Rev.*, **8**:503-523.
- Gomes A.J.P., Cruz P.R., Borges L.P. 2003. Recursos Minerais Energéticos: Carvão e Urânio. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, p. 577-628.
- Hagemann S., Brown P.E., Walde D.H.G. 1992. Thin-skinned thrust mineralization in the Brasília Fold Belt: the example of the Luziânia gold deposit. *Mineral. Depos.*, **27**:293-303.
- Hippert J.F. & Massucatto A.J. 1998. Phyllonitization and development of kilometer-size extension gashes in a continental-scale strike-slip shear zone, north Goiás, Central Brazil. *J. Struct. Geol.*, **20**:433-445.
- Liberal G.S., Abrahão J.R.S., Figueiredo Filho P.M. 1982. Projeto Rio Preto, Relatório de Fase Sondagem Geológica/Perfilagem. Nuclebrás (relatório interno), 31p.
- Lopes J.N. 2002. *Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambuí Group at Januária region, MG*. Tese de Doutorado, IG/UNICAMP, 183p.
- Machado J.M. 2008. Depósito de Au, Pt e Pd da Mina Buraco do Ouro: caracterização do minério e modelo da mineralização. Dissert. de Mestrado, IG/UnB, 88 p.
- Magalhães L.F. & Nilson A.A. 1996. Mineralização aurífera nos grupos Araí e Paranoá na região de Cavalcante – GO e Paranã – TO. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, vol.3, p.284-286.
- Magalhães L.F., Freitas-Silva F.H., Nilson A.A., Coelho C.E.S. 1998. Estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo auríferos do Grupo Paranoá na região Cavalcante, Goiás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, p.167.
- Magalhães L.F., Freitas-Silva F.H., Nilson A.A., Coelho C.E.S. 1998. Mistura heterogênea de fluidos em mineralizações auríferas do Grupo Araí, Paranã/Tocantins. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p.175.
- Marchetto C.M.L., Larson L.T., Figueiredo A.M. 1993. Minerais do grupo da platina e ouro em rochas ácidas, Cavalcante, Brasil. In: I Encontro Brasil. elementos do Grupo da Platina, Brasília, *Resumos Expandidos*, p.47-52.
- Marini O.J. & Botelho N.F. 1986. A província de granitos estaniíferos de Goiás. *RBG*, **16**:119-131.
- Massucatto A.J. 2003. *Caracterização estrutural do embasamento do Grupo Araí, na Zona Externa da Faixa Brasília (GO)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 163p.
- Massucatto A.J. 1997. *Mineralização aurífera, filonitização e desenvolvimento de 'gashes' extensionais em uma zona de cisalhamento transcorrente de baixo grau metamórfico (Cavalcante- GO)*. Dissertação de Mestrado, Escola de Minas, UFOP, 83 p.
- Massucatto A.J. & Hipertti J.F.M. 1996. Mineralização aurífera associada a estruturas S-C em gashes extensionais de escala quilométrica: o exemplo de Cavalcante, GO. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, vol.1, p.343-346.
- Misi A., Iyer S.S., Tassinari C.C.G. 1996. Boquira (2,5Ga) and Morro Agudo (0,65Ga) lead-zinc deposits, Brazil: New SEDEX Subtypes? In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, SBG, *Anais*, v.7, p.251-253.
- Misi A. 2001. Estratigrafia isotópica das seqüências do Supergrupo São Francisco, coberturas neoproterozo-

- zóicas do Craton do São Francisco. Idades e correlações. *In: Pinto C.P. & Martins-Neto M.(edts.), Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Minerais*, SBG/MG, Belo Horizonte, p.67-92.
- Misi A., Iyer S.S., Tassinari C.C.G., Coelho C.E.S., Kyle J.R., Franca-Rocha W.J.S., Gomes A.S.R. 1999. Integrated studies and metallogenic evolution of the Proterozoic sediment-hosted Pb-Zn-Ag sulfide deposits of the São Francisco Craton, Brazil. *In: Silva M.G. e Misi A. (coords.), Base Metal Deposits of Brazil*, MME/ CPRM/DNPM, Belo Horizonte, p. 84-91.
- Misi A., Tassinari C.C.G., Iyer S.S. 1997. New isotope data from the Proterozoic lead-zinc (Ag) sediment-hosted sulfide deposits of Brazil: implications for their metallogenic evolution. *In: South-Am. Symp. Isotope Geol.*, Campo do Jordão, SP, *Extended Abstract*, p.201-203.
- Misi A., Iyer S.S.S., Coelho C.E.S., Tassinari C.C.G., Franca-Rocha W.J.S., Cunha I.A., Gomes A.S.R., Oliveira T.F., Teixeira J.B.F., Filho V.M.C. 2005. Sediment hosted lead-zinc deposits of the Neoproterozoic Bambuí Group and correlative sequences. São Francisco Craton, Brazil: A review and a possible metallogenic evolution model. *Ore Geol. Rev.*, **28**:201-234.—26:263-304
- Misi A., Kaufman A.J., Veizer J., Powis K., Azmy K., Boggiani P.C., Gaucher C., Teixeira J.B.G., Sanches A.I., Iyer S.S. 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chem. Geol.*, **237**:161-185.
- Misi A., Sanches A.L., Kaufman A.J., Veizer J., Azmy K., Powis K., Teixeira J.B.G. 2005. Phosphorites and the chemostratigraphic correlation of the Neoproterozoic sequences of the São Francisco Craton and the Brasília Fold Belt. *In: Simp. Cráton São Francisco*, 3, Salvador, *Short Papers*, v.1, p.291-294.
- Misi A., Sanches A.L., Kaufman A.J., Veizer J., Azmy K., Powis K., Teixeira J.B.G. 2010.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of phosphorites from Neoproterozoic sequences of the São Francisco Craton, Brazil: phosphogenesis and correlations. *V Simp. Sul-Amer. Geol. Isotópica*, Brasília, p.313-316.
- Möller J.C., Batolochi M., Akiti Y., Sharrat M., Borges A.L. 2001. Geologia e caracterização dos recursos minerais de Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais. *In: Pinto C. T. & Martins-Neto M. A. (edts), Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Minerais*, SBG/MG, Belo Horizonte, p.199-234.
- Monteiro L.V.S. 1997. *Contribuição à gênese das mineralizações de Zn da mina de Vazante, MG*. Dissertação de Mestrado, IG/USP, 159p.
- Monteiro L.V.S. 2002. *Modelamento metalogenético dos depósitos de zinco de Vazante, Fagundes e Ambrósia, associados ao Grupo Vazante, Minas Gerais, Brasil*. Tese de Doutorado, IG/USP, 317p.
- Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Spiro B., Graça R., Oliveira T.F. 1999. The Vazante Zinc Mine, Minas Gerais, Brazil: Constraints on Willemite Mineralization and Fluid Evolution. *Explor. Min. Geol.*, **8**(1/2):21-42.
- Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Juliani C., Oliveira T.F. 2007. Non sulfide and sulfide-rich zinc mineralizations in the Vazante, Ambrósia and Fagundes deposits, Minas Gerais, Brazil: Mass balance and stable isotope characteristics of the hydrothermal alterations. *Gond. Res.*, **11**:362-381.
- Moura, M.A., 1993. A zona greisenizada principal do maciço estanífero Mangabeira (GO): geologia, petrologia e ocorrência de Índio (In). Dissertação de Mestrado, Univ. Brasília, 215 p.
- Moura, M.A. e Botelho, N. F., 2000. The topaz-albite granite and related rocks from Sn-In mineralized zone of Mangabeira Granitic massif (GO), Brazil. *RBG*, **30**,270–273.
- Moura M. A., Botelho, N. F., Mendonça, F. C. 2007 The indium-rich sulfides and rare arsenates of the Sn-In mineralized Mangabeira A-type granite, Central Brazil. *Can. Mineral.*, **45**:193 - 204.
- Nogueira G.S.M. 1993. Enquadramento litoestratigráfico, sedimentológico e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG, Formação Vazante. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 165p.
- Oliveira T.F. 1998. As minas de Vazante e Morro Agudo, Minas Gerais. *In: Workshop: Depósitos Minerais Brasileiros de Metais-Base*, Salvador, CAPES-PAD-CT-ADIMB, p.48-57.
- Oliveiro G.R. 1989. *Controle litoestratigráfico e gênese das ocorrências auríferas da seqüência psamo-pe-lito-carbonática do Grupo Paranoá, Goiás*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, Brasília, 296p.
- Oliveiro G.R. & Marini O.J. 1988. Ouro no Grupo Paranoá. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém, Anais, vol.1, p.93-106.
- Padilha J.L. & Laguna A.M.G. 1981 Geologia dos granitos -da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes --Goiás. *In: SBG, Simp. Geol. entro-Oeste*, 1, Goiânia, *Atas...*, p. 622-643.
- Pinho J.M.M., Dardenne M.A., Rigobello A.E. 1990. Caracterização da movimentação transcorrente da falha Vazante, MG. *In: SSBG, Congr. Brasil. Geol.*, 36, Natal, SBG, *Anais*, v.5, p.2284-2295.
- Rigobello A.E., Branquinho, J.A. Dantas M.G.S., Oliveira T.F., Neves Filho W. 1988. Mina de zinco de Vazante. *In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (coords.)*, *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, Brasília, v.III, p.101-110.
- Rodrigues J.B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí- um estudo de zircões detriticos e idades Modelo Sm-Nd*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 128p.
- Romagna G. & Costa R.R. 1988. Jazida de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, Minas Gerais. *In: C. Schobbenhaus C. & C.E.S. Coelho (coords.)*, *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, v.III, p.83-90.
- Sangster D.F. 1990. Mississippi valley type and SEDEX lead-zinc deposits; a comparative examination. *Inst. Min. Metal. Trans, Section B*, **99**:21-42.
- Sparrenberger I. & Tassinari C.C.G. 1999. Subprovíncia do Rio Paranã (GO): um exemplo de aplicação dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita. *RBG.*, **29**:405-414.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.)*, *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida*, Beca Edta, São Paulo, p.575-593.
- Zini A., Forlim R., Andreazza P., Souza A. 1988. Depósito de ouro do Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais. *In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (Coords.)*, *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/ CVRD, Brasília, v.III, p.479-489.

# METALOGÊNESE DO ARCO MAGMÁTICO GOIÁS

CLAUDINEI GOUVEIA DE OLIVEIRA<sup>1</sup>, RAUL MINAS KUYUMJIAN<sup>1</sup>,  
FREDERICO BEDRAN OLIVEIRA<sup>2</sup>, GUSTAVO CAMPOS MARQUES<sup>3</sup>, NELY PALERMO<sup>4</sup> &  
ELTON LUIZ DANTAS<sup>1</sup>

1 - Universidade de Brasília. E-mail: gouveia@unb.br, raulmk@unb.br, elton@unb.br

2 - Ministério de Minas e Energia, Brasília, DF. E-mail: frederico.oliveira@mme.gov.br

3 - Mineração Maracá, Alto Horizonte, GO. E-mail: gustavo.marques@Yamana.com

4 - Universidade Estadual do Rio de Janeiro. E-mail: nelpalermo@gmail.com

## INTRODUÇÃO

No início da década de 70, os trabalhos de exploração mineral no Arco Magmático Goiás eram direcionados para a descoberta de depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, uma vez que a associação de rochas vulcano-plutônicas que domina o contexto geológico regional era até então correlacionada aos *greenstone belts* arqueanos da região de Crixás-Hidrolina. Porém, a partir da década de 80 inúmeros estudos têm comprovado que o quadro geológico regional além de fazer parte de um arco magmático neoproterozóico teve evolução geológica complexa, o que teria favorecido a formação de uma ampla diversidade de grupos de depósitos minerais, dentre os quais se destacam: Cu-Au porfíricos, vulcanogênicos, auríferos orogênicos e Ni-Cu associados a complexos máfico-ultramáficos sin-orogênicos. Em consequência desse potencial metalogenético, a região tem atraído cada vez mais empresas de exploração mineral especializadas, dentre as quais se destacam: Yamana Gold Inc., Prometalica Mineração Ltda, Amarillo Gold Corp., Castillian Resources Corp., Vale, Mineração Santa Elina S.A. e Codelco.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Arco Magmático Goiás localiza-se na porção central da Província Tocantins, um amplo orógeno neoproterozóico desenvolvido entre o Cráton Amazônico, a oeste, e o Cráton São Francisco, a leste, em consequência da convergência e da colisão de massas continentais na aglutinação do Gondwana Ocidental, durante a Orogenia Brasileira (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel *et al.* 1997). A parte leste da Província é ocupada por espessa sequência de rochas metassedimentares e extensa ex-

posição de rochas neoproterozóicas que integram a Faixa Brasília (Fig. 1).

Na Faixa Brasília, o grupo de estruturas mais proeminente compreende um sistema de falhas reversas e de empurrão, com vergência para leste em direção ao cráton São Francisco. Estas estruturas constituem as mais conspícuas feições da deformação durante o Ciclo Brasileiro (Strieder & Suita 1999, Araújo Filho 2000). Na porção norte do Arco Magmático Goiás, estas feições estão representadas por: (i) um sistema regional de zonas de cisalhamento reversas oblíquas ou de empurrão (falha Rio dos Bois), com disposição geral NE, responsáveis pela justaposição do arco neoproterozóico aos terrenos granito-*greenstone* arqueanos da região de Crixás-Hidrolina, a sul, e às seqüências vulcanossedimentar paleoproterozóica (Seqüência Campinorte) e metassedimentar neoproterozóica (Grupo Serra da Mesa), a leste; e (ii) um sistema espaçado de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, de direção geral NNE, correspondente ao lineamento Transbrasiliiano. Ambos os sistemas estão cortados por falhas discretas de cisalhamento direcional orientadas segundo NW, que hospedam intrusões graníticas pós-tectônicas, pouco ou não deformadas.

## O ARCO MAGMÁTICO GOIÁS

O Arco Magmático Goiás é um orógeno acrescionário que se formou por colagem dos crátons Amazonas e São Francisco durante o Neoproterozóico, mais especificamente entre 900 e 600 Ma. Esta unidade geotectônica ocorre na margem oeste do Cráton São Francisco e aflora por aproximadamente 1000 km nas regiões oeste e norte de Goiás e sul de Tocantins, e está encoberto a nordeste e sudoeste pelas bacias paleozóicas Par-

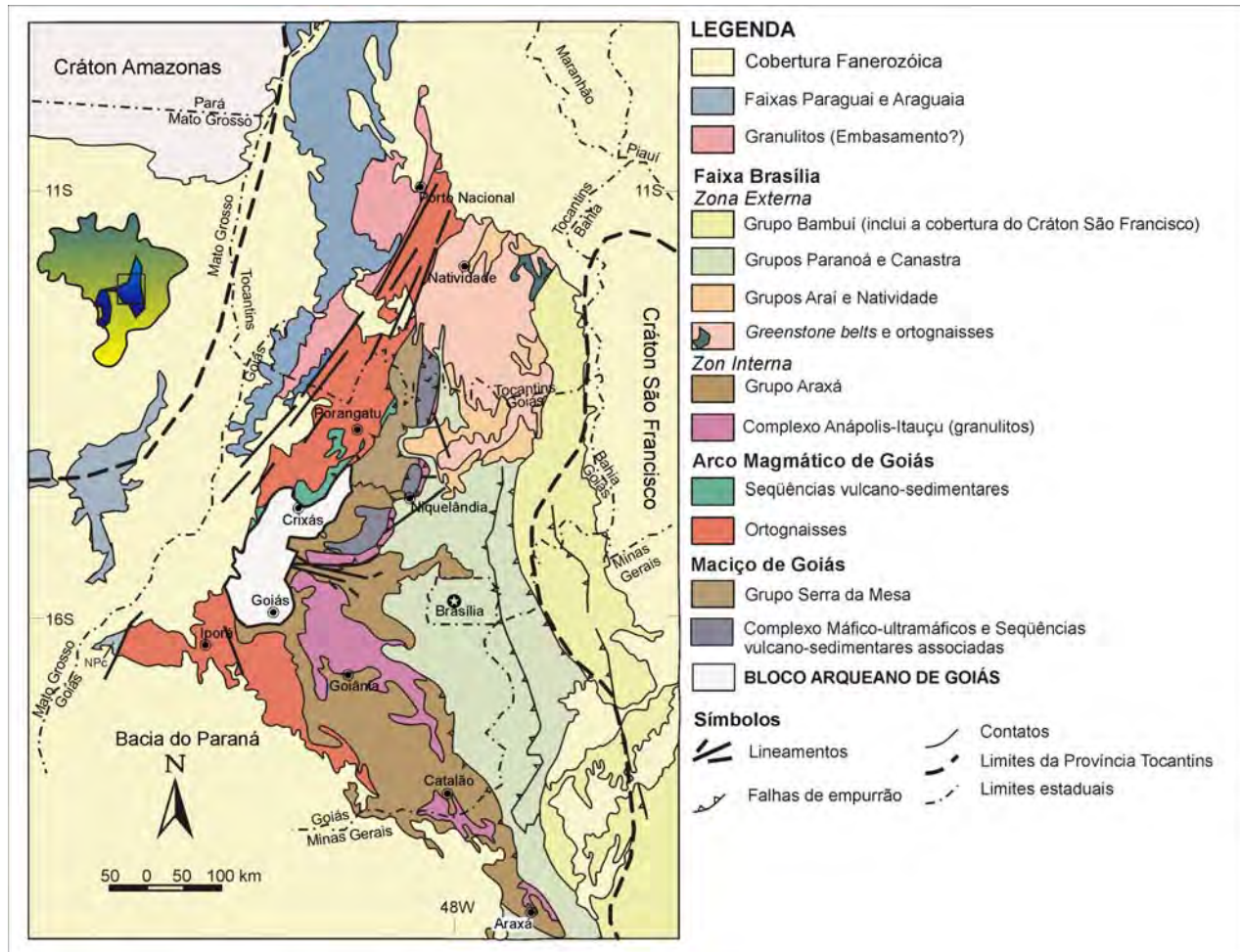


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins (Pimentel et al. 2004).

naíba e Paraná, respectivamente. Nesse contexto ocorrem dois domínios de crosta juvenil neoproterozóica compostos por corpos alongados de ortognaisses tonalíticos a dioríticos, expostos entre faixas estreitas de rochas vulcanossedimentares com orientação geral NNE: O Arco Magmático Mara Rosa, no norte, onde predominam metassedimentares detríticas, com subordinadas metavulcânicas máficas a félsicas e metasedimentares químicas (Fig. 2); e o Arco Magmático Arenópolis, no sul, onde predominam metavulcânicas intermediárias a ácidas e metassedimentares químicas, com subordinadas detríticas (Fig. 3) (Pimentel et al. 1997, Junges et al. 2002, Laux et al. 2005).

No Arco Magmático Mara Rosa, na região de Chapada (Alto Horizonte)-Mara Rosa, as metaplutônicas de composição tonalítica a diorítica são consideradas semelhantes às rochas graníticas tipo-M de arcos de ilha imaturos e apresentam características químicas semelhantes às de adakitos (Pimentel et al. 2000, 2004). Idades U-Pb em

zircão indicam que o magmatismo tonalítico e máfico associado, ocorreu em dois intervalos de tempo e sob contextos geotectônicos distintos: O primeiro, entre 900 e 800 Ma, se desenvolveu em ambiente de arcos de ilhas intra-oceânicos, ao qual se associa a Sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa. O segundo, entre 700 e 600 Ma, se desenvolveu provavelmente em ambiente de arcos magmáticos continentais, ao qual se correlaciona a Sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha. As supracrustais daquela região formam três faixas estreitas de direção NNE, denominadas de leste, central e oeste, separadas entre si por metatonalitos e metadioritos. As três faixas são constituídas de anfibolitos, metatufos félsicos a intermediários, metagrauvacas, grana-mica xistos, *metachert*, formação ferrífera, quartzitos e metaultramáficas, metamorizadas nas fácies xisto verde a anfibolito. Anfibolitos apresentam assinatura química semelhante à de basaltos de ambiente de *back-arc* ou de magmas to-

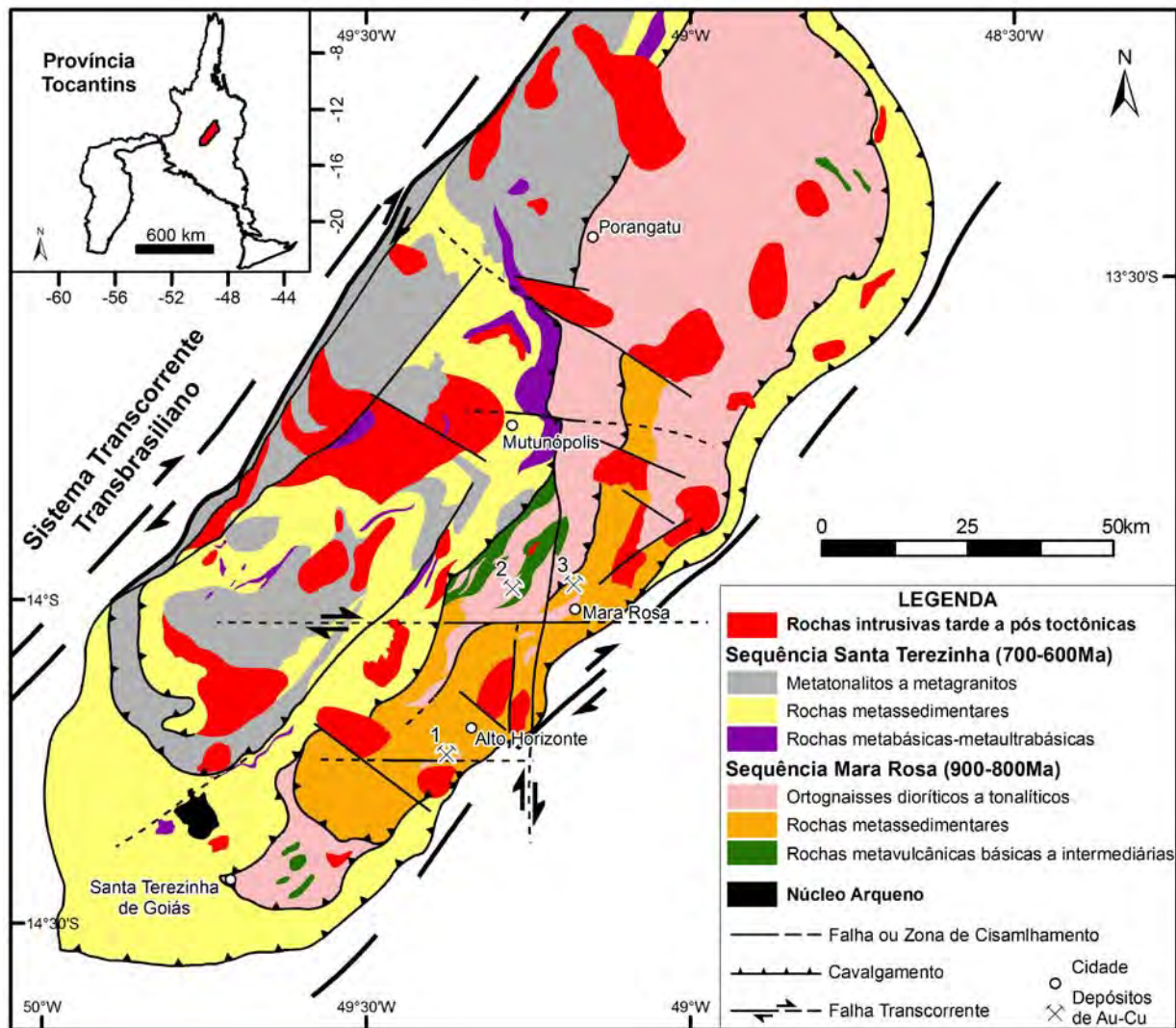


Figura 2 - Mapa geológico do Arco Magmático Mara Rosa e localização dos principais depósitos minerais (Compilado de Dantas et al. 2006, Fuck et al. 2006, Oliveira et al. 2006).

leíticos que compõem crosta oceânica (Kuyumjian 1989, Palermo 1996)

O Arco Magmático está recortado por várias intrusões graníticas (biotita granito e leucogranito a duas micas) e gabro-dioríticas pouco ou não deformadas, que constituem uma associação bimodal pós-orogênica.

#### CARACTERÍSTICAS DESCRITIVAS DOS DEPÓSITOS DE Au, Cu-Au E Ni-Cu DO ARCO MAGMÁTICO

O Arco Magmático Goiás contém grande diversidade de depósitos minerais gerados por processos metalogenéticos específicos que refletem a compartimentação geológica complexa dos cinturões colisionais (Oliveira et al. 2000, 2004). Nesse contexto, em um quadro simplificado e comparativo das principais características descritivas e ge-

néticas dos mais importantes depósitos e ocorrências minerais do Arco Magmático Goiás, adotou-se a seguinte classificação (Tabela 1): *Depósitos de Cu-Au porfíricos*; *Depósitos de Cu-Au e Au vulcanogênicos*; *Depósitos de Au orogênicos*; e *Depósitos de Ni-Cu associados a complexos máfico-ultramáficos*. A discussão que segue não contempla os depósitos de esmeralda (ex. Campos Verdes) e cianita (ex. Serra das Araras), tradicionalmente abordados em publicações sobre gemas e minerais e rochas industriais.

#### Depósitos de Cu-Au porfíricos

Os depósitos minerais enquadrados nessa categoria são particularmente identificados no Arco Magmático Mara Rosa onde o Depósito de Cu-Au Chapada é o principal representante, além das

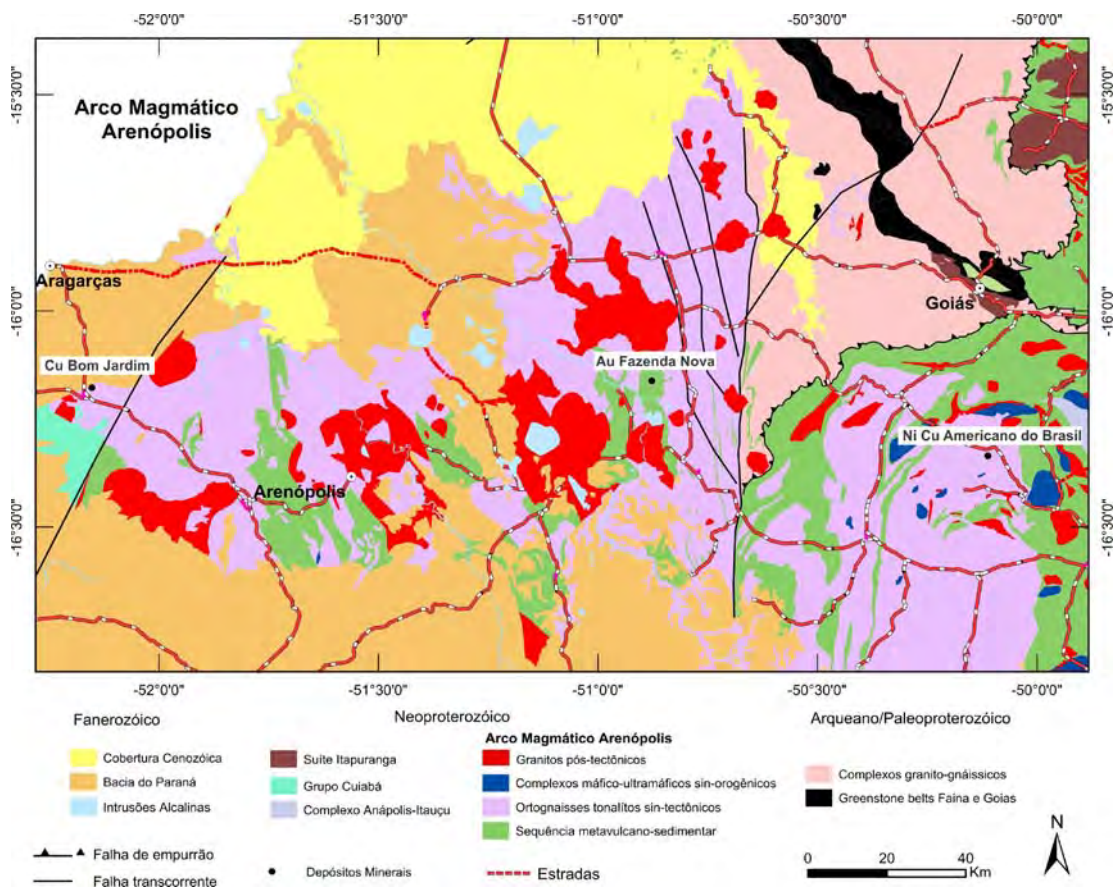


Figura 3 - Mapa geológico do Arco Magmático Arenópolis e localização dos principais depósitos minerais (Modificado de Moreira 2008).

Tabela 1 - Resumo de algumas características dos principais depósitos metálicos dos (arcos Mara Rosa e Arenópolis).

Depósito (Idade)	Rocha Hospedeira	Alteração hidrotermal	Tipo de depósito	Metais	Reserva (Teor)
<b>Arco Mara Rosa</b>					
Zacarias (900-860 Ma)	Barita quartzito, metatufos ácidos a intermediários e meassedimentares químicas	Metassomatismo magnésiano (flogopita, talco), argilização (?)	Vulcanogênico disseminado	Au-Ag-Ba	0,65 Mt (4,36 g/t Au, 48,06 g/t Ag, 10,67% Ba)
Chapada (880-860 Ma)	Biotita gnaise, muscovita-biotita xisto, anfibólio xisto e biotita-muscovita xisto	Biotitização, sericitização, argilização (?), sulfetação (pirita, calcopirita)	Cu-Auporfirítico	Cu-Au	421 Mt (0,31% Cu, 0,23 g/t Au)
Posse (?)	microclinio gnaise (metagranito alcalino)	Sericitização, silicificação, sulfetação (pirita)	Au orogénico	Au	1,7 Mt (2,24 g/t Au)
Suruca (620-580 Ma)	Metavulcânicas básicas e metassedimentares	Sericitização, carbonatação, sulfetação (pirita)	Au orogénico	Au	?
Mundinho (514 Ma)	Milonito granítico paleoproterozóico	Biotitização, sericitização, sulfetação (calcopirita, pirita, bismutinita)	Intrusion-related	Au-Cu-Bi	?
<b>Arco Arenópolis</b>					
Bom jardim de Goiás (900 Ma)	Tufos riódacíticos a dacíticos	Silicificação, propilitização, sulfetação (calcopirita, pirita)	Vulcanogênico disseminado	Cu	4,58 Mt (0,92% Cu)
Fazenda Nova (?)	Diques e stocks de microtonalitos/dioritos e vulcânicas ácidas	Sericitização, carbonatação, sulfetação (arsenopirita, pirita)	Au orogénico	Au	5,7 Mt (oxidado) (0,9 g/t Au)
Americano do Brasil (630 Ma)	Dunitos, peridotitos, piroxenitos e dioritos	-	Sulfeto de Ni-Cu associado a complexo máfico sin-orogénico	Ni-Cu-Co	

ocorrências Serra das Araras, Serra do Caraná, Serra dos Picos e Serra de Bom Jesus.

#### DEPÓSITO DE Cu-Au CHAPADA

O depósito de Cu-Au está estruturado por antiforme aberto em que o núcleo é representado pela associação de magnetita-biotita gnaisses e muscovita-biotita xistos, enquanto a cobertura compõe-se de ampla variação de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas básicas a ácidas, além de metassedimentares químicas, como *metacherts* (Fig. 4). Todo o conjunto está recortado por diques pegmatíticos estreitos orientados segundo N40°-60°W e por uma intrusão diorítica semicircular pouco deformada (Bedran 2008, Kuyumjian *et al.* 2010). As rochas hospedeiras do depósito compreendem uma ampla variação de xistos associados à magnetita-biotita gnaisses finos e anfibolitos, dentre os quais se destacam muscovita-biotita xistos, anfibólio xistos, associação biotita-muscovita xistos/cianita-epidoto- muscovita-biotita xisto feldspático/*metacherts* e associação cianititos/quartzo cianititos/cianita quartzitos/cianita-muscovita-quartzo xistos (Fig. 6A).

O depósito, com reserva de 421 Mt e teores médios de 0.31% Cu e 0.225 g/t Au, consiste de disseminações de sulfetos ao longo da foliação (ou superfícies axiais de dobras) e, em menor proporção, de pequenas concentrações maciças em charneiras de dobras ou em falhas e fraturas orientadas segundo E-W e NW-SE. O minério é constituído

por uma associação de sulfetos (calcopirita, pirita, bornita, molibdenita, esfarelita, galena) e óxidos (magnetita, hematita, ilmenita, rutilo), onde calcopirita aparece como o único mineral minério importante. Os minerais da ganga compõem-se predominantemente de biotita, muscovita, quartzo, feldspatos, anfibólio e, subordinadamente, epidoto, clorita, carbonato, cianita, estauroilita, grana-da, titanita e rutilo. O ouro, com granulação muito fina, ocorre incluso na calcopirita, porém variações mais grossas ocorrem em fraturas e espaços intergranulares em sulfetos.

Por outro lado, Richardson *et al.* (1986) combinam feições geológicas e geoquímicas para sugerir que o Depósito de Cu-Au Chapada exhibe características que se assemelham aos depósitos de Cu-Au porfíricos formados em ambientes de arcos de ilhas intra-ocêânicos. De acordo com os autores, dentre as semelhanças destacam-se: a abundância de minério sulfetado disseminado, predominando calcopirita e pirita, e ausência de lentes de sulfetos maciços; teor e volume de Au e sulfetos de Cu compatíveis com depósitos de cobre porfírico; a associação de sulfetos e óxidos do Depósito de Cu-Au Chapada, assim como seu zoneamento, que inclui envelope periférico rico em pirita e núcleo com abundante em magnetita; a química da alteração no entorno do depósito dada por enriquecimento em K<sub>2</sub>O e depleção em Na<sub>2</sub>O e CaO; e valores da composição isotópica de enxofre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) compatíveis com fluidos de derivação magmática (ca. 0‰). Já Kuyumjian (1989) defen-

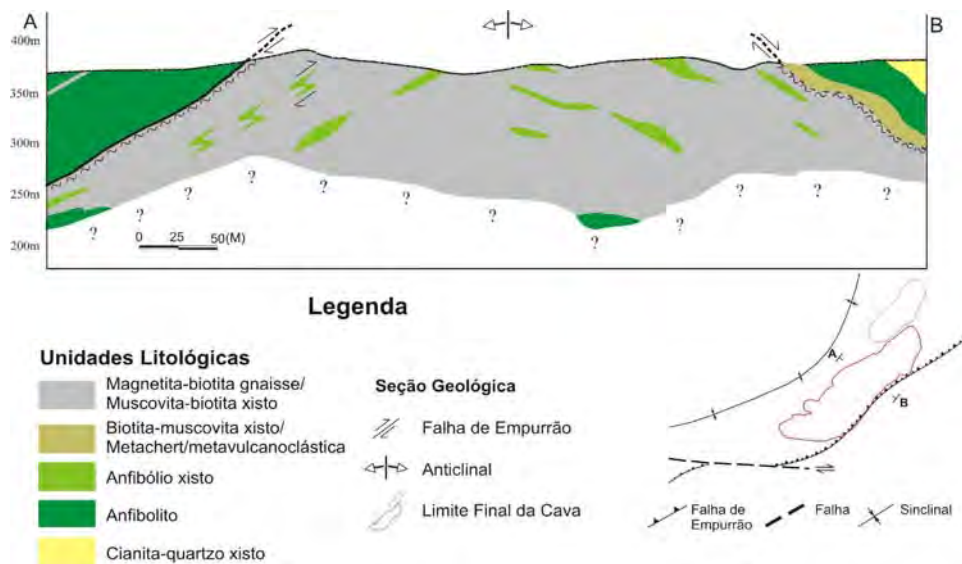


Figura 4 - Seção geológica NW-SE do Depósito de Cu-Au Chapada confeccionada a partir de testemunhos por sondagem (Bedran 2008).



de o modelo de depósitos vulcanogênicos disseminados, a partir do zoneamento da alteração hidrotermal associada à mineralização. O autor sugere que epidotitos e rochas ricas em epidoto teriam se formado pela ação exalativa de soluções aquosas marinhas aquecidas por basaltos do assoalho oceânico. Os epidotitos estariam associados aos condutos de fluxo de salmouras ricas em metais, incluindo Cu e Au, enquanto magnetita-pirita-quartzo-sericita xistos, encaixantes da mineralização, poderiam representar halo de alteração filica metamorfizado. O autor também enfatiza que existe estreita associação entre as rochas com estauroлита e gedrita e os domínios mineralizados, o que pode ser indicativo de halo cloritico metamorfizado, enquanto os xistos com microclínio e altos teores de K<sub>2</sub>O sugerem alteração potássica, a qual estaria associada com a precipitação de calcopirita e ouro.

### Depósitos de Cu-Au e Au vulcanogênicos

Os depósitos e ocorrências gerados por processos vulcano-exalativos são representados pelos de Cobre Bom Jardim de Goiás e Au-Ag-Ba Zacarias situados, respectivamente, nos arcos Arenópolis e Mara Rosa.

#### DEPÓSITO DE Cu BOM JARDIM DE GOIÁS

O Depósito de Cu Bom Jardim de Goiás situa-se no extremo oeste do Estado de Goiás, na borda oeste do Arco Magmático Arenópolis, e apresenta reserva de 4,58 Mt, com teor médio de 0,92% de cobre. As rochas hospedeiras da mineralização são vulcanoclásticas classificadas como tufos cristalinos e tufos cineríticos pertencentes à Formação Córrego da Aldeia do Grupo Bom Jardim de Goiás (Bijos *et al.* 2010). Os tufos possuem composição riodacítica a dacítica com características geoquímicas cálcio-alcálicas e idade interpretada como próxima de 900 Ma. Rochas básicas afaníticas intercaladas nas rochas vulcanoclásticas do depósito possuem composição de basaltos de arcos vulcânicos (Bijos *et al.* 2010).

A alteração hidrotermal observada no Depósito Bom Jardim de Goiás é restrita e não apresenta um zoneamento nítido, sendo identificada localmente por intensa silicificação associada aos veios e vênulas sulfetados e por cloritização/epidotização que marcam halos distais de alteração pro-

pilítica. A mineralização ocorre disseminada e confinada ao sistema de venulações nos tufos, sem qualquer relação com monzogranitos e sienogranitos tardios (denominados em trabalhos anteriores de granitos Serra Negra e Macacos, respectivamente) que afloram na região do depósito. O minério compreende principalmente pirita e calcopirita e é representado pela associação pirita + calcopirita ± *electrum* ± pirrotita ± magnetita ± esfalerita ± ilmenita ± hematita, além de biotita, quartzo, clorita, calcita, titanita, actinolita, epidoto e plagioclásio (Bijos *et al.* 2010).

As características do depósito de Cu Bom Jardim de Goiás, que se manifestam principalmente por um sistema de veios e vênulas discordantes encaixados em uma seqüência de rochas vulcanoclásticas hidrotermalizadas (propilitização), permitem inferir que a sua gênese se aproxima a dos depósitos vulcanogênicos do tipo *stringer*, com deposição de calcopirita e quartzo ao longo do conduto de exalação de soluções hidrotermais.

#### DEPÓSITO DE Au-Ag-Ba ZACARIAS

O depósito de Au-Ag-Ba Zacarias é um conjunto de lentes concordantes constituídas de quartzo, barita, muscovita rica em Ba (oellacherita), pirita e, subordinadamente, esfalerita, galena, calcopirita, espinelio zincífero, magnetita, *electrum*, freibergite, boulangerite, tetraedrita/bournonite e traços de molibdenita e covelita (Poll 1994) (Fig. 6B). Na sua avaliação inicial, o depósito apresentava reserva lavrável a céu aberto em torno de 700.000 t, com teores médios de 4,3g/t Au, 48,0g/t Ag e 10,7% barita. De maneira geral, o depósito apresenta teor de ouro proporcional à concentração de barita. O ouro é encontrado entre grãos de quartzo e barita e/ou em associação com esfalerita, tetraedrita e galena.

As lentes ricas em barita estão encaixadas em produtos metamórficos derivados de arenitos feldspáticos, folhelhos carbonosos, *cherts* e tufos félsicos e andesíticos, na capa, e tufos basálticos a andesíticos e tufos félsicos, na lapa. Pegmatitos a quartzo-albita cortam o horizonte mineralizado e remobilizam metais para a interface de contato. A base das lentes é realçada pela associação de xistos aluminosos ricos em cianita e flogopita e xistos magnesianos ricos em talco e clorita (Poll 1994) (Fig. 5). Estes xistos são interpretados como produtos metamórficos de halos de alteração gera-

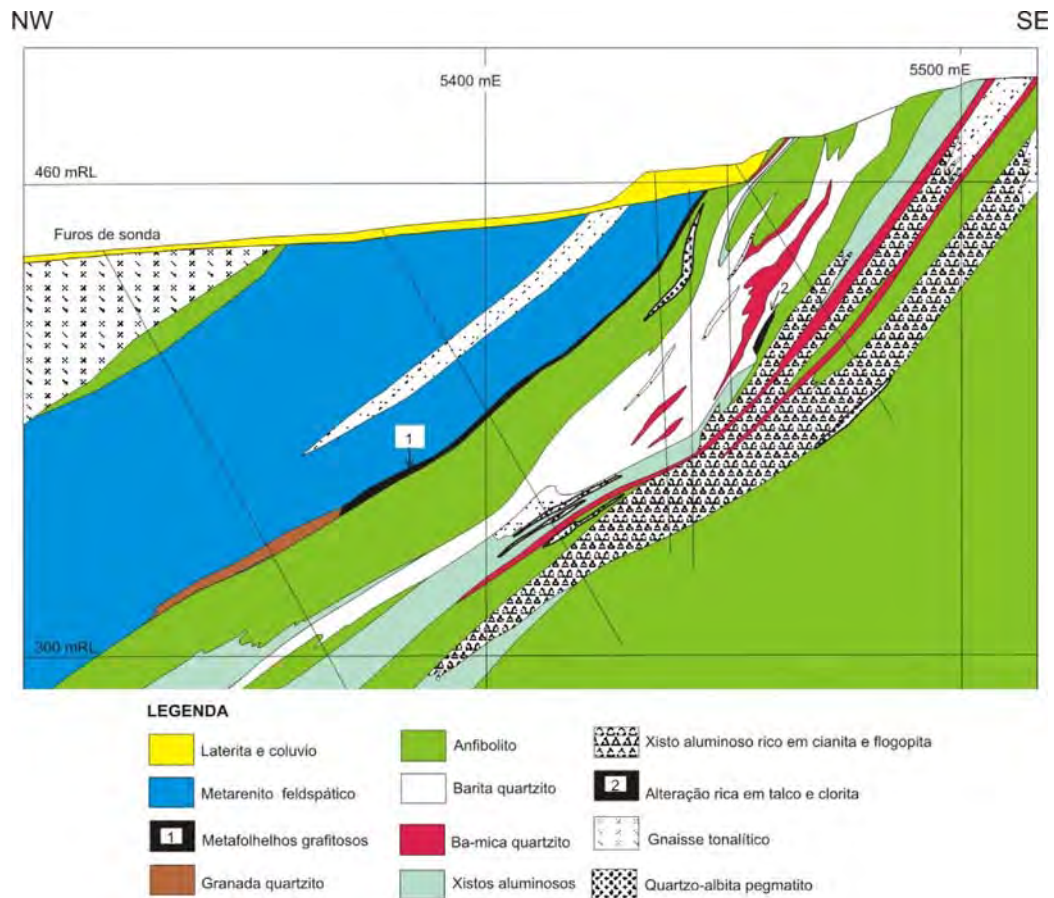


Figura 5 - Seção geológica transversal do Depósito de Au-Ag-Ba Zacarias (modificado de Poll 1994).

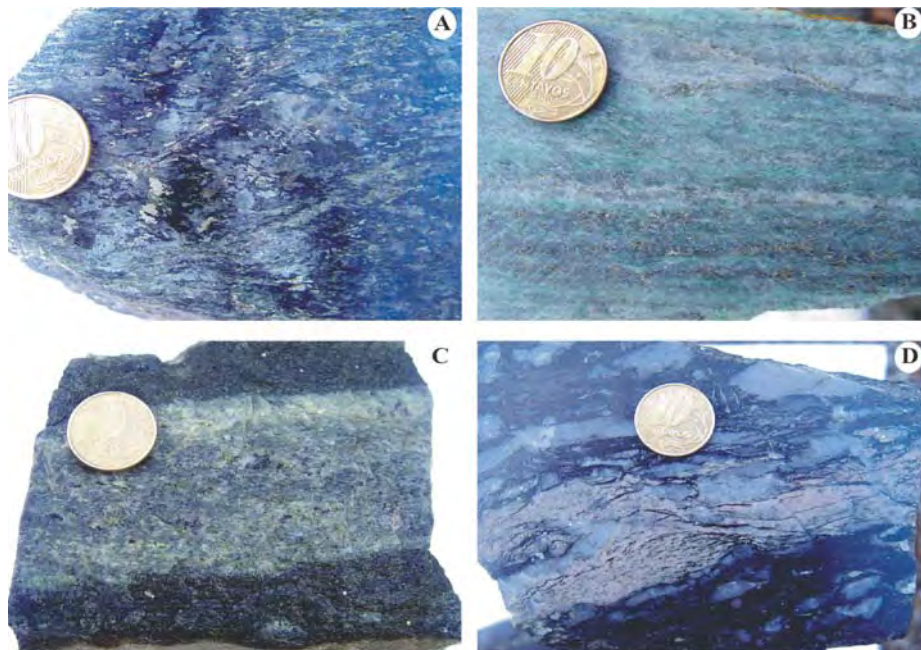


Figura 6 - (A) - Biotita xisto feldspático com disseminações de calcopirita e pirita que representa o principal minério do Depósito de Cu-Au Chapada. (B) - Oellacherita-barita quartzito com disseminações de pirita que representa o principal minério do Depósito Au-Ag-Ba Zacarias. (C) - Microclínio gnaiss com disseminações de sulfeto em biotita xisto, representativo do principal minério do Depósito de Au Posse. (D) - Granito milonítico em estágio intermediário de substituição por biotita, muscovita, quartzo e magnetita, representativo do Depósito de Au Mundinho.

dos em um ambiente vulcanogênico (ou vulcano-exalativo), enquanto as ricas em barita representariam exalações depositadas em ambiente vulcanogênico distal, em um contexto de bacia de retro-arco, similar às fumarolas ricas em sulfato (*whi-te smokers*).

### Depósitos de Au orogênicos

Estudos recentes têm mostrado que o Arco Magmático Goiás, além de apresentar potencial para depósitos auríferos orogênicos, hospeda alguns depósitos e ocorrências conhecidas, como os depósitos auríferos Posse, Fazenda Nova (Bacilândia) e Suruca, cujas características permitem interpretá-los como pertencentes a esta categoria. *O DEPÓSITO AURÍFERO POSSE*

O Depósito de Au Posse encontra-se hospedado em microclina gnaisses com intensa silicificação e piritização (Fig. 6C). A reserva total lavrável a céu aberto, até 60 m de profundidade, foi estimada em torno de 1,7Mt, com teor médio de 2,24g/t Au (Arantes *et al.* 1991). Enquanto Arantes *et al.* (1991) admitem que os microclina gnaisses representam metavulcânicas ácidas, Palermo *et al.* (2000) interpretam essas rochas como granitos alcalinos metamorfizados, previamente submetidos à alteração hidrotermal (sericitização e albitização) semelhante à greisenização. Porém, o principal evento de mineralização aurífera não estaria ligado a esse episódio de alteração magmático-hidrotermal, mas a um evento metamorfo-deformacional superimposto ao qual se associa a formação de um sistema de veios de extensão (*en-echelon vein arrays*) com disposição geral N50°-70°E/35°-45°NW, delimitados por zona de cisalhamento regional com orientação geral N20°-40°E. A mineralização aurífera está associada a halos de alteração hidrotermal (propilitização, albitização, sericitização, silicificação e carbonatação) e deposição de óxidos (magnetite/ilmenite), sulfetos (pirita, calcopirita e pirrotita) e teluretos de Au, Ag, Bi, Pb e Fe (ex. frobergita e calaverita).

### DEPÓSITO AURÍFERO SURUCA

O depósito Suruca é controlado por zona de cisalhamento regional de baixo ângulo temporal e espacialmente associado ao sistema de empurrões Rio dos Bois. Esta estrutura foi responsável por

importante remobilização/mineralização de Cu e Au no Depósito Chapada. A mineralização é marcada por carbonatação, sericitização e piritização das encaixantes metassedimentares e metavulcânicas básicas da Sequência Mara Rosa. O ouro ocorre associado a disseminações de pirita.

### DEPÓSITO AURÍFERO FAZENDA NOVA

O depósito aurífero Fazenda Nova encontra-se hospedado em um enxame de diques e *stocks* de microdioritos e dioritos porfiríticos, pouco ou não deformados, que cortam metavulcânicas ácidas da Sequência Jaupaci. O depósito está em fase de reavaliação, mas estima-se que cerca de 5,7 Mt de minério oxidado, com teor médio de 0,9 g/t, foram lavradas a céu aberto. A mineralização é controlada por um sistema de veios e vênulas entrelaçados (*stockwork*) aos quais se associa intensa carbonatação, cloritização, seritização/ biotitização e sulfetação (arsenopirita, pirrotita, pirita e calcopirita), onde o teor de ouro é proporcional à concentração de arsenopirita. As intrusões que se associam à mineralização aurífera estão regionalmente controladas por um sistema de falhas transcorrentes norte-sul, que se ramificam para noroeste nas proximidades do depósito.

### Depósitos de Au tipo *Intrusion Related*

#### DEPÓSITO AURÍFERO MUNDINHO

Representa um contexto da metalogenia aurífera da região pouco conhecido na literatura. Trata-se de veios de quartzo controlados por um sistema transcorrente-NS subvertical e hospedados em metaplutônicas alongadas, intrusivas em rochas metapsamo-pelíticas da sequência vulcanosedimentar Campinorte. As encaixantes compreendem quartzito a quartzo xisto, magnetita quartzito a pirita-magnetita-muscovita-quartzo xisto e, subordinadamente, epidoto quartzito a epidoto. As rochas ricas em epidoto, magnetita e pirita são interpretadas como produtos de alteração hidrotermal associada a um episódio regional de mineralização. Esta ocorrência de ouro resultou de um evento deformacional que marca acentuada mudança na cinemática e no regime de deformação. Os domínios graníticos anteriormente deformados sob regime dúctil e cinemática dextral, evidenciado pelo estiramento de porfiroclastos de

quartzo e feldspato potássico, foram superimpostos por deformação dútil a dútil-rúptil. Bandas de cisalhamento ligadas a essa deformação indicam cinemática sinistral. Esse estágio é marcado por faixas estreitas e irregulares não penetrativas, com disseminações de pirita associadas a zonas de biotitização e muscovitização progressiva dos domínios graníticos (Fig. 6D). Associadas a essas alterações ocorreram ainda sulfetação (pirita, calcopirita, bismutinita), carbonatação, formação de magnetita e precipitação de ouro e bismuto. As principais concentrações de ouro ocorrem em veios de quartzo onde a sulfetação é mais pronunciada. O ouro ocorre como inclusões na calcopirita e/ou como grãos livres e alongados dispostos segundo a foliação milonítica. O Depósito de ouro Mundinho, além de apresentar nítido controle pelo sistema transcorrente NS, está temporal e espacialmente conectado ao plutonismo pós-tectônico do último evento deformacional que afetou a seqüência vulcanossedimentar Mara Rosa.

#### DEPÓSITOS DE Ni-Cu ASSOCIADOS A COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS

Os depósitos e ocorrências de Ni-Cu do Arco Magmático Mara Rosa estão associados a um conjunto de pequenas intrusões máfico-ultramáficas sin-orogênicas que se concentram na porção leste do Arco Magmático Arenópolis, onde se destacam os complexos Americano do Brasil e Mangabal I e II. Outras importantes intrusões que ocorrem temporal e geograficamente associadas ao contexto acima relacionado, mas estão hospedadas na seqüência metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberá (840-800 Ma) ou no complexo metamórfico Anápolis-Itaucu, são genericamente integradas ao conjunto das intrusões máfico-ultramáficas com idades entre 630 e 600 Ma. Dentre estas se destacam as intrusões anortosítica Córrego Seco (Anicuns) e gabro-diorítica Santa Bárbara, sendo que esta última hospeda importantes ocorrências de Ti-magnetita.

O Complexo Americano do Brasil é uma intrusão acamadada EW com 12 km de comprimento por 2 km de largura, formada por duas seqüências distintas (Norte e Sul), interpretadas como câmaras magmáticas independentes tectonicamente justapostas por uma zona de falha (Silva *et al.* 2010). O complexo possui três corpos distintos de minério de Ni-Cu sulfetado, com reserva total em

torno de 5Mt e teores médios de 0,62% Ni e 0,65% Cu, que se encontram alojados em três níveis distintos da pilha cumulática: (i) O corpo S2 é de sulfeto semi-maciço a maciço formado durante reinjeção magmática na porção basal dunitica/peridotítica da Sequência Norte; (ii) O corpo S1 é de sulfeto disseminado formado por assimilação parcial do gnaiss encaixante, no topo da Sequência Sul; e (iii) O corpo G2 é de sulfetos com textura em rede (*net-textured*) de dimensão relativamente pequena e hospedado na base peridotítica/piroxenítica da Sequência Sul. Os corpos de minério S2 e G2 possuem porções enriquecidas em Cu-Pt-Pd que foram interpretadas como produto da cristalização fracionada do líquido sulfetado. A composição isotópica de enxofre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) dos corpos de minério e das gotículas (*droplets*) do complexo situa-se entre -2,6 e +3,5 (‰ CDT), indicativo de que o enxofre é de origem mantélica (Silva *et al.* 2010).

#### ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO DE Cu-Au E Au

Rochas ricas em cianita (cianititos e cianita quartzitos) são comuns no Depósito de Cu-Au Chapada bem como em outros depósitos e ocorrências de Cu-Au do Arco Magmático Mara Rosa (Serra das Araras, Serra dos Picos, Serra do Carnã, Serra de Bom Jesus) e Au (Posse, Zacarias) (Fig. 7). Essas rochas se distribuem mais frequentemente sob a forma de blocos e matacões ao longo das encostas de serras estreitas e lineares que, na maioria dos casos estudados, se adaptam a zonas de cisalhamento de extensão regional (ex. Falha Rio dos Bois). Outras rochas com cianita, representadas por cianita quartzito, muscovita-cianita quartzito, muscovita-cianita-quartzo xisto, cianita-granada-muscovita xisto, cianita-biotita-quartzo-muscovita xisto e plagioclásio-paragonita-cianita xisto, ocorrem em lentes ou corpos irregulares com dimensões diversas. De maneira geral, estas rochas contêm rutilo como acessório frequente, além de anidrita, lazulita, roscoelita, turmalina, córindon e ouro com aparição esporádica. Pirita é o sulfeto dominante, por vezes em concentrações elevadas (até 20% vol.), enquanto calcopirita é subordinada ou, mais comumente, ausente (Nascimento 2008). Cianita ocorre frequentemente como porfiroblastos prismáticos sin-cinemáticos e, em menor proporção, como porfiro-

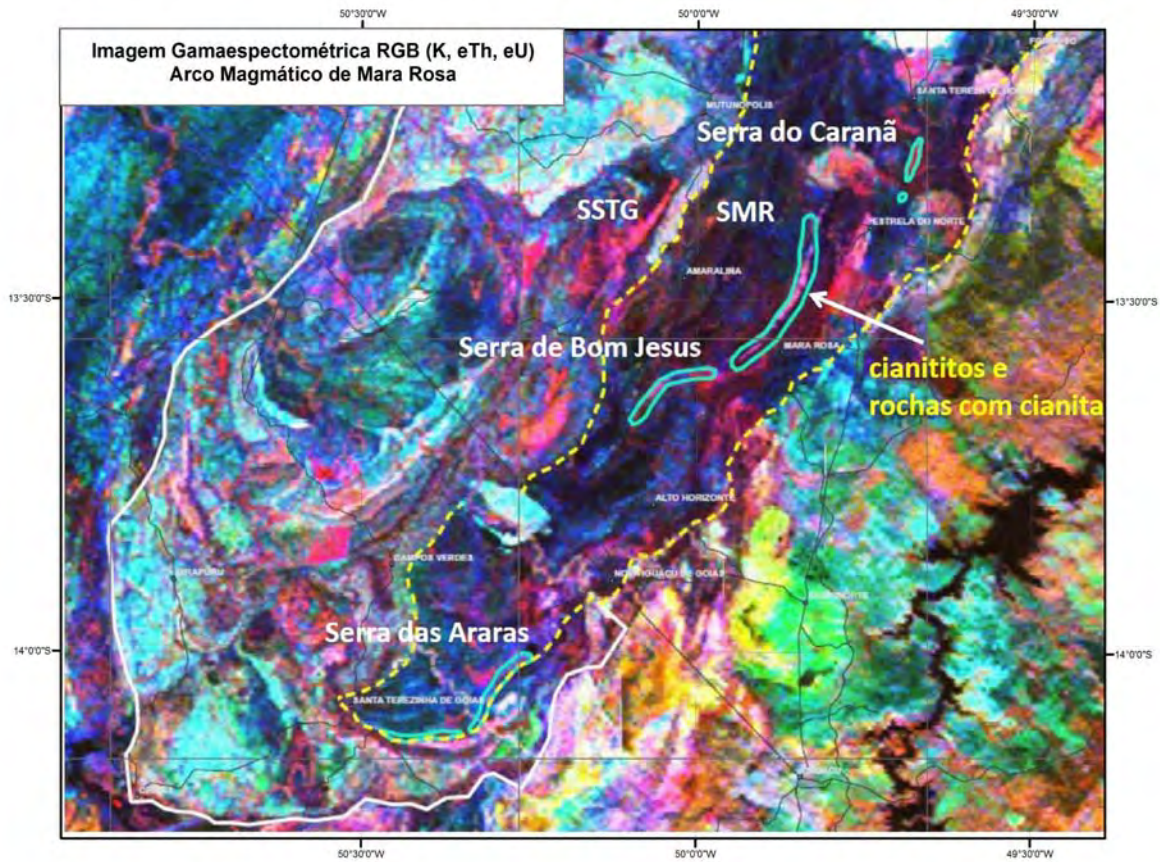


Figura 7 - Imagem geofísica ternária RGB (K, eTh, eU) do Arco Magmático Mara Rosa. Destaque para as ocorrências de cianititos e rochas ricas em cianita ao longo de serras estreitas e lineares. AMG: Arco Magmático Mara Rosa; AMST: Arco Magmático Santa Terezinha; SSTG: Sequência Vulcanossedimentar Santa Terezinha; SMR: Sequência Vulcanossedimentar Mara Rosa.

blastos placóides com textura diablástica, concentrados em charneiras de dobras. Este mineral foi submetido à blastese durante a fase Dn, sob condições de fácies anfíbolito, sendo, no entanto, comum a sua transformação para muscovita pela superimposição de deformação na fácies xisto verde durante a fase Dn+1.

Rochas com cianita são em geral formadas por três processos: i) metamorfismo de zonas de alteração hidrotermal avançada (halo argílico) em rochas vulcânicas e plutônicas de arcos magmático e bacias de retro-arco; ii) metamorfismo de sedimentos aluminosos; e iii) metassomatismo sin-metamórfico controlado estruturalmente por zonas de cisalhamento permeáveis. Estudos geoquímicos e petrográficos em cianita quartzitos da Noruega (Müller *et al.* 2007) e da Província Piedmont na Virginia Central, Estados Unidos (Owens & Passek 2007), têm discutido a origem dessas rochas formadas em um contexto geológico similar ao do Arco Magmático Mara Rosa. Os autores sugerem que os protólitos das rochas ricas em ci-

anita são equivalentes aos produtos gerados durante alteração argílica avançada em ambiente subvulcânico. No caso específico da Província Piedmont, as rochas ricas em cianita são tidas ainda como evidências da superposição de metamorfismo da fácies anfíbolito sobre produtos gerados em um sistema epitermal aurífero de alta sulfetação (*high-sulfidation epithermal gold system*) (Owens & Passek 2007).

Rochas ricas em cianita do Arco Magmático Mara Rosa ocorrem em diversos contextos, sendo mais comuns em associação com biotita gnaisses tonalíticos, onde exibem um nítido zoneamento com rochas com concentrações elevadas de epidoto e biotita, incluindo epidositos e biotita xistos. Sugere-se que estas rochas se originaram pelo metamorfismo de produtos de transformações magmático-hidrotermais, similares aos sistemas envolvidos no depósitos de Cu-Au porfíricos. As rochas ricas em cianita representariam halos de alteração hidrotermal argílica intermediária avançada ricos em quartzo e caolinita.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Os depósitos de Au e Cu-Au e Ni-Cu do Arco Magmático Goiás podem ser temporal e espacialmente relacionados ao modelo de evolução magmática de um cinturão colisional, semelhante ao proposto por vários autores (e.g. Sawkins 1984, Nelson 1996, Kerrich *et al.* 2005, Groves & Bierlein 2007). De acordo com a evolução contínua de um orógeno acrescionário, os depósitos podem ser formados e agrupados em três estágios distintos: (i) depósitos associados ao estágio de estruturação do arco (*arc constructional stage*) ou de magmatismo colisional sintectônico; (ii) depósitos associados ao estágio orogênico (*orogenic stage*); (iii) depósitos associados ao estágio tarde a pós orogênico (*late orogenic to post-orogenic stage*) ou de magmatismo extensional tarde a pós orogênico.

No Arco Magmático Goiás, estágios de subducção intraoceânica (arcos de ilhas) e de subducção continental (arcos continentais) se desenvolveram aproximadamente entre os intervalos de 900-800 Ma e 700-600 Ma, respectivamente, e se mostram mais amplamente representados por rochas meplutônicas cálcio-alcálicas (granitóides I e M) e me vulcânicas toleíticas típicas de arcos de ilhas e de bacias de retro-arco associadas ao primeiro intervalo. Ao estágio de subducção intraoceânica (900-800 Ma) se associam provavelmente os depósitos Cu-Au Chapada, Au-Ag-Ba Zacarias e Cu-Au Bom Jardim de Goiás. Enquanto o primeiro depósito é interpretado como similar aos depósitos de Cu-Au porfiríticos gerados em arcos de ilhas modernos, os outros dois têm gênese análoga aos depósitos vulcanogênicos disseminados gerados em bacias de retro-arco. Ao estágio de subducção continental (700-600 Ma) se associam os depósitos Ni-Cu Americano do Brasil e Au Bacilândia (ou Fazenda Nova). O primeiro é correlacionável aos depósitos de sulfetos de Ni-Cu associados a complexos máficos sin-orogênicos, enquanto o segundo é comparável aos depósitos auríferos associados a magmatismo tarde a pós-orogênico com afinidade alcalina.

O estágio orogênico, que envolve amalgamação e espessamento crustal, além de intensa deformação e magmatismo restrito, é marcado principalmente pelo estágio final de evolução da orogenia brasileira na região (630-580 Ma), que teve o seu início adotado pelo pico do metamorfismo regional em cerca de 630 Ma. Este estágio é mar-

cado pela estruturação de zonas de cisalhamento de empurrão a reversas de alto ângulo, de propagação regional (ex. Falha Rio dos Bois), ao longo das quais se distribuem várias ocorrências e alguns depósitos auríferos que apresentam características análogas aos depósitos auríferos orogênicos (*orogenic gold deposits*). Entre estes se destacam os depósitos auríferos Posse e Suruca. Zonas de cisalhamento tardias recortam esse sistema regional e hospedam ocorrências auríferas que permitem ser classificadas como relacionadas a intrusões (*intrusion related gold deposits*) com idades em torno de 500 Ma (ex. depósito aurífero Mundinho).

## REFERENCIAS

- Arantes D., Buck P.S., Osborne G.A., Porto C.G. 1991. A Sequência Vulcano-sedimentar de Mara Rosa e Mineralizações Auríferas Associadas. SBG, Núcleo Centro-Oeste, *Boletim Informativo*, pp. 27-40.
- Araújo Filho J.O. 2000. The Pirineus syntaxis: an example of intersection of two Brasiliano fold thrust belts in Central Brazil, and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:144-148.
- Bedran F.O. 2010. *Características epigenéticas do depósito de Cu-Au Chapada*. IG/UnB, 113 p.
- Bierlein F.P., Groves, D.I. Cawood, P.A., 2009, Metallogeny of accretionary orogens: the connection between lithospheric processes and metal endowment. *Ore Geol. Rev.*, **36**:282-292.
- Dantas E.L. *et al.* Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica. Relatório Final da Folha SD.22-X-D-I Porangatu, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM, 2006.
- Fuck R.A. *et al.* Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica. Relatório Final da Folha SD.22-ZA-III Santa Terezinha, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM, 2006.
- Junges S.L, Pimentel M.M., Moraes R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Prec. Res.*, **117**:101-108.
- Kerrich R., Goldfarb R.J., Richards J. 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson R.J. Goldfarb, J.P. Richards (Eds.), *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. In: Society Of Economic Geologists, Littleton, Colorado, pp. 1097-1136.
- Kuyumjian R.M. 1989. *The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil*. Unpublished PhD thesis, University of London, 289 pp.
- Kuyumjian R.M., Oliveira C.G., Oliveira F.B., Borges C.E.P. 2010. Depósito cobre-ouro porfirítico Chapada, Goiás. In: R.S.C. de Brito, M.G. da Siva & R.M. Kuyumjian (eds.) *Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao Intemperismo*. Programa Geologia do Brasil, Recursos Minerais, Série Metaogenia. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, pp.: 49-70
- Lacerda H. 1986. As mineralizações auríferas da região de Mara Rosa (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:274-284.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. 2005. Two Neoproterozoic Crustal Ac-

- cretion Events in the Brasília Belt, Central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **18**:183-198.
- Moreira M.L.O. 2008. Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. Org.: Moreira M.L.O., Moreton L.C., Araújo V.A., Lacerda Filho J.V., Costa H.F. Goiânia: CPRM/SIC, Funmineral.
- Müller A., Ihlen P.M., Wanvik J.E., Flem B. 2007. Highpurity Quartz mineralisation in Kyanite quartzites, Norway. *Mineral. Dep.*, **42**:523-535.
- Nascimento E.L.C. 2008. *Rochas a cianita-quartzo no Arco Neoproterozóico de Mara Rosa – evidências para mineralização do tipo Cu-Au porfirítica*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, inédito.
- Nelson E.P., 1996. Suprasubduction mineralization: Metallo-tectonic terranes of the southernmost Andes. Subduction: Top to Bottom: *American Geophysical Union Monograph*, **96**: pp. 315–330.
- Oliveira C.G., Queiroz C.L., Pimentel M.M. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:219-221.
- Oliveira C.G., Pimentel M.M., Melo L.V., Fuck R.A. 2004. The Cooper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geol. Rev.*, **25**:285-299.
- Oliveira C.G. et al. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica escala 1:100.000 Relatório Final da Folha SD.22-Z-B-I – Campinorte. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2006.
- Owens B.E., Pasek M.A. 2007. Kyanite quartzites in the Piedmont Province of Virginia: evidence for a possible high-sulphidation system. *Soc. Econ. Geol.*, **102**:495-509.
- Palermo, N. 1996. Identificação de tres séries magmáticas na região de Mara Rosa , Goiás. Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 5:219-222.
- Palermo N., Porto C.G., Costa Junior. C.N. 2000. The Mara Rosa gold district, central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:256-260.
- Poll N.J. 1994. *The geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás state, Brazil*. Colorado School of Mines, USA. Dissertação de Mestrado, 124p.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375-379.
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Prec. Res.*, **81**:299-310.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M.C.L. 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:35-39.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves BB (Org.) *Geologia do Continente Sul- Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.355-368.
- Richardson S.V., Kesler S.E., Essene E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Econ. Geol.*, **81**:1884-1898.
- Sawkins F.J. 1990. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. Springer-Verlag. 2ª Edição, Berlin, 325 pp.
- Silva J.M., Ferreira Filho C.F., Bühn B., Dantas E.L. 2010. Geology, petrology and geochemistry of the Americano do Brasil layered intrusion, central Brazil, and its Ni-Cu sulfide deposits. *Min. Deposita*, in press.
- Strieder A.J. & Suita M.T.F. 1999. Neoproterozoic tectonic evolution of the Tocantins Structural Province, Central Brazil. *J. Geodyn.*, **28**:267-289.

# METALOGÊNESE DA FAIXA ARAGUAIA

MARCO ANTÔNIO PIRES PAIXÃO<sup>1</sup> & PAULO SÉRGIO DE SOUSA GORAYEB<sup>2</sup>

1 - Instituto Federal de Goiás, Curso Técnico em Mineração, Campus Goiânia, Rua 75, nº 46, Setor Central, CEP 74055-110, Goiânia, Goiás. E-mail: mappaixao@ifg.edu.br

2 - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, C. P. 8608, CEP 65075-110, Belém, Pará. E-mail: gorayebp@ufpa.br

## INTRODUÇÃO

A diversidade petrotectônica das faixas orogênicas torna seus ambientes alvos promissores para pesquisa e prospecção mineral de depósitos ligados a variados processos endógenos tais como magmatismo, hidrotermalismo e metamorfismo/deformação. A exumação das rochas permite que processos exógenos atuem de forma dicotômica em relação aos depósitos minerais, quer pelo desmantelamento e destruição de depósitos primários, ou pela gênese de novos depósitos por enriquecimento supergênico ou residual.

Dentre as suítes petrotectônicas frequentes de faixas orogênicas estão os complexos ofiolíticos. Esses estão normalmente desmembrados e podem abrigar diversos depósitos minerais (Constatinou 1980, Nicolas 1989), tanto de origem primária (e. g. cromita, ouro, cobre, asbesto e EGP), quanto de origem secundária (e. g. níquel laterítico). Diversos complexos ofiolíticos do mundo abrigam mais de um tipo de depósito e respondem como principal fonte de minerais metálicos de alguns países, tais como Omã, Cuba, Indonésia, Casaquistão, Nova Caledônia, República Dominicana e Chipre.

A Faixa Araguaia contém uma *mélange* de corpos ofiolíticos que marcam estágios distintos de formação de litosfera oceânica. Os processos de edificação desta litosfera foram responsáveis pela formação de depósitos e/ou mineralizações de sulfeto polimetálico e cromita. Processos metamórfico-deformacionais no orógeno resultaram na formação de mineralizações auríferas e, após a sua estabilização, eventos exógenos geraram perfis lateríticos ricos em níquel. Este trabalho descreve as características dos depósitos e mineralizações da Faixa Araguaia, os principais metalóctetos e discute o potencial geológico para novas descobertas.

## AMBIENTE GEOTECTÔNICO

Localizada na porção centro-norte do Brasil, a Faixa Araguaia é uma unidade orogênica do Neoproterozóico, constituindo a porção setentrional da Província Tocantins (Almeida *et al.* 1981), ou Sistema Orogênico Tocantins (Brito Neves *et al.* 1999). Esta faixa se estende submeridianamente por mais de 1200 km, com larguras da ordem de 100 km (Fig. 1), sendo constituída principalmente por uma sucessão de rochas metamórficas psamíticas e pelíticas, com menor contribuição de rochas carbonáticas, reunidas no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978). Além disso, vários corpos máfico-ultramáficos de natureza ofiolítica, rochas intrusivas gabróicas a graníticas, e rochas vulcânicas, se associam à sequência supracrustal (Gorayeb 1989, Lamarão & Kotschoubey 1996, Osborne 2001, Frasca *et al.* 2010).

A Faixa Araguaia tem seu limite leste recoberto por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Paleozóico-Mesozóico), enquanto que a oeste as rochas de baixo grau metamórfico estão assentadas em discordância angular ou por cavalgamento sobre as rochas do Arqueano-Paleoproterozóicas do Cráton Amazônico. No domínio sul-sudeste confronta-se com terrenos gnáissicos e granulíticos do Paleoproterozóico pertencentes ao Complexo Rio dos Mangues (2 Ga) e Porto Nacional (2,14 Ga) (Gorayeb 1996, Arcanjo & Moura 2000, Frasca *et al.* 2010). No sudoeste estão cobertas por sedimentos neógenos da Bacia do Bananal.

O embasamento na porção setentrional da Faixa Araguaia encontra-se exposto em núcleos erodidos de braquianticlinais e é caracterizado por suítes de ortognaisses tipo TTG de idade arqueana (2,85 Ga) representado pelo Complexo Colméia, que está intrudido pelos granitóides Serrote e Cantão, do Paleoproterozóico (1,85 Ga) (Moura &



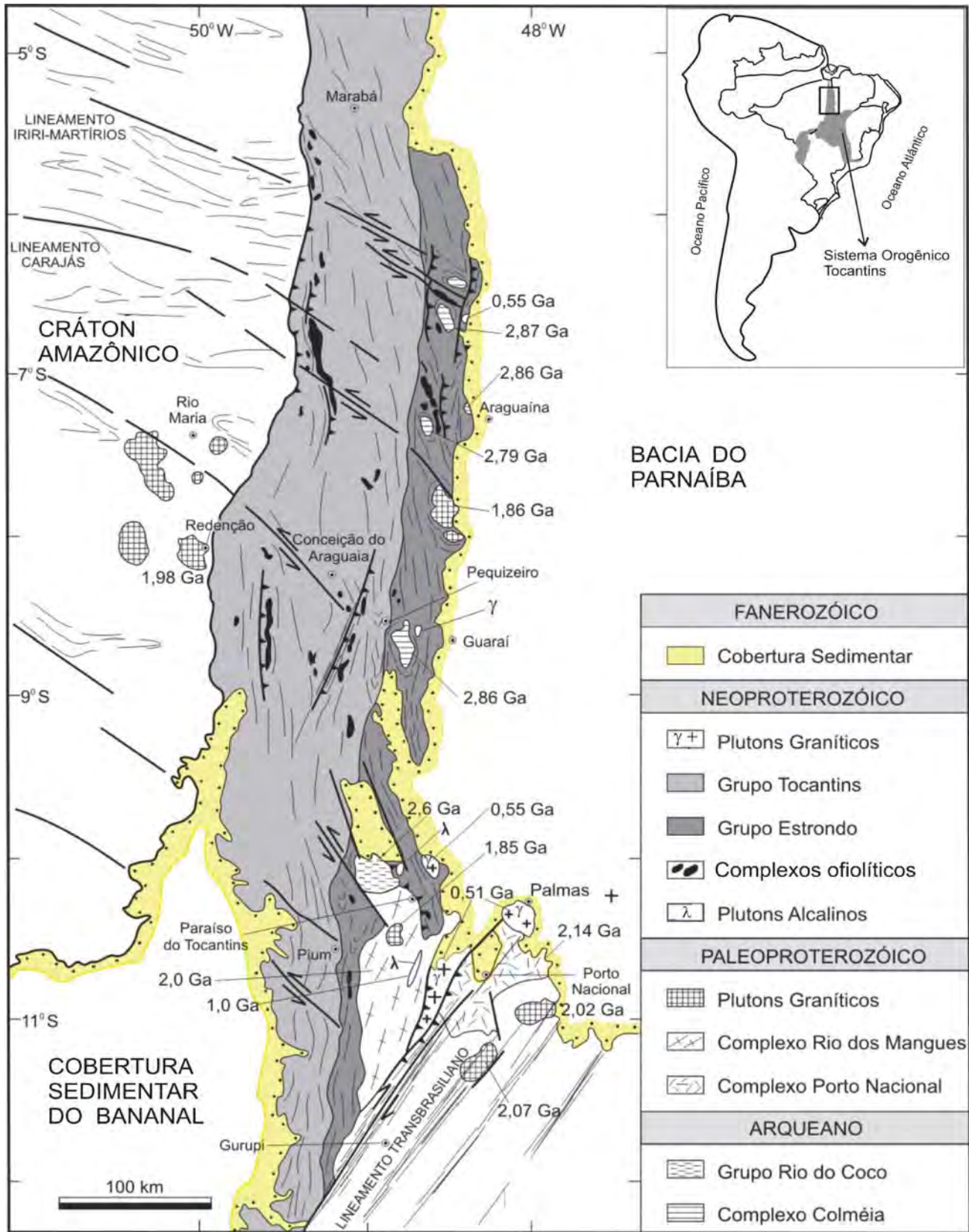


Figura 1 – Mapa geológico simplificado da Faixa Araguaia e unidades do embasamento, com indicação das principais idades. Modificado de Gorayeb et al. (2008).

Gaudette 1994, Alvarenga *et al.* 2000).

Complexos alcalinos são representados pelos corpos de Monte Santo e Serra da Estrela, alojados nos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues e constituídos por sienitos e nefelina sienitos metamorfisados (Costa *et al.* 1983, Hasui *et al.* 1984). Estas rochas representam um evento de magmatismo alcalino subsaturado de idade  $1006 \pm 86$  Ma (Arcanjo & Moura 2000), interpretado como marcador da fase *rift* de implantação da bacia Araguaia, reflexo da fragmentação do Supercontinente Rodínia (Alvarenga *et al.* 2000, Arcanjo *et al.* 2001).

O conjunto metassedimentar da Faixa Araguaia reunido por Abreu (1978) no Supergrupo Baixo Araguaia, é subdividido nos grupos Estrondo e Tocantins. O Grupo Estrondo distribui-se por todo o domínio leste e é composto na base por quartzitos puos e quartzitos muscovíticos, cianita quartzitos, magnetita quartzitos e metaconglomerados oligomíticos associados (Formação Morro do Campo), sucedidos por muscovita-biotita xistos, cálcio xistos, restritamente mármore, metagrauvas, xistos com granada, estaurólita e/ou cianita (Formação Xambioá). Xistos feldspáticos com intercalações de quartzitos, biotita xistos e cálcio xistos (Formação Canto da Vazante) foram posicionados no topo do Grupo Estrondo por Costa (1980; *apud* Hasui *et al.* 1984).

O Grupo Tocantins ocupa o domínio oeste do Cinturão Araguaia e é subdividido nas Formações Pequizeiro (muscovita-clorita-quartzo xistos, filitos e quartzitos) e Couto Magalhães (filitos e ardósias, quartzitos, metarenitos, metarcosios e metacalcários (Abreu 1978, Gorayeb 1981). Além disso, contém vários corpos máficos e/ou ultramáficos embutidos na sucessão metassedimentar, tais como os corpos ofiolíticos de Quatipuru e Serra do Tapa, que são os mais expressivos. Na porção setentrional da Faixa Araguaia Trouw *et al.* (1976) descreveram a Formação Tucuruí, dominada por metagrauvas e derrames basálticos, sendo separada das demais formações por falhas de empurrão.

O Grupo Tocantins se caracteriza por condições de anquimetamorfismo até fácies xisto verde, enquanto que no Grupo Estrondo e regiões de embasamento são registradas condições metamórficas da fácies anfíbolito médio, com estimativas de temperaturas de 550-580 °C, e pressões de 6-7 kbar para o pico metamórfico (Abreu *et al.* 1994, Gorayeb & Pamplona 2010, Pamplona & Gorayeb

2010).

O arcabouço estrutural regional revela *trends* estruturais principais de direção N-S e NNW-SSE, cujas estruturas estão impressas tanto na seqüência supracrustal como nas rochas gnáissicas, granitóides e alcalinas do embasamento da Faixa Araguaia. Variações nesses *trends* são registradas nas proximidades das estruturas braquianticlinais ou nos domínios das zonas de cisalhamento de direção NW-SE e NNE-SSW (Abreu *et al.* 1994, Alvarenga *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2008).

Intrusões graníticas presentes predominantemente no Grupo Estrondo apresentam dois pulsos principais, o primeiro entre 650-600 Ma (Moura & Gaudette 1993, Frasca *et al.* 2010) e o último no intervalo de 550-500 Ma (Moura & Gaudette 1993, Moura *et al.* 2000, Alves 2006).

A presença de fósseis da fauna Ediacara (~ 540 Ma) em metacalcários do Grupo Tocantins (Nogueira *et al.* 2003), aliado as últimas manifestações graníticas demonstra que o fechamento do orógeno ocorreu entre 540-500 Ma. Tal intervalo de idade marca o processo de amalgamação do Gondwana Ocidental e tem sido igualmente registrado na Faixa Paraguai (Thover *et al.* 2006), provável extensão da Faixa Araguaia.

## HISTÓRICO DE EXPLORAÇÃO E POTENCIAL MINERAL DA FAIXA ARAGUAIA

As primeiras descrições da potencialidade mineral da Faixa Araguaia foram feitas por Barbosa *et al.* (1966), e posteriormente pelo Projeto RADAMBRASIL em 1974. Atividades de pesquisa e prospecção mineral por empresas públicas e privadas ocorreram entre 1972 e 1976, quando a empresa Rio Doce Geologia e Mineração S/A cadastrou 15 ocorrências de cromita no Complexo Quatipuru, e direcionou suas pesquisas para ocorrências de níquel laterítico, cubando um depósito de 13 Mt @ 1,3% de Ni que não foi explorado (Cordeiro & McCandless 1976). A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais detectou anomalias de Cu e Zn associadas com extensas ocorrências de jaspilitos (CPRM 1976), porém não realizou detalhamento em nenhuma destas ocorrências.

Atividades garimpeiras de ouro na Faixa Araguaia tiveram seu auge entre os anos de 1980 e 1987 (Olivatti & Araújo 2001), localizadas principalmente na folha Araguaína, onde se estima que foram produzidas cerca de 50.000 onças de ouro.

Entre os anos de 1980 e 1984, a Beta Mineração Ltda. (Grupo Magnesita S/A) iniciou a pesquisa para cromita no Complexo Quatipuru, selecionando duas áreas principais, denominadas de Bananal e Atoleiro. Outras ocorrências de cromita estão localizadas no Morro do Avião, Jenipapo e Morro Grande, onde neste último foi investigada em maior detalhe.

Nos anos de 1999 e 2000 a Mineração Jenipapo, empresa subsidiária do grupo australiano *Western Mining Corporation* (WMC), executou trabalhos de campo na região de Conceição do Araguaia, tendo como base dados geofísicos e geoquímicos do Programa Geofísico Brasil-Canadá (PGBC), que foram complementados por aerogeofísica de detalhe, geofísica terrestre, geoquímica e mapeamento geológico. Tais trabalhos resultaram na definição do alvo de São Martim, onde sondagens posteriores identificaram mineralização de metais básicos (Cu, Zn e Pb) em meio a rochas do Grupo Tocantins (Osborne 2001, Villas *et al.* 2007).

Entre os anos de 2003 e 2007 os altos preços do níquel no mercado internacional desencadearam a retomada das pesquisas em corpos ultramáficos similares ao complexo Quatipuru na Faixa Araguaia, propiciando a reavaliação de antigos depósitos, tais como o próprio Quatipuru, Morro do Avião e Morro do Jenipapo, além de novas descobertas como as ocorrências da Serra do Tapa, Vila Oito e Vale dos Sonhos, estas últimas com maior potencial para serem explorados.

A maioria dos depósitos e/ou mineralizações descritas acima estão geneticamente relacionadas a complexos ofiolíticos e suas rochas encaixantes, conferindo a esta associação petrotectônica a

maior importância na Faixa Araguaia (Tabela 1).

## NATUREZA E ORIGEM DOS OFIOLITOS DA FAIXA ARAGUAIA

As primeiras descrições das rochas máfico-ultramáficas embutidas na Faixa Araguaia como corpos ofiolíticos devem-se a Trouw *et al.* (1976) e Hasui *et al.* (1977). Outros trabalhos tais como Abreu (1978), Gorayeb (1981), Cunha *et al.* (1981), Figueiredo *et al.* (1994), Osborne (2001), Paixão & Nilson (2002) e Kotschoubey *et al.* (2005), identificaram e descreveram novas ocorrências de corpos ofiolíticos, demonstrando que os mesmos dispõem-se por mais de 500 km na direção N-S, num arranjo do tipo *mélange*, em meio as rochas metassedimentares do Grupo Tocantins, próximos à borda leste do Cráton Amazônico (Fig. 1). Os corpos ofiolíticos estão em sua maioria em conformidade estrutural com as rochas encaixantes e seus eixos maiores estão alinhados segundo norte-sul e com mergulhos aproximadamente para leste.

Nas folhas Araguaína (SB.22-Z-D) e Xambioá (SB.22-Z-B) os principais corpos são referidos como das serras do Tapa, Água Fria, do Pati, Custa-me-vê e os morros do Avião e do Jenipapo, enquanto que nas folhas Conceição do Araguaia (SB.22-X-B) e Araguacema (SB.22-X-A) os principais corpos são Couto Magalhães Velho, Pau Ferrado, Olho D'Água, morros do Jacu, Salto, Serriinha, Grande e do Agostinho, estes no estado do Tocantins, e a serra do Quatipuru, localizada no sudeste do Pará.

As melhores exposições destes corpos ofiolíticos são representadas pela Serra do Tapa, Com-

Tabela 1 – Tipologia dos depósitos minerais presentes na Faixa Araguaia.

Tipologia (USGS 2009)		Tipo de mineralização	Associação petrotectônica	Ocorrências minerais associadas
<b>Depósitos magmáticos de associações máfico-ultramáficas</b>	Depósito associado com complexos ofiolíticos	Cromita podiforme	Complexo ofiolítico	Amianto (crisotila)
<b>Depósitos relacionados a processos hidrotermal-sedimentares</b>	Depósito estratiforme e <i>stratabound</i>	Polimetálico Cu, Zn (Pb) - Alvo São Martim	Complexo ofiolítico e rochas encaixantes	Au e Ag
<b>Depósitos relacionados a processos superficiais</b>	Depósito residual	Ni-laterítico	Complexo ofiolítico	Cromita eluvionar/ coluvionar

plexo Quatipuru e Morro do Agostinho (Fig. 2), que foram alvos de estudos detalhados por Gorayeb (1989), Paixão & Nilson (2002), Kotschoubey *et al.* (2005), Paixão *et al.* (2008) e Paixão (2009). De forma geral os corpos ultramáficos são representados por serpentinitos, e subordinadamente por talco-clorita xistos, esteatitos, clorita xistos e clorita tremolititos. Estes últimos também ocorrem como envelopes dos corpos maiores de serpentinito, por vezes associados com rochas sílico-hematíticas ou sílico-carbonatadas (*e. g.*, morro do Jenipapo, Serra do Tapa, Quatipuru), e formam espessos envelopes ao redor do núcleo de rochas ultramáficas (Araújo & Olivatti 1994, Gorayeb 1989, Paixão & Nilson 2002). Esta configuração de rochas sílico-hematíticas e/ou sílico-carbonatadas, associadas aos xistos ultramáficos, caracteriza uma associação de rochas denominada de listwa-

nito (Ash 2001a), que tem sido interpretada como produto de reação entre rochas encaixantes e rochas ultramáficas, desenvolvida durante a obducção dos corpos ofiolíticos (Paixão 2009).

Paixão & Nilson (2002) e Paixão *et al.* (2008) apresentam de forma mais pormenorizada as relações e evolução geológica dos corpos ofiolíticos, em especial do Complexo Quatipuru e do Morro do Agostinho (Fig. 2). Os serpentinitos destes corpos ofiolíticos correspondem a peridotitos de manto residual, cujos protólitos são representados predominantemente por harzburgito, e subordinadamente, por dunito, num arranjo intercamadado. Estes peridotitos são encaixantes de uma suíte de *sills* e diques máfico-ultramáficos, de composição piroxenítica e gabróica, além de conterem *Pods* de cromitito e feições de impregnação de magmas (Fig. 3A), cujas características são comparáveis

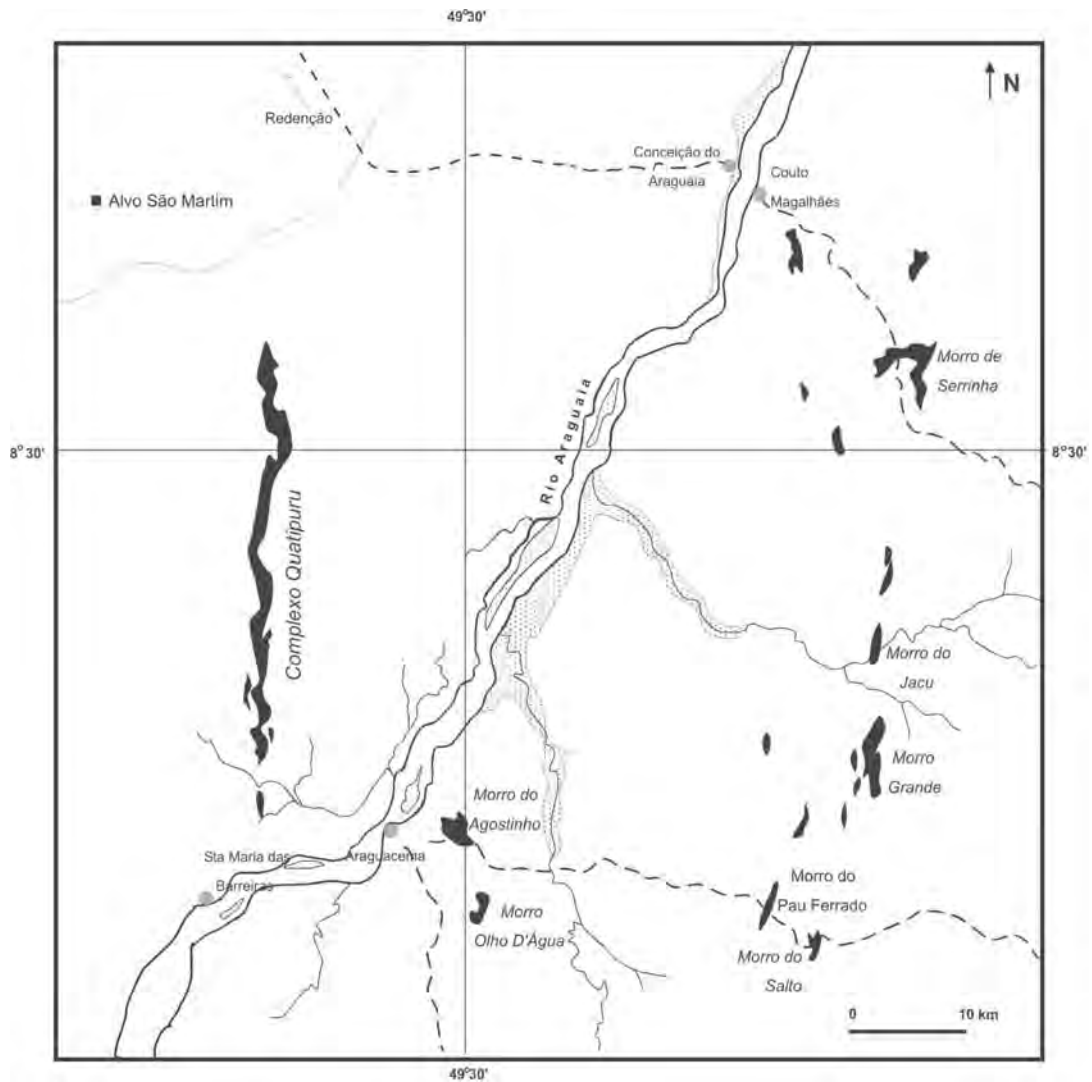


Figura 2 – Mapa de localização do Complexo Quatipuru e outros fragmentos ofiolíticos menores da porção centro sul da Faixa Araguaia. Adaptado de Gorayeb (1989).

àquelas da zona de transição de Moho (Boudier & Nicolas 1995). Na localidade do Morro do Agostinho os peridotitos mantélicos estão posicionados ao lado de *pillow-lavas* basálticas, arranjo este possivelmente herdado ainda em ambiente oceânico, associado a zonas de falhas transformantes (Paixão & Nilson 2002, Paixão 2009). Esta mesma associação foi encontrada na Serra do Tapa (Kotschoubey *et al.* 2005), onde ocorrem exposições de basalto almofadado (Fig. 3B), atualmente exploradas como rochas ornamentais.

Dados de geoquímica isotópica mostram valores positivos de  $\epsilon_{Nd}$  para as *pillow-lavas* basálticas e para os diques gabróicos, evidenciando sua natureza juvenil, o que aliada ao caráter toleítico dos mesmos, demonstra um ambiente de zona de expansão oceânica para sua gênese (Paixão 2009). Datação por meio de isócrona Sm-Nd realizada em amostras de diabásio e olivina gabro, pertencentes a suíte de *sills* e diques encaixados nos peridotitos mantélicos do complexo Quatipuru, apontou a idade de  $757 \pm 49$  Ma, que Paixão *et al.* (2008) interpretam como a da oceanização da Faixa Araguaia.

Soleiras de basalto/diabásio em meio às rochas metassedimentares do Grupo Tocantins foram descritas na porção setentrional da Faixa Araguaia (Trouw *et al.* 1976, Ricci & Macambira 2010) e também em furos no alvo São Martim (Moura *et al.* 2008, Villas *et al.* 2007), correspondendo a complexos *sill*-sedimento, que podem representar manifestações magmáticas preliminares em bacias oceânicas embrionárias (*e.g.* *Guayma Basin*, Califórnia).

O estágio de oceanização da Faixa Araguaia

possui duas interpretações em termos de sua magnitude. A primeira consistiria numa bacia restrita, do tipo Mar Vermelho (Kotschoubey *et al.* 2005), e a outra numa bacia oceânica evoluída (Moura *et al.* 2008, Macambira *et al.* 2010).

## MINERALIZAÇÃO SULFETADA DE Cu-Pb-Zn

Entre os anos de 1999 e 2000 a Mineração Jenipapo S/A, pertencente ao grupo australiano *Western Mining Corporation* (WMC), tendo como base a integração de dados geofísicos e geoquímicos do Programa Geofísico Brasil-Canadá (PGBC), executou trabalhos de pesquisa e prospecção mineral na região de Conceição do Araguaia (PA), representados por aerogeofísica, geofísica terrestre, geoquímica e mapeamento geológico. Estes trabalhos resultaram na definição do alvo São Martim (Fig. 2), localizado no domínio da Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins), onde três ocorrências de *gossans* denominadas de Veraldo, Santa Rita e Oeste, destacaram anomalias para Cu e Zn (Osborne 2001, Villas *et al.* 2007). Anomalias geoquímicas destes mesmos elementos foram identificadas na região de Arapoema (TO), associadas a camadas de jaspilitos, porém não foram investigadas em detalhe (CPRM 1976).

## Descrição da mineralização

Os *gossans* do alvo São Martim localizam-se na borda de fortes anomalias magnéticas e foram investigados por sondagem diamantada (Fig. 4), resultando na identificação da mineralização sulfetada estratiforme de São Martim (Osborne 2001,

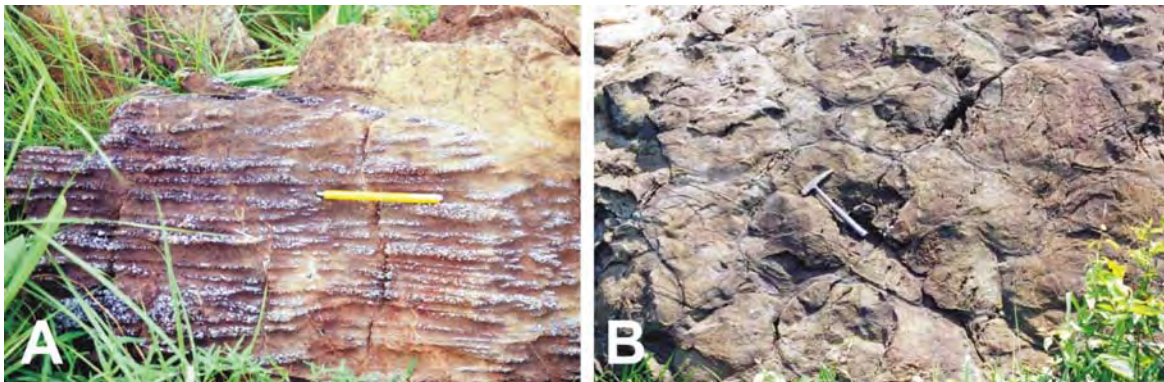


Figura 3 – Estruturas magmáticas em rochas ofiolíticas da Faixa Araguaia. A) - Lente de dunito em meio a harzburgito (extremidade superior) que mostra feição de impregnação de magma basáltico dada por bandamento fino e descontínuo constituído de plagioclásio e clinopiroxênio (complexo Quatipuru). B) - Afloramento de basalto almofadado da Serra do Tapa.

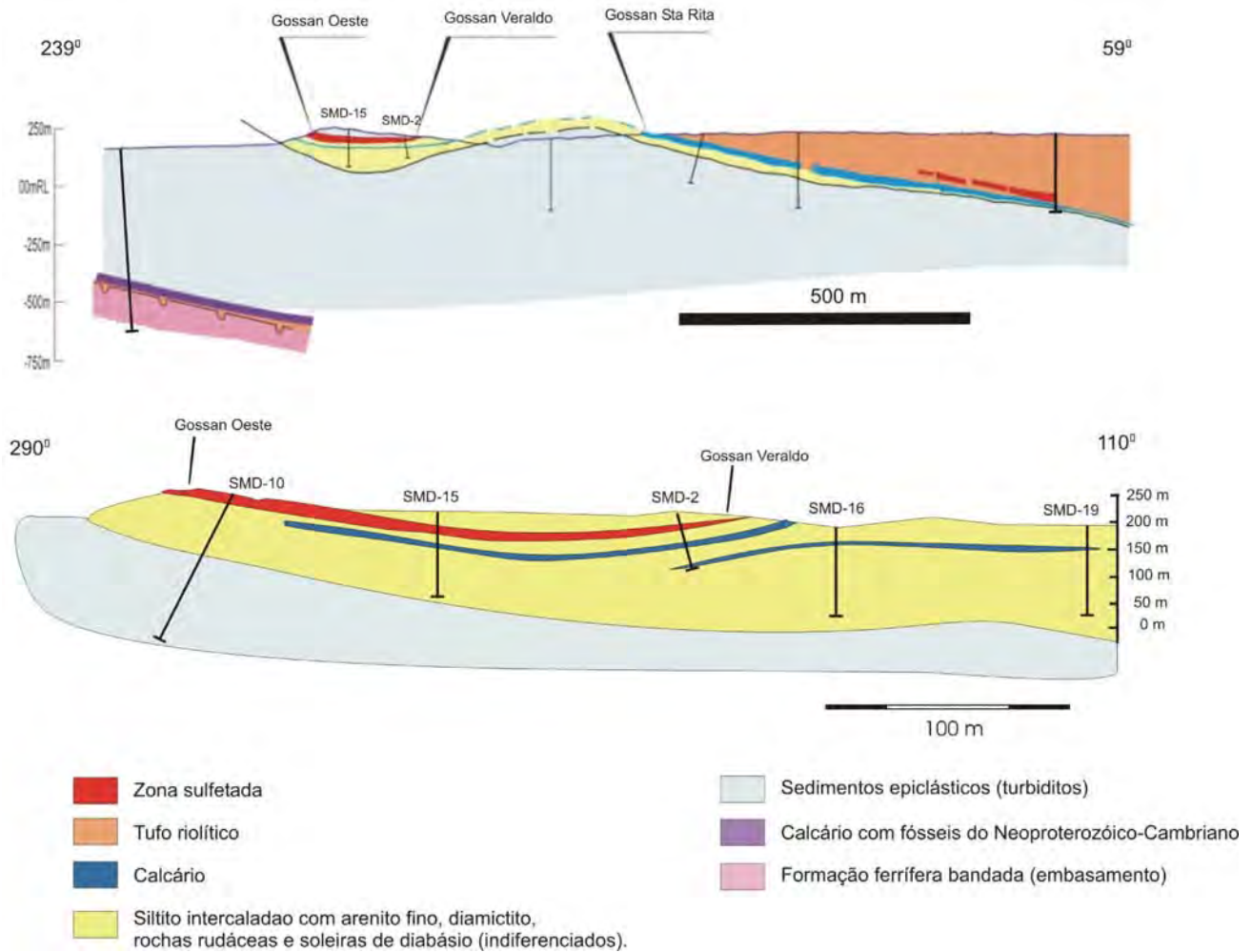


Figura 4 – Seções geológicas esquemáticas do alvo São Martim. Modificado de Villas et al. (2007).

Villas et al. 2007). As sondagens também contribuíram para o conhecimento geológico desta porção da Faixa Araguaia, carente de afloramentos devido ao intenso intemperismo na planície do Rio Araguaia.

Descrições geológicas de maior detalhe nos testemunhos de sondagem revelaram que as rochas sedimentares da área de São Martim correspondem a uma sequência siliciclástica e carbonática, depositada em ambiente de talude e assoalho oceânico (Nogueira et al. 2003, Villas et al. 2007, Moura et al. 2008). Tal sequência foi dividida por Nogueira et al. (2003) em três membros litoestratigráficos: (i) membro inferior, constituído predominantemente por calcários, (ii) membro intermediário, constituído exclusivamente por rochas siliciclásticas finas e (iii) membro superior, composto por rochas rudáceas carbonáticas e siliciclásticas (finas a grossas).

Segundo Villas et al. (2007) a mineralização está

encaixada nos membros intermediário e superior, principalmente em ruditos e diamictitos negros, e subordinadamente em siltitos e calcários, ambos conjuntos comumente entrecortados por soleiras de diabásio com 0,8 a 6 m de espessura. A mineralização consiste de leitos de espessura centimétrica, constituídos por pirita, calcopirita, esfalerita e galena, segundo a ordem de abundância, onde tais minerais ocorrem de forma disseminada, e localmente, formam concentrações maciças. Os minerais de ganga são representados por quartzo, barita, calcita, F-apatita, gipsita, clorita, estilpnomelano, alanita, xenotímio, albita e titanita. Detalhes da petrografia das zonas mineralizadas podem ser verificados em Villas et al. (2007).

### Interpretação da mineralização

A mineralização de São Martim foi caracterizada por Villas et al. (2007) como do tipo *Kupferschi-*

refer, embora os autores apontem alguns desvios deste modelo, principalmente no que se refere à ocorrência mais restrita, maior espessura dos leitos mineralizados, escassez de sulfetos de cobre e de outros metais-base, bem como baixos teores de metais preciosos (Au e EGP). Na definição de mineralização do tipo *Kupferschiefer* são descritas finas camadas alternadas de calcário, argila e matéria orgânica, associadas ao ambiente de transição continental-marinho, marcado por depósitos de caráter transgressivo e regressivo (Evans 1993), além de conterem estruturas sedimentares indicativas de deposição em águas rasas (Lefebure & Alldrick 1996). A mineralização desse tipo consiste principalmente de finos grãos de bornita, calcocita, calcopirita, galena e esfalerita, e ocorre de forma disseminada por toda a matriz da rocha.

O ambiente de talude e assoalho oceânico da mineralização de São Martim (Nogueira *et al.* 2003), entrecortado por soleiras de diabásio, contrasta com o modelo tipo *Kupferschiefer* sugerido por Villas *et al.* (2007). Entretanto, com esses dados a hipótese de um típico complexo *sill* basáltico-sedimento pode ser aventada (Fig. 5), com sistemas

hidrotermais associados que seriam a fonte para formação de hidróxidos e sulfetos metálicos (Lonsdale & Lawver 1980, Einsele 1985).

O depósito de Rio Tinto na Espanha tem sido interpretado como um antigo complexo *sill*-sedimento (Boulter 1993), e caracteristicamente, apresenta a coexistência de magma máfico e ácido, fato este similar ao observado na área de São Martim, onde rochas piroclásticas riolíticas foram descritas por Osborne (2001) em leitos sobrejacentes à mineralização sulfetada.

### Guias de exploração e potencial para novos depósitos

A presença de soleiras de basalto/diabásio em meio a rochas metassedimentares, ou complexo *sill*-sedimento, é o metalocteto litológico de interesse para zonas mineralizadas. Recentes descrições de complexo *sill*-sedimento foram feitas por Ricci & Macambira (2010) na porção norte da Faixa Araguaia (região de Tucuruí), e devido a grande extensão desta unidade geotectônica, inclusive sua possível continuidade com a Faixa Paraguai, abre

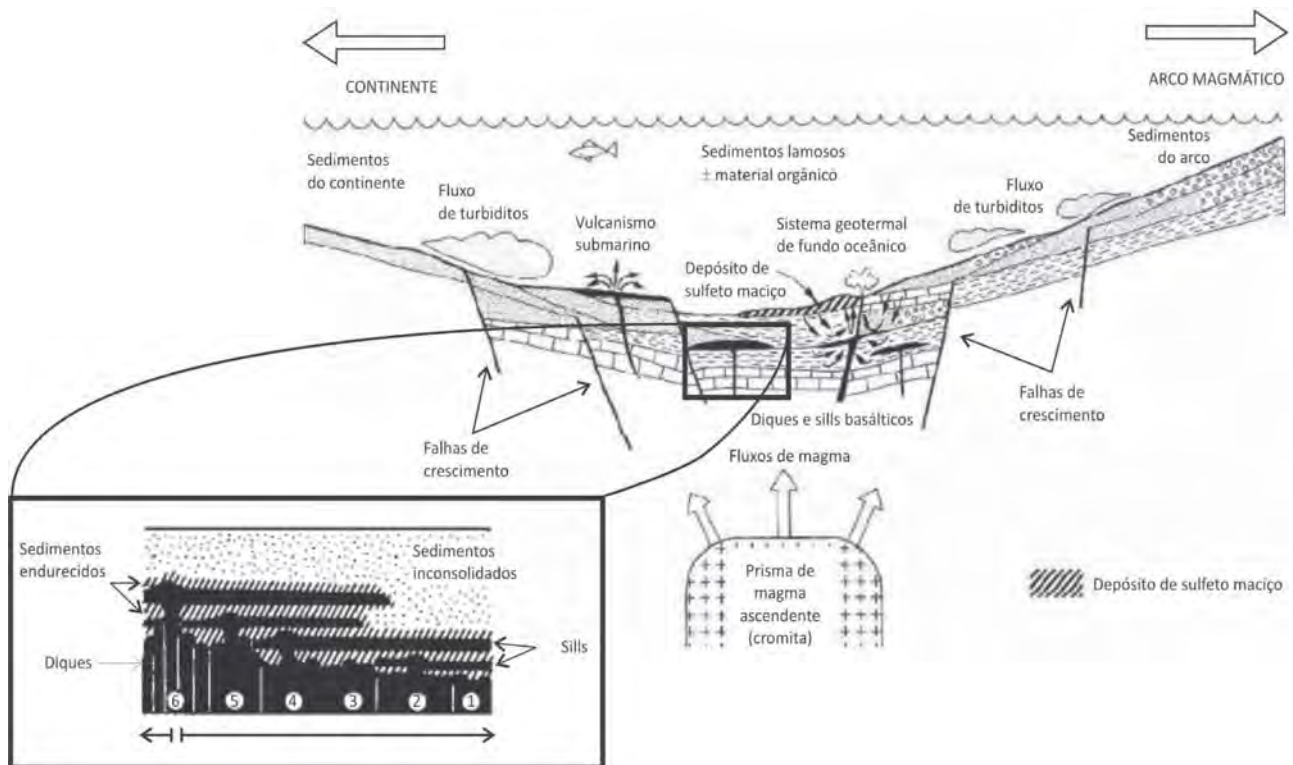


Figura 5 – Perfil de transição talude-fundo oceânico mostrando os vários tipos de sedimentos, vulcanismo e ambientes de geração de depósitos de sulfeto maciço (modificado de Evans 1993). O detalhe mostra modelo simplificado da evolução de um complexo *sill*-sedimento por injeções múltiplas e expansão de fundo oceânico num estágio tipo golfo. Os números representam sucessão de eventos. Modificado de Einsele (1985).

perspectivas para novas descobertas de complexos deste tipo.

A assinatura geoquímica da mineralização do alvo São Martim seria a presença de anomalias de Cu, Zn e Pb, tendo ainda como elementos "farejadores" Ba, Co e Ag. A presença de pequenas concentrações de U e Th em alguns intervalos mineralizados (Villas *et al.* 2007) sugere o uso destes elementos como "farejadores" geoquímicos, bem como geofísicos por meio de mapas de gamaespectrometria (*e.g.*, urânio, tório, U/Th e mapa ternário).

Levantamentos aeromagnetométricos regionais com boa resolução seriam de interesse para a detecção das soleiras de diabásio em meio às rochas metassedimentares (complexo *sill*-sedimento) da Faixa Araguaia. No entanto, deve-se ressaltar que as referidas soleiras podem ter assinatura magnética semelhante àquela dos diques de diabásio relacionados ao magmatismo basáltico da Bacia do Parnaíba, de idade mais jovem (Jurássico), o que pode gerar conflitos de interpretação.

Olivatti & Figueiredo (2001), na folha Conceição do Araguaia, apontam áreas com anomalias de Cu, Pb e Zn em sedimento de corrente e associam tais anomalias à presença de diques de diabásio (Jurássico), porém chamam atenção para o forte grau de laterização na área e conseqüente baixa informação geológica direta. Portanto, essa informação potencializa a pesquisa em outras regiões da Faixa Araguaia e deve-se considerar a possibilidade destas anomalias estarem relacionadas a complexo *sill*-sedimento.

Após a delimitação de alvos, métodos eletromagnéticos e polarização induzida seriam importantes para a detecção de condutores, no caso sulfetos maciço e disseminado, respectivamente.

A descoberta da mineralização de São Martim foi significativa e abre perspectivas para novas áreas de pesquisa e prospecção na porção ocidental da Faixa Araguaia. Baseando-se em depósitos semelhantes, tais como os do tipo Beshi (Höy 1995), o teor e tonelagem do minério podem ser variáveis (<1 Mt até >100 Mt).

## DEPÓSITOS DE CROMITA

Os depósitos de cromita ocorrem em dois locais distintos da pseudoestratigrafia de complexos ofiolíticos, na forma de *pod*s na seção mantélica (textura nodular) ou como camadas estratiformes

(cumulados) na seqüência de câmara magmática e zona de transição (Stowe 1994). Geralmente, os depósitos de cromita em ofiolitos correspondem a uma aglomeração de pequenos corpos de cromitito num grande maciço (*e.g.* Maciço de Tiebaghi, Nova Caledônia), ou pequenos corpos em fragmentos ofiolíticos num arranjo tipo *mélange* (*e.g.* Mongólia).

Depósitos com mais de 10 Mt de cromita em complexos ofiolíticos são raros, embora no distrito de Kempirsai (Casaquistão) depósitos de dimensões de até 1.500 m de comprimento e 100 a 150 m de espessura, perfazem um total de mais de 100 Mt (Melcher *et al.* 1997). Tais depósitos correspondem à maior reserva mundial e respondem pelo segundo lugar na produção mundial de cromo (Gonçalves 2007).

As principais lavras de cromita nos corpos ofiolíticos da Faixa Araguaia estão dispersas em vários fragmentos de peridotitos mantélicos, localizadas principalmente no Morro Grande e no Complexo Quatipuru (Fig. 2), exploradas pela empresa Beta Mineração Ltda. (Grupo Magnesita). Entretanto, outras ocorrências foram também cadastradas no Morro do Avião e Morro do Jenipapo, porém sem atividades de exploração.

## Descrição da mineralização

No Complexo Quatipuru foram identificadas duas áreas com potencial para cromita, uma de caráter primário e outra secundário. As ocorrências primárias localizam-se na região das cabeceiras do rio Bananal, numa área de aproximadamente 2.000 m<sup>2</sup> (Fig. 6). Tais ocorrências foram investigadas por meio de trincheiras e furos de sondagem, revelando que os corpos de cromitito correspondem a *pod*s concordantes a subconcordantes com a estruturação da encaixante (harzburgito), com dimensões que variam de 1 a 10 m em comprimento, 0,30 a 4,5 m de espessura e extensão ao longo do mergulho de 5 a 7,5 m (Relatório interno – Beta Mineração Ltda.). Alguns *pod*s revelam a presença de bandamento cumulativo primário, feição descrita em outros ofiolitos (*e.g.* Se-mail; Leblanc & Ceuleneer 1992), bem como envelopes de dunito (Fig. 7A), interpretados como produto da interação de magmas ascendentes com o harzburgito encaixante, durante a formação do *pod* de cromitito (Lago *et al.* 1982, Zhou *et al.* 1994).

As ocorrências secundárias de cromita encon-



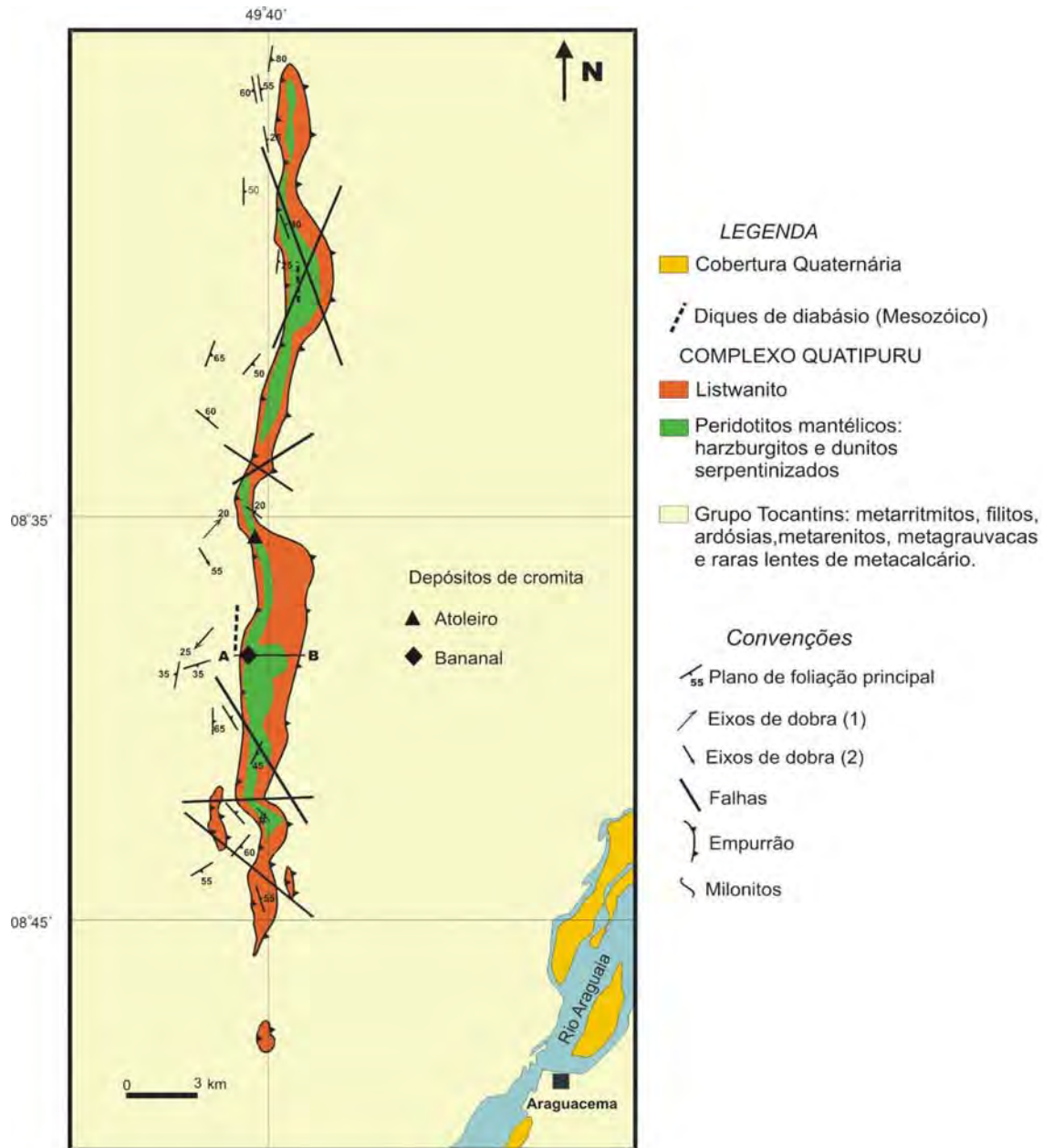


Figura 6 – Mapa geológico do Complexo Quatipuru apresentando as principais áreas de ocorrência de cromititos, além de seção tipo esquemática do complexo, que mostra o envelope de listwanito que proporciona sustentação da serra. Modificado de Paixão (2009).

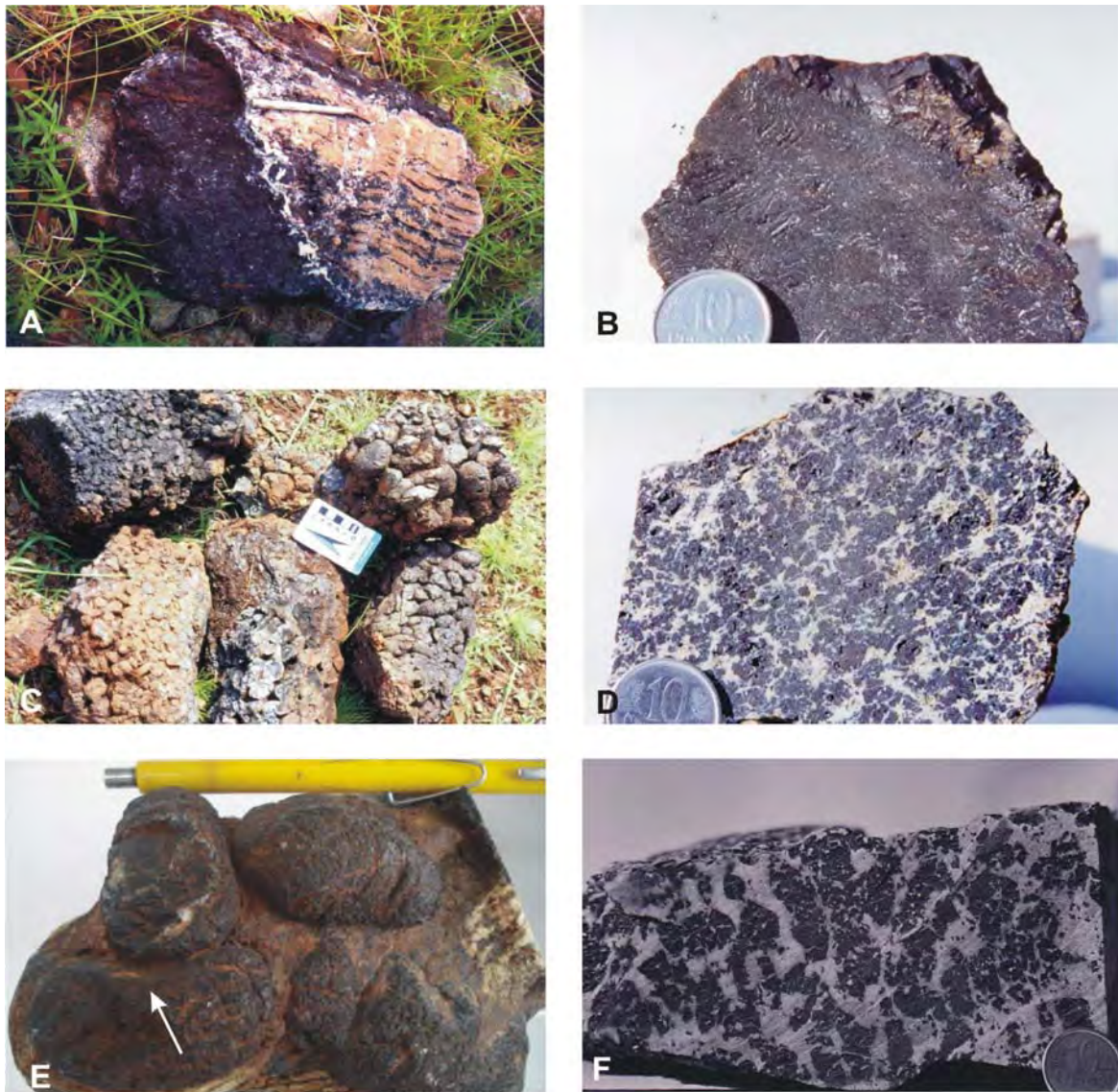


Figura 7 - Aspectos estruturais e texturais dos cromititos do Complexo Quatipuru. A) - Envelope dunítico (coloração clara) em cromitito nodular. B) - Cromitito maciço. C) - Cromitito nodular com variações na forma e dimensões dos nódulos. D) - Cromitito disseminado. E) - Cromitito nodular com feição de carga caracterizada pelo limite superior curvo do grão (indicada pela seta). F) - Cromitito com textura tipo schlieren.

tram-se em elúvio e colúvio na região do Atoleiro, na maioria das vezes sem associação com ocorrências primárias, onde os blocos são angulosos e alcançam até 1 m em dimensão (Relatório interno – Beta Mineração Ltda.).

#### Petrografia e química mineral dos cromititos

Os tipos texturais foram classificados em cromitito maciço (Fig. 7B), cromitito nodular (Fig. 7C) e cromitito disseminado (Fig. 7D). Algumas amostras de cromitito maciço em seções polidas são constituídas por agregados de grãos bastante fraturados, onde a reconstituição dos limites destes agregados mostra a forma de nódulos elipsoidais.

Alguns grãos isolados, de menor dimensão (<1 mm) possuem limites bem definidos com forma subédrica ou euédrica. Os agregados e grãos isolados mostram uma orientação preferencial definindo um plano de foliação.

Os minerais de ganga alcançam 1% da composição modal e ocorrem como filmes na foliação ou preenchem fraturas. Grãos de magnetita e pirita por vezes ocorrem em fraturas.

O cromitito nodular é caracterizado por diferenças nas dimensões dos eixos principais dos nódulos, os quais variam de um máximo de 6 x 4,5 x 2 cm a um mínimo de 1 x 0,5 x 0,5 cm e possuem forma discoidal e arredondada. Estruturalmente, alguns nódulos maiores apresentam orientação

preferencial de seu eixo maior, enquanto que outros exibem limites curvos originados pela pressão de carga entre nódulos, indicando que durante o seu assentamento gravitacional estes ainda se encontravam em estado plástico (Fig. 7E).

O cromitito disseminado apresenta tipos em que textura nodular perfaz mais de 50% de matriz, amostras onde os cristais de cromita possuem vértices e hábito quadrático, que o difere do aspecto arredondado da textura nodular. Outra variação textural é o tipo *schlieren*, caracterizado pelo estiramento dos nódulos (Fig. 7F), por vezes gerando um bandamento definido pela intercalação de cromita e serpentina. Ao microscópio o tipo disseminado consiste de grãos com fraturas preenchidas com serpentina e pirita.

Algumas bordas dos grãos e/ou nódulos nas texturas nodular e disseminada apresentam lamelas de alteração, o que não ocorre nas amostras com textura maciça, indicando que a porcentagem de minerais de ganga é fator determinante para a formação de bordas de alteração, tais como ferri-cromita e magnetita (Paixão 2009).

Estudos de química mineral nos cromititos do Complexo Quatipuru e Morro Grande (Kotschoubey *et al.* 2005, Paixão *et al.* 2008) confirmam a natureza podiforme destas ocorrências (Fig. 8). Os valores de  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  e FeO apontam que tais cromitas são predominantemente do tipo refratário no Complexo Quatipuru (mínimo de 25% de  $Al_2O_3$ , mínimo de 60% de  $Cr_2O_3 + Al_2O_3$  e máximo de 15% de FeO), enquanto que no Morro Grande são do tipo metalúrgico (45-60%  $Cr_2O_3$  e razão Cr/Fe entre 2,8 e 4,3). O conteúdo de elementos do grupo da platina da platina (EGP) é baixo, sendo os maiores valores encontrados em amostras de minério maciço, cujo somatório dos mesmos não ultrapassa 180 ppb (Paixão 2009).

### Aspectos genéticos dos cromititos

Os cromititos apresentam características típicas daqueles de complexos ofiolíticos tais como geometria de *pod*s, textura nodular, envelope dunitico e quimismo da cromita. Os diversos tipos texturais, variadas proporções de matriz silicática e estruturas de sobrecarga observados nas amostras estudadas, indicam que processos de fracionamento magmático foram operantes. As relações estruturais e texturais dos cromititos e dunitos sugerem que estes correspondem aos primeiros

produtos de reação entre fusões magmáticas precoces e os peridotitos residuais (Zhou *et al.* 1994). Além disso, a numerosa presença de lentes de dunito em meio ao harzburgito no Complexo Quatipuru sugerem que os corpos de cromitito se localizam na base da Zona de Transição de Moho, conforme proposto por Paixão & Nilson (2001).

### Guias de exploração

Os fragmentos ofiolíticos de natureza peridotítica na Faixa Araguaia são predominantemente rochas mantélicas, o que torna a associação harzburgito-dunito mais promissora, devido sua localização corresponder à Zona de Transição de Moho, onde estão localizadas as principais ocorrências de cromita. As ocorrências de cromita são mais facilmente identificadas pelo mapeamento geológico, devido ao fácil reconhecimento deste mineral dado por sua coloração preta e alta densi-

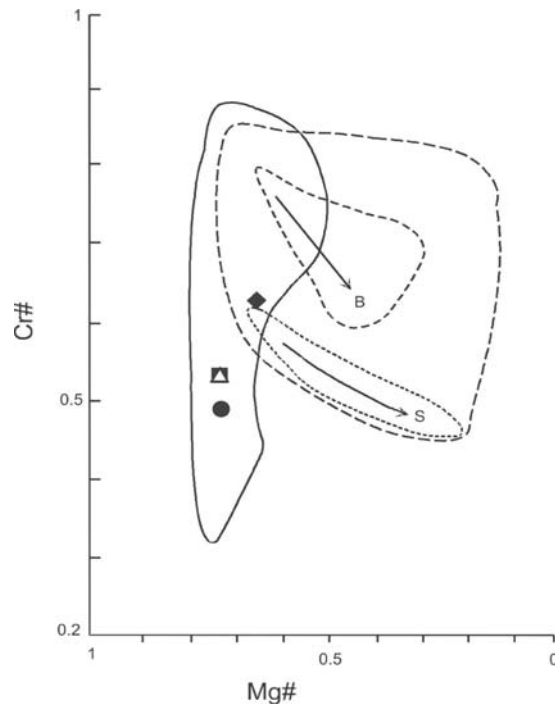


Figura 8 – Gráfico Cr# (Cr/Cr+Al) versus Mg# (Mg/Mg+Fe) para cromitito ofiolítico (campo de linha sólida) e de intrusões estratiformes (campo de linha tracejada), que apresenta as tendências de diferenciação de cromita dos complexos estratiformes de Bushveld (B) e Stillwater (S); dados compilados de Wall (1975) e Jackson (1969). Cromititos ofiolíticos da Faixa Araguaia: losango sólido= Morro Grande; quadrado sólido= nodular do Complexo Quatipuru (CQ); triângulo aberto = maciço do CQ e círculo sólido = disseminado do CQ. Campo de cromitito ofiolítico de Thayer (1970).

dade (4,1 a 5,1). Esta última característica pode ser utilizada na prospecção geofísica pelo método gravimétrico. Métodos magnéticos não geram bons contrastes entre cromititos e rochas encaixantes, devido frequente serpentinização das rochas ultramáficas e/ou presença de zonas de falhas, onde a magnetita é um produto comum, obliterando o potencial deste método. Na prospecção geoquímica, indubitavelmente, o elemento cromo é o guia principal para prospecção, tendo que ser realçado para valores acima do *background* das rochas ultramáficas.

No Complexo Quatipuru, na região do Atoleiro, o método de eletrorresistividade com arranjo dipolo-dipolo foi utilizado sobre as ocorrências de cromita secundárias (elúvio-colúvio), demonstrando a associação de baixa resistividade com as ocorrências de cromita (Beta Mineração Ltda. – relatório inédito). Isto se deve provavelmente ao realce entre os fragmentos de cromita e o solo, oriundo da alteração das rochas ultramáficas.

**Aspectos econômicos dos depósitos e potencial para novas descobertas**

No Complexo Quatipuru, na área de ocorrência primária de cromita (região do Bananal), foi cubada uma reserva de 2.193 t, sendo apenas 11% aproveitável (aprox. 240 t), enquanto que na região do Atoleiro (ocorrência secundária) foi cubada uma reserva total de 404 t, com aproveitamento de 253 t (aprox. 60%). O reduzido volume destes depósitos, a distância entre as ocorrências e a necessidade de uma lavra mecanizada e apoio de engenharia foram apontados como fatores críticos para a sua viabilidade econômica (relatório interno da Beta Mineração Ltda).

Visto que o Complexo Quatipuru corresponde a um dos maiores complexos ofiolíticos da Faixa Araguaia, e seus depósitos de cromita não apre-

sentam viabilidade econômica no contexto atual, e nessa perspectiva o potencial para novas descobertas deste tipo de depósito é pequeno, tanto para depósitos primários quanto secundários.

**DEPÓSITOS DE NÍQUEL LATERÍTICO**

Os depósitos de níquel laterítico em terrenos acrescionários respondem por cerca de 85% dos recursos do metal no mundo, provenientes principalmente dos depósitos de Nova Caledônia, Cuba, Filipinas, Austrália e Indonésia, entre outros (Brand *et al.* 1998). A localização de tais depósitos concentra-se entre os paralelos 22° a norte e sul do Equador (Fig. 9), intimamente ligados a zonas de clima equatorial a subequatorial (Elias 2002).

No Brasil, os principais depósitos foram classificados por Barros de Oliveira *et al.* (1992), e posteriormente por Ferreira Filho (2010), como discriminado na Tabela 2. A localização dos principais depósitos brasileiros consta da Figura 9.

Os depósitos de níquel laterítico da região ocorrem em maciços serpentinizados do tipo alpino, isto é, ofiolitos. Informações sobre tais depósitos provêm do trabalho pioneiro de Cordeiro & McCandless (1976) e de relatórios de empresas privadas, elaborados entre 2005 e 2010, como *releases* para bolsas de investidores, ou para atendimento de exigências do DNPM (relatórios parciais de pesquisa). Nos relatórios é possível identificar quatro áreas com depósitos de níquel que são, de sul para norte: Serra do Quatipuru, Vila Oito, Vale dos Sonhos e Serra do Tapa (Lara 2010).

As mineralizações descritas em alguns desses depósitos não traduzem o real potencial destes corpos ofiolíticos, devido ao desconhecimento da área total da jazida (alguns limites indefinidos), nem tampouco contemplam análises mineralógi-

Tabela 2 – Tipos de classificação dos depósitos de níquel laterítico do Brasil.

Barros de Oliveira <i>et al.</i> (1992)	Ferreira Filho (2010)	Exemplos (comparativos mundiais)
Pequenos maciços serpentinizados do tipo alpino	Peridotitos mantélicos	Serra do Tapa (Nova Caledônia, Cuba, Venezuela)
Corpos máfico-ultramáficos de grande dimensão, associados com terrenos granito-gnaiss	Intrusões acamadadas	Niquelândia, Barro Alto, Vermelho, Onça-Puma, Jacaré, Brejo Seco
Complexos ultramáficos alcalinos do Cretáceo	Intrusões alcalinas	Sudoeste do estado de Goiás - Montes Claros, Água Branca, Santa Fé
	Komatiitos	Morro do Níquel, MG (oeste da Austrália, Murrin Murrin)

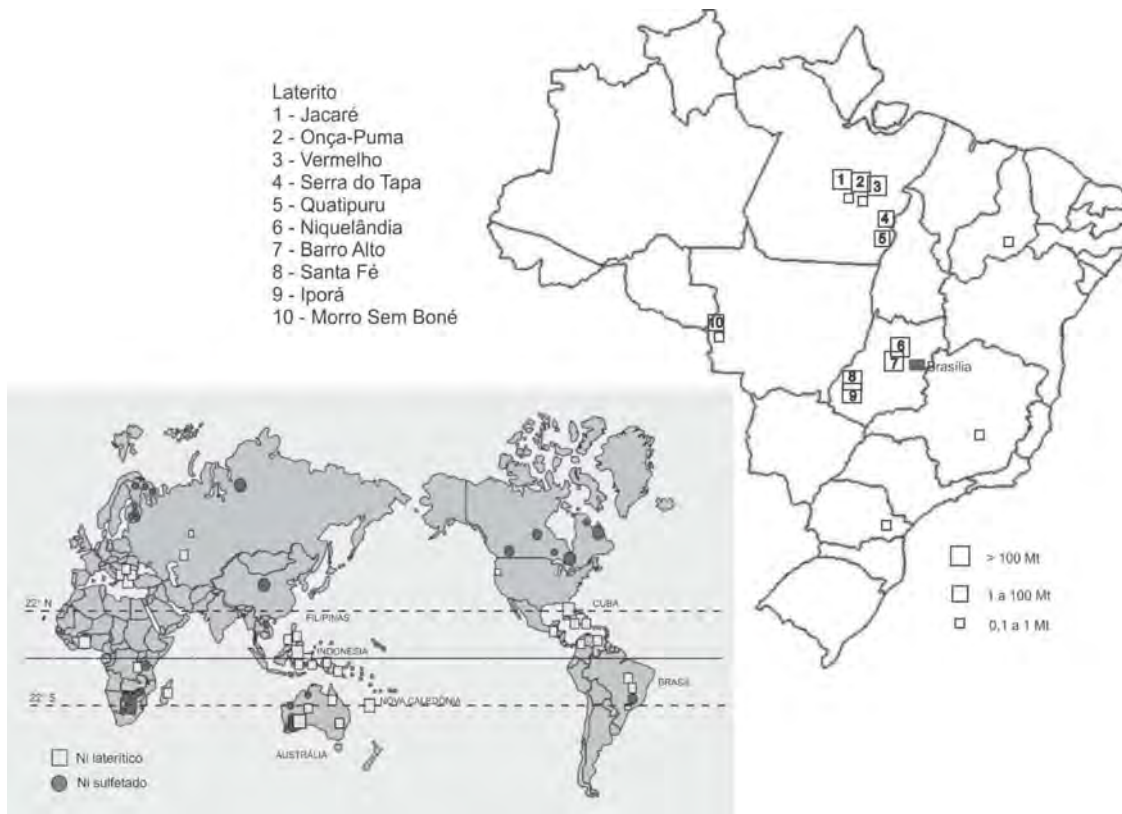


Figura 9 – Mapa de localização dos principais depósitos de níquel laterítico no Brasil e no mundo. Modificado de Elias (2001).

cas e/ou petrográficas que auxiliem no entendimento da gênese e natureza dos horizontes mineralizados e estéreis do perfil laterítico.

### Geologia e geomorfologia

Os corpos ofiolíticos da Faixa Araguaia mostram arranjo do tipo *mélange* em meio às rochas metassedimentares encaixantes, onde os corpos se alongam segundo norte-sul, de 3 a 40 km de extensão e centenas de metros a 1,5 km de largura, e possuem mergulhos em torno de 45° para leste. Alguns corpos possuem espessos envelopes de listwanito em torno do núcleo de rochas ultramáficas (Fig. 10A e Fig. 6), onde a ausência ou presença deste envelope tem papel no condicionamento dos depósitos de níquel laterítico em dois níveis topográficos. A presença destes envelopes nos complexos Quatipuru e Serra do Tapa permitiu que perfis de intemperismo ricos em níquel se desenvolvessem em topos de serra e vales intermontanos, com cotas superiores a 400 m (Fig. 11). Por outro lado, a ausência ou pequena expressão desses envelopes faz com que os corpos ofiolíticos sustentem morrotes, ou mesmo soterrados sob

cobertura laterítica em regiões de baixada (Fig. 10B), geralmente em cotas inferiores a 120 m, a exemplo dos depósitos Vale dos Sonhos e Vila Oito.

### Descrição dos perfis lateríticos

As descrições dos perfis lateríticos elaboradas para os depósitos Serra do Tapa, Vale dos Sonhos, Quatipuru e Vila Oito, embora diferindo em algumas classificações técnicas, demonstram uma identidade para o perfil laterítico de tais depósitos como do tipo silicático (Fig. 12).

Dentre os corpos ofiolíticos constituídos por serpentinito e com mineralização de níquel laterítico, o Complexo Quatipuru é o mais bem estudado em termos dos protólitos ultramáficos (Gorayeb 1989, Paixão & Nilson 2002), onde são reconhecidos protólitos harzburgítico e dunitico, sendo o primeiro predominante (Fig. 10C). Os dados de litogeoquímica de algumas dessas amostras (Paixão 2009) apresentam valores de níquel maiores que o *background* de rochas ultramáficas não alteradas (2.000 a 4.000 ppm; Golightly 1981), evidenciando enriquecimento supergênico de níquel na transição rocha sã/saprólito (Tabela 3). Rocha



Figura 10 - A) - Visão de sul para norte do Complexo Quatipuru, mostrando porção ultramáfica caracterizada por vegetação mais rala (porção ocidental), e o envelope de listwanito, com vegetação mais desenvolvida (lado oriental). B) - Visão de platô laterítico na região de Vila Oito. C) - Feição de afloramento de harzburgito cortado por fino dique de gabro. D) - Bloco de birbirito no Complexo Quatipuru. E) - Estrutura do tipo foliação de colapso, desenvolvida em nível laterítico do perfil de intemperismo, mostrando grãos de calcedônia em meio a massa limonítica. F) - Detalhe de caixa de testemunhos mostrando a presença de boulders de serpentinito em meio a porções saprolíticas. G) - Minério do tipo limonítico (esquerda) e tipo saprolítico (direita) da Serra do Tapa. H) - Minério saprolítico da região de Vila Oito. Fotos F e G gentilmente cedidas por Xstrata Nickel. Fotos B e H obtidas em <http://www.laraexploration.com/araguaia-nickel>.

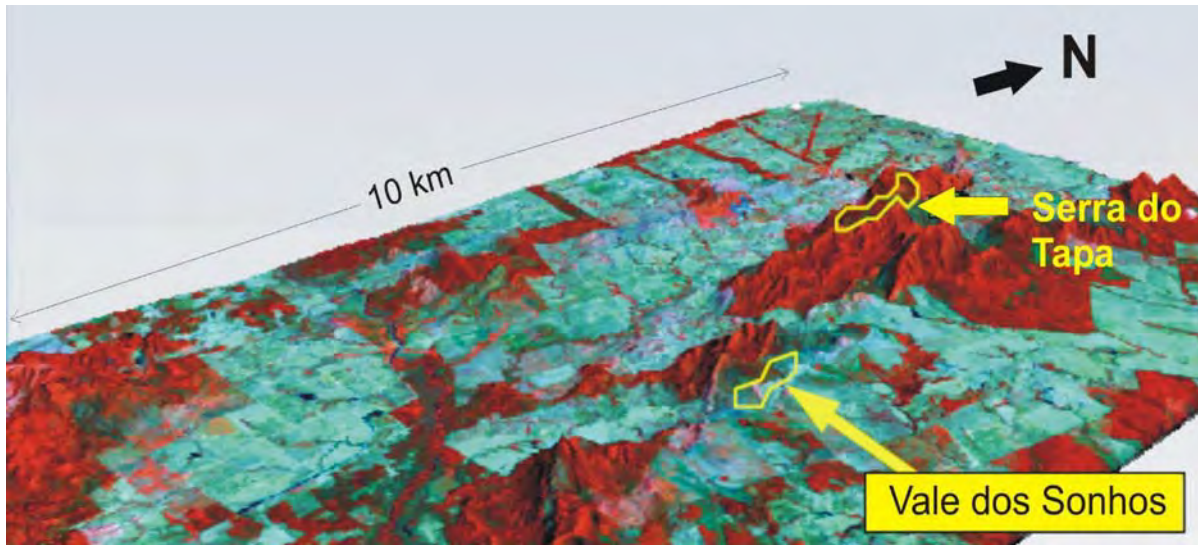


Figura 11 – Modelo digital de terreno combinado com imagem de satélite Landsat RGB 453, com destaque para a localização do depósito Serra do Tapa em cotas maiores do que 400 m, em situação similar às mineralizações presentes no complexo Quatipuru. A localização do depósito Vale dos Sonhos situa-se em cotas topográficas mais baixas comparáveis ao depósito Vila Oito. Compilado e modificado de [http://www.ccnmatthews.com/docs/2006-PDAC\\_Araguaia-Ni-Laterite-Brazil.pdf](http://www.ccnmatthews.com/docs/2006-PDAC_Araguaia-Ni-Laterite-Brazil.pdf).

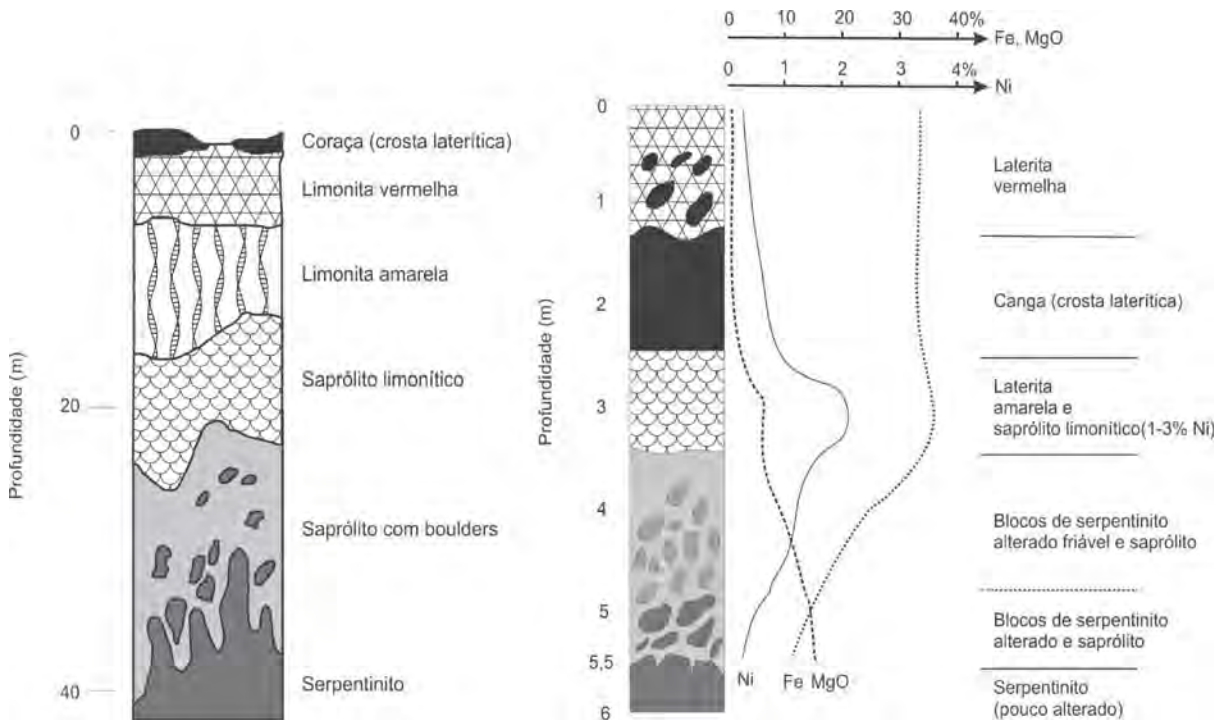


Figura 12 – Na esquerda, perfil esquemático de níquel laterítico do tipo silicático de acordo com Elias (2002) e na direita perfil do Complexo Quatipuru, segundo Cordeiro & McCandless (1976).

do tipo birbirito, que compreende um produto resistente à erosão, proveniente do intemperismo de peridotito e composto principalmente por sílica e óxido-hidróxido de ferro (*cf.* Duparc *et al.* 1927, *apud* Eggleton 2001), tem aspecto venulado em afloramentos (Fig. 10D).

No depósito Quatipuru foram realizados 150 poços de pesquisa que, de maneira geral, defini-

ram o perfil laterítico (Fig. 12), cuja espessura média da frente de alteração intempérica nos poços mineralizados é de 5,5 m, porém pode ser bastante variável (Cordeiro & McCandless 1976). Estruturas do tipo foliação de colapso (Fig. 10E) foram identificadas em blocos soltos no solo, e são registros da ação da pressão de soterramento que o material limonítico superior exerceu sobre o ma-

Tabela 3 – Composição química de rochas ultramáficas mostrando valores enriquecidos em níquel, próximos daqueles de minério saprolítico. Fonte: Paixão (2009) e Gorayeb (1989).

Rocha	DUNITO		HARZBURGITO		
	QT-77.C	QT-50.G	QT 10B	QT -44	MG-7
SiO <sub>2</sub>	35,91	37,97	38,34	38,41	46,56
TiO <sub>2</sub>	< 0,01	0,01	0,01	< 0,01	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,78	0,77	0,71	0,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,28	9,83	7,41	8,38	7,53
MgO	39,67	35,79	37,76	0,33	34,25
MnO	0,12	0,15	0,06	0,07	0,06
CaO	< 0,01	0,01	< 0,01	36,48	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,01	< 0,01	< 0,01	0,03
K <sub>2</sub> O	< 0,02	0,04	< 0,01	< 0,01	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,352	0,937	0,33	< 0,01	
P.F.	14,2	13,4	14,2	13,8	9,52
Total	98,85	98,94	98,88	99,39	99,01
Ni	7247	6503,7	4628	9766	7414
Cr	2408	6411	2258	2237	579
Co	125,8	154,5	109,9	122,2	77

terial subjacente (Golightly 2010a).

Na Serra do Tapa o depósito laterítico estende-se por 5 km preferencialmente na direção norte-sul, com largura de 800 a 1500 m, sendo tais dimensões ainda não totalmente estabelecidas (Falconbridge 2005). Na parte norte do depósito, o perfil laterítico localmente excede mais de 100 m de espessura, com cobertura que varia de 0 a 49 m, com média em torno de 9 m. A presença de *boulders* de serpentinito em meio à zona minerali-

zada é comum (Fig. 10F).

No depósito Vale dos Sonhos (Fig. 13) foi delimitada uma zona mineralizada em níquel laterítico de 4 km, orientada na direção N-NW, com largura de 600 a 1200 m e profundidade de cobertura entre 0 e 19 m, com média em torno de 5 m (Falconbridge 2006).

A mineralização na Serra do Tapa e Vale dos Sonhos é caracterizada como do tipo saprolítica e transicional (valores de Fe e razão Si/Mg localizados na interface entre o minério limonítico e saprolítico), contendo pequena parte de material limonítico, aproximadamente 12% (Fig. 10G). Na Serra do Tapa, a espessura dos intervalos mineralizados com *cut-off* de 1% de Ni varia de 2 a 84 m, com média de 18 m. Na zona saprolítica, intervalo de 13,5 m apresenta teor de 2,39% de Ni, SiO<sub>2</sub> de 47,35%, MgO 9,77% e Co de 0,06%; uma amostra de 85 cm apresentou teor de cerca de 8% de Ni. No Vale dos Sonhos a espessura do intervalo mineralizado com *cut-off* de 1% varia de 2 a 21,5 m, com média de 8,1 m (Falconbridge 2005), mas teores de até 4,5% de Ni foram obtidos. A densidade média para as várias fácies de minério é de 1,2 g/cm<sup>3</sup> (Falconbridge 2005, 2006).

O depósito Vila Oito é orientado na direção N-S por cerca de 1500 m, com largura de 500 a 800 m na direção E-W. Com *cut-off* de 0,9 % de Ni, a zona principal de minério (Fig. 10H) varia de 1 a 23 m em espessura (Lara 2010).

Os recursos para os depósitos da Serra do Tapa e Vale dos Sonhos totalizam 104,7 Mt @ 1,33% de

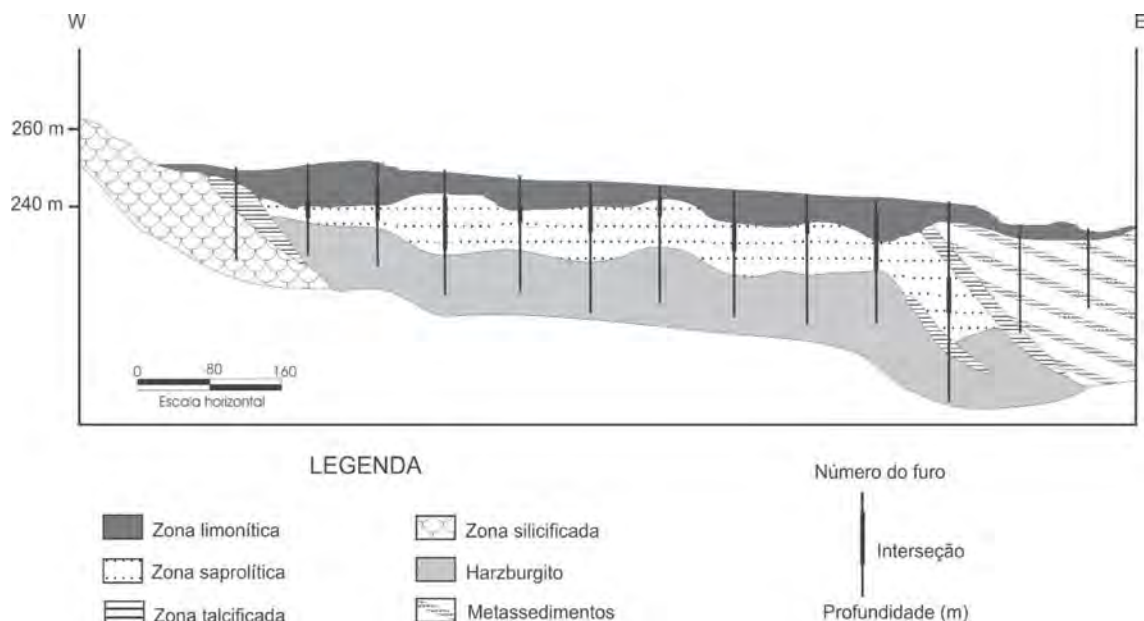


Figura 13 – Seção geológica do depósito Vale dos Sonhos, modificado de Xstrata Nickel com permissão.



Ni, podendo ter um adicional 18 Mt @ 1,3% de Ni (Xstrata 2009, 2010), ou seja totalizando 122,7 Mt @ 1,3% de Ni. Recentes relatórios indicam recursos inferidos de 76,6 Mt @ 1,35% de Ni (cf. *Canadian National Instrument NI 43101*) para a região de Pequizeiro (Horizonte Minerals 2011), enquanto outros recursos ainda não estabelecidos por normas internacionais (JORC ou NI 43101), para os depósitos de Vila Oito e Quatipuru, podem aumentar no mínimo 10% os recursos pré-estabelecidos.

Do exposto se conclui que os depósitos de Ni laterítico da Faixa Araguaia são do tipo silicático (Brand *et al.* 1998), porém com algumas características do tipo transicional. Essas características são comparáveis aos depósitos de Nova Caledônia (Golightly 1981) e República Dominicana (Lewis *et al.* 2006), onde o processamento de minério é pirometalúrgico para obter liga de Fe-Ni ou mate de sulfeto, posteriormente tratado em rota convencional para sulfeto (Elias 2002).

### **Idade das rochas encaixantes, hospedeiras e da mineralização**

Os depósitos de níquel laterítico até o presente não foram datados, mas a compilação e interpretação de dados de diversos autores feita por Golightly (2010) aponta que a sua formação na Faixa Araguaia ocorreu entre o Cretáceo tardio e o Terciário médio (70–40 Ma), intervalo coincidente com o desenvolvimento das superfícies Sul Americana e Velhas. Tais depósitos resultariam de mudanças das condições de clima árido para úmido, durante o período supracitado, o que foi determinante também para a formação dos depósitos localizados no Cráton Amazônico, a exemplo dos depósitos de Vermelho, Jacaré e Onça-Puma (Barros de Oliveira *et al.* 1992, Golightly 2010b).

### **Guias de exploração**

Os corpos ofiolíticos da Faixa Araguaia comumente possuem zonação litológica dada por um núcleo de serpentinito e/ou peridotito serpentinizado, envolto por esteatito, talco xisto, tremolita-actinolita xisto, clorita xisto e listwanito (Gorayeb 1989, Paixão 2009). Os silicatos do grupo da serpentina são os que abrigam maior quantidade de Ni em sua estrutura, seguidos pelo talco, clorita e sepiolita (Brand *et al.* 1998), o que confere uma

hierarquia ao potencial metalogenético dos diversos corpos ofiolíticos da Faixa. Neste sentido, os corpos de clorita xistos apresentariam baixo potencial, a exemplo dos de Pau Ferrado, Serrinha, Olho D'Água e Couto Magalhães, enquanto os formados principalmente por serpentinitos apresentariam maior potencial para desenvolver enriquecimento supergênico em Ni, como Quatipuru, Morro Grande e Serra do Tapa.

Os métodos de exploração para corpos ultramáficos potenciais para Ni laterítico em termos de reconhecimento regional são levantamentos aerogeofísicos e geoquímicos. Na aerogeofísica, a combinação de métodos magnetométricos e gamaespectrométricos para reconhecer áreas com anomalias magnéticas positivas, coincidentes com baixos na contagem total de gama, é de interesse para identificar áreas potenciais. Em termos geoquímicos a amostragens de sedimento de corrente, solo e térmitas, usando elementos químicos "farejadores" clássicos para rochas ultramáficas, tais como Ni, Cu, Co, Cr, além de EGP são indicativos para a descoberta de ocorrências e (ou) depósitos sob coberturas superficiais.

Detectados os alvos regionais, amostragem em linhas de solo e posterior sondagem a trado são reveladores de anomalias de Ni e de espessuras de perfis de intemperismo, bem como de sua natureza (limonítico ou saprolítico). No entanto, o teste final para determinação da extensão das zonas mineralizadas deve ser feito com sondagem diamantada, visando principalmente atender às normas internacionais de auditoria (JORC code).

### **DEPÓSITOS DE OURO**

Depósitos de ouro podem ser encontrados em seqüências ofiolíticas, como por exemplo, na Columbia Britânica (Canadá), onde tais depósitos respondem pela principal produção de ouro daquela região (Ash 2001b). O ouro ocorre em veios de quartzo e hospeda-se geralmente em rochas máficas, tais como *sheeted dykes* e basaltos, além de ocorrências em intercalações de rochas máficas e sedimentos (Ash 2001b). Na maioria dos casos rochas ultramáficas carbonatizadas (listwanitos) estão associadas aos principais depósitos, porém não se entende se tais rochas exercem um *trap* químico e/ou estrutural.

Na Faixa Araguaia, as descrições de mineralizações de ouro resumem-se ao trabalho de Oli-

vatti & Araújo (2001). Tais autores descrevem as mineralizações primárias como disseminações nos quartzo-clorita xistos da Formação Pequizeiro, concentrando-se em bolsões nestas rochas quando alteradas, e em veios de quartzo cortando as mesmas, tendo sido exploradas por meio de garimpos desde a década de 80. Os principais garimpos são localizados a norte da rodovia TO-382, na região do rio Cabiruru, representados pelos garimpos Minuano ou Dona Maria, Da Vinte e Mata Verde, além do garimpo do Grim, situado na fazenda Araguaia, aproximadamente 8 km a sul de Arapoema. Nesses garimpos, o clorita xisto alterado e veios de quartzo mineralizados são escavados em catas e depois moídos em pequenos moinhos, onde o produto desta moagem é deslamado e o concentrado apurado na bateia, para em seguida ser amalgamado.

O teor de ouro nas rochas intemperizadas e veios de quartzo alcança 6 g/t, enquanto nas rochas frescas é baixo (<1g/t), não apresentando interesse para os garimpeiros. Na região desses garimpos o ouro é também extraído nos colúvios e nas aluviões (Olivatti & Araújo 2001).

Devido à ausência de estudos detalhados nas mineralizações de ouro na Faixa Araguaia, que descrevam sua gênese e relações com rochas espacialmente associadas, discussões acerca de seus guias prospectivos e potencial tornam-se difíceis de serem feitos.

## CONCLUSÃO

A diversidade e potencial metalogenético da Faixa Araguaia é herança da evolução inicial deste orógeno, caracterizada pela abertura de trato oceânico. Os processos geológicos de edificação de litosfera oceânica no Neoproterozóico foram variados e as primeiras manifestações vulcânicas, representadas por soleiras de diabásio, foram responsáveis pela gênese da mineralização polimetálica de São Martim (Cu, Zn e Pb), enquanto que processos de migração de magmas, contaminação e fracionamento magmático formaram os *pods* de cromita na base da zona de transição de Moho desta litosfera oceânica.

A evolução deste trato oceânico propiciou o alçamento tectônico de peridotitos mantélicos para níveis rasos na crosta, onde estes sofreram metamorfismo do tipo hidrotermal, devido à ação da água do mar, transformando-os em serpentinitos.

Posteriormente, o processo de obducção da litosfera oceânica gerou envelopes de listwanito ao redor de grandes núcleos de serpentinitos, tais como Serra do Tapa e Quatipuru, propiciando a preservação de perfis lateríticos enriquecidos em níquel, desenvolvidos durante duas principais superfícies de aplainamento regional, respectivamente, Sul Americana e Velhas.

A pesquisa e prospecção para novas descobertas de mineralizações e (ou) depósitos na Faixa Araguaia deve levar em conta analogias com processos e mineralizações que ocorrem em fundo oceânico moderno, bem como as possibilidades de depósitos formados durante o processo de orogênese, como os depósitos de sulfeto de Cu-Co-Zn-Ag e Au do tipo Outokumpu (Peltonen *et al.* 2008) e ouro epigenético (Groves *et al.* 1998).

**Agradecimentos** Aos geólogos Elson Paiva de Oliveira pelas críticas, sugestões e revisão do texto, e a Ricardo de Freitas Lopes e Paul Golightly pelos esclarecimentos e contribuições sobre níquel laterítico. Ao geólogo Felisberto Castro da *Xstrata Nickel Brazil* pela disponibilização de imagens e figuras dos depósitos Serra do Tapa e Vale dos Sonhos. M. Paixão agradece ao grande mestre e entusiasta da pesquisa sobre a metalogenia de corpos máfico-ultramáficos, Prof. Dr. Aripilino Antônio Nilson (*in memoriam*). Paulo Gorayeb agradece ao projeto "Instituto de Geociências da Amazônia" - Programa INCT-CNPq/MCT/FAPESPA No. 573733/2008-2, pelo financiamento de parte das pesquisas desenvolvidas no Cinturão Araguaia.

## REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, Anais, 2:539-545.
- Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S., Hasui Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 4, Belém, *Bol. Resumos*, 1-4.
- Albers J.P. 1986. Descriptive Model of Podiform Chromite. In: D.P. Cox & D.A. Singer (Ed.). *Mineral Deposit Models*, USGS, *Bulletin* 1693, page 34.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces; an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17:1-29.
- Almeida F.F.M., Ferreira F.J.F., Carneiro C.D.R., Stefani F.L. 1986. Aspectos evolutivos da Geossutura Tocantins-Araguaia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, *Anais*, 3:1269-1285.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos

- (Ed) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st IGC. 183-193 p.
- Alves C.L. 2006. *Petrologia, geoquímica, e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá (TO)*. Dissertação de Mestrado, UFPa.
- Arcanjo S.H.S & Moura C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de paraíso do Tocantins (TO). *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:665-670.
- Arcanjo S.H.S., Abreu F.A.M., Moura C.A.V. 2001. Magmatismo alcalino mesoproterozóico na Província Tocantins – uma evidência de quebraamento do supercontinente Rodínia? In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 7, Belém, *Anais CD ROM*.
- Ash C. H. 1996. Podiform Chromite. In: D.V. Lefebure & T. Høy (Ed.). *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2 - Metallic Deposits*, British Columbia Ministry of Employment and Investment, *Open File* 1996-13, pages 109-112.
- Ash C.H. 2001a. Relationship between ophiolite and gold-quartz veins in the North American Cordillera. *Bul. British Columbia, Ministry of Energy and Mines*, v. 108, Appendix I, 127-131 p.
- Ash C.H. 2001b. Relationship between ophiolites and gold-quartz veins in the North American Cordillera. *Bul. British Columbia, Ministry of Energy and Mines*, v. 108.
- Ballhaus C. 1998. Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth Planet. Sci. Let.*, **156**:185-193.
- Barros de Oliveira S.M., Trescases J.J., Melfi A.J. 1992. Lateritic nickel deposits of Brazil. *Min. Depos.*, **27**:137-146.
- Beta Mineração Ltda (inédito). Relatório de Pesquisa. Contagem, Minas Gerais.
- Boudier F & Nicolas A. 1995. Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *J. Petrol.*, **36**:777-796.
- Boulter C. A. 1993. Comparison of Rio Tinto, Spain, and Guayma Basin, Gulf of California: an explanation of super giant massive sulfide deposits in an ancient sill-sediment complex. *Geology*, **21**:801-804.
- Brand N.W., Butt C.R.M., Elias M. 1998. Nickel laterites: classification and features. *AGSO J. Australian Geol. Geoph.*, **17**(4):81-88.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodínia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**(3):155-166.
- Constantinou G. 1980. Metallogenesis associated with the Troodos ophiolite. In: A. Panayiotou (Ed.) *Ophiolites, Proceedings, International Ophiolite Symposium*, Cyprus. p. 663-674.
- Cordeiro A.A.C. & McCandless G. 1976. Maciço ultramáfico do Quatipuru. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, 3:9-15.
- Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Bemerguy R.L., Junior T.G., Kotschoubey B., Lemos R.L. 1983. Projeto Paraíso do Norte. Relatório Final. Belém, CVRD/UFPa. 125 p.
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**:146-160.
- CPRM 1976. Projeto Arapoema. Relatório Final de Pesquisa. Rio de Janeiro. 6v.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pitthan J.H.L., Souza Júnior J.J., Montalvão R.M.G., Sousa A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Geologia: Folha SC. 22. Tocantins. MME, Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, Levantamento de Recursos Naturais, v. 22.
- Dylek Y., Moore E.M., Elthon D., Nicolas A. 2000. Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program. *GSA Special paper* 349, p.
- Eggleton R.A. 2001. *The regolith glossary - surficial geology, soils and landscapes*. Cooperative Research Centre for Landscape Evolution and Mineral Exploration, Australia. 152 p.
- Einsele G. 1985. Basaltic-sill sediment complex in young spreading centers: genesis and significance. *Geology*, **13**:249-252.
- Elias M. 2001. Global lateritic nickel resources. Presentation in New Caledonian Nickel Conference.
- Elias M. 2002. Nickel laterite deposits – geological overview, resources and exploitation. In: D.R. Cooke & J. Pongratz (eds) *Giant ore deposits: characteristics, genesis and exploration*. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, *Spec. Publ.* 4:205-220.
- Evans A. M. 1993. *Ore geology and industrial minerals – An introduction*. Geoscience texts, 3rd ed. Blackwell Science, 389 p.
- Falconbridge. 2005. Falconbridge discovers significant new greenfield nickel deposits in Brazil. Release. Toronto, Canada, September 6, [http://www.steelguru.com/international\\_news/Falconbridge\\_discovers\\_significant\\_Nickel\\_deposits\\_in\\_Brazil/2061.html](http://www.steelguru.com/international_news/Falconbridge_discovers_significant_Nickel_deposits_in_Brazil/2061.html).
- Falconbridge. 2006. Falconbridge provides update and preliminary resource estimate for the Araguaia Nickel Project, Para State, Brazil. March 7, <http://www.marketwire.com/press-release/Falconbridge-Provides-Update-Preliminary-Resource-Estimate-Araguaia-Nickel-Project-Para-583271.htm>
- Ferreira Filho C.F. 2010. Maciços Básico-Ultrabásicos: Potencial e Principais Depósitos de Níquel Sulfetado e Lateríticos no Brasil. SIMEXMIN, Ouro Preto.
- Figueiredo A.J.A., Souza J.O., Olivatti O. 1994. Carta Geológica – Folha Conceição do Araguaia –SC. 22-X-B. Escala 1:250.000 – CPRM.
- Frasca A.A.S., Lima H.A.F., Moraes L.L., Ribeiro P.S.E. 2010. Projeto Sudeste de Tocantins, Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi (SC.22-Z-D). Estado de Tocantins. Escala 1:250.000. Nota Explicativa. CPRM, SUREG de Goiânia, 179 pg.
- Golightly J. P. 1981. Nickeliferous laterite deposits. *Econ. Geol.*, 75<sup>th</sup> Anniversary Volume, 710-735.
- Golightly J. P. 2010a. Collapse Structures in Nickel Laterites. Presentation.
- Golightly J.P. 2010b. Progress in understanding the evolution of nickel laterites. *Soc. Econ. Geol.*, Sp. Publ., **15**(2):451-486.
- Gonçalves M.M. 2007. Cromo. In: Sumário Mineral. DNPM.
- Gorayeb P.S.S. 1981. *Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro (GO), Brasil*. Dissertação de Mestrado, IG/UFPa.
- Gorayeb P.S.S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:51-62.
- Gorayeb P.S.S. & Alves C.L. 2003. Superposição tectono-metamórfica do Cinturão Araguaia no embasamento arqueano na região de Xambioá e Araguaia-TO. In: SBG, SNET, 9, Búzios, *Anais*, p. 84-86.
- Gorayeb P.S.S. & Pamplona L.J.P. 2010. O metamorfismo de baixo grau da porção oeste do Cinturão Araguaia: região de Araguacema-Conceição do Araguaia e Serra do Tapa. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 45, Belém, Brasil. *Anais*, CD-ROM.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann

- S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, **13**:7–27.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins: Setor setentrional. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (Coords). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Edgard Blücher, 137-204.
- Horizonte Minerals. 2011. 76.6 Mt Grading 1.35% Nickel - Maiden Inferred Mineral Resource Estimate at Araguaia Nickel Project, Brazil. [http://horizonteminerals.com/news/2011-03-01\\_araguaia\\_resource.pdf](http://horizonteminerals.com/news/2011-03-01_araguaia_resource.pdf)
- Høy, T. 1995. Besshi Massive Sulphide. In: Lefebure, D.V. and Ray, G.E., Editors. *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 1 - Metallics and Coal*. British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, Open File 1995-20, pp. 49-50.
- Jackson E.D. 1969. Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex. In: H.B.D. Wilson (ed.) *Magmatic Ore Deposits, Symposium*. Econ. Geol. Mono. **4**:61–75.
- Kotschoubey B., Hieronymus B., Albuquerque C.A.R. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust? *J. South Am. Earth Sci.*, **20**:211–230.
- Kusky T.M., Li J.G., Tucker R.T. 2001. The Archean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2.505 billion year old oceanic crust and mantle. *Science*, **292**:1142–1145.
- Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. 1982. Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *J. Petrol.*, **23**:103-125.
- Lamarão C.N. & Kotschoubey B. 1996. Granitóides Santa Luzia: registro do magmatismo granítico brasileiro no Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Rev. Bras. Geoc.*, **26**:277-288.
- Lara. 2010. Araguaia Nickel Exploration Project, Para State, Brazil Exploration Update. NI 43101 Technical Report. Acesso em 02/08/2010. [www.laraexploration.com/araguaia-nickel](http://www.laraexploration.com/araguaia-nickel).
- Leblanc M. & Ceulener G. 1992. Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman Ophiolite. *Lithos*, **27**: 231-257.
- Lefebure D.V. & Aldrick D.J. (1996): Sediment-hosted Cu+/-Ag+/-Co. In: D.V. Lefebure & T. Høy (Edit) *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2 - Metallic Deposits*, British Columbia Ministry of Employment and Investment, Open File 1996-13, pages 13-16.
- Lewis J.F., Draper G., Proenza J.A. Espaillet J., Jiménez J. 2006. Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A review of their occurrence, composition, origin, emplacement and Ni-Laterite soil formation. *Geologica Acta*, **4**:237-263.
- Lonsdale P. & Lawver L.A. 1980. Immature plate boundary zones studied with submersible in the Gulf of California. *GSA Bulletin*, **91**(1):555-569.
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpf E.F. 1997. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *J. Petrol.*, **38**:1419–1458.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**:117-123.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1994. Geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, Tocantins-Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Bol. Res. Expandidos*, 1:240-241.
- Moura C.A.V. & Souza S.H.P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 31-33.
- Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. The Araguaia Belt revisited. In: International Geological Congress, Rio de Janeiro. *Anais CD-ROM*.
- Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S., Nogueira A.C.R., Gorayeb P.S.S., Galarza M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, *Special Publications*, **294**:173–196.
- Nicolas A. 1989. *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. 367 p.
- Nogueira A.C.R., Hidalgo R., Petri S., Truckenbrodt W., Gorayeb P.S.S., Osborne G.A. 2003. Neoproterozoic Cambrian Carbonate-Siliciclastic deep-Sea deposits and microfossils of the Araguaia Belt, Southeastern Amazonian craton, Brazil. 3rd Latin American Congress of Sedimentology, Brazil. Abstracts, p. 229-230.
- Olivatti O. & Araújo V.A. 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Araguaia – Folha SB.22-Z-D, Estados do Tocantins e do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT.
- Olivatti O. & Figueiredo A.J.A. 2001. Metalogenia. In: Figueiredo, A. J. A., Souza, J. O. & Olivatti, O. (org.) 2001. Texto explicativo. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Conceição do Araguaia – Folha SB.22-X-B, Estados do Tocantins e do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT.
- Osborne G.C. 2001. Geotectonics and Mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Araguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brazil. In: SBG/NO, Simp. Geol. Amazônia, 7, Belém, *Anais CD ROM*.
- Paixão M.A.P. & Nilson A.A. 2001. Characterization of the Moho Transition Zone in the Quatipuru Complex - a slab of oceanic lithosphere in southern Pará, Brazil - and implications for the tectonic evolution of the Araguaia Belt. In: International Conference: Geology of Oman, *Abstracts*, p.68.
- Paixão M.A.P. & Nilson A.A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **3**:85–103.
- Paixão M.A.P., Nilson A.A., Dantas E.L. 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. de Wit (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, *Special Publications*, **294**:297–318.
- Paixão M.A.P. 2009. *Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil*. Tese de doutorado, UnB.
- Pamplona L.J.P. & Gorayeb P.S.S. 2010. O metamorfis-

- mo no extremo leste do Cinturão Araguaia In: SBG, Congr. Bras. Geol., 45, Belém, Anais, CD-ROM.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H., Kuronen U. 2008. Outokumpu revisited: New mineral deposit model for the mantle peridotite-associated Cu–Co–Zn–Ni–Ag–Au sulphide deposits. *Ore Geol. Rev.*, **33**:559–617
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia M.C.L. 2000. The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:35–39.
- Ricci P.S.F. & Macambira E.M.B. 2010. Inéditos lacólitos e soleiras básicas empilhadas no Grupo Tucuruí (Vulcano-sedimentar?), orógeno Araguaia, Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 45, Belém, Pará. *Anais* CD-rom.
- Stowe C.W. 1994. Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time. *Econ. Geol.*, **89**:528–546.
- Thayer T.P. 1970. Chromite segregations as petrogenetic indicators. In: *Geol. Soc. South Africa, Special Publications*, **1**:380–390.
- Tohver E.D., Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Prec. Res.*, **147**:193–222.
- Trompette R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Prec. Res.*, **82**:101–112.
- Trouw R.A.J., Vaz L.F., Slongo T.T., Nakasato N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, *Anais*, **2**:137–148.
- Villas R.N., Lima A.D.P., Kotschoubey B., Neves M.P., Osborne G.A. 2007. Contexto geológico e origem da mineralização sulfetada estratiforme de São Martim, SW do Cinturão Araguaia, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, **37**:305–323.
- Wall S.A. 1975. The mineralogy, chemistry and certain aspects of reactivity of chromite from the Bushveld igneous complex. National Institute of Metallurgy, Johannesburg, Report, 1709.
- Xstrata 2009. Xstrata Nickel Ore Reserves & Mineral Resources. October 2009. [http://www.xstratanickel.com/EN/Publications/Ore%20Reserves%20%20Resources/x\\_reserves\\_resources\\_nickel\\_200910.pdf](http://www.xstratanickel.com/EN/Publications/Ore%20Reserves%20%20Resources/x_reserves_resources_nickel_200910.pdf). Acesso em 05/08/2010.
- Xstrata 2010. Xstrata nickel fair value review of araguaia nickel project. News release. [www.xstrata.com/media/news/2010/12/07/0801CET](http://www.xstrata.com/media/news/2010/12/07/0801CET). Acesso em 24/01/2011.
- Zhou M.F., Robinson P.T., Bai W.J. 1994. Formation of podiform chromitites by melt-rock interaction in the upper mantle. *Min. Depos.*, **29**:98–101.

## METALOGÊNESE DA FAIXA PARAGUAI

**JORGE SILVA BETTENCOURT<sup>1</sup>, FRANCISCO EGÍDIO CAVALCANTE PINHO<sup>2</sup>,  
ÉLZIO DA SILVA BARBOZA<sup>2</sup>, PAULO CÉSAR BOGGIANI<sup>1</sup> & MAURO CÉSAR GERALDES<sup>3</sup>**

- 1 - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP. E-Mails: jsbetten@usp.br, boggiani@usp.br  
2 – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, MT. E-mails: aguapei@yahoo.com, elziosb@yahoo.com.br  
3 - Faculdade de Geologia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ.  
E-mail: gerald@uerj.br

### INTRODUÇÃO

A Faixa Paraguai consiste em faixa de dobramentos de estruturação tardia do Ciclo Brasileiro. O preenchimento sedimentar é Criogeniano a Ediacarano e as características sedimentológicas e geoquímicas dos sedimentos são similares às observadas globalmente nas demais sucessões do final do Neoproterozóico, que são atribuídas a intensas mudanças climáticas e globais.

No âmbito metalogenético, a Faixa Paraguai é conhecida pelas jazidas de ferro e manganês do Maciço de Urucum (Grupo Jacadigo), em Mato Grosso do Sul, bem como pelas mineralizações de ouro que ocorrem na região de Cuiabá e Nova Xavantina (Mato Grosso). Ressalva-se a importância histórica do ouro como motivador da extensão, por centenas de quilômetros a mais, do limite territorial brasileiro a oeste, do que havia sido originalmente estipulado pelo Tratado de Tordesilhas, no início da ocupação do continente sulamericano, pelos portugueses e espanhóis.

Os depósitos de ferro, manganês e ouro continuam sendo os de maior importância econômica contudo, devido à necessidade crescente de fertilizantes, a porção sul da Faixa Paraguai passou a ser mais estudada no sentido de se avaliar a potencialidade econômica de depósitos de rochas fosfáticas associadas à Formação Bocaina (Grupo Corumbá), ali conhecidos desde a década de 1980 assim como, na parte norte da faixa de dobramento, recentes descobertas de ocorrências de fostaço e ferro na Formação Serra do Caeté, amplia ainda mais a potencialidade destes bens minerais.

Neste capítulo procurou-se inventariar, avaliar e sintetizar os dados disponíveis, relativos às características geológicas, estilos de mineralização,

compartimentação tectônica e tipos genéticos dos depósitos de ferro, manganês e ouro, bem como informações sobre áreas de potencial exploratório e perspectivas de descobertas futuras.

A Faixa Araguaia, considerada anteriormente como sendo uma continuidade da Faixa Paraguai, anteriormente conhecida como Faixa Paraguai-Araguaia, passou a ser tratada como unidade geotectônica distinta devido à falta de continuidade entre elas (Almeida 1985) e será apresentada, separadamente, neste volume.

### ESTRUTURAÇÃO DA FAIXA PARAGUAI

#### Geologia Regional

A Faixa Paraguai bordejia o sudeste do Craton Amazônico. Exibe curvatura com convexidade para o craton e, ao sul, situa-se a leste do Bloco Rio Apa, cuja continuidade com o Craton Amazônico é ainda motivo de debate (Fig. 1). A subdivisão estratigráfica da Faixa Paraguai acarreta diferenças entre as porções norte e sul, tratadas individualmente. Segundo Boggiani & Alvarenga (2004), Alvarenga *et al.* (2009) e Campanha *et al.* (2011) a evolução estratigráfica não se deu com preenchimento sedimentar único, com diferenças entre suas unidades, principalmente entre as de natureza carbonática (grupos Corumbá e Araras), implicando em evoluções metalogenéticas também distintas, o que levou à subdivisão em Faixa Paraguai Meridional e Setentrional, com a individualização ainda de uma porção leste, a Faixa Paraguai Oriental, na região de Nova Xavantina.

Na porção interna da Faixa Paraguai, assinala-se a presença de granitos tardi a pós-tectônicos não cogenéticos e agrupados em duas suítes dis-

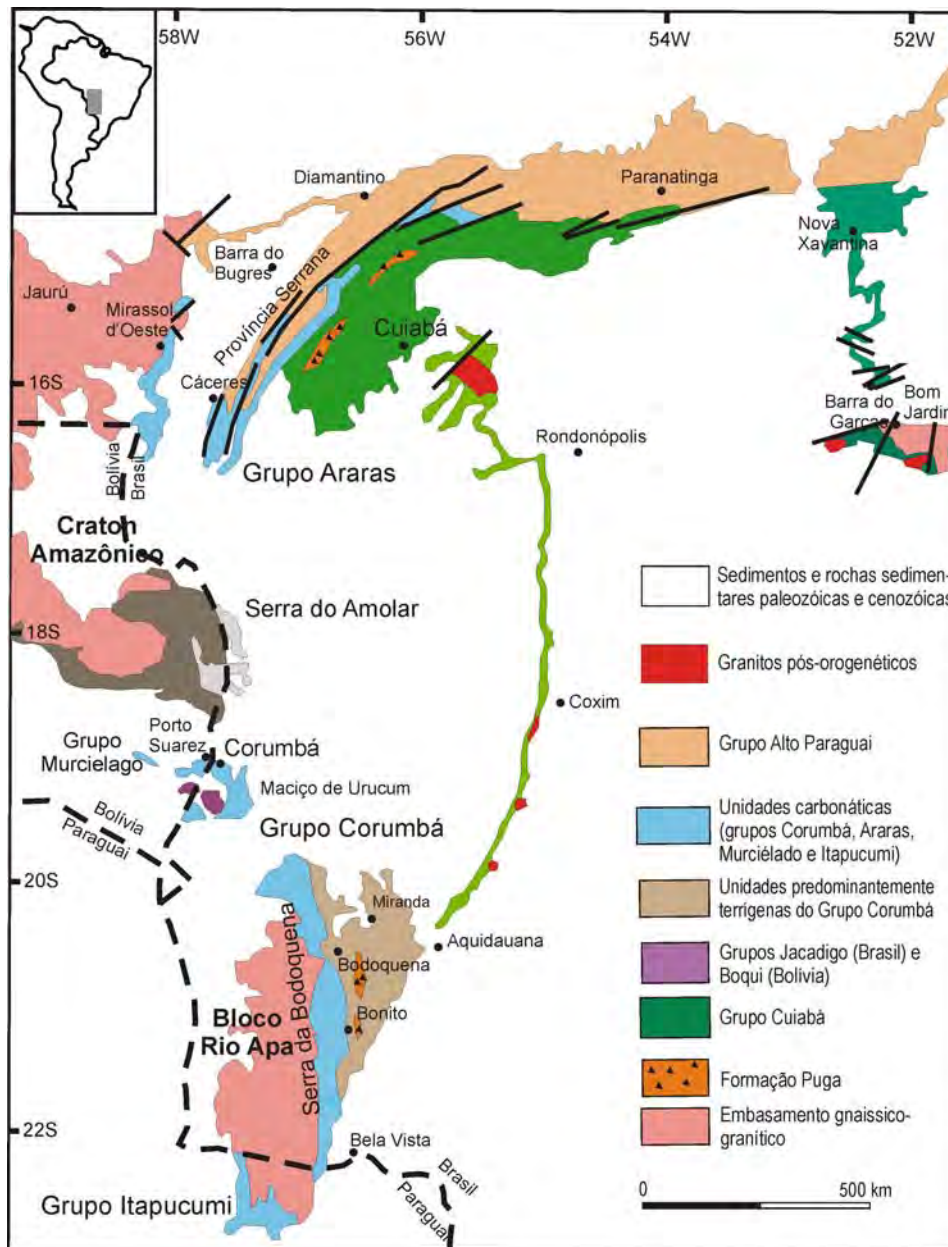


Figura 1 – Estruturação da Faixa Paraguai, subdivida em Faixa Paraguai Meridional, Setentrional e Oriental.

tintas, de idades diferentes. As idades (U-Pb em zircão) de cristalização dos granitos da parte sul e da parte norte são, respectivamente, de 540 Ma e 504 Ma (Manzano *et al.* 2008, Godoy *et al.* 2010). Del'Arco *et al.* (1982) englobaram esses corpos graníticos na unidade mapeada como Intrusivas Ácidas Cambro-ordovicianas, e os dacitos, riódacitos e riólitos associados foram definidos como Vulcânicas de Mimoso. Os corpos graníticos que ocorrem nas porções mais deformadas da faixa apresentam metamorfismo de contato nas fácies albíta e hornblenda hornfels (Manzano *et al.* 2008).

Nogueira *et al.* (1978) descreveram metabasitos na baixada do Rio Miranda, leste da Serra da

Bodoquena, porém a definição das relações de contato com os metassedimentos é prejudicada pela ausência de boas exposições.

As sucessões metassedimentares da Faixa Paraguai como coberturas cratônicas estão pouco deformadas. Já na faixa dobrada, o metamorfismo predominante é regional na fácies xisto verde, zona da biotita, caracterizada por típico *fold-and-thrust belt* com linearidades de dobramento e empurrões de direções N-S com vergência para oeste no sentido das áreas cratônicas, com desenvolvimento de até três fases de dobramento sobrepostas e coaxiais associadas a sistemas de falhas de empurrão (Campanha *et al.* 2011).

## Faixa Paraguai Meridional

Ao Sul, na denominada Faixa Paraguai Meridional (Alvarenga *et al.* 2009), a sucessão estratigráfica é distinta e com metalogenia também diferenciada da sucessão da faixa de dobramento ao Norte. O que poderia ser considerado em comum seria a presença dos diamictitos da Formação Puga, mas ao contrário do que se observa nos diamictitos ao Norte, não foram encontrados seixos estriados e facetados nas exposições da Formação Puga nessa parte da faixa. No Morro do Puga, às margens do Rio Corumbá, existe uma possível capa carbonática (Boggiani & Coimbra 1996, Boggiani *et al.* 2003) porém essa não é tão desenvolvida quanto a que ocorre ao norte (Nogueira *et al.* 2003). Esses diamictitos seriam os sedimentos mais antigos do preenchimento sedimentar da Faixa Paraguai, levando-se em consideração que os metassedimentos do Grupo Cuaiabá seriam distais aos diamictitos, e estariam associados a demais rochas conglomeráticas basais como a Formação Urucum (Grupo Jacadigo) e Formação Cadieus (Grupo Corumbá) (Freitas *et al.* 2011). Esses sedimentos conglomeráticos representariam o início de evolução de bacias tafrogênicas distintas, evoluídas em fase distensiva, provavelmente relacionada à fragmentação do supercontinente Rodínia, algumas com evolução para abertura oceânica, como teria sido o caso do Grupo Corumbá (Boggiani 1998, Gaucher *et al.* 2003), o que teria proporcionado a formação de ressurgências marinhas e origem de rochas fosfáticas (Boggiani *et al.* 1993).

As únicas idades geocronológicas disponíveis para a Formação Puga são as obtidas a partir de datação, pelo método SHRIMP, de zircões detríticos, obtidos em exposições dessa unidade na porção sul da Faixa Paraguai. A idade mais jovem obtida foi de 706 Ma  $\pm$  9 Ma (Babinski *et al.* 2012).

Em exposições tectonizadas dos diamictitos da Formação Puga, a leste da Serra da Bodoquena e ao sul da cidade de Bodoquena, ocorrem formações ferríferas bandadas de dimensões decimétricas, bem como corpos de diamictito com matriz rica em magnetita, ocorrência essa já mencionada por Correa *et al.* (1976, 1979), cujos estudos recentes de Piacentini *et al.* (2007) e Piacentini (2008) demonstram potencialidade econômica.

O Grupo Jacadigo (Dorr II 1945, Almeida 1946) constitui unidade estratigráfica de distribuição res-

trita ao Maciço de Urucum (Corumbá, MS), com extensões na Bolívia, no Maciço de Mutum, onde é denominado Grupo Boqui (Litherland & Bloomfield 1981), e conhecidos pelas suas jazidas de manganês e ferro, em franca atividade de lavra.

A subdivisão estratigráfica do Grupo Jacadigo mais utilizada é a de Dorr II (1945). A base é caracterizada por arcóseos e conglomerados (Formação Urucum), com unidade transicional de arcóseos ferruginosos (Formação Córrego das Pedras), os quais passam para pacotes com domínio de sedimentos químicos e bioquímicos, com camadas de manganês e, para o topo, de formações ferríferas, com até 220 m de espessura, da Formação Banda Alta, também conhecida como Formação Santa Cruz (Almeida 1946).

O Grupo Corumbá vem sendo definido segundo a proposta original de Almeida (1965), modificada com a inclusão da Formação Cadieus. O Grupo contém, na base, conglomerados, arenitos e pelitos (formações Cadieus e Cerradinho) passando a dolomitos, sillexitos e rochas fosfáticas (Formação Bocaina), bem como calcários e pelitos carbonosos com fósseis (Formação Tamengo), cobertos por espessos pelitos da Formação Guaicurus (Boggiani 1998, Gaucher *et al.* 2003) (Fig. 2).

Em Corumbá, foram encontradas camadas centimétricas de tufos vulcânicos, intercalados aos calcários com *Cloudina* da Formação Tamengo. Zircões extraídos desses tufos forneceram uma idade média de cristalização ( $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  – SHRIMP) da ordem de 543  $\pm$  3 Ma (Babinski *et al.* 2008), interpretada como da deposição dos calcários. Essa idade, juntamente com a ocorrência de *Cloudina*, fóssil índice do final do Ediacarano, permitem posicionar o fim da sedimentação do Grupo Corumbá próximo ao limite do Pré-Cambriano com o Cambriano.

## Faixa Paraguai Setentrional

Na porção norte da Faixa Paraguai, a base da sucessão sedimentar é caracterizada por extensas exposições de diamictitos, com seixos facetados e estriados, definidos, inicialmente, como Grupo Jangada (Almeida 1964) e, posteriormente, redefinidos como Formação Puga (Almeida 1984). Segundo Alvarenga & Trompette (1993), essas rochas metassedimentares seriam porções distais (turbiditos) de leques subaquosos da sedimentação glaciomarinha da Formação Puga. Sobre es-



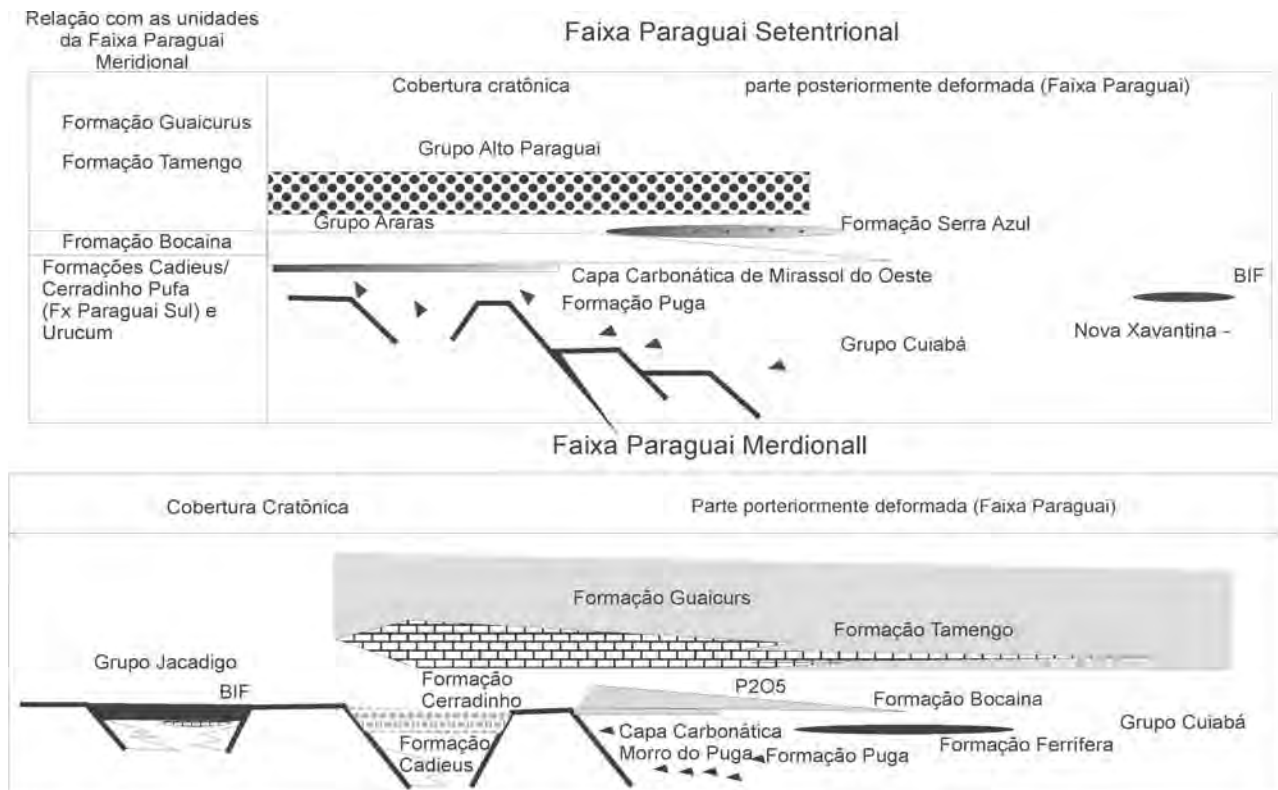


Figura 2 - Relações estratigráficas entre as unidades da porção norte e sul da Faixa Paraguai com representação não considerando os dobramentos e falhamentos inversos que ocorrem a leste (Boggiani 2010).

ses diamictitos, ocorrem capas carbonáticas (Nogueira *et al.* 2003) que apresentam as características marcantes dessa sedimentação carbonática pós-glacial, com registro em diversas sucessões neoproterozóicas em praticamente todos os continentes (Hoffman & Schrag 2002). Sobre os diamictitos, a sucessão da porção setentrional da Faixa Paraguai é caracterizada por centenas de metros de rochas carbonáticas do Grupo Araras, com calcários calcíticos na base e dolomitos com estromatólitos, no topo. Os calcários e dolomitos são recobertos por sedimentos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai, interpretados como sendo uma sucessão molássica (Almeida 1968) e depositados concomitantemente aos dobramentos da Faixa Paraguai. Em posição estratigráfica intermediária aos grupos Araras e Alto Paraguai, foram encontrados corpos isolados de diamictitos glaciais (Formação Serra Azul), relacionados à glaciação ediacarana/gaskeriana (Alvarenga *et al.* 2007).

### Faixa Paraguai Oriental

No extremo leste da Faixa Paraguai, a nordeste de Cuiabá, onde a estruturação da faixa possui orientação Leste-Oeste, aflora sucessão metavul-

cânica-sedimentar, com formações ferríferas associadas, interpretada como pertencente ao Grupo Cuiabá (Pinho 1990a,b), ou mais antigo (Dantas & Martinelli 2003), denominada Grupo Nova Xavantina.

### OURO DA FAIXA PARAGUAI

#### Resenha histórica

O ouro na Faixa Paraguai é conhecido desde o século XVIII, quando foi descoberto por bandeirantes paulistas, na região de Cuiabá-MT. Na mesma época o Coronel Amaro Leite descobriu a mina de ouro dos Martírios na porção leste da Faixa Paraguai, próximo à Nova Xavantina.

Em 16 de janeiro de 1817 foi criada, por Carta Régia, a companhia de Mineração de Cuiabá destinada à lavra de aluviões auríferos da região. Em 1835 Emílie Philomene Brisorguel requereu um manifesto de mina de ouro no Município de Nossa Senhora do Livramento, que representa o mais antigo direito minerário a vigorar em Mato Grosso (Fernandes & Miranda 2006).

A partir de década de 1980, devido à valorização do ouro, a mineração foi intensificada em am-

bas as regiões de Cuiabá e Nova Xavantina. Na região de Cuiabá, incluindo os municípios de Várzea Grande, Nossa Senhora do Livramento e Poconé foram registradas mais de 50 ocorrências e depósitos, já na região de Nova Xavantina a mina dos Martírios passou a ser conhecida como Garimpo do Araés e cerca de 500 garimpeiros trabalharam na extração do ouro (Fig. 3).

A produção de ouro na Província Aurífera da Baixada Cuiabana foi estimada em 70 t, no período entre 1980 e 1999 (IPEM/SICM 2000), e vem se mantendo em torno de 2 t/ano a teores de 0,5-1,0 g/t. Já no Distrito de Nova Xavantina a produção no mesmo período foi de 6 t. Adicionalmente, no ano de 2000, a empresa Mineração Jaguar Ltda. definiu as seguintes categorias de reservas de minério: reserva medida 288.547 t com teor médio de 10,55 g/Au/t, reserva indicada de 90.185 t com teor de 24,72 g/Au/t e reserva inferida de 2.685.123 t com teor médio de 5,44 g/Au/t (Quadros *et al.* 2002). No ano de 2007 a empresa Mineração Caraíba S/A iniciou trabalhos de pesquisa mineral na jazida de ouro da Mina do Araés, na cidade de Nova Xavantina, com uma mina em fase inicial.

### Depósitos e ocorrências da Baixada Cuiabana

Na Baixada Cuiabana os depósitos e ocorrências de ouro são do tipo filoniano e co-genéticos com as estruturas deformacionais impressas nas rochas do Grupo Cuiabá. As rochas hospedeiras predominantes são filito grafitoso e filito sericítico, ocorrendo também ritmito com alternâncias de metassilito e metarenito. A idade das mineralizações ainda é desconhecida. Entretanto, a deposição do ouro está intimamente relacionada às deformações, em regime tectônico compressivo de caráter progressivo, associadas ao metamorfismo regional fácies xistos verdes (quartzo-biotita-clorita), que afetaram as rochas do Grupo Cuiabá.

O ouro está associado a veios de quartzo controlados estruturalmente. Segundo Barboza (2008) esses veios são classificados segundo três tipos utilizando como critério as relações de campo, orientação espacial e geometria. Os dois primeiros tipos, V1 e V2 são coaxiais à estruturação regional (NE-SW) e o último, V3, é ortogonal, isto é, tem direção NW-SE. V1 ocorre paralelo ao acamamento nos flancos e cortam as charneiras de dobras de grande amplitude, podendo atingir até 2

m de espessura—e comprimentos de centenas de metros. A sua mineralogia é representada, basicamente, por quartzo, siderita, clorita, mica branca, albita, pirita, calcopirita e hematita. Os veios V2 têm ângulos de mergulho mais elevados e cortam os primeiros; estão hospedados em fraturas extensionais, exibem espessuras variando de 1 a 150 cm e comprimento de até 4 m. A mineralogia é constituída por quartzo, pirita, siderita e biotita. Os veios do tipo (V3) estão hospedados em fraturas extensionais de direção NW-SE; possuem espessuras entre 3 e 5 cm e comprimentos de até 10 m e exibem os melhores teores de ouro.

### ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

O intemperismo das rochas da região de ocorrência dos depósitos dificulta o estudo da alteração hidrotermal. Alvarenga & Gaspar (1992), após acesso a testemunhos de sondagem dos depósitos Casa de Pedra e Tetron, reportaram três tipos de alterações hidrotermais. A potássica (presença de ortoclásio) predominou no estágio inicial, seguido de carbonatação (série siderita-magnesita), albitização (albita) e silicificação.

### INCLUSÕES FLUIDAS

São registrados três estudos de inclusões fluidas dos veios de quartzo do Grupo Cuiabá. O primeiro, feito por Campos *et al.*(1987), buscou comprovar uma possível relação entre as mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá e a intrusão do Granito São Vicente. Esses autores estudaram depósitos situados a diferentes distâncias do Granito São Vicente buscando identificar zoneamento da temperatura de formação dos veios, o que não foi possível com os dados adquiridos. Os fluidos identificados são ricos em H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> e N<sub>2</sub>. Segundo Campos *et al.*(1987) as inclusões fluidas aquosas apresentaram temperaturas de homogeneização entre 120 e 320 °C e as aquo-carbônicas entre 250 e 380 °C. No segundo estudo, realizado por Alvarenga *et al.*(1990), é mencionada também a presença de inclusões aquosas e aquo-carbônicas, cujas temperaturas de homogeneização variaram entre 120- 260 °C e 250 a 350 °C. Segundo Alvarenga *et al.*(1990), existe uma similaridade entre os fluidos que formaram os diferentes tipos de veios de quartzo devido ao fato dos veios tardios (ricos em ouro) terem influencia-

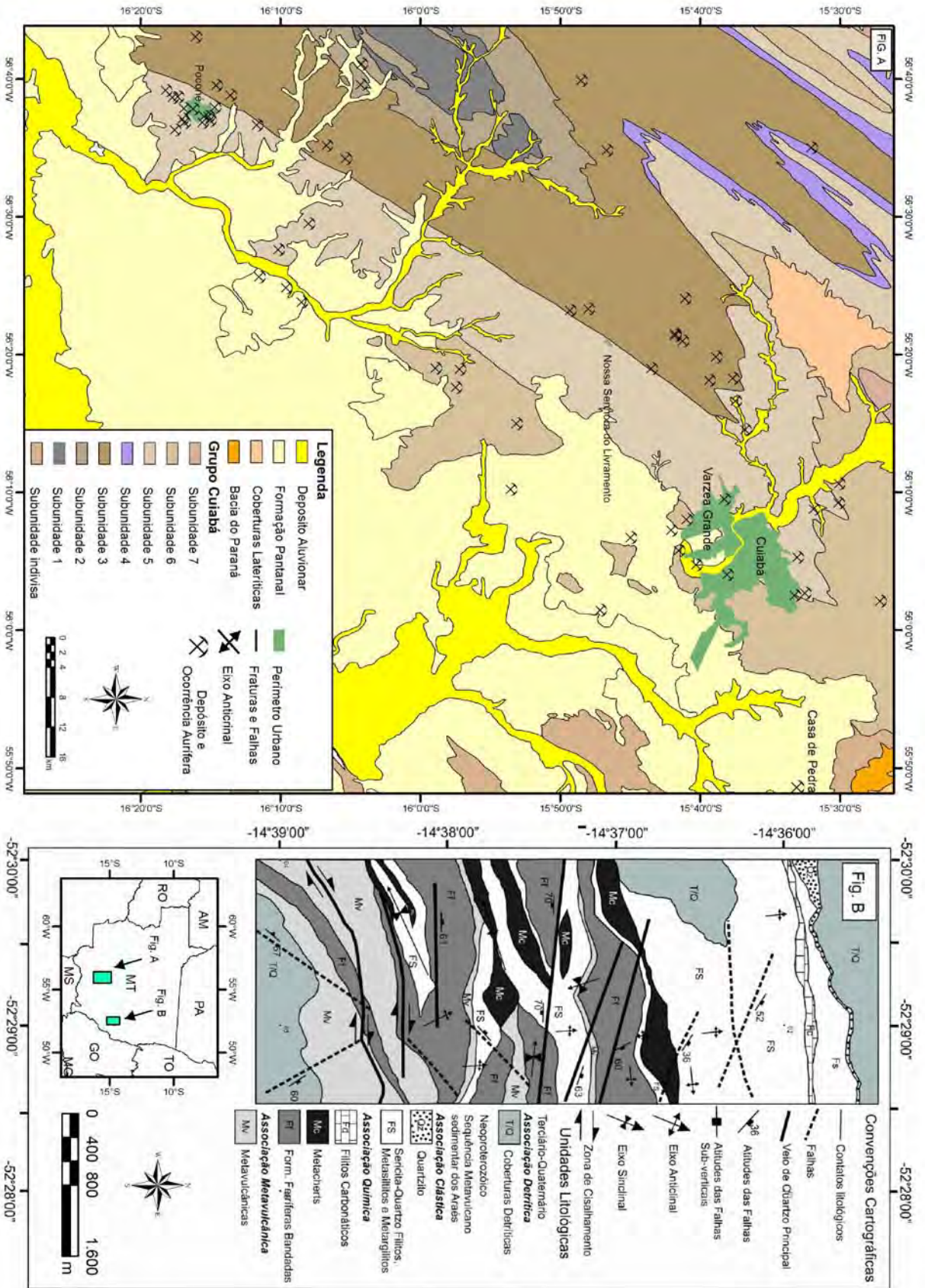


Figura 3 – Geologia da região de Cuiabá-Poconé (à esquerda, modificado de Luz et al. 1980 e Barboza et al. 2010) destacando a localização das ocorrências e depósitos de ouro na região de Cangas e Poconé, bem como, geologia da região de Nova Xavantina (porção leste, à direita).

do na composição dos demais veios. O terceiro estudo (Barboza 2008) incluiu todos os tipos de veios de quartzo de diversos depósitos auríferos da Baixada Cuiabana, bem como veios de quartzo hospedados no Granito São Vicente. Verificou-se que nos veios dos depósitos auríferos as inclusões fluidas têm baixa salinidade (<8 % peso eq. NaCl) enquanto que em veios do granito a salinidade é moderada a alta (12-30 % peso eq. NaCl) podendo ter inclusive cristais cúbicos de NaCl como mineral de saturação, sugerindo serem oriundos de fontes distintas. Em termos composicionais nos veios dos depósitos auríferos as inclusões são predominantemente aquosas a aquo-carbônicas como identificado no depósito Casa de Pedra. As temperaturas de homogeneização medidas apresentaram valores crescentes nas inclusões secundárias, pseudo-secundárias e nas inclusões em todos os tipos de veios de quartzo sugerindo que os mesmos se formaram de forma sequenciada e por fluidos similares, embora os veios com mais altos teores de ouro tenham salinidades relativamente mais elevada.

#### ASPECTOS GENÉTICOS

O ouro ocorre livre e incluso na pirita. A forma eudral da pirita, que contém ouro, indica que a mineralização ocorreu num estágio tardio. A gênese dos depósitos estudados pode ser atribuída à percolação de fluidos metamórficos aquosos de caráter tardios, que circularam em condições compatíveis com a fácies xisto verde, como constatado nos dados microtermométricos das inclusões fluidas. A tectônica compressiva propiciou um aumento da permeabilidade das rochas, por onde circularam estes fluidos, promovendo a desestabilização das mesmas e precipitação do ouro devido à interação dos fluidos com as rochas encaixantes (filitos carbonosos alternados com níveis ricos em magnetita, filitos sericíticos e arenitos), bem como diminuição da pressão adiabática reinante nos planos de fraturas. Os valores de salinidade e temperatura de homogeneização das inclusões dos veios dos depósitos auríferos da Baixada Cuiabana são equivalentes àqueles encontrados nos depósitos de ouro do tipo mesothermal (Lattanzi 1994, Groves & Foster 1991, Largeet *al.* 1988, Mikucki 1998) ou turbiditos, similarmente aos exemplos reportados por Phillips & Powell (1993) e Alm *et al.* (2003).

#### Depósitos e ocorrências da região de Nova Xavantina

Similar aos depósitos que ocorrem na Baixada Cuiabana, o depósito do Araés, situado na região de Nova Xavantina, é do tipo filoniano. Porém, enquanto na Baixada Cuiabana os veios auríferos não ultrapassam 30 cm de espessura (Barboza 2008), sendo mais comuns espessuras de 5 cm, em Nova Xavantina os veios são mais possantes, com até 5 metros de espessura, e aproximadamente concordantes com a estruturação regional WNW.

Segundo Pinho (1990a, b), as rochas encaixantes do minério do depósito do Araés são representadas por metavulcânicas de composição toleítica variando a andesítica e, subordinadamente, rochas sedimentares de ambientes marinhos; filitos grafitosos e carbonáticos e formações ferríferas bandadas. O mesmo autor considera, que este pacote rochoso pode representar a porção basal do Grupo Cuiabá quando comparado às rochas que ocorrem nas proximidades da capital mato-grossense, e denomina o conjunto de Sequência Vulcano Sedimentar Nova Xavantina. Os processos de alteração hidrotermal presentes nas rochas do depósito do Araés são: carbonatação, sericitização e cloritização. Posteriormente, Martinelli & Batista (2006) caracterizaram na área unidades metavulcânicas e metavulcanoclásticas de composição básica e intermediária, representadas por metabasaltos, xistos básicos, metatufo básico, metandesito e lapilli-tufo, além de rochas sedimentares de origem química. Ainda, segundo os mesmos autores, o conjunto litológico que constitui as encaixantes do minério do Araés difere daquele do Grupo Cuiabá e, por essa razão, foi individualizado e renomeado como Sequência Metavulcano sedimentar Nova Xavantina.

Martinelli & Batista (2006) descreveram que o depósito do Araés é controlado estruturalmente por uma tectônica rúptil-dúctil, marcada pela presença de foliação e lineação mineral, e outra francamente rúptil marcada pela presença de falhas e fraturas. A instalação da Zona de Cisalhamento dos Araés foi responsável pelo desenvolvimento de um modelo de transtensão associado com transpressão por falhamentos direcionais, que ao atuarem sobre rochas com competências diferentes, permitiram a abertura de fraturas por onde percolaram fluidos hidrotermais enriquecidos em

ouro, responsáveis pela formação do depósito do Araés

Estudo de inclusões fluidas e microespectroscopia de Raman, efetuado em quartzo e esfalerita dos veios auríferos, revelou a presença de fluidos aquosos e aquo-carbônicos, contendo  $N_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2S$  e  $NH_4$ , de baixa salinidade ( $<4\%$  peso eq. NaCl). As temperaturas de homogeneização nos veios mineralizados variam entre 274 e 287 °C e nos veios não mineralizados entre 215 e 258 °C (Martinelli & Batista 2006).

Dados de isótopos de S ( $\delta^{34}S > 0\%$ ) interpretados por Martinelli & Batista (2006) sugerem que a origem do depósito do Araés está ligada a processos vulcânicos de origem mantélica e diferem dos valores de  $\delta^{34}S$  observados em depósitos do tipo-lode.

## **FORMAÇÕES FERRÍFERAS E MANGANESÍFERAS**

### **Maciço de Urucum**

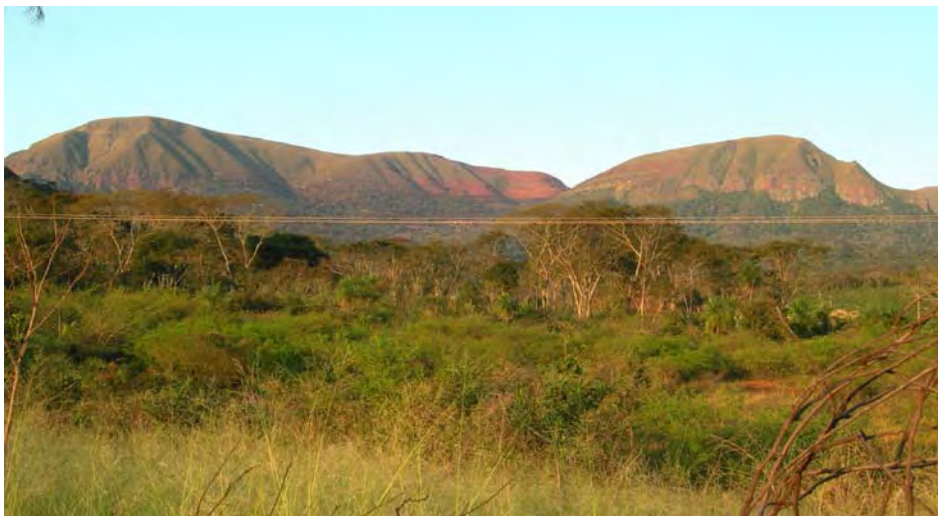
As jazidas de Fe e Mn do Maciço de Urucum (Grupo Jacadigo) ocorrem na região de Corumbá, nas porções superiores de morrarias tabulares elevadas, a cerca de 1000 m de altitude, em contraste com a planície pantaneira (Fig. 4). Ao lado das formações ferríferas neoproterozóicas pertencentes ao Grupo Rapitan (Canadá) e do Super Grupo Damara, essas mineralizações são consideradas como sendo atípicas, já que as grandes concentrações ferríferas ocorrem no intervalo 2,5 e 1,8 Ga (Klein 2005).

A importância econômica inicial do Maciço de Urucum deveu-se unicamente às jazidas de manganês. Somente ao final do século passado as formações ferríferas passaram a receber mais atenção, principalmente com intensificação dos estudos na década de 1980, culminando com a síntese dos trabalhos publicados e discussão dos modelos genéticos por Walde & Hagemann (2007).

Estima-se recursos da ordem de 3,1 Bt de Fe e 11 Mt de Mn (DNPM 2010), porém os recursos de ferro incluem o protominério (jaspelito) com as intercalações de sílica, com teor de Fe de 50 %, sendo que atualmente são lavrados apenas as porções eluvionares, lixiviadas, com 67 % de Fe (Walde & Hagemann 2007) e, secundariamente, os depósitos coluvionares, volumetricamente menores e de qualidade inferior aos eluvionares. O minério de ferro de Urucum, predominantemente hematítico (Fig. 5), é econômico em função: 1- da possibilidade de transporte fluvial, via Rio Paraguai e 2- da natureza do minério que possibilita redução direta no processo siderúrgico, devido à composição essencialmente hematítica e, por isso, de grande aceitação comercial.

### **FORMAÇÕES MANGANESÍFERAS**

As jazidas de manganês ocorrem na forma de camadas e lentes na base da sucessão essencialmente ferrífera (Formação Banda Alta ou Formação Santa Cruz, conforme proposta estratigráfica aceita) ao longo da Morraria de Santa Cruz, onde vem sendo lavradas subterraneamente na Mina



*Figura 4 - Vista de parte do Maciço de Urucum (Morraria de Santa Cruz), com a porção superior do Grupo Jacadigo (Formação Banda Alta), com as formações ferríferas em processo de lavra.*



Figura 5 - Detalhe do minério de ferro lixiviado, com concentração supergênica da hematita, em frente de lavra da Mina de Urucum.

de Urucum. Na Mina Corumbaense, anteriormente lavrada em mina a céu aberto e mina subterrânea, a lavra de manganês está temporariamente parada. Segundo Urban *et al.* (1992), a camada basal de manganês, constituída de criptomelana com intercalações de braunita (5 a 50 cm), tem área com cerca de 103 km<sup>2</sup>, de 1 a 7 m de espessura e reserva de 442 Mt, com teores médios de 27% de Mn e 13% de Fe.

As camadas superiores de manganês são relativamente menos espessas, as dimensões são menores, sendo caracterizadas pela presença de braunita, pirolusita, hematita e sílica. Contudo, os teores médios de Mn (39,5%) Fe (6,5%) e Si (10,6%), são relativamente mais elevados.

A presença de matacões e calhaus de granito, isolados, no topo da camada inferior de manganês e nos pacotes de formações ferríferas, onde são freqüentes intercalações até métricas de arcóseo e conglomerado de matriz arcoseana, levou à interpretação de sedimentação associada a eventos glaciais; com procedência de Fe e Mn relacionada ao intemperismo das rochas do embasamento e posterior concentração em águas anóxicas, com precipitação posterior de minerais manganésíferos e de hematita (Leeuween & Graf 1987, Urban *et al.* 1992, Graf *et al.* 1994).

A hipótese de origem glacial seria coerente com o modelo Snowball Earth (KirschVink 1992) e explicaria a ocorrência das formações ferríferas neoproterozóicas, cuja ocorrência anômala, fora do intervalo de 2,5 – 1,8 Ga, estaria associada a intensas glaciações globais. Esta interpretação é questionada por Young (2002) e Eyles & Ja-

nuszczak (2004), os quais associam essas formações ferríferas e diamictitos à intensificação de riftamentos, mesmo que concomitantes a eventos glaciais, onde a fonte do Fe seria hidrotermal e não necessariamente vinculada a eventos anóxicos globais, o que vai de encontro ao modelo de origem hidrotermal de Trompette *et al.* (1998) e Dardenne (1998); para fundamentar este modelo esses autores se basearam, na presença de minerais de manganês de cristalização sob temperaturas elevadas (braunita, e veios de tirodita, anfibólio manganésífero, enambulita, silicato semelhante à rodonita), em dados de isótopos de oxigênio que indicam cristalização entre 250 e 280 °C (Hoefs *et al.* 1987) e presença de veios de turmalina-quartzo e de magnetita hidrotermal em zonas de falhas.

A observação de anomalias negativas de Eu, levou à interpretação de origem marinha enriquecidas em Fe e Mn, a partir de fontes hidrotermais distais de águas profundas (Klein & Ladeira 2004).

Para explicar a presença de teores relativamente altos do minério de ferro (>65% Fe) e de manganês (>45% Mn), hipótese de enriquecimento por hidrotermalismo hipogênico, concomitante ou posterior à sedimentação, foi aventada por (Walde & Hagemann 2007).

Ao Sul e a Leste da cidade de Bodoquena, ocorrem depósitos de formações ferríferas em diamictito, com matriz rica em magnetita e camada métrica de formação ferrífera bandada (BIF) da Formação Puga (Piacentini *et al.* 2007) onde foi avaliada, a partir de métodos convencionais e processamento de dados aeromagnéticos, um potencial de 1Bt de minério de ferro com teores entre 15% e 71,9% e médio de 30% de Fe. O minério ocorre como óxidos de ferro de granulação fina, disseminados em matriz argilosa. Sua origem é interpretada como de ambiente distal sob a influência de fluidos hidrotermais ricos em Fe (Piacentini 2008).

## ÁREAS POTENCIAIS PARA EXPLORAÇÃO MINERAL E PERSPECTIVAS FUTURAS

Trabalhos de pesquisa mineral para ouro na Faixa Paraguai devem focar áreas que já foram lavradas por atividade garimpeira (ex: Depósito Casa de Pedra), mas que precisam ser reavaliadas diante do surgimento de novas técnicas e disponibilidade de novos dados, bem como em áreas com pouco ou nenhum trabalho de pesquisa mi-

neral (ex: núcleo da Anticlinal de Bento Gomes). A Baixada Cuiabana e a região leste que compreende o distrito mineiro de Nova Xavantina são as áreas com maior potencial para investimento em pesquisa mineral para ouro na Faixa Paraguai.

Na Baixada Cuiabana as rochas de níveis crustais mais profundos são encontradas no núcleo da Anticlinal de Bento Gomes (ABG) situada a Sudeste de Cuiabá. Predominam filitos com variações carbonosas que apresentam zonas sulfetadas de origem hidrotermal como no local denominado Sete Porcos. O controle litológico e estrutural do ouro na região de Cangas-Poconé é evidenciado pelas alternâncias de corpos de filitos carbonosos hospedeiros de veios de quartzo de direção NW-SE, que apresentam os maiores teores de ouro. No caso de Sete Porcos a sulfetação é pervasiva e não restrita aos veios, o que sugere que o local, ou a porção central da ABG, tem alto potencial aurífero a revelar, através de investimento maciço em pesquisa mineral, um modelo diferenciado de ocorrência de ouro no contexto da Faixa Paraguai ou mesmo algo similar a Nova Xavantina.

O Depósito Casa de Pedra, localizado no flanco inverso da ABG, foi alvo de extração de ouro durante as décadas de 1980 e 1990. As reservas de ouro desta área, em particular, exigem reavaliação, bem como o seu potencial para elementos terras raras, em especial La, Ce e Nd, tendo em vista a grande quantidade de monazita associada à alteração hidrotermal presente nos veios de quartzo auríferos, e à crescente demanda por esses elementos pelo setor industrial.

A região de Nova Xavantina, por sua vez, possui em atividade uma mina de ouro da empresa Caraíba. As reservas cubadas atingem doze toneladas de Au que serão extraídas em nove anos de vida útil da mina podendo ainda se expandir. A expansão irá acontecer tendo em vista que mapeamentos geológicos realizados pela empresa em conjunto com a Universidade Federal de Mato Grosso têm demonstrado que as rochas metavulcano-sedimentares, encaixantes dos veios mineralizados, possuem ocorrências bem mais abrangentes.

Recentemente a Faixa Paraguai Setentrional passou também a mostrar potencial para fosfato e ferro, relacionado à Formação Serra do Caeté que se constitui de três fácies: i) conglomerado suportado por matriz, polimítica, petrotrama caótica, cinza a esverdeado, e vermelho quando alterado; ii) arenito com clastos pingados, bege a

amarelo, fino a médio, maciço, micáceo, com clastos pingados de quartzo leitoso, granito, gnaisse (de até 20 cm); e iii) ritmito de arenito e argilito, ferrífero e fosfatado, com clastos pingados, e raras lentes (<30 cm) de diamictito ferruginoso, e arenito médio a grosso (<15 cm) com gradação normal (i.e., turbiditos) ferrificado (Silva *et al.* 2009). Esta unidade aflora principalmente na Serra do Caeté e no morro das fazendas Baía Grande e Baía da Capivara, nos municípios de Mirassol D' Oeste, Gloria D' Oeste, Cáceres e Porto Esperidião, Estado de Mato Grosso. Rosa (2008) considera esta unidade como parte da Faixa Paraguai.

**Agradecimentos** Os autores agradecem à FAPESP - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, ao CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico e à FAPEMAT - Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de Mato Grosso pelos auxílios financeiros e bolsas de pesquisa, bem como às empresas de mineração pela disponibilidade de acesso e apoio nos trabalhos de campo, entre elas Vale, Mineração Corumbense e Mineração Horii.

## REFERÊNCIAS

- Alm E., Broman C., Billström K., Sundblat K., Torssander P. 2003. Fluid Characteristics and Genesis of Early Neoproterozoic Orogenic Gold-Quartz Veins in the Harnäs Area, southwestern Sweden. *Econ. Geol.*, **98**:1311-13 28.
- Almeida F.F.M. 1946. Origem dos minérios de Ferro e Manganês de Urucum. DNPM, *Bol. Div. Geologia e Mineralogia*, **119**: 1-58.
- Almeida F.F.M. 1964. Glaciação Eocambriana em Mato Grosso. *Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia*, -DNPM **117**:1-11.
- Almeida F.F.M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. DNPM, *Bol. Divisão de Geologia e Mineralogia* **219**:1-96.
- Almeida F.F.M. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico superior. *Anais Acad. Bras. Ciências*, (Suplemento Simpósio de Manto Superior). **40**: 285- 296.
- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: .F.F.M. de Almeida & Y. Hasui (Coords.) *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher, p. 265- 281.
- Almeida F.F.M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste 2, Goiânia. *Atas*, p. 3-14.
- Alvarenga C.J.S. & Gaspar J.C. 1992. Veios albiticos e potássicos no Grupo Cuiabá, MT: Petrologia e possível relacionamento com as mineralizações auríferas. In: SBG, Cong. Bras. de Geol., 37, São Paulo. *Resumos Expandidos* 2:52-53
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1993. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A Estruturação da Região de Cuiabá. *RBG*, **18**:323-3 27.

- Alvarenga C.J.S., Dubessy J., Cathelineau M. 1990. Chronology and orientation of N 2-CH<sub>4</sub>, CO 2-H 2O and H 2O-rich fluid-inclusion trails in intrametamorphic quartz veins from the Cuiabá gold district, Brazil. *Mineral. Mag.*, **54**: 245- 255.
- Alvarenga C.J.S., Figueiredo M.F., Babinski M., Pinho F. E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Edicacaran, Paraguay belt): Evidences of the Gaskier event in Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **23**:236-241.
- Alvarenga C.J.S., Boggiani P.C., Babinski M., Dardenne M.A., Figueiredo M.F., Santos R.V., Dantas E.L. 2009. The Amazonian Palaeocontinent. In: C. Gaucher, A.N. Sial, G.P. Halverson, H.E. Frimmel (Eds.) *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Elsevier Developments in Precambrian Geology, 16:15-28.
- Babinski M., Boggiani P.C., Fanning C.M., Fairchild T.R., Simon C.M., Sial A.N. 2008. U-PB SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, Southern Paraguay Belt, Brazil. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 6, San Carlos de Bariloche, *Abstracts*, p.714 160.
- Babinski M., Boggiani P.C., Trindade R.I.F., Fanning C.M. 2012. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Gondw. Res.*, (no prelo).
- Barboza E.S. & Santos JR. W.A. 2003. Mapeamento litotectural e geoquímico da Sinclinal da Guia, Município de Cuiabá – MT. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 8º, Cuiabá, Bol. Resumos, p. 136-138.
- Barboza E.S. 2008. *Gênese e controle estrutural das mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá, na Província Cuiabá-Poconé, centro sul do Estado de Mato Grosso, Brasil*. Tese de Doutorado, Faculdade de Geologia, UERJ 153 p.
- Boggiani P.C. 1998. *Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozoico) – Mato Grosso do Sul*. Tese de Doutorado, IG/USP, 181p.
- Boggiani P.C. 2010. *Sedimentação autigênica neoproterozóica e mineralizações associadas– um registro não uniformitarista*. Tese de Livre Docência, IG/USP 137 p.
- Boggiani P.C. & Coimbra A.M. 1996. The Corumbá Group (Central South America) In The Context of Late Neoproterozoic Global Changes. *Anais Acad. Brás. Ciências*, **68**(4):595-596.
- Boggiani P.C. & Alvarenga C.J.S. 2004. Faixa Paraguai In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B:B. Brito-Neves (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano*. Beca, SP, pp. 113-118.
- Boggiani P.C., Fairchild T.R., Coimbra A.M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região Central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul (Faixa Paraguai). *RBG*, **23**(3):301-305.
- Boggiani P.C., Ferreira V.P., Sial A.N., Babinski M., Trindade R.I.F., Aceñolaza G., Toselli A.J., Parada M.A. 2003. The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger-Galciation. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 4, Salvador, *Short Papers*, p. 324- 327.
- Campanha G.A. Boggiani P. C., Sallun Filho W., Sá F.R. de, Zuquim M.P.S., Piacentini T. 2011. A Faixa de Dobramento Paraguai na Serra da Bodoquena e Depressão do Rio Miranda, Mato Grosso do Sul. *Geologia USP. Série Científica* 11:79-96 2011
- Campos E.G., Xavier R.P., Oliveira S.M.B. 1987. Caracterização dos fluidos (espaço) mineralizantes relacionados aos veios de quartzo auríferos do Grupo Cuiabá. In: SBGq, Congr. Bras. Geol. 1, Porto Alegre, *Anais*, pp. 417-435.
- Corrêa J.A., Correia Filho F.C.L., Scislewski G., Neto C., Cavallon L.A.; Cerqueira N.L.S., Nogueira V.L. 1976. Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena. DNPM/CPRM, Goiânia, Relatório Final (inédito)
- Corrêa J.A., Correia Filho F.C.L., Scislewski G., Neto C., Cavallon L.A.; Cerqueira N.L.S., Nogueira V.L. 1979. Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena. DNPM/CPRM. Série Geologia Básica, n. 3, 111p.
- Dantas E.L. & Martinelli C.D. 2003. Nd Isotopes from the Araés metavolcano sedimentary sequence in the Paraguay Belt, Nova Xavantina, Mato Grosso, Central Brazil. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 4, Salvador, Brasil, *Short Papers*, pp. 168-169
- Dardenne M.A. 1998. Modelo Hidrotermal Sedimentar Exalativo para os Depósitos Fe-Mn da Região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 152.
- Del'Arco J.O, Silva R.H., Tarapanoff I., Freire F.A., Pereira L.G.M., Souza S.L., Luz D.S., Palmeira R.C.B., Tassinari C.C.G. 1982. Geologia. Folha SE. 21 – Corumbá e parte da Folha SE. 20. Projeto Radam-Brasil, Rio de Janeiro, v. 27, p. 25–160 1982.
- DNPM. 2010. *Anuário Mineral Brasileiro*. Ministério de Minas e Energia, Brasília, DF, 871 p.
- Dorr II J.V.N. 1945. Manganese and iron deposits of Morro de Urucum, Mato Grosso, Brazil. *USGS Bull*, **946-A**:1-47.
- Eyles N. & Januszczak N. 2004. Zipper-rift: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Sci. Rev.*, **65**:1-73.
- Fernandes J.C. & Miranda J.G. 2006. Províncias e Distritos Auríferos de Mato Grosso: Produção Garimpeira e Industrial. In: Fernandes & Viana (Eds.), *Coletânea Geológica de Mato Grosso* 2: 07-33.
- Freitas B.T., Warren L.V., Boggiani P.C., Almeida R.P., Piacentini T. 2011. Tectono-sedimentary evolution of the Neoproterozoic BIF-bearing Jacadigo Group, SW-Brazil. *Sedim. Geol.* **238**: 48–70.
- Gaucher C., Boggiani P.C., Sprechmann P., Sial A.N., Fairchild T.R. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Prec. Res.*, **120**:241-278.
- Godoy A.M., Pinho F.E.C., Manano J.C., Araújo L.M.B., Silva J.A., Figueiredo M. 2010. Estudos isotópicos das rochas granitoides neoproterozóicas da Faixa de Dobramentos Paraguai. *RBG*, **40**:380-391.
- Graf Jr. J.L., O'Connor E.A., Leewen P. van. 1994. Rare earth element evidence of origin and depositional environment of Late Proterozoic ironstone beds and manganese-oxide deposits, SW Brazil and SE Bolivia. *J. South Am. Earth Sci.*, **7**: 101-233
- Groves D.I. & Foster R.P. 1991. Archaean lode gold deposits. In: K.P. Foster (Ed.) *Gold Metallogeny and Exploration*. Londres, p. 63-103
- Hoefs J., Mueller G., Schuster K.A., Walde D. 1987. The Fe-Mn ore deposits of Urucum, Brazil: an oxygen isotope study. *Chem. Geol.*, **65**:311-319.
- Hoffman P.F. & Schrag D. P. 200 2. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**:129-155.
- IPEM/SICM. 2000. O setor mineral de Mato Grosso: diagnóstico e diretrizes para ações de Estado. 104 p.
- Kirschvink J.L. 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. In: J.W. Schopf & C. Klein C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere – AMultidisciplinary Study*. Cambridge, 51-5 2.



- Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formation (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *Am. Mineral.*, **90**:1473-1499.
- Klein C., & Ladeira E.A. 2004. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil: *Econ. Geol.*, **99**:1233-1244.
- Large R., Huston D., McGoldrick P., McArthur G., Ruxton P. 1988. Gold Distribution and Genesis in Palaeozoic Volcanogenic Massive Sulphide Systems, Eastern Australia - *Bicentennial Gold 88*, Extended Abstract Oral Programme, n.º 2 2 1 21-1 26.
- Lattanzi P. 1994. Fluids in Ore Deposits, Evidence from and applications of fluid inclusions. In: D.V. Benedetto & M.L. Frezzotti (eds.). *Fluid Inclusions in minerals: methods and applications*. Short Course IMA Inclusions in Minerals, p. 297-301.
- Leeuwen P.V. & GRAF J.L. 1987. The Urucum Mutun iron and manganese deposits, Mato Grosso do Sul, Brasil and Sta. Cruz, Bolivia. Part II. Stratigraphy and origin. *Geologie en Mijnbouw*, **65**:327-343.
- Litherland M. & Bloomfield K. 1981. The Proterozoic history of Eastern Bolivia. *Prec. Res.*, **15**:157-179.
- Luz J.S., Oliveira A.M., Souza J.O., Mott J.F.M., Tanno L.C., Carmo L.S., Souza N.B. 1980. *Projeto Coxipó*, Goiânia, DNPM/CPRM, Rel. Final, Fase 1 1:136 p.
- Manzano J.C., Godoy A.M., Aaraújo L.M.B. de 2008. Contexto tectônico os granitóides neoproterozóicos da Faixa de Dobramentos Paraguai, MS e MT. *Geociências*, **27**:493-507.
- Martinelli C.D. & Batista J.J. 2006. Depósito de ouro do Araés – Distrito Aurífero de Nova Xavantina, extremo leste de Mato Grosso. In: C.J. Fernandes & R. Ribeiro (Eds) *Coletânea geológica de Mato Grosso. Províncias e Distritos Auríferos de Mato Grosso*, 2:55-71.
- Mikuck E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode gold systems: A review. *Ore Geol. Rev.* **13**:307-321.
- Nogueira V. L., Oliveira C.C., Figueiredo J.A., Corrêa Filho F.C.L., Scislewski N. G., Souza M.R., Moraes Filho J.C.R., Leite E.A., Souza N.B., Souza J.O., Cerequeira N.L.S., Vanderlei A.A., Takashi A.T., Abreu Filho W., Rosito J., Olivatti O., Hausen J.E.P., Gonçalves G.N.D.; Ramalho R., Pereira L.C.B. 1978. Projeto Bonito-Aquidauana. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 14 v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2744).
- Phillips G.N. & Powek R. 1993. A link between gold provinces. *Econ. Geol.*, **88**:1084-1098.
- Piacentini T. 2008. *A formação ferrífera da Formação Puga: avaliação regional dos recursos da Serra da Bodoquena, MS*. Dissertação de Mestrado, IG/USP, 65p.
- Piacentini T., Boggiani P.C., Yamamoto J.K., Freitas B.T., Campanha G.A.C. 2007. Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Marinoano) na Serra da Bodoquena, MS. *RBG*, **37**:530- 541.
- Pinho F.E. 1990a. Geoquímica do depósito de ouro de Nova Xavantina – leste do Estado de Mato Grosso. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 36, Natal, *Anais*, v. 3, p. 1316-1330.
- Pinho F.E.C. 1990b. *Estudos das Rochas Encaixantes e Veios Mineralizados a Ouro do Grupo Cuiabá, na região denominada "Garimpo do Araés", Nova Xavantina, Estado de Mato Grosso*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS 114 p.
- Quadros A.P., Paes de Barros A.J., Pinho F.E.C., Leite J.A.D. 2002. Diagnóstico do Setor Mineral do Estado de Mato Grosso, Mineração – Fator de Interiorização e Desenvolvimento. 69 p.
- Rosa A.S. 2008. *Depósitos de Fosfato Sedimentar, uma análise estratigráfica da Formação Bocaina, Fazenda Ressaca-MS versus Grupo Araras, Fazenda Serra Azul-MT*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, UFMT, 62p.
- Silva G.D., Paz J.D.S., Saes G.S. 2009. Fácies Ferríferas e Fosfatadas da Formação Bauxi Neoproterozóico, Município de Porto Esperidião e Mirassol d'Oeste – SW Mato Grosso. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste 11, Cuiabá, Resumos (CD-ROM).
- Trompette R., Alvarenga C.J.S., Walde D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *J. South Am. Earth Sci.* **11**:587-597.
- Urban H., Strbrny B., Lippolt H. 1992. Iron and manganese deposits of the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Econ. Geol.*, **87**:1375-1392.
- Walde D.G.W. & Hagemann S.G. 2007. The Neoproterozoic Urucum/Mutún Fe and Mn deposits in W Brazil/SE-Bolivia: assessment of ore deposit models. *Z. DtGes. Geowiss* **158**(1):45-55.
- Young G.M. 2002. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate. *J. Afric. Earth Sci.*, **35**:451-466.

# METALOGÊNESE DA FAIXA RIBEIRA

RONALDO MELLO PEREIRA, MONICA HEILBRON & CLÁUDIO VALERIANO

Departamento de Geologia Aplicada, Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.  
Rua São Francisco Xavier 524, 4 andar, Maracanã, Rio de Janeiro, RJ.  
E-Mails: rmellouerj@hotmail.com, heilbron@uerj.br, cmval@uerj.br

## INTRODUÇÃO

Esse trabalho tem como principal objetivo o de delinear e caracterizar os principais domínios minerais presentes na Faixa Ribeira (FR). Para tal, foi efetuada uma análise metalogênica utilizando-se das informações existentes sobre a região divulgadas na literatura geológica brasileira. Com isso, procurou-se apontar as relações entre as mineralizações conhecidas e os diferentes compartimentos crustais que compõem a referida faixa, além de tentar agrupá-los de acordo com a tipologia de jazimento e afinidades dos diversos depósitos envolvidos verificando, ainda, as suas distribuições espaciais e suas temporalidades.

Dentre os principais recursos minerais, minerais ou não, consignados no âmbito da faixa encontram-se o: ouro, zinco / chumbo, cobre, flúor, manganês, níquel, alumínio, estanho ( $\pm$  Nb/Ta) e tungstênio. De modo geral, as principais tipologias encontradas no domínio da FR correspondem a:

- depósitos de ouro filoneanos, em veios de quartzo piritosos ou polimetálicos, associados, ou não, a zonas de cisalhamento;
- depósito de ouro associado à seqüência vulcano-sedimentar paleoproterozóica;
- depósitos de metais base (Pb / Zn) do tipo *strata-bound* associados a rochas carbonáticas, de idades meso e neoproterozóicas;
- depósitos de metais base (Pb / Zn) do tipo filoneano mesoproterozóicos e neoproterozóico;
- depósito de metais base (Cu) escarnítico;
- depósitos de fluorita *strata-bound* associados às rochas carbonáticas proterozóicas;
- depósitos de fluorita filoneanos proterozóico e mesozóico;
- depósitos lateríticos de Al, Mn, Ni;
- depósitos e ocorrências de metais raros e estanho associado a granitogênese brasileira;

- ocorrências singenéticas estratiformes / *strata-bound* scheelitíferas

## CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

### A Faixa Ribeira resultante da Amalgamação do Gondwana

A Faixa Ribeira integra a Província ou Sistema Orogênico Mantiqueira, tal como definida por Almeida *et al.* (1977, 1981). O Sistema Orogênico Mantiqueira se estende do sul da Bahia ao Uruguai, totalizando uma área de cerca de 700.000 km<sup>2</sup>, compreendendo os orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e a zona de interferência entre os orógenos Ribeira e Brasília (Fig. 1). Desta zona de interferência para sul, até a borda norte do maciço cratônico de Luis Alves, estende-se um conjunto de unidades cujas relações geotectônicas com os dois orógenos ainda não claras. São elas: Terreno Apiaí e *Terreno Curitiba* (Basei *et al.* 2000). A construção destes sistemas orogênicos está relacionada a amalgamação diacrônica de blocos entre Ca. 900 Ma e 510 Ma, que resultaram na construção de parte do Gondwana Ocidental (Brito Neves *et al.* 2005; Heilbron *et al.* 2004, 2008).

### Faixa Brasília Sul e a Zona de Interferência

A extremidade sul da Faixa Brasília compreende um complexo sistema de *nappes* transladado para oeste (Fig. 2), em direção ao Cráton do São Francisco (Trouw *et al.* 2000, Campos Neto *et al.* 2000, 200-, Campos Neto & Caby 2000, Janasi 2002, Valeriano *et al.* 2004, 2009) ao redor de 630-620 Ma. Esse sistema compreende *nappes* basais constituídas por rochas metamórficas derivadas de ambientes de margem passiva, bem como de seu

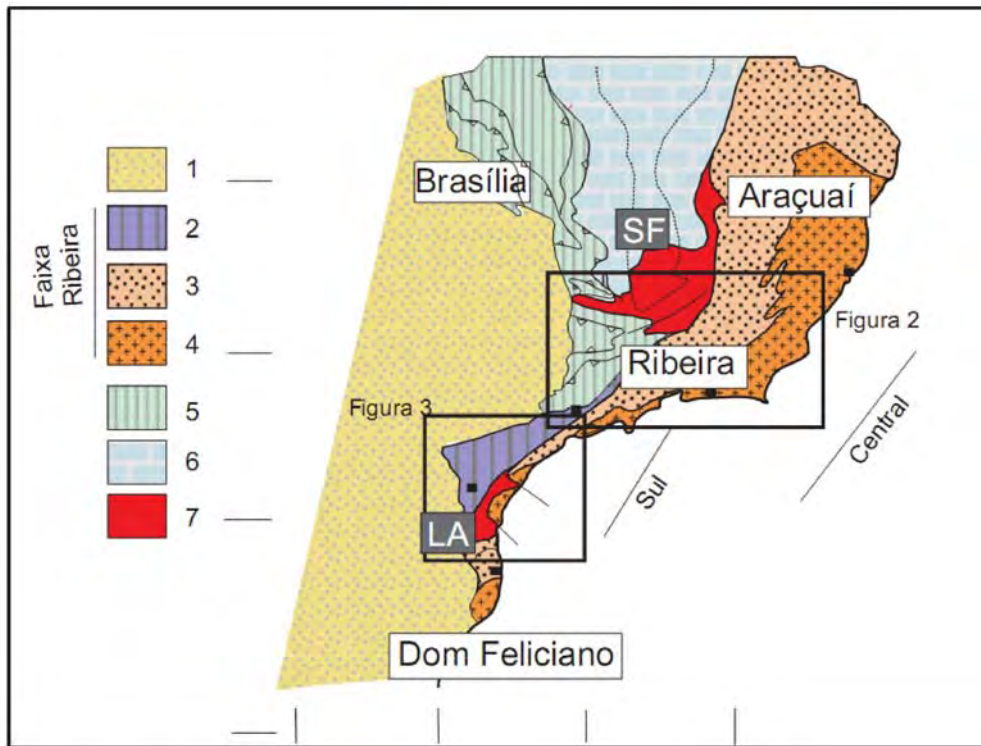


Figura 1- Compartimentação tectônica da Região Sudeste do Brasil.

embasamento cristalino Paleoproterozóico/Arqueano relacionado ao Cráton do São Francisco (Heilbron *et al.* 2008). O sistemas de *nappes* inferiores é cavalgado pelas *Nappes* Superiores, denominadas de Guaxupé-Socorro (Fig. 2). As *nappes* superiores apresentam metamorfismo de pressão mais baixa e inúmeros corpos granitóides cálcio-alcálicos, em parte interpretados como remanescentes de um arco magmático cordilherano (Trouw *et al.* 2000; Heilbron *et al.* 2004; Campos Neto *et al.* 2000, 2000).

Na *Nappe* Socorro-Guaxupé, Janasi (2002) subdividiu este magmatismo em suíte mangerítica (*ca.* 630-625 Ma), suíte cálcio-alcálica de alto K (*ca.* 625-620 Ma), granitos anatéticos (*ca.* 625 Ma). Os granitos cálcio-alcálicos potássicos (com espectro composicional amplo, de monzodiorito até sienogranito), que constituem o principal volume dos extensos batólitos Socorro e Pinhal-Ipuiúna, têm idade de *ca.* 625 Ma (Topfner 1996). A contribuição mantélica é evidente pela presença de diversos pequenos corpos de composição máfica a intermediária (Wernick 1984, Janasi & Ulbrich 1991, Janasi 2002).

A bacia sucessora Pico do Itapeva (correlata às bacias Pouso Alegre e Eleutério no Domínio Andrelândia) exibe ambientes de sedimentação

continental subaéreo a marinho raso dominado por planícies e correntes de maré, e por ondas de tempestade. O registro fóssilífero é do Neoproterozóico-Cambriano (570-540 Ma) e a idade de seixos de rochas riolíticas é de 600 Ma (Teixeira 2000).

### Faixa Ribeira Central

A FR Ribeira Central, que apresenta *trend* estrutural NE-SW, resulta da interação entre o Cráton do São Francisco e outra(s) placa(s) e/ou microplaca (s) e/ou arco de ilhas situado(s) à sudeste deste cráton, bem como com a porção sudoeste do Cráton do Congo. Estas novas etapas de colisão continental resultaram no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. Como a colisão entre estes terrenos foi oblíqua, a deformação principal exibe clara partição entre zonas com predomínio de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo dextral. Assim, contrastando com a extremidade sul do Orógeno Brasília, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por empurrões com mergulhos mais íngremes ( $> 30^\circ$ ), ou por zonas de cisalhamento oblíquas. A compartimentação da FR, em seu segmento central, compreende os terrenos Ocidental, Paraíba do Sul- Embu, Oriental e

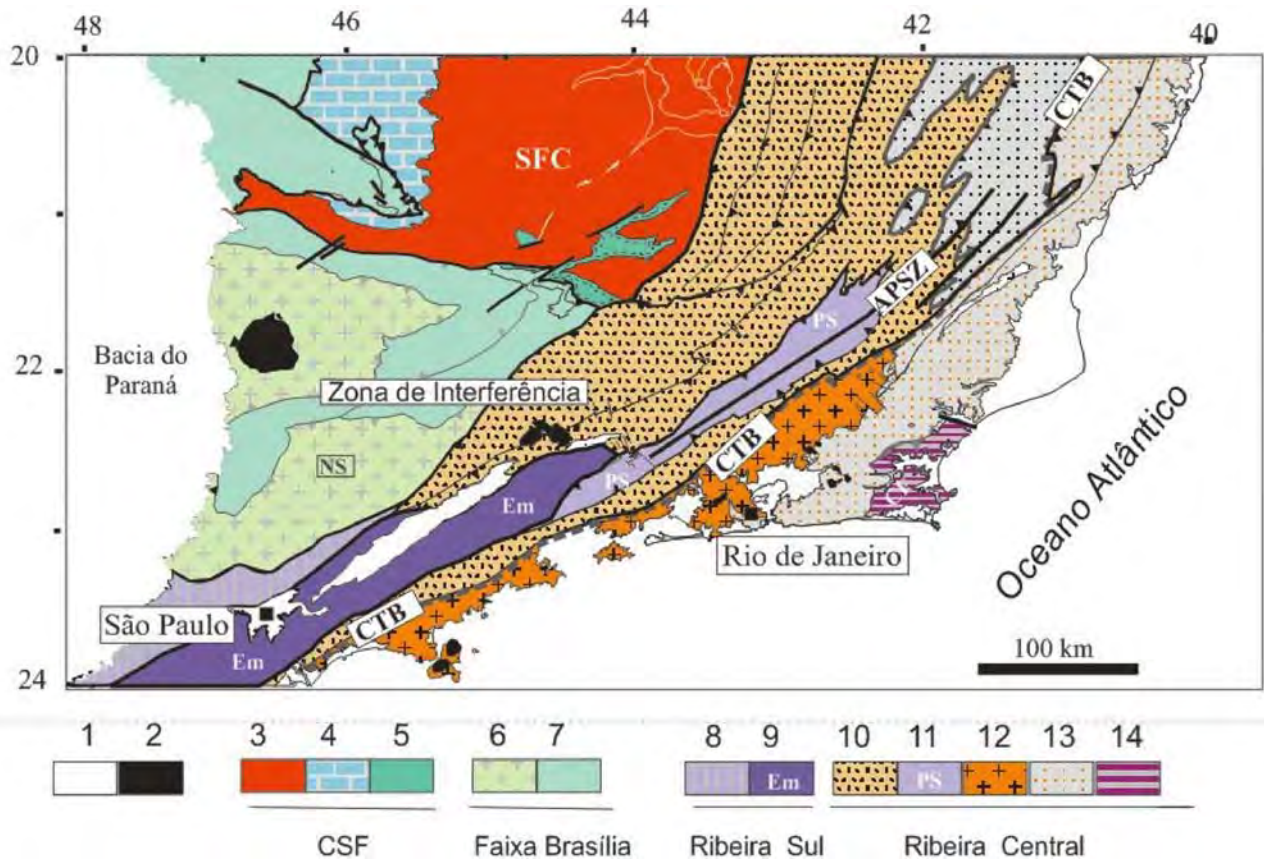


Figura 2 - Compartimentação tectônica e principais unidades da Faixa Brasília Sul e Ribeira Central.

Cabo Frio (Fig. 2, Heilbron *et al.* 2000, 2004). Sua história colisional é posterior ao registrado na extremidade sul da Faixa Brasília, envolvendo um episódio ao redor de ca. 580 Ma (605 a 565 Ma), que envolve a amalgamação dos três primeiros terrenos, e outro episódio mais jovem, no Cambriano entre ca. 530-510 Ma, relacionado à colisão do terreno Cabo Frio (Heilbron & Machado 2003, Schmitt *et al.* 2004, Heilbron *et al.* 2004, 2008).

Todos os terrenos da FR central, com exceção ao Terreno Oriental, englobam unidades do embasamento Paleoproterozóico-Arqueno, unidades metassedimentares relacionadas a margens passivas e/ou bacias retro arco, e granitóides neoproterozóicos, gerados durante as etapas colisionais brasileiras. Já o Terreno Oriental (Fig. 2), compreende dioritos, tonalitos, granodioritos e granitos deformados e relacionados a processos de subducção (Tupinambá *et al.* 2000, Heilbron & Machado 2003). Estes granitóides de arco magmático invadem um conjunto de rochas metassedimentares de alto grau (Tupinambá *et al.* 2007).

O espessamento resultante da Colisão II origi-

nou diversas suítes granitóides, a exemplo da suíte porfíritica cálcio-alcálica de alto-K precoce (ca. 590-580 Ma), leucogranitos e/ou granada charnockitos (ca. 580 Ma), suíte cálcio-alcálica de alto-K tardia (ca. 575-560 Ma, tipo gnaiss facoidal do Rio de Janeiro), e biotita granitos (ca. 560 Ma, tipo Serra dos Órgãos). Os granitóides relacionados à Colisão II são mais abundantes no topo do Terreno Ocidental e no Terreno Oriental (Janasi *et al.* 2003, Heilbron *et al.* 2004, 2008)

Ao final da evolução da FR central, ocorrem plutons pós-colisionais com idades entre ca. 510 e 480 Ma. Em geral são granitos cálcioalcalinos que ocorrem como *stocks* circulares ou diques e soleiras. Este magmatismo foi interpretado como associado ao colapso orogênico, já em regime transtensional.

#### Faixa Ribeira Sul

Já o segmento sul da FR ocupa a porção sul do Estado de São Paulo, além de parte dos estados do Paraná e Santa Catarina. Sua compartimentação e evolução tectônica foram abordadas em de-

talhe por Basei *et al.* (2000, 2009). Este segmento é extremamente relevante, já que concentra grande parte das ocorrências minerais descritas neste capítulo. A compartimentação tectônica mais aceita subdivide este setor da FR, nos seguintes elementos: Terreno São Roque, Terreno Apiaí, Terreno Curitiba e Arco de Piên (Fig. 3). As relações tectônicas entre estes terrenos e o segmento central da FR, ainda são pouco conhecidas.

As exposições de embasamento paleoproterozóico nos Terrenos Apiaí e São Roque-Socorro são raras e se restringem a núcleos de ortognaisses peralcalinos estaterianos, localmente intrusivos em gnaisses tardi-riacianos *ca.* 2,1 Ga, (Kaulfuss 2001, Cury *et al.* 2002, Basei *et al.* 1997, Prazeres-Filho 2000). No Terreno Curitiba, está representado por rochas gnáissicas e migmatíticas de idade paleoproterozóica do Complexo Atuba (Siga Jr *et al.* 1995, Basei *et al.* 2000).

Os metassedimentos que afloram no Terreno Apiaí vêm sendo classicamente denominados Grupo Açungui (Almeida 1956, Marini *et al.* 1967, Campanha *et al.* 1987, Fiori 1992, Campanha & Sadowsky 1999). Estudos mais recentes sugerem que o Grupo Açungui parece, na verdade, ser constituído por três megassequências estratigráficas discordantes.

As seqüências mesoproterozóicas compreendem faixas alternadas e orientadas na direção NE/SW, controladas por zonas de cisalhamento laterais (Juliani *et al.* 2000, Basei *et al.* 2003, Weber *et al.* 2003, Oliveira *et al.* 2003). Variam de sucessões carbonáticas, a siliciclásticas com contribuição vulcânica. Já as seqüências neoproterozóicas compreendem sedimentos plataformais (Theodorovicz *et al.* 1986, Campanha *et al.* 1999).

A extensão nordeste destas faixas neoproterozóicas (Fig. 3) corresponde ao Grupo São Roque, discordante sobre o Grupo Serra do Itabera de idade mesoproterozóica. Meta-riolitos intrusivos nestas unidades foram datados em *ca.* 610 Ma, considerada a idade mínima para a deposição do Grupo São Roque (Hackspacher *et al.* 2000).

A sul da zona de cisalhamento Lancinha (Fig. 3) e com contato basal marcado por espessa zona milonítica de cavalgamento para E-SE sobre gnaisses do Terreno Curitiba, ocorre o Grupo Capiru, onde Fiori (1992) reconhece três conjuntos litológicos. Estas unidades vêm sendo interpretadas com integrantes de margem passiva.

Os batólitos de Três Córregos, Agudos Gran-

des e Cunhaporanga, que afloram no Terreno Apiaí (Fig. 3), são interpretados como gerados em ambiente de arco magmático. As idades U-Pb indicam que os batólitos Três Córregos e Agudos Grandes encontram-se entre 615 e 605 Ma (hornblenda-biotita granitos de alto índice de cor) e 600 Ma (intrusões isoladas tardias). As intrusões tardias correspondem a termos fortemente contaminados e diferenciados da mesma associação: os granitos tardi-orogênicos da região de Piedade (Janasi *et al.* 2001). Embora carreguem alguma incerteza, em vista da presença de cristais herdados de zircão, idades de cristalização mais antigas (630-620 Ma) têm sido reportadas para alguns plútons do Terreno São Roque (Topfner 1996) e do Batólito Três Córregos (Prazeres-Filho *et al.* 2003).

O período pós-orogênico é marcado pela intrusão de plútons graníticos rasos datados em 590-580 Ma, e por granitos de tipo-A, mas com idades de *ca.* 565 Ma (Janasi *et al.* 2001, Prazeres-Filho 2001) são ainda descritos.

Fechando a evolução do segmento sul da FR encontra-se o registro das bacias tardi a pós-colisionais (Basei *et al.* 1998) correspondem aos depósitos estruturados, rudáceo-psamíticos, da Formação Camarinha e do Grupo Castro com intenso vulcanismo ácido-intermediário, associado a rochas psamíticas imaturas com fácies pelíticas distais. A idade do vulcanismo Castro é do Cambriano Inferior (Cordani *et al.* 1999).

## **PRINCIPAIS TIPOS DE DEPÓSITOS MINERAIS**

### **Ouro**

São inúmeras as ocorrências auríferas, tanto primárias quanto secundárias, registradas na FR sendo o conhecimento, destas, bastante antigo, pois, para algumas delas reportam-se atividades extrativas ainda no início do período colonial brasileiro, mormente as encontradas na região do Vale do Ribeira, abrangendo os atuais municípios de Iporanga, Eldorado, Cananéia e Apiaí. Os demais registros conhecidos distribuem-se pelos estados de Santa Catarina (região de Botuverá), São Paulo (Embu-Guaçu, Araçariguama, Jaraguá e Nazaré Paulista, além das citadas na região do Vale do Ribeira), Minas Gerais (Palmas) e Rio de Janeiro (Laje do Muriaé, rios Paraíba do Sul, Preto, Itabapoana, dentre outros).

No geral, a grande maioria dos depósitos e

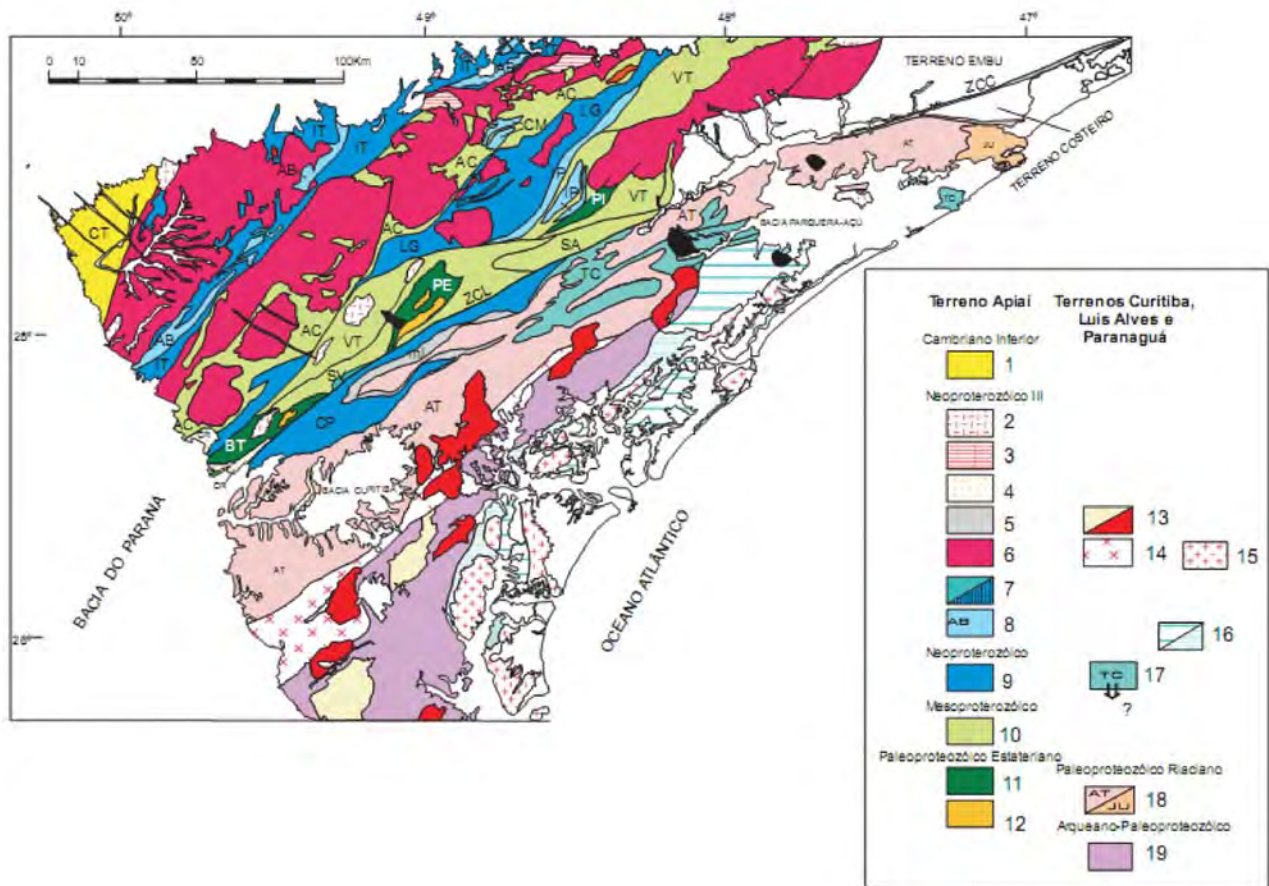


Figura 3 - Compartimentação tectônica e principais unidades da Faixa Ribeira Sul.

ocorrências conhecidas é filoneana encontrando-se associada a veios de quartzo encaixados em rochas metavulcanossedimentares, neoproterozóicas, dos grupos Açungui, São Roque e Brusque. A exceção corresponde ao depósito do Morro do Ouro / da Mina, em Apiaí (Faixa Apiaí), que apresenta veios de quartzo com pirita aurífera e ouro lamelar encaixados em rocha carbonosa, supostamente de idade pré-Açungui. Apenas um depósito situado na região de Guarulhos, SP, em rochas do Grupo Serra do Itaberaba, do Mesoproterozóico, apresenta mineralização singenética, *strata-bound*. Os depósitos e ocorrências do tipo aluvionar encontrados e explorados desde priscas épocas são, no geral, uma consequência direta da erosão desses tipos de mineralizações.

#### OURO EM VEIOS DE QUARTZO (FILONEANO)

As mineralizações filoneanas são representadas por veios de quartzo com pirita ou veios de quartzo polimetálicos (pirita, calcopirita, galena e outros sulfetos, e prata), podendo, ou não, esta-

rem associadas a zonas de cisalhamento. Dentre os depósitos e ocorrências que podem ser relacionados a essa tipologia encontram-se os da serra do Cavalo Magro, região de Sete Barras / Eldorado, do rio Ivaporunduva, em Eldorado, do Piririca em Iporanga e as de Araçariguama, todos em São Paulo, além dos de Campo Largo, Paraná e os da mina do Cavalo Branco em Botuverá, Santa Catarina.

As reservas e teores dos veios variam desde 8.000 t e teor de 20g de Au / t, como os da serra do Cavalo Magro, a 1,0 milhão de toneladas e ~2,5 g de Au / t, como os da área do rio Ivaporunduva e no depósito do Piririca.

Em Araçariguama, SP, as mineralizações de Au(-Ag) estão associadas a veios e bolsões de quartzo encaixados em rochas do Grupo São Roque encontrados às margens da rodovia Castelo Branco. O teor do minério corresponde a 20 g de Au / t. O contexto geológico é análogo ao de zonas de cisalhamento ligadas a transcorrências sendo que a zona mineralizada está situada no exocontato E do granitóide São Roque, balizado pela zona de

cisalhamento de Araçariguama. Os veios de quartzo são polimetálicos com arsenopirita, calcopirita, pirita, esfalerita e galena e encontram-se encaixados em granito quartzo-feldspático leucocrático, em metassedimentos a poucos metros do contato destes com o corpo granítico e, possivelmente, em rochas metabásicas.

Outro depósito interessante ocorre em Botuverá, SC, onde se encontra a mina do Cavalo Branco que corresponde a um filão de quartzo aurífero periplutônico encaixado em metapelitos do Grupo Brusque (Biondi *et al.* 2007). Para esses autores, geneticamente, a mineralização está relacionada a um pequeno corpo diorítico seccionado por uma fratura conjugada a uma zona de cisalhamento. O fluido mineralizador que gerou o depósito formou zonas de alteração hidrotermal potássica, filica e propilítica. Reativação posterior da zona de cisalhamento deformou parte do filão e remobilizou parcialmente a mineralização aurífera. O ouro (19,95 % Ag), que cristalizou durante a formação da zona filica, associa-se à pirita, calcopirita e galena. As reservas estimadas são de 1 a 2 toneladas de metal contido e o teor, muito variável, vai de 2 a 40 g Au / t.

#### **OURO SINGENÉTICO (STRATA-BOUND)**

Na região de Guarulhos, SP, a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba encerra várias ocorrências de ouro, das quais a de Tapera Grande é a melhor conhecida (Beljavskis *et al.* 1993). Esse grupo, de idade proterozóica média a inferior, é constituído pelas formações (da base para o topo): Morro da Pedra Preta, Jardim Fortaleza, Nhanguçu e Pirucaia.

A Formação Morro da Pedra Preta é representada por rochas básicas de composição toleítica, do tipo N-MORB, rochas vulcanoclásticas e, subordinadamente, rochas de composição intermediária, metassedimentos pelíticos com gradações laterais para metapsamitos puros ou impuros e rochas cálcio-silicáticas subordinadas. A Formação Jardim Fortaleza é formada por micaxistos e rochas cálcio-silicáticas. A Formação Nhanguçu é composta por espessos pacotes de metapelitos manganífero - ferruginosos com lentes de rochas cálcio-silicáticas e de xistos finos, ricos em porfiroblastos de andaluzita. A Formação Pirucaia é constituída por quartzitos, quartzo micaxistos, metarrimilitos e pequenos leitões de metaconglomerados.

Toda a seqüência encontra-se capeada por metassedimentos alóctones do Grupo São Roque.

Rochas graníticas e granodioríticas de variadas dimensões cortam o conjunto metamórfico, além de corpos menores de granodioritos e tonalitos muito deformados e cataclasados, que podem representar restos do embasamento do Grupo Serra do Itaberaba. As rochas desse grupo foram complexamente deformadas e polimetamorfizadas, predominantemente na fácies anfíbolito médio e dos xistos verdes.

O principal tipo de mineralização corresponde ao singenético, *strata-bound*, encontrando-se os corpos mineralizados encaixados concordantemente na interface de rochas metavulcanoclásticas básicas (e meta-intermediária) com metapelitos, ou entre metabasitos da Formação Morro da Pedra Preta. Nestes níveis estratigráficos também ocorrem lentes de rochas cálcio-silicáticas, turmalinitos, metacherts, metapelitos grafitosos e/ou ferruginosos, às vezes com grande quantidade de sulfetos, e formações ferríferas do tipo Algoma. A mineralização é caracterizada pela assembléia pirrotita, pirita com calcopirita subordinada e ouro livre, de granulação muito fina (~68% do ouro a -200 mesh), disseminado nas rochas metavulcanoclásticas básicas e intermediárias e nos metaexalitos (metacherts com sulfetos e turmalinitos). Os maiores teores, que podem chegar a mais de 13 ppm Au, são encontrados nas rochas de composição intermediária e nos metaexalitos.

Mineralizações epigenéticas também fazem parte do depósito e correspondem a veios de quartzo sulfetados, com espessuras entre 0,5m a 1,5 m, em formações ferríferas cisalhadas encaixadas em rochas metavulcanoclásticas básicas e metapelitos. O ouro, quase sempre sob a forma livre, encontra-se associado à calcopirita, covelita e, de modo subordinado, a calcosita. Os teores variam de 0,1 ppm a 11,2 ppm Au.

#### **Metais Base (Pb, Zn, Cu)**

Os principais depósitos e ocorrências de zinco, chumbo ( $\pm$  Ag) e cobre registrados na FR são encontrados particularmente na região do Vale do Ribeira, na região limítrofe aos estados do Paraná e São Paulo (Fig. 4). Também são dignos de registro os prospectos das áreas de Lídice-Rio Claro, RJ (Zn - Pb singenético sedimentar), Cananéia, SP

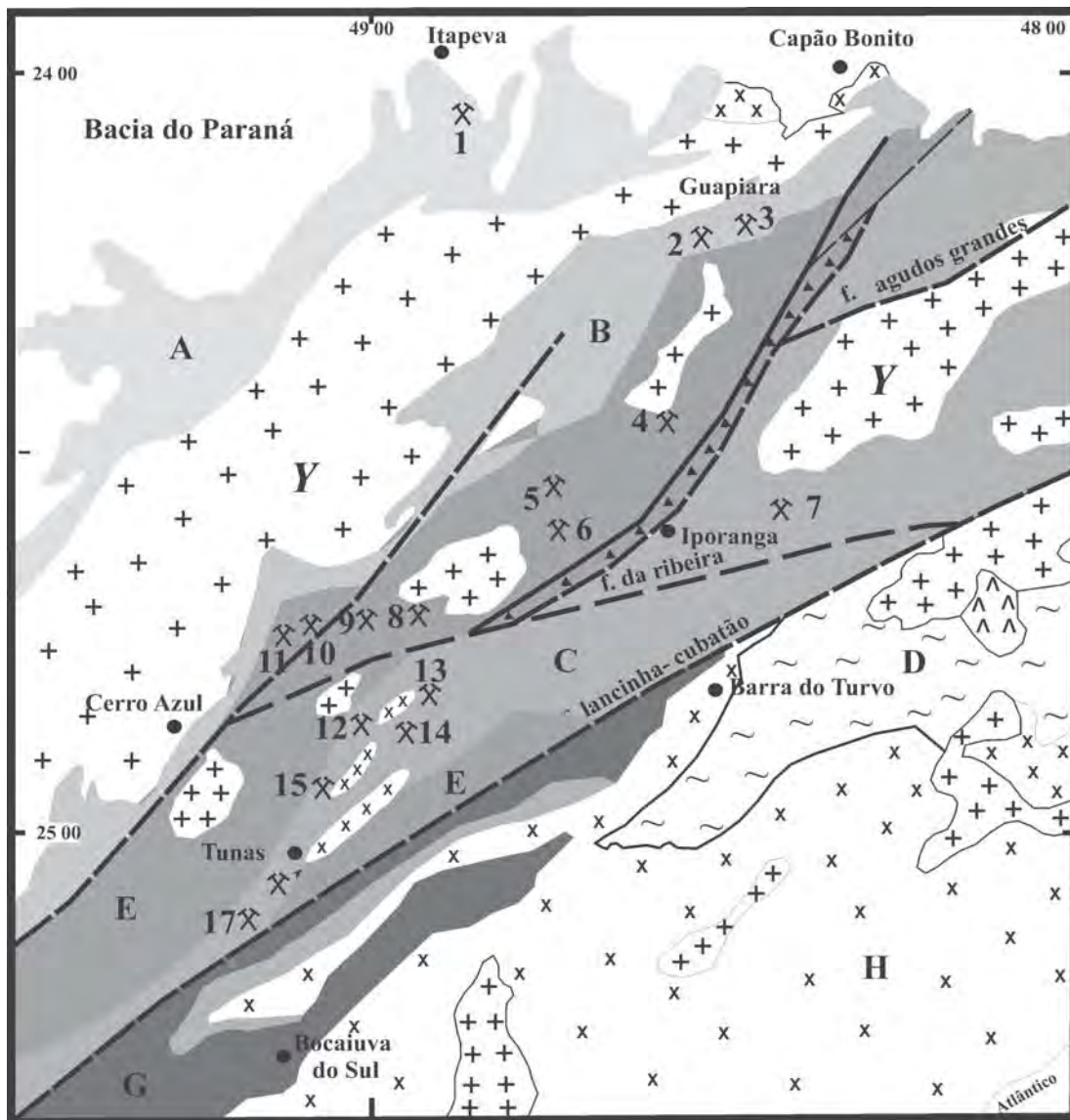


Figura 4 - Distribuição das principais mineralizações em metais base do Vale do Ribeira. Legenda: A = Formação Itaiacoca; B = Formação Água Clara; C = Formação Perau e correlatos; D = Seqüência Turvo-Cajati; E = Formação Votuverava; F = Formação Iporanga; G = Formação Capiru; H = embasamento; g = granitóides. 1 - Santa Blandina; 2 - Cobrazil; 3 - João Néri; 4 - Espírito Santo; 5 - Furnas; 6 - Lajeado; 7 - Piririca; 8 - Panelas; 9 - Barrinha; 10 - Paqueiro; 11 - Rocha; 12 - Perau; 13 - Canoas; 14 - Pretinhos; 15 - Água Clara; 16 - Araçazeiro.

(Zn-Pb-Cu em bolsões e filoneano) e do Ribeirão da Prata, SC (Pb-Zn-Ag em zona de cisalhamento), pois representam marcos bastante interessantes do ponto de vista metalogênico.

Geologicamente, o Vale do Ribeira é constituído por uma série de faixas de rochas metamórficas de direção NE-SW que variam de baixo a médio grau que se dispõem junto a complexos graníticos intrusivos e granitóides gnássico-migmatíticos. As rochas metamórficas aí encontradas fazem parte do Grupo Açungui (formações Itaiacoca, Capiru, Iporanga e Votuverava) e as de médio grau

associam-se ao Grupo Setuva (formações Perau e Águas Claras).

Distribuídos por essa região encontram-se 16 depósitos de Pb/Zn divididos em um grupo filoneano, cujo principal representante corresponde à mina de Panelas e um grupo vulcanogênico distal, representado pela mina do Perau. Os depósitos filoneanos responderam por cerca de 90% do total da produção de chumbo oriunda da região do Vale do Ribeira estimada em cerca de 200 mil toneladas.

Nesta região também ocorre o depósito escar-



nítico de cobre de Santa Blandina.

### **Pb-Zn-Cu filoneano**

#### *Pb-Zn FILONEANOS: A MINA DE PANEAS*

Os depósitos de minério sulfetado de chumbo-prata (zinco) do tipo filoneano são representados na região do Vale do Ribeira pelas minas de Paneas, Rocha, Barrinha e Lageado, dentre outras.

Na mina de Paneas, localizada na cidade de Adrianópolis, Paraná, ocorre uma seqüência pelítico-carbonática correlacionada ao Grupo Açungui que constitui uma sinclinal de direção NE que é truncada pelo batólito de Itaoca. Duas fácies metamórficas estão aí superpostas: a de metamorfismo regional, subfácies albíta-epídoto e a de metamorfismo de contato, hornblenda-hornfels, gerada pela intrusão do plúton.

A mineralização associada a calcários encontra-se sob a forma de filões de pequena espessura (centimétricos, decimétricos, raramente métrico), constituídos por pirrotita e galena (com pirita e esfalerita subordinada) e pirita e galena, (com pirrotita e calcopirita subordinada). Arsenopirita, estibnita, tetraedrita, bournodita, boulangerita e alabandita também estão associadas às mineralizações. Os corpos mais possantes são, no geral, concordantes com a rocha encaixante que é representada por calcários negros (em virtude da presença de grafita fina) e claros. O filão A, já esgotado, um dos mais possantes tinha dimensões de 900 m x 270 x 2,5 m, reservas de 1,3 Mt e com teores de ~7 % de Pb, 0,5% de Cu, 120 ppm de Ag e 1,8 ppm de Au. A idade estabelecida para a galena fica em torno de 1,1 Ma.

#### *Zn-Pb-Cu-(±Sn) DA REGIÃO DE CANANÉIA, SP*

Associado ao Granitóide Mandira ocorrem mineralizações de caráter polimetálico de Zn, Pb, Cu, Mo e Sn concentradas preferencialmente na parte central e, subordinadamente no flanco leste do maciço que é constituído por granitos alcalinos (ribeckita álcali-granito e granito rapakivi) equigranulares, de granulação média, e de coloração cinza-esbranquiçada. Os corpos mineralizados em galena, esfalerita e calcopirita estão sob a forma de diques, veios e bolsões encontrados encaixados em zonas tectônicas hidrotermalizadas (propilitizadas) de dimensões centimétrica a quilométrica.

Os corpos em bolsões variam de 0,5 m x 0,3 m até 7 m x 60 m, em superfície. O teor médio de Zn + Pb + Cu é de 2,5%, com valores registrados de até 5%. Os teores de estanho vão de 0,01% até 0,06% (Boin *et al.* 1982, Silva 1989).

#### *Pb-Zn (Ag) DO RIBEIRÃO DA PRATA (SC)*

No depósito de chumbo, zinco, cobre e prata do Ribeirão da Prata (Macedo *et al.* 1984, Schiker 1996), situado no Município de Blumenau, Santa Catarina, o processo mineralizador associa-se ao evento tectonometamórfico regional que afetou as rochas do Grupo Itajaí, datado em 550 Ma. Fluidos hidrotermais, de origem metamórfica, com temperatura ~ 350° C, percolaram a zona de cisalhamento do Perimbó e propiciaram a substituição das rochas granito-gnáissicas da Faixa Ribeirão da Prata e arcósios do Grupo Itajaí pelos elementos de minério (Pb, Zn, Cu e Ag) e sílica. Posteriormente, a reativação da zona de cisalhamento deformou o corpo mineralizado.

Galena, esfalerita, calcopirita e pirita são os minerais de minério primários, enquanto covelita, goethita, malaquita, azurita e, mais raramente, cerussita e piromorfita compõem a paragênese secundária do minério. Os teores médios do minério são de 4% Pb, 1,5% Zn, 0,6% Cu, 3,5% Ba e 115 ppm Ag, esta última concentrada na zona oxidada.

A alteração hidrotermal e a mineralização associada tem idade de 522 Ma (K-Ar, em sercита).

#### *Pb-Zn STRATA-BOUND: A MINA DO PERAU*

As jazidas do Perau (Pb-Zn-Ag-Ba), Canoas (Pb, Zn-Ag-Ba), Água Clara (Ba, Cu, Pb) e Pretinhos (Ba, Cu) situadas no Vale do Ribeira, constituem depósitos tipo-Perau que, segundo Fleischer (1976), apresentam como principais características: posicionamento litoestratigráfico na seqüência carbonática / pelítico-carbonática do Complexo Perau, de idade meso-proterozóica; disposição estratiforme ou *strata-bound* das mineralizações sulfetadas plumbo-zincíferas e/ou baritíferas; associação entre as mineralizações sulfetadas (Pb-Zn-Ag-Fe) e corpos baritíferos; formações ferríferas à magnetita na capa dos depósitos; rochas ricas em turmalina na capa e lapa dos níveis mineralizados; galena, esfalerita, pirita, pirrotita e, ocasionalmente, calcopirita; ganga de quartzo, carbonatos, minerais cálcio-silicatos, barita, e, com menor frequ-

ência, feldspato baritífero, turmalina e gahnita; encaixantes carbonáticas/calciossilicáticas e biotita-sericita-xistos, com alto teor em potássio; zoneamento metálico e mineralógico lateral e vertical, marcado por variações nos teores de chumbo, zinco e bário e / ou no conteúdo de galena, esfalerita, barita, pirita, pirrotita e sílica (chert); os corpos de minério sofreram os mesmos eventos tectono-metamórficos que as suas encaixantes, apresentando estruturas bandadas, brechadas do tipo *stringer*.

Para Barbour *et al.* (1988) as mineralizações exibem algumas similaridades com depósitos exalativos vulcanogênicos e sedimentares. Daitx (1996) considerou os depósitos tipo-Perau como jazidas SEDEX, formadas por processos hidrotermais-exalativos, em fundo oceânico, apresentando, aparentemente, um posicionamento intermediário aos tipos Broken Hill e Mount Isa. A influência do magmatismo na formação dessas jazidas é uma questão ainda não definida.

A mina do Perau, situada na margem esquerda do ribeirão Perau, nas proximidades da sua confluência com o ribeirão Grande, fica a 33 km a sul de Adrianópolis, PR. O depósito associa-se a rochas carbonáticas e pelito-carbonáticas metamorizadas, dispostas na parte inferior da Formação Perau do Grupo Setuva que é constituída por três seqüências litológicas representadas, da base para o topo, por: quartzitos intercalados com biotita / anfibólio xisto ou anfibólio xistos; mármores dolomíticos e calcíticos entremeados por rochas calciossilicáticas e mica-carbonato xistos; rochas pelito-aluminosas e anfibolíticas, associadas à grafita-quartzo xisto e ortoanfíbólico.

Na seqüência intermediária, encontra-se situado o denominado 'horizonte Perau' que é constituído por rochas vulcânicas tufáceas ou riolíticas de caráter félsico. Ele é que contém os níveis sulfetados (Pb, Zn, Fe, Cu) e barita, além de formações ferríferas bandadas quartzo-magnetíticas. São três os tipos de minérios encontrados na jazida do Perau: maciço, brechado e disseminado. O primeiro tipo apresenta-se com espessuras centimétricas a decimétricas concordantemente intercalado com a rocha hospedeira; o tipo disseminado está sempre relacionado aos horizontes mineralizados; o tipo brechado é representado por fragmentos angulosos ou arredondados da rocha encaixante englobados por sulfetos e corresponde ao resultado de esforços deformacionais que atuaram sobre a seqüência (Silva *et al.* 1988). O mi-

nério, de caráter singenético estratiforme, apresenta-se sob a forma de lentes de sulfeto maciço constituídas por calcopirita, esfalerita, pirrotita, marcassita e tetraedrita com dimensões de 850 m x 200 m x 8 m e lentes de barita carbonato-sulfeto contendo galena, esfalerita, pirita e calcopirita, com dimensões de 900 m x 500m x 8,5 m. A reserva total do depósito é de cerca de 900.000 t e os teores de chumbo assinalados variam entre 6,5% e 4,6%, com 75ppm a 56 ppm de Ag contida (Silva *et al.* 1988). A idade Pb / Pb considerada para o depósito é de 1800 a 1600Ma.

#### *Cu ESCARNÍTICO: A MINA DE SANTA BLANDINA*

Na FR a ocorrência de cobre mais conhecida é a de Santa Blandina situada nas proximidades de Campina do Veado, em Itapeva, SP. Corresponde a um depósito escarnítico representado por um corpo alongado, com cerca de 400 metros de comprimento e 150 metros de largura, encaixado em xistos anfibolíticos. Representa o produto da interação (metamorfismo termal) entre uma lente calcária e uma intrusão granítica que proporcionou a formação, a partir da rocha carbonática, de uma paragênese calciossilicatada constituída por granada (andradita-grossulária), piroxênio (diopsídio) e quartzo (Creach *et al.* 1992). Bolsões e filões de calcopirita e bornita associam-se à rocha escarnítica. Ouro e tungstênio também estão presentes e relacionados a mineralização cuprífera.

A alteração intempérica do escarnito mineralizado produziu quatro fácies associadas e representadas por:

- escarnito com alteração incipiente, onde os piroxênio e sulfetos foram desestabilizados e compostos cupríferos secundários (crisocola e malaquita) substituíram parcialmente o quartzo;
- escarnito alterado, agora com a desestabilização da granada, com produtos sílico-cupríferos preenchendo fissuras e poros;
- alterito poroso, nessa fase a caolinita e/ou smectita preenchem os poros, sendo a crisocola a fase portadora de cobre;
- alterito lixiviado, onde os macroporos foram preenchidos por acumulações botrioidais de argilominerais que *in situ* evoluem para crisocola.

#### **Manganês, Níquel e Alumínio**

Diversos depósitos de manganês, níquel e alu-

mínio do tipo laterítico, resultantes de processos intempéricos do Cenozóico que atuaram sobre rochas portadoras de minerais contendo esses elementos, podem ser encontrados ao longo de toda a extensão da Faixa Ribeira.

#### *DEPÓSITOS DE MANGANÊS*

As diversas ocorrências manganésíferas derivadas do intemperismo e laterização de pequenos corpos lenticulares e camadas de gonditos geralmente podem ser agrupadas e assim virem a formar faixas descontínuas. Elas estão distribuídas pelos estados de São Paulo, Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo.

As ocorrências das áreas de Ouro Fino - Jacutinga (MG) e Socorro (SP), estão relacionadas ao Complexo Amparo ou Itapira composto por gnaiséses, migmatizados ou não, que apresenta intercalações de quartzitos, xistos, anfíbolitos, metaultrabásitos e gondito. Associados aos corpos de gondito encontram-se concentrações de minério manganésífero geralmente de baixo teor e reservas modestas. A exceção corresponde ao depósito da região de Socorro com cerca de 700.000 t de minério e teor de 18% MnO. Em Minas Gerais, na região de Jacutinga, é onde se registra a maior possança para os corpos manganésíferos encontrados nesse estado. Os teores do minério maciço ficam em torno de 28% a 32% MnO.

Nas porções leste de Minas Gerais (região de Estrela D'Alva - Pirapetinga) e norte do Rio de Janeiro (Santo Antônio de Pádua - Itaperuna), são encontrados pequenos corpos lenticulares de gonditos grafitosos contidos dentro da unidade supracrustal correlacionada ao Grupo Andrelândia (Heilbron et al. 2009, Tupinambá et al. 2007). No conjunto, essa série isolada de pequenos depósitos e ocorrências chegam a formar, grosso modo, uma extensa faixa mineralizada com 100 km, ou mais, de comprimento, orientada segundo a foliação regional NE-SW e que se estende de Estrela D'Alva (MG) até Itaperuna (RJ).

Os corpos manganésíferos têm caimento subvertical para SE ou NW, extensões de poucas dezenas metros e cerca de dois a três metros de espessura. Todos os depósitos e ocorrências são bastante similares entre si sendo formados basicamente por psilomelana, pirolusita e grafita. Os teores do minério são variáveis, registrando-se até 56% de MnO para o depósito da fazenda Bela

Vista, em Pirapetinga, MG. No geral, a porcentagem de grafita varia entre 5 % e 15% do total da rocha.

No prolongamento para norte da FR, na região de Guaçu, ES, também são encontrados corpos manganésíferos sendo a reservas de minério aí encontradas estimadas em cerca de 1,0 x 10<sup>6</sup> t. Na localidade de Santa Marta, registra-se a presença de um corpo lenticular verticalizado, orientado segundo N25°E, derivado de protominério aparentemente de natureza charnockítica. O teor do minério fica em torno de 35% MnO.

#### *DEPÓSITOS DE NÍQUEL*

No âmbito da FR são conhecidas algumas concentrações de minério de níquel silicatado derivadas do intemperismo e laterização de pequenos corpos básico-ultrabásicos. De modo geral, o minério corresponde a veios milimétricos a centimétricos de garnierita contidos em serpentinitos e peridotitos, sendo as principais ocorrências registradas as de Cajati, SP e Areal, RJ.

Em Cajati, SP, associado ao complexo carbonatítico de Jacupiranga encontram-se rochas ultrabásicas representadas, dentre outros litotipos, por um corpo de dunito de granulação fina a média que se apresenta parcial ou totalmente serpentinizado. A mineralização em Ni ocorre na forma de garnierita e distribui-se pela área do ribeirão do Joelho, rio Turvo e bairro Areia Preta. A reserva corresponde a 2,2 Mt e teor de 1,47% Ni.

A quatro quilômetros da cidade de Areal, há um pequeno depósito de garnierita localizado às margens da BR-116 (rodovia Rio-Bahia) em área da fazenda Laranjeiras. Ele é representado por dois corpos ultramáficos encaixados em biotita gnaisse do Grupo Andrelândia que foram posteriormente laterizados. O teor de níquel metálico é de até 2,0% e a reserva medida é de 150 mil toneladas (Fonseca 1998).

#### *DEPÓSITOS DE ALUMÍNIO (BAUXITA)*

São diversas as áreas contendo depósitos de bauxita resultantes de processos lateríticos que atuaram em diferentes tipos litológicos presentes na FR, particularmente as rochas alcalinas. Nesse caso, em particular, eles estão associados aos maciços alcalinos mesozóicos de Passa-Quatro, Morro Redondo, Serra dos Tomazes, Rio Boni-

to-Tanguá.

Geralmente, foram formados *in situ* sendo encontrados nas partes mais elevadas dos maciços, onde podem atingir até 20 m de espessura. Como no caso dos depósitos da área de Passa-Quatro e Itatiaia. Também podem representar material rolado, constituindo um tálus bauxítico, caracterizado pela grande concentração de blocos e matações, que se dispõe nos sopés das encostas dos maciços alcalinos como, por exemplo, os de Morro Redondo, Serra dos Tomazes e Rio Bonito-Tanguá.

### Mineralizações de metais raros relacionados a granitogênese Brasileira

Ao longo de toda extensão da Faixa Ribeira, associados à intensa granitogênese que aí se pro-

cessou, verifica-se a existência de inúmeros depósitos e ocorrências de estanho e metais raros relacionados à greisens, filões greisenizados e escarnitos. Esses depósitos e ocorrências formam diversos domínios metálicos para Sn, W, Nb-Ta, e estão associados a diversos complexos batolíticos brasileiros, dentre os quais se destacam os da Província Rapakivi Itu, Serra do Mar, Complexo Três Córregos e Suite Catinga (Fig. 5, Tabela 1).

### GRANITOS DA PROVÍNCIA RAPAKIVI ITU

Em São Paulo ocorrem alguns corpos de composição alcalina tais como os granitos Correias, Serra de São Francisco e albita granito Inhandjara, pertencentes à Suite Rapakivítica Itu (Vlach *et al.* 1990), Província Rapakivi Itu (Wernick *et al.*

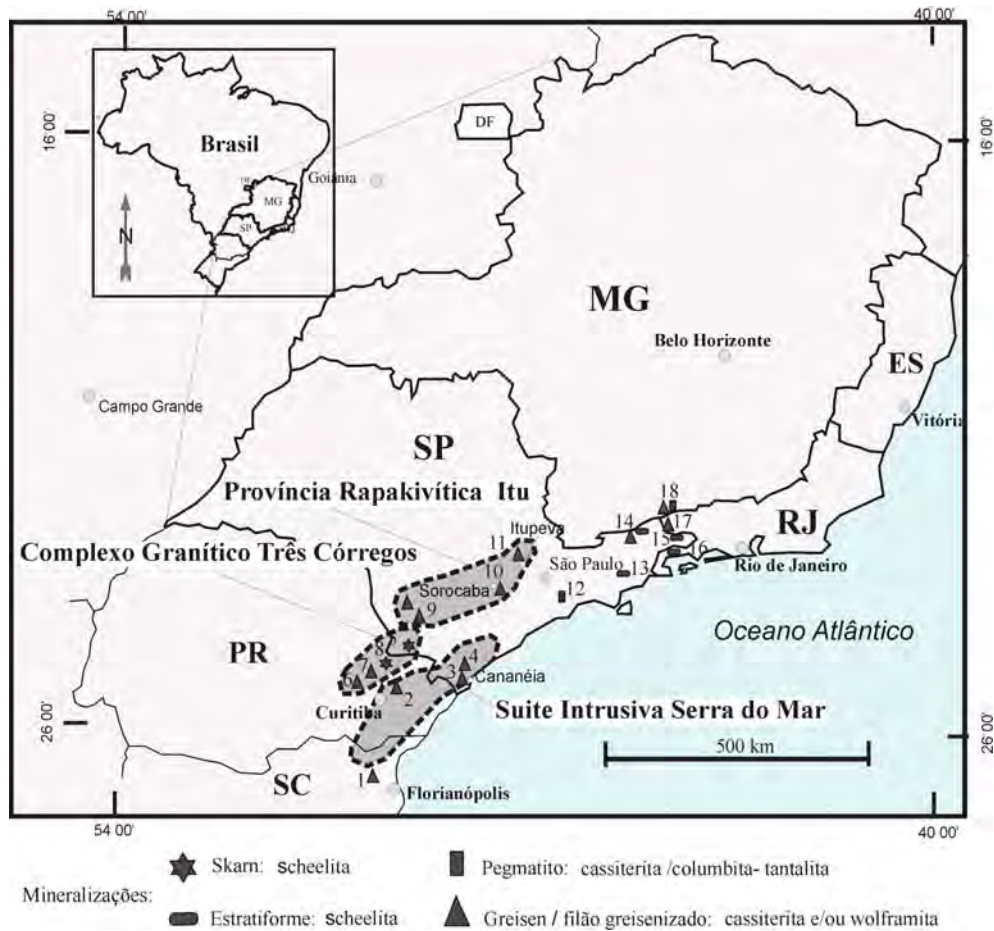


Figura 5 - Principais depósitos e ocorrências de estanho e metais raros da Faixa Ribeira. 1 - Morro da Catinga (Granito Catinga); 2 - Capivari-Pardo (Granito Graciosa): Sn / W (wolframita); 3 - Cananéia (Granitóide Mandira): Sn / Hf; 4 - Cajati (Granito Desembarque): Sn / Nb; 5 - Granito Itaoca: W (scheelita); 6 - Granito Morro Grande: Sn; 7 - Granito Piedade: W (scheelita); 8 - Granito Varginha: W (scheelita); 9 - Bairro dos Correias (Granito Correias): Sn / W (wolframita); 10 - Sorocaba / Votorantim (Granito Serra de São Francisco): Sn / W (wolframita); 11 - Itupeva: Sn / W (wolframita); 12 - Moji das Cruzes: Sn; 13 - Santa Branca: W (scheelita); 14 - Piquete (Bairro dos Marins): Sn, W (scheelita); 15 - Arapeí: W (scheelita); 16 - Parati-Angra dos Reis: W (scheelita); 17 - Areias/ Itatiaia (Granito Funil): Sn; 18 - Itamonte /Itanhandu (Turmalina granitos Capivara e Itanhandu): Sn / Nb-Ta.

Tabela 1 - Granitóides mineralizados da Faixa Ribeira.

ocorrência	UF	mineralização	tipologia	granito	litotipo	magmatismo	tectônica	idade	unidade / domínio
Cerro Azul	PR	cassiterita	greisen / albitito	Morro Grande	sienogranito / monzogranito				Complexo Três Córregos
Cerro Azul	PR	molibdenita / scheelita	disseminada e veios; escarnitos	Piedade	álcali-sienito / álcali-granito				Complexo Três Córregos
Cerro Azul	PR	scheelita	veios	Varginha	monzogranito / sienogranito				Complexo Três Córregos
Campo Largo	PR	ouro	veio	Passa Três	sienogranito	alcalino	anorogênico		Complexo Três Córregos
Itaoca	SP	scheelita	escarnito	Itaoca	monzogranito		sin / tardi-tect		Complexo Três Córregos
Itupeva	SP	cassiterita / wolframita	greisen	Suite Itu	sienogranito	alcalino	anorogênico		Província Rapakivítica Itu
Sorocaba	SP	cassiterita / wolframita	greisen	Serra de S. Francisco	sienogranito	calcioalcalino	pós-tectônico		Província Rapakivítica Itu
Ribeirão Branco	SP	cassiterita / wolframita	greisen / albitito	Correas	sienogranito	alcalino	pós / tardi-tect.		Província Rapakivítica Itu
Mogi das Cruzes	SP	cassiterita / wolframita	pegmatito	-	-	calcioalcalino	-		-
Capivari-Pardo	PR	cassiterita / wolframita	greisen / albitito	Graciosa	-	alcalino	anorogênico		Suite Intrusiva Serra do Mar
Cananeia	SP	cassiterita	greisen / albitito	Mandira	-	alcalino	anorogênico		Suite Intrusiva Serra do Mar
Cajati	SP	cassiterita	greisen	Desembarque	álcali-granito	alcalino	anorogênico		Suite Intrusiva Serra do Mar
Serra do Paratiú	SP	cassiterita / wolframita	-	Paratiú	-	calcioalcalino	pós-tectônico		Suite Intrusiva Serra do Mar
Itálorado	SP	wolframita	greisen	Agudos Grandes	-	calcioalcalino	-		-
Piquete / Cruzeiro	SP	cassiterita	greisen	Marins/ Merdinha	monzogranito	calcioalcalino	sin-colisional	592 ± 5 Ma	-
Areias-Itatiaia	SP/RJ	cassiterita	veios greisenizados	Funil	monzogranito	calcioalcalino	sin-colisional	584 ± 5 Ma	-
Itamonte	MG	cassiterita / tantalita	greisen / pegmatito	Capivara	monzogranito	calcioalcalino	sin-colisional	605 ± 11 Ma	-
Itanhandu	MG	cassiterita / tantalita	greisen / pegmatito	Itanhandu	monzogranito	calcioalcalino	sin-colisional	649 ± 6 Ma	-

1997) aos quais se associam mineralizações de estanho e metais raros.

A principal ocorrência corresponde a do Bairro dos Correias, na localidade de Taboá, Ribeirão Branco, onde associado ao Granito Correias, intrusivo em rochas granito-gnáissicas / migmatíticas (Complexo Apiaí) e quartzitos e anfibolitos (Grupo Ribeira) encontram-se mineralizações de estanho (cassiterita) e tungstênio (wolframita) em veios, bolsões, *stockworks* de quartzo e greisens (mica-topázio-quartzo greisen e brecha greisen).

Para Goraieb (2001) o depósito seria semelhante ao do tipo 'sistemas de veios Sn-W' onde os veios e *sockworks* teriam sido formados por etapas sucessivas de hidrofraturamento, circulação de fluidos, alteração / precipitação e fechamento de fraturas, associados com processos do tipo *boiling*. A evolução do depósito envolve a cristalização de cassiterita e wolframita de granulação grossa, seguida de cassiterita e wolframita mais finas acompanhadas, respectivamente, pela injeção de mica-topázio greisen e de uma fase sulfetada de mica greisen. A ganga é composta por quartzo, topázio, fluorita e micas (fengita, siderofilita, protolitionita e zinwaldita). O fluido responsável pela mineralização é tipicamente magmático (CO<sub>2</sub> ± CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O, NaCl, KCl, FeCl<sub>2</sub>), mas, ao se misturar parcialmente com água meteórica permitiu a introdução de uma nova fase aquosa com características mais redutoras que teria favorecido a deposição dos sulfetos (pirita, esfalerita, calcopirita). Temperaturas de deposição calculadas através dos pares quartzo-cassiterita e quartzo-wolframita indicam valores entre 460° C e 330° C (média de 395° C ± 65° C). Cerca de 5% dos grãos de cassiterita apresentam magnetismo que varia de forte a moderado (Pereira *et al.* 2001). As reservas

são estimadas em 5.000 t de Sn e 500 t de W.

Também merece ser registrado o depósito (hoje esgotado) da Fazenda Inhandjara localizado no Bairro da Mina em Itupeva e a ocorrência do Sítio do Arado em Votorantim, conhecidas desde as décadas de 40 e 50 do século passado, e que representam clássicas mineralizações de wolframita (± cassiterita) relacionada a filões / veios de quartzo greisenizados. Essas mineralizações estão, respectivamente, associadas ao Albita Granito de Inhandjara (Leite & Zanardo 1994) e ao Granito Serra de São Francisco.

#### GRANITOS DA SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO MAR

Na porção sul da Faixa Ribeira ocorre uma série de granitos de características anorogênicas que podem, de forma geral, ser enquadrados como do tipo-A e estão relacionados à Suíte Intrusiva Serra do Mar. São 13 granitos de composição predominantemente alcalina e 3 de composição peralcalina sendo que alguns deles apresentam uma forte vocação metalogenética para elementos granitofílicos. A idade do magmatismo Serra do Mar relacionada ao Neoproterozóico III foi estabelecida em 580 ± 20 Ma (Kaul 1997).

Dentre os corpos mais potenciais destacam-se o Granito Graciosa localizado na região de Capivari-Pardo, PR, onde há o registro de duas áreas mineralizadas em Sn-W denominadas respectivamente de Alvo Cantagalo e Alvo Paraíso (Litch *et al.* 1989). No primeiro, a cassiterita e a wolframita estão relacionadas a greisens e granitos albitizados e no segundo, onde só há registro da cassiterita, ela está associada a filões sulfetados (Litch *et al.* 1989).

Ainda pode ser mencionado o Granito Desem-

borque, em Cajati, SP ao qual se associam pequenos corpos de greisens com sulfetos, topázio e cassiterita (Oliveira *et al.* 1987). Diversos minerais de metais raros tomam parte na mineralogia acessória do granito dentre os quais se destaca a columbita, seguida da cassiterita, molibdenita, fluorita, zircão hafnífero e pirita (Pereira *et al.* 2007).

#### GRANITOS DO COMPLEXO TRÊS CÓRREGOS

Em São Paulo e no Paraná há registros de diversos corpos graníticos neoproterozóicos pertencentes ao Complexo Três Córregos que se mostram especializados em metais raros. Dentre eles encontram-se os granitos Itaoca (Mello & Betten-court 1998), Morro Grande, Piedade e Varginha (Chiodi Filho *et al.* 1987).

O Granito Itaoca, SP/PR, com cerca de 180 km<sup>2</sup> é intrusivo nas rochas metassedimentares da Sequência Lajeado. Ele é composto por monzogranitos porfíricos de alto potássio (shoshonitos) e múltiplas unidades granitóides consideradas como injeções co-genéticas, derivadas da crosta inferior. Este maciço contém depósitos de scheelita / powellitita e wollastonita associada a *skarns* localizados em sua porção central, formados durante os estágios de metassomatismo e hidrotermalismo. A scheelita de cor acinzentada, em grãos ou agregados sumilimétricos a subcentimétricos, ocorre em escarnitos proximais de cores escuras em virtude do grande percentual de piroxênio do tipo salita e nos distais, de cores claras, formados por diopsídio-wollastonita. Em ambos os casos a scheelita concentra-se nas partes mais granatíferas (grossulária-andradita). Os teores são de até 1,6% WO<sub>3</sub> nos escarnitos escuros e teor médio de 0,15 de WO<sub>3</sub> nos escarnitos claros (Mello *et al.* 1985).

#### GRANITOS DIVERSOS

Em Santa Catarina, intrusivos na seqüência vulcanossedimentar do Grupo Brusque, ocorrem diversos corpos de biotita granito pertencentes à Suíte Intrusiva Catinga de idades entre 647 e 500 Ma. Em Nova Trento, filões de quartzo-wolframita, contendo cassiterita e molibdenita, ocorrem associados ao corpo granítico da área de Cerro da Catinga. O depósito, intensamente explorado, tinha reservas da ordem de 6.200 t com 135 t de WO<sub>3</sub> contido (Silva *et al.* 1986).

Além desse depósito, diversas ocorrências de

estanho (cassiterita) e metais raros (columbita-tantalita) foram registradas nas imediações de corpos graníticos brasileiros localizados na região limítrofe aos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro (Pereira *et al.* 2003, 2005, 2007). São representados, principalmente, por granitos com idades (<sup>207</sup>Pb/ <sup>206</sup>Pb) variando de 649 ± 6 Ma a 584 ± 5 Ma (Pereira, 2001). Os principais corpos correspondem aos granitos Capivara e Itanhandu (situados em Itamonte e Itanhandu, MG), Mendanha (situado entre Piquete, SP e Passa Quatro, MG) e Funil (situado entre Resende-Itaiaia, RJ e Areias, SP).

#### Domínios scheelitíferos associados a faixas de rochas calcissilicáticas

Distribuídas pela FR registram-se várias faixas constituídas por rochas calciossilicáticas de idades proterozóicas contendo mineralizações scheelitíferas de caráter singenético (Figura 2). Dentre elas, despontam as das regiões do Bairro dos Marins, em Piquete e de Arapeí (Pereira & Ávila 2008), sendo interessante mencionar as da faixa que se desenvolve paralelamente a Serra do Mar e que se dispõe de Parati a Angra dos Reis, RJ (Pereira & Santos 1983).

#### SHEELITA DO BAIRRO DOS MARINS

No Bairro dos Marins, em Piquete, SP, as rochas calciossilicáticas são encontradas em níveis de interestratificadas em gnaisses do Complexo Piracaia ou como xenólitos inclusos no Granitóide Marins (Pereira & Ávila, 2009). O nível mineralizado em scheelita é composto predominantemente por diopsídio e encontra-se justo no contato entre gnaisses a biotita e a hornblenda. Já os níveis não mineralizados constituídos por tremolita-actinolita, epidoto, carbonato, diopsídio, escapolita, biotita e microclina, estão intercalados no biotita gnaisse. No geral, os corpos encontrados são considerados como de caráter *strata-bound* tendo a scheelita origem singenética. Os teores baixos, por volta de 0,6 % de WO<sub>3</sub>, apontam para uma ocorrência de caráter subeconômico.

#### SHEELITA DE ARAPEÍ

Em Arapeí, SP, região inserida no domínio tectônico da *Klippe* Paraíba do Sul, segmento central

da FR, as rochas regionais correspondem a paragneisses com intercalações de xistos pelíticos, rochas calciossilicáticas, mármore e subordinadamente por gnditos, quartzitos e anfibolitos do Grupo Paraíba do Sul. Intrusivo na região ocorre o Granitóide Rio Turvo (579 Ma), um tipo S, de caráter sin-colisional.

Em geral, as rochas calciossilicáticas são maciças ou bandadas e formadas principalmente por diopsídio, quartzo, plagioclásio, granada, tremolita-actinolita, carbonato, epidoto, titanita e escapolita. Afloram em estratos métricos a centimétricos, corpos lentiformes e níveis boudinados dentro de paragneisses ou em contato gradacional com lentes de mármore. A disposição acamada em finos estratos e suas relações com rochas quartzíticas, níveis carbonáticos e gnaisses pelíticos levam a se considerar uma origem metassedimentar para esses litotipos. A scheelita encontra-se principalmente associada à Unidade Beleza e, no geral, tem cor de fluorescência branca-azulada, porém ocorre scheelita com fluorescência amarelada fato que denota a presença de Mo na estrutura do mineral.

## CONSIDERAÇÕES

De modo geral, a quase totalidade da produção mineral da FR é representada pela exploração de insumos utilizados na construção civil, tais como areia, brita, rochas ornamentais e cimento. Comparativamente, são poucos os registros de ocorrências e / ou de depósitos de minerais metálicos e não metálicos de uso industrial nesse domínio.

O reduzido número de ocorrências e depósitos minerais conhecidos até a presente data na FR pode levar a uma visão conformista, onde se assume que a mesma é desprovida desses recursos ou não muito promissora em relação a eles. Mas, outro tipo de postura, não dogmática e não conformista, considera que não foram realizados os estudos e os levantamentos (aerogeofísicos, geoquímicos regionais, etc.) necessários para que o real potencial mineral da FR pudesse ser estabelecido. Essa é a posição dos presentes autores.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M.de, Hasui Y., Brito Neves B.B.de, Fuck R.A. 1977. As províncias estruturais brasileiras. *In: SBG, Simp. Geol. NE, 8, Atas, 363-391.*
- Almeida F.F.M.de, Hasui Y., Brito Neves B.B.de, Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews, 17:1-21.*
- Barbour A.P., Macedo A.B., Hypólito R. 1988. Correlação dos elementos prata, chumbo, zinco e ferro com bário em algumas jazidas sulfetadas do Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. São Paulo, Boletim IG-USP: Série Científica, v. 19.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Reis Neto J.M., Harara O.M., Passarelli C.R., Machiavelli A. 1997. Geochronological map of the Precambrian terrains of Paraná and Santa Catarina States, southern Brazil: Tectonic implications. *In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology, 1, 1997. Extended Abstracts, 44-46.*
- Basei M.A.S., Citroni S.B., Siga Jr. O. 1998. Stratigraphy and Age of Fini-Proterozoic Basins of Paraná and Santa Catarina States, Southern Brazil. São Paulo, *Boletim da USP, 29: 195-216.*
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto J.M., Preciozzi F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton. Framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. *In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). Tectonic Evolution of South America. Int. Geol. Congr., 31st Rio de Janeiro, 311-334.*
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Kaulfuss G.A., Cordeiro H., Nutman A., Sato K., Cury L. F., Prazeres Filho H.J., Passarelli C.R., Harara O.M., Reis Neto J.M. 2003. Geochronology and Isotope Geology of Voturerava and Perau Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira Belt, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology - SSAGI, 4°, Extended Abstracts, 2:501-504.*
- Basei M.A.S., Frimmel H.E., Nutman A.P., Preciozzi F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications 294:239-256.*
- Beljavskis P., Garda G.M., Juliani C. 1993. Características das mineralizações auríferas no Grupo Serra do Itaberaba, Guarulhos-SP. São Paulo, Revista do IG, **14**:21-29.
- Biondi J.C., Franke N.D., Carvalho P.R, Villanova S.N. 2007. Geologia do depósito de Au Cavalo Branco (Botuverá - SC). *Revista Brasileira de Geociências, 37:445-463.*
- Boin M.N., Silva J.R.B., Silva R.B., Mello I.S.C. 1982. Mineralizações Polimetálicas, hidrotermais, associadas aos Granitóides Alcalinos de Mandira. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 32, Anais, v. 3: 945-956.*
- Campanha G.A.C., Sadowsky G.R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiáí Domain). *Precambrian Research, 98:31-51.*
- Campos Neto, M. C. & Caby, R. 2000. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics, 19: 669-687.*
- Chiodi Filho C., Moretzshon J.S., Santos J.F., Soares P.C. 1987. Aspectos geológicos e metalogenéticos dos granitos Morro Grande, Piedade e Varginha - Vale do Ribeira - Paraná. *In: SBG, Simp. Sul-Brasileiro Geol., 3, Atas, v. 2: 515-542.*
- Cordani U.G., Basei M.A., Siga Jr. O., Nutman A.P. 1999. Geochronology U-Pb (SHRIMP) of Campo Alegre, Itajaí and Castro basins: Neoproterozoic extensional regimes in the Brazilian south region. *Geological Society of America Annual Meeting, 282 p.*

- Creach M., Decarreau A., Melfi A.J., Nahon D., Parisot J.C., Trescases J.J. 1992. Estudo geoquímico do Intemperismo do escarnito cuprífero de Santa Blandina (Itapeva, SP): acumulação supérgena do cobre em meio laterítico. *Geochemica Brasiliensis*, **6**:55-76.
- Cury L.F., Kaulfuss G.A., Siga Jr. O., Basei M.A.S., Hara O.M., Sato K. 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitóides alcalinos deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. São Paulo, Geologia USP, **2**: 95-108.
- Daitx E.C. 1996. *Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR)*. Tese Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 453 p.
- Fiori A.P. 1992. O sistema de dobramento Apiaí, Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**: 5-17.
- Fleischer R. 1976. A pesquisa de chumbo no Brasil. In: SBG, Cong. Bras. Geol., **29**, *Anais*, **1**:19-32.
- Hackspacher P.C., Dantas E.L., Spoladore A., Fetter A.H., Oliveira M.A.F. 2000. Evidence of Neoproterozoic back arc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: New geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui groups. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 110-114.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, **125**, 87-112.
- Heilbron M., Mohriak W., Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H. & Tupinambá M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani and Mohriak (eds) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, **115**: 1-34
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 204-234.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.A. 2004. Brasiliano Belts in SE Brazil. *Journal of Virtual Explorer*, **17**.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Tassinari C.C.G., Almeida J., Tupinambá M., Siga Jr. O., Trouw R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society, London, Special Publications* **294**:211-237.
- Janasi V.A. 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Prec. Res.*, **119**:301-327.
- Janasi V.A. & Ulbrich H.H.G.J., 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, southeastern Brazil. *Prec. Res.*, **51**:351-374.
- Janasi V.A., Leite R.J., VanSchmus W.R. 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. *J. South Am. Earth Sciences*, **14**:363-376.
- Janasi V.A., Alves A., Vlach S.R.F., Leite R.J. 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozoico. São Paulo, Geologia USP, Publ. Esp., **3**:13-24.
- Juliani C., Hackspacher P., Dantas E., Fetter A.H., 2000. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Rev. Bras. Geociências*, **30**:82-86.
- Kaul P.F.T., 1997. *O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (Sul do Brasil) no final do Neoproterozoico e seus condicionantes tectônicos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 293 p.
- Kaulfuss G.A. 2001. Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba, Paraná. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 115 p.
- Leite Jr. W.B. & Zanardo A. 1994. O albita granito de Inhandjara, Complexo Granitóide Itu, SP. In: SBG, Cong. Bras. Geol., **37**, *Bol. Res. Expandidos*, p. 109-110.
- Licht O.A.B. & Oliveira L.M. 1989. Prospecção geoquímica de mineralizações estaníferas da região de Capivari-Pardo, Paraná, Brasil. In: SBG, Cong. Bras. Geol., **2**. *Anais*, 99-120.
- Mello I.S.C. & Bettencourt J.S. 1998. Geologia e gênese das mineralizações associadas ao maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. *Rev. Bras. Geociências* **28**:269-284.
- Mello I.S.C., Silva R.B., Goraieb C.L. 1985. As mineralizações de tungstênio (scheelita) dos granitóides de Itaóca (SP). In: SBG/SP, Simp. Reg. Geol., **5**. *Atas*, v. 2: 433-457.
- Neves B.B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22** ( 3): 155-166.
- Oliveira M.C.B., Rodrigues E.P., Coutinho J.M.V., Martins F.A.G., Figueiredo M.C.H., Zapparoli L.H. 1987. Petrologia de parte do maciço granítico Guaraú - SP. In: SBG, Simp. Sul-Brasileiro Geol., *Atas*, v. 2: 571-594.
- Oliveira M.A.F., Souza S.C.A., Teixeira W., Vasconcellos P.M. 2003. <sup>40</sup>Ar / <sup>39</sup>Ar ages of the Alumínio (Serra do Itaberaba Group) and Hermida (Itapira Group) amphibolite, central portion of the Ribeira Belt, Brazil: Preliminary inferences. In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology, **4**, *Extended Abstracts*, p. 233-236.
- Pereira R.M. 2001. *Caracterização geocronológica, geoquímica, geofísica e metalogênica de alguns plutonitos graníticos da região do médio rio Paraíba do Sul e alto rio Grande, segmento central da faixa Ribeira*. Tese Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 214 p.
- Pereira R.M. & Ávila C.A. 2008. Novos domínios tungsteníferos no Estado de São Paulo. *Revista de Geologia (Fortaleza)*, **21**:99 - 107.
- Pereira R.M. & Ávila C.A. 2009. Caracterização Petrográfica do horizonte calciossilicático mineralizado em scheelita do Bairro dos Marins, Município de Piquete, Estado de São Paulo. *Arquivos do Museu Nacional*, **2**: 10-16.
- Pereira R.M. & Santos R.A. 1983. Mineralizações estratiformes de scheelita nos gnaisses cacossilicáticos da região de Parati-Angra dos Reis-Rio Claro-Piraí, RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **55**



- (1):105-108.
- Pereira R.M, Ávila C.A., Neumann R. 2003. Prospecção para cassiterita na região entre Cachoeira Paulista (SP) e Resende (RJ): potencialidade em estanho dos granitos do Funil e São José do Barreiro, segmento central da Faixa Ribeira. *Geociências*, **22**: 107-119.
- Pereira R.M & Ávila C.A., Neumann R., Mendes J.C., Moura C.A.V. 2005. Rare metal oxide mineralizations related to two neoproterozoic tourmaline granites from the interference zone of the Ribeira and Brasília Belts, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **35**:341-350.
- Pereira R.M & Ávila C.A., Mendes J.C., Neumann R., Castro C. 2007. Granito Desembarque: exemplo de corpo com metais raros (Nb, Zr, Hf) e estanho no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geociências*, **37**: 257 - 267.
- Prazeres Filho H.J. 2000. *Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 180p.
- Prazeres Filho H.J. 2005. *Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP). Geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS / SHRIMP) e O18 em Zircão*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 207p.
- Prazeres Filho H.J., Harara O.M.M., Basei M.A.S., Passarelli C.R., Siga JR O. 2003. Litoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das Rochas graníticas dos Batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na Porção Sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. São Paulo, Geologia USP. Publicação Especial, v. 3: 51-70.
- Prazeres Filho, H.J Basei, M.A.S., Passarelli C.R., Harara O.M.M., Siga Jr. O., Cury L.F. 2003. O magmatismo Granítico Pós-Orogênico da Faixa de Dobramento Apiaí: Contrastes Geocronológicos, Petrológicos e Geotectônicos. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, Boletim de Resumos*, p.47.
- Prazeres Filho H.J., Basei M.A.S., Passarelli C.R., Harara O.M., Siga Jr. O. 2003. U-Pb zircon ages of the post-orogenic granitic magmatism in Apiaí folded belt (Paraná State, southern Brazil): Petrological and geotectonic significance. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 4, *Extend Abstracts*, 2, 656-659.
- Schiker G. 1996. *O depósito de chumbo, zinco, cobre e prata do Ribeirão da Prata, Município de Blumenau-SC*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, p.
- Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R., Pimentel M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Prec. Res.*, **133**:29-61.
- Siga Jr. O., Basei M.A.S., Reis Neto J.M., Machiavelli A., Harara O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. São Paulo, Boletim IG-USP, Série Científica, **26**: 69-98.
- Silva R.B. 1989. Exploração mineral no Estado de São Paulo. *Brasil Mineral*, **67**:64-74.
- Silva C.R., Souza I.M., Brandão W. 1988. Mina de chumbo e prata do Perau, Adrianópolis, Paraná. *In: Scobbenhaus & Coelho (eds.), Principais Depósitos Minerais do Brasil*, 3. Brasília, Departamento da Produção Mineral, p. 123 - 134.
- Souza I.M. & Campanha G.A.C. 1977. Chumbo e Cobre No Vale do Ribeira, Mina Barra do Perau, Município de Adrianópolis, Estado do Paraná. *Mineração Metalurgia*, **348**:4 -7.
- Teixeira A.L. 2000. *Análise das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico do Estado de São Paulo e adjacências*. Tese Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 158 p.
- Theodorovicz A., Câmara M.M., Morais S.M., Godoy H.K, Takahashi A.T. 1986. Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: Relatório Final. CPRM / Pró-Minério.
- Töpfner C. 1996. Brasiliano-granitoide in den bundestaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien-eine vergleichende studie. *Münchner Geologische Hefte*, 4, 100 p.
- Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Andreis R.R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds) Tectonic Evolution of South America*. International Geological Congress, 31<sup>st</sup>, Rio de Janeiro, 287-310.
- Tupinambá M., Teixeira W., Heilbron M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira belt, SE Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **30**:7-11.
- Tupinambá M., Heilbron M., Duarte B.P., Nogueira J.R., Valladares C.S., Almeida J.C.H.A., Eirado L.G., Medeiros S.R., Almeida C.G., Miranda A.W.A., Ragatky C.D. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuai. *Geonomos*, **15**: 67-79.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. 2004a. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Prec. Res.*, **130**:27-55.
- Valeriano C. M., M. Pimentel M., Heilbron M., Almeida J. C. H., Trouw R. A. J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* **294**: 197-210.
- Weber W., Siga Jr. O., Sato K., Basei M.A.S., Reis Neto J.M. 2003. U-Pb (zircon) ages of metabasic rocks of the Água Clara Formation in the Araçuiba region - São Paulo (Brazil): Preliminary data. *In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology*, 4, *Extended Abstracts*, v. 2: 706-709.
- Wernick E. 1984. Granitos cálcio-alcálicos: Características e tentativa de um modelo genético e evolutivo. *In: Congr. Bras. Geol.*, 33, *Anais*, 6:2738-2756.

# METALOGÊNESE DO CINTURÃO DOM FELICIANO E FRAGMENTOS PALEOCONTINENTAIS ASSOCIADOS (RS/SC)

EDUARDO CAMOZZATO, JOÃO ANGELO TONIOLO & JORGE HENRIQUE LAUX

Serviço Geológico do Brasil, CPRM/Porto Alegre, RS.  
E-mails: eduardo.camozzato@cprm.gov.br, joao.toniolo@cprm.gov.br, jorge.laux@cprm.gov.br

## INTRODUÇÃO

A colagem neoproterozoica/cambriana do oeste do Gondwana, denominada de orogenia ou Ciclo Brasileiro – Pan-Africano, resultou da convergência dos crátons Rio de la Plata/Luis Alves, Ka-lahari e Congo, com o desenvolvimento diacrônico dos três cinturões orogênicos identificados no sudoeste da África (Kaoko, Gariep e Damara) e daquele instalado no sul do Brasil (Dom Feliciano), com diferentes interpretações acerca da conexão deste com os seus correspondentes africanos, desmembrados pela fragmentação do Pangeia, no início do Mesozoico (Porada 1979, 1989; Trompette & Carozzi 1994; Basei *et al.* 2000, 2005; Chemale Jr. 2000, 2007; Oyhantçabal *et al.* 2010; Chemale Jr. *et al.* 2012; entre outros) (Fig. 1a).

As unidades neoproterozoicas do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-César 1980), segmento meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981), e os fragmentos paleocontinentais associados neoarqueanos e paleoproterozoicos com diferentes graus de retrabalhamento no Brasileiro, que são o foco metalogenético do presente texto, constituem os escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense, entidades que são geograficamente descontinuas pela cobertura de rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia Paraná e sedimentos da Planície Costeira (Fig. 1b), no limite entre os estados do Rio Grande do Sul (RS) e Santa Catarina (SC).

## DADOS HISTÓRICOS

Mineralizações metálicas são referidas desde o séc. XVIII no âmbito do Cinturão, algumas delas resultando em distritos mineiros com importância nacional, outras em áreas com caráter garimpeiro, produção intermitente e importância local.

Ainda que mínima, a faiscagem de ouro em 1715 (Período Colonial), nas proximidades da atual localidade de Porto Belo (SC), foi relatada pelo sargento-mor Manuel Gonçalves de Aguiar, comissionado pelo governo e autor das “Notícias Práticas da Costa e Povoação do Mar do Sul”, datada de 1721.

Referindo a região do rio “Tajahy” (rio Itajaí, nordeste de SC), Paulo José Miguel de Brito encerra um texto de sua “Memória Política de Santa Catarina”, escrita em 1816, salientando a ocorrência “do mais precioso dos metais, o ouro...”. A descoberta de “terras argentíferas” na mesma região, no alto ribeirão Garcia (ou Alto Garcia, município de Blumenau, SC) remonta ao ano de 1872, área na qual a exploração comercial foi iniciada em 1884 com base em concessão de lavra oficializada em 1883.

Em torno de 1944/1945, no “Morro da Gorita”, no denominado “Arraial do Ouro” (a norte de Gaspar, SC) foi encontrada a maior pepita de ouro da região (1.450 g).

No RS, o ouro foi provavelmente descoberto no fim do séc. XVIII por bandeirantes que percorriam o território, o que resultou no envio à região em 1802, pelo governo da Colônia, de um fiscal de governo (“guarda-mor”) responsável pela cobrança do dízimo sobre o ouro extraído.

No governo de D. João VI, o Barão de Eschwege, encarregado do Real Gabinete de Mineralogia no período 1810-1821, faz referência aos ricos depósitos auríferos “nas proximidades de Santo Antônio das Lavras”, atual Lavras do Sul (RS), à época pertencente ao município de Rio Pardo.

Aquarelas do alemão Hermann Wendroth do final dos anos 1850 retratam a atividade garimpeira em Lavras do Sul (Licht 2009), com detalhes acerca dos filões auríferos e dos granitos encaixantes das mineralizações. Gorceix (1874), regis-

tra um teor médio de 1,25 onças (~39 g) de Au por tonelada na parte superficial destes filões.

A descoberta de minério de Cu nas minas do Camaquã (RS) deu-se em 1865 por mineiros ingleses que extraíam ouro em Lavras do Sul, resultando na abertura de uma galeria, conhecida como Galeria dos Ingleses, explorada pela *Rio Grande Gold Mining Ltd.* entre 1870 e 1887.

Conforme Leinz & Pinagel (1945), entre os anos de 1890 e 1914 houve uma grande atividade mineira no RS, incluindo a exploração das minas de wolframita do Cerro d'Árvore e Sanga Negra e de estanho de Campinas, no oeste e sudoeste do município de Encruzilhada do Sul (RS).

Desde os meados do século XX houve períodos de intensa atividade de pesquisa mineral no Cinturão Dom Feliciano, na busca de metais-base, preciosos e não ferrosos. Contudo, após o fechamento das minas do Camaquã, em 1996, nenhum depósito dimensionado resultou em atividade extrativa.

Na atualidade, a mineração no âmbito do Cinturão Dom Feliciano inclui os mármore para as indústrias de corretivos agrícolas e do cimento, argilas cerâmicas e refratárias, minerais industriais, rochas ornamentais e agregados para uso na construção. A extração de Au está restrita a pequenos garimpos intermitentes nos depósitos coluviais e aluviais das regiões de Lavras do Sul e Vila Nova do Sul (RS) e de Gaspar (SC).

## ESTRUTURAÇÃO TECTONO-GEOLÓGICA

Os grandes lineamentos regionais de direções NE-SW e NW-SE serviram de base para as primeiras descrições da organização interna do mosaico de blocos que constitui os escudos do RS e SC, bem como das interpretações acerca da evolução tectônica e correlação entre estas áreas, cuja colagem orogênica foi concluída ao final do Ciclo Brasileiro, na passagem do Neoproterozoico para o Eopaleozoico.

Muitas e importantes contribuições a estas interpretações são devidas aos resultados de pesquisas suportadas por geofísica (*e.g.*, Hallinan *et al.* 1993; Orlandi F<sup>o</sup> *et al.* 1995; Costa *et al.* 1995a,b; Fernandes *et al.* 1995; Costa 1997) e geocronológicas e isotópicas (*e.g.*, Basei 1985; Soliani Jr. 1986; Babinski *et al.* 1996; Hartmann *et al.* 2000, 2003, 2007, 2011; Philipp *et al.* 1998, 2003; Laux *et al.* 2010a,b; Chemale Jr. *et al.* 2011,

2012; Camozzato *et al.* 2013a,b).

O Escudo Sul-Rio-Grandense contém cinco unidades geotectônicas (Fig. 1b):

- 1) Terreno Taquarembó, caracterizado pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Nardi & Hartmann 1979), com unidades paleoproterozoicas paraderivadas (com alguma proveniência neoarqueana) e ortoderivadas com características isotópicas juvenis. São provisoriamente incluídas neste terreno as metavulcanossedimentares estaterianas de baixo e médio grau do Complexo Coxilha do Batovi de Schmitt (1995; *sensu* Laux *et al.* 2010a);
- 2) Terreno São Gabriel, de idade neoproterozoica e assinatura isotópica juvenil, consistindo de uma associação de rochas metavulcanossedimentares e plutônicas de arco e fragmentos de ofiolitos;
- 3) a parcela meridional do Terreno Tijucas, caracterizada pelas rochas metavulcanossedimentares neoproterozoicas do Complexo Porongos e pelos *basement inliers* de ortognaisses e metagranitos paleoproterozoicos e, de maneira muito limitada, básicas-ultrabásicas mesoproterozoicas;
- 4) Batólito Pelotas, com suítes e complexos de granitóides neoproterozoicos e por frações retrabalhadas da crosta paleoproterozoica;
- e 5) coberturas sedimentares e vulcânicas do Neoproterozoico e Cambriano, agrupadas na Bacia Camaquã, e ígneas plutônicas predominantemente graníticas cronocorrelatas; todas encontradas, em dimensões variadas, intrudindo ou depositadas sobre as demais unidades geotectônicas, com caráter tardi a pós-orogênico em relação ao evento Brasileiro.

O Escudo Catarinense contém também cinco unidades (Fig. 1b):

- 1) Terreno Luis Alves, caracterizado pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1979), com orto e paragnaisses neoarqueanos e ortognaisses e metagranitóides paleoproterozoicos;
- 2) a parcela setentrional do Terreno Tijucas, composta por unidades metavulcanossedimentares neoproterozoicas do Complexo Brusque e porções muito limitadas com ortognaisses paleoproterozoicos migmatizados no Brasileiro;
- 3) e 4) batólitos Paranaguá e Florianópolis, contendo suítes e complexos de granitóides neoproterozoicos e fragmentos do embasamento paleoproterozoico com graus variados de retrabalhamento;
- e 5) coberturas sedimentares com vulcano-plutonismo associado das bacias Itajaí, Campo Alegre, Corupá, Alto Palmeira e Joinville, neoproterozo-

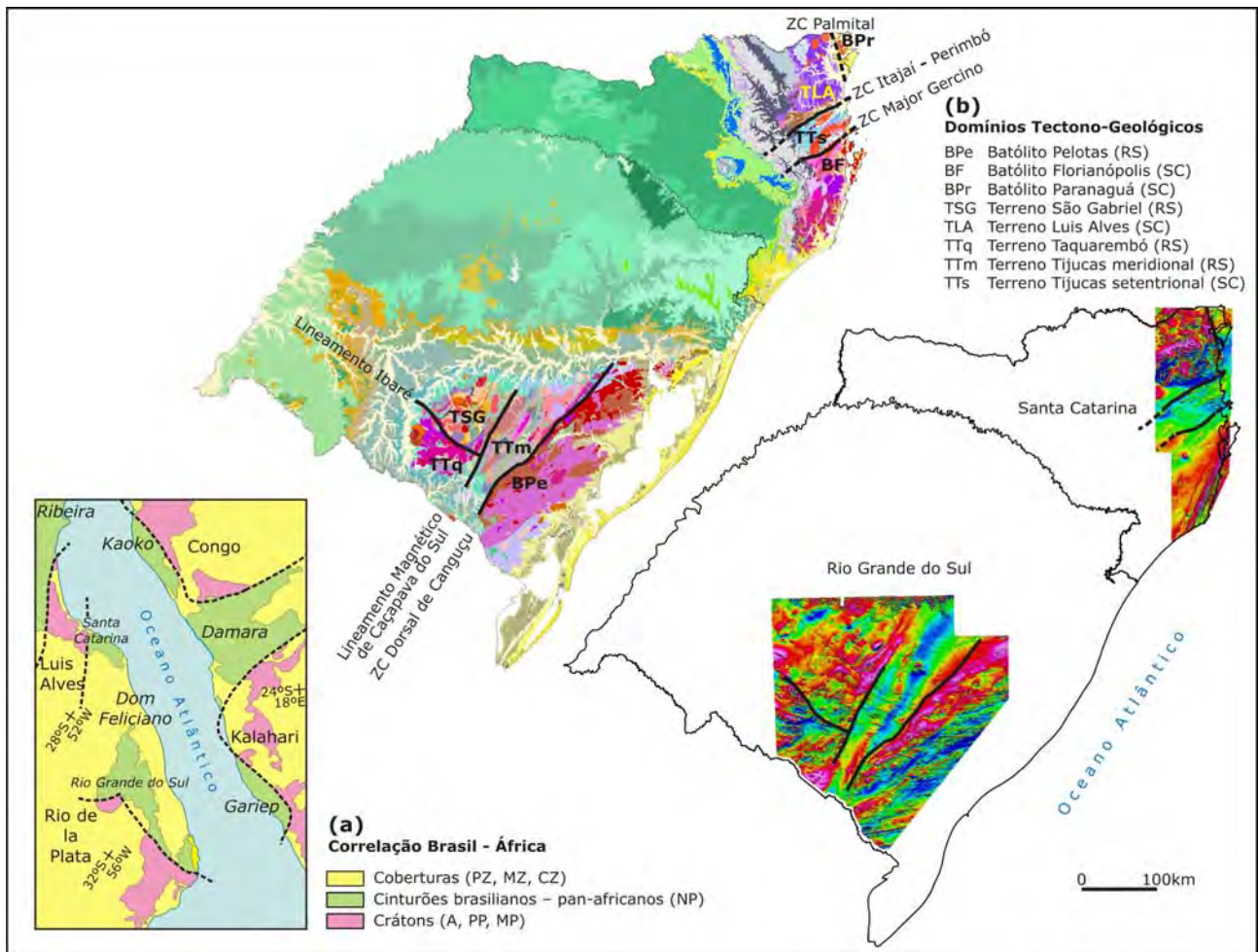


Figura 1 – (a) Cinturões brasileiros - pan-africanos e áreas cratônicas relacionadas. (b) Domínios tectono-geológicos dos escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense sobre fundos geológico (Wildner *et al.* 2013a,b) e aeromagnetométrico (CPRM, aerogeofísica dos escudos do RS e SC).

zoicas a cambrianas, instaladas sobre as rochas do Terreno Luis Alves.

Os dois segmentos paleocontinentais mais importantes, com significativa preservação de integridade relativamente aos processos do Brasiliano, são os complexos granulíticos Santa Maria Chico e de Santa Catarina, respectivamente interpretados como frações remanescentes do Cráton Rio de la Plata e de sua extensão catarinense, onde é referido como (micro) Cráton Luis Alves.

Exposições paleoproterozoicas retrabalhadas em graus variados durante a fase colisional brasileira constituem:

(1) a Faixa Ribeirão da Prata de Borba e Lopes (1983; ou Faixa Granito-Gnáissica Perimbó de Caldasso *et al.* 1995a; ou Complexo São Miguel de Basei *et al.* 2011a), aqui denominada Complexo Ribeirão da Prata e que constitui uma porção do Complexo Granulítico de Santa Catarina com retrabalhamento no Brasiliano, no limite entre o Ter-

reno Tijucas setentrional e a Bacia Itajaí; (2) o Complexo Metamórfico Migmatítico Indiferenciado de Trainini *et al.* (1978; ortognaisses de Presidente Nereu de Basei 1985), tidos como equivalentes mais para o SW do Complexo Ribeirão da Prata; (3) o Complexo São Francisco do Sul (Cury 2009) e fragmentos muito limitados no Complexo Águas Mornas (Zanini *et al.* 1997), englobados respectivamente por rochas dos batólitos Paranaguá e Florianópolis; (4) os complexos Arroio dos Ratos (*sensu* Gregory *et al.* 2011) e Várzea do Capivarita (*sensu* Martil *et al.* 2011), na região de Encruzilhada do Sul/Quitéria (RS), no limite entre o Terreno Tijucas meridional e o Batólito Pelotas; (5) os Gnaisses Porto Alegre (RS; Philipp & Campos 2004), no âmbito do Batólito Pelotas; e (6) as unidades infraestruturais (*basement inliers*) expostas em meio aos complexos Porongos e Brusque.

Estas últimas são representados no RS por ortognaisses e metagranitóides dos domos de San-

tana da Boa Vista (Complexo Encantadas, *sensu* Philipp *et al.* 2008) e da Vigia (Complexo Vigia e Metagranito Seival de Camozzato *et al.* 2013a), bem como pelos gnaisses da região de Jaíba-Torinhas (Camozzato *et al.* 2013b). Em SC, pelos gnaisses migmatizados do Complexo Camboriú (Chemale Jr. *et al.* 1995; Basei *et al.* 2010, 2013).

Ainda que expostas em áreas restritas, duas unidades mesoproterozoicas são reconhecidas no RS: Anortosito Capivarita (*sensu* Chemale Jr. *et al.* 2011) e Anfibolito (metagabro) Tupi Silveira (Camozzato *et al.* 2013a).

### Limites dos Terrenos

Em Santa Catarina, o Terreno Luis Alves se limita pelo sul com a porção catarinense do Terreno Tijucas através da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (Lineamento Perimbó de Silva e Dias 1981), de direção N55°-65°E, a qual coloca em contato tectonicamente imbricado os complexos Brusque e Ribeirão da Prata e constitui, ainda, o limite sul da Bacia Itajaí. Pelo sul-sudeste, a porção setentrional do Terreno Tijucas está limitada do Batólito Florianópolis pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (Bitencourt *et al.* 1989; Falha Major Gercino de Schulz Jr. & Albuquerque 1969), paralela à Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. Pelo leste, o Terreno Luis Alves se limita com o Batólito Pararanaguá pela Zona de Cisalhamento (Lineamento) Palmital (Cury 2009), de direção N30°W (Fig. 1b).

No Rio Grande do Sul, o Lineamento (Magnético) de Caçapava do Sul (Costa *et al.* 1995a), com direção N-S a NNE, limita os terrenos São Gabriel e Taquarembó, ao oeste, do Tijucas meridional, ao leste; enquanto o Lineamento Ibaré, de direção N40°-60°W, limita os dois primeiros terrenos. Já a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu de Fernandes *et al.* (1990; Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu de Picada 1974), equivalente à Zona de Cisalhamento Major Gercino em SC, separa o Terreno Tijucas meridional, pelo leste, do Batólito Pelotas (Fig. 1b).

## RECURSOS MINERAIS METÁLICOS

### Generalidades

As mineralizações de Au, Sn, W e sulfetos de metais base (Cu, Pb, Zn) de natureza mono ou

multielementar, associadas ou não com metais preciosos (Au e Ag), constituem os principais recursos minerais metálicos no Cinturão Dom Feliciano.

Os trabalhos de Ribeiro (1978), Schobbenhaus & Coelho (1986, 1988), Santos *et al.* (1998), Ramgrab *et al.* (2000), Dardenne & Schobbenhaus (2003) e Biondi (2003) constituem as principais sínteses de informações disponíveis sobre mineralizações nos estados do RS e SC. Muitas outras fontes, com referências gerais ou detalhamento de depósitos específicos, estão disponíveis na bibliografia, e são citadas ao longo do texto.

Projetos nacionais ou regionais de pesquisa do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), como o Programa Nacional de Prospecção de Ouro (PNPO), com diversos informes publicados para o RS e SC, os mapas geoquímico regionais do RS e SC e os textos e mapas do Programa Geologia do Brasil (1:100.000 e 1:250.000), constituem subsídios importantes pelos dados geológicos e geoquímicos prospectivos disponibilizados.

Com base nestas fontes são apresentados os dados descritivos e, quando possível, genéticos das principais áreas mineralizadas no Cinturão Dom Feliciano e nas porções paleocontinentais que com ele se relacionam, de tal forma que subsidiem as atividades metalogenéticas preditivas e os modelos exploratórios na região.

### Au no Terreno Taquarembó (RS)

No extremo norte do Terreno Taquarembó afloram gnaisses granulíticos paleoproterozoicos do Complexo Santa Maria Chico e unidades magmáticas pós-colisionais neoproterozoicas (Nardi & Bitencourt 2007, Laux 2012). Os principais termos intrusivos deste magmatismo constituem os granitóides de afinidade shoshonítica da Suíte Santo Afonso, caracterizados pela cogeneticidade com rochas do vulcanismo Hilário da Bacia Camaquã; e os granitos alcalinos da Suíte Saibro, do tipo A, correlacionáveis ao vulcanismo Acampamento Velho daquela bacia. Tanto nesses granitóides como nas seqüências vulcânicas ocorrem rochas básicas cogenéticas que comprovam a participação de líquidos mantélicos na geração do magmatismo granítico. Uma extensa área com exposição de rochas vulcânicas da Fm. Acampamento Velho, o Platô do Taquarembó, ocorre logo a oeste da área que contém as mineralizações.

As áreas de interesse para Au na região são

referidas como Vauthier, Tunas, Caneleiras, Passo das Trindades, Três Estradas, Taquarembó, Cerro Vermelho e Saibro (Santos & Maciel 2007a,b; Camozzato *et al.* 2012). A principal delas é a Vauthier, onde a extração de Au foi realizada na Mina Barcelos, ativa até a década de 1930 (Fig. 2).

As ocorrências mineralizadas mostram alterações hidrotermais não pervasivas (venulares) e pervasivas. Os filões, abundantes nas diversas litologias, são predominantemente rúpteis, com estrutura brechada e orientados conforme as direções N-S, NNE e NW, sendo comum a percolação de calcedônia e substituições de barita e sílica.

Iglesias (2000) refere que na prospecção regional executada pela Companhia Brasileira do Cobre (CBC) no SW do Escudo Sul-Rio-Grandense foram medidas as atitudes de 430 estruturas filonianas (veios de quartzo, brechas silicosas e hidrotermalitos quartzo-sericiticos), das quais 210 apresentaram teores de Au e 80 a presença de molibdenita e outros metais básicos, como galeña, esfalerita e minerais de Cu.

No Vauthier, conforme Santos *et al.* (1998), o Au ocorre livre ou incluso na pirita, em veios de quartzo hospedados em rochas hipabissais. Laux *et al.* (2009) identificam nesta área veios, *stockworks* e brechas hidrotermais de quartzo (localmente com textura do tipo *vuggy silica*) e alteração do tipo potássica (neoformação de biotita) e sericitica em granitóides porfiríticos, de natureza subvulcânica, da Suíte Vauthier. Com base nos dados levantados, caracterizam a suíte como potencial para depósitos do tipo pórfiro e epitermal, ou mesmo de um *continuum* entre esses dois tipos.

Vargas *et al.* (2007) descrevem no Cerro da Tuna brechas hidrotermais, centimétricas a métricas, de direção geral NE-SW, e veios de quartzo com textura *vuggy* contendo barita, carbonatos, clorita, pirita e hematita. Como encaixantes, gnaisse e granitos cortados por diques NW-SE e NE-SW de rochas traquíticas e traquiandesíticas cálcio-alcálicas. As alterações hidrotermais descritas refletem um sistema hidrotermal epitermal.

Silva *et al.* (2007) identificam no Cerro Caneleiras filões de quartzo de direção N30°-50°E, com até 5 m de espessura, brechados e contendo como minerais de alteração clorita, illita, calcita, hematita e sulfetos. Kersting (2007) refere na área a presença principalmente de anfíbolitos contendo brechas quartzo-carbonáticas com *boxworks* de pirita, com processos de oxidação marcados pela pre-

sença de hematita e goethita e pontualmente altos teores de Au, contrastantes com os resultados muito baixos obtidos em subsuperfície (ambos os valores não caracterizados).

Na região do Passo das Trindades (também referido como Saibro Norte) estão expostos anfíbolitos com intercalações de rochas de composição granítica e traquítica. Ocorrem veios de quartzo leitoso de orientação N-S, alterações hidrotermais da zona da sílica e illita e veios bandados com magnetita, quartzo e pirita. Os filões mineralizados têm teores de Au muito baixos, entre 0,014 ppm e 13,9 ppm de Au (Santos & Maciel 2007a).

Na localidade denominada Três Estradas as mineralizações auríferas ocorrem em brechas tectônicas, filões de quartzo leitoso e hidrotermalitos quartzo-sericiticos (Iglesias 2000) hospedados em granitóides da Suíte Santo Afonso. Conforme Santos & Maciel (2007a) e Santa Elina (2008), afloram na área principalmente rochas básicas do complexo granulítico e granitóides da Suíte Santo Afonso. Duas frentes de lavra artesanal abandonadas ocorrem na área, a noroeste da Estância Três Estradas, com exposição de rochas calcissilicáticas com vênulas e manchas de carbonato e limonita, pirita disseminada e veios centimétricos de quartzo com escassa limonita e goethita. Uma importante estrutura tectônica regional de caráter transcorrente sinistral, a Falha Cerro dos Cabritos, corta os litótipos conforme a direção N35°-45°E mostrando rejeito direcional de aproximadamente 7 Km.

### **Au (Cu, Pb, Zn) no Terreno São Gabriel (RS)**

A porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano no RS é caracterizada pelo Terreno São Gabriel, uma área de acreção crustal juvenil neoproterozoica na qual são reconhecidos cinco grandes agrupamentos petrotectônicas, todos com significativa imbricação estrutural e dispostos como faixas de direção preferencial NE-SW: 1) granito-gnaisse do Complexo Cambaí (890 a 690 Ma); 2) (meta) vulcanossedimentares do Cinturão Vacacaí (760 a 700 Ma) (complexos Palma *p.p.*, Pontas do Salso, Bossoroça, Arroio Marmeleiro e Passo Feio); 3) complexos ofiolíticos (Cerro Mantiqueira, Palma *p.p.*, Arroio Lajeado, Passo do Ivo e Cambaizinho) com idades de *ca.* 740 Ma; 4) magmatismo sin-tardi-colisional (720 a 680 Ma); e 5) magmatismo pós-colisional (600 a 540 Ma).

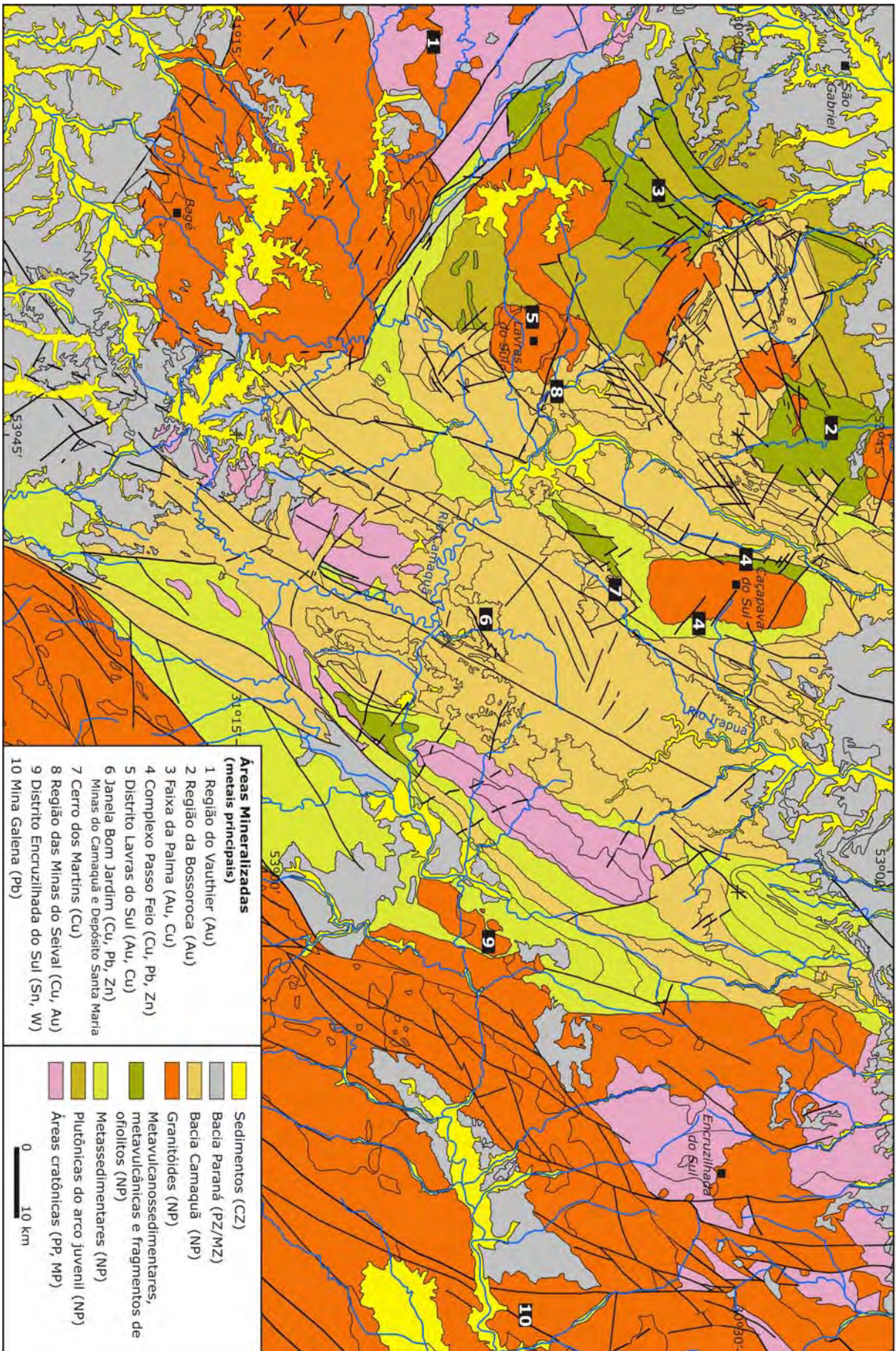


Figura 2 - Mapa geológico da parcela do Escudo Sul-Riograndense (simplificado de Wildner et al. 2013B) com indicação das principais áreas mineralizadas. Cores conforme os domínios tectono-geológicos. Mantidos todos os traços internos da divisão dos domínios para correlação direta com o mapa geológico estadual.

Três áreas constituem os principais alvos exploratórios para Au e sulfetos de metais base (Bossoroca, Palma e Passo Feio), tanto pela quantidade de ocorrências e atividades históricas de extração, que remontam ao início dos anos 1900, como pelos resultados significativos para o metal em concentrados de minerais pesados e sedimentos ativos de corrente.

#### REGIÃO DA BOSSOROCA

Entre as localidades de Caçapava do Sul e Vila Nova do Sul estão expostas as litologias do Complexo Bossoroca (Koppe *et al.* 1995), composto pelas sequências Arroio Lajeado (W) e Campestre (E) que se relacionam através de uma zona de cavalgamento com direção NNE-SSW e vergência para E, com componente transcorrente dextral que coloca a primeira sobre a segunda.

As litologias dominantes na Sequência Arroio Lajeado são serpentinitos, xistos magnesianos, metabasaltos, metagabros, metacherts e formações ferríferas bandadas. Na Sequência Campestre ocorrem metatufos de composição andesítica e dacítica, com intercalações subordinadas de lavas andesíticas, além de metaconglomerados e metapelitos arenosos e carbonosos. As paragêneses são compatíveis com a fácies xisto-verde, zona da clorita, do metamorfismo regional.

Cornubianitos, que podem alcançar até 4 km de largura na superfície, ocorrem nos limites com os granitos São Sepé e Cerro da Cria. Mattos *et al.* (1994a) e Porcher *et al.* (1995) referem o metamorfismo de contato do Complexo Granítico São Sepé na transição entre as fácies albíta-epidoto cornubianito e hornblenda cornubianito.

As mineralizações de Au na região estão hospedadas principalmente em veios de quartzo que cortam as rochas metavulcânicas da Sequência Campestre.

Existem duas concessões de lavra paralisadas na região, as minas Bossoroca (ativa entre 1981-1987) e Cerrito do Ouro (ativa entre 1986-1989). Além destas, o Au foi motivo de alguma exploração nos seguintes depósitos: Passo da Juliana, Viúva Guerra Duval, Guardinha, Lavrinha e Estuque. Neste último, o Au ocorre em filões de quartzo com comprimentos <100 m e direções predominantes entre N45°-65°E, cortando rochas sienograníticas de granulação média a fina do Complexo Granítico São Sepé de Sartori (1978).

O complexo é composto por um núcleo monzogranítico e por uma fácies sienogranítica periférica, respectivamente referidos como Monzogranito Rincão dos Coqueiros e Granito São Sepé por Wildner *et al.* (1990) e Porcher *et al.* (1995). O granito periférico é texturalmente heterogêneo e contém cavidades miarolíticas, segregações micropegmatóides e veios de quartzo leitoso desde 1 m até centimétricos e que podem ocasionalmente constituir *stockworks*. As biotitas magmáticas da porção periférica mostram alteração para clorita; a posterior alteração da biotita cloritizada para mica branca caracteriza a alteração hidrotermal (Mattos *et al.* 2004b).

Tanto a porção SW do Complexo São Sepé como as encaixantes do Complexo Bossoroca mostram alteração do tipo filica, que se distribui por cerca de 1 km e gerou intensa silicificação manifestada por zonas filonianas composta por veios de quartzo + mica branca (fengítica) ± pirita, localmente aurífera, sobreposta por alteração propilítica. Ocorrem também vênulas milimétricas compostas basicamente por mica branca (Mattos *et al.* 2004b).

Na Mina Bossoroca o minério foi lavrado em depósitos elúvio-coluvionares e em filões de quartzo com teores de até 14 g/t Au. Conforme Porcher *et al.* (1995), o filão de quartzo mineralizado, com cerca de 350 m de extensão e possança em torno de 0,35 m, tem atitude N45°E, 30°SE e está encaixado de maneira subconcordante em metavulcanoclásticas. No contato filão-encaixante ocorre uma zona epitodizada com 2 a 3 cm de espessura. O ouro preenche microfraturas e ocorre no estado nativo ou, em pequena proporção, incluso na pirita, sendo acompanhado ainda por esfalerita, galena e arsenopirita. Os principais minerais da ganga são carbonato, clorita, sericita e turmalina.

Koppe (1990) caracteriza a mineralização na Mina da Bossoroca como hidrotermal epigenética, associada a veios extensionais ligados a zonas de cisalhamento em metatufos finos e a cristal. Os valores isotópicos de  $d^{13}C$  e  $d^{18}O$  sugeriram soluções hidrotermais de origem metamórfica atuantes no processo de mineralização.

Análises isotópicas de Pb de galenas provenientes do minério aurífero e de feldspatos e rocha total da sequência vulcânica associada (Remus 1999) indicam uma origem epizonal orogênica para os fluidos mineralizantes. Além disto, os resultados de composição inicial do Pb do Complexo São Sepé são marcadamente



diferentes daqueles do minério da Bossoroca, mostrando que os metais neste depósito não são provenientes do granito.

Na região da Bossoroca, lentes descontínuas de metachert manganêsífero/grafitoso, associadas com folhelhos negros e níveis com hematita maciça, também ocorrem na sequência Campestre (Rocha *et al.* 2013c). Sobre estas litologias ocorre anomalia contínua de Au no solo com 1,2 km de extensão que pode alcançar valores anômalos >30 ppb. Metacherts similares, também anômalos para Au, ocorrem na tectonicamente sobreposta Sequência Arroio Lajeado. A associação litofaciológica e os resultados multielementares obtidos em solo levou Rocha *et al.* (2013c) a sugerir a possibilidades de mineralizações do tipo VMS na região.

A Mina Cerrito do Ouro é composta por um conjunto complexo de filões de quartzo leitoso com teor médio de 5,65 g/t de Au, lavrados a céu aberto, encaixados em clorita e sericita-xistos e em pequenos corpos de metabasitos. Com o ouro, raramente visível, se associam pirita e calcopirita (Porcher *et al.* 1995). Os três filões principais têm fraturas com tonalidades avermelhadas devidas a óxidos de Fe, estão relacionados a uma zona de falha N30°-60°E, com cerca de 400 m de largura, e apresentam as seguintes características individuais: 1) N17°W, 65°SW, aflorante por 100 m e 5-7 m de possança; 2) N-S, 80°W, com 130 m de extensão e em torno de 0,8 m de possança; e 3) E-W, 80°S, com 125 m de extensão e possança de 0,6 m. Aos corpos tabulares se associa uma rede irregular de vênulas centimétricas de quartzo com teores entre zero e 26 ppm de Au, estando nas vênulas mais delgadas os maiores teores do metal.

Atividades exploratórias descritas por Rocha *et al.* (2013c) na região do Cerrito do Ouro e Viúva Guerra Duval detectaram zonas subparalelas de direção NE, representadas por um sistema de veios de quartzo associados a rochas milonitizadas e alteradas (referidas como *shear hosted lode gold*). Através de sondagem foi verificado que a mineralização aurífera ocorre tanto nos veios de quartzo (Au livre), quanto nas bordas de alteração da rocha metamórfica encaixante, com intervalos mineralizados que podem chegar a até 10 m de espessura.

No alvo Juliana, sondagem efetuada pela Mining Ventures Brasil (Rocha *et al.* 2013c) caracterizou

que a mineralização de Au, incluso nos grãos de pirita, está disseminada em zonas de venulação (*sheeted veins, stockworks*) hospedadas em rocha intrusiva. A mineralização aurífera ocorre em zonas com forte alteração hidrotermal marcada por silicificação e presença de clorita/biotita, epidoto e sericita, além da sulfetação mais intensa. As zonas mineralizadas estão em *trends* ENE-WSW com *plunge* para W. A melhor intersecção obtida no alvo possui 93,5m@0,463 g/t Au, incluindo 16,5m@1,04 g/t Au. Foram também interceptadas zonas com teores de prata, sendo a melhor delas de 16,7m@9,3 g/t Ag.

#### FAIXA (OU ÁREA) DA PALMA

O Complexo Palma, exposto como uma faixa NE-SW na porção NW do escudo, constitui uma seqüência metavulcanossedimentar contendo rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas intercaladas com xistos pelíticos, quartzitos (metacherts), mármore e, localmente, formações ferríferas (Hartmann *et al.* 2007, Laux 2012).

As mineralizações auríferas ocorrem em veios de quartzo com Au livre ou como inclusões nos sulfetos disseminados em rochas metavulcânicas de composição predominantemente básica. Associam-se, também, com intrusivas dioríticas ao longo de zonas de cisalhamento, como depósitos do tipo *skarn*.

Conforme Camozzato *et al.* (2012), as áreas mineralizadas para Au na Faixa (ou área) da Palma são, de NE para SW: Cerro do Ouro, Cerro da Cruz, Santa Lúcia, Cerro Alegre, Cerro Branco, Silveirinha (ou Cerro Verde), Bom Retiro e Palma Sul (ou King).

Nos diversos corpos de sílica friável da área, ora interpretados como depósitos químicos (chert), ora como unidades quartzíticas, são identificadas (*e.g.*, Szubert *et al.*, 1977, 1978) texturas brechadas, venulações de calcedônia e anomalias de Ba em estreita relação espacial com ocorrências de Au. Com estes metalotectos também se vinculam anomalias de Au, Cu, Pb e Zn em amostras de sedimentos ativos de corrente e de solo; bem como alguns registros de anomalias geofísicas magnetométricas, slimgram e VLF, superpostas às anomalias da geoquímica prospectiva (Bentes *et al.* 1977).

Segundo Santos & Maciel (2007a,b), existe relação entre as ocorrências de ouro próximas aos corpos de sílica friável e o desenvolvimento de

*skarns* em metabasaltos e mármore. Para estes autores, os *skarns* resultaram, provavelmente, de fluidos que ascenderam pelas fraturas de natureza dúctil-rúptil, de direção NE e mergulhos para NW, que atingem as litologias mais reativas em zonas próximas a fontes de calor, como as resultantes dos granitóides intrusivos na faixa.

No Cerro do Ouro (Fig. 3), onde o registro de atividade garimpeira remonta ao final do século XIX, afloram corpos de sílica friável em uma estrutura mineralizada que consiste de *stockwork* de quartzo com traços de pirita e calcopirita. Além destes, afloram litologias máficas e ultramáficas serpentinizadas, xistos magnesianos e xistos grafitosos.

No Cerro da Cruz, onde o conjunto de corpos de sílica granular friável apresenta a maior quantidade de vênulas de calcedônia da região, os níveis de sílica têm direção média N45°E e espessuras de até 200 m. Em subsuperfície esses corpos são constituídos por sílica maciça, raramente com vênulas de quartzo, brechados e contêm localmente illita em fraturas. As sondagens realizadas na área não interceptaram zonas mineralizadas nem áreas contendo alterações hidrotermais que confirmassem algum sistema mineralizado para Au relacionado aos corpos de sílica.

A área Santa Lúcia, extensão para SW do Cerro da Cruz, é constituída por corpos de sílica friável de direção N65°E, brechados, com sericita nas bordas. No extremo sul da Santa Lúcia ocorrem corpos de sílica friável com pirita, galena, esfalerita



Figura 3 – Corpo de sílica granular do Cerro do Ouro, porção norte da Faixa da Palma, RS. Na área vegetada do sopé, antigos garimpos onde foram explorados veios de quartzo com ouro visível.

e calcosita, no contato entre rochas metaultramáficas e metabasaltos com níveis métricos de calcissilicáticas. Nestas encaixantes ocorre pirrotita, calcopirita e pirita.

No Cerro Alegre a mineralização ocorre em veios de quartzo branco com pirita, traços de galena e localmente grafita nas bordas, encaixados em litologias metabásicas com alteração sericítica.

As áreas mineralizadas dos cerros Verde (ocorrência Silveirinha de Szubert *et al.* 1977, 1978) e Branco são contíguas no centro-sul da Faixa Palma. As mineralizações de Cu, Mo e Au estão confinadas a filões de quartzo ao longo de zona cataclasada NE-SW ou como disseminações em metabasitos milonitizados e rochas paraderivadas (muscovita-biotita xistos e metapelitos).

Duas sondagens executadas pela Companhia Brasileira do Cobre (CBC) no Cerro Branco resultaram até 15,57 ppm Au em rocha granítica milonitizada com venulações de quartzo. Os levantamentos geológicos de detalhe da área permitiram a caracterização de um corpo metadiorítico subcircular, com cerca de 1,5 km de diâmetro e bordas milonitizadas limitadas por falhas, com evidências de alterações hidrotermais representadas por epidotização, carbonatação e sulfetação. A mineralização aurífera está hospedada em veios de quartzo encaixados em zonas de cisalhamento N20°-30°E, com disseminações e venulações contendo pirita, calcopirita e molibdenita.

O depósito Bom Retiro (Fig. 4), cerca de 2 km para NNE da Vila da Palma, constitui uma área mineralizada a Cu-Au-Mo com cavas que remontam as primeiras décadas dos anos 1900. Como sulfetos ocorrem pirita, pirrotita, calcopirita, calcosita e bornita; malaquita, azurita e crisocola são os minerais secundários de Cu. O Au ocorre livre, nas porções com maior concentração de sulfetos de Cu e também nas zonas de enriquecimento supergênico desenvolvidas nas bordas dos corpos sulfetados.

Carvalho & Pereira (2004, Amazônia Mineração) referem resultados em superfície de até 48,74 ppm Au, 8,25% Cu e 32 ppm Ag, na borda de um dique de hornblenda diorito porfirítico; estes resultados não foram confirmados na continuidade do corpo em amostras obtidas em sondagem. A Mineração Santa Elina (Santa Elina 2008) também realizou pesquisas na área, discriminando um horizonte quartzoso, com até 10 m de espessura, com

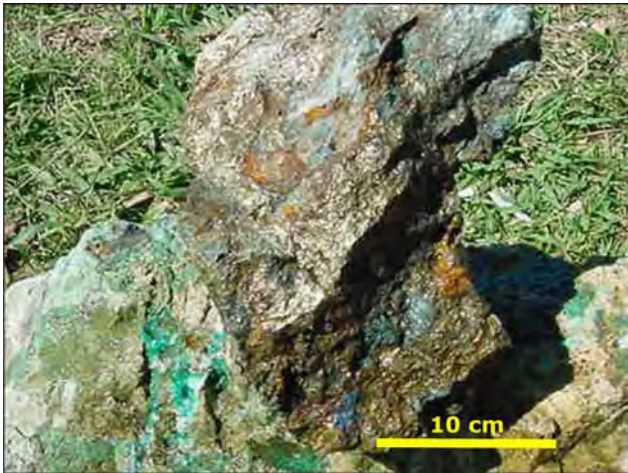


Figura 4 – Zona oxidada do minério (calcosita, calcopirita, bornita e malaquita) na cava Bom Retiro (Faixa da Palma, RS).

disseminação de magnetita, pirita e calcopirita.

#### REGIÃO DO PASSO FEIO

O Complexo Passo Feio, que contorna o Complexo Granítico Caçapava do Sul ( $562 \pm 8$  Ma; Remus *et al.* 2000), compreende metapelitos, anfibolitos, metavulcanoclásticas, metavulcânicas, mármore, rochas calcissilicáticas, quartzitos, xistos magnesianos e rochas quartzo-feldspáticas metamorfizadas (Bitencourt 1983). A foliação regional tem caráter milonítico e se orienta entre NNE e NNW, na dependência da posição em relação ao corpo granítico, cuja colocação foi sintectônica.

As litologias metamórficas hospedam diversas ocorrências cupríferas, entre as quais: 1) Passo dos Burros, Picada dos Tocos, Bom Fim, Coronel Linhares, Ciocari e Elinor Spode, na porção leste do complexo, a base de minerais oxidados e raros sulfetos primários; 2) Faxinal, Arroio da Divisa, Santa Bárbara e outras menores, no norte e noroeste do complexo, onde além dos oxidados de Cu ocorre galena; e 3) Primavera e Andrade (ou Andradas), no oeste do complexo.

O Complexo Granítico Caçapava do Sul (Nardi & Bitencourt 1989) constitui uma estrutura dômica assimétrica, alongada na direção N-S, de caráter sintectônico e cerca de 250 km<sup>2</sup> de área. Composto por sienogranitos a granodioritos, com monzogranitos predominantes, e raros tonalitos e quartzo dioritos, apresenta forte foliação, estiramento mineral e evidências da atividade de fluidos durante os estágios magmáticos finais. Pegmatitos, aplitos e veios de quartzo com pirita e/ou

hematita são comuns no este do batólito.

A íntima relação espacial entre o complexo granítico e as rochas do Complexo Passo Feio, hospedeiras das mineralizações, levaram Remus (1999) e Remus *et al.* (2000) a estudar a gênese destes depósitos. Conforme estes autores, a idade de intrusão do granito de ca. 562 Ma é consistente com os dados isotópicos de Pb para os depósitos de sulfetos de metais-base hospedados pelas litologias metamórficas. As composições menos radiogênicas estão posicionadas entre os campos da composição isotópica do complexo granítico e das rochas do Complexo Passo Feio, sugerindo que o Pb nos depósitos possa ter derivado de ambas as fontes. Algumas evidências isotópicas sugerem, todavia, uma assimilação de rochas portadoras de S do complexo durante a intrusão do granito, o que permite sugerir alternativamente uma deposição integralmente a partir dos fluidos magmáticos.

Conforme Ribeiro (1978), na Primavera o minério é formada por calcosita, crisocola e malaquita disseminadas em metavulcânicas brechadas e em fraturas, localmente formando bolsões com teores de até 4% de Cu. A ocorrência está localizada na intersecção de falha N-S, 70°W com outra de atitude N55°W, 40°SW.

Na Mina Andrade o minério é caracterizada por calcosita, calcopirita, cuprita, bornita, Cu nativo, malaquita e carbonatos, disseminados ao longo de falha N-S, 45°-55°W que corta clorita xistos (Ribeiro 1978). Em sondagens na porção sul do depósito, vênulas contendo sulfetos, com ou sem quartzo e carbonato, cortam a xistosidade principal e são posteriores às assembleias minerais do metamorfismo regional (Remus *et al.* 2000).

Rocha *et al.* (2013a) descreve o depósito Andrade como contendo mineralizações cupríferas estruturalmente controladas e limitadas aos cruzamentos de estruturas, hidrotermalizadas e com deformação dúctil-rúptil, com albitização, carbonatação, cloritização e silicificação pervasiva e venular. Em intervalos brechados ocorre cimentação por calcita, clorita e quartzo com enriquecimento de sulfetos de Cu e Fe ( $\pm$  hematita) (Fig. 5). Zonas com alteração potássica e sericitização ocorrem de maneira subordinada e também foram observadas em áreas adjacentes, associadas à carbonatação e silicificação pervasiva com *stockworks* de carbonato + barita + quartzo e carbonato  $\pm$  clorita  $\pm$  hematita, ambos com sulfetos de Cu e Fe,

além de *stockworks* de clorita ± magnetita e clorita + hematita (especular).

Os sulfetos de cobre predominantes são bornita e calcosita, ocorrendo como agregados inter-crescidos na matriz de brechas e *stockworks* de quartzo+carbonato+clorita, ou disseminados e orientados segundo a foliação principal. Agregados de bornita+calcopirita inter-crescidos em vênulas quartzo-carbonáticas também constituem intervalos mineralizados. A zona de oxidação é formada por malaquita, crisocola, azurita e cuprita. Os estilos de mineralização do depósito Andrade, segundo Rocha *et al.* (2013), também ocorrem em outros setores do Complexo Passo Feio, onde agregados de calcopirita + pirita inter-crescidos em vênulas e *stockworks* de carbonato + barita ± quartzo predominam nas zonas mineralizadas.

Sulfetos de Cu estão também contidos nos mármores do Complexo Passo Feio, associados à alteração clorítica, no contato com as apófises do granito Caçapava (Remus *et al.* 2000). Gazzoni (2010), estudando a pedreira de mármore dolomítico Coronel Linhares, no leste do complexo, refere que a ocorrência de mineralizações de Cu-Fe-Mo-Au nos escarnitos ocorre na forma de filões e corpos alongados, ou na forma de corpos irregulares ocupando o lugar dos carbonatos. A calcopirita se associa com as paragêneses de baixa temperatura, o que indica que o Cu se concentrou nos fluidos tardios.

Cerca de 4 km para sul, a ocorrência Cioccarri consiste de uma zona mineralizada em mármores do Complexo Passo Feio, com cerca de 150 m de extensão e até 1,5 m de espessura, composta por venulações de calcopirita maciça com alguma pirita, Au invisível, óxidos de Cu, calcita, talco, serpentina, tremolita e quartzo. Os minerais de minério que substituem os carbonatos são controlados por uma zona de fratura NW, subvertical, onde o Au tem distribuição irregular e pode alcançar 23 ppm (Remus *et al.* 2000).

#### **Au-Cu±(Pb, Zn, Ag) em Lavras do Sul**

O Distrito Mineiro de Lavras do Sul (Santos *et al.* 1998; Distrito Aurífero de Lavras do Sul de Kaul & Reinheimer 1974) compreende mais de duas dezenas de áreas mineiras, com inúmeras cavas, trincheiras, poços e galerias inativas de dimensões diversas, distribuídas em rochas plutônicas do Complexo Intrusivo Lavras do Sul e nas litologias

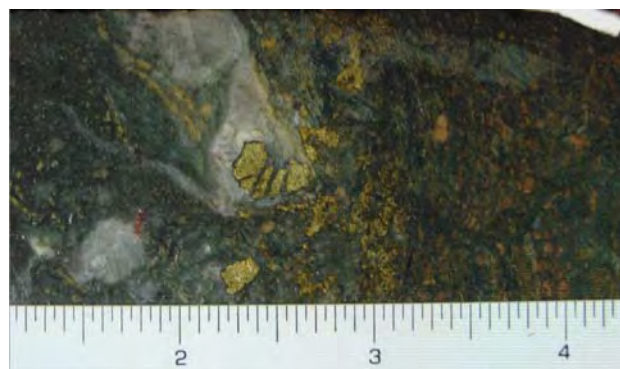


Figura 5 – Disseminações de calcopirita em zona brechada com alteração clorítica em amostra de sondagem da antiga Mina Andrade (Complexo Passo Feio, Caçapava do Sul, RS).

vulcanogênicas da Fm. Hilário.

Nas porções oeste e central do complexo intrusivo estão instaladas as zonas mineralizadas do Bloco do Butiá, Galvão, Caneleira, Zeca Souza, Olaria, São José, Taruman, Virgínia, Paredão, Pitangueira, Santo Expedito e Cerrito (dos Pires e Resende). Na porção leste do complexo, próximo ou no contato com as rochas da Fm. Hilário, as minas Aurora, Waldo Teixeira, Dourada e Mato Feio. Nas litologias de derivação vulcânica devem ser referidas as minas do Seival, Cerro Rico, Merita, Saraiva e Volta Grande.

As mineralizações instaladas nas rochas vulcânicas da Fm. Hilário são tratadas em tópico específico (ver *Minas do Seival e arredores*).

Informações relevantes acerca da geologia e sistemas mineralizados na região de Lavras do Sul são apresentados, entre outros, por Kaul e Reinheimer (1974), Nardi (1984), Nardi & Lima (1985, 1988), Gastal *et al.* (1996), Gastal & Lafon (1998), Mexias (2000), De Liz (2004), Bongioiolo *et al.* (2003, 2007), Mexias *et al.* (1990a,b, 1994, 2005, 2007, 2009) e Bongioiolo (2006), bem como em mapas específicos para a área produzidos pelo Serviço Geológico do Brasil (Programa Nacional de Prospecção de Ouro). Estas e outras referências são citadas ao longo do texto. Os resultados dos levantamentos efetuados pela CPRM (Kaul & Reinheimer 1974) devem ser destacados por incluir mapas detalhados de superfície e subsuperfície das diversas áreas mineralizadas.

As rochas da região de Lavras do Sul são caracterizadas pelas porções plutônica e vulcânica da Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar Seival (Chemale Jr. *et al.* 1995, Chemale Jr. 2000), que agrupa as rochas vulcânicas e sedimentares do

Gr. Bom Jardim e as plutônicas cronocorrelatas, todas elas encaixantes de alteração hidrotermal e hospedeiras de mineralizações.

Em Lavras do Sul, os granitóides da associação constituem o Complexo Granítico Lavras de Nardi (1984), caracterizado por uma zonalidade reversa de fácies: um núcleo com granodioritos e monzogranitos, de afinidade shoshonítica, contido em uma fácies periférica com pertita granitos, de caráter alcalino. Para leste destas plutônicas afloram as rochas vulcânicas da Fm. Hilário.

O conjunto de rochas de afinidade shoshonítica constitui a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul de Lima & Nardi (1985), que agrupa derrames de traquibasaltos potássicos e shoshoníticos (traquiandesitos potássicos) além de depósitos piroclásticos de queda e fluxo. Toda esta sequência é cortada por diques latíticos a riolíticos, além de intrusões monzoníticas a granodioríticas rasas e lamprófiros espessartíticos.

Gastal & Lafon (1998) caracterizam o sistema plutônico como Complexo Intrusivo Lavras do Sul, o qual é subdividido em dois setores: o Monzonito Tapera, no norte, e o plúton granítico principal (Complexo Granítico Lavras de Nardi 1984), no sul. Este último é circundado ao norte-nordeste pelo Monzodiorito Arroio do Jacques. A assimilação parcial do núcleo do setor sul pelos granitos da fácies periférica teria gerado rochas híbridas (fácies transicional) entre estes dois tipos. Estes autores admitem, com base nos dados de campo e petrológicos, a contemporaneidade entre os eventos shoshonítico e alcalino. Ressaltam que os resultados geocronológicos U-Pb indicam alguma superposição entre os tipos, que teriam se desenvolvido num intervalo de *ca.* 12 Ma com a fácies alcalina sendo a mais tardia.

Kaul & Reinheimer (1974), Kaul & Zir F° (1974) e Kaul (1975) descrevem detalhadamente a tipologia, controle tectônico e aspectos genéticos das mineralizações do Distrito Aurífero de Lavras do Sul. Num estudo tectônico e estrutural acurado, caracterizam que o esforço compressivo principal sobre as litologias plutônicas e vulcânicas variou entre N65°W e E-W, sendo responsável pela geração de um sistema de falhas de tensão e cisalhamento que condiciona os principais filões mineralizados em torno da direção E-W.

Conforme Kaul & Zir F° (1974), os filões têm extensão superficial em geral da ordem de várias dezenas de metros e possança comumente de

poucos decímetros. Como metálicos ocorrem pirita (francamente predominante), goethita, magnetita, hematita, Au nativo, calcopirita, galena, blenda e pirrotita.

Nardi (1984) apresenta uma descrição da zonalidade das alterações hidrotermais nas zonas central, transicional e periférica do complexo. Este autor considera dois tipos de mineralizações auríferas: 1) nas zonas central e transicional o Au estaria associado a sulfetos de Cu, Pb e Zn; e 2) no pertita granito (fácies periférica) o Au estaria associado principalmente à pirita, com presença limitada de sulfetos de Pb e Zn. Com base nos dados coletados apresenta uma zonalidade hipotética para as mineralizações no Distrito de Lavras do Sul: 1) Au-Fe nos pertita granitos; 2) Au-Fe-Cu na zona central e de transição, com Mo ocasional; 3) Cu-Au nas rochas vulcanogênicas adjacentes às plutônicas; e 4) Pb-Ag-(Au?) nas vulcanossedimentares mais afastadas do complexo intrusivo, como na mina Merita, onde Lima (1985) descreve galenas argentíferas.

Uma conclusão relevante efetuada por Nardi (1984) foi a de atribuir a geração das soluções hidrotermais à intrusão dos pertita granitos e outras intrusões alcalinas, as quais seriam responsáveis pelas mineralizações em todas as litologias do distrito.

Na área do Cerrito, cerca de 2 km para NE de Lavras do Sul, existem dezenas de trincheiras e poços entulhados, além de galerias. A mineralização, com teores de 1,8 ppm de Au, está relacionada com veios de quartzo com até 150 m de comprimento e possança média de 2 m, orientados conforme N60°W a E-W e N70°E.

Diferente dos demais depósitos do Distrito Aurífero de Lavras do Sul, onde o Au está relacionado com veios de quartzo, a mineralização no Bloco do Butiá caracteriza-se pela natureza disseminada (Au incluso na pirita, arsenífera ou não). As faixas hidrotermalmente alteradas ocorrem preferencialmente nos pertita granitos e, secundariamente, também nos sienos e monzogranitos, onde a mineralização é discreta.

Localizada cerca de 4 km para WSW de Lavras do Sul, além da cava Bloco do Butiá (Fig. 6), ocorrem outras escavações (cavas, galerias e trincheiras) abandonadas, tais como Boa Vista (Fig. 7), Guarda Mor, São Clemente e Guampa de Ferro.

Mexias *et al.* (2005a,b) observam que as fraturas de direção N70°-80°W, onde se encaixam as

alterações hidrotermais e a mineralização no Bloco do Butiá, apresentam uma componente direcional levógira marcada pelo deslocamento do contato entre fácies do complexo granítico, mas sem características de níveis crustais rasos (cataclase e brechação, por exemplo). Esta observação é apoiada pela caracterização de fengita na porção oeste do complexo (Bongiolo 2006), o que indica aquela zona como a mais profunda do corpo granítico.

Liz *et al.* (2004) caracterizam uma grande variedade litológica e textural investigando os corpos hipabissais do leste do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, sugerindo um sistema multi-intrusivo provavelmente em ambiente do tipo caldeira, no qual predominam corpos monzoníticos como produtos diferenciados relacionados aos vulcanitos shoshoníticos da região. Descrevem também diques compostos de latito, com elevada atividade de fluidos, evidenciada por vesiculação e sulfetação tardi-magmática, sucedidos por dacito que atingiu condições limites de supersaturação em voláteis. Pirita e, de maneira subordinada, calcopirita, arsenopirita, Au livre e Ag nativa, além de esfalerita e barita foram identificadas pelos autores. Sugerem, também, que sistemas subvulcânicos monzoníticos metaluminosos de afinidade shoshonítica, em zonas de recargas magmáticas e sob condições ricas em voláteis, podem representar sítios preferenciais para mineralizações Cu-pórfiro rico em Au.

Conforme Bongiolo *et al.* (2003) e Bongiolo (2006), as mineralizações de Au-Cu( $\pm$ Pb,Zn,Ag) ocorrem em veios, brechas e *stockworks* de quartzo com direção preferencial N40°W a E-W, localmente NE, e também como disseminações nos halos hidrotermais nas encaixantes. Os principais minerais de alteração associados com as mineralizações filonianas são a sericita, nos granitóides, e a clorita, nas rochas vulcanogênicas. Conforme estes autores, os depósitos filonianos da área foram originados por um processo de alteração hidrotermal complexo, em várias etapas, que evoluiu desde condições associadas ao magmatismo até àquelas próximas as observadas nos campos geotérmicos atuais.

Anteriormente, Mexias (1990) e Mexias *et al.* (1990a,b) propuseram que a intrusão granítica teria atuado como fonte de calor na geração e manutenção de um sistema hidrotermal cujas características, bem como os padrões de zonação dos produtos de alteração, muito se assemelham



Figura 6 – Cava abandonada Bloco do Butiá, com direção WNW (vista para oeste), em pertença granitos da fácies periférica do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS.



Figura 7 – Cava abandonada Boa Vista, com direção WNW (vista para oeste), em pertença granitos da fácies periférica do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS.

aos observados nos depósitos do tipo Cu-pórfiro.

Uma ampla revisão das informações disponíveis para o distrito foi realizada por Mexias *et al.* (2007), que salienta o fato da área se caracterizar pela sequência de pequenos corpos mineralizados que ocorrem de forma aproximadamente paralela. Estes autores descrevem que os processos hidrotermais atuantes na região deixaram fossilizadas mineralogias, texturas e assembléias minerais muitas vezes superpostas e em desequilíbrio, tanto nas rochas graníticas como nas vulcânicas. Referem como os principais processos na área: 1) Propilitização, que circunda as rochas alteradas e mais fortemente mineralizadas; 2) Epissienitiza-

ção, em especial no pertita granito, pela dissolução seletiva do quartzo primário e geração de uma elevada porosidade e permeabilidade, da qual decorreu, nos processos posteriores de circulação de fluidos, uma intensa alteração filica, com pirita e Au; e 3) Cloritização e Alteração Filica, respectivamente pela deposição da clorita ferrosa nas cavidades deixadas pela dissolução do quartzo na epissienitização e pelo principal processo de alteração e mineralização (aurífera) com cristalização de fengitas, illitas e I/S (sericitas).

Com base em resultados de pesquisas efetuadas pela Companhia Brasileira do Cobre (CBC), Mexias *et al.* (2009) referem que os teores de Au apresentam distribuição relativamente homogênea no Bloco do Butiá, variando entre 0,5 e 1,2 ppm, com concentração supergênica do metal até os 6 m de profundidade. Estas porções, onde a rocha é friável e os teores situam-se entre 1,5 e 3 ppm, foram em grande parte mineradas no passado. Ocorrem também traços de galena, esfalerita, molibdenita e calcopirita. Os teores de Cu, Pb e Zn na zona mineralizada são <30 ppm, o Mo é <5 ppm e a Ag <0,3 ppm.

Os resultados exploratórios da Amarillo no prospecto do Bloco do Butiá (Amarillo 2012) caracterizaram recursos indicados de 215.000 onças de Au com 6,4 MT@1,05 g/t Au e inferidos de 308.000 onças de Au com 12,9 MT@0,74 g/t Au, usando *cut-off* de 0,3 g/t. Das sondagens, que podem alcançar até ~400 m de profundidade, podem ser destacadas as seguintes intersecções na região das cavas Boa Vista e São Clemente do Bloco do Butiá: 55 m@2,06 g/t Au (a partir do 137,5 m de profundidade), 36 m@1,05 g/t Au (a partir de 87,5 m), 4,7 m@15,46 g/t Au (a partir dos 4,3 m), 54 m@1,28 g/t Au (a partir dos 33 m) e 100 m@1,85 g/t Au (a partir dos 85 m), respectivamente para os furos LDH-220, 217, 224, 222 e 223.

Três tipos de diques com afinidade shoshonítica (compostos autoclásticos, latíticos e latíticos com anfibólio) foram identificados por Müller *et al.* (2012) cortando monzonitos hipabissais, andesitos e lamprófiros, cujas características sugerem vinculação genética com a mistura heterogênea de magmas latíticos e lamprofíricos shoshoníticos. Nos diques compostos e nos latíticos com anfibólio foram identificados grãos de Au metálico associado com pirita e calcopirita. Este autor admite que os magmas lamprofíricos possam ser a fonte principal de Au e S e, também, de calor para incre-

mento no gradiente geotermal e manutenção temporal do sistema hidrotermal rico nestes elementos. Estas rochas representam, portanto, sítios preferenciais para depósitos sulfetados do tipo Cu-pórfiro auríferos.

Bongiolo *et al.* (2003) obtiveram a idade Rb-Sr de  $582 \pm 6$  Ma em micas brancas e anfibólio, associados à alteração filica. Mexias (2000) apresenta a idade de  $580 \pm 5$  Ma (U-Pb SHRIMP) para "zircões hidrotermalizados"; e de  $583 \pm 10$  Ma ( $R_f=0,705$ ) e  $573 \pm 5$  Ma a  $588 \pm 5$  Ma ( $R_f=0,705-0,715$ ) para micas brancas fengíticas. Do trabalho de Chaves (2012) resultou a idade de  $591 \pm 29$  Ma ( $^{207}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}$ , LA-MC-ICPMS) para monazita hidrotermal do pertita granito da borda do complexo, desenvolvidas durante o estágio de propilitização que circunda rochas fortemente alteradas e mineralizadas em Au e Cu. Estes dados geocronológicos vinculam o evento hidrotermal com o magmatismo alcalino sódico, o que potencializa a ocorrência de mineralizações na área.

### **Cu, Pb, Zn (Au, Ag) na Bacia Camaquã**

No Rio Grande do Sul, as principais mineralizações conhecidas de sulfetos de metais-base de natureza mono ou multielementar de Cu, Pb e Zn, contendo ou não metais preciosos (Au e Ag), estão hospedadas em rochas sedimentares (Camaquã, Santa Maria e Cerro dos Martins são as principais) e vulcânicas (Seival, entre outras) da Bacia Camaquã, e também em rochas ígneas plutônicas cronocorrelatas (como as do Complexo Lavras do Sul). Estas últimas são tratadas em item específico; ver *Au-Cu±(Pb, Zn, Ag) em Lavras do Sul*.

O registro plutono-vulcano-sedimentar da bacia é motivo de inúmeras interpretações evolutivas divergentes (entre muitos, Jost 1984, Chemale Jr. *et al.* 1995, Paim *et al.* 2000, Borba 2006, Toniolo *et al.* 2007, Almeida *et al.* 2012 e Janikian *et al.* 2012) que utilizam, para tanto e com diferentes ênfases, as análises paleoambientais, a caracterização estrutural da deformação nas diferentes unidades, o quimismo das litologias plutônicas e vulcânicas correlatas com as diferentes sucessões sedimentares e os resultados isotópicos e geocronológicos.

Com base nos dados disponibilizados, entre outros, por Paim *et al.* (2000), Sommer *et al.* (2005), Borba (2006), Janikian *et al.* (2012), Oliveira (2012) e Almeida *et al.* (2012), a Bacia Ca-

maquã pode ser dividida em quatro ciclos bacinais, desenvolvidos em diferentes ambientes tectônicos e separados entre si por discordâncias regionais de caráter angular ou de não conformidade (intervalos de idade conforme Oliveira 2012): a) bacia *foreland* de retroarco (Gr. Maricá;  $601 \pm 13$  a  $593$  Ma); b) bacia dominada por tectônica transcorrente, com componentes trantensionais e transpressionais, que inclui o vucanismo de afinidade cálcico-alcalina a shoshonítica do Mb. Hilário e as rochas sedimentares da Fm. Arroio dos Nobres (Gr. Bom Jardim;  $593 \pm 6$  a  $580 \pm 3,6$  Ma); c) vulcanismo bimodal com assinatura alcalina da Fm. Acampamento Velho e rochas sedimentares do Gr. Santa Bárbara ( $574 \pm 7$  a  $544,2 \pm 5,5$  Ma); e d) vulcanismo básico alcalino do Mb. Rodeio Velho e rochas sedimentares do Gr. Guaritas ( $547 \pm 6,3$  a  $473,7 \pm 9,4$  Ma). As duas últimas constituem bacias individuais, do tipo rifte, desenvolvidas em ambiente tectônico transtraccional.

A expressão Bacia Camaquã engloba, portanto, diferentes sucessões (bacias e/ou sub-bacias) que, na bibliografia, são referidas com diferentes denominações geográficas, somatórios litológicos, entendimentos evolutivos e/ou conotações temporais: Taquarembó, Ramada e Santa Bárbara (ou Camaquã Ocidental); Guaritas (ou Camaquã Central); e Boici-Piquiri (ou Piquiri, ou Camaquã Oriental).

Estas assembleias petrotectônicas foram agrupadas por Chemale Jr. *et al.* (1995) e Chemale Jr. (2000) na Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar Seival, a qual é composta pelas unidades geradas nos estágios tardi a pós-orogênicos do Evento Dom Feliciano (Brasiliano) da Bacia Camaquã s.s., e compreende o somatório das rochas vulcânicas e sedimentares do Gr. Bom Jardim com as rochas plutônicas cronocorrelatas.

As mineralizações foram alvos de pesquisa em maior ou menor intensidade, principalmente na década de 1970, quando a Companhia Brasileira do Cobre (CBC) e a Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO) realizaram uma profunda reavaliação das principais mineralizações. Os resultados foram publicados em numerosos documentos, entre os quais Ribeiro (1979, 1991), Laux & Lindenmayer (2000) e Toniolo *et al.* (2007, 2010).

Os trabalhos de Ribeiro (1979) e Toniolo *et al.* (2007) devem ser enfatizadas por constituir contribuições em âmbito regional acerca das mineralizações de sulfetos de metais base e estabelecer

parâmetros de pesquisa mineral.

Ribeiro (1979) efetua uma síntese das informações disponíveis acerca das centenas de ocorrências de sulfetos de metais base no Escudo Sul-Rio-Grandense, as quais foram agrupadas em 45 áreas, redistribuídas em sete grupos, que subsidiaram a elaboração de um mapa previsional para o Cu no embasamento Pré-Cambriano do RS.

Toniolo *et al.* (2007) elaboram um modelo metalogenético e indicam novos alvos para pesquisa mineral na Bacia Camaquã com base em levantamentos geológicos nas escalas 1:100.000 e 1:50.000, reinterpretação de dados aerogeofísicos e gravimétricos terrestres, geofísica orientativa pelo método de polarização induzida, análises mineralógicas de concentrados de bateia, análises químicas de rocha e de sedimentos ativos de corrente e análises geocronológicas. Os dados, disponibilizados em ambiente SIG, caracterizam uma interpretação diferenciada das demais acerca da tectônica e estratigrafia da Bacia Camaquã e da relação destas com as mineralizações.

Laux & Lindenmayer (2000), por sua vez, efetuam uma ampla revisão das hipóteses genéticas para as mineralizações de Cu (Au) na região das minas do Camaquã, com referências a outras áreas com minérios sulfetados no âmbito das coberturas do Proterozoico-Cambriano.

As primeiras concepções acerca da origem das mineralizações nas minas do Camaquã relacionavam sua gênese a fluidos hidrotermais magmáticos (*e.g.*, Teixeira 1937, 1941; Leinz & Almeida 1941).

No final dos anos 1970 houve uma importante modificação na interpretação da origem das mineralizações, com a introdução do modelo sedimentar singenético, depois diagenético com remobilizações (Chaban *et al.* 1978, Teixeira *et al.* 1978, Ribeiro 1978, Ribeiro *et al.* 1980, Badi 1983, Teixeira & Gonzales 1988, Veigel 1989; entre outros), em detrimento do modelo magmático hidrotermal.

Baseado na descoberta de mineralizações com disposição concordante dos sulfetos de Pb, Zn e Cu com as estruturas sedimentares, o modelo perdurou até o início dos anos 1990, tendo sido estendido para diversas ocorrências sulfetadas na Bacia Camaquã (Ribeiro 1991, 1992; Altamirano-Flores 1992; entre outros), quando a hipótese hidrotermal magmática foi retomada por Beckel (1990) e revisada por outros autores (*e.g.*, Lima & Almeida 1996, Remus *et al.* 1997, 1999, 2000,



2011; Laux *et al.* 1998, Laux 2000, Toniolo 2004, Toniolo *et al.* 2010).

Beckel (1990, 1992), ao retomar a hipótese hidrotermal magmática, propõe para as minas do Camaquã um modelo genético do tipo cobre pórfiro, caracterizando um halo de alteração hidrotermal onde parte da circulação dos fluidos ocorreu predominantemente na horizontal, ao longo da estratificação. Cabe ressaltar que o sistema hidrotermal de Beckel (1990), que ultrapassa 6 km de diâmetro, corresponde aos altos gravimétricos definidos por Costa *et al.* (1995b) e a anomalia de K caracterizada por Ribeiro & Araújo (1982), ambas sobre a área das minas do Camaquã.

#### JANELA BOM JARDIM

As litologias aflorantes na denominada Janela Bom Jardim, que inclui as minas do Camaquã e o Depósito Santa Maria, têm tido entendimentos estratigráficos controversos.

Interpretados originalmente por Robertson (1966) como pertencentes à Fm. Santa Bárbara, os arenitos e conglomerados mineralizados aflorantes nas minas foram incorporados, a partir do trabalho de Ribeiro *et al.* (1966), aos depósitos da Fm. Arroio dos Nobres, Gr. Bom Jardim. Esta interpretação é encontrada, entre muitos autores, em Teixeira & Gonzáles (1988), Paim *et al.* (2000) e Toniolo *et al.* (2007, 2010).

Fambrini *et al.* (1996), com base em estudos estratigráficos, retomam a definição original de Fm. Santa Bárbara de Robertson (1966) para as rochas sedimentares aflorantes na área das minas, redefinindo posteriormente a unidade como Gr. Santa Bárbara (Fambrini, 2003).

Bicca *et al.* (2010), Oliveira (2012) e Bicca (2013), obtiveram idades entre  $558 \pm 13$  Ma e  $553 \pm 10$  Ma em zircões detríticos de amostras de conglomerados e arenitos coletadas na área das minas do Camaquã e na seção-tipo da Fm. Santa Bárbara (a oeste do alto de Caçapava do sul, no vale de Santa Bárbara), caracterizando que estas áreas tiveram evolução sedimentar sincrônica. Esta interpretação estratigráfica é atualmente adotada pela Votorantim Metais, detentora dos direitos de pesquisa na área.

As minas do Camaquã compreendem duas áreas mineralizadas onde foram desenvolvidas atividades mineiras: mina Uruguai (a céu aberto e subterrânea) e mina São Luiz (subterrânea). O miné-

rio ocorre em duas formas: a) como filões cortando arenitos e conglomerados, com sulfetos em forma maciça ou como massas irregulares no interior da ganga; e b) disseminado em arenitos e conglomerados.

Na Mina São Luiz, os filões apresentam direção predominante N20°W com mergulhos entre 60°-80°NE e, subordinadamente, N70°W, 50°NE, cortando o acamamento médio N43°E, 30°NW. Na Mina Uruguai, os filões mostram direção N50°-70°W, com mergulhos altos tantos para NE quanto para SW, também cortando o acamamento que se assemelha àquele da Mina São Luiz.

Bettencourt & Damasceno (1974) apresentam uma análise tectônica das estruturas mineralizadas com base em levantamentos em subsuperfície iniciados em 1969. Santos *et al.* (2012), apresentam um modelo estrutural para as estruturas rúpteis mineralizadas nas minas do Camaquã, as quais estariam relacionadas com evento compressivo WNW, com progressiva rotação de estruturas para um binário transcorrente sinistral N-S, causando a formação e/ou reativação das grandes estruturas E-W e sinistrais NNE. O sistema de abertura e preenchimento de fraturas paralelas ao esforço horizontal máximo é interpretado como semelhante a fraturas tipo-T, durante um evento transcorrente que teria afetado a Bacia Camaquã em ~530 Ma (Santos *et al.* 2012, Almeida *et al.* 2012). Estruturas como a flor negativa caracterizada no *pit* Piratas (Fig. 8) sugerem o modelo transrativo já proposto por Bettencourt & Damasceno (1974).

A mineralogia do minério é composta por calcopirita, bornita e calcosita, contendo ainda ouro e prata (Figs. 9 e 10). Como minerais supergênicos ocorre calcosita, malaquita e crisocola e, em proporções menores, também ocorre azurita, cuprita e cobre nativo, em uma ganga de hematita, barieta, quartzo e calcita (Fig. 11). Enquanto nos filões predomina a calcopirita, nas disseminações há um domínio de calcosita, conforme referências acerca do minério e ganga nas minas do Camaquã disponíveis, por exemplo, em Teixeira & Gonzáles (1988), Beckel (1990), Laux *et al.* (2000) e Toniolo *et al.* (2010).

Cloritização e sericitização são os principais halos de alteração hidrotermal na Mina Uruguai, enquanto a silicificação e sericitização predominam na São Luiz. As rochas encaixantes dos filões são hidrotermalmente alteradas; quando a distância



Figura 8 – Zona Piritas da Mina a céu aberto Uruguai (minas do Camaquã, RS). No centro da foto, oxidação superficial do minério sulfetado de cobre (ver Figura 11).



Figura 11 – Detalhe da Figura 8; oxidação superficial do minério sulfetado de cobre na Mina a céu aberto Uruguai (minas do Camaquã, RS).



Figura 9 – Frente de lavra do nível 180 mostrando brecha cimentada por calcosita (Mina Uruguai subterrânea, minas do Camaquã, RS).



Figura 10 – Frente de lavra do nível 220 mostrando brecha cimentada por calcopirita e pirita (Mina Uruguai subterrânea, minas do Camaquã, RS).

entre os veios é reduzida, as faixas de alteração podem constituir zonas com mais de uma centena de metros de largura.

Outros indícios minerais no entorno das Minas do Camaquã são representados por disseminações de malaquita e filões de quartzo em arenitos conforme fraturas  $N60^{\circ}-80^{\circ}W$ , situados no prolongamento dos filões das minas (ocorrências Encruzilhada, Oscarino, Capão das Taleiras, Maroca, Feliciano e Cerro das Tunas).

Ainda que as quantidades de Au e Ag sejam pequenas no minério das Minas do Camaquã, atingiram valores significativos nos concentrados de Cu produzidos à época da mineração. Conforme Teixeira (1978) existe proporcionalidade entre os teores de Ag e Cu no minério da mina Uruguai, ainda que com uma significativa variação no teor de Ag de acordo com o mineral-minério de Cu. A distribuição de Au relativamente ao Cu, por sua vez, é constante na Mina Uruguai, independentemente do tipo de minério de Cu.

Análises de 51 amostras de sulfetos maciços realizadas por Teixeira (1978) resultaram desde a não detecção até 308 ppm para Au, enquanto os valores para Ag chegaram a 4.079 ppm, ficando ainda caracterizada a não correlação entre os teores de Ag e Au. Este autor estimou para as minas do Camaquã uma reserva contida em metais nobres de 4.950 kg de Au e 196.000 kg de Ag.

Localizada cerca de 5 km para SW das Minas do Camaquã, o Depósito de Pb-Zn-(Cu-Ag)-(Au) de Santa Maria foi descoberto por prospecção geoquímica em 1978 (Licht 1980), com base na mudança do paradigma para as mineralizações cuprí-

feras na Bacia Camaquã.

Santos *et al.* (2013) estimam reservas do depósito da ordem de 43 Mt @ 2,5% Zn+Pb (incluindo 14 Mt @ 5% Zn+Pb). Os maiores volumes e menores teores se relacionam com as mineralizações disseminadas, enquanto as do tipo *stringer*, ainda que com menores volumes, têm os maiores teores no depósito. O minério ocorre de duas formas: 1) disseminado (0,5% Zn + Pb < 3%), com galena e esfalerita ( $\pm$  pirita) disseminadas conforme a estratificação de arenitos (Fig. 12); e 2) vênular, em brechas verticais (> 3% de Zn + Pb), na forma de filonetes e, mais raramente, filões (Fig. 13).

Conforme Rios *et al.* (2013) e Santos *et al.* (2013), as mineralizações estão hospedadas principalmente em arenitos arcoseanos finos, em função da permoporosidade primária favorável, e subordinadamente em conglomerados e ritmitos. Os principais minerais de minério são esfalerita e galena, associados a quantidades variáveis de calcopirita, pirita, bornita, calcosita, prata nativa e molibdenita. As áreas mineralizadas mostram for-



Figura 12 – Disseminações de galena e esfalerita no acamamento de arenito. Testemunho de sondagem do Depósito Santa Maria, RS.



Figura 13 – Brecha de falha mineralizada a galena e esfalerita (centro) em arenitos hidrotermalizados com alguma mineralização disseminada (direita). Testemunho de sondagem do Depósito Santa Maria, RS.

te controle estrutural, estando associadas com zonas distensivas com orientações principais N-S a NNW-SSE até, subordinadamente, ESE-WNW. Estas estruturas controlam os *feeders* da mineralização (zonas *stringers* de alto teor) e geram a porosidade secundária, enquanto os halos de alteração hidrotermal controlam a distribuição dos metais. O zoneamento da alteração hidrotermal é bem definido no depósito, com a illita no topo do sistema, com minério de Pb e Zn, e a clorita nas porções inferiores, com enriquecimento em Cu.

Detalhes acerca das mineralizações são descritos por Santos *et al.* (2013) e Rios *et al.* (2013) como segue: 1) Cu-Ag; com calcosita disseminada e em vênulas milimétricas com Ag associada, no topo da zona com illita (alteração potássica); 2) Zn-Pb; com esfalerita amarelo palha a castanho claro, exclusivamente em zonas de *stringers*; ou esfalerita negra, disseminada no bandamento de rochas sedimentares arenosas e em *stringers* (ambas na zona da illita); e também como galena disseminada e em *stringers* (na zona da illita e, subordinadamente, na da clorita); e 3) Cu-Au, com calcosita e bornita, com calcopirita associada, em *stringers* no envelope de alteração clorítica (pervasiva) e hematítica (restrita).

O Depósito Santa Maria e as minas do Camaquã parecem representar um sistema mineralizado comum. O primeiro constitui a porção distal do sistema, de baixa energia (com illitização e desenvolvimento localizado de brechas hidrotermais), enquanto as minas do Camaquã representam a área proximal (e.g., Toniolo *et al.* 2010, Remus *et al.* 2011, Santos *et al.* 2013).

Ainda que nenhuma fonte intrusiva significativa tenha sido encontrada até o momento nas áreas das minas do Camaquã e do Depósito Santa Maria, os dados sugerem um modelo metalogenético magmático-hidrotermal comum, com assembléias hidrotermais semelhantes e que se diferem apenas pela intensidade da alteração.

#### CERRO DOS MARTINS E ARREDORES

Na faixa de rochas sedimentares e vulcânicas dos grupos Bom Jardim e Santa Bárbara que afloram entre as falhas dos Lopes e Rincão dos Mouras, logo ao leste e sudeste da área de exposição dos metamorfitos do Complexo Passo Feio (município de Caçapava do Sul, RS), ocorrem inúmeras ocorrências de Cu na forma de oxidados, massas

e filonetes com pirita e calcopirita e filões quartzosos mineralizados. Dentre estas, devem ser ressaltadas as dos cerros das Ovelhas e dos Martins, este último constituindo a mais promissora oportunidade mineral da região.

No cerro das Ovelhas ocorrem seis filões mineralizados cortando tanto as rochas da Bacia Camaquã, quanto os metamorfitos do Complexo Passo Feio (Ribeiro 1978). As atitudes comuns dos filões são N55°W/80°NE e N55°E/60°SE, conforme os sistemas de falhamentos da área. Na superfície a mineralização contém barita e malaquita e, mais raramente, calcosita, azurita e crisocola. Em sondagens com até 30 m foram observadas calcosita e bornita e, de maneira subordinada, calcopirita e pirita, em ganga de calcita, quartzo e barita.

O depósito do Cerro dos Martins (Fig. 14) é um conjunto de filões sulfetados controlados por estruturas brechadas de direção N40°-60°W cortando andesitos e rochas sedimentares clásticas da Fm. Hilário. São também reconhecidas no depósito disseminações estrato controladas de sulfetos, em especial nos siltitos e arenitos, o que induziu interpretações de uma origem sedimentar para o depósito (e.g., Chaban *et al.* 1978, Ribeiro 1978, Beckel *et al.* 1978, Santos *et al.* 1978).

Conforme Altamirano (1992), no cerro dos Martins os sulfetos de Cu são representados por calcosita e bornita, predominantes, com pirita, calcopirita, galena, esfalerita e covellita subordinadas, em ganga de quartzo, carbonatos, barita, minerais argilosos e rara hematita. Produtos oxidados compreendem malaquita, azurita e cuprita. Este



Figura 14 – Galerias de pesquisa abertas conforme o filão principal, em arenitos, conglomerados e andesitos (Cerro dos Martins, RS).

autor caracteriza que a origem epigenética para as mineralizações estratiformes do cerro dos Martins é revelada pela sucessão de substituição de sulfetos de Cu a partir de frambóides de pirita.

Toniolo (2004) e Toniolo *et al.* (2004), com base na composição isotópica do S dos sulfetos do minério, indicam uma origem hidrotermal-magmática para as mineralizações no depósito do Cerro dos Martins. Conforme estes autores, os fluidos de origem magmática lixiviaram metais-base e C (e Sr) do embasamento e da pilha vulcanossedimentar e depositaram o minério nas estruturas de alívio/fraturas e vazios do depósito. As texturas dos minerais de minério mostram que os sulfetos de Cu ocorrem tanto na fase principal quanto na tardia, indicando um enriquecimento em Cu nos estágios finais de deposição do fluido mineralizador.

Os dados geoquímicos de rochas vulcânicas da área indicam uma semelhança com as da Fm. Acampamento Velho. Resultado geocronológico equivalente àquela unidade foi obtido por Toniolo (2004) somente em um quartzo diorito intrusivo nas rochas vulcânicas e sedimentares encaixantes das mineralizações ( $550 \pm 5$  Ma). A razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  média de calcitas do depósito também é semelhante ao das rochas vulcânicas e plutônicas alcalinas bimodais da Fm. Acampamento Velho.

A composição isotópica do C das calcitas do depósito parece resultar da mistura de duas fontes: uma magmática, relacionada com fluidos de intrusões epizonais de afinidade alcalina; e outra de composição marinha, possivelmente derivada de mármores do embasamento.

Fontoura *et al.* (2012) caracterizam com base em geofísica terrestre, anomalias em K, U e Th vinculados com as zonas de alteração hidrotermal reconhecidas no depósito.

#### MINAS DO SEIVAL E ARREDORES

O entendimento das mineralizações a  $\text{Cu}\pm\text{Au}$  (Pb-Zn-Ag) relacionadas com os expressivos depósitos vulcanogênicos da Fm. Hilário, nas imediações da localidade de Lavras do Sul (RS), está diretamente vinculado à compreensão dos sistemas plutono-vulcânicos da região, os quais são descritos, entre muitos, pelos trabalhos de Nardi (1984, Complexo Granítico Lavras); Nardi & Lima (1985) e Lima (1995, Associação Shoshonítica de Lavras do Sul); e Gastal & Lafon (1998) e Gastal *et al.* (2006a,b; Complexo Intrusivo Lavras do Sul).

Para informações adicionais acerca da geologia da região de Lavras do Sul, e específicas sobre as mineralizações auro-cupríferas nas rochas plutônicas, ver item específico (*Au±Cu±Pb, Zn, Ag em Lavras do Sul*).

Conforme Lima *et al.* (2007), o vulcanismo Hilário é caracterizado por rochas vulcânicas e plutônicas associadas, intercaladas e gradualmente sucedidas por conglomerados ricos em clastos vulcânicos e por depósitos arenosos a pelíticos que, no conjunto, representam a Fm. Hilário. A distribuição é ampla na região de Lavras do Sul e mais restrita em Caçapava do Sul, São Sepé, Vila Nova do Sul e Dom Pedrito.

As rochas efusivas, em especial traquiabasaltos e traquiandesitos (shoshonitos), e pequenos volumes de depósitos piroclásticos (de queda e fluxo) se associam com rochas plutônicas epizonais graníticas e leucodioritos cumuláticos e termos hipabissais monzoníticos, quartzomonzoníticos e lamprofíricos (Lima & Nardi 1998; Lima *et al.* 2007), litologias agrupadas na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Lima & Nardi 1985). A fração plutônica desta associação é representada pelo núcleo do Complexo Granítico Lavras de Nardi (1984).

O padrão da região é semelhante ao encontrado em terrenos vulcânicos associados ao colapso de caldeiras, como sugerido por Lima (1995), podendo envolver mecanismos do tipo *downsagging* e subsidência de blocos, como indicado por Liz *et al.* (2004).

Toniolo *et al.* (2007) apresentam uma série de estruturas circulares compatíveis com o colapso de caldeiras, as quais vêm sendo utilizadas como modelo exploratório no âmbito da Bacia Camaquã.

Conforme Lima (1985), ocorre uma zonação metalogenética nas rochas vulcânicas da Formação Hilário, desde a borda do Complexo Lavras do Sul até a região de Volta Grande, com sulfetos de Cu dominando nas proximidades do limite com o complexo e de Pb e Zn concentrando-se nas rochas vulcânicas mais distais.

São diversas as áreas mineralizadas em rochas vulcânicas da Fm. Hilário na região de Lavras do Sul, com Cu e/ou Au como minério principal, entre as quais podem ser referidas as antigas minas do Seival, Merita, Volta Grande, Cerro Rico, Vista Alegre, Saraiva, Waldo Teixeira, Porteiras e Dourada. Algumas delas são aqui descritas como uma referência para os sistemas mineralizados neste con-

texto geológico.

As minas do Seival (Fig. 15), cerca de 20 km para NE de Lavras do Sul (RS), constituem um conjunto de pequenos depósitos (Barita, João Dahne, Morcego, do Meio, Cruzeta e Alcides) e ocorrências cupríferas (Vila do Torrão, Lagoa do Jacaré, Quero-Quero, etc.) descobertas em 1901 e lavradas no período 1935-1962.

Reischl (1978), resumindo dados sistemáticos coletados na área pela Companhia Brasileira do Cobre - CBC (geologia, geofísica, geoquímica de solos e sondagens) e Lopes *et al.* (2013), referem que as mineralizações são controladas por falhas e fraturas e estão confinadas às rochas efusivas porfíricas brechadas e pirolásticas de afinidade shoshonítica e composição andesítica e traquiandesítica, intensamente hidrotermalizadas, da Fm. Hilário cortados por diques andesíticos métricos a decamétricos, de orientação NE. Disseminações irregulares nas proximidades das fraturas e falhas são a forma mineralizada predominante, que ocorre também como bolsões (*pockets*) com sulfetos disseminados, sistemas complexos de vênulas, preenchimento de vesículas e mais raramente nas fraturas. Os teores de sulfetos de Cu diminuem consideravelmente em profundidade, conforme os resultados das sondagens da CBC.

As direções NE a N-S, com mergulhos entre 70°SE-90° (50°NW na Mina Barita) são as predominantes; na ocorrência Quero-Quero a mineralização é controlada por fraturas N50°W, 70°-80°E. Embora os depósitos estejam relativamente alinhados por cerca de 5 km conforme a direção NNE-



Figura 15 – Afloramento de brechas vulcânicas da Fm. Hilário na Mina do Meio (minas do Seival), município de Lavras do Sul, RS.

SSW, não foi determinada relação estrutural entre os mesmos (Reischl 1978).

As mineralizações são principalmente a base de calcosita e covelita, com rara bornita e calcopirita, em ganga de barita e, subordinadamente, calcita e calcedônia coliforme. A prata nativa ocorre associada com a calcosita. A alteração supergênica é composta por malaquita, azurita e crisocola e representa 70% do minério na zona de oxidação. Na Mina Barita ocorre enargita associada com a calcosita.

Conforme Lopes (2011), processos tardi a pós magmáticos originaram produtos de alteração pervasiva, principalmente filossilicatos de Fe e Mg do grupo das cloritas; e venular, com veios preenchidos por barita e minério de Cu, tendo sido reconhecidas as fases argílica intermediária e propilítica.

Na antiga Mina Merita, em rochas vulcanoclásticas da Fm. Hilário, ocorrem veios de quartzo contendo galena argentífera, esfalerita, pirita, calcopirita, especularita e raramente ouro livre (Lima 1985). Os veios se estendem por dezenas de metros, com uma possança de poucos centímetros, sendo as estruturas mineralizadas de maior possança constituídas por zonas com predominância de microbrechas. As litologias estão hidrotermalmente alteradas e, nas porções com mineralização sulfetada, a ganga é geralmente constituída por carbonato, clorita e epidoto; em alguns casos, apenas por estes dois últimos.

Na Volta Grande a mineralização está vinculada com filões paralelizados de direção NW, com a paragênese constituída predominantemente por pirita aurífera, sulfetos de Cu, galena argentífera e Au livre, caracterizando um depósito polimetálico de difícil beneficiamento (Santos *et al.* 1998). Entre os anos de 1985 e 1987 a CRM (Companhia Riograndense de Mineração) extraiu ~100 Kg de Au da porção aluvionar do depósito.

Nesta região, das antigas minas da Volta Grande e Cerro Rico, Rocha *et al.* (2013b; Projeto Cerro Dourado do *Grupo Mining Ventures Brasil*) descrevem corpos alongados de brecha hidrotermal orientados conforme NW-SE (às vezes E-W) formados por fragmentos do protólito vulcânico ou vulcanoclástico em uma matriz de quartzo, calcedônia, jasper (sílica com ferro), hematita e manganês, depositados em vênulas com padrão multidirecional. A mineralização é composta por Ag, com Au, Pb e Zn associados. Texturas coliformes,

botrioidais e laminadas (*bladed*) em calcedônia e jasper, e de quartzo drusiforme em pequenas cavidades, ocorrem com as brechas hidrotermais que contêm, ainda, barita. Estes autores, que interpretam as porções altamente silicificadas com jasper como *silica caps*, propõem para o depósito um modelo epitermal de baixa sulfetação, do tipo *hot-spring*, e sugerem a existência de um conduto vulcânico ainda preservado na área.

Para Lopes (2013) e Lopes *et al.* (2013), os teores verificados de Cu, Zn e Ni em relação ao protólito menos afetado pelo processo hidrotermal, nos diques e brechas da região, indicam que a mineralização cuprífera tem origem magmática.

A origem dos sistemas mineralizados e também a influência de diques lamprofíricos nas mineralizações são discutidas, entre outros, por Liz *et al.* (2007) e Müller *et al.* (2012). Conforme estes autores, a mistura dos magmas latíticos ou traquíticos com os lamprofíricos pode ser responsável pela precipitação dos sulfetos magmáticos portadores de Au, além da própria formação das soluções hidrotermais.

A elevada atividade de fluidos nas rochas compostas (diques compostos autoclásticos) é a geradora da sulfetação tardi-magmática. Dados de MEV em calcopiritas indicaram concentrações consideráveis de ouro e prata nativa, além de tetraedrita e esfalerita, envolvidos por silicatos ricos em cloro, indicativos de complexos com cloretos. Estimativas de temperatura aproximada de formação dos sulfetos, a partir da química mineral da arsenopirita, indicaram temperaturas entre 330° e 450°C (Liz *et al.* 2004, 2007; Müller *et al.* 2012).

Segundo Liz *et al.* (2009), os monzonitos hipabissais aflorantes na porção nordeste da área são interpretados como unidades intrusivas ressurgentes, portanto tardias na história evolutiva da área. Estes corpos podem ter sido temporalmente acompanhados por efusivas intermediárias de mesma afinidade geoquímica e pelo magmatismo alcalino sódico, conforme sugerido, por exemplo, por Gastal *et al.* (2006a, b). As manifestações finais, com magmatismo concomitante shoshonítico e alcalino sódico, devem ter causado um incremento significativo no gradiente geotermal da área, contribuindo na remobilização de metais-base por ação do hidrotermalismo e na geração das mineralizações de Au-Cu do tipo pórfiro encontradas na região de Lavras do Sul (Liz *et al.* 2004).

### Sn±W no RS (Distrito Encruzilhada do Sul)

No Rio Grande do Sul, os recursos em Sn e W estão concentrados no Distrito de Encruzilhada do Sul, onde constituem duas áreas mineralizadas: 1) uma no norte do Distrito, nas proximidades da vila Pinheiros (município de Encruzilhada do Sul); e 2) outra no sul, no entorno do rio Camaquã, no âmbito dos municípios de Encruzilhada do Sul e Piratini.

Na porção norte do Distrito (Província Cerro da Árvore - Sanga Negra e arredores, de Leinz & Pinagel 1945), nas minas Sanga Negra e Cerro da Árvore (ou Mina Velha), a wolframita constitui o principal mineral de minério, em ganga de quartzo leitoso, acompanhado de pirita e calcopirita (em profundidade), com berilo, topázio, turmalina e fluorita subordinados. A cassiterita pode ocorrer na salbanda do granito greisenizado, encaixante dos veios com wolframita, entre 10 e 30 cm destes.

Os veios mineralizados a wolframita, que podem alcançar até 1,5 km de extensão (na Mina Velha) e 35 cm de largura, têm direção principal N10°-30°E e, subordinadamente, N30°-40°W (a direção principal na mina Sanga Negra), tendendo a verticalidade. Nos veios com direção N70°-N80°E o granito apresenta-se greisenizado, mas quase sem cassiterita.

Vasquez *et al.* (1989) reconhecem nesta porção do Distrito o Granito Pinheiros ( fácies granito médio do Complexo Granítico Encruzilhada de Picada & Tessari 1970), ao qual vinculam as mineralizações. Os autores descrevem no granito bolsões pegmatíticos, greisens, cavidades miarolíticas e diques aplíticos orientados entre N30°E e N80°E, que representam as manifestações de estágios tardi a pós-magmáticos, ricos em voláteis.

Na porção sul do Distrito (Província Cerro Branco – Campinas e arredores do rio Camaquã, de Leinz & Pinagel 1945) a cassiterita constitui o recurso metálico nas minas Campinas, Tabuleiro e Cerro Branco, ainda no município de Encruzilhada do Sul; e nos depósitos Estreito, Paulista, Santa Bárbara e Pedro Freitas (ou Rincão do Inferno), logo a sul do rio Camaquã, já no município de Piratini (cf. mapa inserido em Leinz & Pinagel 1945). Nesta região, a cassiteria foi também minerada em depósitos aluvionares, em especial no arroio Campinas e no rio Camaquã.

As mineralizações de cassiterita se associam com leucogranitos a duas micas e biotita granitói-

des, respectivamente, das suítes Cordilheira (Picada 1965) e Campinas (Tessari & Picada 1966).

Conforme Philipp *et al.* (2013), as estruturas miloníticas e a foliação magmática dos leucogranitos peraluminosos da Suíte Cordilheira são acompanhadas por lineação de estiramento de baixo ângulo, indicando que estes corpos foram intrudidos sob condições sin-cinemáticas, durante evento transcorrente.

A cassiterita está geralmente concentrada em zonas de granitos greisenizados que também contêm fluorita e turmalina e raro topázio. Os veios de quartzo mineralizados, com até 5 km de comprimento e 1,2 m de largura, associados com as zonas greisenizadas, mostram orientações entre N10°-40°E, com mergulhos variáveis entre 30°SE e 70°NW e, subordinadamente, N30°W. Conforme Frantz (1983), os veios de quartzo com cassiteria, greisens e turmalinitos possuem uma distribuição unicamente por fraturas NE e NW, resultantes do evento gerador das faixas miloníticas que controlou, também, o posicionamento dos *stocks* graníticos. A turmalinização que acompanha esses filões quartzosos constitui um excelente guia prospectivo.

Frantz *et al.* (2005, 2007) referem que as mineralizações têm uma gênese complexa, que envolve a participação de dois sistemas graníticos e hidrotermais com características diferentes, os quais exerceram forte controle sobre a gênese e distribuição das zonas mineralizadas: 1) a injeção dos corpos graníticos peraluminosos a duas micas da Suíte Cordilheira, com posicionamento sin a tardi-transcorrência e valores anômalos de Sn, para todos os estágios de intrusão, parece ter iniciado o processo de enriquecimento, com a formação de zonas pervasivas de alteração hidrotermal; e 2) a injeção dos corpos cálcico-alcalinos da Suíte Campinas e Tabuleiro, durante os estágios tardi a pós-transcorrência, deu continuidade ao processo, através da incorporação de uma grande quantidade de microxenólitos de várias procedências, com o desenvolvimento de zonas de alteração hidrotermal restritas às zonas de cúpula e de contato com as encaixantes.]

Frantz *et al.* (2007), numa ampla reavaliação da porção sul do Distrito, relatam que os depósitos de mais alto teor, como os da Mina Campinas, foram gerados a partir de reciclagem ou rejuvenescimento de material crustal, resultando, algumas vezes, na formação de depósitos com carac-

terísticas híbridas.

A hibridização entre os dois estágios envolvidos na geração da mineralização estanífera está mais bem caracterizada, conforme Frantz *et al.* (2005), na Mina Tabuleiro.

Conforme Teixeira *et al.* (2007), as zonas de alteração hidrotermal que acompanham as suítes Cordilheira e Campinas apresentam diferentes distribuições e composições. As da Suíte Cordilheira tendem a apresentar uma distribuição pervasiva por centenas de metros, predominando alterações contendo mica branca, turmalina e turmalinitos bandados, como na Mina Cerro Branco. Os veios de quartzo se orientam conforme as zonas de milonitos que controlam e afetam a suíte. As zonas de alteração hidrotermal associadas à Suíte Campinas constituem um reticulado de veios de quartzo do tipo *stockwork* intracúpula, com projeções para o interior da encaixante por ao menos uma centena de metros, como ocorre na Mina Campinas.

Toniolo *et al.* (2007) apresenta uma idade de  $667 \pm 13$  Ma para a mineralização de Sn na ocorrência do Paredão, obtida pelo método Pb-Pb por evaporação em grãos de zircão de um veio pegmatóide que corta o granito mesocrático protomilonítico, com foliação magmática dada pela orientação da biotita e dos feldspatos, interpretado como pertencente a Suíte Campinas.

### **Pb, Mo (Cu, Sn) no Batólito Pelotas**

Philipp & Machado (2001) reportam, no âmbito da Suíte Dom Feliciano, unidade mais jovem do Batólito Pelotas (*ca.* 550 Ma), ocorrências de cassiterita em greisens na localidade de Morrinhos (São Jerônimo), molibdenita (Porto Alegre) e galena (Amaral Ferrador).

Ramgrab *et al.* (1997) identificam nos granitóides da Suíte Dom Feliciano sete diferentes unidades de fácies, com os tipos tardios sienograníticos e microsienograníticos (Serra do Erval e Morrinhos) constituindo *stocks* epizonais com transição para fácies subvulcânicas, contendo alguma biotita (< 1%) e anfibólio sódico, com allanita, apatita e fluorita como acessórios.

Na Mina Galena, a 6 km para NW de Amaral Ferrador, onde o minério de Pb foi parcialmente explotado, Tubino (2003), Manso *et al.* (2005) e Henrichs (2010) caracterizaram um sistema epitermal de baixa sulfetação (tipo adúlária-sericita)

estruturalmente controlado conforme a direção N15°-30°E (subsidiariamente, entre N-S e N30°W) relacionado com zonas miloníticas subverticais.

Manso *et al.* (2005), referem anomalias positivas de IP de média intensidade e baixa resistividade coincidentes com a direção N15°E, enquanto zonas com alta resistividade são comuns em zonas silicificadas contendo disseminações de sulfetos (dominantemente pirita e calcopirita, com subordinada calcosita e esfalerita). Níveis com brechas hidrotermais são acompanhados por forte dissolução de sílica e formação de *vugs*.

A mineralização mostra correlação direta com intrusões de quartzo-monzonitos acinzentados a esbranquiçados, equigranulares finos a médios, localmente porfíricos, contendo biotita como máfico; e quartzo-pórfiros finos, róseos a esbranquiçados, com rara biotita. Estas litologias e o controle estrutural caracterizam um critério prospectivo no âmbito do Batólito Pelotas.

Conforme Henrichs (2010), nas zonas mineralizadas ocorre intensa alteração hidrotermal fílica, caracterizada pela paragênese sericita + muscovita + quartzo  $\pm$  pirita  $\pm$  carbonato; e propilitica, de ocorrência moderada, contendo clorita  $\pm$  carbonato  $\pm$  epidoto. As concentrações de sulfetos, principalmente galena, ocorrem nas porções com alteração fílica mais intensa, no interior de veios e de zonas com brechas, ou nas suas proximidades.

Calcopirita e esfalerita também ocorrem associadas à galena ou como mineral disseminado na rocha. Os intervalos de maior intensidade de alteração propilitica contêm calcopirita, pirita e molibdenita. Malaquita, azurita e anglesita ocorrem em zonas com forte oxidação. Análises químicas de amostras de testemunhos de sondagem resultaram intervalos com valores anômalos de Cu, Zn e Mo e nulos ou muito baixos para Au.

Conforme Ramgrab *et al.* (1997), no Distrito de Morrinhos (município de São Jerônimo), onde um depósito aluvionar de cassiterita foi delimitado no arroio dos Cachorros, a mineralização primária parece estar relacionada com sienogranitos da Fácies Morrinhos da Suíte Dom Feliciano.

As ocorrências de molibdenita em Porto Alegre também se relacionam com sienogranitos (Granito Ponta Grossa de Schneider *et al.* 1974), seja como cristais muito finos ou na forma de rosetas com até 1 cm de diâmetro.

Em Cerro Grande, a molibdenita ocorre disseminada e em venulações em rochas miloníticas



associada a uma faixa com intensa greisenização. Estas rochas mostram elevados valores radiométricos e contêm teores, detectados quimicamente, entre 0,02% e 0,04% de  $U_3O_8$ .

### **Au±Pb(Ag)±Zn±Cu (complexos granulíticos e Bacia Itajaí)**

Duas importantes regiões com metais nobres e sulfetos de metais base ocorrem em sistemas estruturais resultantes da reativação de zonas de cisalhamento, com graus variados de relação entre o embasamento paleoproterozoico (Terreno Luis Alves) e intrusivas ácidas da Bacia Itajaí.

Estas áreas estão localizadas nos extremos norte e sul da Bacia Itajaí, respectivamente nos limites desta com rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina (em afluentes do ribeirão do Arraial, região de Gaspar) e do Complexo Ribeirão da Prata (nas cabeceiras do ribeirão da Prata, região de Nova Rússia) (Fig. 16).

Uma ocorrência isolada de Pb é descrita por Caldasso *et al.* (1995) na região do Encano Alto (no baixo curso do rio Encano), com disseminações de galena e pirita em filonetes de quartzo leitoso e de microgranito cataclasado, orientados conforme falhamento N60°E que cortam arenitos da bacia. Cabe a estes autores também uma ocorrência isolada de Au-W no ribeirão Quati, na porção SW da bacia; neste caso, descrevem filão de quartzo leitoso cortando siltitos, em falha E-W, e contendo 15 a 22 ppm de Au e 1% de  $WO_3$  contido.

Conforme Rocha *et al.* (2005), a similaridade na composição isotópica do Pb e, por consequência, nas idades modelo nas regiões dos ribeirões do Arraial e da Prata, parecem indicar que estes depósitos compartilharam uma fonte similar de Pb, sendo as diferenças entre os minérios resultantes de diferentes rochas-fonte. Nas minas do Ribeirão da Prata não ocorrem os gnaisses máficos nem as lentes de formações ferríferas bandadas expostas na mina Schramm, na região de Gaspar. Conforme Toniolo *et al.* (2008), os depósitos do Ribeirão da Prata e Schramm possuem assinaturas isotópicas do Pb primitivas, indicando a participação das rochas encaixantes como fonte dos metais.

A idade de 520 Ma obtida por Schiker & Biondi (1996) em muscovita da zona de alteração hidrotermal da mina Ribeirão da Prata pode indicar a idade da mineralização naquele depósito. Rocha

*et al.* (2005) sugerem uma idade de *ca.* 534 Ma para a mineralização, com base na idade do anquimetamorfismo obtida por Basei (1985), relacionada com a deformação da Bacia Itajaí.

Informações regionais acerca da geologia, tectônica e recursos minerais da Bacia Itajaí e do seu embasamento estão disponíveis, entre outros, em Krebs *et al.* (1988, 1990a,b), Appi & Cruz (1990), Appi (1991), Caldasso *et al.* (1995a), Rostirolla *et al.* (1992, 1999), Fonseca (2004), Schroeder (2006), Guadagnin (2009), Basei *et al.* (1987, 2011b) e Iglesias (2012).

Toniolo & Souza (2013) apresentam uma ampla revisão dos dados disponíveis para as bacias neoproterozoicas de SC e do seu embasamento. Com base em levantamentos geológicos e geoquímicos prospectivos estes autores efetuam uma avaliação metalogenética de parcela da porção norte do Escudo Catarinense. Dos 101 filões cadastrados, nas proximidades do limite ou cortando as rochas da bacia, 44 contêm sulfetos.

A Bacia Itajaí constitui uma sucessão sedimentar (Gr. Itajaí) depositada no Ediacarano superior sobre rochas metamórficas de alto grau, sendo interpretada por Basei *et al.* (2008) como uma bacia de *foreland* do Cinturão Dom Feliciano. Compreende uma porção basal continental (conglomerados e arenitos) e outra superior marinha (turbiditos predominantes), com presença muito limitada de tufos e cortada por diques e *sills* de rochas riolíticas da Fm. Apiúna, as quais também ocorrem como lavas no topo do ciclo sedimentar. Os granitóides cambrianos, do tipo A, Subida ( $520 \pm 5,5$  Ma) e Português ( $512,9 \pm 1,9$  Ma) constituem os eventos finais do Brasiliano na região.

As feições tectônicas mais expressivas ocorrem na porção sul da bacia, com uma significativa inversão estratigráfica relacionada com a movimentação transpressiva de caráter oblíquo do sistema transcorrente Itajaí-Perimbó. Desta tectônica resulta uma imbricação entre as litologias sedimentares do Gr. Itajaí e metamórficas dos complexos Ribeirão da Prata e Brusque.

### **REGIÃO DO RIBEIRÃO DO ARRAIAL (GASPAR)**

Oliveira *et al.* (1986) apresentam os resultados de pesquisas para Au da MINEPAR (Minérios Gaspar Ltda.) na região da serra da Gurita e dos córregos Santa Rosa e das Calhas (ou da Game-la), afluentes pela margem esquerda do ribeirão



do Arraial, cerca de 10 km para norte da localidade de Gaspar (SC).

Dos 44 veios de quartzo descobertos na região, dois (Schramm e Subida) estão em rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e os demais em rochas do Gr. Itajaí (Fig. 17). Nos principais depósitos, Schramm e Limão, houve exploração mecanizada a céu aberto. Na mina Schramm, duas galerias de meia encosta foram também utilizadas para a extração do minério aurífero. Outros veios mineralizados são referidos como Paulo (ou Bembem), Atoleiro, Garrafão, Boa Vista, Banco e Lagoa.

Os corpos mineralizados podem constituir veios isolados, com até 60 cm de largura, ou conjuntos contendo abundantes filonetes, vênulas e veios paralelizados, caracterizando faixas intensamente hidrotermalizadas com menos de 20 m de largura. Ambos os tipos variam desde poucas dezenas até cerca de 600 m de extensão, acompanhados ou não por diques riolíticos e riódacíticos. Predominam as orientações ENE, E-W e WNW. Os teores nos veios da região são muito irregulares, chegando pontualmente a 43 ppm Au, 129 ppm Ag, 2.700 ppm Cu e 410 ppm Bi.

Conforme Biondi *et al.* (1992), os teores médios de Au nos veios de quartzo cortando rochas sedimentares raramente são maiores que 1 g/ton (pontualmente até 4,5 g/ton), enquanto os de Ag não ultrapassam 5 g/ton. Nas encaixantes hidrotermalizadas os teores de Au e Ag estão abaixo de 0,05 g/ton. No veio Schramm o Au ocorre associado à pirita e à calcopirita ou livre quando no quartzo oxidado, com teores variando entre 4 e 35 g/ton (média de 10,2 g/ton); o teor de Ag varia de 2 a 36 g/ton (média de 9,2 g/ton).

Os veios mineralizados subverticais da mina Schramm, orientados N75°-85°W, estão em falhas extensionais relacionadas com um regime transpressional levógiro de reativação de zona de cisalhamento regional de alto ângulo N5°-10°E (Biondi *et al.* 1992, 2001) que, na região da mina, controla o curso do córrego Santa Rosa.

O filão mineralizado apresenta espessura média de 50 cm e uma zona de alteração hidrotermal (carbonatação, cloritização e sulfetação) de até 60 cm (Fig. 18). A encaixante faz contato brusco com a mineralização e é, frequentemente, cortada por vênulas de siderita, siderita-clorita e quartzo-clorita. A paragênese do filão é composta por siderita, quartzo e clorita (rica em Fe) formando a



Figura 17 – Detalhe de sistema de veios de quartzo leitoso, com pirita e rara calcopirita, que corta os arenitos da Bacia Itajaí na região de Gaspar (SC).

ganga; e pirita, calcopirita, esfalerita, galena, sulfossais da série gustavita-lillianita (Pb-Bi-Ag-Cu) e Au nativo como minerais metálicos (Rocha *et al.* 2002, 2003).

Biondi *et al.* (2001, 2002, 2004) e Biondi & Xavier (2002) sugerem que a fonte dos fluidos mineralizadores possa ter sido as ultramáficas granulíticas, com a precipitação do Au e sulfetos preferencialmente em locais onde o filão atravessa granulitos ultramáficos e formações ferríferas a magnetita. O elevado conteúdo de Ni e As detectado no minério (Biondi *et al.* 2001) é compatível com fontes envolvendo rochas máfico-ultramáficas. Rocha *et al.* (2005) também sugerem que os gnaisse máficos do Complexo Granulítico de Santa Catarina são a fonte do Au, com base em isótopos de Pb na galena e sulfossais componentes da

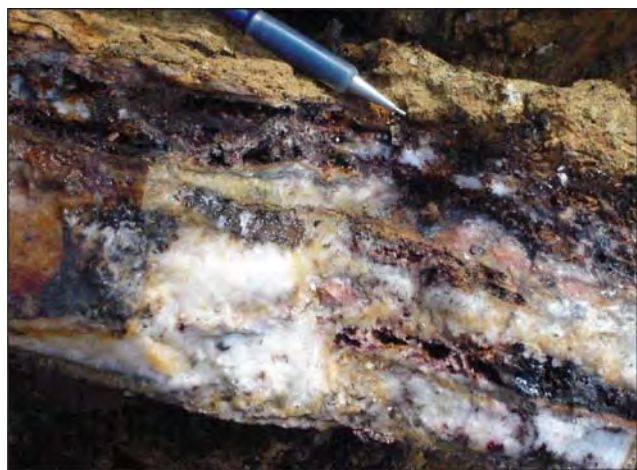


Figura 18 – Detalhe da oxidação superficial do filão de quartzo da Mina Schramm (região de Gaspar, SC) com boxworks preenchidos por óxidos de ferro e manganês pulverulentos.

paragênese do minério e do conteúdo de ETR do minério e das encaixantes.

As maiores concentrações de Au (26 a 57 ppm) ocorrem nos três locais onde o veio corta as lentes de formação ferrífera. Nestes locais o veio Schramm alarga e forma colunas com aproximadamente 0,5 x 5 x 20/30 m. Fora desses bolsões praticamente não há Au nos veios carbonatados ou de quartzo.

O preenchimento do filão de quartzo-siderita-sulfetos-Au ocorreu em duas fases sucessivas (Rocha *et al.* 2002, 2003), gerando uma estrutura simétrica de preenchimento. Os minérios da fase 1 ocorrem na borda (siderita com textura maciça e coloração bege, com clorita subordinada) e da fase 2 no centro da caixa filoniana (banda centimétrica contínua de siderita e clorita seguida pela deposição de quartzo maciço leitoso). O quartzo, que constitui 95% do preenchimento e contém agregados centimétricos de cristais de clorita, varia de microcristalino na borda da fase 2 a grosso na porção central, onde apresenta cristais centimétricos com estrutura em pente (Fig. 19).

O Au ocorre, predominantemente, como trilhas na interface das fases 1 e 2 ou nas bandas mais precoces da fase 2. Quando o filão é constituído apenas pela fase 2 é marcante a presença de estruturas cocarde (*cockade*) formadas por fragmentos da rocha com auréolas de siderita-clorita. Tanto os sulfossais como o Au nativo são minerais característicos da fase tardia de preenchimento, apresentando texturas indicativas de substituição dos sulfetos de metais básicos da fase inicial de preenchimento (Rocha *et al.* 2002).

O estudo de inclusões fluidas no quartzo e siderita da ganga do filão efetuado por Rocha *et al.* (2003) indicou que a deposição da mineralização ocorreu entre 240°-310°C, com fluidos originados pelo retrometamorfismo que afetou o Complexo Granulítico, sendo a mineralização classificada como do tipo orogênico. Conforme estes autores, os fluidos mineralizantes, soluções aquacarbônicas de baixa salinidade, são incompatíveis com ambientes epitermais.

Biondi *et al.* (2002) já havia deduzido para o depósito Schramm temperaturas entre 227°-316°C e pressões entre 1,2 e 0,1 kb, concluindo por um modelo genético variante daquele dos depósitos de ouro em zonas de cisalhamento (ou "orogênicos"), em condições de baixas T e P.

Toniolo & Souza (2013) adotam um modelo epi-

termal-pórfiro, associado a rochas magmáticas saturadas da série alcalina, ressaltando que os processos tectônicos neoproterozoicos propiciaram condições para a geração de soluções hidrotermais portadoras de metais.

#### REGIÃO DO RIBEIRÃO DA PRATA (NOVA RÚSSIA)

As mineralizações na região do ribeirão da Prata são também referidas na bibliografia como Alto Garcia ou mina de Blumenau. O ribeirão da Prata (ou ribeirão Minas da Prata) é afluente pela margem esquerda do rio Garcia, logo a oeste da localidade de Nova Rússia, e tem o curso ENE-WSW controlado pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó.

Conforme Caldaso *et al.* (1995) aflora na região uma faixa ENE-WSW de geologia complexa, com até 3 km de largura, constituída por gnaisses de composição granítica e gnaisses granulíticos máficos com retrometamorfismo à fácies anfibolito, milonitizados (aqui referidos como Complexo Ribeirão da Prata), com imbricações tectônicas de rochas sedimentares da Bacia Itajaí e, de maneira muito limitada, de metamorfitos do Complexo Brusque. O conjunto é seccionado por granitóides e por diques de rochas ácidas e básicas. A mineralização se distribui tanto em brechas derivadas das rochas sedimentares da bacia, quanto naquelas derivadas das rochas granulíticas.

Os limites da faixa gnáissica com a Bacia Itajaí, ao norte, e com o Complexo Brusque, ao sul, são tectônicos, por movimentação transcorrente com componente transpressiva da qual resulta cavalgamentos direcionados para o norte. No ribeirão



Figura 19 – Detalhe de veio com pirita e galena com cavidade atapetada por quartzo piramidado com estrutura em pente (região de Gaspar, SC).

da Prata, localizado no limite entre o Complexo Ribeirão da Prata e a Bacia Itajaí, afloram gnaisses máficos e conglomerados brechados e silicificados.

A primeira referência técnica às mineralizações nas cabeceiras do ribeirão da Prata é devida a Ferraz (1921), que descreve duas importantes jazidas de minérios argentíferos em filões com estrutura brechada.

Cassedane & Mello (1967a,b) relatam que a mineralização no ribeirão da Prata corresponde a uma brecha de falha silicificada de direção geral N70°E, com espessuras entre 15 e 30 m e cerca de 300 m de extensão. O corpo mineralizado mostra lenticularizações e contém galena, esfalerita, pirita e minerais de Cu em ganga de quartzo e, esporadicamente, barita. Estes autores descrevem os trabalhos subterrâneos na área, os quais compreendem sete galerias de encosta, em três níveis, com até uma centena de metros e contendo ramificações orientadas conforme a zona brechada (Fig. 20).

Conforme Biondi *et al.* (1992), a zona mineralizada é constituída por hidrotermalitos quartzo-feldspáticos, estruturalmente isótopos, com 20-30 m de largura e 250-300 m de comprimento, encaixados em milonitos e cataclasitos da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. Esta estrutura regional de evolução complexa, com características dúcteis e reativações em condições rúpteis, tem na área orientação N60°-75°E, 60°-70°SE.

Conforme Schicker (2001), esfalerita, galena (argentífera), calcopirita e pirita são os minerais de minério primários, enquanto covelita, goethita, malaquita, azurita e, mais raramente, cerussita e piromorfita compõem a paragênese secundária. A matriz é composta por quartzo (80-90%), sericita (5-8%), feldspato reliquiar e clorita subordinada. Biondi *et al.* (1992) descrevem a mineralização como sulfetada e disseminada no hidrotermalito, concentrando-se nas vênulas de quartzo.

Os teores médios do minério são de 4% Pb, 1,5% Zn, 0,6% Cu e 3,5% Ba. A prata ocorre na zona oxidada, onde atinge teor médio de 115 ppm. O teor de Au na pirita varia entre 115 e 440 ppm. Quatro amostras do tipo *chip* coletadas por Kaul (1976) em galerias dos três níveis minerados mostram valores de Ag entre 37 e 90 ppm.

Schicker & Biondi (1996) referem que houve substituição hidatogênica de arcóseos, gnaisses e granitóides brechados e milonitizados sem indi-

cações da ação de fluidos hidrotermais magmáticos. Os processos de substituição (silicificação e sericitização) atuaram tanto nos gnaisses e granitóides do embasamento quanto nos arenitos arcóseos da Bacia Itajaí (Schicker 2001). A origem dos fluidos hidrotermais, com temperatura vizinha de 350°C, é considerada como metamórfica, com a percolação dos fluidos acontecendo durante o período de relaxamento, após a fase de máxima transpressão.

Riolitos com 499±6 Ma que afloram próximo ao depósito não foram afetados pela mineralização e uma datação da ganga do minério indica a fase de sericitização em 522±10 Ma.

Nos afloramentos em superfície e nas galerias da mina, os principais indicadores cinemáticos, associadas à geometria e às características das falhas conjugadas, indicam um movimento reverso dextral, com deslocamento mergulho acima. As rochas milonitizadas são deslocadas por falhas transcorrentes dextrais E-W e por transcorrências menores, sinistrais, com orientações N5°-30°E. Esta segmentação do corpo mineralizado é anterior as intrusivas ácidas e mostra que o minério é mais antigo que a reativação da zona de cisalhamento (Biondi *et al.* 1992).

### Au no Complexo Brusque (SC)

Duas tipologias de mineralizações auríferas primárias são reconhecidas no âmbito do Complexo Brusque: 1) em filões de quartzo com raros sulfetos no interior dos granitóides que intrudem o Complexo ou nas faixas de cornubianitos que cir-



Figura 20 – Galeria abandonada na Mina Ribeirão da Prata (região de Nova Rússia, SC); veio mineralizado em diagonal no teto da galeria.

cundam as intrusões; e 2) minérios singenéticos que se relacionam com níveis sulfetados em litologias especiais, como quartzo turmalinitos bandados.

Resultados prospectivos e dados previsionais e metalogenéticos para Au e outros metais no âmbito do Complexo Brusque estão disponíveis, entre outros, em Silva & Dias (1981), Silva *et al.* (1982, 1986), Caldasso *et al.* (1995a,b), Iglesias (2012) e no conjunto de mapas produzidos para o Programa Nacional de Prospecção de Ouro da CPRM (Toniolo & Kirchner 1997).

O Complexo Brusque ( $936 \pm 40$  Ma- $552 \pm 3,4$  Ma) constitui uma faixa de metamorfitos de baixo a médio grau que se estende por *ca.* 75 km de comprimento e 40 km de largura, segundo NE-SW, desde a região de Itajaí, no litoral catarinense, até as imediações de Vidal Ramos, no extremo SW do cinturão, onde é encoberto pelas rochas da Bacia Paraná.

Os granitóides intrusivos no Complexo Brusque mostram dimensões desde batolíticas até corpos muito reduzidos (diques e bossas irregulares).

O Granito Valsungana compreende dois corpos batolíticos orientados conforme o cinturão metamórfico e referidos (Caldasso *et al.* 1995a,b) como maciço norte (ou serra da Bateia) e sul (ou serra do Moura); para sudoeste do maciço norte são reconhecidos duas outras áreas de exposição do Granito Valsungana (Lajeado do Guabiruba e Lajeado do Botuverá).

As suítes Guabiruba e Indaiá, relacionadas à evolução do Granito Valsungana, estão expostas na maioria das vezes no interior ou às margens dos corpos batolíticos, com os quais mostram, muitas vezes, relações de contato transicionais. Os corpos da Suíte Guabiruba recebem uma série de nomes locais (Basei 1985; Caldasso *et al.* 1995a,b; Castro *et al.* 1999), às vezes conflitantes.

Estas plutônicas são interpretadas por Caldasso *et al.* (1988; 1995a,b) como sin a tardicinemáticas em relação a fase transtensiva (D3) que controlou a colocação destas rochas.

Caldasso *et al.* (1988) caracterizam, sob a denominação Granitóide Faxinal, um corpo de biotita-hornblenda sienito, metaluminoso alcalino e do tipo A, que ocorre na porção NW do Complexo Brusque (região do rincão do Bepe). Corpos quartzo dioríticos, sieníticos e traquiandesíticos que cortam os metamorfitos têm sido também correlacionados com esta unidade.

Todas estas intrusivas geram auréolas de metamorfismo de contato sobre as litologias do Complexo Brusque que podem alcançar a fácies piroxênio-hornfels.

Não são incluídos nesta caracterização metalogenética os leucogranitos descritos por Philipp & Campos (2010) na região de Itapema, onde afloram como corpos tabulares posicionados nas superfícies axiais das dobras  $F_2$  e se relacionam ao pico do metamorfismo colisional que afetou o Complexo Brusque.

Castro (1997) apresenta uma síntese acerca dos granitóides intrusivos no Complexo Brusque e os organiza em quatro grupos, definindo um zoneamento metalogenético baseado no grau de oxidação sugerido pelos dados disponíveis, de S (mais redutor) para N (oxidante):  $W \pm Mo$  (Sn,Be);  $W \pm Au$ ; e Au.

São reconhecidos (Caldasso *et al.* 1995a,b; Biondi *et al.* 2007) os seguintes depósitos filonianos no âmbito do cinturão: Carneiro Branco, Cavalão Branco, Três Barras (ou Fanuelsson), Tigrano, Planície Baixa, Braço Cristalino, Gaspar Alto e Rio do Oliveira (ou Canelinha). É importante referir que a ocorrência Carneiro Branco de Caldasso *et al.* (1995a) é citada por Biondi *et al.* (2007) como Cavalão Branco, que usa a expressão Carneiro Branco para uma outra ocorrência nas proximidades (~2 km para W), não reconhecida por aqueles autores. As denominações de Biondi *et al.* (2007) para estas duas ocorrências são mais adequadas por se vincularem com topônimos das cartas topográficas da região.

No entorno do campo filoniano do Ribeirão do Russo (ver item específico) os veios de quartzo com W contêm algum Au. Nesta região também afloram os veios de quartzo com  $Au \pm Ag$  denominados Russo e Braço da Cristalina por Caldasso *et al.* (1995a). Este último, garimpado de maneira intermitente, constitui um filão tabular de quartzo com cerca de 1 m de largura e 200 m de extensão que corta filitos e granitóide milonitizado conforme  $N85^\circ E$ ,  $75^\circ SE$ . Os teores são de 8 a 10 g/t de Au e 3,5 g/t de Ag.

O veio Cavalão Branco (Carneiro Branco de Caldasso *et al.* 1995a), garimpado de maneira intermitente desde o início dos anos 1950, constitui a principal ocorrência filoniana de Au no Complexo Brusque (Biondi *et al.* 2007). O veio quartzoso, com largura média de 2 m, aflora de maneira descontínua por cerca de 300 m, segundo  $N80^\circ E$  a E-W,

cortando xistos cornubianitizados expostos no limite entre os corpos Lageado Baixo do Botuverá (Granito Valsungana) e Santo Antônio (Suíte Guabiruba).

Biondi *et al.* (2007) reconhece na área um corpo diorítico alojado entre os cornubianitos e provavelmente preenchendo uma fratura conjugada da Zona de Cisalhamento Rio das Águas Cristalinas. A porção do depósito contido no diorito cisalhado (denominada localmente de Cava do Davi), mostra teores em Au entre 4 a 40 g/t, enquanto na parte externa do diorito os teores diminuem para menos de 10 g/t.

A mineralização ocorreu em duas fases, com a formação do veio de quartzo contendo Au, pirita, calcopirita e galena na primeira fase (durante a alteração filica); e a deformação (boudinagem e geração de sigmoides) do veio com geração de Au, pirita, calcopirita, calcosita e covellita na segunda. O Au cristalizou livre dentro do quartzo na primeira fase e foi mobilizado mecanicamente pela reativação da zona de cisalhamento na segunda fase, quando ocupou microfraturas da pirita e da calcopirita contidas nos sigmoides de quartzo.

A ocorrência Carneiro Branco de Biondi *et al.* (2007) é um veio de quartzo maciço, com muita pirita, com cerca de 0,5 metro de espessura média e comprimento em superfície <50 m. Contido em uma fratura extensional N20°-30°W, vertical, conjugada a um cisalhamento N5°-20°E, vertical, em meio a granitos da Suíte Guabiruba, o veio foi lavrado em superfície e mostra teores maiores que àqueles do Cavalo Branco.

Conforme Biondi *et al.* (2007), os veios de quartzo com Au dos depósitos Carneiro Branco e Cavalo Branco, embora associados a uma zona de cisalhamento, estão envolvidos por zonas de alteração hidrotermal potássica, filica e propilítica, típicas de filões granitogênicos periplutônicos.

Fornazzari *et al.* (2001) caracterizam teores de potássio e urânio acima da média, enriquecimento do parâmetro F e relativamente baixas razões Th/K para o depósito do Carneiro Branco, derivados da intensa sericitização de milonitos na zona de cisalhamento no depósito, junto aos veios e no granitóide encaixante. Com base na integração de dados gamaespectrométricos e exploratórios, Fornazzari *et al.* (2003) referem que a área do granitóide Faxinal não apresenta resposta indicativa de alteração hidrotermal, apesar das altas contagens de pintas de Au em concentrados

de bateia no seu entorno, sugerindo que os processos de mineralização naquele corpo devem ser distintos dos demais.

O veio de quartzo leitoso bastante fraturado de Planície Baixa (município de Guabiruba) tem 2,5 m de possança e contém, além de Au, pirita e óxidos de Fe e Mn. Encaixado em falha N60°E, o veio corta rochas do Complexo Brusque na proximidade de granitóide Valsungana e mostra poucos vestígios de atividades exploratórias.

As demais ocorrências auríferas em filões de quartzo cortando filitos podem ser resumidas como segue: a) Três Barras, com recursos geológicos de 3 x 10<sup>6</sup> t e teores de 10 g/t de Au e 3,5 g/t de Ag; b) Tigrano, com 3 a 10 g/t de Au; e c) Gaspar Alto, sem detalhes sobre os teores.

No sudeste do cinturão, na bacia do rio do Oliveira (municípios de Canelinha e Tijucas), Silva *et al.* (1983, 1985) reconhecem a Sequência Meta-vulcanossedimentar Rio do Oliveira, composta por termos metassedimentares predominantes (calcissilicáticas, quartzitos, filitos, e grafita e granadamica xistos), turmalinitos, formações ferríferas bandadas (hematíticas e gruneríticas) e metavulcânicas sinsedimentares de composição complexa (máficas e ultramáficas e, mais raramente, félsicas).

Basei *et al.* (2011a) dividem o Complexo Brusque, do topo para a base, nas formações Rio da Areia, Botuverá e Rio do Oliveira; a segunda metassedimentar e as demais de derivação metavulcanossedimentar. Garda *et al.* (2013) reconhecem dois tipos de turmalinitos na região dos rios do Oliveira e do Moura, formados por fluidos de fontes distintas.

Caldasso *et al.* (1995b) reconhecem nas metavulcanossedimentares da região dos rios do Oliveira e do Moura, para norte das localidades de Canelinha e São João Batista, mineralizações sulfetadas de caráter singenético, disseminadas ou maciças. Referidas por aqueles autores como Sorocaba, as mineralizações são representadas por pirita que se associa particularmente aos níveis de quartzo turmalinitos bandados (exalitos), e por bandas decimétricas de pirrotita ± pirita ± (calcopirita ± ilmenita), concordantes com as rochas calcissilicáticas e metabásicas. Ocorrem também na área lentes de quartzo com abundantes sulfetos (pirita ± arsenopirita) estruturalmente concordantes com os metapelitos arenosos que recobrem as litologias de derivação vulcanossedimentar.

Ainda que muito enriquecidos em pirita e arse-

nopirita, sulfetos que estão dispostos conforme a  $S_0/S_{1+2}$  das encaixantes, os teores para Au resultaram muito baixos, conforme resultados de detalhamento exploratório efetuado por Morgental (1988) e por Toniolo & Camozzato (1991). Estes autores referem teores da ordem de 0,02 a 0,18 ppm de Au, 0,04 a 1,6 ppm de Ag e 41 a 192 ppm de Bi.

### W±(Sn, Au, Mo) em SC

Em Santa Catarina, veios de quartzo com wolframita são encontrados em duas áreas: 1) no cerro (Mina) da Catinga, na margem esquerda do rio Alto Braço, cerca de 28 km para oeste de Nova Trento pela rodovia SC-411; e 2) no ribeirão do Russo, cerca de 3 km para NNW de Botuverá.

### MINA DA CATINGA

Na Mina da Catinga, onde o minério foi explorado de maneira rudimentar através de galerias (Fig. 21), o campo mineralizado possui forma irregular e alongada segundo nordeste, com cerca de 700 x 100 m, e está restrito aos xistos encaixantes da Suíte Catinga de Silva *et al.* 1986 (Suíte Guabiruba de Schulz & Albuquerque 1969), caracterizada por (biotita)-muscovita sieno e monzogranitos cinza-esbranquiçados a cinzas, equigranulares médios a finos, que podem conter granada e fluorita.

A wolframita ocorre em filões quartzosos (menos comumente quartzo-feldspáticos) com até 40 cm de largura e extensão máxima de 20 m, contendo ainda muscovita, óxidos de Fe e Mn e subordinadamente feldspato caulinizado, turmalina e pirita (Trainini *et al.* 1978, Silva *et al.* 1986, Castro *et al.* 1999). Os filões, com direções N60°E até E-W e mergulhos entre 70°-80°SE (raramente NW), se dispõem segundo a foliação principal (superfície  $S_2$  de transposição) dos xistos encaixantes do Complexo Brusque, onde geram halos de turmalinização com até 20 cm.

A wolframita contém em torno de 73% de  $WO_3$ , é rica em Fe (~17%) e se desenvolve de maneira bastante irregular horizontal e verticalmente nos filões, tanto como cristais com até 10 cm, como em disseminações muito finas (<1 mm), detectada somente em análises químicas.

Ocorrem na região zonas greisenizadas orientadas N65-70°E associadas com o lineamento

Catinga e anômalas para Sn (1.000 ppm). São registradas na área (Silva *et al.* 1986) ocorrências de cassiterita e molibdenita, também identificadas em concentrados de minerais pesados coletados regionalmente no entorno da Mina da Catinga.

### RIBEIRÃO DO RUSSO

No campo filoniano do ribeirão do Russo os filões quartzosos com wolframita têm direção preferencial N30°-40°E (secundariamente N65°-70°E), 60°-70°SE, na maioria preenchendo fraturas de plano axial de dobras  $D_4$  dos metassedimentos do Complexo Brusque (Silva *et al.* 1982).

Conforme Caldasso *et al.* (1995), contudo, a distribuição espacial revela um segundo controle estrutural para os veios mineralizados, manifestado por sua concentração preferencial ao longo da charneira de uma antiforme de  $D_3$  que dobra os quartzo filitos do Complexo Brusque, hospedeiros da mineralização.

Os filões mineralizados, que podem conter pirita, calcopirita e ouro, são retilíneos, têm extensões decamétricas e espessuras <15 cm, com wolframita de distribuição descontínua, como cristais bem formados (<5 cm) ou disseminações, e composição semelhante àquela da Mina da Catinga (rica em Fe). Concentrados de minerais pesados coletados na área apresentam, além da wolframita, Au e scheelita.

Ainda que na área mineralizada não estejam expostos granitóides, Silva *et al.* (1982) comentam a existência de uma anomalia morfo-estrutural elíptica, quilométrica, ressaltada pela rede de

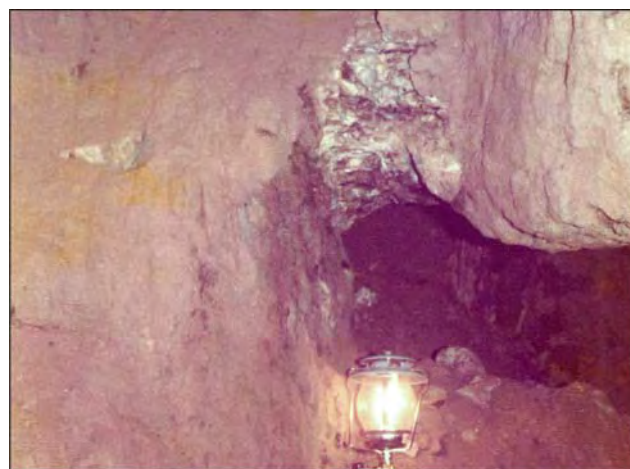


Figura 21 – Filão de quartzo mineralizado a wolframita em galeria abandonada na Mina da Catinga (SC).



drenagem e por lineamentos fotogeológicos (an-tiforme de  $D_3$  de Caldasso *et al.* 1995), o que per-mite supor, para estes autores, a ocorrência de um corpo intrusivo não aflorante ao qual as mine-ralizações estariam relacionadas.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Ca-tarina, a seleção de áreas para atividades de pes-quisa de metais preciosos e sulfetos de metais base deve considerar a inexistência de informa-ções sistematizadas, que permitam prover, na maioria dos casos, a exploração mineral com mo-delos de depósitos descritivos (empíricos) ou teó-ricos (genéticos) completos.

A aplicação dos modelos genéticos tradicionais disponíveis na bibliografia, que direcionem a pes-quisa, pressupõe a disponibilidade ou aquisição de dados consistentes, e que devem incluir as características peculiares eventuais das áreas em avaliação. A insuficiência de informações que per-mita a aplicação de modelos genéticos determina o uso, nos estados do RS e SC, de modelos empí-ricos (descritivos) muitas vezes incompletos.

Em Santa Catarina, os maiores potenciais ex-ploratórios estão nas regiões de Gaspar, Botuve-rá e Canelinha, onde as principais áreas com mi-neralizações de Au (Ag, Pb, Zn, Cu) constituem, respectivamente: a) minério primário em veios de quartzo e brechas com Au e alguma Ag (com piri-ta, hematita e calcopirita) ou Pb (Zn, Ag, Cu, Au) em gnaisses granulíticos do Terreno Luis Alves e rochas sedimentares da Bacia Itajaí, estrutural-mente controladas por sistemas de reativação de zonas de cisalhamento e/ou hipabissaias ácidas da Fm. Apiúna; b) filões de quartzo com  $Au \pm Ag \pm$  sulfetos ou  $W \pm Au$  em íntima relação com granitóides intrusivos e zonas cornubianitizadas nos metamorfitos do Complexo Brusque; e c) Au singenético com sulfetos disseminados ou maci-ços concordantes com turmalinitos bandados, ro-chas calcissilicáticas e metabasitos do Complexo Brusque.

No Rio Grande do Sul, os segmentos crustais com assinatura isotópica juvenil são propícios para: a) mineralizações vulcanogênicas (VMS, por exemplo); b) depósitos vinculados com o ambien-te metamórfico (Au orogênico); e c) remobilizados epigenéticos pelo magmatismo neoproterozoico. Mineralizações de Cr, Ni e metais associados a ro-

chas máfico-ultramáficas ofiolíticas, ainda que in-cluídas neste contexto, parecem ter baixo poten-cial pela impossibilidade de evolução de perfis la-terítico supergênicos, como ocorre no centro-oes-te brasileiro. No Terreno Tijucas meridional (RS), cabe considerar os depósitos reais e potenciais para Sn e W relacionados com os granitóides do tipo S, hospedados nas zonas de cisalhamento que limitam este terreno com o Batólito Pelotas.

Em ambos estados deve ser ressaltada a po-tencialidade para depósitos do tipo *skarn*, tendo em vista a abundância de rochas calcissilicáticas e eventos plutônicos em todos os terrenos, muitas vezes em estreita relação espacial, como já verifi-cado nas regiões do Domo da Vigia e dos municí-pios de Caçapava do Sul e Vila Nova do Sul (RS).

No Batólito Pelotas (RS), pintas de Au em quan-tidades significativas em concentrados de mine-rais pesados, coletados para o Mapa Geoquímico do RS (CPRM, em elaboração), permitem sugerir pesquisas para o metal, em especial, na porção sul do batólito.

As litologias da Bacia Camaquã (RS) têm po-tencial reconhecido para Cu, Pb, Zn, Au e Ag em modelos similares àqueles dos depósitos minerais do tipo *intrusion related*. Os modelos exploratóri-os no âmbito da Bacia Camaquã devem admitir uma mudança no paradigma estratigráfico dos depósitos. Para tanto, devem ser considerados os resultados de proveniência obtidos na Janela Bom Jardim, que indicam as rochas sedimentares en-caixantes dos filões mineralizados nas minas do Camaquã como pertencentes à Fm. Santa Bárba-ra. Disto deriva uma revisão das rochas intrusivas potencialmente responsáveis pelas mineralizações neste andar estratigráfico.

Devem ser estimulados os estudos para o es-tabelecimento de curvas-padrão e assinaturas espectrais de áreas hidrotermalmente alteradas, em associação com outros sensores, como os ae-rogeofísicos recentemente disponibilizados pela CPRM para a totalidade dos escudos Sul-Rio-Gran-dense e Catarinense, para aplicação nas ativida-des exploratórias nestes estados. Neste sentido deve ser referida a pesquisa de Senhorinho (2012), que utilizando a antiga mina Bloco do Bu-tiá como área-piloto, apresenta padrões e assi-naturas espectrais de áreas hidrotermalizadas da região de Lavras do Sul que podem auxiliar na geração de modelos prospectivos baseados no sensoriamento remoto.

Conforme referido por Toniolo *et al.* (2008), a participação de metais oriundos das rochas encaixantes, para os depósitos de Cu, Pb, Zn (Au, Ag) nas bacias Camaquã e Itajaí, pode condicionar a tonelagem destes ao conteúdo metálico disponível nos ambientes geológicos primários. A exploração mineral para novos depósitos de metais nobres e base, nestes casos, e em especial nas áreas de alto grau metamórfico, deve privilegiar segmentos crustais com *background* metálico elevado e extensiva alteração hidrotermal epigenética.

## REFERÊNCIAS

- Almeida D.P.M., Chemale Jr. F., Machado, A. 2012. Late to Post-Orogenic Brasileiro - Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: Ali Ismail Al-Juboury (Ed.) *Petrology - New Perspectives and Applications*. InTech, cap. 5, 73-105.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves, B.B. de B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, **17**:1-29.
- Almeida R.P., Santos M.G.M., Fragoso Cesar A.R.S., Janikian L., Fambrini G.L. 2012. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **84**:347-376.
- Altamirano-Flores J.A. 1992. A mineralização cuprífera estratiforme de Cerro dos Martins, RS. In: Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, 1. São Leopoldo: UNISINOS. *Bol. Res. Expandidos*, 35-38.
- Amarillo. 2012. *Projeto Lavras do Sul, RS, Brazil*. [www.amarillogold.com/projects/lavras-do-sul](http://www.amarillogold.com/projects/lavras-do-sul). Amarillo Gold Corp., Amarillo Mineração do Brasil (acesso em jul/2013).
- Appi C.J. 1991. *Análise Estratigráfica da Seção Metasedimentar do Grupo Itajaí no Estado de Santa Catarina*. Rio de Janeiro: Dissertação de Mestrado, IG/UFRJ, 119 p.
- Appi C.J. & Cruz C.E.S. 1990. Estratigrafia de sequências na Bacia do Itajaí. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 36. Natal. *Anais*, 1: 93-106.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Van Schmus W.R., Silva L.C., 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, **24**:439-442.
- Badi W.S.R. 1983. *Mineralização de chumbo e zinco em arenitos do Distrito Camaquã, RS*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 137p..
- Basei M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese de Doutorado, IG/USP, 190 p.
- Basei M.A.S., Campos Neto M.C., Lopes A.P., Nutman A.P., Liu D., Sato K. 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U-Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. *Braz. J. Geol.*, **43**:427-443.
- Basei M.A.S., Campos Neto M.C., Castro N.A., Nutman A.P., Wemmer K., Yamamoto M.T., Hueck M., Osako L., Siga Jr., O., Passarellia C.R. 2011a. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **32**:324-350.
- Basei M.A.S., Drukas C.O., Nutman A.P., Wemmer K., Dunyi L., Santos P.R., Passarelli C.R., Campos Neto M.C., Siga Jr O., Osako L. 2011b. The Itajaí Foreland Basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, **100**:543-569
- Basei M.A.S., Lopes A.P., Nutman A., Dunyi L., Sato K., 2010. Polycyclic evolution of the Camboriú Complex, Northeastern Santa Catarina State, South Brazil. South American Symposium on Isotope Geology, 7. Brasília. *Short Papers of VII SSAGI*. Brasília: CD-ROM.
- Basei M.A.S., Frimmel H.E., Nutman A.P., Preciozzi F., Jacob J. 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance study. *Prec. Res.*, **139**:195-221.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto J.M., Preciozzi F., 2000. The Dom Feliciano Belt and the Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31<sup>st</sup> IGC, Rio de Janeiro, p.311-334.
- Beckel 1990. *Metagenia del Cu, Pb y Zn en La Cuenca de Camaquã durante el Ciclo Orogenico Brasileiro, Rio Grande del Sur (Brasil)*. Tese de Doutorado, Univ. Salamanca, Espanha, 275p.
- Beckel J. 1992. Características físico-químicas do fluido hidrotermal formador das mineralizações de cobre das Minas do Camaquã. Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, 1. São Leopoldo: UNISINOS. *Bol. Res. Expandidos*, 6-11.
- Basei M.A.S., Kawashita K., Siga Jr. O. 1987. Idade, características litoestratigráficas e estruturas do Grupo Itajaí, SC. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 3. Curitiba, Atas, 1:93-106.
- Bentes M., Daleiro V., Costa A.F.U., Gonçalves G.N.D. 1977. *Projeto Geofísica Terrestre na Área de Lavras do Sul: relatório final*. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 2v. (inédito)
- Bettencourt J.S. & Damasceno E.C. 1974. Análise tectônica e controles de mineralização no distrito cuprífero de Camaquã, RS. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 28. Porto Alegre, *Anais*, 4:85-106.
- Bicca M.M. 2013. *Tectônica e proveniência do Grupo Santa Bárbara, região de Minas do Camaquã - RS*. Dissertação de Mestrado, IG/FRGS, 130p..
- Bicca M.M., Jelinek A.R., Oliveira C.H.E., Chemale Jr. F., Guadagnin F. 2010. Estudos tectônicos da porção sul da Bacia do Camaquã, região de Minas do Camaquã, RS. Cong. Uruguayo Geol., 6. Minas – La Valleja: SUG, *Resúmenes*, p. 34.
- Biondi J.C., Franke N.D., Carvalho P.R.S.; Villanova S.N. 2004. Zonalidade Vertical no Corpo Mineralizado da Mina de Ouro Schramm (SC) – detalhamento do modelo genético. *RBG*, **34**:147-156.
- Biondi J.C. & Xavier R.P. 2002. Fluidos associados à mineralização da mina de ouro Schramm, Complexo Granulítico Luis Alves (SC). *RBG*, **32**:235-244.
- Biondi J.C., Franke N.D., Carvalho P.R.S.; Villanova S.N. 2002. Processo Mineralizador e Modelo Genético da Mina de Ouro Schramm (SC-Brasil). *RBG*, **32**:461-470.
- Biondi J.C., Franke N.D., Carvalho P.R.S., Villanova S.N. 2001. Geologia e Petrologia da Mina de Ouro Schramm (Gaspar - SC). *RBG*, **31**:287-298.
- Biondi J.C., Schicker G., Bugalho A. 1992. Processos Mineralizadores em Bacias Tardi-Orogênicas: 1. influência das estruturas rígidas na geração dos depósitos da Minepar e do Ribeirão da Prata, Grupo Itajaí (SC). *RBG*, **22**:275-288.
- Bitencourt M. F., Hackspacher P.C., Nardi L.V.S. 1989. A

- Zona de Cisalhamento Major Gercino, Santa Catarina. In: SBG, SNET., 2. Fortaleza, *Bol. Res.*, p. 214-216.
- Bitencourt M.F. 1983. Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS: geologia e relações com o corpo granítico. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 1. Porto Alegre, *Resumos*, 37-48.
- Bongiolo E.M., Bongiolo D.E., Sardini P., Mexias A.S., Siitari-K M., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L. 2007. Quantification of porosity evolution from unaltered to propylitic-altered granites: the 14C-PMMA Method applied on the hydrothermal system of Lavras do Sul, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **79**:503-517.
- Bongiolo E.M. 2006. *Integração de Dados Mineralógicos, Isótopos Estáveis (O, H) e porosidade de Rochas (<sup>14</sup>C-PMMA) no reconhecimento da evolução da alteração no Sistema Hidrotermal de Lavras do Sul/RS, Brasil*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 179 p.
- Bongiolo E.M., Mexias A.S., Santos J.O.S., Hartmann L.A., Conceição R.V., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L. 2003. Geocronologia do hidrotermalismo versus magmatismo do Distrito Aurífero de Lavras do Sul. In: Encontro de Estratigrafia do RS: Escudo e Bacias, 1. Porto Alegre: SBG. *Anais*, p. 83-88.
- Borba A.W. 2006. *Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozoico e Paleozóico Inferior do Escudo Sul-Riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Porto Alegre: IG/UFRGS, 233 p. (Tese de Doutorado).
- Borba C., Lopes O.F. 1983. Geologia do pré-cambriano da região de Piçarras - Balneário de Camboriú, no Estado de Santa Catarina. In: Simp. Regional Geol., 4. São Paulo: SBG. *Boletim de Resumos*, p. 14.
- Caldasso A.L.S., Krebs A.S.J., Silva M.A.S., Camozzato E., Ramgrab G.E. (orgs.) 1995a. Geologia da *Folha Botuverá (SG.22-Z-D-1-2)*, SC. CPRM/DNPM, Brasília. 303 p.
- Caldasso A.L.S., Krebs A.S.J., Silva M.A.S., Camozzato E., Ramgrab G.E. (orgs.) 1995b. Geologia da *Folha Brusque (SG.22-Z-D-1-2)*, SC. CPRM/DNPM, Brasília. 272 p.
- Caldasso A.L.S., Camozzato E., Ramgrab G.E., Silva M.A.S. 1988. Os granitóides Valsungana, Guabiruba e Faxinal no contexto dos metamorfitos do Complexo Brusque. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35. Belém: *Anais*, 3:1104-1116.
- Camozzato E., Philipp R.P., Chemale Jr. F. 2013a. Idades Estaterianas e Calimianas no Domo da Vigia: Complexos Vigia e Porongos, Metagranito Seival e Anfibolito Tupi Silveira, Bagé, RS. In: SBG, SNET, 14. Chapada dos Guimarães. *Res. Expandidos* (CD).
- Camozzato E., Philipp R.P., Chemale Jr. F. 2013b. Arquitetura Estrutural do Domo da Vigia e da área Jaíba-Torrinhas (RS) como resultado de colisão oblíqua neoproterozoica. In: SBG, SNET., 14. Chapada dos Guimarães. *Resumos Expandidos* (CD). Cuiabá.
- Camozzato E., Laux J.H., Santos E.L. 2012. Recursos Minerais na Folha Lagoa da Meia Lua. In: Laux J. 2012. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Lagoa da Meia Lua – SH.21-Z-B-VI, RS*, Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, Porto Alegre: CPRM, Cap.14, 24p. (inédito)
- Carvalho M.T.N. & Pereira E.H. 2004. *Projeto Palma: relatório final de pesquisa*. Processo DNPM Nº 810.526/1993. s.l.: Amazônia Mineração Ltda., 52p.
- Cassedane J. & Mello Z.F. 1967. Estudo geológico da mina de Ribeirão da Prata, SC. *Eng. Min. Met. XLV(268)*:171-178.
- Cassedane J. 1967. Estudo geológico da mina de Ribeirão da Prata, SC: II Parte. *Eng. Min. Met. XLV(269)*:207-214.
- Castro N.A. 1997. *Contribuição ao conhecimento geológico metalogenético associado aos granitóides intrusivos no Grupo Brusque (SC) com base em informações geológicas, aerogamaespectrométricas e Landsat/TM-5*. Dissertação de Mestrado, IG/UNICAMP, 178 p.
- Castro N.A. de, Basei M.A.S., Crósta, A.P. 1999. The W (Sn-Mo)-Specialized Catinga Suite and other Granitoids of the Brusque Group, Neoproterozoic of the Satate of Santa Catarina, southern Brazil. *RBG*, **29**:17-26.
- Chaban N., Santos E.L., Machado P.M., Gonzales M.A., Beckel J. 1978. Ocorrência de cobre sedimentar no Cerro dos Martins, Caçapava do Sul, RS. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30. Recife, *Anais*, 4:1445-1457.
- Chaves C.D.R. 2012. *Petrografia e geocronologia da monazita hidrotermal do Pertita Granito do Complexo Intrusivo Lavras do Sul/RS*. Trabalho de Conclusão do Curso, IG/UFRGS, 95 p.
- Chemale Jr. F., Philipp R.P., Dussin I.A., Formoso M.L.L.; Kawashita K., Bertotti A.R. 2013. Lu-Hf and U-Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Prec. Res.*, **186**:117-126.
- Chemale Jr. F. 2007. Tectonic evolution of Neoproterozoic to Eopaleozoic belts in the Southern Brazil and Southern Africa. Problems in Western Gondwana Geology, 1. Gramado: CIGO/UFRGS e RGEOTEC. *Extended Abstracts*, p. 22-25.
- Chemale Jr. F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-riograndense. In: Holz M., De Ros L.F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 3-44.
- Chemale Jr. F., Mallmann G., Bitencourt M.F., Kawashita K. 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gond. Res.*, **22**:184-199.
- Chemale Jr. F., Philipp R.P., Dussin I.A., Formoso M.L.L., Kawashita K., Bertotti A.L. 2011. Lu Hf and U Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Prec. Res.*, **186**:117-126.
- Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Silva L.C. 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units In Southern Brazil And Uruguay. *Acta Geol. Leopoldensia (Excurs. Guide Book)*, 18:5-117.
- Costa A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-Rio-Grandense*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 2v., 291 p..
- Costa A.F.U., Ramgrab G.E., Fernandes L.A.D., Camozzato E. 1995a. Compartimentação tectônica das associações de rochas pré-cambrianas do Escudo Sul-rio-grandense baseada em dados de magnetometria e gravimetria. Simp. Nac. Est. Tectônicos, 5. Gramado: SBG. *Bol. Res. Expandidos*, 236-238.
- Costa A.F.U., Chemale Jr. F., Magro F.H.S., Dias N.L. 1995b. Modelagem gravimétrica da Bacia do Camaquã, RS. Simp. Nac. Estudos Tectônicos, 5. Gramado: SBG. *Bol. Res. Expandidos*, 234-235.
- Cury L.F. 2009. *Geologia do Terreno Paranaguá*. São Paulo: IG/USP, 187 p. (Tese de Doutorado).
- Dardenne M.A & Schobbenhaus C. 2003. Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) 2000. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM: Brasília, Cap. VII, p. 365-448.
- Fambrini G.L. 2003. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozoico III) a norte do rio Camaquã, RS, Brasil*. São Paulo: IG/USP, 243 p. (Tese de Doutorado).
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Ramgrab

- G.E., Camozzato E. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *RBG*, **25**:375-384.
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas - região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geol. Leopoldensia*, **13**:117-138.
- Ferraz L.C. 1921. Excursões científicas no Estado de Santa Catharina. *Annaes da Escola de Minas de Ouro Preto*, **17**:1-36.
- Fountoura D.S., Rosales M.J.T., Almeida D. Del P.M., Silveira R.L. 2012. Aplicação do método gamaespectrométrico terrestre em escala de detalhe para a caracterização de ocorrências minerais na localidade de Cerro dos Martins, Caçapava do Sul - RS. In: Simp. Bras. Geof., 5. Salvador: SBGf. *Anais*, **1**:25-28.
- Fornazzari Neto L., Ferreira F.J.F. 2003. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, SC. *RBG*, **33**(2-Suplemento):197-208.
- Fornazzari Neto L., Ferreira F.J.F., Forlin M., Rostirolla S.P. 2001. Gamaespectrometria da ocorrência de ouro do morro do Carneiro Branco - SC. In: Int. Cong. Brazilian Geophysical Society, 7. Salvador: SBGf. *Proceedings*, CD-Rom.
- Fragoso César A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: Cong. Bras. Geol., 31. SBG: Balneário Camboriú. *Anais.*, **5**:2879-2891.
- Frantz J.C. 1983. *Petrologia e Geologia Econômica de Granitóides na Região Campinas – Figueiras, RS*. Porto Alegre: UFRGS. 121 p. (Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS).
- Frantz J.C., Marques J.C., Teixeira R. dos S., Tubino L.C.B., Mexias A.S. 2007. A Mineralização do Distrito Estanífero do Rio Grande do Sul. In: In: Ianuzzi R., Frantz J.C. (Eds.). *50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, p. 161-175.
- Frantz J.C., Botelho N.F., Marques J.C., Almeida B.S., Gollmann K. 2005. A mineralização do Distrito Estanífero de Encruzilhada do Sul, RS – modelo evolutivo. Simp. Bras. Metalogenia, 1. Gramado, RS. Porto Alegre: CPGq – IG/UFRGS, *Resumos Expandidos* (CD-Rom).
- Garda G.M., Brentan F., Basei M.A.S.. 2013. Tourmalinites of the Brusque Group in the São João Batista - Tijucas area, State of Santa Catarina, Brazil. *Revista do Instituto de Geociências*. Geol. USP, Sér. Cient., São Paulo, **13**(1):73-94.
- Gastal M.C.P. & Lafon J.M., Ferreira J.F.F., Magro J.F.U., Remus M.V.D., Sommer C.A. 2006a. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). *RBG*, **36**:109-124.
- Gastal M.C.P. & Lafon J.M. 2006b. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 2: química mineral, geoquímica e isótopos Pb-Sr-Nd. *RBG*, **36**:125-146.
- Gastal M.C.P. & Lafon J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-Riograndense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *RBG*, **28**:11-28.
- Gazzoni C.P. 2010. Padrão mineralógico de ocorrência dos depósitos de minério de cobre hospedados em escarnitos e mármore da região de Caçapava do Sul, RS. Trabalho de Conclusão do Curso, IG/UFRGS, 54p.
- Gorceix H. 1874. *Notícia sobre a jazida e exploração do ouro em Lavras, província de São Pedro do Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro: Typographia Nacional, 23p.
- Gregory T.R., Bitencourt M.F., Nardi L.V.S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS. *Pesquisas em Geociências*, IG/UFRGS. **38**:85-108.
- Guadagnin F. 2009. *Idade de deposição e proveniência da Bacia do Itajaí, SC*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 111 p.
- Hallinan S., Mantovani M., Shukovsky W., Braggion Jr. I. 1993. Estrutura do Escudo Sul-brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *RBG*, **23**:201-214.
- Hartmann L.A., Philipp R.P., Santos J.O.S., McNaughton N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the Sao Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield, *Gond. Res.*, **19**:84-99.
- Hartmann L.A., Chemale Júnior F., Philipp R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. In: Ianuzzi, R. & Frantz J.C. (Ed.). *50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, p. 97-123.
- Hartmann L.A., Bitencourt M. de F., Santos J.O.S., McNaughton N.J., Rivera C.B., Bettiello L. 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, **16**:477-492.
- Hartmann L.A., Leite J.A.D., Silva L.C. da, Remus M.V.D., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian J. Earth Sci.*, **47**:829-844.
- Hartmann L.A., Silva L.C., Orlandi Fº V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. *Acta Geol. Leopoldensia*, **6**:94-112.
- Henrichs I.A. 2010. *Caracterização do Sistema Hidrotermal da Mina Galena, Amaral Ferrador – RS*. Trabalho de Conclusão do Curso, IG/UFRGS, 66p.
- Iglesias C.M.F. 2012. Geologia e Recursos Minerais da Folha Joinville - SG. 22-Z-B, SC, 1:250.000. CPRM: Porto Alegre, Programa de Geologia Básica (inédito).
- Iglesias C.M.F. 2000. *Análise integrada de dados geológicos e estruturais para a prospecção de ouro na região de Torquato Severo (RS)*. Dissertação de Mestrado, Escola de Engenharia da UFRGS. 101 p.
- Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Martins V.T.S., Dantas E.L., Tohver E., McReath I., D'Agrella-Fº M.S., 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gond. Res.*, **21**:466-482.
- Jost H. 1984. Sedimentação e vulcanismo durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33. Rio de Janeiro, *Anais*, p. 3241-3257.
- Kaul P.F.T. 1976. Projeto Brusque - Serra do Taboleiro. Porto Alegre: CPRM/DNPM, 165p. (inédito).
- Kaul P.F.T. 1975. Distrito aurífero de Lavras do Sul (RS): histórico dos trabalhos de pesquisa e exploração. *Mineração e Metalurgia*, **364**:18-22.
- Kaul P.F.T. & Zir Filho J.A. 1974. Mineralizações Auríferas

- ras de Lavras do Sul: tipos, controle tectônico, aspectos genéticos e guias para a localização de novos corpos mineralizados. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 27. Porto Alegre, *Anais*, 6:115-130.
- Kaul P.F.T. & Reinheimer D. 1974. *Projeto Ouro no Rio Grande do Sul e Santa Catarina*. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 4 v. (inédito).
- Kersting T.M. 2008. *Caracterização das Assembléias Mineralis de Alteração Hidrotermal na Região entre Ibaré e Torquato Severo*, RS. Porto Alegre. Monografia de Conclusão do Curso, IG/UFRGS. 64p.
- Koester E., Porcher C.C., Fernandes L.A.D., Gross A.O.M., Lenz C., Oliveira L.D., Arndt A.L. 2008. Magmatismos Orogênicos na Região de Encruzilhada do Sul, RS. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 44, São Paulo, *Resumos*.
- Koppe J.C. 1990. *Metalogênese do ouro da Mina da Bossoroca, São Sepé, RS*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 289p.
- Koppe J.C., Hartmann L.A., Lisboa P.F.C., Monteiro R.N. 1995. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 2. Florianópolis, *Anais*, p. 32-36.
- Krebs A.S.J., Lopes R.C., Camozzato E. 1990a. Caracterização faciológica do Grupo Itajaí na Folha Botuverá (SC). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 36. Natal, *Anais*, 1:82-92.
- Krebs A.S.J., Silva M.A., Dias A.A., Camozzato E., Lopes R.C. 1990b. O Grupo Itajaí na Folha Botuverá (SC): modelo geométrico-cinemático e relações com o cinturão granulítico e Cinturão Metavulcano-Sedimentar Brusque. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 36. Natal, *Anais*, 6:2966-2975.
- Krebs A.S.J., Caldasso A.L.S., Lopes R.C. 1988. Interpretac'ão preliminar da sequencia deposicional da Bacia do Itajaí na area da folha Botuvera. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35. Belém, *Anais*, 2:592-605.
- Laux J. 2012. Geologia e Recursos Minerais da Folha Lagoa da Meia Lua – SH.21-Z-B-VI, RS, Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, Porto Alegre: CPRM, 303p., mapa (inédito)
- Laux J.H., Bongiolio E.M., Chemale Jr. F., Santos T.C. dos. 2010a. U-Pb of Cerro Batovi Metamorphic Complex. First record of stathierian rocks in the Rio Grande do Sul state – Brazil. In: *South Am. Symp. Isotope Geology*, 7. Brasília. CD-ROM
- Laux J.H., Bongiolio E.M., Chemale Jr. F., Gross A.O.M.S., Santos T.C. dos. 2010b. Reavaliação da Idade do Complexo Santa Maria Chico, RS. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45, Belém, *Anais*, p. 55.
- Laux J.H., Bongiolio E.M., Sander A., Chemale Jr. F., Iglesias C.M.F., Andriotti J.L.S., Santos, T.C. 2009. Qual o potencial metalogenético na Suíte Vauthier, Dom Pedrito (RS)? In: UFRGS, Simp. Bras. Metalogenia, 2., Gramado, *Anais*. CD-Rom.
- Laux J.H., Lindenmayer Z.G. 2000. Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas. In: Ronchi L.H., Lobato A.O.C. (Orgs.) *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo: UNISINOS, p. 133-164.
- Laux J.H. & Lindenmayer Z., Ronchi L.H., Neto A.B. 1998. Uso de elementos terras raras na identificação da proveniência dos sedimentos e da fonte das mineralizações das minas do Camaquã e Jazida Santa Maria. Cong. Bras. Geol., 40. Belo Horizonte: SBG, *Resumos*, p. 163.
- Leinz V. & Pinagel H. 1945. *Estanho e Tungstênio no Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 93 p. (Boletim 70).
- Leinz V. & Almeida S. 1941. *Gênese da Jazida de Cobre de Camaquã*. Porto Alegre: DPM, Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do RS, 56 p. (Boletim 88).
- Licht O.A.B. 2009. *Um mercenário alemão nos garimpos de Lavras do Sul*. Disponível em <<http://exploracaogeoquimica.blogspot.com.br/2009/08/um-mercenario-alemao-nos-garimpos-de.html>>. Acesso em 02 maio 2013.
- Licht O.A.B. 1980. A descoberta da Jazida Santa Maria (Zn, Pb, Cu), RS, Brasil: um caso histórico de prospecção geoquímica. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31. Balneário de Camboriú, *Anais*, 1:141-153.
- Lima E.F. 1995. *Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul ASLS*, RS. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 338 p.
- Lima E.F. 1985. *Petroquímica e Prospecção Litogeoquímica da Área da Merita, Região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS. 187 p.
- Lima E.F., Sommer C.A., Nardi L.V.S. 2007. O vulcanismo neoproterozóico-ordoviciano no Escudo Sul-Riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Ianuzzi R., Frantz J.C. (Eds.). *50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, p. 79-95.
- Lima L. & Almeida D.P.M. 1996. O jazimento epitermal de Minas de Camaquã e Jazida Santa Maria (RS): contribuição à petrografia e geotermometria. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39. Salvador, *Resumos*, 3:280-283.
- Liz J.D., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A., Saldanha D.L., Pierosan R. 2009. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *RBG*, 39:244-255.
- Liz J., Lima E.F., Nardi L.V.S., Hartmann L.A., Sommer C.A., Gonçalves C.R.H. 2004. Aspectos petrográficos e composicionais do sistema multi-intrusivo da Associação Shoshonítica Lavras do Sul (RS) e seu potencial para mineralizações de ouro e sulfetos. *RBG*, 34:539-552.
- Lopes R.C., Wildner W., Sander A., Camozzato E. 1999. Alogrupos Guaritas: aspectos gerais e considerações sobre o posicionamento do vulcanismo Rodeio Velho (encerramento do Ciclo Brasileiro ou instalação da Bacia do Paraná?). In: Simp. Vulcanismo e Amb. Associados, 1. Gramado: UFRGS/SBG. *Boletim de Resumos*, p. 17.
- Lopes R.W. 2013. *Caracterização petrográfica e geoquímica da Mina do Seival, Bacia do Camaquã, RS*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 75 p.
- Lopes R.W. 2011. *Alteração Hidrotermal e Mineralizações de Cobre na Mina do Seival, Bacia do Camaquã, RS*. Trabalho de Conclusão do Curso, IG/UFRGS, 90p.
- Lopes W.R., Fontana E., Mexias A.S., Gomes M.E.B., Nardi L.V.S., Renac C., Lindenmayer M.T., Miranda B.P. 2013. Geologia e química mineral das mineralizações de cobre na Mina do Seival, Neoproterozoico – Bacia do Camaquã – RS, Brasil. In: UFRGS/ADIMB/SBG. Simp. Bras. Metalogenia, 3. Gramado, *Resumos Expandidos* (CD Rom).
- Lusa M., Philipp R.P., Hartmann L.A., Santos J.O.S. 2013. Petrologia do Complexo Imbicuí: um arco magmático insular do Paleoproterozoico no Terreno São Gabriel, RS. In: SBG, SNET., 14. Chapada dos Guimarães. *Resumos Expandidos* (CD).Cuiabá.
- Manso A.V., Frantz J.C., Marques J.C. 2005. Um novo distrito epitermal do Cinturão Dom Feliciano na região centro-leste do Escudo Sul-Rio-Grandense e

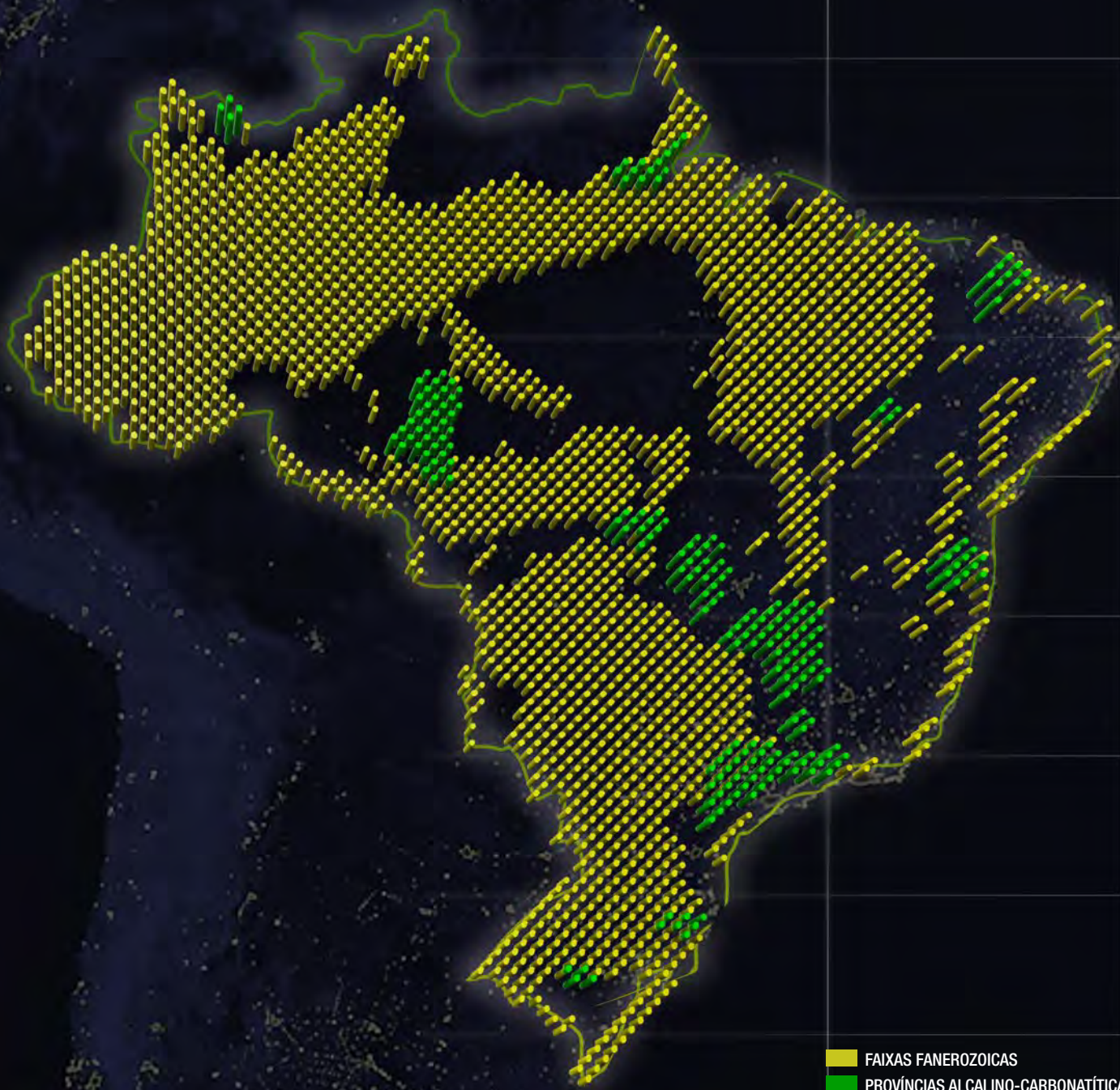
- seu potencial metalogenético. In: UFRGS, Simp. Bras. Metalogenia, 1. Gramado, *Res. Expandidos* (CD Rom).
- Martil M.M.D., Bitencourt M.F., Nardi L.V.S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*, **38**(2):181-201.
- Mattos I.C., Philipp R.P., Mexias A.S., Gomes M.E.B. 2004a. Metamorfismo de contato no Complexo Bosoroca, porção SW do Complexo Granítico São Sepé, RS. *RBG*, **34**:1-10.
- Mattos I.C., Mexias A.S., Formoso M.L.L. 2004b. Alteração hidrotermal a SW do Complexo Granítico São Sepe - São Sepé/RS. *Geochim. Brasil.*, **18**(1):12-27.
- Mexias A.S. 2000. *Alteração Hidrotermal e Mineralização de Ouro Associada no Distrito Aurífero de Lavras do Sul/RS - A área do Bloco do Butiá*. Porto Alegre: IG/UFRGS, 360 p. (Tese de Doutorado).
- Mexias A.S. 1990. *O Sistema Hidrotermal Fóssil de Volta Grande - Lavras do Sul/RS*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS. 182p.
- Mexias A.S., Reischl J.L., Gomes M.E.B., Bongioiolo E. 2009. O ouro no Bloco do Butiá - Lavras do Sul - RS. In: UFRGS/ADIMB/SBG, Simp. Bras. Metalogenia, 2. Gramado, *Res. Expandidos* (CD Rom).
- Mexias A.S., Bongioiolo E.M., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L., Frantz J.C. 2007. Alterações hidrotermais e mineralizações nas rochas da associação plutono-vulcano-sedimentar da região de Lavras do Sul-RS. In: Ianuzzi R., Frantz J.C. (Orgs.). *50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências - Contribuições*. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, p. 143-159.
- Mexias A.S., Berger G., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L., Dani N., Frantz J.C., Bongioiolo E.M. 2005a. Geochemical modelling of gold precipitation conditions in the Bloco do Butiá Mine, Lavras do Sul/Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **77**(3):1-12.
- Mexias A.S., Gomes M.E.B., Bongioiolo E., Formoso M.L.L. 2005b. Evolução geológica e hidrotermal no Distrito Aurífero de Lavras do Sul - o caso da área do Bloco do Butiá. In: Simp. Bras. Metalogenia, 1. Gramado, RS. Porto Alegre: CPGq - IG/UFRGS, *Resumos Expandidos* (CD Rom).
- Mexias A.S., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L., Meunier A. 1994. Considerações sobre a alteração hidrotermal da Área Bloco do Butiá (Complexo Granítico Lavras), Lavras do Sul - RS. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38. Balneário Camboriú, *Bol. Resumos Expandidos*, 1: 126-128
- Mexias A.S., Formoso M.L.L., Meunier A., Beaufort D. 1990a. O Sistema Hidrotermal Fóssil de Volta Grande - Lavras do Sul/RS. Parte I - Petrografia do Hidrotermalismo. *Geochim. Brasil.*, **4**:139-157.
- Mexias A.S., Formoso M.L.L., Meunier A., Beaufort D. 1990b. O Sistema Hidrotermal Fóssil de Volta Grande - Lavras do Sul/RS. Parte II - Geoquímica das cloritas. *Geochim. Brasil.*, **4**:159-174.
- Morgental A. 1988. *Projeto BRC-63: relatório preliminar de pesquisa*. Porto Alegre: CPRM/Auropaula, mapas, 42 p. (inédito)
- Müller I.F., Nardi L.V.S., Lima E.F., Mexias A.S. 2012. Os diques latíticos portadores de ouro e sulfetos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - RS: Petrogênese e Geoquímica. *Pesquisas em Geociências*, **39**(2): 173-191.
- Nardi L.V.S. 1984. *Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. Londres: Department of Geology, University of London, 268p. (PhD Thesis).
- Nardi L.V.S. & Bitencourt M.F. 2007. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: Ianuzzi R., Frantz J.C. (Orgs.). *50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências - Contribuições*. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, p. 125-141
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *RBG*, **15**:139-46.
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 1988. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e Vulcânicas Associadas, RS. *RBG*, **18**:369-375.
- Nardi L.V.S. & Hartmann L.A. 1979. O Complexo Santa Maria Chico do Escudo Sul-riograndense. *Acta Geol. Leopoldensia*, **6**:45-75.
- Oliveira C.H.E. 2012. *Evolução tectono-estratigráfica das bacias Santa Bárbara e Guaritas, RS, Brasil*. Brasília: IG/UnB, 101 p. (Dissertação de Mestrado).
- Oliveira J.M.P., Müller G.R., Schilling C.L., Santos S.F. 1986. *Projeto Arraiá: substância Ouro, Gaspar, SC*. Acompanhamento de Pesquisas Minerais Financiadas, Contrato SC3781/84, CPRM/BRDE/MINEPAR. 1º Relatório Integrado, v. 1, 187 p. (inédito)
- Orlandi Fº V., Pimentel G.B., Ramgrab G.E., Camozzato E. (orgs.) 1995. *Geologia da Folha Piratini (SH.22-Y-C-11), RS*. CPRM/DNPM: Brasília (2009, versão CD).
- Oyhantçabal P., Siegesmund S., Wemmer K., Passchier C.W. 2010: The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko belts at 580 - 550 Ma. *Int. J. Earth Sci.* **100**:379-390.
- Paim P.S.G., Chemale Jr. F., Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: M. Holtz M. & L.F. de Ros (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Edição CIGO/UFRGS, p. 231-274.
- Philipp R.P., Massonne H.J., Campos R.S. 2013. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: a record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **43**:8-24.
- Philipp R.P. & Campos R.S. 2010. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC). *RBG*, **40**:303-320.
- Philipp R.P., Formoso M.L.L., Dussin I., Chemale Jr. F., Campos R.S. 2010. Estruturas primárias e tectônicas do Anortosito Capivarita, Pântano Grande, RS: significado e implicações para o entendimento da evolução petrológica. *RBG*, **40**:99-110.
- Philipp R.P., Lusa M., Nardi L.V.S. 2008. Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: a Paleoproterozoic continental-arc magmatism. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **80**:735-748.
- Philipp R.P., Campos R.S. 2004. Geologia, petrografia e litogeoquímica dos Gnaisses Porto Alegre, RS, Brasil: implicações geotectônicas. *Pesquisas em Geociências*, IG/UFRGS. **31**:79-94.
- Philipp R.P., Machado R., Chemale Jr. F. 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos sobre o Batólito Pelotas: implicações petrogenéticas e idade das zonas de cisalhamento. *Boletim IG-USP*. Série Científica, São Paulo, **3**:71-84.
- Philipp R.P. & Machado R. 2001. Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *RBG*, **31**:257-266.
- Philipp R.P. 1998. *A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tese de Dou-

- torado, IG/USP, 255p.
- Picada R.S. 1974. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense: caracterização dos sistemas de falhas. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 25. Porto Alegre, *Anais*. p. 167-191.
- Picada R.S. 1965. Ocorrências de migmatitos, granitos e graisens controlados por fraturas regionais, Encruzilhada do Sul, RS. *B. Esc. Geol., UFRGS*, **14**:7-59.
- Picada R.S. & Tessari R.I. 1970. Geologia da Folha de Pinheiro, Encruzilhada do Sul, RS (notícia explicativa). *B. Esc. Geol., UFRGS*, Porto Alegre. 15:1-41.
- Picada R.S. & Pinto P. da S. 1966. *Geologia da Folha de Figueiras, Município de Encruzilhada do Sul, RS*. Rio de Janeiro, DNPM, 101p. (Relatório 107).
- Porada H. 1979. The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African Brasileiro cycle in Namibia (South West Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, **57**:237-265.
- Porada H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Prec. Res.*, **44**:103-136.
- Porcher C.A., Leites S.R., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995. *Folha Passo do Salsinho, Folha SH.22-Y-A-I-4, Estado do RS*. Brasília: CPRM/DNPM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 372 p., mapas (inédito)
- Ramgrab G.E., Toniolo J.A., Ferreira J.A., Machado J.L.F., Branco P.M., Süffert, T. 2000. Principais recursos minerais do Rio Grande do Sul. *In: Holz M., De Ros L.F. (eds.) Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, 407-440.
- Ramgrab G.E., Wildner W., Camozzato E. 1997. *Folha Porto Alegre, Folha SH.22-Y-B, RS*. Porto Alegre: CPRM. Proj. Mapeamento Geol./Metalog. Sistemático, 164p.
- Reischl J. L. 1978. Mineralizações cupríferas associadas a vulcânicas da Mina Seival, RS. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 30. Recife, *Anais*, 4:1568-1582.
- Remus M.V.D. 1999. *Metalogênese dos depósitos hidrotermais de metais base e Au do Ciclo Brasileiro do Bloco São Gabriel, RS*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 170p.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., Toniolo J.A. 2011. Low-temperature, hydrothermal base and precious metal deposits hosted by volcanic-sedimentary sequences of the Camaquã basin, southernmost Brazil. EGU General Assembly 2011. *Geoph. Res. Abstracts*, EGU2011-3236, vol. 13.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher, I.R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasileiro Cycle in southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 13(3):191-216.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N. J., Groves D.I., Reischl J. L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu(Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gond. Res.*, **3**:155-174.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Reischl J.L., Dorneles N.T. 1999. The Camaquã Cu (Au, Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu, Ag) Mines of Rio Grande do Sul, southern Brazil – Is their mineralization syngenetic, diagenetic or magmatic hydrothermal? *Workshop Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base*. Salvador: CPGG/UFBA - ADIMB - SBG/BA, p. 58-67.
- Remus M.V.D., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Groves D.I. 1997. Pb and S isotope signature of sulphides and constraints on timing and sources of Cu(Au) mineralization at the Camaquã and Santa Maria Mines, Caçapava do Sul, southern Brazil. *In: South Am. Symp. Isotope Geol. (SSAGI)*. São Paulo, *Extended Abstracts*, 263-255.
- Ribeiro M.J. 1992. Síntese sobre os minérios estratiformes na "Bacia do Guaritas". Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, 1. São Leopoldo: UNISINOS. *Bol. Resumos Expandidos*, 120-123.
- Ribeiro, M.J. 1991. *Sulfetos em Sedimentos Detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 416 p.
- Ribeiro M.J. & Araújo L. 1982. Anomalias de potássio associadas a rochas sedimentares do Eo-Paleozóico mineralizado do Rio Grande do Sul e implicações para a prospecção. *Ciências da Terra*, **5**:8-12.
- Ribeiro M.J. 1978. *Mapa Previsional do Cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense: nota explicativa*. Brasília: DNPM/DFPM, 103 p. (Boletim Série Geológica 3, Seção Geologia Econômica 1).
- Ribeiro M.J., Badi W.S.E., Gonzáles A.P. Licht O.B., Teixeira G. 1980. Jazida Santa Maria, Chumbo e Zinco Estratiformes no Grupo Bom Jardim, Rio Grande do Sul. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 31. Balneário Camboriú, *Anais*, 3:1.725-1.742.
- Ribeiro M., Bocchi P.R., Figueiredo F<sup>o</sup> P.M., Tessari R.I. *Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 232 p. (Boletim, 127).
- Rios F.S., Santos J.C.S., Juliani C., Monteiro L.V.S. 2013. Caracterização petrográfica e mineralógica da alteração hidrotermal no Depósito de Pb-Zn- (Cu-Ag) de Santa Maria, Distrito Mineiro de Camaquã (RS). *In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol.*, 8, Porto Alegre, Bo. Resumos..
- Robertson J.F. 1966. Revision on stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava-Lavras Region. *IG/UFRGS, Notas e Estudos*, **1**:41-54.
- Rocha A.M.R., Dorneles N.T., Gindri M.D., Vargas J.M., Alves T.C., Benetti F.A. 2013a. Características da Mineralização Cuprífera no Projeto Primavera: a descoberta de um plunge mineralizado indicado por zona de alto teor de cobre no Depósito Andrade. *In: UFRGS/SBG, Simp. Bras. Metalogenia*, 3. Gramado, *Res. Expandidos* (CD-Rom).
- Rocha A.M.R., Dorneles N.T., Gindri M.D., Rizzardo R., Rosenstengel L.M. 2013b. Projeto Cerro Dourado: descoberta de um sistema epitermal hot spring no Escudo Sul-Riograndense, Brasil. *In: UFRGS/SBG, Simp. Bras. Metalogenia*, 3. Gramado, *Res. Expandidos* (CD-Rom).
- Rocha A.M.R., Dorneles N.T., Gindri M.D., Wulfing L., Kersting T.M., Centeno A.P., Benetti F.A. 2013c. Projeto Meridional: potencial aurífero no extremo NNW do Escudo Sul-Riograndense. *In: UFRGS/SBG, Simp. Bras. Metalogenia*, 3. Gramado: UFRGS/SBG *Resumos Expandidos* (CD-Rom).
- Rocha F.F.N., Bastos Neto A.C., Remus M.V.D., Pereira V.P. 2005. A Fonte dos Metais da Mina de Ouro do Schramm, Santa Catarina: Evidências de Dados de Isótopos de Pb e Elementos Terras Raras. *Pesquisas em Geociências*, **32**:51-61.
- Rocha F.F.N., Bastos Neto A., Ronchi L.H., Ferreira V.P. 2003. Geotermometria da Mineralização de Ouro na Mina do Schramm (SC). *In: Ronchi L.H., Althoff F.J. (orgs.) Caracterização e Modelamento de Depósitos Minerais*. São Leopoldo: Editora Unisinos, p. 313-332.
- Rocha F.F.N.; Bastos Neto A., Pereira V.P. 2002. Os sulfossais da mina de ouro do Schramm, Gaspar (SC). *Geochim. Brasil.*, **16**:162-178.
- Rostirolla S.P., Ahrendt A., Soares P.C., Carmingnani L. 1999. Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, southeast Brazil. *Basin Res.*,

- 11:127-142.
- Rostirolla S.P., Alkimin F.F., Soares P.C. 1992. O Grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil, exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de antepaís. *Bol. Geoc. Petrobras* 6:109-122.
- Santa Elina. 2008. *Projeto Palma, RS, blocos Três Estradas e "Pit" Bom Retiro: relatório final de pesquisa*. s.l.: Mineração Santa Elina Ind. e Comércio S.A., Parceria MSE/MTS, 56p. (inédito)
- Santos E.L. & Maciel L.A.C. 2007a. *Relatório de Vistoria de Acompanhamento de Pesquisa: áreas da IAMGOLD no RS*. Porto Alegre: DNPM, 7p. (inédito)
- Santos E.L. & Maciel L.A.C. 2007b. *Relatório de Vistoria de Acompanhamento de Pesquisa - Au - RS: áreas da Santa Elina no RS*. Porto Alegre: DNPM, 5p. (inédito)
- Santos E.L., Maciel L.A.C., Zir Filho J.A. 1998. *Distritos Mineiros do Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: DNPM, 35 p. (Programa Nacional de Distritos Mineiros).
- Santos J.C.S., Lago S.B. do, Rios F.S. 2013. Síntese do Depósito de Zn-Pb de Santa Maria – RS. *In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 8, Porto Alegre, Res.*
- Santos M.G.M., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S. 2012. Paleostress Analysis in Brittle Structures of the Camaquã Copper Mines. *RBG*, 42:573-584.
- Sartori P.L.P. 1978. *Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucionar de granitos do Sul do Brasil*. São Paulo: Tese de Doutorado, IG/USP, 196p.
- Schiker G. & Bondi J.C. 1996. Processos mineralizantes em bacias tardi-orogênicas: 2. Petrologia do depósito de Pb, Zn, Ag (Cu) do Ribeirão da Prata (Santa Catarina, Brasil). *RBG*, 26:227-242.
- Schmitt, R.S. 1995. Evolução tectono-metamórfica do Complexo Metavulcano-Sedimentar Coxilha do Batovi, São Gabriel (RS). Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 159 p.
- Schneider A.W., Loss E.L., Pinto I.D. 1974. *Mapa Geológico da Folha de Porto Alegre, RS*. CNPq/UFRGS.
- Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (Eds.). 1988. Principais Depósitos Minerais Brasileiros - Metais Básicos Não Ferrosos, Ouro e Alumínio. DNPM, Vol. 3, 670 p. Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese de Doutorado, IG/USP, 425p.
- Schobbenhaus C., & Coelho C.E.S. (Eds.). 1986. Principais Depósitos Minerais Brasileiros - Ferro e Metais da Indústria do Aço. DNPM, Vol. 2, 501 p.
- Schroeder G.S. 2006. *Análise Tectônica da Bacia do Itajaí*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS. 109 p.
- Schulz Jr. A. & Albuquerque. 1969. *Geologia da Quadrícula Rio do Sul, SC*. Porto Alegre: DNPM, 109 p. (inédito).
- Senhorinho M.O. 2012. *Identificação de padrões de alterações hidrotermais na região de Lavras do Sul, RS com o uso do sensoriamento remoto*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 105p.
- Silva J.P., Boscato M.E., Vargas T., Bongioiolo E., Kersting T., Mexias A.S. 2007. Estudo do Hidrotermalismo e Mineralizações Associadas na Região de Torquato Severo (Bloco Vauthier), RS. *In: UFRGS, Salão de Iniciação Científica, Ciências Exatas e da terra, Resumos*, p. 99.
- Silva L.C. 1983. O Complexo Metamórfico Brusque e a Sequência Vulcano-Sedimentar Rio Itajaí Mirim, SC: uma revisão. *In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 1. Porto Alegre, Atas*, p. 253-265.
- Silva L.C., Oliveira J.M.P., Aumond J.J., Lopes R.M.M., Eipper J., Ferro G. 1985. Caracterização petrográfica da Sequência (meta) Vulcano-sedimentar Rio do Oliveira (Cinturão rio Itajaí-Mirim, SC). *In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 2. Florianópolis, Anais*, 11-23.
- Silva L.C. & Dias A.A. 1981. *Projeto Timbó - Barra Velha, SC*. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 282p. (inédito).
- Silva M.A.S., Camozzato E., Krebs A.S.J., Silva L.C. 1986. Depósito de Wolframita do Cerro da Catinga, Nova Trento, Santa Catarina. *In: Schobbenhaus C., Coelho, C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil - Ferro e Metais da Indústria do Aço*. Brasília: DNPM/CVRD, II: 417-426.
- Silva M.A.S., Krebs A.S.J., Silva L.C., Camozzato E., 1982. Avaliação dos Depósitos Wolframíticos no Complexo Metamórfico Brusque, SC: Área do Russo. *Acta Geol. Leopoldensia*, 12:95-152.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Figueiredo A.M.G., Pierosan R., 2005. Potassic and low: and high:Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 18:237-254.
- Szuber E.C., Kirchner C.A., Grazia C.A., Andriotti J.L.S., Shintaku S. 1978. Cobre em Associações Ophiolíticas do bordo ocidental do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30. Recife. Anais*, 4:1622-1632.
- Szuber E.C., Kirchner C.A., Grazia C.A., Andriotti J.L.S., Shintaku S. 1977. *Projeto Cobre nos Corpos Básicos-Ultrabásicos e Efusivos do Rio Grande do Sul: relatório final*. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 2 v. (inédito)
- Teixeira E. 1941. *A mina de cobre de Camaquã, RS*. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 47 p. (Boletim 49).
- Teixeira E. 1937. *Cobre no Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro: DNPMDFP, 29 p. (Avulso 22).
- Teixeira G. & Gonzales M.A. 1988. Minas do Camaquã, município de Caçapava do Sul, RS. *In: Schobbenhaus C., Coelho C.E.S. (Coords.) Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/CVRD, 3:33-41.
- Teixeira G. 1978. Conteúdo da Prata e Ouro no minério de cobre das Minas do Camaquã. *Cong. Bras. Geol., 30. Recife: SBG, Anais*, 4:1633-1643.
- Teixeira G., Gonzáles A.P., Gonzáles M.A., Licht O.A.B. 1978. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no Distrito Minas do Camaquã. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30. Recife, Anais*, 4: 1.644-1.654.
- Teixeira R.S., Frantz J.C., Mexias A.S., Marques J.C., Costa J.A. 2007. Caracterização da Alteração Hidrotermal Micácea do Tipo Greisen e dos Reequilíbrios de Baixa Temperatura em Áreas Graníticas: o exemplo do Distrito Estanífero de Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências*, 34(2):75-87.
- Tessari R.I. & Picada R.S. 1966. *Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, 147p. (Boletim 124).
- Toniolo J.A. 2004. *Metalogênese do Depósito de Cu Cerro dos Martins, RS*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 67p.
- Toniolo J.A. & Marcus B.G. 2013. *Metalogenia das Bacias Neoproterozoico Eopaleozoicas do Sul do Brasil: bacias Itajaí, Campo Alegre e Corupá, SC*. Porto Alegre: CPRM, 124 p. (CD ROM).
- Toniolo J.A., Remus M.V.D., Reischl J.L. 2010. Depósito de Cobre das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul. *In: Brito R.S.C., Silva M. da G., Kuyumjian R.M. (Eds.) Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo*. Brasília: CPRM, VIII:163-188.
- Toniolo J.A., Gonçalves M.B., Andriotti J.L.S., Wildner



- W., Ronchi L.H., Remus M.V.D. 2009. Metalogenia da Bacia do Itajaí - Fase Preliminar. Gramado, RS. In: UFRGS/SBG, Simp. Bras. Metalogenia, 2, Gramado, Res. Expandidos (CD Rom).
- Toniolo J.A., Remus M.V.D., Chemale Jr. F. 2008. Assinatura isotópica do Pb de minérios auríferos e metais-base dos escudos do RS e SC: consequências para a exploração mineral. In: Cong. Bras. Geol., 44. Curitiba: SBG. *Anais*, p. 982.
- Toniolo J.A., Gil C.A.A., Sander A. 2007. *Metalogenia das Bacias Neoproterozoico Eopaleozoicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã*. Porto Alegre: CPRM, 154 p. (CD ROM).
- Toniolo J.A., Remus M.V.D., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. 2004. Metalogênese do Depósito de Cobre Cerro dos Martins, RS: revisão e geoquímica isotópica de Sr, S, O e C. *Pesquisas em Geociências*, IG/UFRGS. 31(2):41-67.
- Toniolo J.A. & Kirchner C.A. 1997. *Projeto Ouro RS/SC: Área SC-01, Botuverá/Brusque/Gaspar*. Porto Alegre: CPRM. 1v. 4 mapas 1:250.000 (Informe de Recursos Minerais. Série Mapas Temáticos do Ouro, nº 24). Programa Nacional de Prospecção de Ouro.
- Toniolo J.A. & Camozzato E. 1991. Projeto Canelinha: relatório final de pesquisa. Porto Alegre: CPRM, mapas, 45 p. (inédito)
- Trainini D.R., Dias A.A., Krebs A.S.J., Souza E.G., Capeletti I., Toniolo J.A., Silva L.C., Silva M.A.S. 1978. *Projeto Vidal Ramos - Biguaçu*. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 303p.
- Trompette R. & Carozzi A.V. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: A.A. Balkema, 350 pp.
- Tubino L.C.B. 2003. *Galena Mineração Ltda*. Porto Alegre: SENAI-RS. Desenvolvimento do Segmento de Minerais Industriais, Projeto Estratégico 6, 40p. (mapas, perfis).
- Vargas T. 2007 *Caracterização da Alteração Hidrotermal no Cerro Caneleiras na Região de Dom Pedrito – Torquato Severo, RS*. Porto Alegre: UFRGS. 73p. (Monografia de Conclusão de Curso de Geologia)
- Vasconcellos M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Aust. J. Earth Sci.*, **47**:829-844.
- Vasquez M.L., Moraes P.R.C., Bordini R.M., Canova C.A.A., Frasca A.S.F. 1989. Caracterização Petrográfica das Rochas Graníticas da Folha Cerro da Árvore, Município de Encruzilhada do Sul, RS. Simp. Sul-Brasileiro Geol., 4, Porto Alegre: SBG, *Acta Geol. Leopoldensia*, **12**(29):171-184.
- Veigel R. 1989. *Evolução diagenética e mineralização Cu-Pb-Zn nos Red-Beds do Distrito de Camaquã - RS*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 185p.
- Wildner W., Camozzato E., Toniolo J.A., Binotto R.B., Iglesias C.M.F., Laux J.H. 2013a. *Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina*, 1:500.000. Porto Alegre: CPRM.
- Wildner W., Camozzato E., Toniolo J.A., Binotto R.B., Iglesias C.M.F., Laux J.H. 2013b. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*, 1:750.000. Porto Alegre: CPRM (em preparação).
- Wildner W., Ramgrab G.E., Sander A., Porcher C.A., Camozzato E. 1990. Características litoquímicas dos complexos graníticos Caçapava do Sul e São Sepé na Folha Passo do Salsinho (RS, Brasil). In: Soc. Uruguaya de Geol., Cong. Uruguayo Geol., 1. Montevideo, *Anais*, 1:123-130.
- Zanini L.F.P., Branco P.M., Camozzato E., Ramgrab G.E. (orgs.) 1997. *Folhas Florianópolis (SH.22-Z-D-V) e Lagoa (Folha SH.22-Z-D-VI)*, SC. CPRM/DNPM: Brasília, 252p.



■ FAIXAS FANEROZOICAS  
■ PROVÍNCIAS ALCALINO-CARBONATÍICAS

# ESBOÇO TECTONO-GEOLÓGICO DAS FAIXAS FANEROZOICAS E DAS PROVÍNCIAS ALCALINO-CARBONATÍICAS DO BRASIL



# POTENCIAL E CONTROLES METALOGENÉTICOS DE ETR, Ti E Nb EM PROVÍNCIAS ALCALINO-CARBONATÍTIAS BRASILEIRAS

CARLOS CORDEIRO RIBEIRO<sup>1</sup>, JOSÉ AFFONSO BROD<sup>2</sup>,  
TEREZA CRISTINA JUNQUEIRA-BROD<sup>2</sup>, JOSÉ CARLOS GASPAR<sup>2,3</sup>, MATHEUS PALMIERI<sup>4</sup>,  
PEDRO FILIPE DE OLIVEIRA CORDEIRO<sup>3</sup>, MURILO GOMES TORRES<sup>5</sup>,  
CARLA BERTUCCELLI GRASSO<sup>6</sup>, ELISA SOARES ROCHA BARBOSA<sup>2</sup>,  
PAULO AFONSO RIBEIRO BARBOSA<sup>7</sup>, ALDO JOSÉ DUARTE FERRARI<sup>8</sup> &  
CAROLINE SIQUEIRA GOMIDE<sup>3</sup>

- 1 - Departamento de Engenharia de Minas, Universidade Federal de Goiás, Av. Dr. Lamartine Pinto de Avelar, 1120 - 75704-220, Catalão, GO. E-Mail: carlos.cribeiro@hotmail.com
- 2 - Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás, Campus Samambaia, Caixa Postal 131 - 74001-970, Goiânia, GO. E-mails: j.a.brod@gmail.com, tcjbrod@gmail.com, elisa.barbosa@uol.com.br
- 3 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, *Campus* Universitário Darcy Ribeiro, 70919-900, Brasília, DF - E-mails: gasp@unb.br, cordeiropfo@gmail.com, caroline.gomide@gmail.com
- 4 - Mineração Catalão Ltda, Rodovia GO-503, km 11,5, s/nº - Fazenda Chapadão, Zona Rural, Ouvidor, GO (Caixa Postal 96, 75701-970 - Catalão, GO). E-mail: matheus.palmieri@angloamerican.com
- 5 - Universidade Católica de Brasília, QS 07 lote 01 EPCT, Águas Claras - 72000-000, Brasília, DF. E-mail: murilo@ucb.br
- 6 - Vale Fertilizantes, Fazenda Chapadão, s/nº - Zona Rural, 75701-970, Catalão, GO - E-Mail: carla.grasso@valefert.com
- 7 - Mineração Santa Elina Indústria e Comércio S.A., R. Funchal, 411, An 4, VI Olimpia - 04551-060 - São Paulo - SP. E-mail: parbarbosa@santaelina.com.br
- 8 - Copebrás Ltda, Fazenda Chapadão s/nº -75.715-000, Ouvidor, GO. E-mail: aldo.ferrari@copebras.com.br

## INTRODUÇÃO

Neste capítulo os autores discutem o potencial e os principais controles metalogenéticos de jazidas de Terras Raras, Titânio e Nióbio em complexos alcalino-carbonatíticos no Brasil, com base na literatura e na experiência adquirida no estudo dos complexos da APIP - Província Ígnea do Alto Paranaíba (Catalão I, Catalão II, Salitre, Serra Negra, Tapira e Araxá), em particular Catalão I, por conter os depósitos mais bem conhecidos. Estes tipos de minério são *commodities* estratégicas, com aplicação em produtos de alta tecnologia. Entretanto, com exceção do nióbio, ainda não são explorados no país a partir de complexos carbonatíticos, por falta de tecnologia de beneficiamento, apesar dos imensos recursos já definidos.

Os muitos trabalhos publicados nos últimos anos sobre rochas alcalinas no Brasil, principalmente as associadas com carbonatitos, tiveram uma ampla abordagem de cunho acadêmico, fundamental para a compreensão dos processos envolvidos na geração desses magmas no manto, sua instalação na crosta, diferenciação por processos variados, e transformação das rochas re-

sultantes por processos superficiais. Entretanto, poucos estudos têm sido realizados sobre essas rochas do ponto de vista metalogenético.

Compilações e revisões periódicas sobre ocorrências mundiais de carbonatitos e rochas associadas, em alguns casos contendo informações sobre recursos minerais, estão disponíveis em Bell (1989), Woolley (1987, 2001), Kogarko *et al.* (1995), Mitchell (1996), Wall & Zaitsev (2004) e Woolley & Kjarsgaard (2008). Especificamente sobre ocorrências brasileiras e sul-americanas destacam-se Ulbrich & Gomes (1981), Beurlen & Casedane (1981), Almeida (1983, 1986), Berbert (1984), Gomes *et al.* (1990), Comin-Chiaramonti & Gomes (1996, 2005), Comin-Chiaramonti *et al.* (2007) e Biondi (2005).

Carbonatitos são rochas ígneas compostas por mais de 50% de carbonatos. Podem ser intrusivos ou extrusivos, e ocorrer isoladamente ou em associação com rochas silicáticas, formando complexos alcalino-carbonatíticos. São raros, com poucas centenas de ocorrências conhecidas mundialmente, e volumetricamente insignificantes na crosta. Não obstante, abrigam grande variedade de depósitos minerais, principalmente quando asso-

ciados com rochas silicáticas e/ou foscoritos em complexos alcalinos. Pell (1996), Orris & Grauch (2002), Chernoff & Orris (2002) e Woolley & Kjarsgaard (2008) contabilizam reservas, recursos e um grande número de mineralizações não avaliadas ou não econômicas de 31 substâncias associadas a carbonatitos e rochas alcalinas. ETR, P, Nb, Fe, Ti, Ba, F, Zr, vermiculita, U, carbonato, Th, Sr, Cu e Ta, nessa ordem, respondem por cerca de 95% das ocorrências (Fig. 1).

No universo das rochas alcalinas, as associações de rochas silicáticas e/ou foscoritos com carbonatitos são de longe as que detêm maior potencial para mineralização em substâncias estratégicas como nióbio, titânio e terras raras. Os fatores que controlam o potencial e a ocorrência dessas mineralizações podem ser divididos em:

1) Controles Regionais e Geotectônicos

a) Provincialidade (controles geográficos, geocronológicos, tectono-estruturais e de afinidade geoquímica)

b) Origem e tipo de magmatismo

2) Controles locais primários

a) Composição dos complexos carbona-

títicos e afiliação dos magmas parentais

b) Tipo de carbonatito predominante

c) Associação com outras séries petrogenéticas (e.g. foscoritos)

d) Mecanismos e modo de instalação (*emplacement*)

e) Mecanismos de diferenciação (cristalização fracionada, imiscibilidade de líquidos, mistura de magmas, desgaseificação e metassomatismo)

3) Controles locais secundários

a) Mecanismos de concentração residual ou supergênica (geomorfologia, tipo de intemperismo, espessura do manto intempérico)

O primeiro grupo de fatores reflete a tendência de rochas alcalinas e carbonatitos de ocorrer associados no espaço e no tempo, formando províncias. Estas, por sua vez, são frequentemente condicionadas por antigos lineamentos estruturais do embasamento e associadas a anomalias térmicas ou químicas no manto litosférico e/ou astenosférico, em ambiente intraplaca. Além de semelhanças químicas e petrogenéticas, é comum que complexos de uma mesma província tenham potencial

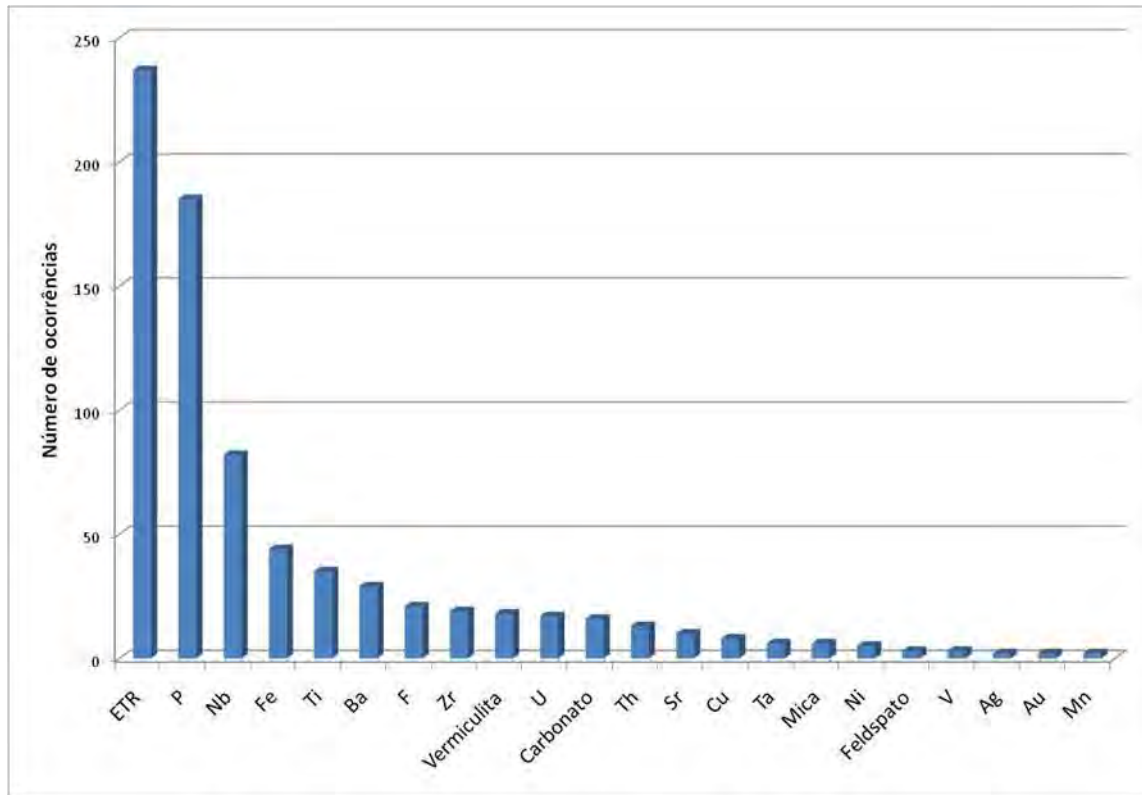


Figura 1 – Principais substâncias associadas a carbonatitos e complexos alcalino-carbonatíticos mundiais, por número total de ocorrências, incluindo depósitos, prospectos e ocorrências não estudadas ou não-econômicas. Fonte: Pell (1996), Orris & Grauch (2002), Chernoff & Orris (2002), Woolley & Kjarsgaard (2008).

metalogenético semelhante. Assim, uma determinada província alcalina pode ter ou não ocorrência expressiva de carbonatitos, caracterizar-se por depósitos minerais de grande ou pequeno porte, ou pela ocorrência e/ou abundância de tipos de mineralização específicos. Tais propriedades podem ser controladas pelo grau de fusão parcial e composição dos magmas gerados na fonte mantélica, espessura da litosfera, influência térmica ou térmica/química de plumas, entre outros.

Mesmo em províncias com potencial metalogenético adequado, a ocorrência de jazidas em carbonatitos ainda depende fundamentalmente de fatores geológicos locais. Num primeiro estágio, é necessário que uma série de processos magmáticos (e.g. cristalização fracionada, imiscibilidade de líquidos) ou carbo-hidrotermais convirja para a geração de concentrações primárias dos minerais de interesse. Num segundo estágio, a ação do intemperismo sobre as mineralizações primárias pode gerar concentrações residuais e/ou supergênicas, elevando o teor e homogeneizando os depósitos. Em alguns casos, a atividade mineira se desenvolve diretamente sobre a mineralização primária, como é o caso da mina de fosfato de Jacupiranga. Em outros, como Catalão, Araxá e Tapira, o material lavrado até o momento é aquele formado por concentração residual e/ou supergênica, mas a futura exaustão deste tipo de minério deverá levar as empresas atuantes nessas áreas a adaptar seus processos de beneficiamento para o aproveitamento também da mineralização primária.

Nas seções abaixo são discutidos os principais controles na formação de jazidas minerais associadas a carbonatitos, com ênfase nos complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP), tendo em vista o grande volume de informações geradas na exploração e lavra de seis grandes jazidas minerais naquela região, a partir da década de 1980.

## CONTROLES METALOGENÉTICOS REGIONAIS E GEOTECTÔNICOS

### Provincialidade

Gomes & Comin-Chiaramonti (2005) e Riccomini *et al.* (2005) destacam a importância do período entre o Permo-Triássico e o fim do Oligoceno como o intervalo que abriga a maioria das rochas alcali-

nas brasileiras. Em geral, essas ocorrências estão geográfica e temporalmente agrupadas em províncias alcalinas (Fig. 2). Ocorrências mais antigas incluem complexos alcalino-carbonatíticos precambrianos aparentemente isolados, como os de Maicuru e Mutum, no Pará, e Angico dos Dias, na Bahia. Os complexos de Seis Lagos (AM) e Planalto da Serra (MT), ainda não têm idade absoluta definida. Seis Lagos contém importantes recursos de Nb e foi interpretado inicialmente como cretáceo (Pinheiro *et al.* 1976) e mais recentemente como neoproterozóico (Dardenne & Schobbenhaus Filho 2003).

A reativação de estruturas relacionadas a grandes lineamentos precambrianos têm sido considerada essencial para o estabelecimento das províncias alcalinas brasileiras, especialmente nas bordas da Bacia do Paraná (Almeida 1983, 1986, Comin-Chiaramonti & Gomes 1996, 2005, Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007, Biondi, 2005). As principais estruturas envolvidas são lineamentos com direção NW e NE, subordinadamente N-S e E-W. As estruturas NW, de subsidência tectônica, são também conhecidas como "Azimute 125°" e tiveram papel preponderante relativamente às demais, na instalação dos magmas alcalinos. Almeida (1983, 1986) denominou este evento extensivo de Reativação Wealdiana, desenvolvida em dois estágios.

O primeiro, no Cretáceo Inferior, foi responsável pela instalação de rochas alcalinas contemporâneas com os basaltos da Formação Serra Geral, como as da Província Arco de Ponta Grossa. O segundo, no Cretáceo Superior, deu origem a novas províncias alcalinas, como as de Poxoréu, Goiás e Alto Paranaíba. A definição de ocorrências do Permo-Triássico (Província Alto Paraguai, Gomes *et al.*, 1996, Velazques *et al.*, 1996, Riccomini *et al.*, 2005) e do Paleógeno (denominadas Província Serra do Mar por Thompson *et al.* 1998, e Lineamento Magmático Cabo Frio por Riccomini *et al.* 2005) permitiu estender o período de intenso magmatismo alcalino na Plataforma Brasileira.

Além do controle tectono-estrutural, é possível notar tendências na distribuição geográfica das idades e da afiliação magmática das províncias alcalinas que circundam a Bacia do Paraná. As localizadas nas bordas norte e nordeste da bacia (Poxoréu, Goiás, e Alto Paranaíba) estão fortemente alinhadas segundo a direção NW e seu magmatismo alcalino está restrito ao Cretáceo Supe-



Figura 2 - Localização das principais ocorrências de rochas alcalinas no Brasil (Berbert 1984, Gomes et al. 1990, Biondi 2005), com indicação das Províncias e complexos alcalino-carbonatíticos.

rior, entre 80 e 90 Ma (Gibson *et al.* 1995b, 1997). Por outro lado, as províncias a sul desse alinhamento (Riccomini *et al.* 2005) contêm rochas do Permo-Triássico (Província Alto Paraguai), do Cretáceo Inferior (Província Paraguai Oriental), ou misturas de rochas do Cretáceo Superior e Cretáceo Inferior (Província Ponta Grossa, Província Santa Catarina), indicando recorrência do magmatismo alcalino em determinadas regiões ao longo do tempo.

Riccomini *et al.* (2005) revisaram essas ocorrências e propuseram modificações no conceito de Almeida (1983, 1986), reagrupando as rochas alcalinas em 15 províncias com base na localização geográfica e associação de rochas e idades. A tabela 1 lista os carbonatitos brasileiros, por província.

No geral, adota-se os critérios de agrupamen-

to de Riccomini *et al.* (2005), exceto para a Província Ígnea do Alto Paranaíba (Almeida 1983, Gibson *et al.* 1995b) e Província Alcalina de Goiás (Junqueira-Brod *et al.* 2002, Brod *et al.* 2005a). Riccomini *et al.* (2005) agrupam estas regiões sob a designação de Província Minas-Goiás, seguindo sugestão de Sgarbi & Gaspar (2002). Apesar da semelhança de idades e da presença importante de kamafugitos nas duas províncias, elas mostram importantes diferenças do ponto de vista metalogenético e de associações petrogenéticas, particularmente nos complexos plutônicos. Portanto, optamos por manter as denominações originais de Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP) e Província Alcalina de Goiás (GAP) neste trabalho.

As províncias apresentam diferenças importantes na afiliação geoquímica e, consequentemente

Tabela 1 - Quadro-resumo das províncias alcalino-carbonatíticas brasileiras, com as associações petrogenéticas, complexos carbonatíticos e mineralizações associadas. Apenas complexos com carbonatito são citados (Rodrigues & Lima 1984, Mariano 1989, Mariano & Marchetto 1991, Pell 1996, Chernoff & Orris 2002, Orris & Chernoff 2002, Orris & Grauch 2002, Biondi 2005, Ribeiro et al. 2005c, Woolley & Kjarsgaard 2008, Cordeiro et al. 2011, Ribeiro 2008, Palmieri 2011).

Província	Associações Petrogenéticas	Complexo	Carbonatito dominante	Afiliação	Depósitos
Arco de Ponta Grossa (precoce) 122-132Ma	<p><b>Série Ijolítica</b> (clinopiroxe - nito, melteigito, ijolito, urtito)</p> <p><b>Máficas-intermediárias feldspáticas</b> (gabro alcalino, sienograbro, sienodiorito)</p> <p><b>Carbonatito</b> (princ. Ca)</p> <p><b>Obs:</b> Barra do Itapirapuã dominado por carbonatito e brechas carbonatítica, com lamprófito subordinado</p>	Jacupiranga	Ca	Sódica	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (80 Mt @ 5,3%), <b>CaCO<sub>3</sub></b> (42 Mt, <4 % MgO), <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> (1 Mt @ 65%), <b>Ni</b> (3 Mt @ 1,39%)
		Juquiá	Ca, Mg	Sódica	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (18 Mt @ 10%), <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> (1 Mt @ 63,9%)
		Ipanema	Ca	Sódica	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (117 Mt @ 6,7%), <b>Vermiculita</b> (5 Mt @ 20%)
		Itanhaem	Ca	Sódica	-----
		Anitápolis	Ca	Sódica	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (53,5 Mt @ 8,2% residual; 206.5 Mt @ 5,9% primário)
		Barra do Itapirapuã	Ca, Mg, Fe	?	<b>ETR<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> (1,4 Mt. @ 0,94%; 44,8 Mt. @ 0,7%), <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (2,1 Mt @ 3%; 1,1 Mt. @ 2,5%), ( <b>Pb</b> ), ( <b>F</b> )
Arco de Ponta Grossa (tardio) (101-110 Ma)	<p>Itapirapuã: <b>nefelina sienito</b>, fonolito, <b>melteigito</b>, carbonatito</p> <p>Outros complexos (não detalhados): dominados por <b>sienito</b>, com ou sem rochas da <b>série ijolítica</b> (Banhadão) e <b>máficas a intermediárias feldspáticas</b> (Tunas)</p>	Itapirapuã	Ca	Sódica	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> - 0,03 Mt @ 64%
Alto Paranaíba (APIP) (80-90 Ma)	<p><b>Série Bebedourítica</b>: dunito, piroxenito, bebedourito, glimmerito, sienito. Sem termos intermediários (ultramáfica - fêlsica bimodal)</p> <p><b>Série Foscorítica</b>: foscorito, apatitito, nelsonito, magnetitito</p> <p><b>Série carbonatítica</b>: Ca -carbonatito, Mg -carbonatito, carbonatito tardio rico em Ba (barita, norsethita) e ETR (monazita)</p> <p><b>Rochas metassomáticas</b>: flogopitito abundante (Araxá, Catalão I)</p>	Araxá	Mg	Ultra-potássica	<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (462 Mt @ 2,5% residual; 940 Mt @ 1,6% primário) <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (210 Mt @ >10%; 414 Mt @ 3,3%), <b>ETR<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> (0.54 6 Mt @ 4,4%) <b>BaSO<sub>4</sub></b> (51 Mt @ 7,26%), ( <b>U</b> ), ( <b>Ti</b> ), ( <b>Fe</b> )
		Tapira	Ca, Mg	Ultra-potássica	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (1381 Mt @ 8,19%) <b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (166 Mt @ 0,73%), <b>TiO<sub>2</sub></b> (414 Mt @ 17.82%), <b>ETR<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> (? Mt @ 1 a 10%), ( <b>Fe</b> )
		Salitre	Ca, Mg	Ultra-potássica	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (852 Mt @ 10.7%), <b>TiO<sub>2</sub></b> (694,3 Mt @ 17,5%), <b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (196 Mt @ 0.48%), ( <b>Fe</b> )
		Serra Negra	Ca	Ultra-potássica	<b>TiO<sub>2</sub></b> (200 Mt @ 27,68%) <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (? Mt, até 20% apatita em carbonatito), ( <b>Zr</b> ), ( <b>Fe</b> )
		Catalão I	Mg	Ultra-potássica	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (966 Mt @ 8,5%), <b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (19 Mt @ 1.8% + 29 Mt @ 1,22%) <b>TiO<sub>2</sub></b> (339,4 Mt, > 10%), <b>ETR<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> (78,9 Mt @ 8,67%), <b>Vermiculita</b> (35,9 Mt @ 17%), ( <b>Ba</b> ), ( <b>U</b> ), ( <b>Fe</b> )
		Catalão II	Ca, Mg	Ultra-potássica	<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (13,5 Mt @ 1,35% + 55.5 Mt @ 1.23%), ( <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> 400 Mt @ 9.5%), ( <b>ETR<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> 25 Mt @ 0.98%)



Tabela 1 - (continuação)

Província	Associações Petrogenéticas	Complexo	Carbonatito dominante	Afiliação	Depósitos
Goiás (GAP) Setor Norte (80 - 90 Ma)	Complexos plutônicos <b>com carbonatito</b> : dunito, peridotito, clinopiroxenito, nefelina sienito, raro gabro alcalino, veios/diques de carbonatito	Morro do Engenho	?	Ultra-potássica	Ni (70 Mt @ 1,27%)
	Complexos plutônicos <b>sem carbonatito</b> (não detalhados): dunito, peridotito, clinopiroxenito, websterito, nefelina sienito a qzo sienito, <b>máficas-intermediárias feldspáticas</b> (gastro alcalino, essexito, theralito, basanita, sienogastro, missourito, malignito)	Água Branca	?	Ultra-potássica	Ni (78,7 Mt @ 1.3%?), (vermiculita)
		Caiapó	Mg	Ultra-potássica	(Sr - anomalia em solo, até 0.5%) (Ba - anomalia em solo, até 6,7%) (ETR - anomalia em solo, até 1,2%)
Goiás (GAP) Setores Central e Sul (80 - 90 Ma)	Diatremas e Lavas+Piroclásticas: <b>kamafugito</b> (mafurito, ugandito, raro katungito), basanita, raros xenólitos de carbonatito	Águas Emendadas		Ultra-potássica	-----
		Santo Antônio da Barra		Ultra-potássica	-----
Serra do Mar Setor Central (63 - 85 Ma)	Mato Preto: <b>ijolito, nefelina sienito, fonolito, carbonatito, brecha carbonatítica</b>  Outros complexos (não detalhados): fonolito e sienito insaturado a saturado	Mato Preto	Ca, Fe	Sódica	<b>CaF<sub>2</sub></b> (2,6 Mt @ 60%; 0,16 Mt @ 41,55%) <b>ETR<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> (? ton @ 7,7%; ? ton @ 12,82%), ( <b>Ba</b> ), ( <b>Pb</b> )
Serra do Mar Setor Sul (63 - 82 Ma)	<b>Nefelina sienito</b> (dominante), fonolito, traquito, melilito, basanita, fonotefrito, traquifonolito e carbonatito  <b>Série ijolítica</b> : melteigito, nefeliníto	Lages	Fe	Sódica	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> (5 Mt @ 56,81%)
Lineamento Magmático Cabo Frio (54 - 84 Ma)	Poços de caldas: nefelina sienito <b>miaskítico a hiperagpaítico</b> (lujavrito, khibinito), fonolito, ankaratrito, raros diques de carbonatito  Outras ocorrências (não detalhadas) amplamente dominadas por diversas variedades de <b>sienito insaturado a saturado</b> , com raras rochas máficas (princ. lamprófiros)	Poços de Caldas	Final Cretáceo ao Eoceno	Sódica, Hiperagpaítica	<b>U<sub>3</sub>O<sub>8</sub></b> (0.031 Mt @ ? g/ton), <b>ThO<sub>2</sub></b> (1,2 Mt @ 1,14%), <b>MoO<sub>3</sub></b> (0,25 Mt @ ? g/ton) <b>ZrO<sub>2</sub></b> (0,172 Mt @ 55-60%), <b>ETR</b> (1,2 Mt @ 3,9%), <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> (50 Mt @ 46%)
Outros (Pre-cambriano)	Carbonatito, álcali sienito, quartzo sienito, piroxenito, diorito alcalino, lamprófiro	Angico dos Dias (2011 Ma)	Ca	?	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (15 Mt @ 15,4% - residual; ? Mt @ 9,6%)
	<b>Bimodal ultramáficas-felsicas</b> : piroxenito, álcali-sienito, carbonatito	Maicuru (589 Ma)		Potássica	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (200 Mt @ 15%) <b>TiO<sub>2</sub></b> (500 Mt @ 20%) <b>ETR</b> (? Mt @ até 17% - residual)
	<b>Série ijolítica</b> (ijolito, urtito), nefelina sienito, xenólitos de rocha fosfática (foscorito?)	Mutum (1026 Ma)		Sódica	( <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> ), ( <b>ETR</b> )
	carbonatito, brecha carbonatítica, sienito	Seis Lagos (Neoproterozóico?)	Mg, Fe	?	<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> (2.897 Mt @ 2,85%), <b>ETR</b> (0.13 Mt ETR contido, 1,5% -residual), ( <b>Th</b> ), ( <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> ), ( <b>TiO<sub>2</sub></b> ), ( <b>U</b> )

te, nas associações litológicas típicas. Assim, a APIP e a GAP são tipicamente potássicas, dominadas por kamafugitos, enquanto as províncias de Ponta Grossa, Serra do Mar e Lineamento Magmático de Cabo Frio são de afinidade sódica, caracterizadas pela presença de rochas com nefelina, como basanitos, ijolitos e nefelinitos.

Também são notáveis variações importantes nas jazidas associadas com distintas províncias. Por exemplo, a APIP caracteriza-se por depósitos minerais variados e de grandes dimensões. Os depósitos nos complexos carbonatíticos desta província são pelo menos uma ordem de magnitude maiores do que os demais, e tipicamente multi-commodities (4 a 5 diferentes tipos de depósito por complexo). Na GAP os depósitos conhecidos restringem-se a jazidas residuais de Ni associadas à porção ultramáfica dos complexos alcalinos. Na Província Arco de Ponta Grossa as jazidas estão praticamente restritas aos complexos do Cretácio Inferior (estágio precoce) e consistem principalmente de jazidas de médio a pequeno porte de fosfato, com alguns depósitos de pequeno porte de ferro (magnetita) e níquel. Na Província Serra do Mar registram-se depósitos de fluorita e ETR no complexo de Mato Preto e um pequeno depósito de alumínio em Lages. No Lineamento Magmático de Cabo Frio destaca-se apenas o Complexo de Poços de Caldas, com um diversificado conjunto de mineralizações associadas a sienitos hipergaílicos.

### Origem do magmatismo alcalino

A origem dos magmas alcalinos é frequentemente atribuída a pequenas frações de fusão parcial em níveis relativamente profundos de um manto modificado por metassomatismo. Suas características dependem do grau de fusão parcial, pressão e conteúdo de voláteis como H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>. O caráter alcalino aumenta com a profundidade da fonte mantélica, com a espessura da litosfera, e com menor quantidade de fusão parcial.

A origem do magmatismo alcalino da porção centro-sul da Plataforma Brasileira ainda é tema de controvérsia. Duas linhas principais de pensamento desenvolveram-se nos últimos anos.

A primeira (Gibson *et al.* 1995a, 1995b, 1997, Thompson *et al.* 1998, Van Decar *et al.* 1995, Bizzi & Araújo 2005) relaciona o magmatismo alcalino com o impacto de plumas mantélicas sob a litosfe-

ra continental. Neste caso, as províncias do Cretácio Inferior estariam relacionadas ao impacto da pluma de Tristão da Cunha, enquanto a pluma de Trindade seria responsável pelo magmatismo do Cretácio Superior nas bordas norte e nordeste da Bacia do Paraná, como as Províncias do Alto Paranaíba (Gibson *et al.* 1995b), Goiás (Brod *et al.* 2005a) e Poxoréu (Gibson *et al.* 1997), e pelo magmatismo do Cretáceo Superior ao Eoceno na Província Serra do Mar (Thompson *et al.* 1998).

Há concordância de que não existe um componente químico ou isotópico correlacionável à pluma mantélica de Trindade na Província do Alto Paranaíba (Gibson *et al.* 1995b, Bizzi & Araújo 2005), sugerindo que, neste caso, a pluma atuou somente como fonte de calor para a fusão do manto litosférico metassomatizado sobrejacente. Por outro lado, Gibson *et al.* (1997) e Thompson *et al.* (1998) reconheceram um componente da pluma de Trindade nas províncias de Poxoréu e Serra do Mar, respectivamente, argumentando que o maior adelgaçamento da litosfera naquelas regiões permitiu a fusão parcial da astenosfera, incorporando a assinatura da pluma aos magmas alcalinos. Para Bizzi & Araújo (2005), tanto a Pluma de Tristão da Cunha quanto a de Trindade contribuíram para geração dos magmas alcalinos na região da província do Alto Paranaíba: a primeira com um componente químico introduzido no manto litosférico e a segunda fornecendo o calor necessário para fundir este manto.

Em contraposição, argumentos contra a participação de plumas mantélicas no magmatismo alcalino da região foram apresentados por Riccomini *et al.* (2005) e Ernesto (2005). Os primeiros argumentam que as províncias alcalinas são controladas por descontinuidades crustais ao longo das atuais bacias sedimentares, não mostram uma clara distribuição de idades, e os dados isotópicos indicam uma fonte litosférica para o magmatismo alcalino. Segundo Ernesto (2005) evidências de paleomagnetismo mostram incoerências entre a posição da placa Sul-Americana, a posição das ocorrências alcalinas e o traço dos possíveis hot spots. Ambos propõem um processo de longa duração associado ao deslocamento de grandes massas do manto profundo para níveis mais rasos para explicar a fonte térmica do magmatismo alcalino nas bordas da Bacia do Paraná.

Independente do mecanismo que propiciou a fusão parcial do manto, parece claro que o grau

de adelgaçamento da litosfera tem influência decisiva no tipo de magma alcalino gerado em uma província e, conseqüentemente, no seu potencial metalogenético.

Este controle é ilustrado pela seqüência de províncias alinhadas de noroeste para sudeste, na borda NE da Bacia do Paraná (Fig. 2): Poxoréu, Goiás, Alto Paranaíba e Serra do Mar (segundo Thompson *et al.* 1998) ou Lineamento Magmático Cabo Frio (segundo Riccomini *et al.* 2005). Neste conjunto, a APIP destaca-se das demais por (a) ausência de um componente químico ou isotópico atribuível ao manto astenosférico; (b) proximidade com o limite SE do Cráton do São Francisco; (c) caráter exclusivamente ultrapotássico e (d) associações litológicas tipicamente bimodais, com passagem direta de ultramáficas a sienitos, sem termos máficos ou intermediários feldspáticos, tais como gabros alcalinos. Todas essas propriedades são consistentes com a presença de uma litosfera mais espessa sob a região do Alto Paranaíba.

Em contraposição, as associações litológicas observadas nas províncias de Poxoréu e Serra do Mar/Lineamento Cabo Frio, nos extremos NW e SE do conjunto, respectivamente, indicam adelgaçamento litosférico considerável, com desenvolvimento de rifts e formação de basaltos alcalinos por fusão direta da astenosfera (e.g. Gibson *et al.* 1997). Carbonatitos estão virtualmente ausentes nestas províncias. Note-se que a Província Alcalina de Goiás apresenta características intermediárias entre as províncias adjacentes do Alto Paranaíba, a SE e de Poxoréu, a NW, reunindo ao mesmo tempo rochas fortemente insaturadas como kamafugitos e raros carbonatitos, e rochas feldspáticas máficas a intermediárias, como gabros e dioritos alcalinos e basanitos (Junqueira-Brod *et al.* 2002, Brod *et al.* 2005a).

### **CONTROLES METALOGENÉTICOS LOCAIS PRIMÁRIOS**

A formação, a geometria, a composição e o teor de mineralizações primárias em complexos carbonatíticos são controlados por fatores como composição dos carbonatitos e rochas associadas, estágio de evolução magmática, modo de instalação (*emplacement*) e processos de diferenciação (cristalização fracionada, imiscibilidade de líquidos, desgaseificação).

### **Composição de complexos carbonatíticos**

Magmas carbonatíticos ou seus precursores na evolução magmática são, com raras exceções, formados no manto litosférico sub-continental. Após sua geração, estes magmas tendem a ascender rapidamente, devido ao grande conteúdo de voláteis dissolvidos e à baixa densidade, até alojarse no interior da crosta em câmaras magmáticas, onde o magma se diferencia e de onde, eventualmente, pode atingir a superfície e formar pequenos centros vulcânicos.

Magmas carbonatíticos formados diretamente no manto são chamados de carbonatitos primários e costumam ocorrer isolados. Entretanto, esta não é a situação mais comum. Segundo Woolley & Kjarsgaard (2008), cerca de 75% dos carbonatitos conhecidos estão associados com algum tipo de rocha silicática alcalina. Em muitos casos, esses carbonatitos são produtos da diferenciação de um magma silicático primitivo, alcalino, rico em CO<sub>2</sub>.

A associação de carbonatitos e rochas silicáticas em complexos plutônicos é um parâmetro fundamental no estudo da petrogênese e metalogénia destes complexos, e diversas sugestões de classificação das associações petrológicas surgiram ao longo do tempo. A partir do trabalho de Le Bas (1987) difundiu-se amplamente a noção de que complexos carbonatíticos são associados a magmas alcalinos sódicos (nefelíníticos), e que as rochas silicáticas em complexos alcalino-carbonatíticos tipicamente pertencem à série ijolítica (jacupirangito-melteigito-ijolito-urtito), caracterizada por variações na proporção de clinopiroxênio e nefelina, como minerais essenciais. Entretanto, mais tarde foram reconhecidos carbonatitos associados com (a) magmatismo ultrapotássico, como a associação carbonatito-kamafugito na Itália (Stoppa & Cundari 1995, Stoppa *et al.* 1997) e na Província do Alto Paranaíba (Brod *et al.* 2000); (b) melilitos ultrapotássicos na China (Yang & Woolley 2006); kimberlitos (Agashev *et al.* 2008) e diversos tipos de lamprófiro. Além disso, em alguns complexos carbonatíticos observa-se uma ampla predominância de rochas silicáticas ultramáficas, como dunitos e piroxenitos alcalinos, enquanto em outros predominam rochas félsicas, como sienitos.

Woolley & Kjarsgaard (2008) compilaram as ocorrências conhecidas de carbonatitos. Os dados fornecidos podem ser agrupados de acordo com o

tipo de rocha associada, em:

- a) carbonatito puro ou amplamente dominante, 26,53 %
- b) carbonatito associado a rochas ultramáficas, com ou sem sienitos, 11,16 %
- c) carbonatito associado a rochas sódicas das séries nefelínica e ijolítica, 26,32 %
- d) carbonatito associado a rochas alcalinas com melilita, 6,32 %
- e) carbonatito associado a sienitos, sem rochas máficas ou ultramáficas, 22,95 %
- f) carbonatito associado unicamente a lamprófios, 4,63 %
- g) carbonatito associado a kimberlitos, 1,05 %
- h) carbonatito associado a gabros alcalinos e basanitos, 1,05 %.

A mesma base de dados lista 102 carbonatitos/complexos carbonatíticos mundiais mineralizados, incluindo recursos e minas ativas e inativas. 76 % das mineralizações descritas estão contidos em apenas 3 categorias: carbonatitos associados a rochas ultramáficas (24%); a nefelinitos e série ijolítica (35 %) e carbonatitos isolados (17%).

Chama a atenção que, dentre carbonatitos associados a rochas ultramáficas com ou sem sienitos, 45% dos corpos listados por Woolley & Kjarsgaard (2008) contém algum tipo de mineralização, ante 28% na classe dos carbonatitos associados a nefelinitos/ijolitos, 23% nos carbonatitos associados a melilitos-melilitolitos, 17 % nos carbonatitos isolados e 12 % nos carbonatitos associados a rochas félsicas (traquito-sienito + fonolito-foid sienito). A base de dados não registra mineralizações em carbonatitos das classes "g" (associados unicamente a lamprófios), "h" (associados a kimberlitos) e "i" (associados a basanitos e gabros alcalinos). Estes dados sugerem que:

- a) associações entre rochas silicáticas e carbonatitos têm maior potencial para gerar mineralizações do que carbonatitos isolados;
- b) sistemas magmáticos mais primitivos (ultramáficos) têm potencial metalogenético maior do que sistemas evoluídos (félsicos).

### **Afiliação geoquímica dos magmas parentais**

Nenhuma das classificações existentes de carbonatitos e complexos carbonatíticos contempla adequadamente o problema da afiliação geoquímica do magma silicático primitivo, rico em CO<sub>2</sub>, que dá origem às diferentes associações de rochas e,

consequentemente, aos diferentes tipos e estilos de mineralização presentes em complexos carbonatíticos.

Desse ponto de vista uma primeira distinção pode ser feita entre magmas alcalinos sódicos e potássicos. Dentre as classes propostas por Woolley & Kjarsgaard (2008), os carbonatitos associados a nefelinitos/ijolitos, que representam a maioria dos complexos carbonatíticos conhecidos, correspondem a magmas silicáticos primitivos de composição sódica. Por outro lado, avaliar a afinidade geoquímica das demais associações, especialmente em complexos plutônicos, não é tarefa fácil, visto que cumulados ultramáficos, diferenciados sieníticos e rochas portadoras de melilita, podem ser produzidos por magmas de afinidade tanto sódica quanto potássica.

Em sucessões vulcânicas, onde ocorrem rochas representativas da composição de líquidos magmáticos, a afiliação do magma parental pode ser estabelecida com relativa facilidade com base em dados de geoquímica de rocha total. Este é o caso dos carbonatitos associados com nefelinitos no leste da África (Le Bas 1987), de afiliação sódica, e a associação de carbonatitos e kamafugitos de Santo Antônio da Barra, em Goiás (Junqueira-Brod *et al.* 2002, 2005, Sgarbi & Gaspar 2002), de afiliação ultrapotássica.

Em complexos plutônicos, dados de geoquímica de rocha total podem ser utilizados se houver diques de granulação fina, idealmente com composição primitiva. Alternativamente, as séries de diferenciação das rochas silicáticas podem fornecer informações úteis para a discriminação geoquímica do magma parental.

Complexos de afiliação sódica são caracterizados pela série ijolítica, cuja sequência de diferenciação é clinopiroxenito alcalino (jacupiranguito) – melteigito – ijolito – urtito, termos petrográficos sucessivamente mais pobres em clinopiroxênio e mais ricos em nefelina. Dessa maneira, a série ijolítica representa um contínuo de diferenciação desde termos ultramáficos até termos félsicos, sempre com alto nível de insaturação em sílica.

Em complexos de afiliação potássica as rochas silicáticas são frequentemente bimodais, representadas por cumulados ultramáficos e por sienitos, com termos intermediários muito raros ou ausentes. Nos complexos carbonatíticos da APIP, de afiliação ultrapotássica (Brod *et al.* 2000) as rochas silicáticas pertencem à série dos bebedouritos,

caracterizada por amplas variações modais de olivina, diopsídio, flogopita, apatita, perovskita, magnetita e, eventualmente, melanita e titanita, nos termos mais diferenciados. Feições de acamamento magmático, onde intercalam-se leitos de bebedourito típico com apatitito, perovskitito ou magnetitito são particularmente bem preservadas nos complexos de Tapira (Brod, 1999), Salitre (Morbidelli *et al.* 1997, Barbosa 2009) e Serra Negra (Grasso 2010). Por outro lado, nos complexos de Catalão I (Ribeiro 2008) e Araxá (Torres 2008) os bebedouritos estão em grande parte convertidos em flogopititos metassomáticos.

Ao contrário do que ocorre na série ijolítica, feldspatóides estão virtualmente ausentes nos bebedouritos. Feldspato intersticial pode ocorrer, mas é restrito aos extremos mais diferenciados. Sienitos estão presentes em Tapira, Salitre, Serra Negra e Catalão II (Brod 1999, Brod *et al.* 2004, Barbosa 2009, Grasso 2010, Palmieri 2011), em volumes subordinados.

Embora complexos de afinidade potássica sejam relativamente raros, eles podem conter importantes depósitos de múltiplas *commodities*, como nos casos da Província Ígnea do Alto Paranaíba (Brod *et al.* 2004) e do complexo de Palabora, na África do Sul (e.g. Eriksson 1989).

### Tipo de carbonatito predominante

Neste quesito é necessário estabelecer uma distinção entre carbonatitos verdadeiramente, magmáticos, isto é, aqueles cristalizados em alta temperatura, e carbonatitos precipitados a temperaturas subsolidus (carbótermiais, Mitchell 2005, ou carbo-hidrotermiais, Woolley & Kjarsgaard 2008) a partir de fluidos ricos em CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, ou ambos.

Os carbonatitos do tipo carbo-hidrotermal costumam ser muito enriquecidos em Fe, ETR, F, Ba e, em alguns casos, P e Nb, e frequentemente geram mineralizações destes elementos. O depósito

gigante de ETR de Bayan Obo, na China (Orris & Grauch 2002) e o depósito de ETR de Catalão I, na Província Ígnea do Alto Paranaíba (Ribeiro 2008) são exemplos deste tipo de mineralização. A mineralogia de carbonatitos carbo-hidrotermiais é muito variada, incluindo dolomita (frequentemente rica em Fe), magnesita, calcita, ankerita, norse-thita, bastnaesita, monazita, barita, fluorita e sulfetos, dentre outros.

Os carbonatitos magmáticos representam 84% do total de carbonatitos conhecidos (Woolley & Kjarsgaard, 2008), são essencialmente compostos por dolomita, calcita, calcita+dolomita, ou dolomita+Fe-dolomita/ankerita, com grande variedade de acessórios, e contêm ou estão associados aos principais depósitos magmáticos de fosfato e nióbio.

Segundo Le Maitre (2002), a classificação de carbonatitos deve ser idealmente, baseada nas proporções dos tipos de carbonato presentes e independe do caráter plutônico ou vulcânico da rocha (Tabela 2). Na impossibilidade de identificar o carbonato predominante, pode ser utilizada uma classificação com base na composição química de rocha total (Woolley & Kempe 1989), conforme Fig. 3. Note que calcio ou magnesiocarbonatitos pouco evoluídos e ricos em magnetita, como os ilustrados pela seta azul na Fig. 3 plotam no campo dos ferrocarbonatitos, embora não contenham carbonatos de ferro. Estas rochas não devem ser confundidas com ferrocarbonatitos verdadeiros, pois existem importantes diferenças petrológicas e metalogenéticas entre os dois grupos.

Carbonatitos magmáticos e carbo-hidrotermiais podem ocorrer associados no mesmo complexo, contribuindo para a diversidade de tipos e estilos de mineralização, como demonstrado por Ribeiro (2008) para o complexo de Catalão I.

Calciocarbonatitos e magnesiocarbonatitos são os tipos composicionais mais abundantes, e frequentemente ocorrem juntos no mesmo comple-

Tabela 2 - Classificação petrográfica de carbonatitos (Le Maitre *et al.* 2002). (\*) Raro

Carbonato principal	Nome da rocha	Nomes tradicionais (equivalentes) aceitos
Calcita	Calciocarbonatito	sövito (granulação grossa) alvikito (granulação fina)
Dolomita	Magnesiocarbonatito	Beforsito
carbonatos ricos em Fe (ankerita, siderita)	Ferrocronatito	
carbonatos de Na, K e Ca	Natrocronatito(*)	

xo. A dominância de um ou outro tipo pode afetar o tipo e o estilo da mineralização. Em geral, magnesiocarbonatitos (e ferrocarbonatitos verdadeiros, i.e. formados por carbonatos ricos em Fe) possuem maior capacidade de metassomatizar as encaixantes regionais bem como as rochas alcalinas e carbonatitos mais antigos, provocando remobilização e, eventualmente, enriquecimento metassomático de mineralizações preexistentes (e.g. jazida de ETR de Catalão I, Ribeiro 2008).

Nos complexos carbonatíticos da APIP obser-

vam-se diferenças marcantes entre os dominados por magnesiocarbonatito (Araxá e Catalão I) e aqueles onde predominam calciocarbonatitos ou onde as proporções dos dois tipos são equilibradas (Tapira, Salitre, Serra Negra e Catalão II). Os primeiros são caracterizados por: (a) intenso metassomatismo, que converte as rochas ultramáficas originais (dunito e bebedourito) em flogopitito; (b) forte associação com rochas da série foscorítica e (c) mineralizações expressivas de ETR e Nb. Por outro lado, nos complexos dominados por calciocarbonatito o metassomatismo é mais restrito e as mineralizações de Nb e ETR são subordinadas, mas ocorrem volumosos depósitos de Ti. Depósitos de fosfato ocorrem nos dois tipos de complexo, mas apresentam fortes contrastes: Em Tapira, Salitre, Serra Negra e Catalão 2 a mineralização primária de fosfato é controlada por camadas de cumalados ricos em apatita, enquanto em Catalão 1 e Araxá a mineralização está condicionada à presença de enxames de diques verticais de foscorito (Brod *et al.* 2004, Ribeiro 2008, Barbosa 2009, Cordeiro 2009, Grasso 2010, Palmieri 2011).

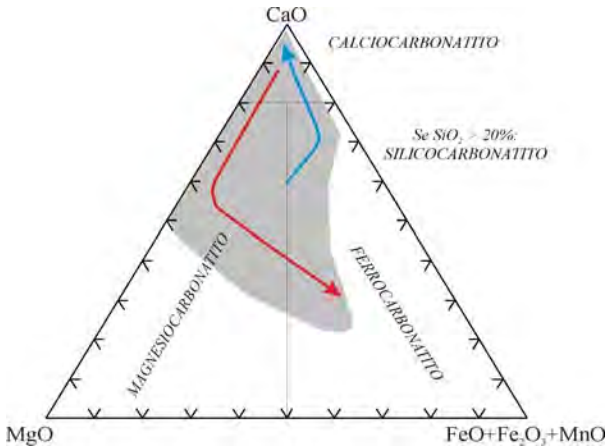


Figura 3 - Classificação química de carbonatitos (Woolley & Kempe 1989) para rochas com  $SiO_2 < 20\%$ . O campo composicional dos carbonatitos da APIP (Araújo 1996, Morbidelli *et al.* 1997, Brod 1999, Traversa *et al.* 2001, Gomes & Comin-Chiaramonti 2005, Ribeiro 2008, Barbosa 2009, Cordeiro 2009, Grasso 2010, Palmieri 2011) é plotado para ilustração. As setas indicam o sentido do fraçãoamento de olivina e magnetita em calciocarbonatitos precoces (azul) e de calcita e dolomita em magnesiocarbonatitos tardios (vermelho).

### Associação com Foscoritos

A série foscorítica compreende rochas cristalizadas a partir de magmas ricos em fosfato e óxido. Seus termos são definidos por variações modais de apatita, magnetita e olivina (Fig. 4). O foscorito *sensu stricto* (Yegorov 1993) é constituído por proporções equilibradas destas três fases, mas dunitos, magnetititos, apatititos e nelsonitos (apa-

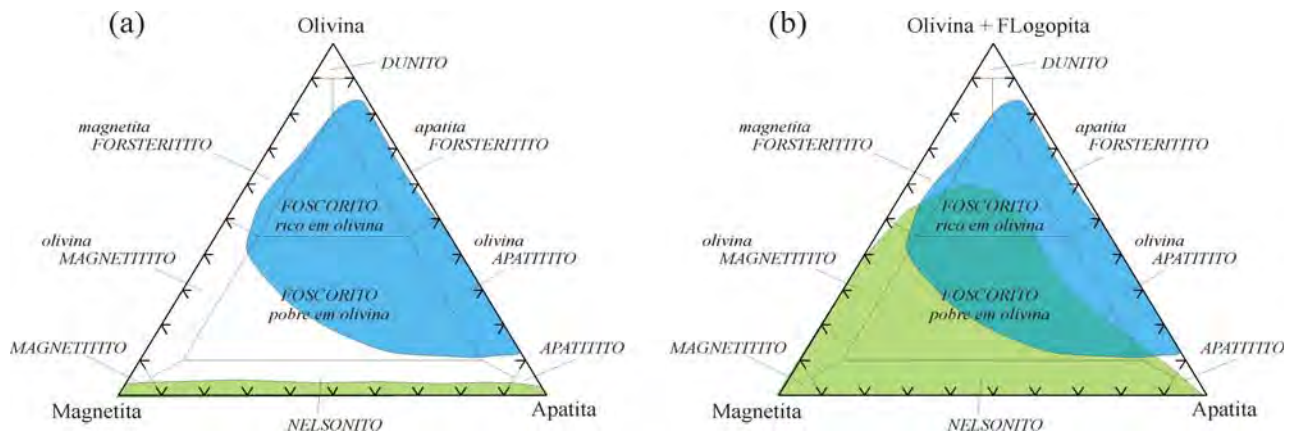


Figura 4 - Classificação de rochas da série foscorítica da APIP segundo (a) Yegorov (1993) e (b) Krasnova *et al.* (2004). Os campos hachurados mostram, em azul, a variação composicional de foscoritos dos depósitos de fosfato de Catalão 1, Catalão 2, Salitre e Serra Negra e, em verde, dos depósitos de nióbio de Catalão 1 e Catalão 2 (Fonte dos dados: Ribeiro 2008, Cordeiro 2009, Barbosa 2009, Grasso 2010, Palmieri 2011).

tita + magnetita) são variações modais comuns. Krasnova *et al.* (2004) sugerem que a definição deveria ser estendida para incluir outros silicatos magnesianos (flogopita e diopsídio) além da olivina no diagrama da Fig. 4. A figura mostra a composição das rochas da série foscorítica em depósitos de fosfato e nióbio da APIP. Note-se que na classificação de Yegorov (1993) as rochas associadas aos dois tipos de depósito estão claramente separadas, com foscoritos *stricto sensu* associados aos depósitos de fosfato e nelsonitos associados aos de nióbio. Na proposta de Krasnova *et al.* (2004) há uma considerável superposição entre os dois tipos.

Foscoritos são ainda mais raros do que carbonatitos. Krasnova *et al.* (2004) listam apenas 21 ocorrências mundiais conhecidas até então, 12 na Rússia, 1 na Finlândia, 1 no Kazaquistão, 2 na África do Sul, 1 no Zimbábue, 1 na Tanzânia, 1 em Uganda, 1 no Brasil (Araxá) e 1 no Canadá. Os trabalhos de Furtado *et al.* (1986), Costanzo *et al.* (2006), Araujo (1996), Ribeiro (2008), Barbosa (2009), Cordeiro (2009), Grasso (2010) e Palmieri (2011) mostraram que foscoritos ocorrem também em proporções significativas no complexo de Catalão 1 e 2, e subordinadas em Salitre, Serra Negra, Anitápolis e Jacupiranga, aumentando este número para 27.

Apesar de sua raridade, foscoritos tem grande importância econômica por apresentar altas concentrações de apatita e, em alguns casos, pirocloro. Acessórios comuns compreendem baddeleyita, zirconolita, calzirtita, perovskita, pirrotita, calcopirita e minerais de EGP. Complexos com foscorito tipicamente desenvolvem mineralizações múltiplas. As compilações disponíveis (Woolley & Kjarsgaard 2008, Chernoff & Orris 2002, Orris & Grauch 2002, Pell 1996) relatam mais de 4 *commodities* por complexo, em média, chegando a mais de uma dezena de *commodities* em Palabora (África do Sul) e Bukusu (Uganda). Em particular, a associação P-Nb-ETR-Fe é muito freqüente, com uma ampla gama de possíveis mineralizações adicionais variando de um complexo a outro.

Em Catalão I, tanto o depósito de fosfato (Palmieri *et al.* 2006, Grasso *et al.* 2006, Ribeiro 2008) quanto o de nióbio (Cordeiro *et al.* 2010) estão intimamente associados à série foscorítica, o primeiro relacionado ao estágio precoce (olivina-foscoritos) e o segundo ao estágio tardio (nelsonitos, magnetititos e magnesiocarbonatitos residu-

ais). A mesma situação ocorre em Catalão 2 (Palmieri 2011).

Foscoritos são produto da cristalização de um magma fosfático rico em ferro. Entretanto, nem todas as rochas constituídas essencialmente de apatita+magnetita+olivina (ou diopsídio, flogopita) que ocorrem em complexos carbonatitos são formadas por este processo. Maneiras alternativas de obter rochas com composição "foscorítica" incluem:

a) acumulação de olivina, apatita e magnetita a partir de magma carbonatítico, como em algumas porções de Salitre (Barbosa 2009) e Serra Negra (Grasso 2010). Excelentes exposições de cumulados lenticulares de composição foscorítica podem ser observadas também na cava da mina de fosfato no carbonatito de Jacupiranga (SP);

b) camadas ricas em magnetita + apatita no interior das pilhas de cumulados ultramáficos, gerados a partir de magmas silicáticos, como em algumas porções de Salitre (Barbosa 2009), Tapira (Brod *et al.* 2005b) e Catalão 2 (Palmieri 2011);

c) incrustações de apatita + magnetita + flogopita precipitadas na superfície de fraturas por percolação contínua de magma carbonatítico (Palmieri 2011).

Em outros casos, como em Catalão 1 e Araxá, e em diversas das ocorrências mundiais listadas por Krasnova *et al.* (2004), a ocorrência de foscoritos como enxames de diques verticais não deixa dúvida sobre a existências de um magma foscorítico. Sugere-se que o nome foscorito seja reservado a rochas efetivamente cristalizadas a partir desses magmas fosfáticos, designando-se os demais tipos, derivados magmas carbonatíticos ou silicáticos por cristalização fracionada, como pseudo-foscoritos.

### **Mecanismos de instalação (*emplacement*) e geometria dos corpos de minério**

O número de carbonatitos plutônicos conhecidos é muito maior do que o de seus equivalentes vulcânicos (cerca de 10 % do total, Woolley & Kjarsgaard 2008). É possível que esta dominância seja, em parte, resultado da alta solubilidade dos constituintes minerais do carbonatito, quando expostos aos agentes do intemperismo, e consequente dificuldade de sua preservação no registro geológico ou de reconhecimento de depósitos vulcânicos como carbonatíticos.

Adicionalmente, os processos petrológicos envolvidos na evolução do magma carbonatítico em ambiente plutônico, aqui incluídos fenômenos hidrotermais associados às intrusões, são mais eficientes para promover a concentração de elementos e minerais de interesse econômico. Processos vulcânicos e piroclásticos, por outro lado, tendem a dispersá-los. Resulta que virtualmente todos os depósitos minerais associados a carbonatito ocorrem em (ou diretamente associados a) complexos plutônicos.

Entender como as rochas estão organizadas em um complexo plutônico é fundamental para compreender a geometria dos depósitos minerais ali contidos. Corpos intrusivos podem ter formas e dimensões variadas que dependem, entre outros fatores, das propriedades físicas do magma e das encaixantes e dos esforços tectônicos vigentes durante a intrusão. Magmas muito viscosos, como os de composição granítica, por exemplo, possuem maior capacidade de intrudir-se de maneira forçada, abrindo gradativamente o espaço necessário para seu alojamento e formando intrusões maciças. Líquidos de baixa viscosidade, como os magmas silicáticos ultramáficos, em especial os alcalinos, não possuem esta capacidade, tendendo a formar diques de pequena espessura e derames extensos e delgados.

Carbonatitos e foscoritos situam-se no extremo de baixa viscosidade (e.g. Treiman 1989) do espectro magmático, uma vez que seus grupos aniônicos fundamentais (unidades triangulares  $[\text{CO}_3]^{2-}$  e tetraedros de  $[\text{PO}_4]^{3-}$ , respectivamente) são incapazes de formar polímeros. Com efeito, estes magmas podem efetivamente ser considerados como líquidos iônicos. Por essa razão eles tendem a escoar com facilidade ao longo de fraturas preexistentes, formando redes de veios e diques finos, muitas vezes entrelaçados, preferencialmente verticais ou com mergulho alto. Entretanto, a composição não é o único condicionante da viscosidade, que depende também da temperatura, da quantidade de voláteis dissolvidos, etc.

É importante ressaltar que essas considerações dizem respeito a líquidos em alta temperatura, mas não se aplicam a sistemas com alto grau de cristalização, como *crystal mushes*. Neste caso, mesmo um carbonatito terá viscosidade elevada, pois esta será controlada pelos cristais, e não pelo líquido. Nos complexos alcalino-carbonatíticos da APIP e em outros exemplos mundiais (e.g. Bulakh

et al. 2004), carbonatitos e foscoritos frequentemente formam enxames de diques e pequenos corpos intrusivos verticais, o que sugere injeção como líquidos de baixa viscosidade. Onde massas mais possantes ocorrem, geralmente há evidências petrográficas de intrusão como *crystal mush*.

No complexo de Catalão 1, enxames de diques foscoríticos e nelsoníticos são os responsáveis pelas concentrações primárias de fosfato e nióbio, respectivamente (Ribeiro 2008, Cordeiro et al. 2010). Portanto, a presença e abundância dessas rochas em um dado local do complexo determina o teor da mineralização primária. Embora esses diques e veios tenham distribuição muito complexa em escala de detalhe, é possível delimitar zonas de abundância relativa, cujas envoltórias reproduzem a geometria esperada para corpos intrusivos. A Fig. 5 ilustra a aplicação deste princípio ao mapeamento de uma das frentes de lavra de fosfato no complexo Catalão 1 na mina da Vale Fertilizantes (Grasso et al. 2006).

### **Processos de diferenciação em magmas alcalinos e carbonatíticos**

Os mecanismos evolutivos que levam à grande variedade de rochas presentes em complexos alcalino-carbonatíticos são diversificados e, não raro, multifásicos e recorrentes. Na maioria dos casos envolvem complexas interações entre cristalização fracionada, assimilação crustal, mistura de magmas, imiscibilidade de líquidos, desgaseificação, etc. Alguns destes processos podem desempenhar papéis fundamentais na geração de depósitos minerais.

#### **CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA**

O processo de cristalização fracionada apresenta certas peculiaridades em magmas silicáticos fortemente alcalinos associados a carbonatitos:

- a) estabilização precoce de minerais hidratados devido à grande quantidade de voláteis dissolvidos no magma.
- b) crescimento de minerais sódicos ou potássicos devido à alta concentração de álcalis.
- c) cristalização de fases não silicáticas e minerais fortemente insaturados, como perovskita, devido à baixa concentração de sílica.

Outros minerais, como olivina e cromita, seguidos de clinopiroxênio, mantêm a ordem de crista-



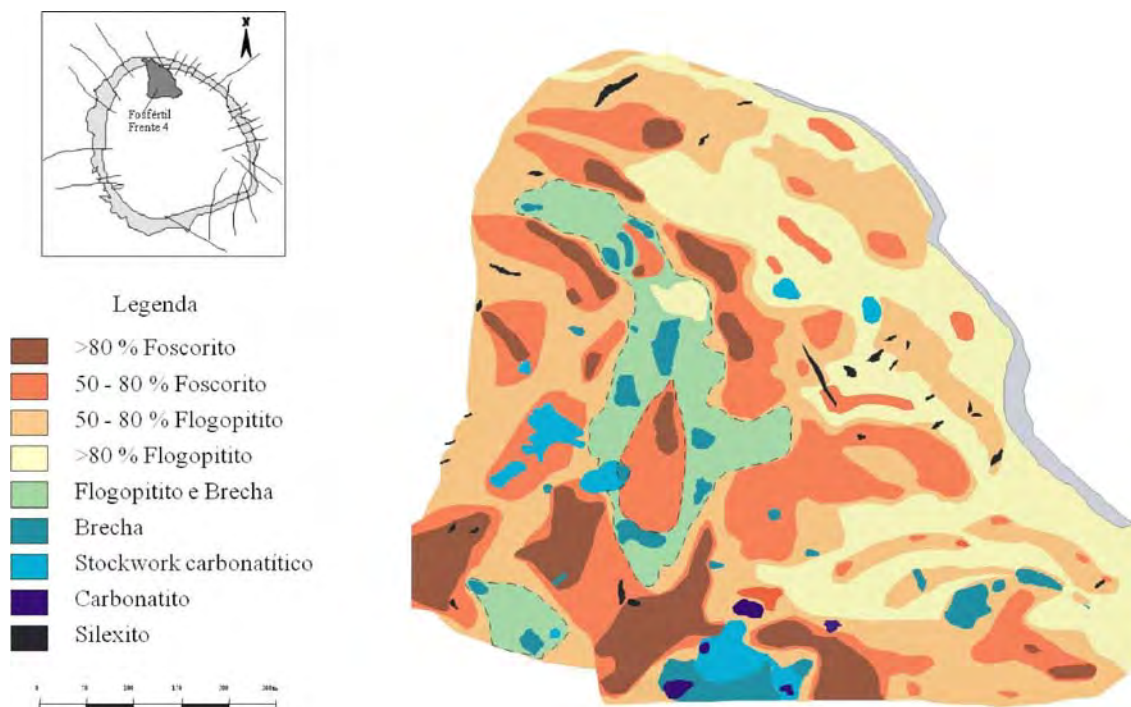


Figura 5 – Mapeamento geológico da Frente 4 na mina de fosfato da Vale Fertilizantes no complexo de Catalão I. Note que a distribuição das zonas com diferentes abundâncias de foscorito reproduz a geometria esperada para um sistema de diques anelares com centro a oeste da região mapeada (Grasso et al. 2006).

lização comum em outros sistemas magmáticos.

O fracionamento dos magmas alcalinos é facilitado por sua baixa viscosidade. Neste ambiente, a acumulação de grandes volumes de perovskita em sequências de cumulos bebedouríticos pode constituir importante passo intermediário na formação de depósitos de titânio, seguida da transformação de perovskita em anatásio por intemperismo ou processos carbo-hidrotermais, e da concentração do anatásio como resistato no manto de intemperismo. Exemplos notáveis incluem os depósitos de titânio de Tapira, Salitre, Serra Negra e Catalão I. De forma similar, cumulos ricos em apatita podem ser precursores de importantes depósitos de fosfato no manto de intemperismo, como ocorre em Tapira e em algumas porções de Catalão I.

#### IMISCIBILIDADE DE LÍQUIDOS

Brod (1999) mostrou que magmas silicáticos ultramáficos e ultrapotássicos (flogopita picritos), contendo quantidades significativas de carbono dissolvido como  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$  ou  $\text{CO}_3^{2-}$  foram os líquidos primitivos que geraram, por diferenciação, os complexos alcalino-carbonatíticos da APIP. Em Tapira, este magma apresenta a seguinte sequên-

cia inicial de cristalização:

Olivina - cromita - clinopiroxênio - perovskita - flogopita - diversos acessórios.

Como nenhum destes minerais contém carbono, sua remoção levará o líquido residual a tornar-se cada vez mais rico em carbono dissolvido. Ao atingir a saturação em carbono ocorre a separação de um líquido carbonatítico imiscível, inicialmente na forma de glóbulos de carbonato (Brod, 1999), como os documentados por Ribeiro (2008) em flogopita picritos do complexo carbonatítico Catalão 1 (Fig. 6).

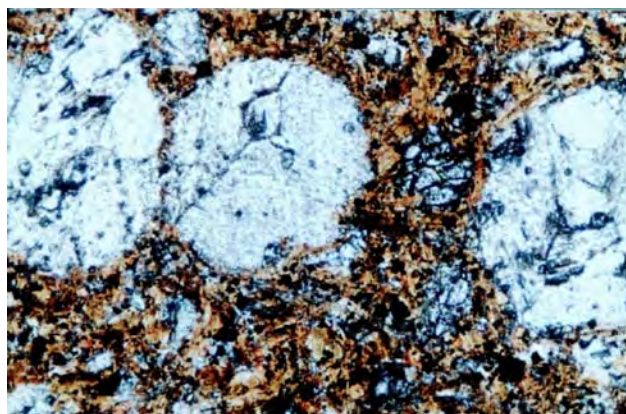


Figura 6 - Glóbulos de calcita (carbonatito) em matriz de flogopita picrito (Ribeiro 2008).

Imiscibilidade pode ocorrer também em outros sistemas, envolvendo líquidos silicático e sulfetado, carbonatítico e fosfático, etc. Brod (1999) destaca a importância do processo de imiscibilidade de líquidos ao promover a diferenciação química extrema entre os líquidos neoformados, com implicações para a geração de depósitos minerais.

Líquidos silicático e carbonatítico imiscíveis diferem dramaticamente tanto em composição quanto em estrutura. A capacidade de polimerização dos tetraedros de  $\text{SiO}_4^{4-}$  confere ao magma silicático um caráter molecular cujo grau de polimerização e, conseqüentemente, viscosidade dependem de seu conteúdo em sílica, enquanto o magma carbonatítico é um líquido iônico de baixa viscosidade. Os dois magmas apresentarão, portanto, comportamento físico e afinidades químicas distintas.

As diferenças estruturais dos líquidos silicático e carbonatítico têm papel fundamental na especiação química destes magmas. No momento em que se produz a separação, muitos elementos químicos tendem a ingressar preferencialmente em um ou outro líquido. Elementos de raio iônico pequeno e carga alta demonstram preferência pela estrutura molecular do magma silicático, enquanto elementos de raio iônico grande e carga baixa tendem a ingressar no líquido carbonatítico. A partição dos elementos terras raras (ETR) é fortemente controlada pela temperatura e pela pressão do sistema, mas observa-se nítida preferência das terras raras leves pelo magma carbonatítico, enquanto as pesadas preferem o líquido silicático (Hamilton *et al.* 1989), o que irá produzir os padrões com fracionamento extremo de ETRL/ETRP, típicos de carbonatitos. O fósforo também apresenta marcada preferência pelo líquido carbonatítico (em média quatro vezes mais enriquecido em P do que o silicático). A afinidade dos elementos químicos no processo de imiscibilidade silicato-carbonatito (Brod 1999) pode ser resumida no modelo da Fig. 7.



Figura 7. Distribuição da afinidade dos elementos químicos durante o processo de imiscibilidade entre líquidos carbonatítico e silicático.

Os efeitos da imiscibilidade silicato-carbonatito são visíveis na formação de jazidas associadas a complexos carbonatíticos. Por exemplo, os grandes depósitos de titânio em complexos carbonatíticos da APIP estão intimamente ligados a concentrações primárias de perovskita em rochas silicáticas (bebedouritos), posteriormente convertidas em anatásio por intemperismo ou metassomatismo (Pereira *et al.* 2005, Ribeiro 2008).

Embora a imiscibilidade de líquidos seja um dos fatores determinantes para a formação de jazidas em complexos carbonatíticos, ainda é necessário que algum processo adicional promova a concentração dos elementos de interesse até atingir teores economicamente importantes. Exemplos típicos são as jazidas de nióbio da APIP. Brod (1999) mostrou que, nos complexos carbonatíticos de Tapira e Salitre, o Nb apresenta marcada preferência pelo líquido silicático imiscível, em concordância com determinações experimentais (Hamilton *et al.* 1989). Assim um evento de imiscibilidade de líquidos produz um líquido silicático rico em Nb e um líquido carbonatítico empobrecido em Nb. Curiosamente, as jazidas de pirocloro da província, assim como muitas outras no mundo, estão associadas ao sistema carbonatito/foscorito, e não ao sistema silicato (Brod *et al.* 2004). A razão mais provável para isso é que o magma silicático contém grandes quantidades de titânio, e muitos minerais de titânio, como perovskita, podem incorporar quantidades modestas de Nb em solução sólida durante a cristalização (Brod 1999). Desta maneira, o Nb fica diluído nos depósitos de perovskita e não atinge teores econômicos. Por outro lado, o líquido carbonatítico é pobre em titânio e o Nb disponível forma um mineral próprio, o pirocloro, cuja concentração por cristalização fracionada produzirá as jazidas observadas, ainda que a maior parte do Nb do sistema original tenha sido perdida na cristalização do magma silicático.

Após o evento de imiscibilidade silicato-carbonato, os dois magmas gerados podem evoluir independentemente, por cristalização fracionada. Durante esta evolução, novos episódios de imiscibilidade podem ocorrer, tanto no interior do magma silicático quanto no carbonatítico, mas estes processos são fundamentalmente diferentes em cada caso.

Enquanto o magma silicático continua a cristalizar minerais sem  $\text{CO}_2$  a concentração deste constituinte no líquido residual volta a aumentar e pode

resultar na separação de um novo carbonatito imiscível (Brod 1999, Ribeiro 2008). Ou, se não houver quantidade suficiente de CO<sub>2</sub> para atingir a saturação, carbonatitos podem cristalizar diretamente a partir do líquido residual da cristalização fracionada, sem imiscibilidade. Alguns dos carbonatitos nos complexos de Tapira, Salitre e Serra Negra foram gerados por este processo (Brod 1999, Barbosa 2009, Grasso 2010) e podem constituir protominérios de fosfato, mas não têm potencial significativo para nióbio ou terras raras.

O líquido carbonatítico, por sua vez, evolui com a cristalização inicial de silicatos e óxidos. Com a concentração de fósforo já aumentada por efeito da imiscibilidade silicato-carbonato precedente, é possível agora a separação do magma carbonatítico em dois novos líquidos imiscíveis, um carbonático e outro fosfático. De maneira análoga ao que ocorreu na imiscibilidade silicato-carbonato, aqui também se produzirá uma dramática diferenciação química (Fig. 8), com Ca, Ba, Sr, ETR e Y demonstrando preferência pelo líquido carbonatítico, enquanto K, Na, Al, Si, Ti, Fe, Mg, Mn, P, Sc, V, Zn, Ga, Zr, Nb, Ta e Th ficam concentrados no líquido fosfático (Lee *et al.* 2004). Assim como ocorre com o par silicato-carbonato, os magmas carbonático e fosfático imiscíveis podem separar-se fisicamente e seguir distintos caminhos evolutivos, produzindo suas próprias sequências de cumulados e líquidos residuais.

O resultado é que o magma carbonatítico torna-se ainda mais empobrecido em sílica e fósforo, e enriquecido em ETR e Ba, constituindo um dos estágios finais da evolução de carbonatitos e frequentemente gerando concentrações econômicas destes elementos. O líquido fosfático imiscível dará origem aos foscoritos *sensu stricto* e pode gerar jazidas de P e Nb.

#### DESGASEIFICAÇÃO E METASSOMATISMO

Magmas alcalinos e carbonatíticos são muito

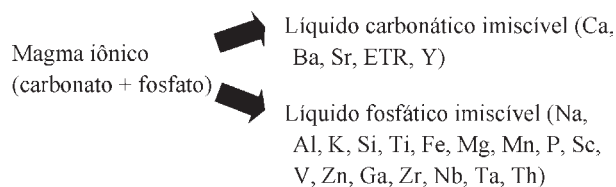


Figura 8 - Afinidade dos elementos químicos durante o processo de imiscibilidade entre líquidos carbonatítico e fosfático.

ricos em voláteis dissolvidos, como H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, F, Cl, etc. Durante a ascensão destes magmas na crosta, ou durante a sua cristalização em uma câmara magmática os voláteis podem ser exsolvidos do magma e tenderão a escapar do sistema, transferindo-se para as rochas encaixantes, provocando fenitização. Segundo Brod *et al.* (2004), nos complexos da APIP a sequência de evolução magmática inicia com a formação de rochas ultramáficas alcalinas por cristalização fracionada (cumulados duniticos, piroxeníticos ou bebedouríticos). Os carbonatitos geralmente surgem em uma fase posterior, e intrudem a sequência ultramáfica já total ou parcialmente cristalizada. Ao alojar-se nessa sequência, o magma carbonatítico perde grande parte de seus constituintes voláteis, que reagem com as rochas ultramáficas adjacentes, transformando-as em flogopititos metassomáticos. Este processo é de intensidade moderada em Tapira, Salitre e Serra Negra (Brod 1999, Barbosa 2009, Grasso 2010), mas muito intenso em Catalão (Araújo 1996), e Araxá (Issa Filho *et al.* 1984), onde os piroxenitos, bebedouritos e dunitos originais ocorrem apenas como restos preservados no interior de flogopititos metassomáticos ou como fragmentos em brechas.

O metassomatismo pode ser responsável pela formação de depósitos minerais em complexos carbonatíticos, particularmente de ETR (constituídos pelo menos em parte por monazita metassomática), vermiculita (formada por alteração intempélica de flogopita metassomática), fluorita e barita (Ribeiro 2008).

#### CONTROLES METALOGENÉTICOS LOCAIS SECUNDÁRIOS

Após a cristalização de um complexo carbonatítico plutônico, soerguimento crustal e erosão das encaixantes sobrejacentes podem expor a intrusão à superfície. Neste momento, os processos intempéricos se superpõem aos controles primários da mineralização, podendo tanto intensificar quanto destruir as concentrações produzidas na fase magmática. O intemperismo químico é potencializado por condições climáticas de alta pluviosidade e temperatura elevada, como as vigentes em regiões tropicais, que levam à formação de espessos horizontes de solo, com zonas bem definidas.

Os controles geomorfológicos têm importância fundamental no desenvolvimento de solos sobre

complexos carbonatíticos. Na APIP, as encaixantes, deformadas em estruturas dômicas, são mais resistentes ao intemperismo do que as rochas alcalinas e tendem a ficar preservadas formando um anel topograficamente elevado ao redor da intrusão (Carvalho 1974a). Este fato, somado à abundância de minerais solúveis, como carbonatos, e o possível colapso da porção central dos complexos por redução de volume durante a alteração de carbonatitos, resulta no estabelecimento de um padrão de drenagem centrípeta, que impede a remoção dos solos por erosão, gerando perfis de solo que podem atingir mais de 200 m de espessura.

Ribeiro (2008) descreveu uma zona de abatimento associada à dissolução química de carbonatos na porção central do complexo Catalão I. Neste tipo de intrusão, a contínua lixiviação dos carbonatos produz uma subsidência do terreno, favorecendo a acumulação de centenas de metros de sedimentos argilosos derivados do próprio domo ou, às vezes, de contribuições externas. Os complexos de Salitre, Serra Negra e Tapira apresentam lagos ou paleolagos semelhantes, sempre associadas a carbonatitos na parte central do complexo. Estas feições podem, portanto, servir como critério de localização de zonas carbonatíticas ou foscoríticas favoráveis à mineralização de nióbio, fosfato ou terras raras, mas frequentemente mascaradas pelo espesso manto de intemperismo em complexos carbonatíticos.

Entretanto, a principal importância do intemperismo é a concentração residual de minerais resistentes como apatita, vermiculita, e minerais de ETR, Ti e Nb. Para determinar os controles das mineralizações associadas ao intemperismo, Oliveira & Imbernon (1998) propuseram uma divisão do perfil de intemperismo com base na caracterização química e geológica de furos de sonda e de exposições na cava de fosfato do complexo de Catalão 1 (Fig. 9).

### Cobertura Laterítica Superficial

Representa o produto final e atual do intemperismo. É constituída por material argiloso vermelho escuro, com ou sem pisolitos lateríticos, e contém argilas do tipo caolinita e esmectita. Outros constituintes minerais encontrados (Imbernon 1993) foram goethita, quartzo, anatásio e fosfatos aluminosos do grupo da crandalita. A espessura va-

ria de 2 a 3 m e depende das feições topográficas.

### Saprolito Aloterítico

Posicionado imediatamente abaixo da cobertura laterítica superficial, resulta de um intemperismo suficientemente evoluído para destruir todas as estruturas da rocha original. Fisicamente, é definido por:

- diminuição do volume da rocha original;
- destruição progressiva das feições de sustentação das estruturas da rocha;
- importância das remobilizações;
- abundância de argila.

As características químicas marcantes são teores de CaO e MgO menores que 1 e 1.5%, respectivamente, e  $CaO/P_2O_5 < 1$ .

Este intervalo caracteriza-se por perda expressiva de porosidade e domínio absoluto de minerais argilosos, levando a diminuição de volume e aumento de densidade. A apatita é transformada em fosfatos secundários, mais estáveis e de menor valor econômico, como crandalita e gorceixita. A destruição do pirocloro gera nióbio complexado com hidróxidos de ferro, material que também não aproveitamento econômico atualmente. O anatásio, por sua extrema resistência ao intemperismo, é o único mineral com valor econômico concentrado em grandes volumes no saprolito aloterítico.

### Saprolito Isalterítico

Posicionado imediatamente abaixo do saproli-

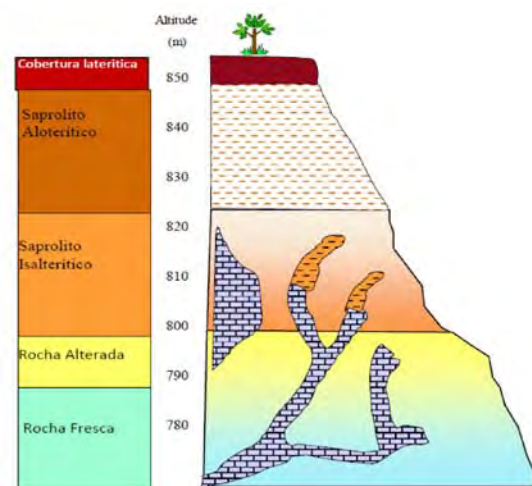


Figura 9 - Representação esquemática das divisões do manto de intemperismo (Oliveira & Imbernon, 1998) em Catalão I.

to aloterítico, é caracterizado pela preservação das estruturas da rocha ígnea ou metassomática original. Quimicamente pode ser definido por  $\text{CaO} > 1\%$  e  $\text{MgO} < 5\%$  conforme critérios estabelecidos por Imbernon (1993) e Oliveira & Imbernon (1998), e também por  $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 > 1\%$  e  $< 1.6\%$ .

Fisicamente, caracteriza-se por perda parcial de matéria, devido à lixiviação de minerais de alta solubilidade, com geração de vazios ou porosidade e conseqüente diminuição da densidade, mas com pouca ou nenhuma redução de volume. Constitui a zona de maior concentração de minerais residuais como apatita, nióbio e monazita.

### **Rocha alterada**

Posicionada abaixo do saprolito isalterítico, é caracterizada por  $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5 > 1.6$  e  $\text{MgO} > 5\%$ . Neste intervalo todas as estruturas da rocha original estão preservadas. As características físicas variam conforme a composição da rocha fonte: se esta for um flogopitito, varia do cinza ao verde claro, dependendo do grau de alteração, mas se for foscorito sua aparência é praticamente a mesma da rocha fresca. Carbonatitos estão frequentemente preservados. Como conseqüência, o grau de concentração residual é mínimo e os teores de apatita, terras raras e nióbio são bem menores do que no saprolito isalterítico. Neste caso, a economicidade da mineralização depende intrinsecamente do teor da rocha original.

### **OS DEPÓSITOS DE TERRAS RARAS, NIÓBIO E TITÂNIO DE CATALÃO 1**

Carbonatitos e rochas associadas contêm importantes depósitos de nióbio, fosfato, elementos terras raras, titânio, vermiculita, fluorita, bariata, vanádio, estrôncio, tório, urânio e cobre, entre outros. Abaixo são discutidos aspectos das jazidas de terras raras, titânio e nióbio em carbonatitos, com ênfase nos depósitos do Complexo de Catalão 1, por serem os exemplos brasileiros melhor estudados. A figura 10 mostra os domínios metalogenéticos no complexo.

#### **Depósito de Terras Raras**

Minerais de ETR ocorrem em complexos carbonatíticos como constituintes magmáticos, hidrotermais e intempéricos. Segundo Le Bas (1977), nos

carbonatitos as fases portadoras de ETR estão distribuídas pelo menos três estágios: o primeiro com apatita, pirocloro ou perovskita; o segundo com fluorita e bastnaesita; e o terceiro, já no domínio carbo-hidrotermal, em veios com fluorita, bastnaesita e quartzo. Em condições adequadas, depósitos econômicos de ETR podem ser formados nestes três estágios.

No complexo de Catalão 1, assim como em diversos outros (eg. Barra do Itapirapuã, Andrade & Luders 1999) o carbo-hidrotermalismo tem papel preponderante na geração da mineralização de ETR. Condicionantes magmáticos e, principalmente, intempéricos também contribuem de forma relevante.

Os ETR em Catalão 1 têm sido objeto de estudos desde a década de 1970 (Carvalho 1974b, Carvalho & Araújo 1974, Carvalho & Bressan 1981, Lapido Loureiro 1994, Imbernon *et al.* 1994, Pereira 1995, Neumann 1999, Toledo 1999, Tassinari 2001, Ribeiro *et al.* 2001, 2005b, Pereira *et al.* 2005, Ribeiro 2008)

Embora não tenha ainda sido explotada, a jazida de ETR de Catalão é a terceira maior do mundo associada a carbonatitos, com 78.9 Mt a 8.67 % de  $\text{ETR}_2\text{O}_3$ , equivalentes a 6.8 Mt de  $\text{ETR}_2\text{O}_3$  contido (valores tabulados para teor de corte de 5,5 % - Ribeiro *et al.*, 2005c), atrás apenas dos depósitos de Bayan Obo, na China, e de Mountain Pass, nos EUA (Orris & Grauch, 2002). Outros depósitos de ETR associados a carbonatitos brasileiros incluem Araxá e Tapira, na APIP, além de Barra do Itapirapuã, Mato Preto, Poços de Caldas, Morro dos Seis Lagos, e ocorrências não detalhadas em Mutum e Maicuru (Tabela 1).

A figura 11 mostra a localização dos depósitos de terras raras da Lagoa Seca Norte e do Córrego do Garimpo, na porção centro-leste do complexo de Catalão 1.

#### *O PAPEL DO MAGMATISMO*

Segundo Wyllie *et al.* (1996) os ETR encontram-se nas rochas do manto apenas como traços, abrigados em grande parte em minerais de titânio discretos e disseminados, que seriam facilmente dissolvidos em um magma carbonatítico primário, provocando enriquecimento dos ETR na fase líquida. Processos de diferenciação como imiscibilidade de líquidos poderiam promover o enriquecimento adicional do magma carbonatítico em ETR, dependen-

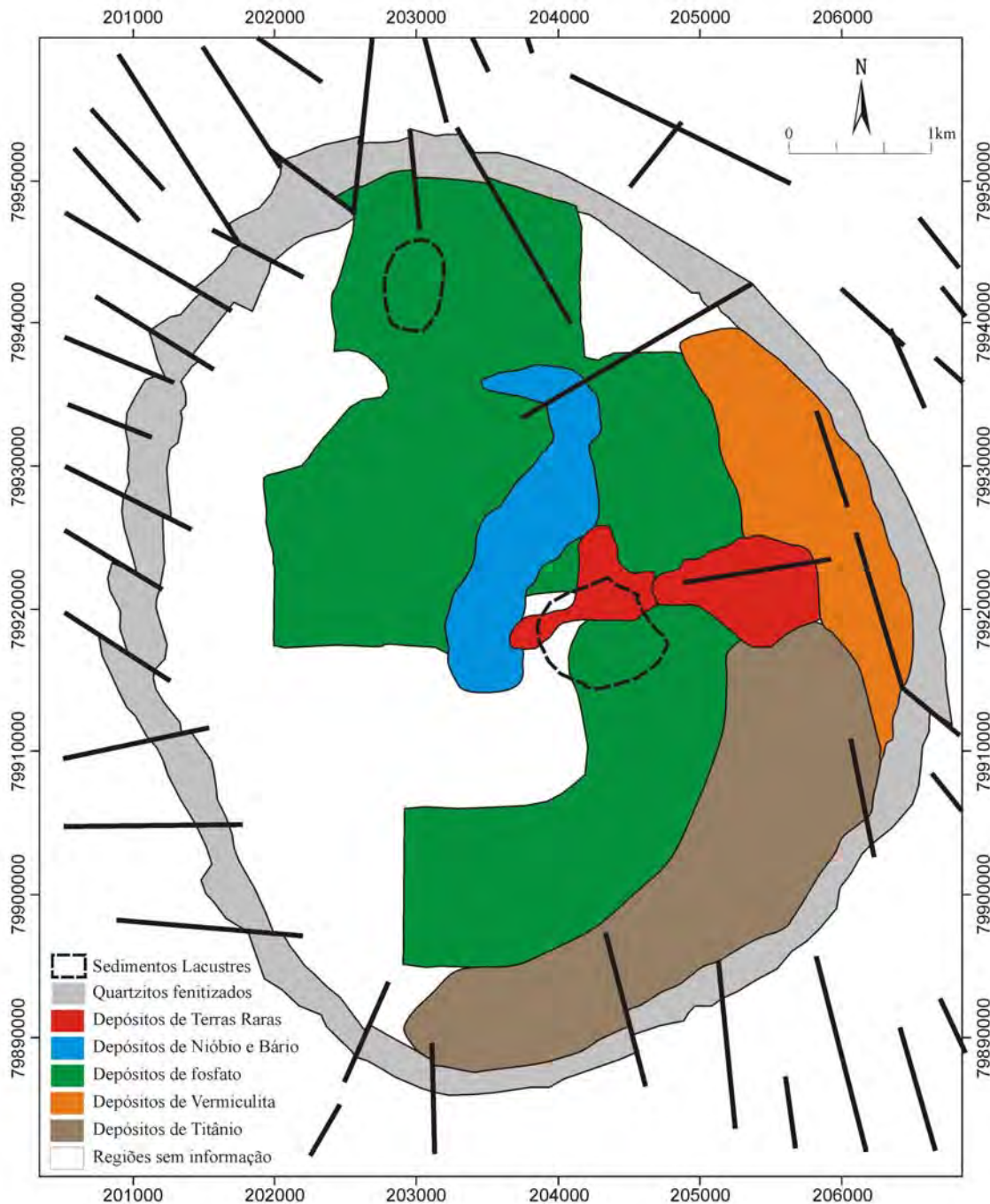


Figura 10 - Domínios metalogênicos no Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão I. Adaptado de Ribeiro (2008).

do das condições de pressão e temperatura (e.g. Hamilton *et al.* 1989). Entretanto, Wyllie *et al.* (1996) argumentam que mesmo o efeito combinado destes processos não seria suficiente para explicar as altas concentrações de ETR observadas nos carbonatitos mineralizados.

Wyllie *et al.* (1996) dividem os minerais hospedeiros de ETR em carbonatitos em três grupos: óxidos (pirocloro e perovskita), fosfatos (apatita

e monazita) e carbonatos (synchysita, bastnaesita, parisita e roentgenita). Com base em dados experimentais, sugerem que, se o magma carbonatítico for pobre em fósforo, a precipitação da apatita e monazita pode não ocorrer, o que levaria a uma concentração efetiva dos ETR no líquido residual, culminando com formação de carbonatito tardio rico em ETR. Assim, grandes complexos carbonatíticos ricos em ETR, tais como Mt. Pass, onde

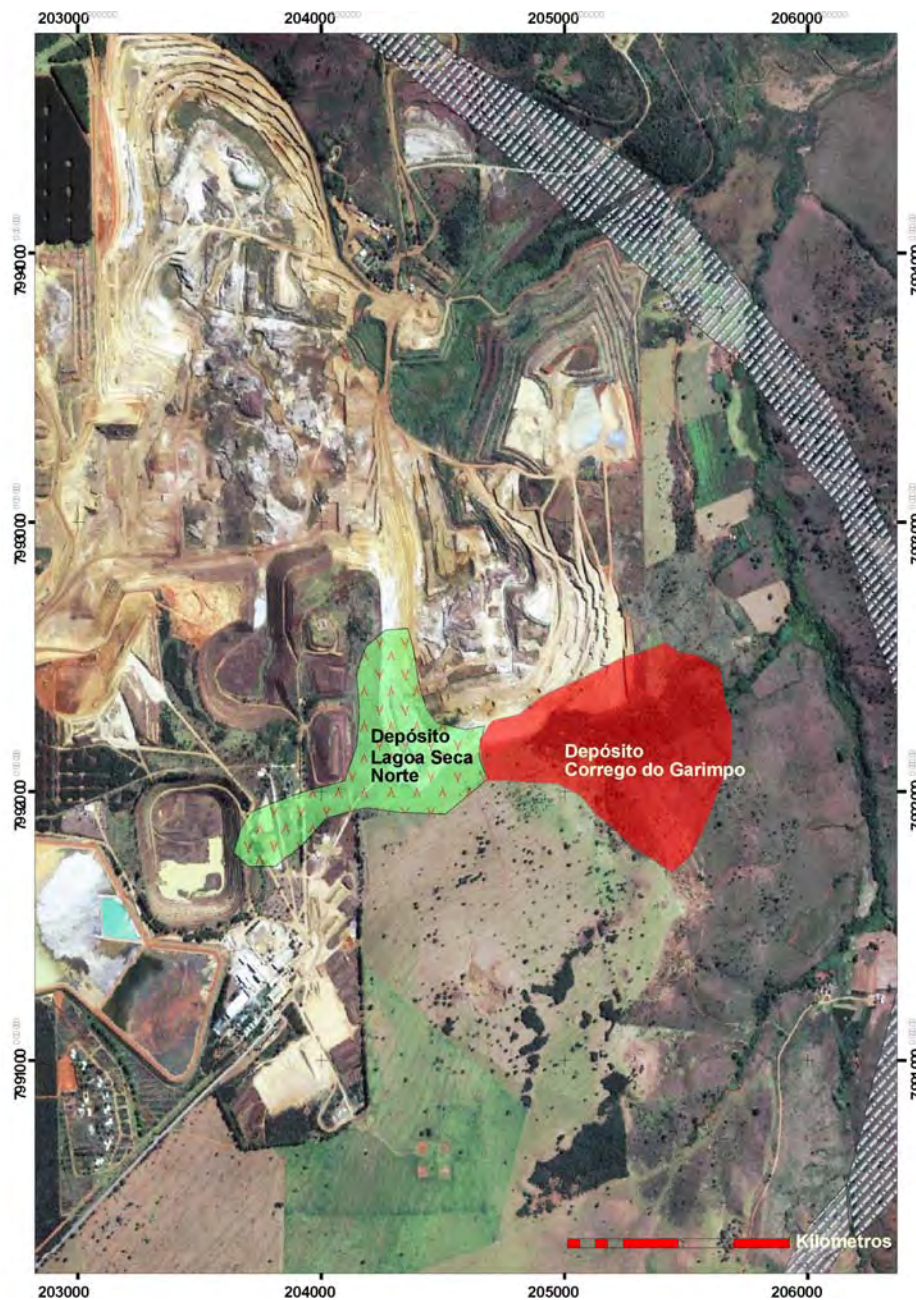


Figura 11 - Localização dos depósitos de ETR Lagoa Seca Norte (verde) e Córrego do Garimpo (vermelho), no Complexo Catalão I. Ribeiro (2008).

os minerais-minério são os fluorcarbonatos bast-naesita  $[(ETR)(CO_3)F]$  e parisita  $[(ETR)_2Ca(CO_3)_3F_2]$  poderiam ter derivado da cristalização fracionada de magmas carbonatíticos previamente enriquecidos em ETR e pobres em  $P_2O_5$ .

No caso de Catalão 1 Ribeiro (2008) ressalta que o teor de ETR em flogopititos, carbonatitos e foscoritos externos ao domínio da Lagoa Seca Norte e Córrego do Garimpo (Fig. 11) não ultrapassa 1%, o que reforça a idéia de que por um longo intervalo da evolução do complexo os ETR foram diluídos em várias espécies minerais. Isto é

consistente com as grandes quantidades de peovskita acumulada em bebedouritos e com a própria abundância de foscoritos que constituem o depósito de fosfato nesse complexo. Segundo Ribeiro (2008), embora não tenham sido produzidos depósitos de ETR neste estágio, as rochas ultramáficas de Catalão I, como cumulos de peovskita em bebedouritos, serviram de fonte para extração e remobilização de ETR durante o metassomatismo carbonatítico que transformou bebedouritos primários em flogopititos metassomáticos.

## O PAPEL DO METASSOMATISMO OU CARBO-HIDRO-TERMALISMO

Muitos depósitos de ETR em complexos alcalinos estão associados às fases finais de cristalização do magmatismo carbonatítico e aos sistemas carbo-hidrotermais que as acompanham ou sucedem. Os carbonatitos de Barra do Itapirapuã (Andrade & Luders 1999), na Província Alcalina Arco de Ponta Grossa, e Catalão 1 (Toledo et al. 2003, Ribeiro et al. 2005c, Ribeiro 2008), na APIP, são exemplos brasileiros típicos. Em alguns casos, como em Bayan Obo, o depósito de ETR é distal, sem associação geográfica óbvia com as rochas alcalinas parentais.

A diminuição da solubilidade, e consequente precipitação de ETR em sistemas hidrotermais é controlada por uma variedade de mecanismos, dentre os quais destacam-se:

- a) decréscimo de temperatura e pressão (Gieré 1996);
- b) aumento do pH (Ayres & Watson 1991);
- c) cristalização de minerais de ganga (Gieré 1996), como apatita, reduzindo a atividade de  $PO_4^{3-}$  no fluido hidrotermal e desestabilizando os complexos de ETR em solução, ou como sulfetos, ocasionando mudanças significativas no pH do fluido.

Estes controles podem ser reconhecidos nos depósitos de ETR do Córrego do Garimpo e da Lagoa Seca, em Catalão I (Ribeiro, 2008). No depósito do Córrego do Garimpo, a monazita presente em silcretos e carbonatitos magnésíticos está sempre associada com sulfetos de ferro, sugerindo que sua precipitação pode ter sido em parte controlada por variações no pH causadas pela precipitação dos sulfetos. Neumann (1994), Toledo (1999) e Ribeiro (2008) defendem uma origem hidrotermal para a monazita em silcitos do Córrego do Garimpo baseado nas estreitas relações entre pirrotita e monazita, presentes nestas rochas. Segundo esses autores, a monazita de origem carbo-hidrotermal frequentemente substitui a apatita em carbonatitos magnesianos frescos. Outras fases secundárias portadoras de ETR no Depósito Córrego do Garimpo compreendem apatita (ca. 1,4 %ETR), pirocloro (até 6 % ETR), zirconolita (5% de ETR), baddeleyita (até 1,5%), calziritita (0,08% ETR), e gorceixita (ocasionalmente até 1.6% ETR).

Ribeiro (2008) argumenta que o metassoma-

tismo carbonatítico que converteu a perovskita de cumulos bebedouríticos em anatásio (Pereira et al. 2005) em Catalão I foi responsável pela liberação dos ETR e sua incorporação no fluido carbo-hidrotermal. Esta transformação teria envolvido enormes quantidades de ETR, visto que o volume de flogopititos metassomáticos com anatásio é dezenas de vezes superior ao volume de foscoritos e carbonatitos no complexo.

A percolação do fluido carbo-hidrotermal rico em ETR através de rochas ricas em apatita (flogopititos, carbonatitos e foscoritos) teria causado o enriquecimento do fluido também em P. A reação deste fluido com carbonatitos encaixantes causou uma elevação do pH e precipitação de grandes volumes de monazita e apatita no depósito Córrego do Garimpo. Ribeiro (2008) mostrou ainda que a interação com o fluido carbo-hidrotermal transformou dolomita carbonatitos em magnesita carbonatitos, entremeados de bolsões com abundante monazita e pequenas quantidades de pirita-pirrotita.

Os efeitos da redução da pressão são ilustrados pelas feições do depósito de ETR da Lagoa Seca, em Catalão I (Fig. 12). Nesse local ocorrem abundantes veios e diques preenchidos por brechas resultantes de fraturamento hidráulico da encaixante foscorítica, bem como *pipes* de explosão (Ribeiro et al. 2001, 2005b), possivelmente formados por soluções em ebulição. Este processo, possivelmente auxiliado pelo aumento do pH do fluido carbo-hidrotermal durante reações com a rocha encaixante, culminou com a deposição de grandes quantidades de monazita. As rochas encaixantes do depósito Lagoa Seca são foscoritos originalmente ricos em apatita (Fig. 12, nível C1). O fluido carbo-hidrotermal provocou a precipitação de apatita em camadas horizontais (Fig. 12, nível C2a), em grandes espaços vazios gerados pela dissolução das encaixantes. Sobre as camadas de apatita depositaram-se camadas de monazita pura com até 2 m de espessura (Fig. 12, nível C2b). Estas feições indicam que o fluido carbo-hidrotermal, inicialmente saturado em P, ETR, CaO e  $CO_2$  somente precipitou monazita após consumir a maior parte do Ca na formação das camadas ricas em apatita.

## O PAPEL DO INTEMPERISMO

Ribeiro (2008) mostrou que nos dois depósitos de



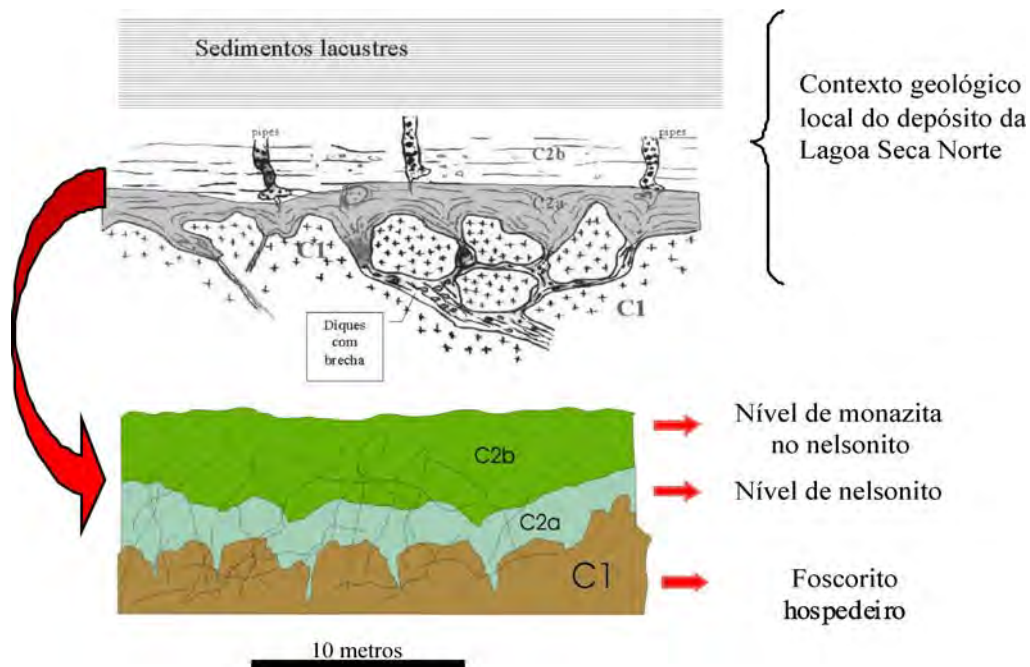


Figura 12 - Seção típica do depósito de monazita Lagoa Seca Norte, no Complexo Catalão I.

Catalão I o intemperismo teve o papel de concentração residual e supérgena dos ETR.

No Córrego do Garimpo, a mineralização carbo-hidrotermal de ETR compreende diques e veios ricos em monazita alojados em flogopititos e carbonatitos. A ação do intemperismo no domínio dos flogopititos produziu saprolito aloterítico e isalterítico enriquecido em monazita e fosfatos secundários da família da crandalita (gorceixita). Ribeiro (2008) ressalta que a monazita formada no evento carbohidrotermal, permanece inalterada do ponto de vista químico durante o intemperismo, mas pode apresentar grande concentração residual, elevando os teores de ETR para acima de 10%. Os magnesita carbonatitos carbo-hidrotermais mineralizados em ETR foram transformados em silxitos (silcretos) por intemperismo mas, neste caso, a concentração residual da monazita foi menor ou quase ausente.

O depósito da Lagoa Seca Norte, com teores de até 30-35 % de ETR, está localizado no interior do horizonte de rocha alterada e tem geometria horizontal, com finos diques alimentadores verticais. A mineralização primária originou-se por alteração carbo-hidrotermal de foscoritos, e já possuía alto teor de ETR e baixa concentração de carbontos. Nesse caso, a contribuição do intemperismo para o aumento de teor do depósito foi pequena.

### Depósito de titânio

Ribeiro (2008) mostrou que os bebedouritos das partes leste e sul de Catalão I são enriquecidos em anatásio, derivado da alteração carbo-hidrotermal da perovskita. A porção intemperizada dessas rochas, no intervalo entre 0 e 60 m, constituiu o depósito de anatásio do complexo Catalão I. Neste complexo o anatásio persiste como o principal mineral de titânio mesmo em rocha fresca, até ca. 350 m de profundidade (Ribeiro, 2008), com raros restos preservados de perovskita. Entretanto, nos complexos carbonatíticos de Tapira, Salitre e Serra Negra, Minas Gerais, a perovskita é o mineral dominante na rocha sã (Brod 1999, Barbosa 2009, Grasso 2010) e sua transformação para anatásio ocorre apenas no manto de intemperismo, onde a concentração residual do anatásio supérgeno forma depósitos com potencial econômico.

### O PAPEL DO MAGMATISMO

As rochas ígneas mais ricas em titânio em complexos carbonatíticos são geralmente cumulados produzidos por cristalização fracionada de magmas silicáticos alcalinos. Em complexos sódicos estas rochas pertencem à série ijolítica e, em complexos potássicos como os da APIP, à série bebe-

dourítica (Brod *et al.* 2004). Em geral as rochas ígneas constituem apenas protominério de titânio, sendo necessária concentração adicional para o aumento do teor e formação de depósitos econômicos. Em Tapira, Salitre e Serra Negra, esta concentração ocorre por conversão da perovskita dos bebedouritos em anatásio supergênico, e concentração residual do anatásio no perfil de alteração.

As jazidas no manto de intemperismo tendem a ser controladas geograficamente pela presença dos cumulos ricos em perovskita no substrato e, como tal, ocorrem preferencialmente nas porções mais externas dos complexos. Em Catalão I a mineralização de Ti no perfil de intemperismo está geograficamente associada a piroxenitos e flogopititos metassomáticos (Ribeiro 2008), com mostra a Fig. 13.

#### O PAPEL DO METASSOMATISMO OU CARBO-HIDRO-TERMALISMO

Segundo Mitchell (2002), apesar dos minerais do grupo da perovskita serem estáveis em muitos

tipos de magma, eles são susceptíveis a alteração e substituição durante os últimos estágios da cristalização por processos *subsolidus*. A alteração da perovskita pode ocorrer por reequilíbrio *subsolidus*, por alteração metassomática e por intemperismo, produzindo outros minerais de titânio, como titanita, polimorfos de  $TiO_2$  (rutilo, anatásio, brookita), ilmenita e  $(Nb,Ti,Fe,Ta)_2O_5$ .

A alteração da perovskita para polimorfos metaestáveis de  $TiO_2$  (anatásio e brookita), ao invés de rutilo, ainda é pouco estudada. O anatásio parece ser o polimorfo mais estável em rochas alcalinas, e a sua formação poderia ocorrer por dissolução incongruente da perovskita. Mitchell (2002) mostrou que a substituição pseudomórfica da perovskita pode ocorrer: (a) nos últimos estágios da cristalização do magma (alteração deutérica); (b) por reações *subsolidus* com fluidos carbo-hidrotermais a altas ou baixas temperaturas; e (c) por substituição química a baixa temperatura, durante o intemperismo.

Segundo Pereira *et al.* (2005) e Ribeiro (2008), em Catalão I, fluidos carbo-hidrotermais deriva-

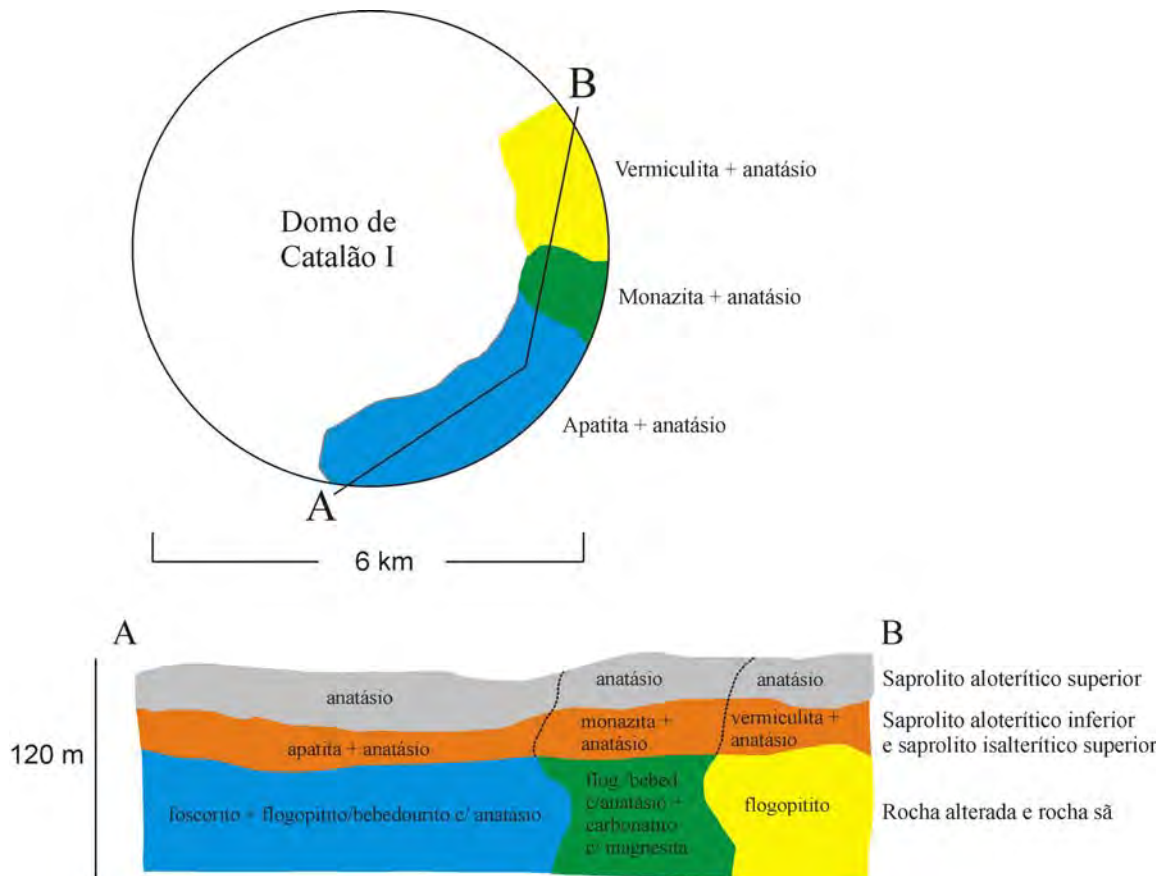


Figura 13 - Geometria da mineralização primária e residual de titânio no Complexo alcalino-carbonatítico de Catalão I (Ribeiro 2008)

dos de magmas carbonatíticos e responsáveis pela transformação de bebedouritos em flogopititos metassomáticos, causaram a conversão de perovskita em anatásio. Esta transformação resultou na lixiviação de Ca, Nb, ETR e Na e promoveu uma concentração relativa de Ti, Si, Mg, Zr, Nb e Fe (Pereira *et al.* 2005), mas não foi suficiente para gerar concentrações econômicas de Titânio. Em Tapira, Salitre e Serra Negra, embora também ocorram flogopititos metassomáticos a intensidade deste processo é menor, e a substituição de perovskita por anatásio durante o estágio hidrotermal é uma feição muito rara (e.g. Barbosa 2009).

#### O PAPEL DO INTEMPERISMO

Alteração de baixa temperatura da perovskita para anatásio em solos lateríticos foi descrita por Mariano (1989). Durante o processo de lixiviação a maioria do Ca é removida em solução. ETR presentes em pequenas quantidades na perovskita também são lixiviados, mas depositam-se imediatamente como cerianita, monazita e minerais do grupo da crandalita. Estes processos resultam na formação de volumosos depósitos residuais de Ti na APIP (eg. Tapira, Salitre, Serra Negra, Catalão I).

Em Catalão I, o papel do intemperismo foi concentrar residualmente o anatásio presente desde a rocha sã, enquanto em Tapira, Salitre e Serra Negra foi inicialmente transformar a perovskita em anatásio e posteriormente concentrar o anatásio nos níveis mais altos do perfil de intemperismo (saprolito aloterítico). A lixiviação de Ca e Mg do clinopiroxênio e dos carbonatos, e a eliminação do Mg e K da flogopita e vermiculita resultam em significativa redução de volume, com conseqüente concentração do Ti como anatásio, e do Fe, Al, Si e P como argilas e fosfatos secundários em lateritas e silcretos que compõem o saprolito aloterítico.

A intensidade da alteração da perovskita depende fortemente do pH, da fugacidade do dióxido de carbono e da temperatura (Banfield & Velten 1992, Nesbitt *et al.* 1981), mas o efeito destes fatores ainda não foi quantificado em estudos experimentais detalhados.

#### Depósitos de Nióbio

O Brasil possui as maiores reservas de nióbio do mundo com uma participação de 88,0%, seguido do Canadá com 9,0%, e é o líder mundial na

produção desta commodity, com 94,5%, seguido pelo Canadá com participação de 5,1%. Em termos de reservas brasileiras Minas Gerais detém cerca de 96 % (Araxá), Amazonas 3% (Seis Lagos) e Goiás 1,0% (Catalão I e II), sendo que em termos de produção interna, Minas Gerais responde por 78,3% e Goiás por 21,6% restantes (DNPM-GO).

As rochas alcalinas e alcalino-carbonatíticas constituem os maiores reservatórios de Nb do mundo. Tanto em Araxá quanto em Catalão o pirocloro ocorre como mineral primário em nelsonitos, foscoritos e carbonatitos, mas até o momento foram lavrados apenas os depósitos supergênicos e residuais do manto de intemperismo. Em Catalão I (Cordeiro 2009) a mineralização primária é tipicamente um *stockwork* de veios de espessura centimétrica a decimétrica de pirocloro-nelsonito intrudidos em flogopititos, foscoritos e carbonatitos. Os veios individuais têm orientação muito variável, mas o conjunto mineralizado forma um corpo vertical de geometria aproximadamente cilíndrica. Em Catalão II (Palmieri 2011) o *stockwork* de veios de pirocloro-nelsonito está alojado nas encaixantes precambrianas fenitizadas, indicando que este tipo de depósito pode ocorrer tanto interna quanto externamente ao complexo intrusivo.

#### O PAPEL DO MAGMATISMO

Os principais controles magmáticos dos depósitos de Nb em complexos carbonatíticos são cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos. Estudos experimentais mostram que, durante a separação de líquidos silicático e carbonatítico imiscíveis, o Nb tem preferência pela componente silicática (e.g. Hamilton *et al.* 1989, Ivanikov *et al.* 1998). Entretanto é justamente a componente carbonatítica que detém os mais importantes recursos de Nb conhecidos mundialmente. A razão para isso é que nas rochas silicáticas o Nb é incorporado em pequenas quantidades (até pouco mais de 1% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) em minerais de titânio, como perovskita, e fica diluído nas pilhas de cumulos ultramáficos. No conjugado carbonatítico, por outro lado, o principal mineral de nióbio a cristalizar é o pirocloro, cujos teores são da ordem de 57% de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Havendo as condições necessárias para a concentração deste mineral, por exemplo por cristalização fracionada, poderão formar-se depósi-

tos magmáticos econômicos de nióbio nestas rochas. Outros minerais contendo Nb podem ocorrer em proporções pouco significativas em carbonatitos, como ferrocolumbita, fersmita, niocalita e wohlerita (Heinrich 1966, Sorensen 1974, Kapustin 1980). Por outro lado, um segundo evento de imiscibilidade de líquidos, envolvendo um componente carbonático e um líquido rico em óxido e fosfato (foscorito) pode levar a grandes concentrações de nióbio no segundo, e gerar depósitos importantes em foscoritos e nelsonitos associados a complexos carbonatíticos.

A gênese do pirocloro em nelsonitos e carbonatitos frescos dos complexos de Catalão 1 e 2 está intimamente relacionada com processos magmáticos. Ribeiro (2008) apresentou um modelo de evolução magmática para Catalão 1 onde rochas da série foscorítica ricas em magnetita (nelsonitos) são as responsáveis pela mineralização primária de Nb. Cordeiro *et al.* (2010) determinaram, com base em estudos isotópicos, estruturas intrusivas, química mineral e variações modais, que um magma parental com composição de olivina-foscorito (P1), diferenciou-se em três estágios segundo o esquema da Fig. 14.

Palmieri (2011) mostrou que nelsonitos ricos em pirocloro podem tanto cristalizar diretamente a partir de um magma fosfático, quanto formar-se como incrustações em fraturas, depositadas a partir de um fluxo contínuo de magma carbonatítico, propondo denominar estes últimos de pseudo-nelsonitos.

Assim, o controle metalogenético primário da mineralização de nióbio tanto em Catalão I quanto em Catalão II e, possivelmente, em Araxá está diretamente relacionado a magmas foscoríticos e carbonatíticos. Em outros complexos da APIP, como Tapira, Salitre e Serra Negra, são raras as ocorrências de nelsonitos semelhantes aos descritos

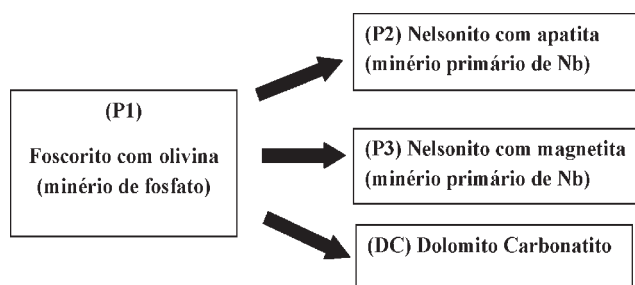


Figura 14 - Esquema de evolução de rochas da série foscorítica em Catalão I (Cordeiro 2009).

em Catalão I e II. Naqueles complexos, pirocloro ocorre de maneira disseminada em carbonatitos (Brod 1999, Barbosa 2009, Grasso 2010), e provavelmente está muito diluído para caracterizar mineralização primária. Entretanto, ainda assim é possível a ocorrência de jazidas de pirocloro residual no manto de intemperismo.

O pirocloro primário de Catalão I apresenta zonação complexa, onde o teor de Sr, Ba e Na+Ca pode ser muito variável, embora predomine o pirocloro rico em Na+Ca (Cordeiro *et al.* 2011).

#### O PAPEL DO INTEMPERISMO

Nos complexos da APIP, o Ca-Na-pirocloro da mineralização primária é convertido em Ba-pirocloro durante o intemperismo, com mudanças pouco significativas no teor de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. O Ba-pirocloro neoformado é um resistato e fica concentrado residualmente no solo, à medida em que minerais solúveis como carbonatos e sulfetos contidos em foscoritos, nelsonitos e, principalmente, em carbonatitos são eliminados do sistema.

Fava (2001) descreve quatro horizontes no perfil de intemperismo na mina de Nb da Anglo American, no Complexo Carbonatítico Catalão I: (a) cobertura laterítica; (b) horizonte saprolítico; (c) horizonte de rocha alterada; (d) horizonte de rocha fresca, equivalentes àqueles de Oliveira & Imbernon (1998). Na cobertura laterítica (saprolito aloterítico) ocorrem teores elevados de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, mas grande parte produto da destruição do pirocloro, onde o nióbio é complexado com diversos hidróxidos de ferro, o que não permite seu aproveitamento econômico no estágio atual. No saprolito isalterítico subjacente, que constitui efetivamente o depósito supergênico residual, o principal mineral de nióbio é Ba-pirocloro.

Segundo Cordeiro *et al.* (2011), Na-Ca pirocloro e Ba-pirocloro são predominantes, respectivamente, na mineralização primária e na mineralização residual, mas não exclusivos desses domínios. A presença de Ba-pirocloro na mineralização primária é interpretada como resultado de transformações carbo-hidrotermais, enquanto o Na-Ca pirocloro do manto de intemperismo provavelmente representa grãos parcialmente preservados da alteração intempérica.

O complexo de Araxá contém a maior reserva conhecida de nióbio do mundo incluindo 462 Mt @ 2,48% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> como minério residual e 940 Mt @

1,6 % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> em rocha fresca (Issa Filho *et al.* 1984, Hirano *et al.* 1990, Silva 1986). Em Araxá, o intemperismo que transformou o pirocloro magmático em Ba-pirocloro foi muito eficiente na concentração residual deste mineral, produzindo um minério com teor substancialmente mais alto do que o de outras minas em operação atual ou no passado (Cordeiro 2009), como Catalão 2 (1.67% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), St Honoré (0.56% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), Catalão 1 (1.08% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), Oka (0.53% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), Lueshe (1.34% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) e Sukulu (0.25% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Além do Ba-pirocloro, a paragênese no manto de intemperismo em Araxá inclui limonita, goethita, barita, magnetita, gorceixita, monazita, ilmenita e quartzo, entre outros (Issa Filho *et al.* 1984).

Reservas consideráveis de pirocloro residual são descritas nos complexos de Tapira (113 Mt @ 0,9% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> + 53 Mt @ 0,36% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Melo, 1997) e Salitre (196 Mt @ 0.48 % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Biondi 2005). Estudos petrológicos detalhados em rocha fresca nos complexos de Tapira (Brod 1999) e Serra Negra (Grasso 2010) não detectaram nelsonitos semelhantes aos que hospedam as mineralizações primárias de nióbio de Catalão 1 e 2. Em Salitre (Barbosa 2009) este tipo petrográfico foi identificado em raros casos. Nesses três complexos o pirocloro ocorre disseminado em carbonatitos, o que não conduz à formação de depósitos econômicos no estágio magmático. Entretanto, essa situação favorece em muito o processo de concentração residual do pirocloro durante o intemperismo, uma vez que há uma grande redução de massa e volume no carbonatito hospedeiro, por alteração dos carbonatos e lixiviação de seus constituintes solúveis.

## **DISCUSSÃO E CONCLUSÕES**

No universo das rochas alcalinas parece claro que aquelas em complexo carbonatítico oferecem melhores condições de geração de jazidas multi-commodities de fosfato, terras raras, nióbio, titânio, barita e vermiculita. No caso de ETR, Titânio e Nióbio os complexos alcalino-carbonatíticos derivados de magmas ultramáficos ultrapotássicos são os que oferecem maior potencial para formação de jazidas de grande porte.

A formação de depósitos de ETR, Ti e Nb é frequentemente controlada por processos magmáticos, metassomáticos (carbo-hidrotermais) e intempéricos. Nos complexos da APIP, os três tipos de

processo convergiram para a formação de depósitos minerais de grande porte. As relações entre estes controles são ilustradas abaixo, tomando como base o complexo de Catalão I (Fig. 15).

Em Catalão I, um magma parental ultramáfico e ultrapotássico rico em CO<sub>2</sub> (flogopita picrito), após uma fase inicial de cristalização fracionada, tornou-se saturado em CO<sub>2</sub> e separou-se em um dois líquidos imiscíveis, um silicático e um carbonatítico (Ribeiro *et al.* 2005a).

A cristalização fracionada do conjugado silicático (Fig. 15) produziu cumulados duniticos e bebedouríticos ricos em perovskita e, posteriormente, em apatita, resultando em mineralização primária e/ou proto-minérios de titânio e fosfato. No caso de Catalão I, a perovskita foi transformada em anatásio ainda durante os últimos estágios de evolução magmática do complexo, por um evento carbo-hidrotermal que também provocou a conversão generalizada de bebedouritos e dunitos em flogopititos metassomáticos. Em outros complexos da APIP embora existam evidências de formação de anatásio durante eventos metassomáticos (e.g. Salitre, Barbosa, 2009), este fenômeno parece ter sido localizado. Mesmo a intensa transformação de perovskita em anatásio por metasomatismo em Catalão I não resulta em aumento significativo dos teores de Ti na rocha fresca. Posteriormente, processos intempéricos promoveram a concentração residual do anatásio, produzindo o depósito de Ti de Catalão I. Depósitos de Ti em outros complexos da APIP, como Tapira e Salitre também são produto de concentração residual durante o intemperismo, mas nesses casos o anatásio é predominantemente de origem supergênica, e não metassomática. Os diferenciados finais da série bebedourítica em Catalão I são cumulados mais ricos em apatita e calciocarbonatitos. Ambos litotipos podem gerar concentrações residuais de apatita durante o intemperismo, e contribuir de maneira marginal para a formação dos depósitos de fosfato do complexo.

O conjugado carbonatítico gerado no primeiro evento de imiscibilidade de líquidos foi submetido a um segundo evento de imiscibilidade, produzindo um líquido foscorítico e um líquido carbonatítico rico em magnésio. O líquido foscorítico cristalizou os foscoritos ricos em olivina que constituem o principal responsável pela mineralização primária de fosfato em Catalão I (Grasso *et al.*, 2006, Palmieri *et al.*, 2006, Ribeiro, 2008). O líquido carbo-

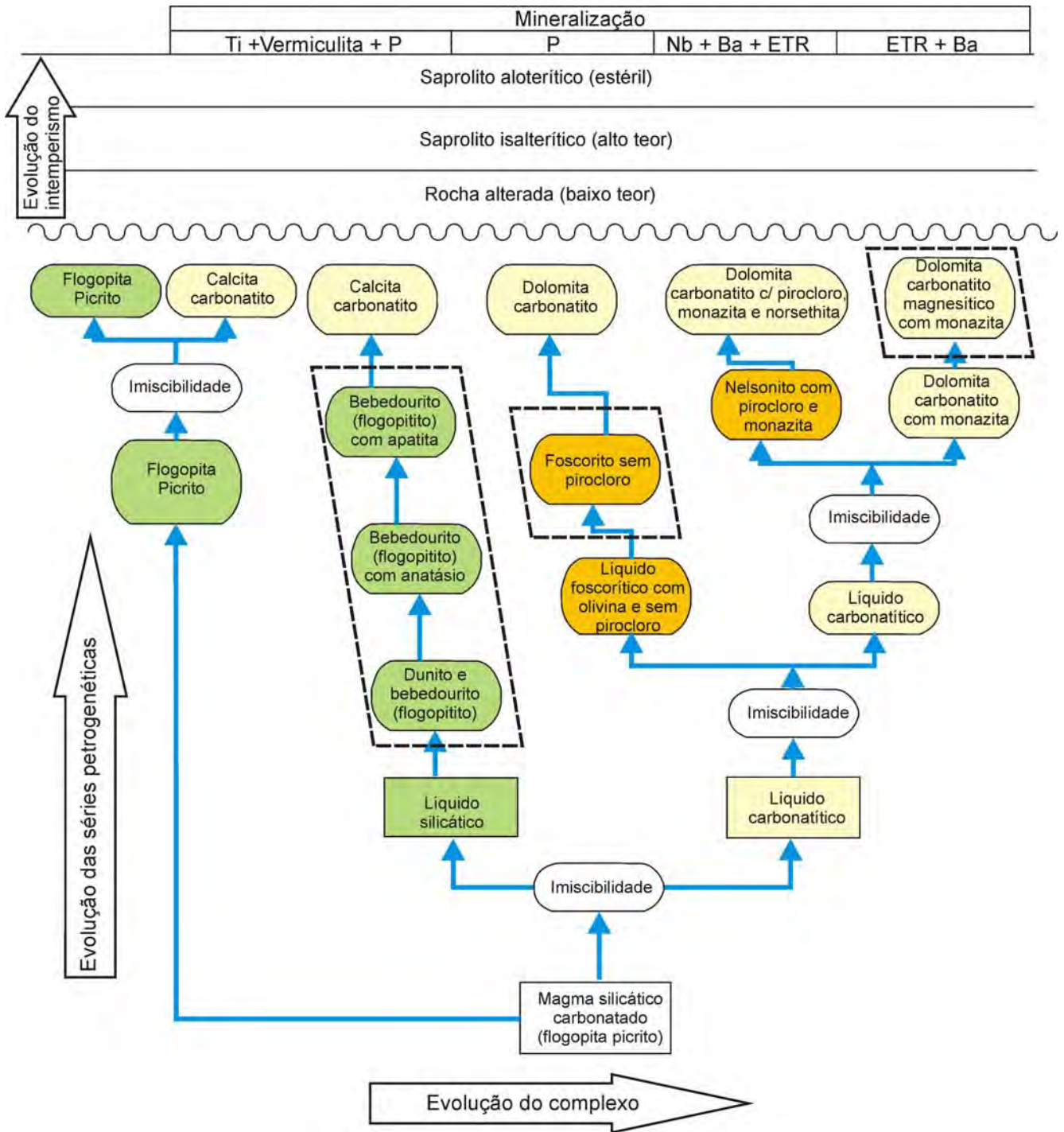


Figura 15 - Esquema de evolução do Complexo de Catalão I, suas séries petrogenéticas e mineralizações. Os símbolos coloridos representam as séries bebedourítica (verde), foscorítica (laranja) e carbonatítica. Linhas tracejadas ressaltam as rochas mais intensamente afetadas por alteração carbo-hidrotermal. Modificado de Ribeiro (2008).

natítico evoluiu por meio de um novo evento de imiscibilidade, produzindo um líquido fosfático responsável pela formação dos nelsonitos ricos em pirocloro, que constituem a mineralização primária de nióbio, e um magma carbonatítico rico em magnésio, ferro e terras raras, que resultou em

parte da mineralização primária de ETR.

Elementos de alto potencial iônico (HFSE), como Ti, Zr, Hf, Nb e Ta, são bastante sensíveis aos processos de imiscibilidade de líquidos. Em sistemas de imiscibilidade silicato-carbonatito, estes elementos mostram preferência pelo magma silicáti-

co, o que explica a extensa cristalização de perovskita nos bebedouritos. Entretanto, os demais HFSE não formam minerais próprios em quantidades apreciáveis em magmas ultramáficos, tendendo a ocorrer em minerais acessórios e/ou ser incorporados em pequenas quantidades como solução sólida em perovskita e outros minerais de Ti. O conjugado carbonatítico, entretanto, é muito pobre em Ti e não cristaliza minerais precoces que possam sequestrar outros HFSE, como o Nb, em solução sólida. Neste caso o Nb permanece no magma e é progressivamente enriquecido com a diferenciação do carbonatito. Se ocorrer imiscibilidade entre líquidos carbonatítico e fosfático subsequente (Fig. 15), o Nb será concentrado no líquido fosfático. Este processo foi responsável pela geração dos nelsonitos ricos em pirocloro que constituem a mineralização primária de Nb de Catalão I. O intemperismo dessas rochas transformou o Ca-pirocloro original em Ba-pirocloro e concentrou este mineral de maneira residual, contribuindo para o aumento do teor do depósito.

No caso do depósito de ETR de Catalão I, processos magmáticos e carbo-hidrotermais concorreram para a formação da mineralização primária. No estágio magmático, os sucessivos eventos de imiscibilidade de líquidos atuaram no sentido de concentrar as terras raras nos conjugados carbonatíticos. A evolução destes por cristalização fracionada encarregou-se de enriquecer substancialmente as fases residuais nestes elementos, o que, por si só, pode acarretar na formação de jazidas primárias de ETR.

Em Catalão I, outro processo contribuiu decisivamente para a formação do depósito de ETR. A diferenciação, por cristalização fracionada, do conjugado silicático do primeiro evento de imiscibilidade (Fig. 15) resultou na acumulação de grandes quantidades de perovskita em bebedouritos, consequentemente sequestrando parte dos ETR presentes no magma silicático. Esses cumulados de perovskita não configuram, por si só, uma jazida de terras raras, tendo em vista a proporção relativamente pequena da molécula de loparita  $[(\text{ETR}, \text{Na})_2\text{Ti}_2\text{O}_6]$  presente em solução sólida nas perovskitas dos complexos carbonatíticos da APIP (e.g. Brod, 1999, Barbosa, 2009). Entretanto, a transformação carbo-hidrotermal da perovskita em anatásio, associada ao magmatismo carbonatítico tardio no complexo, liberou grandes quantidades de ETR para o fluido carbo-hidrotermal. No

momento oportuno, por queda de pressão e/ou mudanças de pH, ocorreu a deposição de apatita e depois monazita carbo-hidrotermais, formando depósitos de ETR ou contribuindo para o aumento do teor de mineralizações pre-existentes.

Finalmente, o intemperismo resultou na concentração residual da monazita, elevando os teores de ETR para valores econômicos e formando um dos principais depósitos mundiais de ETR em carbonatitos.

Em resumo, os controles metalogenéticos extraídos do estudo dos depósitos de Terras Raras, Titânio e Nióbio estão fortemente relacionados a processos magmáticos, carbo-hidrotermais e intempéricos, cada um com um papel relevante para a concentração dos respectivos minerais de minério (monazita, anatásio e pirocloro). Os processos de diferenciação magmática, como cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos, às vezes atuando de maneira recorrente, foram fundamentais para a formação das mineralizações primárias de Nb em nelsonitos e de Ti em perovskita-bebedouritos. A associação entre processos magmáticos e carbo-hidrotermais foi responsável pelas concentrações primárias de ETR em monazita, na jazida de Catalão I. Em todos os casos, o intemperismo atuou como um importante fator de concentração residual dos minerais relevantes, como pirocloro, anatásio e monazita.

## REFERÊNCIAS

- Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Takazawa E., McDonald J.A., Vavilov M.A., Watanabe T., Sobolev N.V., 2008. Primary melting sequence of a deep (> 250 km) lithospheric mantle as recorded in the geochemistry of kimberlite-carbonatite assemblages, Snap Lake dyke system, Canada. *Chem. Geol.*, 255:317-328.
- Almeida F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, 13:139-158.
- Almeida F.F.M. 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:325-349.
- Andrade F.R.D. & Luders V. 1999. The hydrothermal system of REE-mineralization in the Barra do Itaipuapua carbonatite, southern Brazil: An isotopic and fluid inclusion study. *Chinese Sci. Bull.*, 44(suppl. 2):247-248.
- Araújo D.P., 1996. *Metassomatismo no complexo carbonatítico Catalão-I: implicações para a composição do magma carbonatítico e para o metassomatismo carbonatítico no manto superior*. IG/UnB, 415 p.
- Ayres J.C. & Watson E.B., 1991. Solubility of apatite, monazite, zircon and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry. *Phil. Trans. Royal Soc. London A*, 335:365-375.
- Banfield J.F. & Veblen D.R. 1992. Conversion of Pero-

- vsquite to Anatase and  $\text{TiO}_2$  (B) - a TEM Study and the Use of Fundamental Building-Blocks for Understanding Relationships among the  $\text{TiO}_2$  Minerals. *Am. Mineral.*, **77**:545-557.
- Barbosa E.S.R., 2009. *Mineralogia e Petrologia do Complexo Carbonatítico-Foscorítico de Salitre, MG*. IG/UnB, 434p.
- Bell K. 1989. *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, 618 p.
- Berbert C.O. 1984. Carbonatites and associated Mineral Deposits in Brazil. *Geol. Surv. Japan Report*, **263**: 269-290.
- Beurlen H. & Cassedanne J.P. 1981. The Brazilian mineral resources. *Earth-Sci. Rev.*, **17**:177-206.
- Biondi J.C. 2005. Brazilian mineral deposits associated with alkaline and alkaline-carbonatite complexes. In: P. Comin-Chiaramonti & C.B. Gomes (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP/FAPESP, São Paulo, 707-750.
- Bizzi L.A. & Araújo A.L.N. 2005. Dynamics of mantle-derived magmatism in the Southwestern São Francisco Craton, Brazil. In: P. Comin-Chiaramonti & C.B. Gomes (Eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP/FAPESP, São Paulo, 341-365.
- Brod J.A. 1999. *Petrology and geochemistry of the Tapira alkaline complex, Minas Gerais State, Brazil*. PhD Thesis, University of Durham, Durham, UK, 486 p.
- Brod J.A., Barbosa E.S.R., Junqueira-Brod T.C., Gaspar J.C., Diniz-Pinto H.S., Sgarbi P.B.A., Petrinovic I.A., 2005a. The Late-Cretaceous Goiás Alkaline Province (GAP), Central Brazil. In: P. Comin-Chiaramonti & C.B. Gomes (Eds.) *Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP/FAPESP, São Paulo, 261-316.
- Brod J.A., Gaspar J.C., Diniz-Pinto H.S., Junqueira-Brod T.C. 2005b. Spinel chemistry and petrogenetic processes in the Tapira alkaline-carbonatite complex, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **35**:23-32.
- Brod J.A., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C., Seer H.J., Moraes L.C., Boaventura G.R., 2000. The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba igneous province, southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:408-412.
- Brod J.A., Ribeiro C.C., Gaspar J.C., Junqueira-Brod T.C., Barbosa E.S.R., Riffel B.F., Silva J.F., Chaban N., Ferrari A.J.D. 2004. Excursão 1. Geologia e mineralizações dos complexos alcalino-carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. In: SBG, Congr. Bras. Geol. 42, Araxá, MG, 1-29.
- Bulakh A.G., Ivanikov V.V., Orlova M.P., 2004. Overview of carbonatite-phoscorite complexes of the Kola Alkaline Province in the context of a Scandinavian North Atlantic Alkaline Province. In: F. Wall & A. Zaitsev (Eds.) *Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola Alkaline Province*. Mineral. Soc. Great Britain and Ireland, London, 1-43.
- Carvalho W.T. 1974a. Aspectos geológicos e petrográficos do complexo ultramáfico-alcalino de Catalão I, GO. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 107-123.
- Carvalho W.T. 1974b. Recursos Minerais do Complexo Ultramáfico-Alcalino de Catalão I, GO. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 165-184.
- Carvalho W.T. & Araújo P.L. 1974. Perspectivas de aproveitamento econômico dos depósitos minerais associados ao Complexo Ultramáfico-Alcalino de Catalão I, GO. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 28, 131-141.
- Carvalho W.T. & Bressan S.R. 1981. Depósitos minerais associados ao Complexo ultramáfico-alcalino de Catalão I - Goiás. In: W.H. Schmaltz (Ed.), *Os principais depósitos minerais da Região Centro Oeste*. DNPM, Brasília, 139-183.
- Chernoff C.B. & Orris G.J. 2002. *Data Set of World Phosphate Mines, Deposits, and Occurrences—Part A. Geologic Data*. USGS. 352p.
- Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. 1996. *Alkaline magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with coeval magmatism in Brazil*. Edusp/Fapesp, São Paulo, 458 p.
- Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. 2005. *Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp, São Paulo. 751p.
- Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B., Cundari A., Castorina F., Censi P. 2007. A review of carbonatitic magmatism in the Paraná-Angola-Namibia (PAN) system. *Periodico di Mineralogia*, **76**:25-78.
- Cordeiro P.F.O. 2009. Petrologia e Metalogenia do depósito primário de nióbio do Complexo Carbonatítico-Foscorítico de Catalão I, GO. IG/UnB, 202p.
- Cordeiro P.F.O., Brod J.A., Dantas E.L., Barbosa E.S.R. 2010. Mineral chemistry, isotope geochemistry and petrogenesis of niobium-rich rocks from the Catalão I carbonatite-phoscorite complex, Central Brazil. *Lithos*, **118**:223-237.
- Cordeiro P.F.O., Brod J.A., Palmieri M., Oliveira C.G., Barbosa E.S.R., Santos R.V., Gaspar J.C., Assis L.C. 2011. The Catalão I niobium deposit, central Brazil: resources, geology and pyrochlore chemistry. *Ore Geol. Rev.*, **41**:112-121.
- Costanzo A., Moore K.R., Wall F., Feely M. 2006. Fluid inclusions in apatite from Jacupiranga calcite carbonatites: evidence for a fluid-stratified carbonatite magma chamber. *Lithos*, **91**:208-228.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus Filho C. 2003. Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogênicas. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. 365-448.
- Eriksson S.C. 1989. Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility. In: K. Bell (Ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 221-254.
- Ernesto M. 2005. Paleomagnetism of the post-Paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform: questioning the mantle plume model. In: P. Comin-Chiaramonti & C.B. Gomes (Eds.) *Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP/FAPESP, São Paulo, 689-705.
- Fava N. 2001. *O manto de intemperismo e a química do pirocloro de Catalão I: um estudo preliminar*. IG/UnB, 124p.
- Furtado S.M.A., Gomes C.B., Scheibe L.F., 1986. Ocorrência de foscoritos no maciço alcalino de Anitápolis, SC. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1604-1614.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P., Leonardos O.H. 1995a. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**:149-165.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G. 1995b. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume - Evidence from Large-Volume, Mafic, Potassic Magmatism in Se Brazil. *J. Petrol.*, **36**:189-229.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Weska R.K., Dickin A.P., Leonardos O.H., 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contr. Mineral. Petrol.*, **126**:303-314.
- Gieré R. 1996. Formation of rare-earth minerals in



- hydrothermal systems. In: A.P. Jones, F. Wall, C.T. Williams (Eds.) *Rare-earth minerals: Chemistry, origin and ore deposits*. Chapman & Hall, London, 105-150.
- Gomes C.B. & Comin-Chiaramonti P. 2005. Some notes on the Alto Paranaíba Igneous Province. In: P. Comin-Chiaramonti & C.C. Gomes (Eds.) *Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP/FAPESP, São Paulo, 317-340.
- Gomes C.B., Comin-Chiaramonti P., Velázquez V.F., Orué D. 1996. Alkaline Magmatism in Paraguay: a review. In: P. Comin-Chiaramonti & C.B. Gomes (Eds.) *Alkaline magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with coeval magmatism in Brazil*. Edusp/Fapesp, São Paulo, 31-56.
- Gomes C.B., Ruberti E., Morbidelli L. 1990. Carbonatite complexes from Brazil: a review. *J. South Am. Earth Sci.*, **3**:51-63.
- Grasso C.B. 2010. *Petrologia do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Serra Negra, MG*. IG/UnB, 209p.
- Grasso C.B., Ribeiro C.C., Brod J.A., Gaspar J.C. 2006. Mapeamento de detalhe (1:2000) das frentes de lavra da mina da Fosfertil Fertilizantes Fosfatados S.A. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 43, Aracaju, 796-801.
- Hamilton D.L., Bedson P., Esson J. 1989. The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites. In: K. Bell (Ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 405-427.
- Heinrich E.W. 1966. *Geology of Carbonatites*. Rand McNally. 555p.
- Hirano H., Kamitani N., Sato T., Sudo S. 1990. Niobium mineralization of Catalão I carbonatite complex, Goiás, Brazil. *Bul. Geol. Surv. Japan*, **41**:619-626.
- Imbernon R.A.L. 1993. *Evolução geoquímica e mineralógica dos produtos de alteração intempérica sobre as rochas do Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão I, Goiás*. IG/USP.
- Imbernon R.A.L., Oliveira S.M.B., Figueiredo A.M. 1994. Concentração dos ETR nos produtos de alteração intempérica do complexo alcalino-carbonatítico de Catalão I, GO. *Bol. Geoc. Centro-Oeste*, **17**:25-28.
- Issa Filho A., Lima P.R.A.S., Souza O.M. 1984. Aspectos da geologia do complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá, MG, Brasil. In: CBMM (Ed.) *Complexos Carbonatíticos do Brasil: Geologia*. CBMM, São Paulo, 20-44.
- Ivanikov V.V., Rukhlov A.S., Bell K. 1998. Magmatic evolution of the melilitite-carbonatite-nephelinite dyke series of the Turiy peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia). *J. Petrol.*, **39**:2043-2059.
- Junqueira-Brod T.C., Gaspar J.C., Brod J.A., Jost H., Barbosa E.S.R., Kafino C.V. 2005. Emplacement of kamafugite lavas from the Goiás alkaline province, Brazil: constraints from whole-rock simulations. *J. South Am. Earth Sci.*, **18**:323-335.
- Junqueira-Brod T.C., Roig H.L., Gaspar J.C., Brod J.A., Meneses P.R. 2002. A Província Alcalina de Goiás e a extensão de seu vulcanismo kamafugítico. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**:559-566.
- Kapustin Y.L., 1980. *Mineralogy of Carbonatites*. Amerind Publishing, New Dehli.
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R. 1995. *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World - Part 2: Former USSR*. Chapman & Hall, London, 226 p.
- Krasnova N.I., Petrov T.G., Balaganskaya E.G., Garcia D., Moutte D., Zaitsev A.N., Wall F. 2004. Introduction to phoscorites: occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis. In: F. Wall & A.N. Zaitsev (Eds.) *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province*. Mineralogical Society, London, 45-79.
- Lapido Loureiro F.E.V. 1994. Terras Raras no Brasil: Recursos identificados, reservas. Estudos e Documentos. MCT/CNPq/CETEM, Rio de Janeiro, 183 p.
- Le Bas M.J. 1977. *Carbonatite-nephelinite volcanism - an African case history*. Wiley, London. 347p.
- Le Bas M.J. 1987. Nephelinites and carbonatites. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., 53-83.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R., 2002. *Igneous Rocks - A Classification and Glossary of Terms - Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 236 pp.
- Lee M.J., Garcia D., Moutte D., Williams C.T., Wall F. 2004. Carbonatites and phoscorites from the Sokli complex, Finland. In: F. Wall & A. Zaitsev (Eds.) *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province*. Mineralogical Society, London, 133-162.
- Mariano A.N. 1989. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. In: K. Bell (Ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 149-176.
- Mariano A.N. & Marchetto M. 1991. Serra Negra and Salitre - carbonatite alkaline igneous complex. In: 5th International Kimberlite Conference. Special Publication 3/91. CPRM, Araxá, Brazil, 75-79.
- Melo M.T.V., 1997. Depósitos de Fosfato, Titânio e Nióbio de Tapira, Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus, E.T. Queiroz, C.E.S. Coelho (Eds.) *Principais depósitos minerais do Brasil*. DNPM/CPRM, Brasília, 41-56.
- Mitchell R.H. 1996. *Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential*. Short Course. Mineral. Assoc. Canada, Winipeg, 312 pp.
- Mitchell R.H. 2002. *Perovskites: modern and ancient*. Almaz Press, Ontario, 309 pp.
- Mitchell R.H. 2005. Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *Can. Mineral.*, **43**:2049-2068.
- Morbidelli L., Gomes C.B., Beccaluva L., Brotzu P., Garbarino C., Riffel B.F., Ruberti E., Traversa G. 1997. Parental magma characterization of Salitre cumulate rocks (Alto Paranaíba Alkaline Province, Brazil) as inferred from mineralogical, petrographic and geochemical data. *Intern. Geol. Rev.*, **39**:723-743.
- Nesbitt H.W., Bancroft G.M., Fyfe W.S., Karkhanis S.N., Nishijima A., Shin S. 1981. Thermodynamic stability and kinetics of perovskite dissolution. *Nature*, **289**:358-362.
- Neumann R. 1994. Origem do minério de terras raras do Córrego do Garimpo, Catalão, GO. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, 182-183.
- Neumann R. 1999. *Caracterização Tecnológica dos potenciais minérios de Terras Raras de Catalão I*. IG/USP.
- Oliveira S.M.B. & Imbernon R.A.L., 1998. Weathering alteration and related REE concentration in the Catalão I carbonatite complex, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**:379-388.
- Orris G.J. & Chernoff C.B. 2002. *Data Set of World Phosphate Mines, Deposits, and Occurrences—Part B. Location and Mineral Economic Data*. USGS. 328p.
- Orris G.J. & Grauch R.I. 2002. *Rare Earth Element Mines, Deposits, and Occurrences*. USGS, 174p.
- Palmieri M. 2011. *Modelo geológico e avaliação de recursos minerais do depósito de Nióbio Morro do Padre, Complexo alcalino-carbonatítico Catalão II, GO*. IG/UnB, 130p.
- Palmieri M., Ferrari A.J.D., Brod J.A., Barbosa P.A.R.,

2006. Geologia da mina de fosfato da Copebrás no Complexo Foscorítico-Carbonatítico de Catalão I. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 43, Aracaju, 791-795.
- Pell J. 1996. Mineral deposits associated with carbonatites and related alkaline igneous rocks. In: R.H. Mitchell (Ed.) *Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential*. Mineral. Ass. Canada Short Course, 271-310.
- Pereira V.P., 1995. Alteração no Maciço Alcalino-Carbonatítico de Catalão I. IG/UFRGS, Porto Alegre.
- Pereira V.P., Conceição R.V., Formoso M.L.L., Pires A.C., 2005. Alteration of perovskite to anatase in silica-undersaturated rocks of the Catalão I carbonatite complex, Brazil: a raman study. *Rev. Bras. Geoc.*, **35**:239-244.
- Pinheiro S.S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Vasconcelos E.G., Pinto A.C., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Dallagnol R., Teixeira W., Fernandes C.A.C., 1976. Geologiadada Folha NA.19 - Pico da Neblina. Projeto RADAMBRASIL, DNPM, Rio de Janeiro, 17-137.
- Ribeiro C.C. 2008. *Geologia, geometalurgia, controles e gênese dos depósitos de fósforo, terras raras e titânio do Complexo Carbonatítico de Catalão I, GO*. IG/UnB, 473p.
- Ribeiro C.C., Brod J.A., Gaspar J.C., Petrinovic I.A., Grasso C.B., Junqueira-Brod T.C., 2005a. Textural evidence for liquid immiscibility in the kamafugite-carbonatite association: the alkaline-carbonatite complex of Catalão I, Alto Paranaíba Igneous Province. In: Simp. Vulcanismo e Ambientes Associados, 3, Cabo Frio, RJ, 137-141.
- Ribeiro C.C., Brod J.A., Junqueira-Brod T.C., Gaspar J.C., Petrinovic I.A. 2005b. Mineralogical and field aspects of magma fragmentation deposits in a carbonate-phosphate magma chamber: evidence from the Catalão I complex, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **18**:355-369.
- Ribeiro C.C., Gaspar J.C., Brod J.A. 2005c. Controle e gênese dos depósitos de monazita no Complexo Carbonatítico de Catalão I. In: Simp. Bras. Metalogenia, 1, Gramado, RS, 1-4.
- Ribeiro C.C., Gaspar J.C., Petrinovic I.A., Brod J.A., Junqueira-Brod T.C. 2001. Pipes de brecha e atividade magmática explosiva no complexo alcalino-carbonatítico de Catalão I, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:417-426.
- Riccomini C., Velázquez V.F., Gomes C.B. 2005. Tectonic controls on the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the central-southeastern Brazilian Platform. In: P. Comin-Chiaramonti & C.B. Gomes (Eds.) *Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP/FAPESP, São Paulo, 31-55.
- Rodrigues C.S. & Lima P. 1984. *Complexos carbonatíticos do Brasil, Complexos Carbonatíticos do Brasil: Geologia*. CBMM, 1-15.
- Sgarbi P.B.A. & Gaspar J.C., 2002. Geochemistry of Santo Antonio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **14**:889-901.
- Silva A.B. 1986. jazida de nióbio de Araxá, Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus (Ed.) *Principais depósitos minerais do Brasil*. MME/DNPM, Brasília, 456-462.
- Sorensen H. 1974. *The Alkaline Rocks*. Wiley, New York, 622 p.
- Stoppa F. & Cundari A., 1995. A new Italian carbonatite occurrence at Cupaello (Rieti) and its genetic significance. *Contr. Mineral. Petrol.*, **122**:275-288.
- Stoppa F., Sharygin V.V., Cundari A. 1997. New mineral data from the kamafugite-carbonatite association: the melilitolite from Pian di Celle, Italy. *Mineral. Petrol.*, **61**:27-45.
- Tassinari M.M.M.L. 2001. Caracterização tecnológica do depósito de terras raras de Catalão I, GO. Áreas: Córrego do Garimpo e Lagoa Seca. USP, São Paulo.
- Thompson R.N., Gibson S.A., Mitchell J.G., Dickin A.P., Leonardos O.L., Brod J.A., Greenwood J.C. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: Melts from the deflected Trindade mantle plume? *J. Petrology*, **39**:1493-1526.
- Toledo M.C.M. 1999. *Mineralogia dos principais fosfatos do maciço alcalino-carbonatítico de Catalão I (GO) e sua evolução no perfil laterítico*. IG/USP.
- Toledo M.C.M., Oliveira S.M.B., Ferrari V.C., Fontan F., Parseval P., Ribeiro C.C., 2003. Mineralogia, morfologia e cristalquímica da monazita de Catalão I, (GO, Brasil). In: VII Congr. Geoq. Países de Língua Portuguesa. SBGq, Maputo.
- Torres M.G. 2008. *Composição química superficial e nanotopográfica da apatita do proto-minério da Mina do Barreiro, Araxá, MG*. IG/UnB, Brasília. 246 p.
- Traversa G., Gomes C.B., Brotzu P., Buraglini N., Morbidelli L., Principato M.S., Ronca S., Ruberti E. 2001. Petrography and mineral chemistry of carbonatites and mica-rich rocks from the Araxa complex (Alto Paranaíba Province, Brazil). *Anais Acad. Brasil. Cienc.*, **73**:71-98.
- Treiman A.H. 1989. Carbonatite magma: properties and processes. In: K. Bell (Ed.), *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 89-104.
- Ulbrich H.H.G.J. & Gomes C.B., 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Science Reviews*, **17**:135-154.
- Van Decar J.C., James D.E., Assumpção M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, **378**:25-31.
- Velazques V.F., Gomes C.B., Teixeira W., Comin-Chiaramonti P. 1996. Contribution to the Geochronology of the Permo-Triassic alkaline magmatism of the Alto-Paraguay province. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**:103-108.
- Wall F. & Zaitsev A.N. 2004. *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Examples of the Kola Alkaline Province*. The Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, London, 498 p.
- Woolley A.R. 1987. *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 1: North and South America*. British Museum (Natural History)/University of Texas Press, London, 216 p.
- Woolley A.R. 2001. *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World - Part 3: Africa*. The Geological Society, London, 384 p.
- Woolley A.R. & Kempe D.R.C. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: K. Bell (Ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 1-14.
- Woolley A.R. & Kjarsgaard B.A. 2008. Carbonatite Occurrences of the World: Map and Database, Geological Survey of Canada.
- Wyllie P.J., Jones A.P., Deng J. 1996. Rare-earth elements in carbonatite-rich melts from mantle to crust. In: A.P. Jones, F. Wall, C.T. Williams (Eds.) *Rare-earth Minerals: chemistry, origin and ore deposits*. The Mineralogical Society Series. Chapman & Hall, London, 77-103.
- Yang Z.M. & Woolley A. 2006. Carbonatites in China: A review. *J. Asian Earth Sci.*, **27**:559-575.
- Yegorov L.S. 1993. Phoscorites of the Maymecha-Kotuy ijolite-carbonatite association. *Intern. Geol. Rev.*, **35**:346-358.



**METALOGÊNESE DAS PROVÍNCIAS TECTÔNICAS BRASILEIRAS** vem preencher significativa lacuna na literatura técnica especializada sobre minerais metálicos no território nacional. É uma obra de síntese do conhecimento atual sobre as vocações metalogenéticas dessas províncias com a caracterização da ambiência geológica e dos controles de formação dos seus principais depósitos metálicos.

O **Serviço Geológico do Brasil – CPRM**, ciente de sua missão institucional de gerar e difundir o conhecimento geológico de qualidade, com essa iniciativa, amplia a visibilidade do seu papel de agente promotor dos levantamentos geológicos básicos, possibilitando a edição de mais um robusto volume da série metalogenia a partir da ótica dos mais renomados especialistas familiarizados com a metalogenia de cada província, tanto com atuação acadêmica ou mesmo na indústria de mineração.

**METALOGÊNESE DAS PROVÍNCIAS TECTÔNICAS BRASILEIRAS** é publicação dirigida aos profissionais do setor e à formação de alunos de graduação e pós-graduação. Municia o leitor sobre a vocação metalogenética dos depósitos, sobre os principais controles da mineralização, rochas encaixantes e hospedeiras, forma do depósito, texturas, estruturas e mineralogia do minério, dados de inclusões fluidas, alteração hidrotermal, resposta ao intemperismo, assinaturas isotópicas, geofísicas e geoquímicas, idade da mineralização e proposta de sua classificação tipológica.

Esta publicação, segunda de uma série de novos compêndios versando sobre metalogenia, objetiva contribuir para o aprofundamento do conhecimento sobre natureza, tipologia, controles e distribuição geográfica das mineralizações, promovendo condições para a descoberta de novos depósitos de classe internacional no Brasil.

