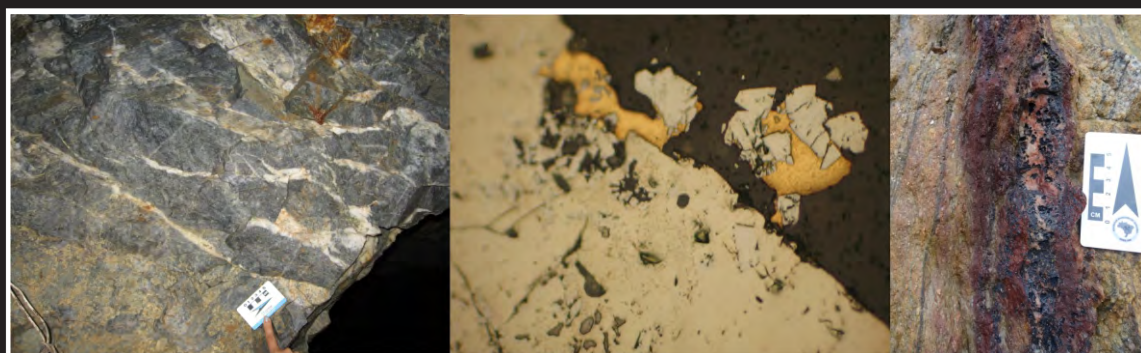


INFORME DE RECURSOS MINERAIS

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

*Série Províncias Minerais do
Brasil, nº 11*

Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil



ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL: CINTURÃO GURUPI, ESTADOS DO PARÁ E MARANHÃO

Brasília – 2017

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Recursos Minerais
Divisão de Geologia Econômica

Programa Geologia do Brasil

AVALIAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DO BRASIL

**ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE
MINERAL CINTURÃO GURUPI**

ESTADOS DO PARÁ E MARANHÃO

Evandro Luiz Klein
Elem Cristina dos Santos Lopes
Felipe Mattos Tavares
Leandro Duarte Campos
Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Marcelly Pereira Neves
Monica Mazzini Perrotta

INFORME DE RECURSOS MINERAIS
Série Províncias Minerais do Brasil, nº 11



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

BRASÍLIA
2017

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Recursos Minerais
Divisão de Geologia Econômica

Programa Geologia do Brasil

**ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL CINTURÃO GURUPI
ESTADOS DO PARÁ E MARANHÃO**

INFORME DE RECURSOS MINERAIS

Série Províncias Minerais do Brasil, nº 11

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

CPRM – Serviço Geológico do Brasil
Biblioteca Regional de Belém

Área de relevante interesse mineral: cinturão do Gurupi / Organizadores, Evandro Luiz Klein ... [et al.]. – Brasília : CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2017.

206 p. : il. color. + 1 mapa (A3). (Informe de Recursos Minerais. Série Províncias Minerais do Brasil, nº 11)

Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil
ISBN 978-85-7499-324-9

1. Geologia Regional – Cinturão Gurupi – Pará – Maranhão. 2. Recursos Minerais – Cinturão Gurupi – Pará - Maranhão. I. Klein, Evandro Luiz. II. Série.

CDD 23ª ed. 558.115

Fotos da capa, da esquerda para a direita: 1) zona mineralizada no depósito aurífero Cachoeira, com veios de quartzo encaixados em rocha metavulcânica máfica com alteração clorítica; 2) fotomicrografia do minério aurífero no depósito Cachoeira, mostrando ouro em contato com grande cristal de pirita; 3) zona mineralizada no garimpo aurífero Sequeiro, com veio de quartzo sulfetado e oxidado encaixado em metarenito (fotos dos autores).

Direitos desta edição: Serviço Geológico do Brasil - CPRM

É permitida a reprodução desta publicação desde que mencionada a fonte.

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Recursos Minerais
Divisão de Geologia Econômica

Programa Geologia do Brasil

ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL
CINTURÃO GURUPI

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Fernando Coelho Filho
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Vicente Humberto Lôbo Cruz
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Eduardo Jorge Ledsham
Diretor-Presidente
José Carlos Garcia Ferreira
Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Antônio Carlos Bacelar Nunes
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial
Esteves Pedro Colnago
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Juliano de Souza Oliveira
Diretor de Administração e Finanças (interino)
Lúcia Travassos da Rosa Costa
Chefe do Departamento de Geologia
Evandro Luiz Klein
Chefe do Departamento de Recursos Minerais
Felipe Mattos Tavares
Chefe da Divisão de Geologia Econômica (interino)
Edilton José dos Santos
Chefe da Divisão de Geologia Básica
Cassiano Costa e Castro
Chefe da Divisão de Geoquímica
Luiz Gustavo Rodrigues Pinto
Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica
Hiran Silva Dias
Chefe de Divisão de Geoprocessamento
José Márcio Henriques Soares
Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELÉM

Jânio Souza Nascimento
Superintendente Regional
César Lisboa Chaves
Gerente de Geologia e Recursos Minerais
Ulisses Antônio Pinheiro Costa
Cintia Maria Gaia da Silva
Supervisores de Geologia e Recursos Minerais

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Recursos Minerais
Divisão de Minerais e Rochas Industriais

ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL CINTURÃO GURUPI

EQUIPE TÉCNICA

INFORME DE RECURSOS MINERAIS

Organizadores

Evandro Luiz Klein
Elem Cristina dos Santos Lopes
Felipe Mattos Tavares
Leandro Duarte Campos
Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Marcely Pereira Neves
Monica Mazzini Perrotta

Capítulo 1. Introdução

Elem Cristina dos Santos Lopes
Evandro Luiz Klein
Leandro Duarte Campos
Marcely Pereira Neves
Bruce Fabini Chiba
Diogo Alves de Sordi
Monica Mazzini Perrotta

Capítulo 2. Contexto geológico regional e associações tectônicas do Cinturão Gurupi

Evandro Luiz Klein
Elem Cristina dos Santos Lopes
Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Roberto Gusmão de Oliveira

Capítulo 3. Unidades litoestratigráficas

Evandro Luiz Klein
Elem Cristina dos Santos Lopes
Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Felipe Mattos Tavares
Diogo Alves de Sordi

Capítulo 4. Tectônica

Felipe Mattos Tavares
Evandro Luiz Klein
Leandro Duarte Campos

Capítulo 5. Ouro: geologia e metalogênese

Evandro Luiz Klein
Stella Bijos Guimarães
Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Felipe Mattos Tavares
Roberto Gusmão de Oliveira

Capítulo 6: Espectroscopia de reflectância

Monica Mazzini Perrotta

Capítulo 7. Levantamento geoquímico

Marcely Pereira Neves
César Lisboa Chaves

Capítulo 8. Integração de dados e geração de alvos

Leandro Duarte Campos
Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Diogo Alves de Sordi

Capítulo 9. Evolução geológica

Evandro Luiz Klein
Felipe Mattos Tavares

Capítulo 10. Conclusões e recomendações

Evandro Luiz Klein
Leandro Duarte Campos
César Lisboa Chaves

MAPAS (somente on-line - (<http://geosgb.cprm.gov.br>))

MAPA GEOLÓGICO

Elem Cristina dos Santos Lopes
Evandro Luiz Klein
Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Leandro Duarte Campos
Felipe Mattos Tavares
Diogo Alves de Sordi

MAPA DE RECURSOS MINERAIS

Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Leandro Duarte Campos
Felipe Mattos Tavares
César Lisboa Chaves
Elem Cristina dos Santos Lopes
Diogo Alves de Sordi
Evandro Luiz Klein

MAPA DE ASSOCIAÇÕES TECTÔNICAS E DE RECURSOS MINERAIS

Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Leandro Duarte Campos
Felipe Mattos Tavares
César Lisboa Chaves
Elem Cristina dos Santos Lopes
Diogo Alves de Sordi
Evandro Luiz Klein

MAPA DE PROSPECTIVIDADE PARA OURO

Leandro Duarte Campos
Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Felipe Mattos Tavares
César Lisboa Chaves
Elem Cristina dos Santos Lopes
Diogo Alves de Sordi

SIG GEOLÓGICO

Sulsiene Machado de Souza-Gaia
Elem Cristina dos Santos Lopes

COLABORADORES

Joseneusa Brilhante Rodrigues (análises geocronológicas)
Margarete Wagner Simas* (petrografia, microscopia eletrônica de varredura e mineralogia)
Marcelo Lacerda Vasquez (microscopia eletrônica de varredura)

* in memoriam

APOIO TÉCNICO

Campo

José de Arimatéia da Cruz (Técnico em Mineração)
Antônio Pereira dos Santos Junior (Técnico em Mineração)

Laboratório

Denise Corrêa Lobato
Maria Rosalva Campos Coelho
Erica de Jesus Fernandes Costa
Laura Regina Soares Fernandes

Normalização Bibliográfica

Nelma Fabrícia da Paixão Ribeiro Botelho
Gabriela Vieira Leitão

Editoração e Diagramação

Marcelo Henrique Borges Leão
Marina das Graças Perin
Lauro Gracindo Pizzatto

Estagiária de Geologia

Joana D'Arc da Silva Queiroz (UFPA)

EDIÇÃO DO PRODUTO

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Divisão de Marketing e Divulgação – DIMARK – José Márcio Henriques Soares
Divisão de Geoprocessamento – DIGEOP – Patricia Duringer Jacques – SIG/GEOBANK

APRESENTAÇÃO

O momento atual da economia global tem imposto profundas mudanças nas empresas e instituições governamentais. No caso da mineração, há uma forte competitividade por orçamentos, o que leva à priorização de projetos em fase mais avançada em detrimento de programas exploratórios. Os países com maior nível de conhecimento geológico, geofísico e geoquímico e que disponibilizam mapas e bancos de dados organizados levam vantagem na atratividade de investimentos realizados por mineradoras nacionais e internacionais de qualquer porte. A CPRM – Serviço Geológico do Brasil, após os maciços investimentos realizados em levantamentos aerogeofísicos e geoquímicos nos últimos anos, passa a priorizar o processamento e a interpretação desses dados existentes e sua integração com novos dados de campo e laboratoriais visando a identificação de áreas prioritárias para investimentos em pesquisa mineral.

Nesse sentido, a CPRM – Serviço Geológico do Brasil desenvolve a Ação **Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil**, ligada ao PROGRAMA DE ACELERAÇÃO DO CRESCIMENTO do governo federal. Esta ação consiste em um conjunto de projetos que visam estimular a pesquisa e a produção mineral brasileira, com foco adicional no suprimento de matérias primas essenciais para o desenvolvimento da infraestrutura e do agronegócio no Brasil. Parte dessa iniciativa está agrupada no empreendimento **Áreas de Relevante Interesse Mineral (ARIM)**.

Assim, o Ministério de Minas e Energia e a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, por meio da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, tem a satisfação de disponibilizar à comunidade geocientífica, empresários do setor mineral e à sociedade em geral, os resultados obtidos no projeto **Áreas de Relevante Interesse Mineral (ARIM) – Cinturão Gurupi**. A área de estudo engloba 12.000 km² na divisa Pará-Maranhão, em região reconhecida por seu potencial aurífero desde o século 17, e que possui também ocorrências de fosfato e depósitos de rochas e minerais industriais e para uso na construção civil. O projeto envolveu estudos temáticos de geologia básica e geologia econômica com uso de técnicas geofísicas e laboratoriais avançadas e sua execução e gerenciamento, na CPRM – Serviço Geológico do Brasil, foi de responsabilidade da Superintendência Regional de Belém, com participação das divisões de Geologia Econômica (DIGECO), Geoquímica (DIGEOQ) e Sensoriamento Remoto e Geofísica (DISEGE), com coordenação geral dos Departamentos de Recursos Minerais (DEREM) e de Geologia (DEGEO).

Os resultados, integrados em Sistema de Informações Geográficas (SIG) estão disponíveis no banco de dados corporativo da CPRM, o GEOSGB (<http://geosgb.cprm.gov.br>) e consistem em bancos de dados temáticos, mapas e neste Informe de Recursos Minerais

EDUARDO JORGE LEDSHAM
Diretor - Presidente

JOSÉ CARLOS FERREIRA GARCIA
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

A área de Relevante Interesse Mineral (ARIM) Gurupi localiza-se na divisa dos estados do Pará e do Maranhão e ocupa a maior parte do Cinturão Gurupi e o limite sul do Fragmento Cratônico São Luís. Esse cinturão corresponde a um orógeno desenvolvido no Neoproterozoico-Cambriano, cuja porção aflorante compreende predominantemente a borda retrabalhada do Fragmento Cratônico São Luís (>2000 Ma) e subordinadamente, para sudoeste, sedimentos siliciclásticos de rifte ou margem continental passiva depositados no Neoproterozoico (<1100 Ma) e posteriormente deformados e metamorfizados, além de umas poucas intrusões de naturezas distintas: rocha alcalina anorogênica (732 Ma), magmatismo orogênico cálcio-alcalino (624 Ma) e magmatismo (pós-colisional?) peraluminoso (549 Ma). Na porção cratônica retrabalhada (orógeno do Riachão) são reconhecidas associações orogênicas pré-colisionais (2160-2143 Ma) contendo granitoides cálcio-alcalinos juvenis de arcos de ilha e continentais, associados a menor volume de magmatismo básico, além de sequências metavulcanossedimentares (~2160 Ma) depositadas em bacias relacionadas com arcos (back-arc?) e bacias colisionais e pós-colisionais metassedimentares (<2075 Ma). Extenso magmatismo peraluminoso marca essa fase colisional (~2100). Duas fases de deformação foram definidas para a evolução paleoproterozoica, dúcteis e relacionadas com o início e final do evento colisional, e uma para a evolução neoproterozoica-cambriana.

Ouro é o recurso mineral mais importante da região, com recursos estimados em mais de 158 t (são conhecidas também ocorrências de fosfato, depósitos e ocorrências de minerais industriais e para uso na construção civil e indícios de diamante). O ouro se formou em sistemas orogênicos do Riachão a partir de fluidos metamórficos reduzidos e neutros, se depositou em estruturas ligadas à Zona de Cisalhamento Tentugal (estrutura profunda e mais expressiva da região) em fase sin- a tardi-tectônica. Há indícios de remobilização na orogenia neoproterozoica-cambriana.

A integração de dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e metalogenéticos, usando o conceito de sistemas minerais, definiu alvos prospectivos para ouro além daqueles com mineralizações conhecidas.

ABSTRACT

The Gurupi Project is located at the limits of the states of Pará and Maranhão, in Brazil, and encompasses most of the Gurupi Belt and of the Southern limit of the São Luís cratonic fragment. This belt is an orogen developed during Neoproterozoic-Cambrian times and its cropping area comprises predominantly the reworked margin of the São Luís cratonic fragment (>2000 Ma). Subordinately occur siliciclastic sediments deposited in rift or passive margin during the Neoproterozoic (<1000 Ma), which have been subsequently deformed and metamorphosed, in addition to a few intrusions of diverse nature: anorogenic alkaline pluton (732 Ma), orogenic calc-alkaline (624 Ma) and collisional/post-collisional peraluminous (549 Ma) orogenic magmatism. In the reworked cratonic portion (Rhyacian orogen) we have recognized pre-collisional orogenic associations (~2160-2143 Ma), which comprise arc-related juvenile, calc-alkaline granitoids and minor volumes of basic rocks, associated to metavolcano-sedimentary (back-arc?) sequences (~2160 Ma) and collisional to post-collisional metasedimentary sequences (<2075 Ma). Widespread peraluminous granites (~2100 Ma) define the collisional event. Two deformation phases have been associated to the Paleoproterozoic evolution, both ductile and related to the beginning and ending of the collisional event. A third phase was associated with the Neoproterozoic-Cambrian orogenic evolution.

Gold is the most important commodity, with estimated resources over 158 t (phosphate occurrences, and deposits and occurrences of industrial minerals and rocks for use in civil construction, besides evidence for diamond mineralization are also described). Gold genesis is related to the Rhyacian orogenic mineral system and mineralization was formed by reduced and neutral metamorphic fluids that deposited gold in syn- to late-tectonic structures associated to the Tentugal Shear Zone (deep and most important structure in the region). Remobilization of gold during the Neoproterozoic-Cambrian evolution has probably occurred.

Integration of geological, geochemical, geophysical and metallogenic data, using the mineral system concept, allowed the definition of prospective targets in addition to those having known gold mineralization.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
1.1 - GENERALIDADES	17
1.2 - JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	18
1.3 - ATIVIDADES DESENVOLVIDAS E SUMÁRIO SOBRE OS MÉTODOS	18
1.3.1 - Mapeamento geológico.....	18
1.3.2 - Geofísica	18
1.3.2.1 - Mapa magneto-tectônico.....	19
1.3.2.2 - Mapa de domínios gamaespectrométricos.....	19
1.3.2.3 - Integração entre os produtos geofísicos e a geologia.....	19
1.3.2.4 - Gravimetria terrestre.....	19
1.3.3 - Levantamento geoquímico	19
1.3.3.1 - Amostragem	19
1.3.3.2 - Preparação e análise.....	20
1.3.4 - Geocronologia e geoquímica de isótopos radiogênicos	21
1.3.5 - Isótopos estáveis	21
1.3.6 - Química mineral.....	21
1.3.7 - Inclusões fluidas	21
1.3.8 - Espectroscopia de reflectância	21
1.3.9 - Integração de dados e geração de alvos.....	22
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO E ASSOCIAÇÕES TECTÔNICAS DO CINTURÃO GURUPI	23
2.1 - SUBDIVISÃO TECTÔNICA REGIONAL	23
2.2 - FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS	23
2.3 - CINTURÃO GURUPI	24
2.3.1 - Complexo granito-gnáissico de embasamento arqueano retrabalhado no Riaciano e/ou Neoproterozoico.....	25
2.3.2 - Suítes plutônicas de orógeno riaciano (retrabalhadas ou não no Neoproterozoico)	25
2.3.3 - Bacias de orógeno do Riaciano (retrabalhadas ou não no Neoproterozoico).....	25
2.3.4 - Sequências de margem continental passiva do Neoproterozoico	25
2.3.5 - Suíte Plutônica pré-colisional do Neoproterozoico	26
2.3.6 - Outras suítes plutônicas.....	26
2.3.7 - Bacia de rifte continental do Neoproterozoico	28
2.3.8 - Bacias e coberturas sedimentares fanerozoicas.....	28
2.4 - CONTEXTO GRAVIMÉTRICO REGIONAL	28
2.4.1 - Assinatura gravimétrica das unidades litológicas e associações tectônicas	29
2.4.2 - Implicações para limites tectônicos.....	31
3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	33
3.1 - HISTÓRICO	33
3.2 - METATONALITO IGARAPÉ GRANDE.....	33
3.3 - COMPLEXO ITAPEVA	33
3.4 - FORMAÇÃO SANTA LUZIA DO PARÁ.....	37
3.5 - SUÍTE INTRUSIVA TROMAÍ	38
3.5.1 - Quartzo diorito Canoa	39
3.6 - GRANITO CANTÃO	41
3.7 - ANFIBOLITO MURIAÍ	42
3.8 - ANFIBOLITO COCAL.....	43
3.9 - GABRO UBINZAL	44
3.10 - FORMAÇÃO CHEGA TUDO	44
3.11 - SUÍTE INTRUSIVA JAPIIM	46
3.12 - QUARTZO SIENITO ANELIS	46

3.13 - GRANITO TIMBOZAL	47
3.14 - FORMAÇÃO IGARAPÉ DE AREIA	48
3.15 - GRUPO GURUPI	49
3.15.1 - Formação Rio Piritoró	49
3.15.2 - Formação Vila Cristal	51
3.15.3 - Formação Marajupema	51
3.15.4 - Idade, proveniência e ambiente tectônico	51
3.16 - FORMAÇÃO CABEÇA DE PORCO	52
3.17 - METAMICROTONALITO CARAMUJINHO	54
3.18 - FORMAÇÃO PIRIÁ	54
3.19 - GRUPO SERRA GRANDE	55
3.20 - DIABÁSIO LARANJAL	55
3.21 - MICROGABRO LINHA 45	55
3.22 - GRUPO ITAPECURU	56
3.23 - FORMAÇÃO IPIXUNA	56
3.24 - COBERTURAS LATERÍTICAS MATURAS	56
3.25 - GRUPO BARREIRAS	56
3.26 - SEDIMENTOS PÓS-BARREIRAS	57
3.27 - UNIDADE DEPÓSITOS DETRÍTICOS INDIFERENCIADOS	57
3.28 - DEPÓSITOS ALUVIONARES	57
4 – TECTÔNICA	59
4.1 - MODELOS TECTÔNICOS PRÉVIOS	59
4.2 - DESCRIÇÃO DAS ESTRUTURAS	62
4.2.1 - Análise macroestrutural	62
4.2.2 - Estruturas paleoproterozoicas (D1, D2)	66
4.2.3 - Estruturas neoproterozoicas (D3)	70
4.2.4 - Zona de Cisalhamento Tentugal	72
5 – OURO: GEOLOGIA E METALOGÊNESE	75
5.1 - INTRODUÇÃO	75
5.2 - GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE OURO	75
5.2.1 - Depósito Cipoeiro	77
5.2.2 - Depósito Chega Tudo	79
5.2.3 - Depósito Cachoeira	79
5.2.4 - Depósito Montes Áureos	84
5.2.5 - Depósito Mina Nova Sul	85
5.2.6 - Garimpos Serrinha e Os Pretos	85
5.2.7 - Garimpo Pipira	85
5.2.8 - Alvo Ubinzal	87
5.2.9 - Alvos Jiboia e Caramujinho	87
5.2.10 - Garimpo Sequeiro	87
5.2.11 - Ocorrências em paleoplacer	89
5.3 - METALOGÊNESE	89
5.3.1 - Aspectos gerais	89
5.3.2 - Controle estrutural	90
5.3.3 - Novos dados analíticos	91
5.3.3.1 - Inclusões fluidas	91
5.3.3.2 - Química mineral	93
5.3.3.3 - Isótopos estáveis	94
5.3.3.4 - Isótopos de Pb	94
5.3.3.5 - Isótopos de Nd	94
5.3.4 - Natureza e fonte dos fluidos e metais	94
5.3.4.1 - Composição dos fluidos mineralizadores	94

5.3.4.2 - Condições físico-químicas da mineralização	96
5.3.4.3 - Fontes de fluidos e de outros componentes do minério	96
5.3.4.4 - Mecanismos de transporte e precipitação do ouro e processos genéticos	99
5.3.5 - Idade da mineralização.....	99
5.4 - CONTROLES CRÍTICOS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA.....	101
6 – ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA.....	103
6.1 - INTRODUÇÃO.....	103
6.2 - FORMAÇÃO CHEGA TUDO	103
6.3 - SUÍTE INTRUSIVA TROMAÍ	113
6.4 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	117
7 – LEVANTAMENTO GEOQUÍMICO	119
7.1 - INTRODUÇÃO.....	119
7.2 - RESULTADOS ANALÍTICOS E TRATAMENTO ESTATÍSTICO DOS DADOS.....	120
7.2.1 - Sedimentos de corrente	120
7.2.2 - Concentrado de bateia	131
7.3 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	132
7.3.1 - Análise fatorial	132
7.3.2 - Ouro e seus farejadores	132
7.3.3 - Associação Cr-Cu-Ni-Zn.....	133
7.3.4 - Minerais satélite de kimberlito.....	133
8 – INTEGRAÇÃO DE DADOS E GERAÇÃO DE ALVOS	147
8.1 - INTRODUÇÃO.....	147
8.2 - METODOLOGIA	148
8.2.1 - Introdução.....	148
8.2.2 - Integração de dados	148
8.2.3 - Base de dados regionais.....	149
8.3 - INTEGRAÇÃO DE DADOS E GERAÇÃO DE ALVOS	150
8.3.1 - Evolução geodinâmica e fonte dos fluidos.....	151
8.3.2 - Conjunto litoestrutural.....	154
8.3.3 - Alteração hidrotermal	158
8.4 - VALIDAÇÃO DE ALVOS	161
8.5 - DISCUSSÕES	162
9 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	165
9.1 - EVOLUÇÃO NO PALEOPROTEROZOICO	165
9.2 - EVOLUÇÃO NO NEOPROTEROZOICO-CAMBRIANO	166
10 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	169
10.1 - CARACTERIZAÇÃO DA GEOLOGIA E CARTOGRAFIA GEOLÓGICA.....	169
10.2 - EVOLUÇÃO CRUSTAL.....	169
10.3 - METALOGÊNESE DO OURO	169
10.4 - GEOQUÍMICA.....	170
10.5 - IMPLICAÇÕES PARA EXPLORAÇÃO MINERAL.....	170
10.6 - RECOMENDAÇÕES	170
11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	171
LISTAGEM DOS INFORMES DE RECURSOS MINERAIS.....	179

ANEXOS

1 - COMPILAÇÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS EM ZIRCÃO MAGMÁTICO E DETRÍTICO E DE ISÓTOPOS DE ND EM ROCHA TOTAL PARA AS UNIDADES DO CINTURÃO GURUPI	189
2 - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL EM SULFETOS E OURO DO DEPÓSITO CACHOEIRA	190
3 - DIAGRAMAS BOX PLOT PARA OS ELEMENTOS ANALISADOS PELA SGS-GEOSOL	195
4 - DIAGRAMAS BOX PLOT PARA OS ELEMENTOS ANALISADOS PELA ACME	197
5 - DIAGRAMAS DE PROBABILIDADE NORMAL PARA OS ELEMENTOS COM VALORES EM LOG ANALISADOS (SGS-GEOSOL)	201
6 - DIAGRAMAS DE PROBABILIDADE NORMAL PARA OS ELEMENTOS COM VALORES EM LOG ANALISADOS (ACME)	205

**ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE
MINERAL CINTURÃO GURUPI**

ESTADOS DO PARÁ E MARANHÃO

1 – INTRODUÇÃO

Elem C.S. Lopes; Evandro L. Klein; Leandro D. Campos; Marcely P. Neves; Bruce F.F. Chiba; Diogo A. de Sordi; Monica M. Perrotta

1.1 - GENERALIDADES

O Cinturão Gurupi, unidade geotectônica enfocada neste relatório, estende-se ao longo da divisa norte entre os estados do Pará e Maranhão (Fig. 1.1). Sua área aflorante é relativamente limitada, com aproximadamente 180 km de comprimento e 50 km de largura, e possui parte de seus corpos geológicos encoberta por sedimentos fanerozoicos. A integração geológica-geofísica-geoquímica-metalogenética na área do projeto ARIM – Gurupi (Área de Relevante Interesse Mineral) foi efetuada na escala 1:100.000 e é aqui apresentada na escala 1:150.000. A integração está limitada à área

que contém os depósitos e ocorrências auríferas do Cinturão Gurupi, totaliza 12.000 km² e abrange as folhas do corte padrão internacional, na escala 1:100.000, Centro Novo do Maranhão (SA.23-Y-B-I), Santa Luzia do Pará (SA.23-V-C-VI), Livramento (SA.23-Y-A-III) e Boa Vista do Gurupi (SA.23-V-D-IV), que englobam também parte do Fragmento Cratônico São Luís e de formações fanerozoicas (Fig. 1.1).

As maiores drenagens da região são os rios Gurupi, Maracaçumé e Piriá (Fig. 1.1), além das cabeceiras do rio Guamá. Esses rios permitem acesso e deslocamento por parte significativa da área. Por via rodoviária, a região do projeto pode ser acessada

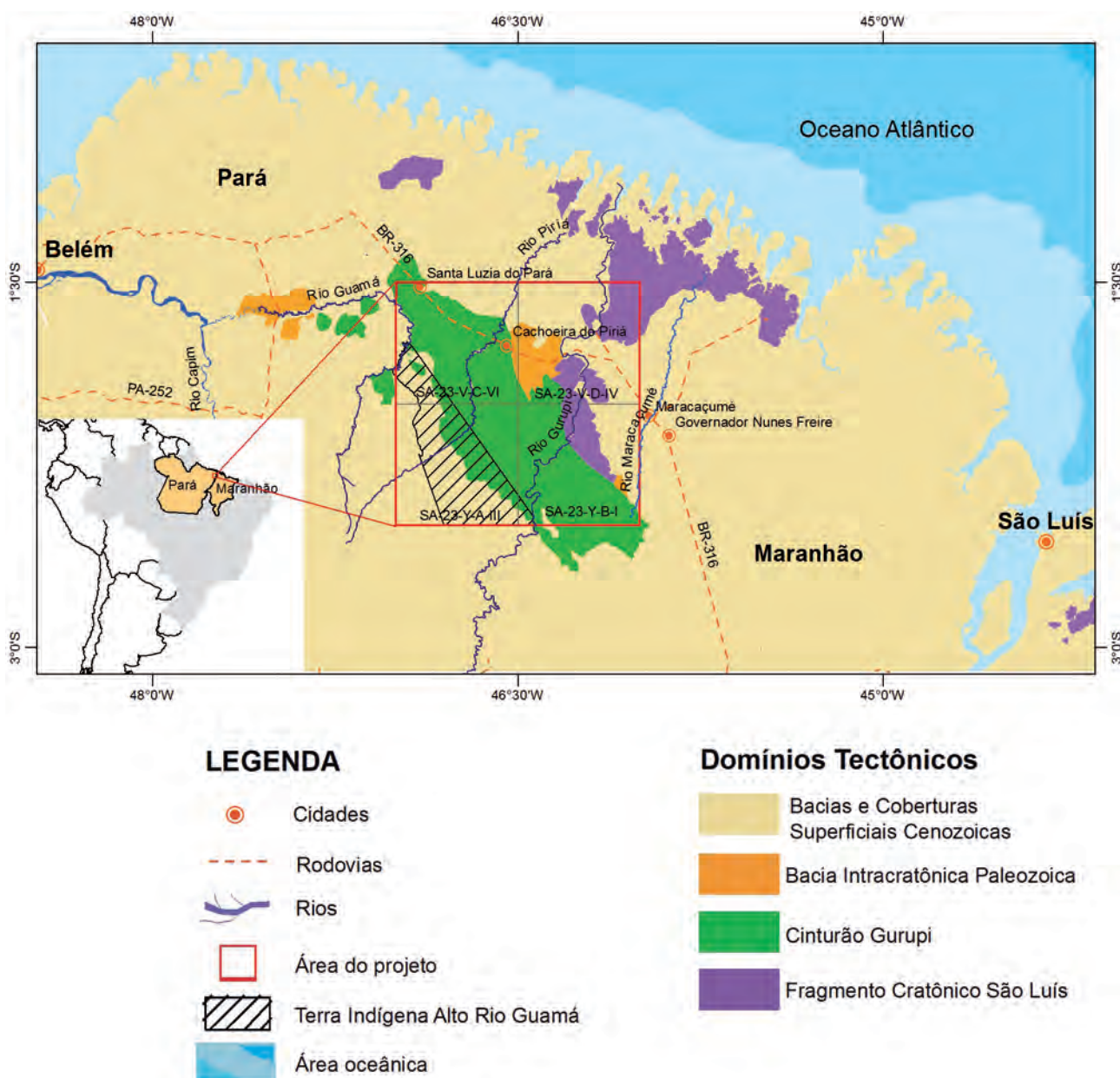


Figura 1.1 – Localização da área do projeto ARIM – Área de Relevante Interesse Mineral Gurupi e subdivisão tectônica regional.

pela BR-316, que liga Belém ao nordeste brasileiro e cruza parte da área do projeto. A partir das cidades de Santa Luzia do Pará e Cachoeira do Piriá, no Pará, e Maracaçumé e Governador Nunes Freire, no Maranhão, todas localizadas nas margens desta rodovia, partem estradas vicinais que se ramificam e permitem o acesso a toda área do projeto (Fig. 1.1).

A região foi alvo de trabalhos anteriores de mapeamento geológico regional executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil (CPRM-SGB), incluindo os projetos Turiaçu-Pinheiro (PASTANA, 1995) e Castanhal (COSTA, 2000), na escala 1:250.000, e a integração da Folha São Luís na escala 1:500.000 (ALMEIDA, 2000). Projetos mais recentes, já na escala 1:100.000 e com uso de aerogeofísica de alta resolução, incluem as folhas Centro Novo do Maranhão (KLEIN; LOPES, 2011) e Santa Luzia do Pará (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015), cuja cartografia já recebe, aqui, alguma atualização em razão de novos dados de campo e laboratório e de reinterpretação geofísica.

1.2 - JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

A região do Gurupi é uma das mais antigas províncias produtoras de ouro no Brasil, por meio de garimpagem, que remonta ao século XVII quando os jesuítas se estabeleceram na região. Em que pese a antiguidade do conhecimento da presença de ouro e da intensa garimpagem que ajudou a desvendar a existência de mais de uma centena de jazimentos e da exploração efetuada por companhias de mineração, somente em 2010 é que a primeira mina empresarial tornou-se operacional no Fragmento Cratônico São Luís (Piaba, com recursos em torno de 85 t de Au e produção de 8,8 t; LEDUC; PEARCE; MALHOTRA, 2015). No Cinturão Gurupi, três depósitos foram definidos nos últimos anos, Cipoeiro, Chega Tudo e Cachoeira, com recursos totalizando em torno de 158 t de Au (5 milhões de onças), e havia a expectativa de implantação da mina de Cipoeiro em 2013, o que não ocorreu por motivos econômicos e outros. São também conhecidas ocorrências de fosfatos aluminosos e de kimberlitos, o que propicia potencial para a descoberta de depósitos de diamante (KLEIN; LOPES 2011; KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015).

Os aspectos acima demonstram que os estudos até aqui realizados e que a exploração e o conhecimento geológico-metalogenético são ainda insuficientes para uma estimativa do real potencial econômico dessas unidades geotectônicas. Para contribuir com o aumento desse conhecimento, o projeto ARIM-Gurupi efetuou a integração geológico-geofísica-geoquímica-metalogenética da área, objetivando:

- 1) atualizar a cartografia geológica na escala 1:100.000 (com foco em áreas chaves e/ou em problemas não resolvidos em trabalhos anteriores);
- 2) aprimorar o entendimento da evolução estrutural regional e, em consequência, da evolução geológica e do controle estrutural das mineralizações;

- 3) o aprimoramento de modelo geológico-genético vigente,

- 4) a modelagem (integração de dados) e sugestão de novos alvos para prospecção.

1.3 - ATIVIDADES DESENVOLVIDAS E SUMÁRIO SOBRE OS MÉTODOS

1.3.1 - Mapeamento geológico

A metade da área, correspondente às folhas Centro Novo do Maranhão e Santa Luzia do Pará, teve mapas publicados recentemente (KLEIN; LOPES, 2011; KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015), de forma que não houve levantamento geológico sistemático nessas folhas, apenas visita a afloramentos chave para descrição e amostragem para análises diversas. Levantamento sistemático, na escala 1:100.000, foi efetuado nas folhas Livramento e Boa Vista do Gurupi, com ênfase nos terrenos pré-cambrianos.

A apresentação final dos mapas integrados está na escala 1:150.000 e segue procedimentos usuais da CPRM-SGB que incluem a compilação e integração da informação geológica e de recursos minerais existentes, às quais são adicionados novos dados obtidos no projeto, e uso de produtos de sensoriamento remoto e aerogeofísica. Quatro produtos cartográficos são apresentados: (1) carta geológica, seguindo o padrão da CPRM para esse produto (vide KLEIN; SOUSA, 2012); (2) carta de associações tectônicas e de recursos minerais, em formato apresentado para as ARIM e que inclui diversos encartes, geofísicos, geoquímicos, metamórfico-estruturais e metalogenéticos; (3) carta geológica e de recursos minerais, em formato similar ao anterior, mas com fundo geológico; (4) mapa de prospectividade para ouro.

1.3.2 - Geofísica

Os dados aerogeofísicos utilizados neste projeto foram adquiridos e processados entre 2008 e 2009 e o levantamento abrangeu uma área de 35.881 km² nos estados do Pará e do Maranhão. Os trabalhos nesta área foram desenvolvidos através do recobrimento de 76.754,18 km de perfis de alta resolução e foram realizados com os métodos magnetométrico e gamaespectrométrico, com linhas de voo e controle espaçadas de 500 m e 10.000 m, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W. Os dados geofísicos foram reprocessados utilizando o software Oasys Montaj da Geosoft e interpretados numa base de camadas usando o software Arc-MAP 10.1 da ESRI.

Mapas geofísicos – geológicos integrados e interpretados foram confeccionados segundo metodologia própria da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica – DISEGE, nas etapas abaixo descritas, e serviram de base ou auxílio para mapas

geológicos, de associações tectônicas, de recursos minerais e de prospectividade. Também foi efetuado levantamento gravimétrico terrestre durante a execução deste projeto.

1.3.2.1 - Mapa magneto-tectônico

Para confecção do mapa magneto-tectônico utilizou-se as imagens magnetométricas: campo magnético anômalo – CMA; gradiente total do CMA – GT.CMA e 1ª derivada vertical do CMA – 1ªDZ.CMA. Foram utilizados produtos integrados, como por exemplo: GT.CMA com relevo sombreado da 1ªDZ.CMA ou CMA com relevo sombreado da 1ªDZ.CMA. Esse mapa é composto pelos seguintes produtos: (1) lineamentos magnetométricos; o qual compreende a digitalização de feições magnetométricas lineares (e curvilíneas) de primeira e segunda ordem, assim como feições magnetométricas interpretadas como diques de rochas máficas ou ultramáficas; (2) áreas magnetométricas anômalas, gerado a partir da imagem GT.CMA, através do cálculo dos valores anômalos; (3) domínios magnetométricos, que são áreas caracterizadas, principalmente, por sua intensidade e relevo magnético e padrão de lineamentos magnetométricos de 2ª ordem (comprimento, direção, densidade, etc.).

1.3.2.2 - Mapa de domínios gamaespectrométricos

Para confecção do mapa de domínios gamaespectrométricos utilizou-se as imagens: fusão entre composição ternária RGB, com a combinação dos canais gamaespectrométricos potássio (K%), equivalente tório (eThppm) e equivalente urânio (eUppm), e a imagem de modelo digital de terreno (MDT) com relevo sombreado (imagem SRTM). A composição ternária RGB, que tem um espectro de 16 milhões de cores, geradas a partir de bandas de 256 tons, foi normalizada para limitar seu espectro para apenas 27 cores, o que foi possível através da reamostragem de suas bandas para apenas três tons. A vantagem da utilização dessa imagem normalizada é o maior contraste entre os domínios gamaespectrométricos.

Os domínios gamaespectrométricos são definidos pelas intensidades dos canais K, eTh e eU, sendo esses canais individualmente subdivididos em intensidades baixa (1), média (2) e alta (3); dessa forma cada um dos três canais que compõem os domínios apresenta três possibilidades de intensidade, o que restringe esse mapa a vinte e sete domínios. Apesar de ser um produto geofísico, esses domínios têm relação direta com a geologia aflorante. Dessa forma deve-se ter sempre em mente o provável corpo (camada) geológico associado à resposta gamaespectrométrica do domínio.

1.3.2.3 - Integração entre os produtos geofísicos e a geologia

Após a geração do mapa de integração geofísico - geológico, ou seja, com os mapas domínios gamaespectrométricos e magneto-tectônico, foi atribuída a cada domínio gamaespectrométrico sua respectiva unidade geológica. Dessa forma foi possível realizar correções nos contatos geológicos e integrar novas unidades ao mapa geológico.

Os dados geofísicos também foram integrados com outros dados geológicos e geoquímicos, com objetivo de identificar assinaturas das zonas mineralizadas e gerar alvos, ou áreas com potencial, que possam hospedar novas mineralizações. Alguns desses produtos, como urânio anômalo, fator F e potássio anômalo, nos dados gamaespectrométricos, e Euler 3D e filtros passa-banda (*slice*), para os dados magnetométricos, foram gerados em toda área do projeto e recortados a partir da área de afloramento da Formação Chega Tudo (hospedeira das mineralizações auríferas na região).

1.3.2.4 - Gravimetria terrestre

O levantamento gravimétrico terrestre foi realizado no Cinturão Gurupi e na zona de articulação deste com o Fragmento Cratônico São Luís. Foram realizadas medições em 630 estações distribuídas ao longo da BR-316 (com espaçamento de 1 km entre estações) e vicinais (2 km entre estações). Todos os circuitos gravimétricos foram fechados em menos de 12 horas. As medições foram realizadas com o gravímetro CG-5 (Sintrex) usando ciclo de 120 segundos. Concomitantemente ao levantamento gravimétrico foi realizado levantamento altimétrico usando GPS geodésico GTR-G2 (TechGeo) com ocupação de 20 minutos para cada estação. O processamento dos dados altimétricos foi feito através de Posicionamento de Ponto Preciso (PPP) do IBGE-Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

O processamento dos dados gravimétricos envolveu as correções de praxe de deriva instrumental, de maré, de altitude e de latitude. Para a definição da anomalia Bouguer foram calculadas as anomalias de ar-livre e correção de gravidade. O valor utilizado como densidade média do embasamento local foi de 2,67 g/cm³. O aplicativo usado no processamento foi o Oasis Montaj versão 8.5 (Geosoft) com o módulo Gravity.

1.3.3 - Levantamento geoquímico

1.3.3.1 - Amostragem

A maioria dos resultados de sedimentos de corrente e concentrado de bateia integrados no banco de dados da ARIM Gurupi foram oriundos de projetos na escala de 1:100.000, com densidade

de coleta de aproximadamente uma amostra/10 a 20 km², sendo utilizados neste trabalho um total de 814 amostras de sedimentos de corrente e 330 amostras de concentrado de bateia. As amostras de sedimentos de corrente foram coletadas no leito das drenagens ativas, dando ênfase a coleta de material na fração silte e argila, isenta de matéria orgânica e representativa da bacia amostrada. As amostras são compostas, constituídas por alíquotas coletadas com espaçamento de aproximadamente 50 cm, que totalizam um volume em torno de 2 a 3 kg. As amostras de concentrados de bateia foram coletadas nos leitos de drenagens ativas, em locais onde a possibilidade de encontrar minerais pesados é maior, como em quebras naturais de velocidade da corrente. Foram coletados inicialmente cerca de 20 litros de material, que passado pelo processo de peneiramento e a partir do qual se obteve o concentrado por bateamento.

1.3.3.2 - Preparação e análise

As amostras de sedimento de corrente tiveram sua preparação inicial no Laboratório de Análise

Minerais da Superintendência Regional de Belém (LAMIN-BE), as quais foram secadas a 60°C, peneiradas a -80# e quarteadas. Após o quarteamento, uma alíquota de cada amostra foi enviada para análise e outra arquivada. Das 841 amostras, 363 foram analisadas pelo laboratório da SGS GEOSOL e 478 pela ACME Analítica Laboratórios LTDA. No laboratório SGS GEOSOL as amostras foram pulverizadas a -150# com posterior digestão por água régia e determinação de 55 elementos por ICP-MS e ICP-AES. No caso do Mn algumas amostras estão reportadas em ppm e outras em %. As amostras analisadas na ACME Analítica Laboratórios LTDA, foram pulverizadas a -150#, digeridas com água régia e posteriormente dosadas por ICP-MS e ICP-OS para 52 elementos químicos. No caso específico do Au, além da dosagem por ICP-MS, foi feita dosagem também por *fire assay* nas 478 amostras, em alíquotas com peso entre 10 a 50 gramas. Nas Tabelas 1.1 e 1.2 são listados os elementos analisados, com seus respectivos limites de detecção nos laboratórios citados.

Os concentrados de bateia foram secos a 60°C, no LAMIN-BE, e em seguida, enviados para análise mineralógica semiquantitativa. Quarenta e uma

Tabela 1.1 - Elementos analisados pelo laboratório SGS GEOSOL, com seus respectivos limites de detecção.

Elementos	Limite de detecção	Unidade
Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, S, Ti	0,01	%
Ag, Cd, Hg, Lu	0,01	ppm
Bi, In, Tl, Tb	0,02	ppm
Ce, Cs, Hf, Mo, Nb, Sb, Ta, Te, U, Y	0,05	ppm
Au, Be, Co, Ga, Ge, La, Pd, Pt, Sc, Th, W, Yb	0,1	ppm
Pb, Rb	0,2	ppm
Sn	0,3	ppm
Cu, Ni, Sr, Zr	0,5	ppm
As, Cr, Li, Se, V, Zn	1	ppm
Ba, Mn	5	ppm
B	10	ppm
P	50	ppm

Tabela 1.2 - Elementos analisados pelo laboratório da ACME Analítica Laboratórios LTDA, com seus respectivos limites de detecção.

Elementos	Limite de detecção	Unidade
Na, P, Ti	0,001	%
Al, Ca, Fe, K, Mg	0,01	%
S	0,02	%
Cd, Cu, Mo, Pb, Y	0,01	ppm
Bi, Cs, Hf, In, Nb, Sb, Te, Tl	0,02	ppm
Ta	0,05	ppm
As, Be, Ce, Co, Ga, Ge, Li, Ni, Rb, Sc, Se, Sn, Th, U, W, Zn, Zr	0,1	ppm
Mn	1	ppm
V	2	ppm
Ba, Cr, La, Sr	0,5	ppm
Hg	5	ppm
Au	0,2	ppb
Re	1	ppb
Ag, Pt	2	ppb
Pd	10	ppb

amostras foram analisadas na CPRM - Superintendência Regional de Porto Alegre, e as demais no laboratório da SGS GEOSOL, em intervalos conforme a Tabela 1.3.

Tabela 1.3 – Código-teor e significado para análises mineralométricas semiquantitativas.

Código teor	Significado
1	<1
3	1 a 5%
15	5 a 25%
40	25 a 50%
60	50-75%
85	75-100%

1.3.4 - Geocronologia e geoquímica de isótopos radiogênicos

Análises pelo método U-Pb em zircão e titanita foram efetuadas pelas técnicas SHRIMP (Sensitive High-Resolution Ion Microprobe) e LA-ICP-MS (Laser Ablation-Induced Coupled Plasma-Mass Spectrometry) nas universidades de São Paulo (USP) e Brasília (UnB) respectivamente. As duas técnicas realizam análises pontuais em grãos minerais montados em seções polidas que expõem o interior desses cristais. Os procedimentos analíticos são descritos em Williams (1998) e Bühn et al. (2009) e os resultados foram utilizados para estabelecimento de idades de cristalização, sedimentação e metamorfismo das rochas.

O método Sm-Nd em rocha total, usado para definir o tempo de residência crustal das rochas e discutir a participação de protólitos mantélicos ou de retrabalhamento crustal na fonte dos magmas, além de investigar fontes potenciais para fluidos hidrotermais foi efetuado em laboratórios da UnB e da Universidade Federal do Pará (UFPA), seguindo procedimentos descritos em Gióia e Pimentel (2000). Idades modelo para o manto empobrecido foram calculadas segundo DePaolo (1988).

Isótopos de Pb em sulfetos foram analisados em laboratórios da UFPA e da USP, segundo procedimentos descritos em Lafon, Rodrigues, Scheller (1993) e Babinsky, Van Schmus, Chemale Jr. (1999), respectivamente, tanto por diluição isotópica total quanto por lixiviação sequencial.

1.3.5 - Isótopos estáveis

Estudos em caráter de reconhecimento, com determinação das composições isotópicas de oxigênio, hidrogênio, carbono e enxofre de minerais hidrotermais foram efetuados para os depósitos de Chega Tudo e Cachoeira e para os prospectos Sequeiro, Ubinzal e Montes Áureos. As técnicas convencionais de extração e análise estão descritas

em McRea (1950), Clayton e Mayeda (1963) e Vennemann e O'Neil (1993).

1.3.6 - Química mineral

A composição química de partículas de ouro e de grãos de sulfetos foi determinada com Microsonda Eletrônica modelo JEOL JXA 8230, pertencente ao Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília, sob as seguintes condições: tensão de aceleração = 20 kv, corrente na amostra = $2,01 \times 10^{-8}$ Ampère, tempo de contagem = 30 s.

1.3.7 - Inclusões fluidas

Dados de inclusões fluidas foram produzidos para o depósito aurífero de Cachoeira com preparação de amostras e análises realizadas, respectivamente, no LAMIN-Belém e Laboratório de Microanálises da CPRM-SGB em Brasília. As análises petrográficas e microtermométricas foram efetuadas em lâminas bipolidas confeccionadas a partir de veios de quartzo de zonas mineralizadas. O equipamento utilizado é um estágio de resfriamento e aquecimento LINKAM THMSG 600. Procedimentos de descrição, análise e interpretação de dados seguem Roedder (1984) e Wilkinson (2001).

1.3.8 - Espectroscopia de reflectância

As análises espectrorradiométricas de 140 amostras do Projeto Gurupi foram realizadas no Laboratório de Espectroscopia de Reflectância (LER) do Departamento de Geologia e Recursos Naturais do Instituto de Geociências da UNICAMP. O espectrorradiômetro utilizado foi o ASD-FieldSpec-3 Hi-Resolution, que tem alcance espectral do visível ao infravermelho de ondas curtas, no intervalo de 350 a 2.500 nm, e resolução espectral de 3 nm (em 700 nm), 8,5 nm (em 1.400 nm) e 6,5 nm (em 2.500 nm), num total de 2.151 bandas. As medidas são registradas em valores de reflectância proporcional, relativa a uma referência padrão branca de máxima reflectância difusa (do tipo Spectralon). A partir destas análises são geradas as assinaturas espectrais sob a forma de curvas da variação da intensidade da reflectância, conforme o comprimento de onda na faixa do espectro refletido do espectro eletromagnético. Estas curvas, ou assinaturas espectrais, desenham feições resultantes de absorção da luz em comprimentos de onda específicos por causa de processos eletrônicos e vibracionais no nível atômico ou molecular dentro da estrutura mineral, que são diagnósticas de determinadas fases minerais. Por meio deste método são passíveis de identificação alguns compostos minerais tais como óxidos de ferro, silicatos hidroxilados com ferro, sulfatos e carbonatos de ferro, óxidos e carbo-

atos de cobre, carbonatos e silicatos de manganês, filossilicatos, silicatos hidroxilados, sulfatos e carbonatos.

Estas análises tiveram como objetivo a obtenção de informações mineralógicas qualitativas adicionais, principalmente no que diz respeito ao conteúdo mineral desenvolvido pela alteração hidrotermal responsável pela concentração do minério de ouro na região estudada e seus efeitos nas encaixantes, bem como das associações minerais desenvolvidas como resposta aos processos de alteração supérgena.

As medidas realizadas em amostras de mão foram feitas por meio de sonda de contato com luz artificial própria que acopla uma fibra óptica, num total de 369 análises, o que representa uma média de duas a três análises por amostra. Procura-se medir uma assinatura espectral para cada diferente categoria de face conforme a variação do tipo (exposta, quebra natural ou serrada), grau de intemperismo, cor, relação angular com a foliação ou bandamento principal e relação matriz-megacristais, quando for o caso.

A interpretação mineralógica das assinaturas espectrais foi realizada no Laboratório de Sensoriamento Remoto Geológico e Espectroscopia Mineral (LABSERGEM), da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica (DISEGE) na Superintendência Regional de São Paulo, por meio dos softwares ENVI® 5.2 e TSG (*The Spectral Geologist*). Utilizou-se tanto os espectros de reflectância como os espectros com o contínuo removido, que é calculado a partir do quociente entre o valor de reflectância medido em cada ponto do espectro pelo valor correspondente em uma linha envoltória que tangencia os máximos de reflectância da curva espectral. A remoção do contínuo permite realçar as feições de absorção (CLARK; ROUSH, 1984). As bibliotecas espectrais de referên-

cia utilizadas na identificação mineral foram as do *United States Geological Survey* (USGS) (CLARK et al., 1993) e do *GMEX Spectral Library Handbook* (PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008a,b), além da biblioteca incorporada no software TSG. Nesta interpretação utilizaram-se as análises petrográficas, quando disponíveis, como apoio e validação ao método.

1.3.9 - Integração de dados e geração de alvos

Para a integração de dados foram utilizados os produtos do mapeamento em escala 1:100.000 do Cinturão Gurupi, além da base de dados geocronológicos, de recursos minerais, levantamentos de sedimento de corrente e aerogeofísicos. Estruturas e contatos geológicos foram revisados a partir dos mapas aerogeofísicos. Utilizou-se o conceito de sistemas mineralizantes (McCuaig et al. 2010) de forma que o entendimento dos processos mineralizantes foram convertidos em mapas vetoriais, assim possibilitando o tratamento estatístico em plataforma SIG – Sistema de Informações Geográficas.

O modelamento metalogenético e a geração de alvos foram desenvolvidos segundo a metodologia de sobreposição de múltiplas classes (*multi-class overlay* - CARRANZA, 2009). Trata-se de uma técnica dirigida pelo conhecimento, onde pontuações e pesos são atribuídos às distintas classes dos mapas de evidência e, são posteriormente somados para indicar áreas favoráveis à descoberta de novos recursos minerais. O processamento utilizou a plataforma ArcGIS™ versão 10.2 para *desktop*, além das ferramentas *Spatial Analyst* da ESRI® e *Spatial Data Modeler* para ArcGIS™. Os detalhes da metodologia de integração e processamento dos dados estão descritos na seção 8.2 do capítulo 8.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ASSOCIAÇÕES TECTÔNICAS DO CINTURÃO GURUPI

Evandro L. Klein; Elem C.S. Lopes; Sulsiene M. Souza-Gaia; Roberto G. Oliveira

2.1 - SUBDIVISÃO TECTÔNICA REGIONAL

O Cinturão Gurupi está localizado na porção noroeste da província estrutural Parnaíba (HASUI; ABREU; VILLAS, 1984) (Fig. 2.1A). Nessa região se distinguem quatro domínios tectônicos maiores, que individualmente contém uma ou mais associações tectônicas (VASQUEZ et al., 2008; VASQUEZ; KLEIN; LOPES, 2012): (1) Fragmento Cratônico São Luís, (2) Cinturão Gurupi, (3) Bacias Sedimentares Fanerozoicas e (4) Coberturas Superficiais Cenozoicas. Cráton São Luís e Cinturão Gurupi são janelas tectônicas e erosivas de rochas pré-cambrianas que afloram em meio aos dois domínios sedimentares (Figs. 1.1 e 2.1B) e foram definidos por Almeida, Hasui e Brito Neves (1976) com base em geocronologia pelos métodos Rb-Sr convencional e K-Ar em minerais (HURLEY et al., 1967; ALMEIDA et al., 1968; CORDANI; MELCHER; ALMEIDA, 1968; ALMARAZ; CORDANI, 1969). Esses estudos mostraram idades paleoproterozoicas (~2000 Ma) para as rochas

que afloram em direção à costa atlântica e idades neoproterozoicas (800-500 Ma) para as que afloram no interior do continente, domínios estes que foram designados, respectivamente, Cráton São Luís (ou Fragmento Cratônico São Luís, conforme KLEIN et al., 2008b; VASQUEZ et al., 2008) e Cinturão Gurupi.

Há evidências geológicas e geocronológicas de que o Fragmento Cratônico São Luís representa uma pequena parte desprendida do Cráton Oeste Africano por ocasião da quebra continental mesozoica que gerou América do Sul e África (HURLEY et al., 1967; TORQUATO; CORDANI, 1981; LESQUER; BELTRÃO; ABREU, 1984; KLEIN; MOURA, 2008).

2.2 - FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS

O Fragmento Cratônico São Luís é um terreno do Riáciano composto predominantemente por granitoides de diferentes idades e afinidades químicas e tectônicas e subordinadamente por rochas metavulcanossedimentares e rochas vulcânicas. A sequência

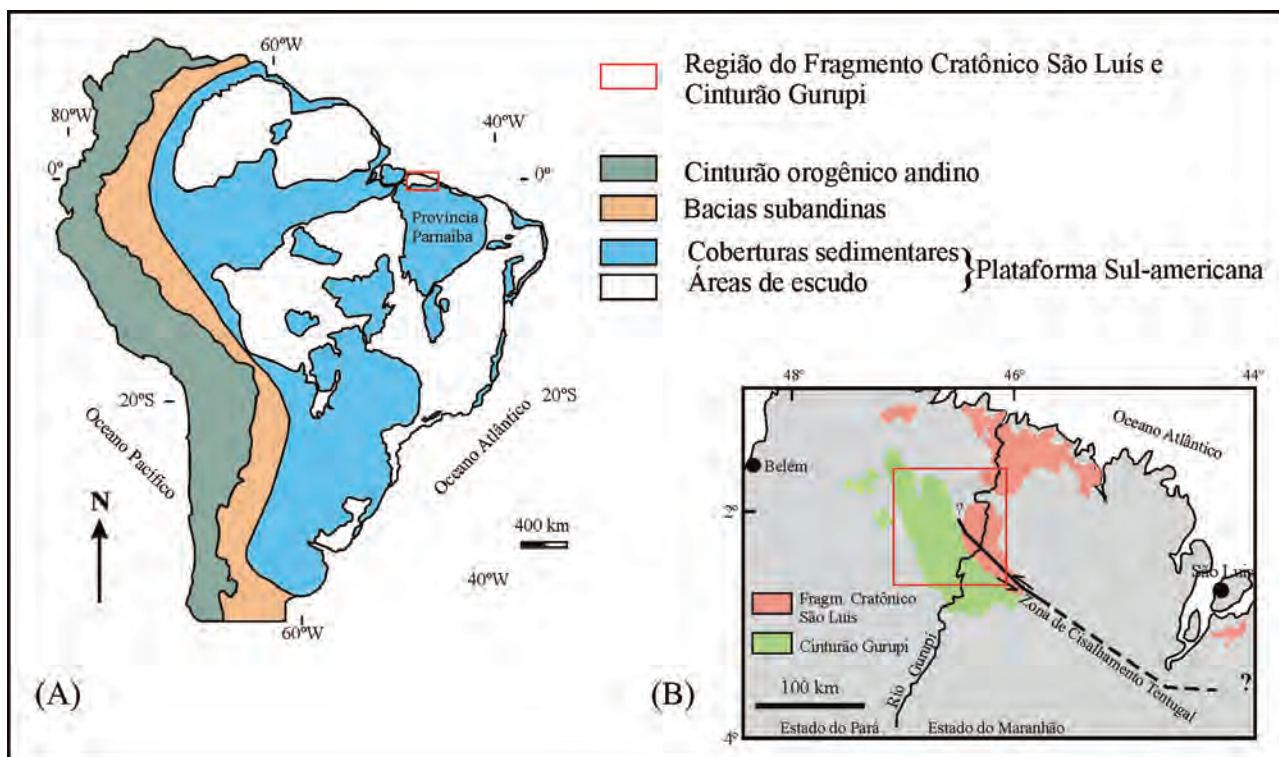


Figura 2.1 – Localização da região do Gurupi em relação (A) às grandes províncias tectônicas da Plataforma Sul-Americana (modificado de ALMEIDA; BRITO NEVES; CARNEIRO, 2000) e (B) localização da ARIM Gurupi (em vermelho) no limite entre Cinturão Gurupi e Fragmento Cratônico São Luís.

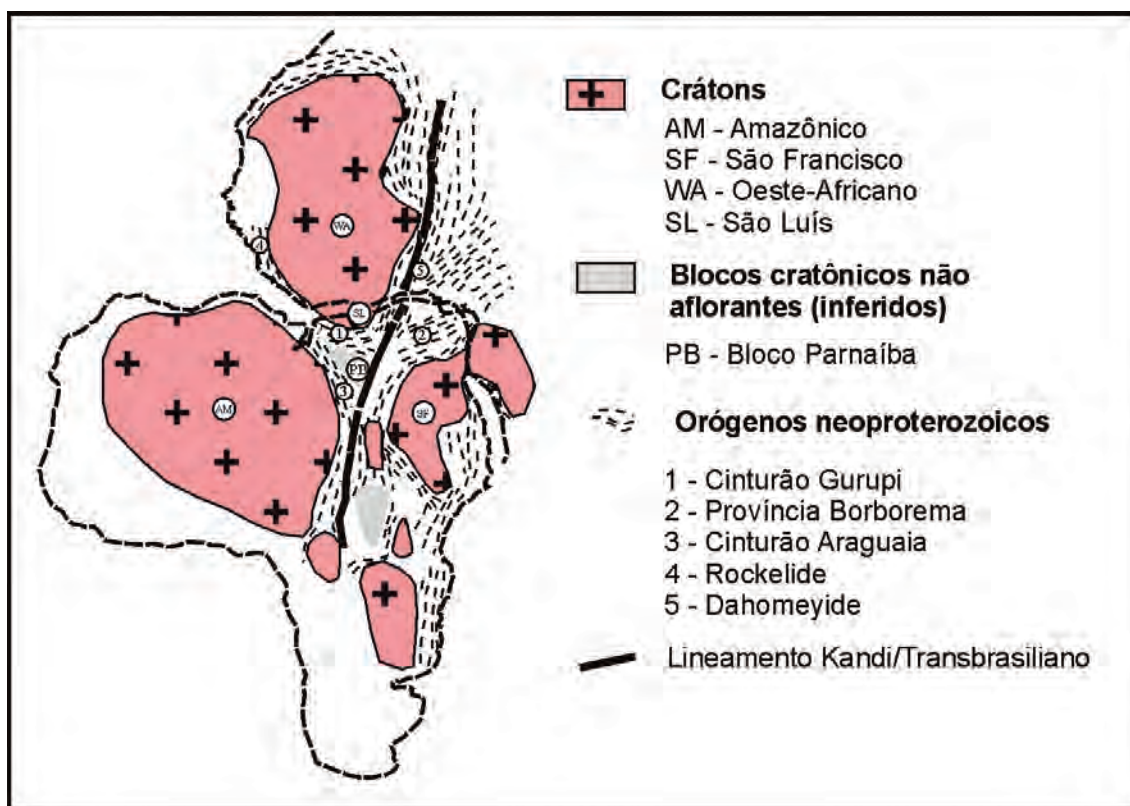


Figura 2.2 – Mapa esquemático (sem escala) mostrando a localização da área de estudo (Cinturão Gurupi) em relação aos principais elementos tectônicos do centro-norte da América do Sul e do noroeste da África (adaptado de KLEIN, MOURA, 2008).

metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona é a unidade mais antiga, com 2240 ± 5 Ma, e constituída por xistos de origens diversas, orto e paraderivados, rochas metavulcânicas ácidas a básicas e subordinados quartzitos e metachert atribuídos a ambiente de arco de ilhas (PASTANA, 1995; KLEIN et al., 2005a; KLEIN et al., 2008b).

O maior volume de granitoides está reunido na Suíte Intrusiva Tromaí, composta por tonalitos, quartzo dioritos, granodioritos e granitos de idade entre 2168 e 2148 Ma (KLEIN; MOURA, 2001; KLEIN et al., 2005a; KLEIN et al., 2008b) e interpretados como uma série cálcico-alcálica expandida, juvenil, formada em ambiente de arcos de ilhas (KLEIN et al., 2008b). Granitoides atribuídos a essa unidade afloram também na zona limítrofe entre o fragmento cratônico e o Cinturão Gurupi. Granitoides de menor expressão aflorante são representados pela Suíte Intrusiva Tracuateua e pelo Granito Negra Velha. A Suíte Tracuateua aflora na porção oeste da área cratônica, encoberta pelas sequências fanerozoicas (Fig. 2.1B), e é constituída por granitos peraluminosos com duas micas (LOWELL, 1985; COSTA, 2000), formados entre 2086 e 2091 Ma (PALHETA; ABREU; MOURA, 2009). Já o Granito Negra Velha é formado por pequenos plutons quimicamente evoluídos (potássicos a shoshoníticos) e sem deformação tectônica, que intrudiram os granitoides da Suíte Intrusiva Tromaí entre 2056 e 2076 Ma (KLEIN et al., 2008b). Rochas vulcânicas não metamorfizadas, predominantemente ácidas, incluindo componentes

tufáceas, de natureza cálcico-alcálica de alto K, se depositaram sobre as rochas da Suíte Tromaí entre 2164 e 2160 Ma (Unidade Vulcânica Serra do Jacaré e Formação Rio Diamante) e em 2068 Ma (Unidade Vulcânica Rosilha) (KLEIN et al., 2008a; KLEIN et al., 2009). As mais antigas apresentam características químicas de arco transicional a margem continental ativa, e as mais jovens devem estar associadas ao evento tardio (pós-orogênico?) que gerou o Granito Negra Velha. A unidade mais jovem conhecida no fragmento cratônico é o Microtonalito Garimpo Caxias, cálcico-alcálico e rico em ferro, que intrudiu o Grupo Aurizona em 2009 ± 11 Ma, cujo papel na evolução regional é ainda pouco compreendido (KLEIN; TASSINARI; VASCONCELOS, 2014).

O Fragmento Cratônico São Luís é interpretado como parte de um orógeno maior com evolução no Riachão, aproximadamente entre 2240 e 2000 Ma. As sequências supracrustais e os granitoides cálcico-alcálicos são relacionados a uma fase acrescionária da orogenia, os granitoides peraluminosos à fase colisional e os granitoides evoluídos e as rochas vulcânicas mais jovens a fases tardi- a pós-orogênicas (KLEIN et al., 2008b; KLEIN et al., 2009).

2.3 - CINTURÃO GURUPI

O Cinturão Gurupi é uma unidade geotectônica alongada segundo a direção NNW-SSE (Fig. 2.1B), cujo significado tectônico é ainda incerto (ver discussão

no capítulo 4). Historicamente, é tido como uma faixa móvel do Neoproterozoico-Cambriano desenvolvida na borda sul-sudoeste do Fragmento Cratônico São Luís (ALMEIDA; HASUI; BRITO NEVES, 1976; COSTA, 2000; KLEIN et al., 2005a, 2012) e menos comumente como um cinturão de cisalhamento (PASTANA, 1995; COSTA; HASUI, 1997; KLEIN; MOURA, 2003). Esta unidade aflora por aproximadamente 160 km e 50 km na maior dimensão e na largura, respectivamente, estando os demais limites encobertos pelas bacias e coberturas sedimentares fanerozoicas (Fig. 2.1B).

Alguns conjuntos litológicos do Cinturão Gurupi, especialmente os supracrustais, tendem a constituir corpos alongados e paralelos à direção NNW-SSE do cinturão e das grandes estruturas que afetaram as unidades rochosas. Litologicamente, o Cinturão Gurupi é composto por sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares, gnaisses e diversas gerações de rochas plutônicas. Uma parte significativa dessas rochas possui idade paleoproterozoica (Anexo 1) e representa fragmentos retrabalhados da borda cratônica e porções do embasamento sobre o qual se desenvolveu o Cinturão Gurupi (KLEIN et al., 2012), cujos possíveis significados serão discutidos neste trabalho.

Os conjuntos litológicos do Cinturão Gurupi e da porção limítrofe com o Fragmento Cratônico São Luís são aqui reunidos em associações tectônicas (Fig. 2.3) formadas aproximadamente no mesmo tempo geológico. A definição dos ambientes tectônicos dessas associações é heterogênea, em virtude da maior ou menor disponibilidade de dados que permitam essa definição. Uma compilação dos dados geocronológicos e isotópicos (Nd) para as associações, é mostrada no Anexo 1, incluindo unidades pertencentes ao Cinturão Gurupi, mas que não afloram na área do projeto. As siglas utilizadas são aquelas da Carta de Associações Tectônicas e de Recursos Minerais, anexa a este Informe de Recursos Minerais.

2.3.1 - Complexo granito-gnáissico de embasamento arqueano retrabalhado no Riacciano e/ou Neoproterozoico

Esta associação (A4gn) é representada por um corpo de forma aparente lenticular e composto por metagranitoides e ortognaisses com pequenas lentes de anfibolito englobados na unidade Metatonalito Igarapé Grande, de 2594 ± 3 Ma. É considerado resto de embasamento neoarqueano (KLEIN et al., 2005a), provavelmente alóctone.

2.3.2 - Suítes plutônicas de orógeno riacciano (retrabalhadas ou não no Neoproterozoico)

Várias gerações de granitoides e de subordinado magmatismo máfico são relacionados com o orógeno Riacciano, com fases acrescionária e colisional, que foi responsável pela formação do que se tornou o Fragmento Cratônico São Luís. Parte desses conjuntos hoje integra o Cinturão Gurupi e foram agrupados

em associações plutônicas pré- a pós-colisionais. A **associação pré-colisional** engloba possível *magmatismo de arco continental* (PP2γ1), representado pelo Complexo Itapeva (2167 ± 3 Ma) e pelo Granito Cantão (2163 ± 4 Ma), ambos de natureza cálcio-alcálica, e magmatismo de arco de ilhas (PP2γ2). Este compreende a Suíte Intrusiva Tromai (2165 - 2148 Ma), e, tentativamente, o Quartzo-diorito Canoa (2154 ± 6 Ma) e o Anfibolito Muriá (2150 ± 8 Ma). A Suíte Tromai, especialmente muito mais importante que os demais, é uma série cálcio-alcálica expandida e juvenil (KLEIN et al., 2008b). A **associação sin a tardi-colisional** (PP2γ3) é representada por vários corpos de granitos de derivação crustal, fortemente peraluminosos, com várias denominações e aqui reunidos na Suíte Intrusiva Japiim (Anexo 1). Esses granitos com duas micas estão distribuídos ao longo de um corredor de orientação NW-SE (Fig. 3.1) que adentra para o Fragmento Cratônico São Luís e evidenciam a fase colisional do orógeno Riacciano, ocorrida aproximadamente entre 2116 ± 12 e 2089 ± 12 Ma (KLEIN et al., 2012). A **associação tardi a pós-colisional** (PP2γ4) engloba os granitoides potássicos, evoluídos a shoshoníticos, Quartzo-sienito Anelis (2100 ± 21 Ma) e Granito Timbozal (2084 ± 5 Ma).

2.3.3 - Bacias de orógeno do Riacciano (retrabalhadas ou não no Neoproterozoico)

Bacias sedimentares e vulcanossedimentares, cujas rochas, hoje, são na maioria xistos, associam-se às suítes plutônicas orogênicas. Essas sequências supracrustais são reunidas em **bacias de arcos de ilhas e antepaís** (PP2av), materializadas pelas formações Chega Tudo (2148 - 2160 Ma) e Igarapé de Areia (<2078 Ma), respectivamente, e em **bacias de margem continental ativa** (PP2mc), representadas pelas formações Santa Luzia do Pará (>2163 Ma) e Vila Cristal (<2016 Ma) e pelo Anfibolito Cocal (~ 2106 Ma). A Formação Chega Tudo, metavulcanossedimentar, com base na química de suas rochas vulcânicas, foi interpretada como possível bacia de back-arc e associada temporal e espacialmente ao magmatismo pré-colisional de arco da Suíte Tromai (KLEIN; LOPES, 2011). A Formação Igarapé de Areia, siliciclástica continental, é tida como uma bacia de antepaís (*foreland*) associada com o soergimento e erosão do orógeno riacciano (KLEIN; LOPES, 2011). A interpretação das unidades das bacias de margem continental ativa é ainda tentativa, visto que as unidades são ainda pouco conhecidas e carecem de mais estudos para sua definição tectônica.

2.3.4 - Sequências de margem continental passiva do Neoproterozoico

São tentativamente incluídas como **sequências de margem continental passiva** (NPmp) o Grupo Gurupi (<2062 Ma) e as formações Cabeça de Porco (<2119 Ma) e Marajupema (<1100 Ma). São unida-

des ainda pouco conhecidas no que concerne às suas relações estratigráficas e posicionamento temporal e, portanto, ao seu significado tectônico (vide discussão em Klein, Lopes e Chaves 2015 e no capítulo 3). O Grupo Gurupi reúne rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico (xisto verde), foliadas e dobradas e oriundas, sobretudo, de seqüências pelíticas. A Formação Cabeça de Porco é de grau metamórfico muito baixo e de natureza pelítica e quartzosa (siltitos, arenitos e conglomerados). Apresenta dobras suaves e rara foliação. A Formação Marajupe-ma é quartzítica e levemente foliada.

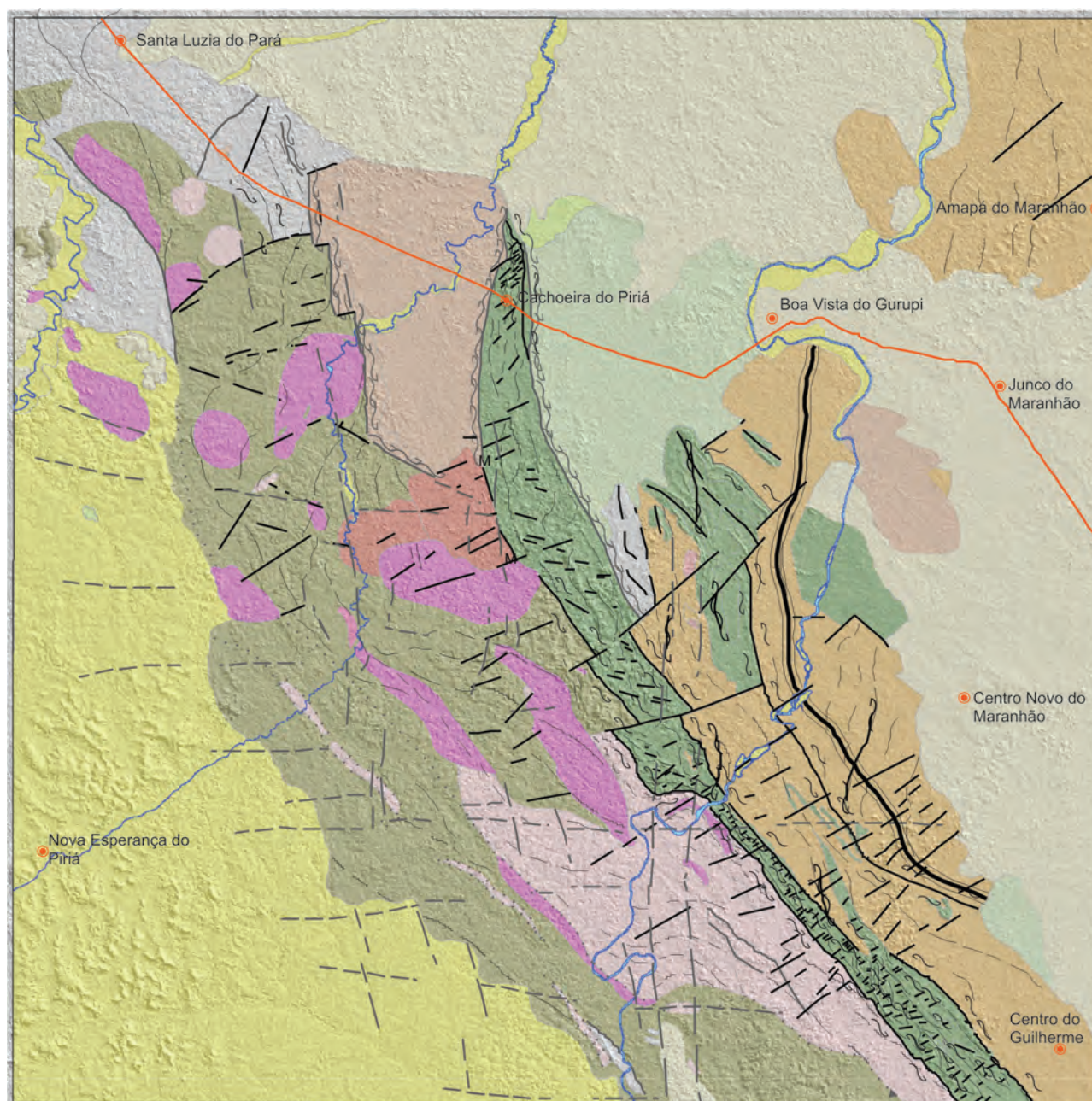
2.3.5 - Suíte Plutônica pré-colisional do Neoproterozoico

O magmatismo tido como pré-colisional do evento Neoproterozoico (NP3 γ 1) é representado

pelo pequeno corpo intrusivo do Metamicronalito Caramujinho (624 ± 16 Ma). Esse granitoide possui assinatura cálcio-alcaina, cujo significado, se relacionada com subducção ou reflexo de fonte do magma, é considerado incerto (KLEIN; LOPES, 2011). Contudo, o fato de estar metamorfozido sugere que foi envolvido em evento erogênico.

2.3.6 - Outras suítes plutônicas

Duas outras suítes plutônicas, embora ocorram fora da área do presente projeto, a oeste, são citadas aqui pela importância na evolução do Cinturão Gurupi. O Nefelina Sienito Boca Nova é uma intrusão alcalina (732 ± 7 Ma), anorogênica e posteriormente gnaissificada e metamorfozada (LOWELL; VILLAS, 1983). Foi interpretada como posicionada em rifte continental que evoluiu para a margem passiva descrita acima (KLEIN et al., 2005a). O Granito



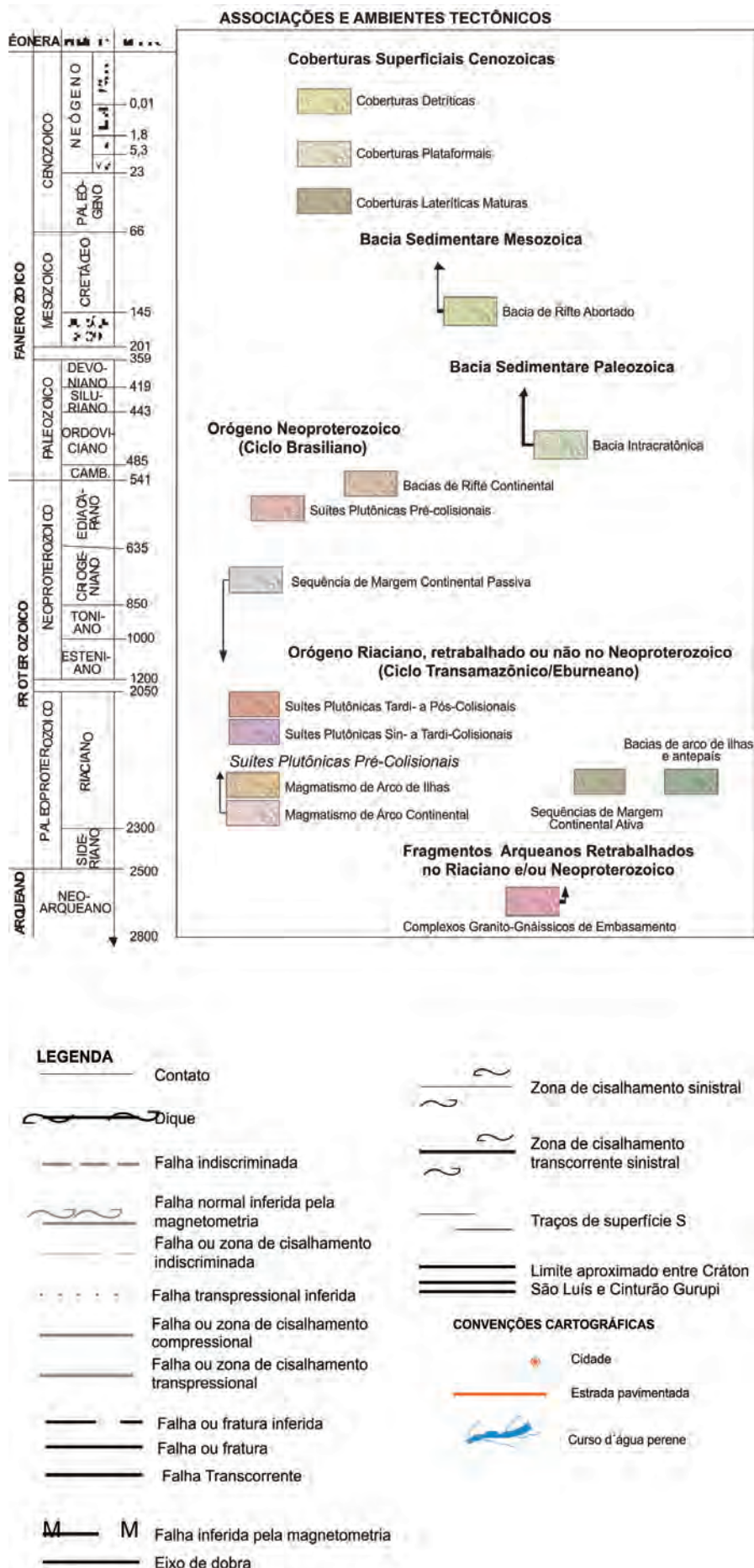


Figura 2.3 – (A) Mapa de associações tectônicas e (B) quadro com a distribuição temporal das associações tectônicas da ARIM Gurupi.

Ney Peixoto (549 ± 4 Ma) é uma intrusão com duas micas, peraluminosa e não metamorfozada, interpretada como de natureza colisional relativa ao suposto orógeno neoproterozoico (VILLAS; SOUSA, 2007; PALHETA; ABREU; MOURA, 2009). No desenvolvimento deste trabalho foi identificado outro corpo de granito com duas micas, também a oeste da área de trabalho, aqui informalmente designado Granito Pantoja. Esse granito possui idade U-Pb em zircão de 582 ± 84 Ma e provavelmente faz parte do mesmo magmatismo que gerou o Granito Ney Peixoto.

2.3.7 - Bacia de rifte continental do Neoproterozoico

Como **bacia de rifte continental** (NP3rc) é incluída a Formação Piriá, posicionada no limite Ediacarano-Cambriano (<591 Ma). É formada por sedimentos continentais siliciclásticos depositados em hemi-graben e interpretada como bacia pós-orogênica em relação ao evento que delimitou o Cinturão Gurupi (Lopes et al., 2016), embora interpretação como rifte precursor da sinéclise do Parnaíba também tenha sido aventada (KLEIN; SOUSA, 2012).

2.3.8 - Bacias e coberturas sedimentares fanerozoicas

A consolidação de terrenos estáveis no final do Neoproterozoico (Ediacarano) e início do Cambriano-

foi seguida por eventos tectônicos, sedimentares e magmáticos relacionados aos estágios de transição, estabilização e reativação da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA, 1969; ALMEIDA; BRITO NEVES; CARNEIRO, 2000). Esses estágios são representados, respectivamente, pela formação de riftes intracontinentais, implantação das grandes sinéclises intracratônicas do Paleozoico e abertura do Oceano Atlântico. Os dois últimos estão representados na Província Parnaíba e correspondem às **bacias intracratônicas** (PZbi), caracterizada pela bacia do Parnaíba, e **bacias de rifte abortado** (MZbra), além das coberturas superficiais cenozoicas.

2.4 - CONTEXTO GRAVIMÉTRICO REGIONAL

Oliveira (2016) analisou o arcabouço gravimétrico regional do Cinturão Gurupi por meio de dados de anomalias ar livre do Satélite GRACE (Figura 2.4) convertidas para anomalias Bouguer mediante os procedimentos descritos em Oliveira e Andrade (2014). Observa-se que o Cinturão Gurupi está correlacionado com uma faixa de anomalias Bouguer positivas com direção NW-SE, cujo eixo coincide com um expressivo alinhamento magnético regional. O positivo Bouguer forma emparelhamento com um negativo localizado a sudoeste, na região de Paragominas. O par anômalo com amplitude de 60 mGal e comprimento de onda de 150 km apresenta padrão típico de zonas de suturas colisionais pré-cambrianas (GIBB et al., 1983; USSAMI; MOLINA, 1999). Geral-

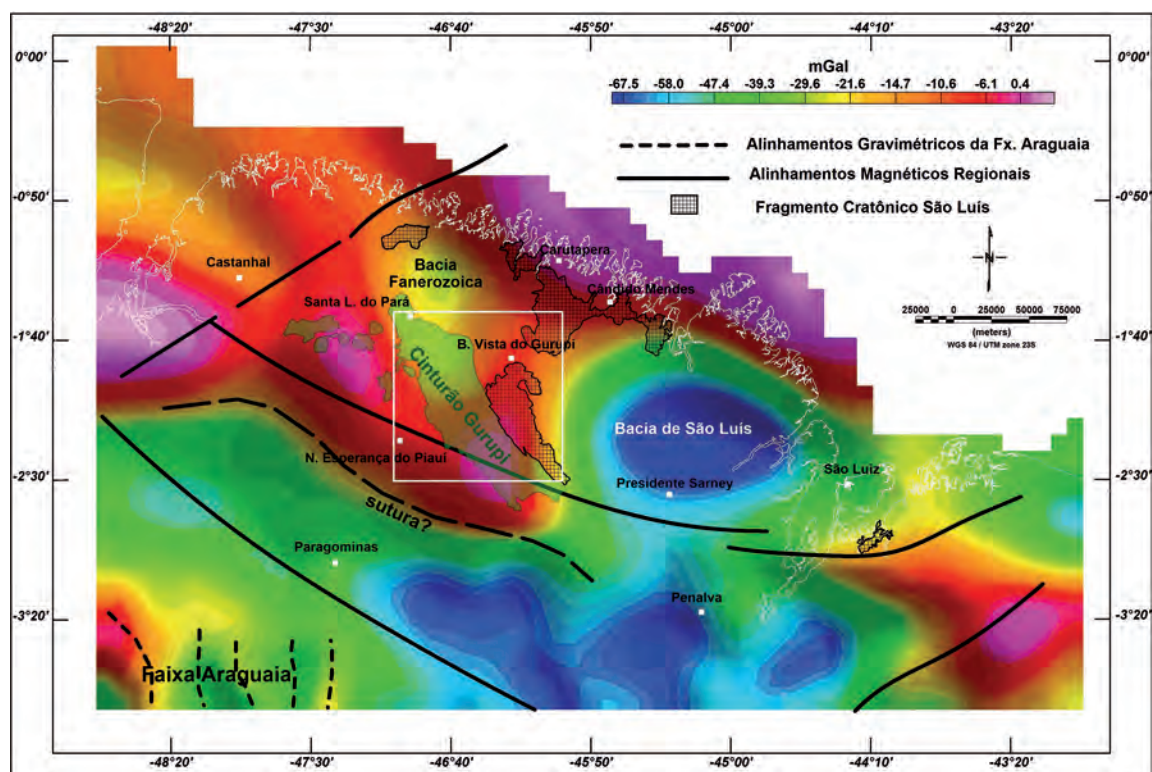


Figura 2.4 - Anomalias Bouguer (sombreada) da região do Cinturão Gurupi calculadas a partir de dados do Satélite GRACE (OLIVEIRA; ANDRADE, 2014) com superposição de alinhamentos magnéticos (interpretação de OLIVEIRA, 2016). O polígono de contorno branco limita a área da ARIM Gurupi.

mente a linha de sutura está posicionada em um ponto médio entre o positivo e o negativo. É importante observar que o par anômalo com direção NW-SE trunca eixos Bouguer positivos e negativos de direção N-S da Faixa Araguaia, a oeste.

A prevalência de anomalias Bouguer positivas no Cinturão Gurupi indica que a crosta é formada por rochas com densidades acima da média, ou por causa da composição original ou metamorfismo de grau alto. Entretanto, o sinal gravimétrico tem interferências de anomalias negativas associadas com bacias fanerozóicas a leste e a norte. A região considerada como parte do Fragmento Cratônico São Luís, a nordeste do cinturão, também apresenta anomalias Bouguer positivas.

2.4.1 - Assinatura gravimétrica das unidades litológicas e associações tectônicas

Com base em dados gravimétricos terrestres produzidos neste projeto (OLIVEIRA, 2016), observa-

-se que as rochas metavulcanossedimentares da Formação Chega Tudo e as rochas intrusivas da Suíte Intrusiva Tromai, entre outras de menor expressão estão associadas com anomalias Bouguer positivas, cujo conjunto tem formato de sigmoide no subdomínio a nordeste da Zona de Cisalhamento Tentugal (Figs. 2.5 e 2.6). Esta associação de rochas produz anomalias positivas com amplitudes de até 15,0 mGal. Contudo, por causa da forte contribuição vulcânica, as rochas da Formação Chega Tudo que ocorrem no centro do complexo apresentam as maiores amplitudes (até 23,0 mGal). Entretanto, a longa faixa de rochas na direção NW-SE desta formação, que bordejia a Zona de Cisalhamento Tentugal não apresenta uma assinatura Bouguer bem definida, estando posicionada na interface entre anomalias positivas e negativas com gradientes médios de 1,0 mGal/km (Figs. 2.5 e 2.6). Na região sudeste, onde o contado da formação é definido por zonas de cisalhamentos, a correlação ocorre com anomalias Bouguer negativas.

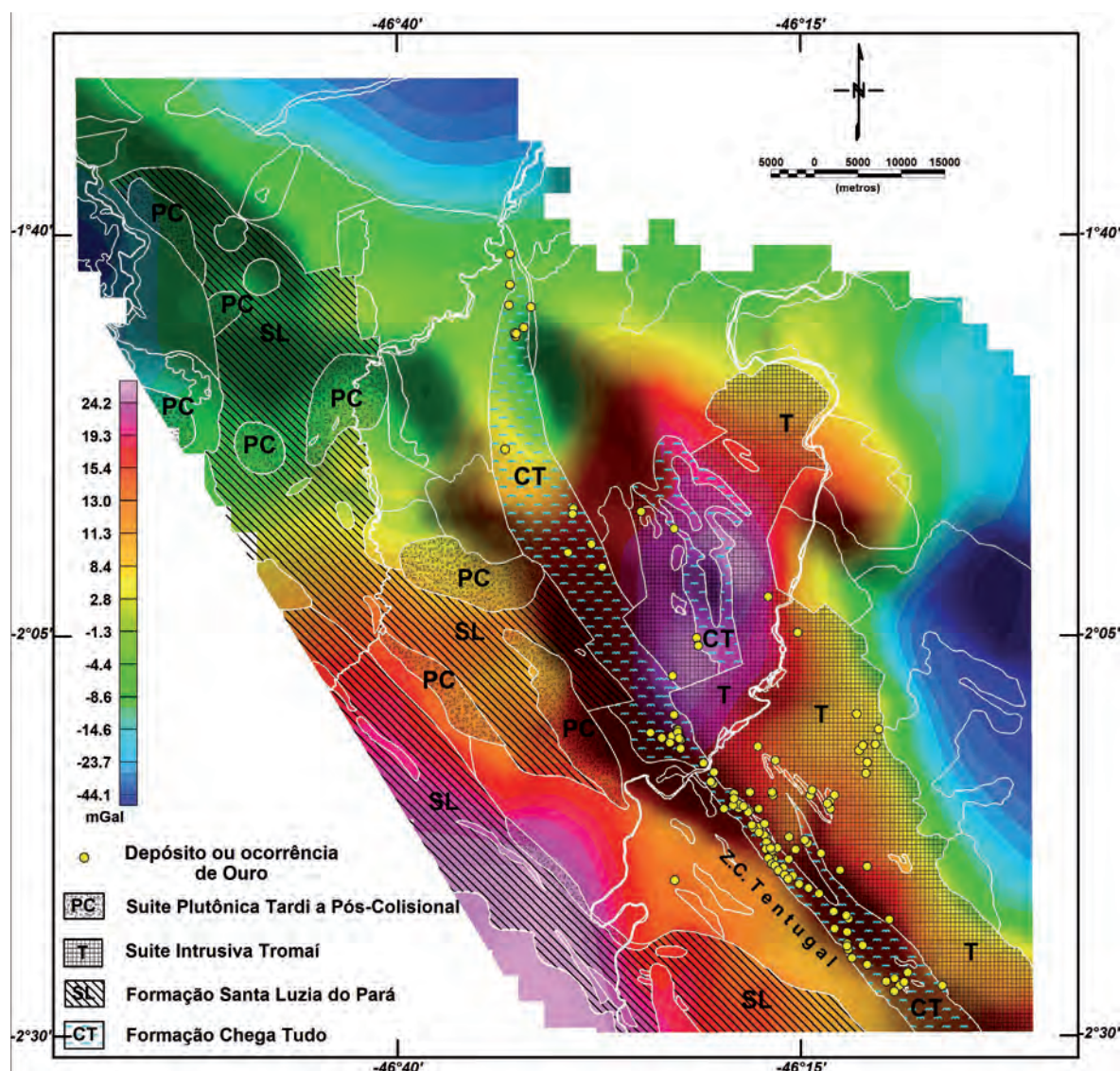


Figura 2.5 - Anomalias Bouguer interpoladas pelo método de mínima curvatura em malha de 3,0 x 3,0 km (sombreada) com sobreposição dos contatos das principais associações tectônicas (traços brancos) e ocorrências ou depósitos de Au (segundo OLIVEIRA, 2016).

No subdomínio gravimétrico a sudoeste da Zona de Cisalhamento Tentugal, a sequência de margem continental ativa da Formação Santa Luzia do Pará, em conjunto com as suítes plutônicas tardi a pós-colisionais, apresentam dominância de anomalias Bouguer negativas. Isto ocorre por causa da densidade mais baixa destas rochas em relação ao subdomínio adjacente. Observa-se que alguns corpos tardi a pós-colisionais apresentam assinatura gravimétrica negativa e semicircular (Fig. 2.6). Isto indica que estas intrusões apresentam composições que resultam em rochas mais leves do que as rochas da Formação Santa Luzia do Pará (encaixantes) e sugere a preservação da raiz da intrusão e possivelmente grande parte da câmara magmática original. No noroeste da área, na região de afloramento das rochas metassedimentares de margem passiva

(Grupo Gurupi e formações Cabeça de Porco, Marajupema e Vila Cristal) as anomalias Bouguer têm tendência mais negativa do que as rochas de margem ativa. Para este fato existem duas possíveis explicações: 1) os sedimentos de margem passiva assentam sobre rochas do embasamento e são mais espessos do que os sedimentos de margem ativa (Formação Santa Luzia do Pará); ou 2) os sedimentos de margem passiva assentam sobre as rochas de margem ativa e a soma dos dois resulta em anomalias mais negativas. Nesta região do projeto, apesar da atenuação do sinal produzido pela presença das rochas metassedimentares, observa-se a existência de um alinhamento de anomalias positivas com direção NW-SE, que provavelmente corresponde à continuidade das rochas das sequências de arcos de ilha, subjacente aos metassedimentos.

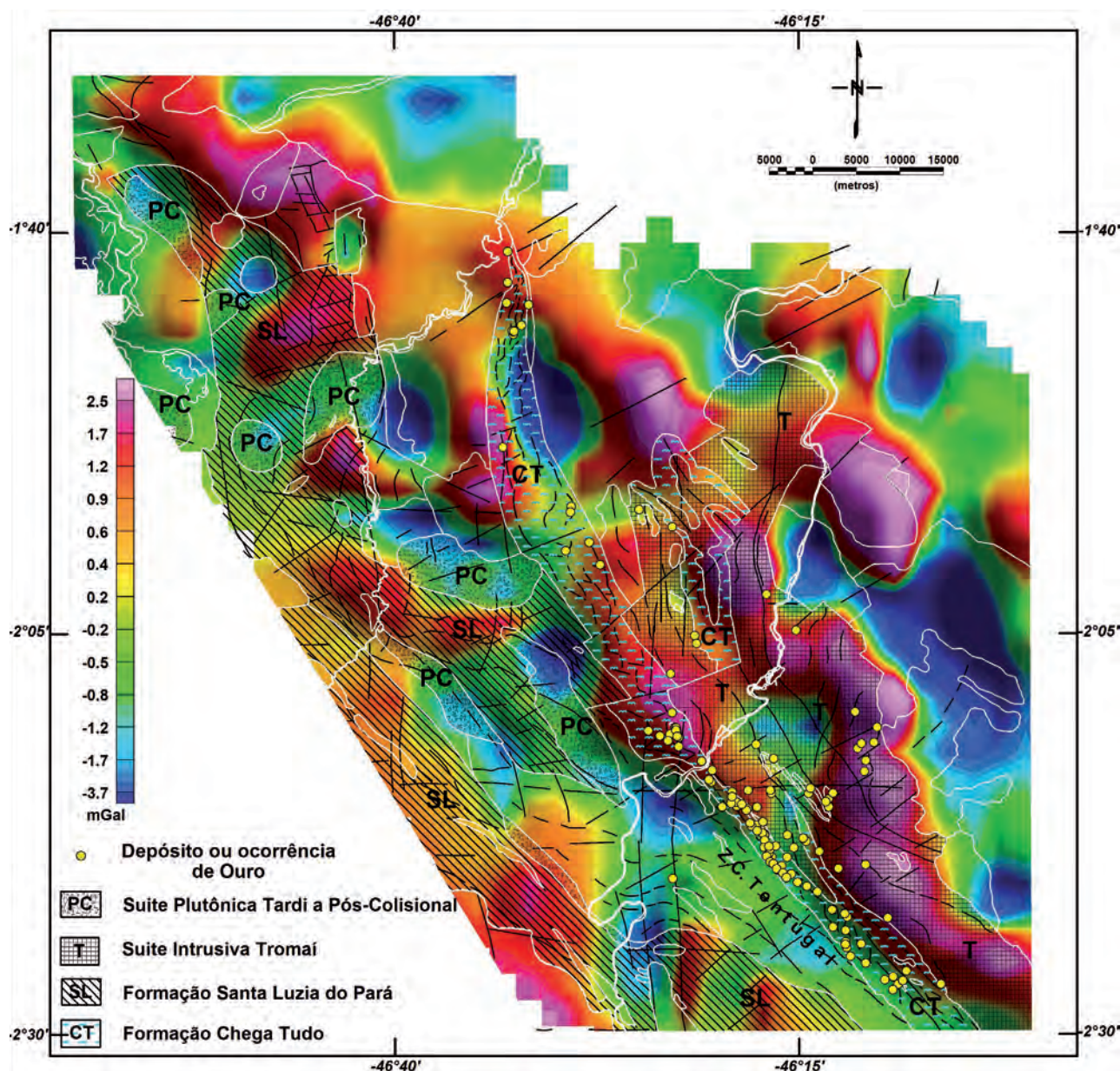


Figura 2.6 - Componentes residuais das anomalias Bouguer (sombreadas) com sobreposição dos contatos das principais associações tectônicas (traços brancos), estruturas geológicas (traços pretos) e ocorrências/depósitos de Au (segundo OLIVEIRA, 2016).

No centro-norte da área do projeto foram interpretadas cinco pequenas bacias com forma de rifte, emparelhadas na direção N-S (Fig. 2.7). O sinal gravimétrico negativo no interior destas bacias varia de amplitude (4,0 a 8,0 mGal), possivelmente em função da densidade das rochas que compõem o seu substrato ou da espessura do empilhamento sedimentar. As bacias encaixadas no embasamento formam um sistema de horsts e grabens. Nos horsts afloram rochas da Formação Chega Tudo (entre A, B e C) e os grabens são preenchidos por sedimentos siliciclásticos da Formação Piriá (A) e da Formação Serra Grande (B) e por coberturas do Grupo Barreiras (C, D e E).

Na região leste do projeto ocorre a Bacia de São Luís, cuja expressão gravimétrica marcada por anomalias Bouguer negativas com amplitudes

acima de 12 mGal (E na Fig. 2.7) indica a existência de falhas normais de grandes rejeitos. Nesta região com anomalia Bouguer expressivamente negativa afloram sedimentos cenozoicos do Grupo Barreiras. Entretanto, os dados gravimétricos sugerem um empilhamento de rochas sedimentares com espessura de pelo menos 1,0 km, indicando a existência de outras formações sedimentares abaixo do Grupo Barreiras.

2.4.2 - Implicações para limites tectônicos

O limite entre o Fragmento Cratônico São Luís e o Cinturão Gurupi é tido como a Zona de Cisalhamento Tentugal (HASUI; ABREU; VILLAS, 1984) (Figs. 1.1 e 2.1B). A existência de uma zona de sutura quase

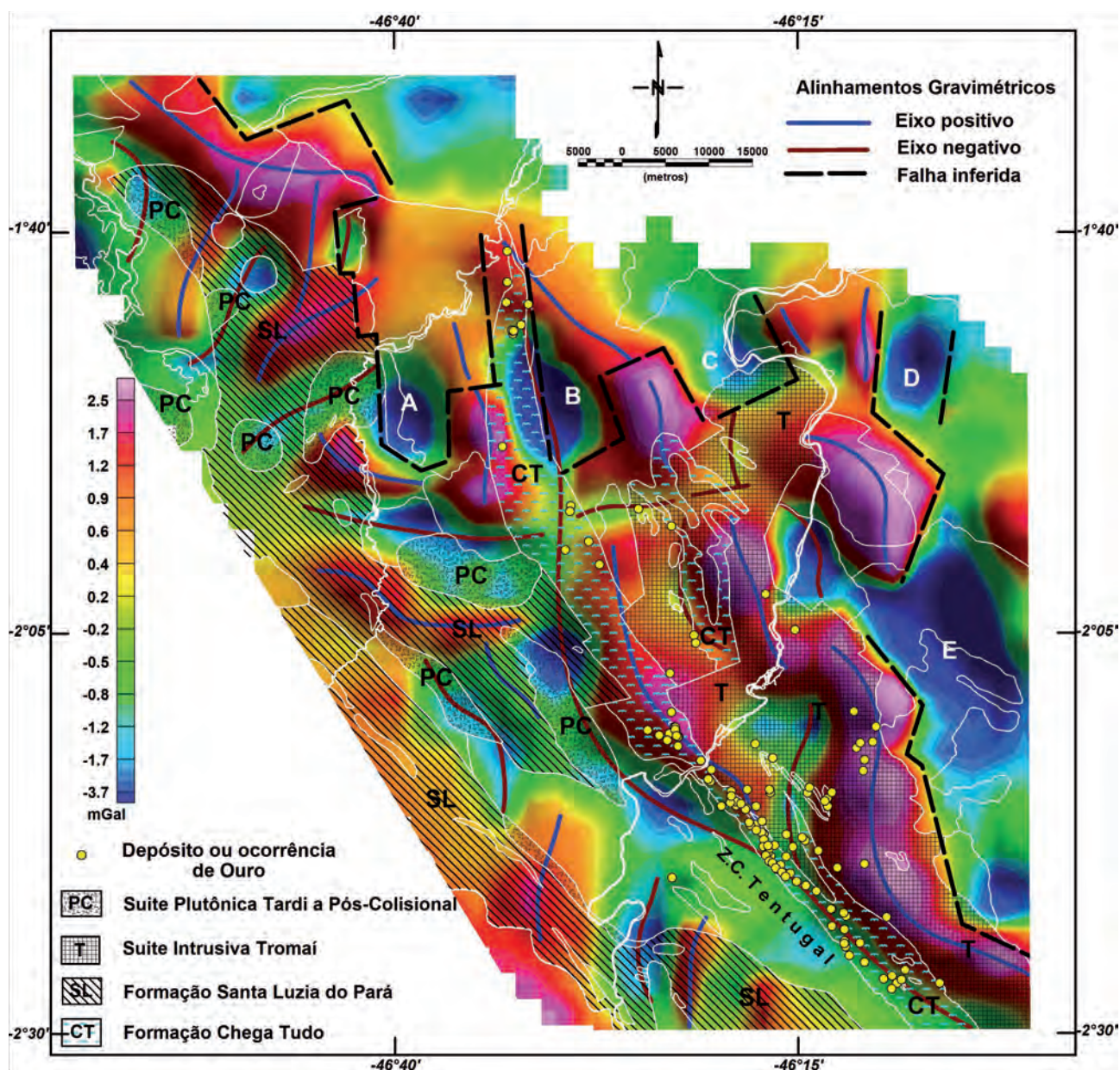


Fig. 2.7 - Componentes residuais das anomalias Bouguer (sombreadas) com interpretação dos alinhamentos gravimétricos e sobreposição das principais associações tectônicas e das ocorrências/depósitos de Au. As bacias (riftes?) estão indicadas pelas letras A, B, C, D e E (OLIVEIRA, 2016).

coincidente com esta estrutura foi sugerida também com base em anomalias gravimétricas e magnéticas positivas (CASTRO et al., 2014). Contudo, segundo Klein et al. (2005a), essa estrutura representa um limite geocronológico (Rb-Sr, K-Ar) e litoestrutural e não uma descontinuidade fundamental que separa terrenos de procedência distinta. Isto porque parte significativa do Fragmento Cratônico São Luís foi retrabalhada no Neoproterozoico e forma importante porção do embasamento do Cinturão Gurupi (ver discussão mais adiante, no Capítulo 4). Os demais limites encontram-se encobertos pelas bacias e coberturas sedimentares fanerozoicas, sendo que estudos petrográficos, estruturais, geofísicos e geocronológicos (Rb-Sr e K-Ar) das rochas do embasamento dessas bacias (BRITO NEVES et al., 1984; CORDANI et al., 1984; CUNHA, 1986; NUNES, 1993; CASTRO et al., 2014) indicam que as mesmas se encontram afetadas por eventos do Neoproterozoico cerca de uma centena de quilômetros a leste da cidade de São Luís-MA. Essas rochas pertenceriam ao Cinturão Gurupi. Uma parte maior desse embasamento, ao sul do Cinturão Gurupi, não estaria afetada por esses eventos e constitui o chamado Bloco Parnaíba (BRITO NEVES et al., 1984) (Fig. 2.2). Esse bloco foi também identificado em perfilagem sísmica de reflexão profunda mais recente (DALY et al., 2014), que o mostra como um grande bloco bastante homogêneo sismicamente, desprovido de anisotropia acústica aparente. Esse bloco, de constituição e idade ainda indefinidas, deve ter tido participação fundamental na evolução pré-cambriana regional.

De acordo com Oliveira (2016), apesar das poucas estações gravimétricas terrestres é possível distinguir tendência positiva da anomalia Bouguer na região oeste, confirmada pelos dados regionais de satélite (Fig. 2.4), onde pode ser observado o prolongamento da anomalia positiva por aproximadamente 50 km para sudoeste além do limite dos afloramentos do Cinturão Gurupi. No início da tendência positiva ocorrem zonas de empurrões com vergência para nordeste que afetaram a Formação Santa Luzia do Pará (vide capítulo 4 e mapa geológico que acompanha este informe), expondo janelas de granitoides do Paleoproterozoico. Entretanto, por causa dos sedimentos cenozoicos é difícil especular uma possível continuidade das rochas do Cinturão Gurupi para sudoeste. Contudo, trabalhos de interpretação de dados geofísicos regionais, realizados por Castro et al. (2014), estendem este cinturão até a região de truncamentos dos alinhamentos gravimétricos N-S da Faixa Araguaia, localizados 140 km para sudoeste (Fig. 2.4). Porém, considerando o par gravimétrico positivo-negativo que ocorre a sudoeste do Cinturão Gurupi (Fig. 2.4) e de acordo com estudos gravimétricos de zonas de suturas em faixas móveis pré-cambrianas (GIBB et al., 1983; USSAMI; MOLINA, 1999; MANDAL et al., 2015), Oliveira (2016) entendeu que deve existir um limite tectônico (sutura?) coincidente com a região média entre o positivo e o negativo. Neste caso, este limite tectônico estaria localizado aproximadamente 50 km a sudoeste da região de exposição das rochas do Cinturão Gurupi, reduzindo consideravelmente a largura do cinturão estimada por Castro et al. (2014).

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Evandro L. Klein; Elem C. S. Lopes; Sulsiene M. Souza-Gaia; Felipe M. Tavares; Diogo A. de Sordi

3.1 - HISTÓRICO

Embora com atividade mineradora reconhecida desde o século XVII, registros de trabalhos de cunho estratigráfico na região do Gurupi iniciaram-se com Moura (1936) que relatou a ocorrência de rochas gnáissicas, graníticas e anfibolíticas e definiu a primeira unidade estratigráfica na região, a Série Gurupi, referindo-se às rochas metamórficas de baixo grau (filitos e mica-xistos) aflorantes nas proximidades dos rios Gurupi e Piriá. Francisco et al. (1971) reuniram as rochas gnáissicas e graníticas sob a denominação de Pré-Cambriano Indiviso e redenominaaram a Série Gurupi como Grupo Gurupi, denominações mantidas pelo projeto RADAM (NUNES et al., 1973). A cartografia e a estratigrafia regionais passaram a evoluir com trabalhos sistemáticos executados a partir de 1977 pela CPRM (COSTA et al., 1977; PASTANA, 1995; ALMEIDA, 2000; COSTA, 2000) e por produções da Universidade Federal do Pará (ABREU; VILLAS; HASUI, 1980; HASUI; ABREU; VILLAS, 1984). Na ausência de dados geocronológicos robustos na época, esses trabalhos foram auxiliados pelos estudos geocronológicos pioneiros do grupo de pesquisas da Universidade de São Paulo, com uso dos sistemas Rb-Sr e K-Ar (HURLEY et al., 1967; 1968; ALMEIDA et al., 1968; ALMARAZ; CORDANI, 1969).

Avanços maiores na cartografia geológica e na estratigrafia surgiram com os levantamentos geológicos sistemáticos, na escala 1:100.000, da Folha Cândido Mendes, no Fragmento Cratônico São Luís (KLEIN et al., 2008a), e das folhas Centro Novo do Maranhão (KLEIN; LOPES, 2011) e Santa Luzia do Pará (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015), no Cinturão Gurupi, já com apoio de geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão, de dados isotópicos (Sm-Nd) e litogeoquímicos em rocha total, e as duas últimas com apoio de aerogeofísica de alta resolução. Apesar disso, várias pendências existem no que concerne ao posicionamento temporal e significado tectônico de algumas das unidades cartografadas.

Neste capítulo é apresentado o sumário da estratigrafia do Cinturão Gurupi, e de seu entorno, usada neste projeto (Fig. 3.1A) e com sustentação de aerogeofísica de alta resolução (p.ex., Fig. 3.2), incluindo proposição de novas unidades. Não é objetivo, aqui, a discussão de todas as proposições, definições e redefinições de várias unidades, o que já foi feito recentemente em projetos de cartografia geológica básica (vide KLEIN; LOPES, 2011; KLEIN et al., 2008a; KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015).

3.2 - METATONALITO IGARAPÉ GRANDE

Unidade definida por Klein et al. (2005a) para se referir a uma lente cartografada em Almei-

da (2000) na porção central do Cinturão Gurupi (Fig. 3.1A) e que havia sido associada a uma unidade de embasamento metamórfico (Complexo Maracaçumé, posteriormente redefinido para Complexo Itapeva). Essa separação se deveu à diferença de idade entre as unidades Igarapé Grande (Arqueano) e Itapeva (Paleoproterozoico).

Consiste em metatonalitos cinza escuros que estruturalmente variam de termos sem trama tectônica mesoscópica evidente a variedades bandadas (Fig. 3.3). Localmente foi encontrado hornblendito, que representa possível enclave. Ao microscópio observa-se, nos metatonalitos, principalmente textura granular hipidiomórfica, mas quartzo (26-45%) e plagioclásio (35-50%) recristalizados podem formar arranjos granoblásticos. Contém algum microclínio (<5%), biotita marrom (8-15%) e ocasional anfibólio verde (<7%). Clorita e muscovita são produtos retrometamórficos desenvolvidos sobre a biotita e/ou anfibólio e os acessórios são apatita, zircão, titanita, epidoto, granada e minerais opacos.

Uma idade de 2594 ± 3 Ma (evaporação de Pb em zircão) foi obtida por Klein et al. (2005a) e interpretada como a idade de cristalização do protólito do metatonalito/gnaiss, o que posiciona a unidade no Neoarqueano.

3.3 - COMPLEXO ITAPEVA

Unidade definida por Klein et al. (2005a), com área tipo na cachoeira Itapeva, no rio Gurupi, em substituição ao Complexo Maracaçumé, supostamente arqueano (COSTA et al., 1977). Além da concepção e significado, a unidade vem recebendo modificações em sua cartografia e distribuição geográfica (PASTANA, 1995; KLEIN; LOPES, 2011), tendo sua área sido ampliada neste projeto. O principal maciço (Fig. 3.1) é alongado segundo a direção NW-SE e apresenta forma aproximada de S, o que pode ser influência de zona de cisalhamento ativa no Neoproterozoico. Faz contato tectônico por zona de cisalhamento transcorrente com a Formação Chega Tudo, por falha de empurrão com a Formação Vila Cristal e é intrudido por granitoides peraluminosos mais jovens.

Estruturalmente, as rochas variam de foliadas a bandadas (Fig. 3.4), são frequentemente dobradas em escala centimétrica a decamétrica e possuem bolsões e veios de quartzo e quartzo-feldspato, geralmente concordantes, alguns ricos em biotita e/ou muscovita. A orientação geral da foliação e do bandamento é NW-SE, com mergulhos acentuados para SW ou NE (KLEIN; LOPES, 2011).

O conteúdo litológico do complexo inclui principalmente ortogneisses tonalíticos e quartzo dioríticos,

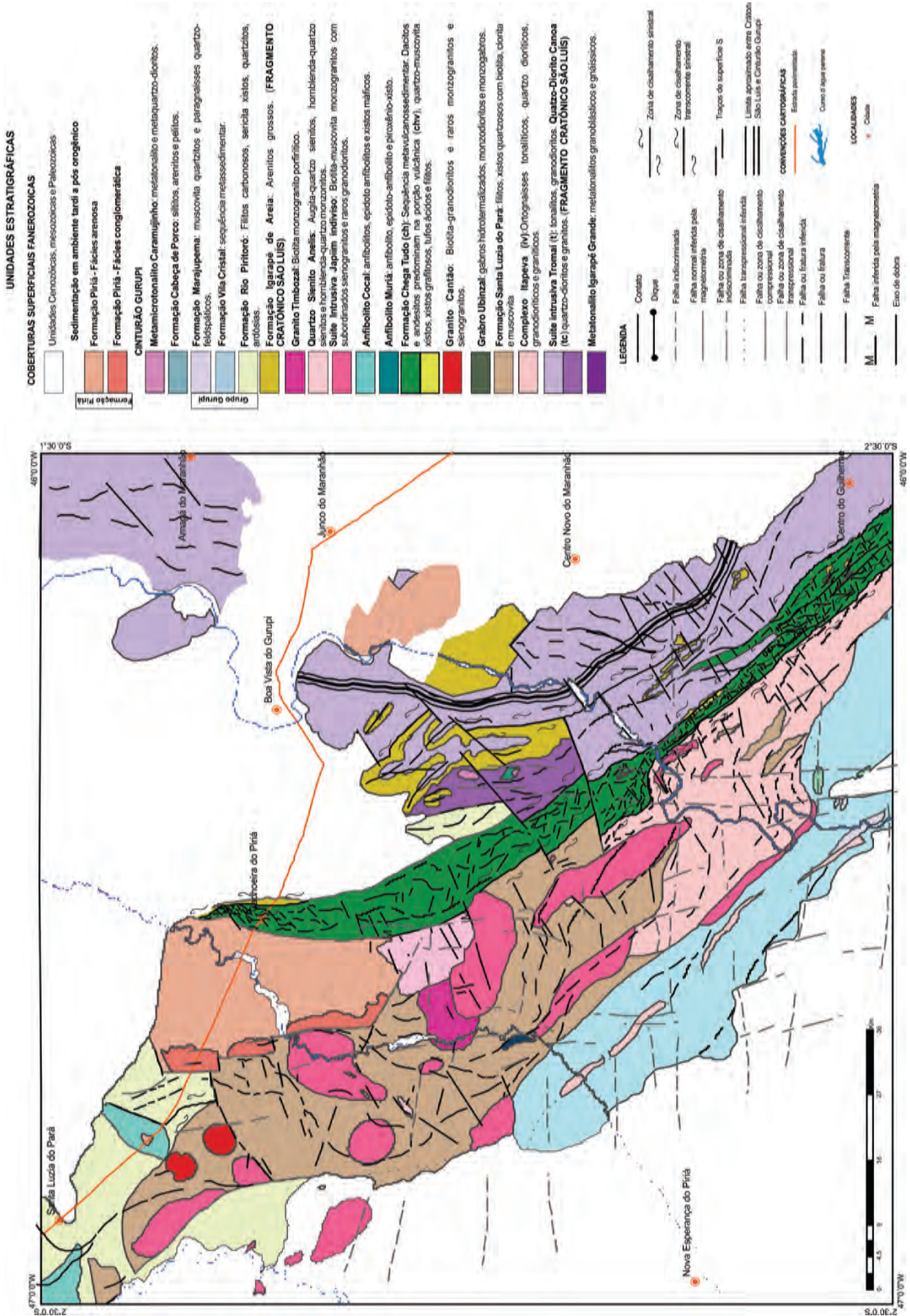


Figura 3.1 – (A) Mapa geológico simplificado da ARIM Gurupi.

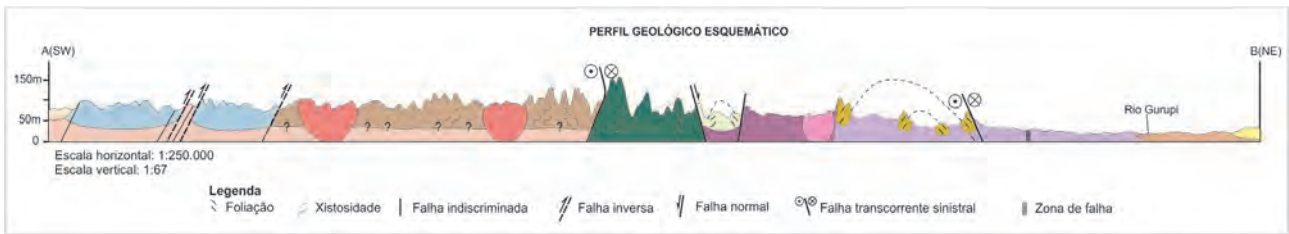


Figura 3.1 – (B) Perfil geológico SW-NE.

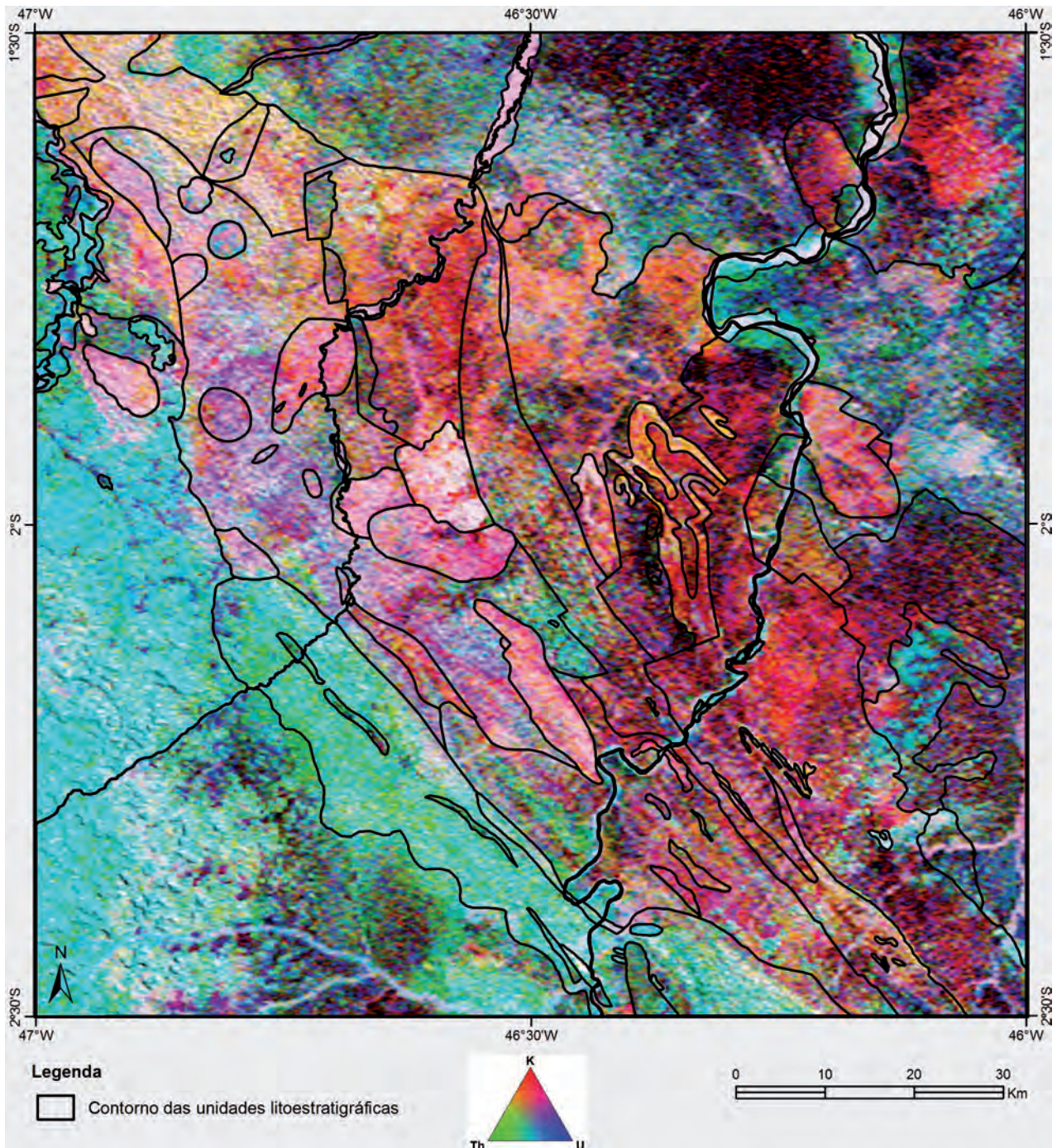


Figura 3.2 – Imagem aerogeofísica RGB com o contorno das unidades estratigráficas definidas neste projeto.

sendo menos comuns as variedades granodioríticas, graníticas e os paragneisses. A mineralogia varia em percentuais modais dependendo da composição do protólito e inclui plagioclásio (45-66%), quartzo (25-30%), microclínio (4-5%, quando presente), biotita

(11-20%) e/ou hornblenda (5-30%) e epidoto neofornado (4-5%). Minerais opacos, apatita e zircão são as principais fases acessórias; alanita, titanita e granada ocorrem ocasionalmente. (KLEIN; LOPES, 2011; KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015). Klein e Lopes (2011) também

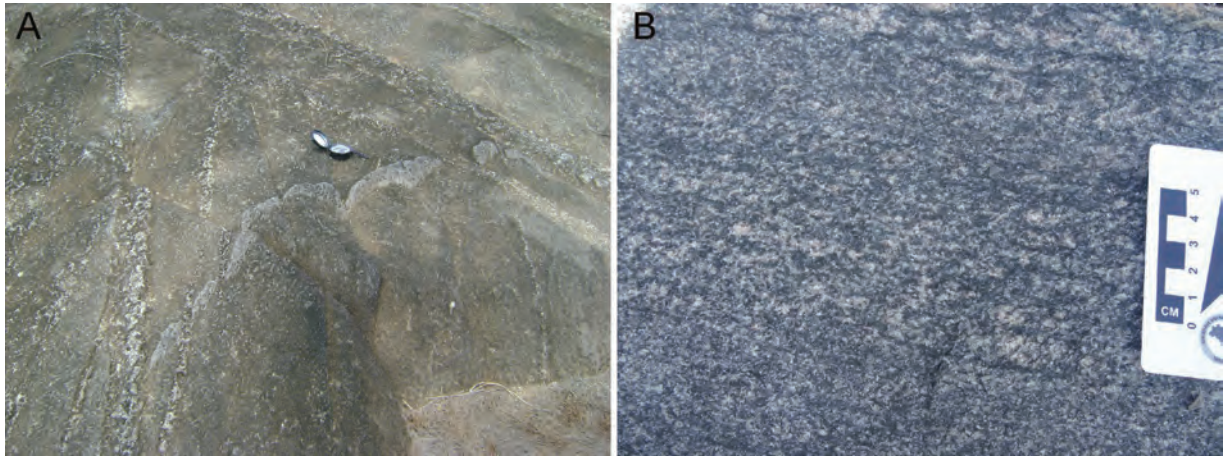


Figura 3.3 – (A) Afloramento do Metatonalito Igarapé Grande, com rocha foliada e cortada por veios de quartzo discordantes. (B) Detalhe de biotita metatonalito.

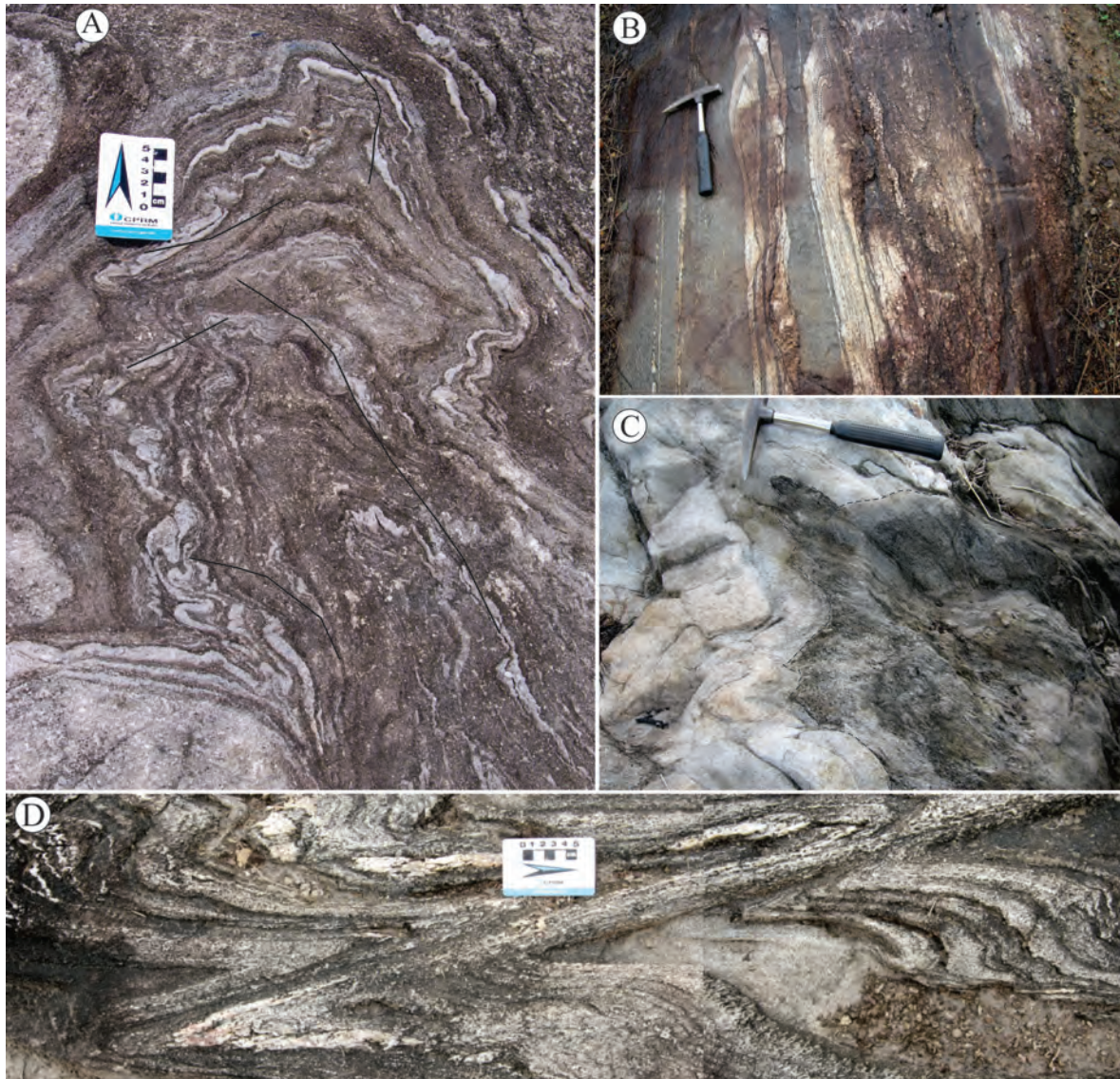


Figura 3.4 – Aspectos do Complexo Itapeva em afloramento. (A) Gnaiss dobrado e levemente mingmatizado (os traços contínuos representam os planos axiais das dobras). (B) Gnaiss com bandas máficas e félsicas dobradas isoclinalmente; a assimetria de dobras de cisalhamento (linhas pontilhadas) indica movimentação dextral. (C) Provável relação de intrusão entre metatonalito com granada (datado neste trabalho) e biotita xisto (também datado aqui) e relacionado tentativamente com a Formação Santa Luzia do Pará. (D) Gnaiss bandado e dobrado, com zona de cisalhamento desenvolvida junto aos flancos das dobras, gerando dobras sem raiz.

reconheceram biotita metatonalitos (variedades foliadas, mas não gnaissificadas) com quantidades importantes de epidoto (4-8%) e pequenas de granada. Microscopicamente, são granoblásticos e lepidoblásticos e localmente miloníticos e porfiroclásticos.

Quimicamente, Klein e Lopes (2011) identificaram dois grupos, ambos com características similares às de granitoides de arcos vulcânicos, mas com diferenças significativas em elementos traços, o que pode indicar distintos protólitos. Idades (U-Pb em zircão) de 2158 ± 8 Ma e 2167 ± 2 Ma foram determinadas previamente (KLEIN et al., 2005a; KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015) e dados isotópicos de Nd (KLEIN et al., 2005b; KLEIN; LOPES, 2011) apontam idades modelo T_{DM} de 2,22 a 2,31 Ga com valores de $\epsilon Nd(t)$ entre +1,4 e +2,6 (Anexo 1), indicando caráter juvenil para os protólitos ígneos dos gnaisses. Neste projeto foi datado o biotita metatonalito com granada (U-Pb SHRIMP em zircão), o qual revelou idade de 2144 ± 6 Ma (Fig. 3.5), sugerindo a existência de um magmatismo levemente mais jovem do que o dos protólitos dos gnaisses. Não foi possível, entretanto, a separação cartográfica desse metatonalito na escala de trabalho. A idade modelo de 2,33 Ga e o valor de $\epsilon Nd(t)$ de +1,1 (Anexo 1) sugerem dominância de fonte paleoproterozoica para o magma gerador desse metatonalito.

3.4 - FORMAÇÃO SANTA LUZIA DO PARÁ

A Formação Santa Luzia do Pará foi proposta por Klein, Lopes e Chaves (2015) para agrupar parte das sequências metassedimentares do Cinturão Gurupi que eram anteriormente incluídas no Grupo Gurupi (PASTANA, 1995; COSTA, 2000; KLEIN; LOPES, 2011). Uma longa discussão e justificativa para essa adoção, com base em dados geocronológicos preliminares e não inequívocos, informações geofísicas e escassas relações de campo são encontradas em Klein, Lopes e Chaves (2015).

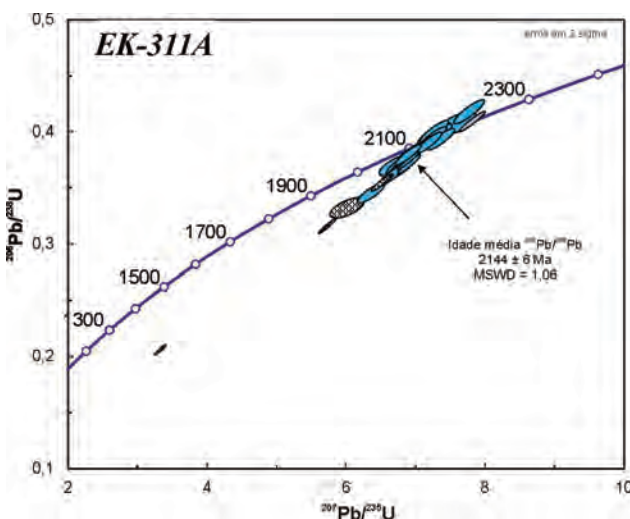


Figura 3.5 – Diagrama Concordia para zircão de metatonalito do Complexo Itapeva. Idade calculada a partir da média de grupo coerente de 19 cristais (em azul no diagrama).

Klein, Lopes e Chaves (2015), as rochas atribuídas à Formação Santa Luzia do Pará encontram-se bastante intemperizadas e raros são os afloramentos com rochas frescas. Em campo, a maioria das rochas foi descrita como mica xistos e quartzo-mica xistos (Fig. 3.6A, B) de coloração marrom e arroxeadas. Bolsões e veios de quartzo discordantes, subconcordantes e concordantes, comumente boudinados, são frequentes. Também são considerados aqui os micaxistos que formam três corpos alongados em meio ao maciço principal do Complexo Itapeva (Fig. 3.1A) e que haviam sido incluídos naquele complexo por Klein e Lopes (2011) sob a denominação Complexo Itapeva xistos. Contudo, dados geocronológicos obtidos neste projeto indicam que são mais jovens do que as rochas do complexo. Esses xistos possuem granulação dominante fina a média e, quando grossos, são bandados (Fig. 3.6C, D). Klein e Lopes (2011) identificaram granada-biotita xistos, com ou sem cloritoide e muscovita, tendo textura lepidoblástica como predominante.

A xistosidade possui orientação variável, predominando as orientações N10°-30°W com mergulhos moderados a altos para SW no contato com a Formação Chega Tudo, flexurando até as orientações N30°-50°E, nas proximidades do Granito Japiim, onde as foliações perfazem uma megadobra com plano axial na direção ENE-WSW, visível em imagens de aeromagnetometria. Junto a um pluton de granito indiferenciado da Suíte Intrusiva Japiim a trajetória da foliação é circular e contorna o pluton, indicando o caráter intrusivo deste (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015). Condições de metamorfismo sugeridas por Costa, Almeida e Ricci (1996) estariam acima de 425°C (fácies xisto verde alto), com base no aparecimento de biotita em metapelitos (xistos quartzosos com muscovita, biotita e clorita). Entretanto, a presença de estauroлита em algumas porções da unidade indica que ao menos parte da mesma alcançou fácies anfíbolito.

Em trabalhos prévios, o posicionamento estratigráfico da Formação Santa Luzia do Pará no Riachão se baseou na interpretação de relação de intrusão com o Granito Cantão, o que colocaria a formação como mais antiga do que 2163 Ma (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015). Dados U-Pb (LA-ICM-MS) em zircão detrítico obtidos neste trabalho, efetivamente mostram picos bem definidos para fontes com idade em torno de 2150 Ma (Fig. 3.7). Deve-se levar em consideração que as três amostras analisadas apresentam uns poucos cristais com idades bastante inferiores, em torno de 2000 Ma. Essa incongruência demonstra que a idade máxima de sedimentação e as relações de contato ainda necessitam de estudos para sua definição. Contudo, na amostra EK311B, idades de 2058 ± 19 a 2063 ± 30 Ma foram obtidas na borda dos cristais de zircão, em sobrecrecimentos com razões Th/U muito baixas, compatíveis com metamorfismo, interpretação dada aqui para esses dados.

O ambiente de sedimentação, em razão da pequena quantidade de afloramentos, e o significado tectônico, dificultado pela questão de posiciona-

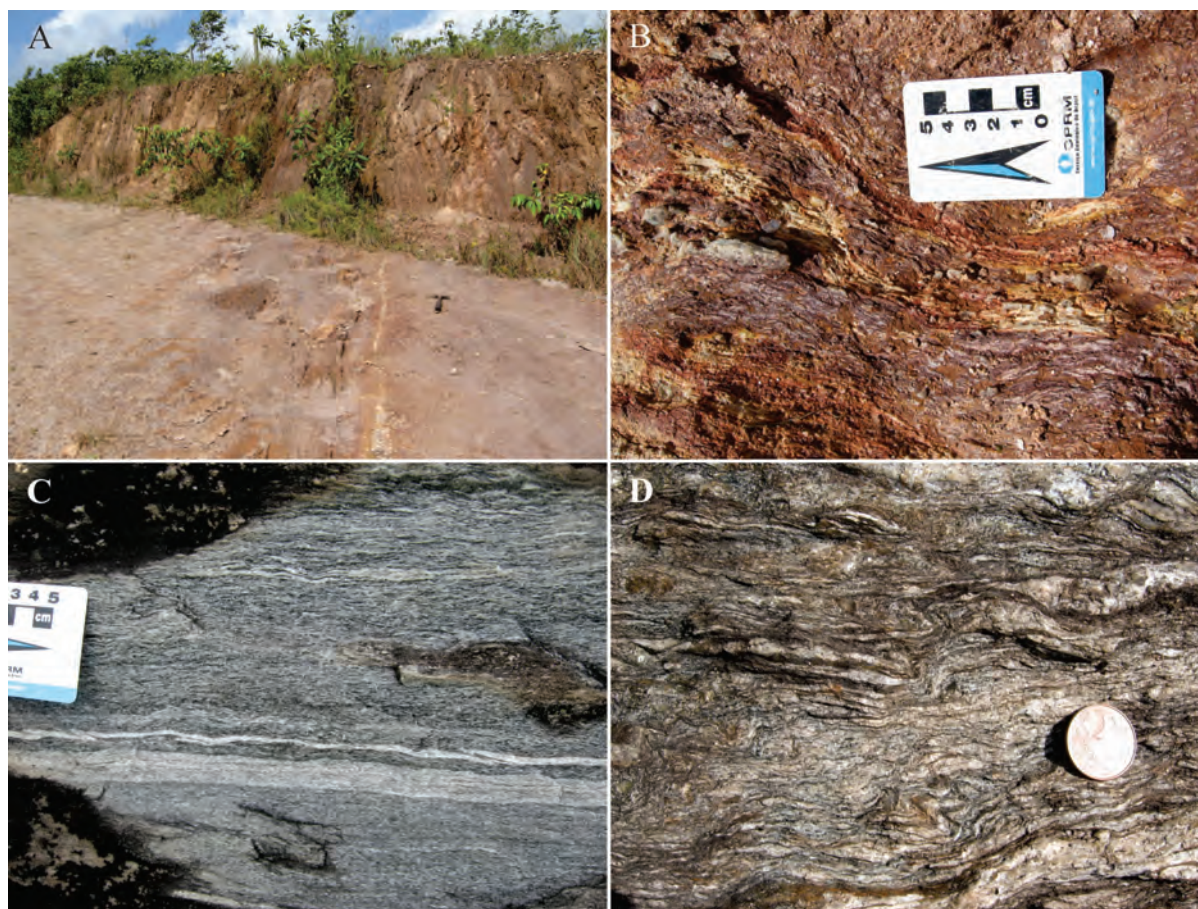


Figura 3.6 – Aspectos da Formação Santa Luzia do Pará em afloramento. (A) e (B) Xistos finos a médios e alterados. (C) e (D) Biotita xistos grossos, bandados e deformados.

mento temporal, são incertos. A predominância de quartzo-mica xistos, com alguma granada, cloritoide e estauroilita, e a virtual ausência de rochas ortoderivadas sugerem sequência quartzo-feldspática ou grauvaquiana, com contribuição pelítica (turbiditos?). Esses sedimentos podem ter sido depositados em bacia sintectônica/sinorogênica de evolução prolongada e os granitos, aparentemente intrusivos na sequência, seriam altos do embasamento da bacia, ou do orógeno em soerguimento.

3.5 - SUÍTE INTRUSIVA TROMAÍ

A Suíte Intrusiva Tromaí (COSTA et al., 1977; PASTANA, 1995; KLEIN et al., 2008a) é formada por granitoides reunidos em corpo(s) batolítico(s), provavelmente composto(s) por múltiplas intrusões, que afloram no Fragmento Cratônico São Luís e no Cinturão Gurupi. Klein et al. (2008a) subdividiram a suíte na porção norte do Fragmento Cratônico São Luís em três subunidades faciológicas (Tonalito Cavala, Granodiorito Igarapé Bom Jesus e Granito Areal), com base em aspectos petrográficos e geoquímicos, fato que não foi observado por Klein e Lopes (2011) na zona limítrofe entre o fragmento cratônico e o cinturão. Essa abordagem de Klein e Lopes (2011) é adotada aqui. Também passa a ser incluído nessa suíte, o Quarto-diorito Canoa, aqui definido (ver abaixo). A suíte é recoberta,

em sua porção oriental, por sedimentos fanerozoicos. O contato com a Formação Igarapé de Areia, a norte, é tectônico e, provavelmente em parte, discordante/erosivo. Para sul-sudeste, na região limítrofe entre a área cratônica e o Cinturão Gurupi, a Suíte Tromaí faz contato com a Formação Chega Tudo ao longo da Zona de Cisalhamento Tentugal (Fig. 3.1).

As rochas da Suíte Intrusiva Tromaí exibem granulção média a grossa e são equigranulares a inequigranulares, raramente porfiríticas, e mostram tonalidades acinzentada, esverdeada e rosada. Os tons esverdeados são muito comuns em razão da alteração hidrotermal regional e/ou metamorfismo a que foram submetidas as rochas (Fig. 3.8). Mesoscopicamente apresentam estruturas maciças a foliadas (Fig. 3.8), até miloníticas, dependendo da relação com a Zona de Cisalhamento Tentugal e outras estruturas. Enclaves microgranulares de tonalito a quartzo diorito são bastante frequentes, assim como as concentrações de minerais máficos.

Petrograficamente foram descritos (KLEIN; LOPES, 2011 e neste trabalho) biotita (raramente hornblenda) monzogranito, biotita-hornblenda quartzo-monzodiorito, granodiorito com biotita e/ou hornblenda, quartzo monzonito com hornblenda e biotita ou biotita-hornblenda tonalito, o que se traduz na variação da mineralogia composta por plagioclásio (35-52%), quartzo (10-30%), feldspato alcalino (0-28%), hornblenda (3-35%) e biotita (0-5%), além de

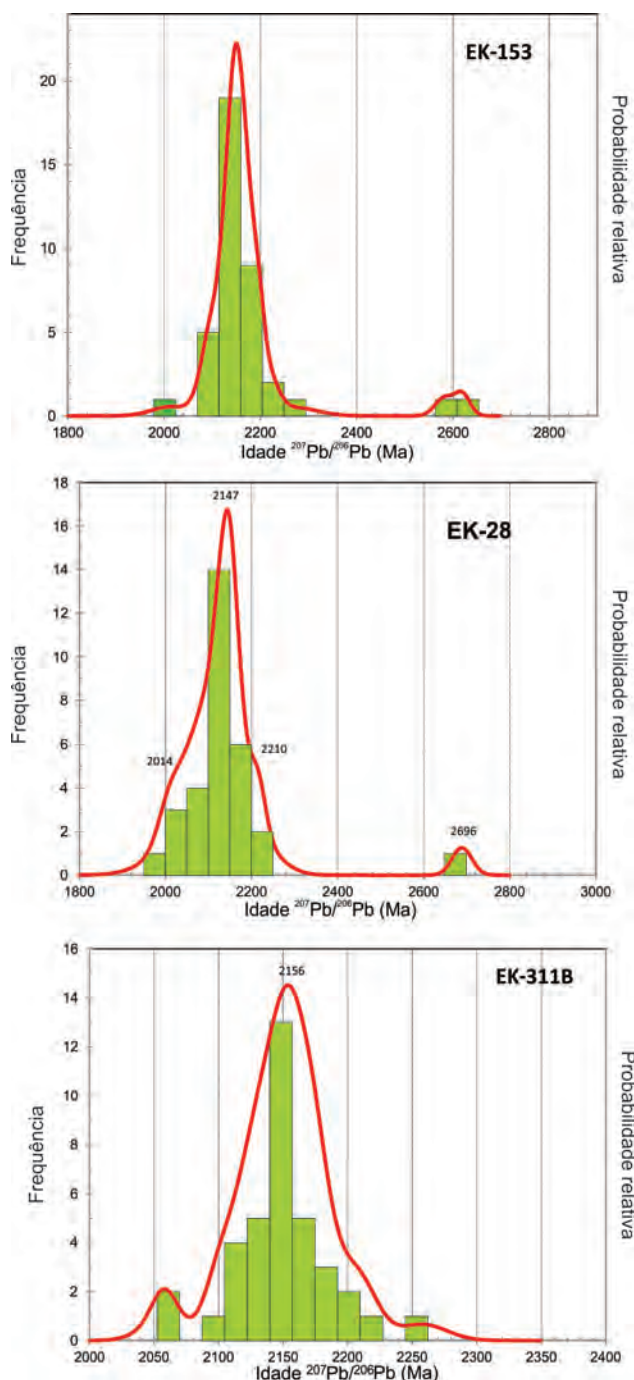


Figura 3.7 – Histogramas de frequência e curva de probabilidade relativa para amostras de zircão detrítico de xistos paraderivados da Formação Santa Luzia do Pará.

opacos, titanita (até 2%), apatita e zircão como fases acessórias e clorita, sericita, epidoto e calcita como minerais de alteração. De expressão subordinada, há rochas mais evoluídas (sienogranito e monzogranito), leucocráticas, rosadas e de granulação fina que ocorrem predominantemente como diques e veios intrudindo os próprios granitoides da suíte.

Idades entre 2147 ± 3 a 2168 ± 4 Ma, obtidas em cristais de zircão por evaporação de Pb e U-Pb SHRIMP (KLEIN; MOURA, 2001; KLEIN et al., 2005a; KLEIN; MOURA; PINHEIRO, 2005; KLEIN et al., 2008a; KLEIN; LOPES, 2011), foram interpretadas como reflexo da variação temporal na cristalização dos grani-

toides ao longo da evolução magmática da suíte. As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) para a unidade variam entre 2,22 e 2,26 Ga, com valores de $\epsilon Nd(t)$ de +1,9 a +2,6 (KLEIN; MOURA; PINHEIRO, 2005).

A interpretação para o ambiente de formação da suíte se deve a Klein et al. (2008b) que, pela integração da associação litológica com dados geocronológicos, geoquímicos e isotópicos, sugeriram que os granitoides derivam de magmas juvenis (placa oceânica, cunha do manto e subordinados sedimentos) modificados por cristalização fracionada. As rochas teriam se formado em arcos de ilhas intraoceânicos com possível transição para margem continental.

3.5.1 - Quartzo diorito Canoa

O Quartzo diorito Canoa é unidade proposta neste trabalho e foi individualizada em batólito da Suíte Intrusiva Tromai em razão de diferenças geofísicas, geoquímicas e isotópicas. A manutenção do litodema na suíte ou seu estabelecimento como unidade diversa ainda depende de estudos adicionais. Foi cartografado um corpo, alongado segundo a direção NNW-SSE, com aproximadamente 20 km de comprimento (Fig. 3.1), que aflora entre as formações Chega Tudo e Igarapé de Areia, com as quais faz contato tectônico. O relevo é aparentemente mais acentuado do que o da Suíte Tromai indivisa e os valores radiométricos são expressivamente mais baixos na unidade Canoa, principalmente no canal do potássio, e a razão Th/K delimita bem o contato entre as unidades Canoa e Tromai indivisa (Figs. 3.1 e 3.2).

A unidade é composta por quartzo diorito e subordinado tonalito, ambos inequigranulares de granulação média a grossa (Fig. 3.9A), com alguns enclaves máficos microgranulares e com variedades ricas em anfibólio. Possuem as texturas ígneas preservadas, como plagioclásio zonado, mas com evidências de metamorfismo de baixo grau e/ou alteração hidrotermal pervasiva. Feições deformacionais variam desde fraca orientação dos cristais de plagioclásio até foliação penetrativa. A mineralogia principal inclui plagioclásio (47-73%), hornblenda (5-40%) e quartzo (5-25%). Titanita ($\leq 2\%$) é ubíqua e ilmenita, minerais opacos, zircão, apatita e allanita são fases acessórias.

Afloramentos isolados de hornblenda gabro (Fig. 3.9B) são encontrados nos domínios do Quartzo-diorito Canoa. É incerto se representam termos primitivos da unidade, enclaves ou restos do protólito do magma gerador da unidade. As mesmas incertezas se aplicam ao Anfibolito Muriá, cartografado por Klein e Lopes (2011), que também aflora nesse domínio.

Quimicamente, o Quartzo diorito Canoa é uma unidade metaluminosa, com afinidade ferrosa cálcica, o que é extremamente raro na literatura (FROST et al., 2001; FROST; FROST, 2011). A distribuição dos elementos terras raras (ETR) é caracterizada por fraco fracionamento entre os elementos leves e pesados [La/Yb(n) em torno de 3], padrão horizontalizado



Figura 3.8 – Aspectos de afloramento da Suíte Intrusiva Tromaí (segundo KLEIN; LOPES, 2011). (A) Tonalito equigranular cloritizado e saussuritizado. (B) Monzogranito inequigranular rosa. (C) Granodiorito cinza foliado, com veios e bolsões de sienogranito. (D) Tonalito com dique sin-plutônico de sienogranito.

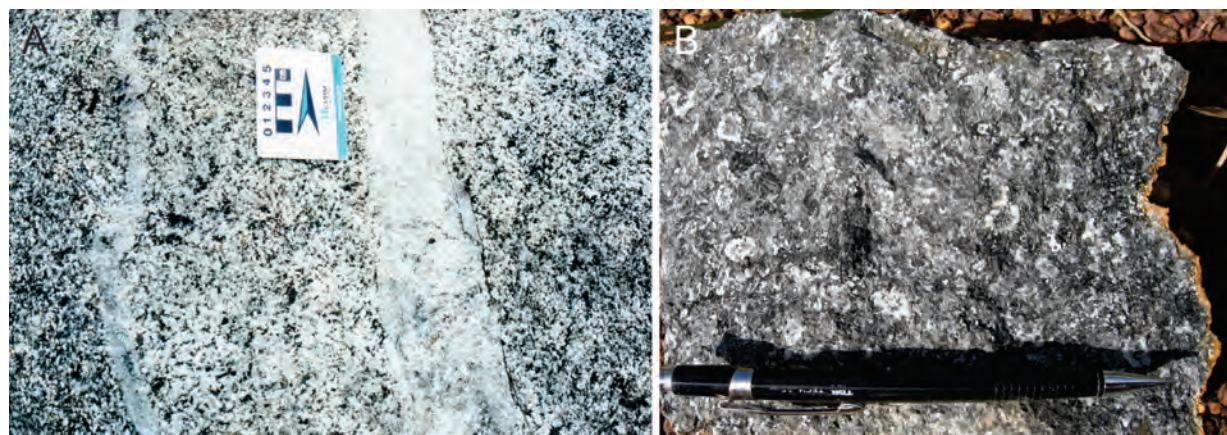


Figura 3.9 – (A) Exemplar de tonalito de granulação grossa do Quartzo diorito Canoa cortado por veio de quartzo. (B) Hornblenda gabro que aflora como blocos isolados em meio ao corpo do Quartzo diorito Canoa.

dos ETR pesados e anomalia negativa de európio moderada ($Eu/Eu^* = 0,6$ a $0,7$) (Fig. 3.10A). Elementos litófilos (LILE) e de grande campo de força (HFSE) são enriquecidos em relação ao manto primitivo e o fracionamento entre os dois grupos é incipiente. Anomalias negativas moderadas na distribuição de Nb, P, Zr e Ti são observadas (Fig. 3.10B). Além disso, fortes anomalias positivas de Y e conteúdos relativamente altos de Ga são feições marcantes.

Essa assinatura geoquímica, bastante distinta da apresentada pela Suíte Tromaí, lembra a de gra-

nitoides intra-placa (e.g., PEARCE, 1996; GORTON; SHANDL, 2000) e a de granitos tipo-A (WHALEN; CURRIE; CHAPPELL, 1987). É provável que o Quartzo diorito Canoa não tenha sido formado por diferenciação de magmas basálticos, como ocorreu com a Suíte Intrusiva Tromaí (KLEIN et al., 2008b), mas por fusão de crosta continental ou por incorporação de grandes proporções de fusões de origem crustal.

Uma amostra de metatonalito foi datada neste projeto (U-Pb LA-ICP-MS em zircão). O conjunto de dados mostra pelo menos duas populações que se

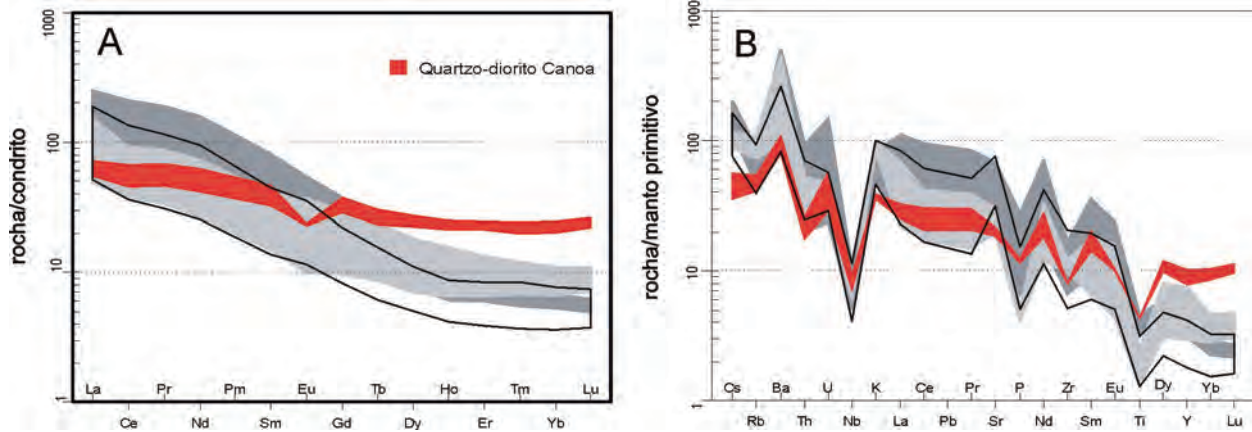


Figura 3.10 – Padrão geoquímico do Quartzo diorito Canoa (em vermelho) comparado com padrões da Suíte Intrusiva Tromaí no Cinturão Gurupi (vazado e em tons de cinza). (A) Diagrama de elementos terras raras normalizado segundo Boynton (1984) e (B) diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo.

alinham ao longo de retas que definem idades de intercepto superior de 2192 ± 10 Ma e 2162 ± 11 Ma, ambas com $MSWD < 1$ (Fig. 3.11 concordia). A idade mais antiga é interpretada como herança. Entre a população mais jovem, os cristais concordantes produzem uma idade de 2154 ± 6 Ma, que se superpõe com a idade da discórdia nos limites do erro analítico e ambas podem ser usadas como a idade de cristalização do tonalito e o posicionam no Riáciano. Os dois alinhamentos também interceptam a concordia em 596 e 533 Ma, respectivamente, mas com erros muito grandes (100-300 Ma, Fig. 3.11). Esse intercepto indica perda de Pb que pode ser relacionada a metamorfismo no Neoproterozoico. Isótopos de Nd definem idades modelo T_{DM} de 2,62 Ga e 2,50 Ga, se calculadas um ou dois estágios, respectivamente, com valor de $\epsilon Nd(t)$ de -1,0 (Anexo 1). Esse aspecto indica claramente a participação importante de crosta arqueana na geração do magma parental e diferencia a unidade Canoa da Suíte Tromaí, que apresenta consistentemente uma assinatura juvenil. Isso corrobora a interpretação geoquímica efetuada acima.

3.6 - GRANITO CANTÃO

Originalmente descrito por Borges, Angélica e Costa (1988) e mais recentemente denominado Granito Cantão (KLEIN et al., 2005c; PALHETA; ABREU; MOURA, 2009; KLEIN; LOPES, 2011), ocorre como dois corpos de forma subarredondada (Fig. 3.1). Sua ocorrência circunscrita às rochas metassedimentares da Formação Santa Luzia do Pará e a presença de enclaves de xistos similares aos dessa formação foram interpretadas como indicativas de sua intrusão na seqüência metassedimentar (COSTA; RICCI, 2000; PALHETA; ABREU; MOURA, 2009; KLEIN; LOPES, 2011), embora relações de contato não tenham sido claramente observadas.

As rochas do Granito Cantão possuem coloração predominante cinza claro (Fig. 3.12A), com variedades esverdeadas a esbranquiçadas, dependendo de

eventual alteração pós-magmática sofrida, e a granulação varia de fina a grossa. Não mostram trama tectônica mesoscópica evidente e texturalmente foram identificadas variedades equigranulares, inequigranulares e porfíricas. Enclaves máficos microgranulares ocorrem de forma esparsa e Palheta, Abreu e Moura (2009) descreveram enclaves de xistos.

Petrograficamente foram descritos granodiorito (predominante), monzogranito e raro sienogranito, com mineralogia composta por quartzo (23-42%), microclínio (11-42%), plagioclásio (13-52%) e biotita (2-14%). Muscovita/sericita, clorita, epidoto, prehnita e carbonato ocorrem como minerais de alteração sobre feldspatos e/ou biotita, enquanto que titanita, zircão, allanita, apatita e minerais opacos são fases acessórias. Ao microscópio, as rochas mostram frequentes intercrescimentos granofíricos e/ou micrográficos e mirmequíticos, o plagioclásio é comumente zonado e os fenocristais, quando ocorrem, são de microclínio (PALHETA; ABREU; MOURA, 2009; KLEIN; LOPES, 2011).

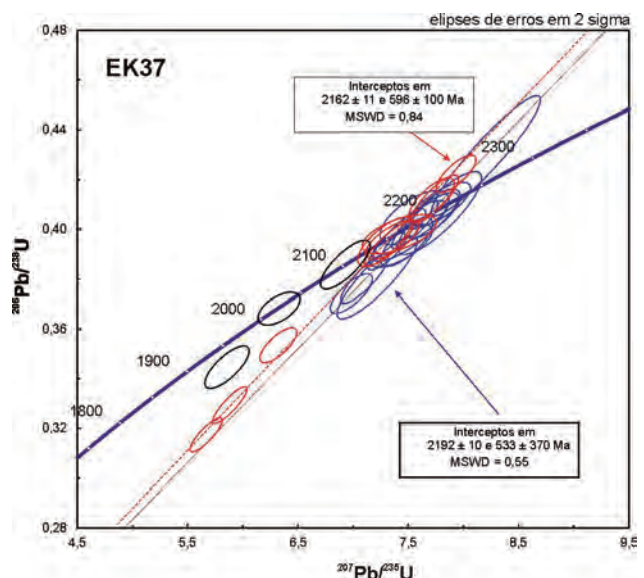


Figura 3.11 – Diagrama Concordia para o Quartzo-diorito Canoa

Quimicamente, o Granito Cantão é cálcico-alcálico de alto K e fracamente a moderadamente peraluminoso, diferenciado e com assinatura similar às da crosta continental e de granitoides de arcos vulcânicos (KLEIN et al., 2012).

Palheta, Abreu e Moura (2009) determinaram idade de 2163 ± 4 Ma, por evaporação de Pb em zircão, para o Granito Cantão, o que o posiciona no Riáciano. Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) variam de 2,21 Ga a 2,92 Ga e os valores de $\epsilon Nd(t)$ variam de +2,7 a -7,1 (Anexo 1), o que indica a participação de fontes com idades distintas, paleoproterozoicas e arqueanas na geração desta unidade (PALHETA; ABREU; MOURA, 2009; KLEIN; LOPES, 2011).

3.7 - ANFIBOLITO MURIÁ

Unidade definida de forma tentativa por Klein e Lopes (2011) para agrupar afloramentos esparsos de anfibolito que foram documentados na porção central da área do presente projeto, em meio ao corpo do aqui definido Quartzo-diorito canoa (Fig. 3.1). As rochas possuem cor cinza escuro a preta, são de granulação fina a média, foliadas a localmente bandadas (Fig. 3.12B), comumente cortada por vênulas descontínuas de plagioclásio e anfibólio. Plagioclásio (35-

60%), hornblenda (55-60%) e quartzo (10%) formam a mineralogia essencial e ocorrem traços de minerais opacos. O plagioclásio está ocasionalmente substituído por epidoto, sericita e clorita. O epidoto também substitui a hornblenda. Ao microscópio a textura geral é granoblástica e definida por cristais de hornblenda e de plagioclásio com contatos predominantemente retos (poligonais). Observa-se também bandamento composicional entre os grãos quartzo (anédrico) + plagioclásio (subédrico) e os de anfibólio. O protólito do anfibolito é provavelmente uma rocha plutônica de composição básica a intermediária (gabro ou diorito) metamorfizada em grau médio a alto, em fácies epidoto anfibolito a anfibolito (KLEIN; LOPES, 2011).

Quimicamente, segundo Klein e Lopes (2011), o anfibolito possui composição de andesito basáltico a basalto subalcalino, com teores relativamente baixos de Cr e Ni e altos de Co e padrão de ETR horizontalizado e muito enriquecido em relação ao do condrito. A assinatura química varia de basalto tholeítico a cálcico-alcálico e sugere formação em ambiente de arcos de ilha ou bacia retro-arco.

A idade do protólito do Anfibolito Muriá foi determinada por U-Pb SHRIMP em zircão e estabelecida em 2150 ± 8 Ma (Riáciano) e a idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) é 2,80 Ga, com valores de $\epsilon Nd(t)$ entre +0,4 e +1,8 (KLEIN; LOPES, 2011).

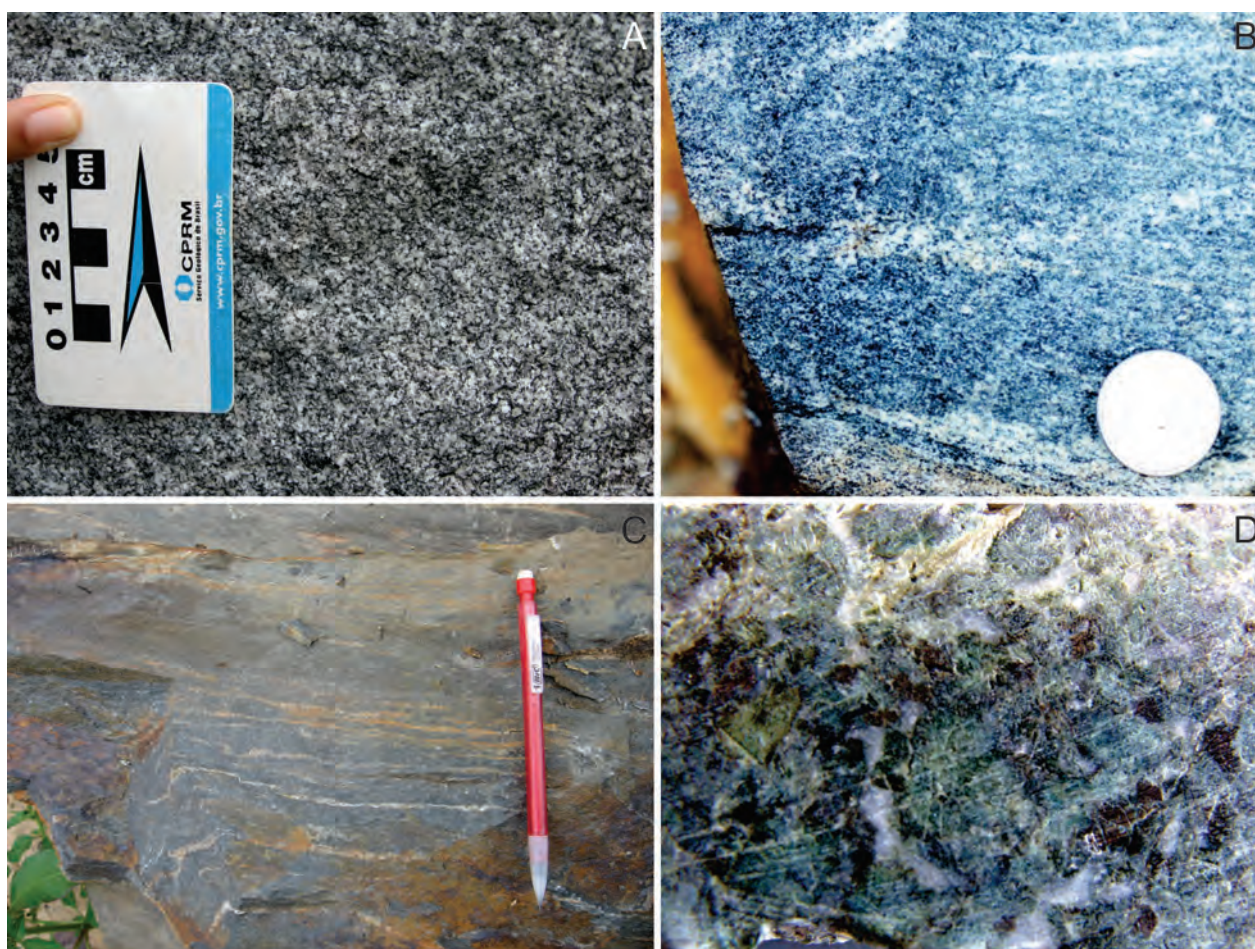


Figura 3.12 – Aspectos mesoscópicos das unidades (A) Granito Cantão, (B) Anfibolito Muriá, (C) Anfibolito Cocal e (D) Gabro Ubinzal (altura da foto = 6 cm).

3.8 - ANFIBOLITO COCAL

O Anfibolito Cocal foi definido por Klein e Lopes (2011) para designar um conjunto de ocorrências esparsas de anfibolito e reunidas em dois pequenos corpos de cartografia tentativa, visto que não foram verificadas relações de contato claras com unidades adjacentes (os dois corpos são cercados por unidade metassedimentar mais jovem) e a geofísica também não mostrou contrastes significativos com o entorno, embora os dois corpos se associem com corpos magnéticos orientados aproximadamente segundo a direção leste-oeste. As rochas vizinhas são xistos da Formação Vila Cristal, bastante alterados, de cor roxa, granulação fina e predominantemente argilosos. Localmente há xistos com cristais grandes (fenocristais, profiroblastos, porfiroclastos?) de plagioclásio muito alterado que lembram rochas metavulcânicas porfíricas. Veios de quartzo, quando presentes, são também concordantes com a foliação.

As rochas possuem cor preta a cinza-escuro e cinza-esverdeado, granulação média e são bandadas (Fig. 3.12C) segundo a direção N0°E/70E. Petrograficamente, Klein e Lopes (2011) descreveram anfibolito, epidoto-anfibolito e piroxênio-plagioclásio-hornblenda xisto, com mineralogia caracterizada por plagioclásio (25-38%), hornblenda (45-50%), clinopiroxênio (0-15%), quartzo (traços a 5%), titanita (3-7%), minerais opacos (traços a 8%) e quantidades subordinadas de feldspato alcalino, apatita e epidoto. O xisto é nematoblástico e o clinopiroxênio ocorre em bandas mais claras ricas em quartzo e feldspato. Os anfibolitos são poiquiloblásticos, com cristais de hornblenda verde, e ricos em inclusões de plagioclásio e quartzo. Intercrescimento mirmequítico e cristais esqueletais de titanita são comuns. Klein e Lopes (2011) interpretaram o Anfibolito Cocal como derivado de rochas intrusivas básicas metamorizadas em grau médio-alto, em condições de fácies anfibolito a anfibolito superior (tipos com clinopiroxênio).

Estudo geoquímico preliminar (KLEIN; LOPES, 2011) mostra rochas básicas ricas em Fe_2O_3 e CaO, com moderado teor de TiO_2 e baixas concentrações MgO, Co, Cr e Ni. Os padrões de elementos traços foram interpretados como similares aos de rochas básicas orogênicas.

O posicionamento temporal do Anfibolito Cocal foi interpretado como do Toniano (KLEIN; LOPES, 2011), por se localizar em meio a rochas supostamente neoproterozoicas e com base em idades modelo Sm-Nd em torno de 1,0 Ga. Esse posicionamento é revisto é definido aqui, com base em datação de zircão (U-Pb, LA-ICP-MS). Os cristais de zircão das amostras EL122 e EL141 são magmáticos (imagens por catodoluminescência não incluídas) e sua composição isotópica define idades de intercepto superior de 2162 ± 8 Ma e 2146 ± 17 Ma, respectivamente, ambas com $MSWD = 1,3$ (Fig. 3.13A e B). As duas idades se superpõem dentro dos limites de erros analíticos e são interpretadas como a idade de cristalização

dos protólitos ígneos dos anfibolitos, o que posiciona a unidade no Riáciano. O zircão da amostra EL141 mostra, ainda, idade de intercepto inferior em 768 ± 110 Ma (Fig. 3.13B), indicando perda de chumbo no Neoproterozoico. Datação em titanita da amostra EL141, pelo mesmo método, mostra composição isotópica com erros grandes e pobreza no alinhamento dos pontos analíticos. Contudo, os dados se concentram próximo a 550 Ma (Fig. 3.13C) e os dois cristais

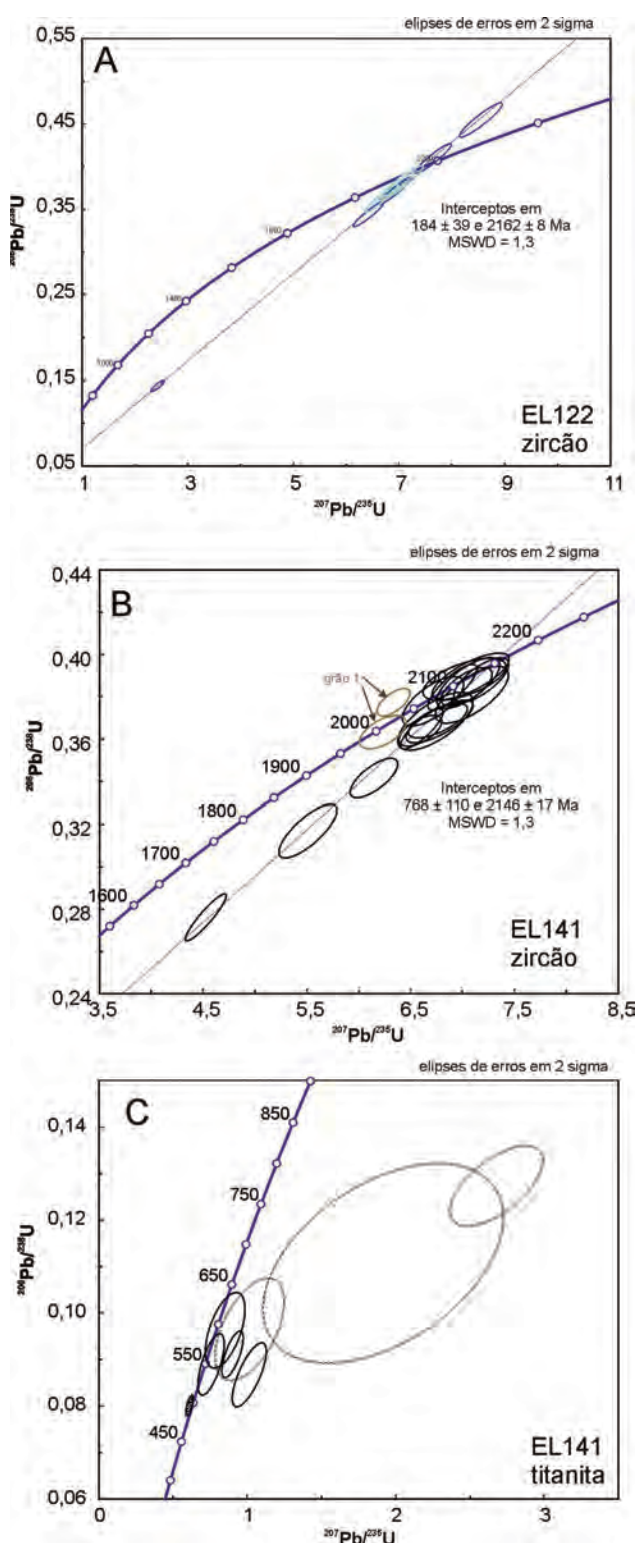


Figura 3.13 – Diagramas Concordia para amostras de zircão (A) e titanita (B) do Anfibolito Cocal.

com discordância inferior a 5% apresentam idade aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 549 ± 18 Ma e 593 ± 22 Ma. Essas idades são interpretadas como efeito de metamorfismo no limite Ediacarano-Cambriano, o que deve ter causado perda parcial de Pb evicenciada no zircão da mesma amostra.

3.9 - GABRO UBINZAL

Klein e Lopes (2011) agruparam na unidade Gabro Ubinzal um conjunto de rochas máficas e ultramáficas plutônicas de raros afloramentos (em razão do forte intemperismo), mas frequentemente identificadas por mineradoras em testemunhos de sondagem próximas à superfície e tidas como de ocorrência intercalada na sequência metavulcanossedimentar da Formação Chega Tudo ao longo da Zona de Cisalhamento Tentugal (TORRESINI, 2000; RIBEIRO, 2002). Um corpo foi cartografado de forma tentativa (Fig. 3.1).

As rochas do Gabro Ubinzal possuem coloração cinza esverdeada, granulação média a grossa, são geralmente porfíricas, deformadas e comumente hidrotermalizadas (Fig. 3.12D). Gabro é o tipo petrográfico predominante, enquanto monzodiorito, monzogabro, diorito, quartzo monzodiorito e, possivelmente, piroxenito, hornblendito e wehrlito, são subordinados (RIBEIRO, 2002; KLEIN; LOPES, 2011). Apesar do hidrotermalismo, os gabros apresentam, localmente, texturas ígneas preservadas, como granular hipidiomórfica média, intergranular e ofítica. Os termos porfíricos possuem fenocristais de plagioclásio e actinolita. São compostos por actinolita (tardi- a pós-magmática ou metamórfica?) (18-68%), plagioclásio (13-55%), rara hornblenda (<2%) e traços de quartzo. Titanita (<5%) e minerais opacos (<5%) são fases acessórias. Talco (1-35%), carbonato (4-13%), traços de epidoto e quartzo em vênulas são produtos de alteração/adições hidrotermais pós-magmáticas (KLEIN; LOPES, 2011). Silva (2015) observou raros núcleos preservados de piroxênio em cristais de anfibólio, o que sugere ser o piroxênio e hornblenda sejam os minerais primários e que actinolita seja mesmo mineral de alteração hidrotermal ou metamorfismo.

Monzodioritos e monzogabros são protomiloníticos e exibem porfiroclastos de hornblenda parcialmente substituída por tremolita/actinolita. Em menor proporção ocorrem porfiroclastos de plagioclásio e raro feldspato alcalino. Algumas variedades mostram textura granular subédrica. Mineralogicamente são constituídos por plagioclásio (10-25%), hornblenda (30-60%), tremolita/actinolita (20-25%), quartzo (5-8%), feldspato alcalino (3-10%), raro piroxênio (2% em uma amostra, no núcleo de cristais de anfibólio, o que corrobora a interpretação de Costa, 2015) e por traços de titanita, apatita e minerais opacos. A mineralogia de alteração inclui carbonato, epidoto e clorita (KLEIN; LOPES, 2011).

Variedades mais diferenciadas foram também incluídas no Gabro Ubinzal por Klein e Lopes (2011), tais como quartzo dioritos porfíricos e foliados, com fenocristais/porfiroclastos de anfibólio e plagioclásio, e dioritos hidrotermalizados com textura intergranular preservada. São compostos por plagioclásio (49-50%), tremolita/actinolita (<38%) ou hornblenda (20%), quartzo (5-20%), feldspato alcalino (<10%), titanita (<2%) e traços de apatita e de minerais opacos. Carbonato, epidoto e sericita são fases de alteração.

Quimicamente são rochas com características orogênicas e relacionadas com arcos de ilha ou margem continental. Na inexistência de dados geocronológicos, Klein e Lopes (2011) interpretaram o Gabro Ubinzal como contemporâneo a, ou intrusivo na Formação Chega Tudo (2160 Ma).

3.10 - FORMAÇÃO CHEGA TUDO

A Formação Chega Tudo foi introduzida por Klein et al. (2005c) para designar a sequência metavulcanossedimentar localizada na porção limítrofe entre o Cinturão Gurupi e o Fragmento Cratônico São Luís (Fig. 3.1). Posteriormente, Klein e Lopes (2011) separaram uma porção vulcânica da formação em um corpo individual. A unidade forma uma faixa estreita, alongada, de orientação geral NW-SE na porção sudeste do cinturão e submeridiana na porção noroeste (Fig. 3.1). Os contatos com as unidades vizinhas são predominantemente tectônicos e subordinadamente intrusivos com granitoides mais jovens.

A constituição litológica da porção indivisa da Formação Chega Tudo é bastante variada e inclui uma alternância de rochas metavulcânicas, metavulcanoclásticas e metassedimentares (Fig. 3.14). Foram descritos metariolito, metadacito, metandesito, metabasalto, clorita xisto, talco xisto, tremolita xisto, tufo ácido (de lapilli, de cinzas e clásticos), quartzomuscovita (ou sericita) xisto, xisto carbonoso/grafitoso, filito e silixito. Na porção vulcânica, predominam largamente os metadacitos e metandesitos (BETTENCOURT; BORGES; KORITIAKE, 1991; KLEIN; MOURA; PINHEIRO, 2005, 2015; KLEIN; LOPES, 2011; NAKAJAJOIE; CLOW, 2011).

Estruturalmente, as rochas da porção dominante, indivisa, mostram forte xistosidade, localmente convertida em foliação milonítica, com orientação predominante NW-SE na porção sudeste da formação e N-S a NNW-SSE na porção noroeste, todas com mergulhos de alto ângulo predominantemente para SW e WSW. Há na unidade, contudo, um conjunto consistente de foliações com mergulho para ENE a NE, mostrando que as mesmas foram redobradas em evento tectônico progressivo ou subsequente à geração da foliação principal. Lineações de estiramento possuem caimentos variados, indicando movimentação ora compressiva, ora transcorrente, também sugerindo ao menos duas etapas evolutivas para a deformação da unidade.

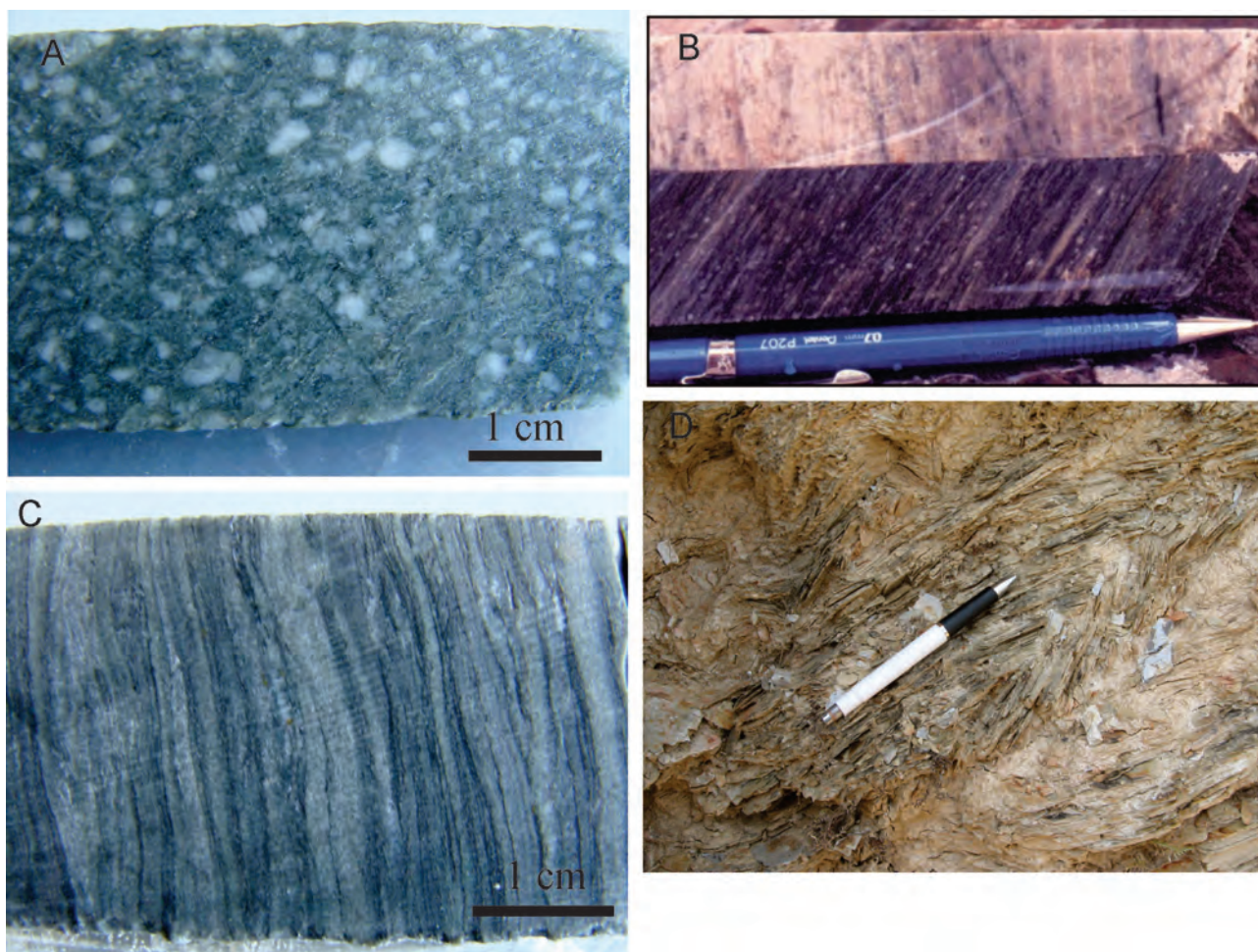


Figura 3.14 – Aspectos mesoscópicos de rochas da Formação Chega Tudo. (A) Andesito porfírico. (B) Dacito porfírico deformado. (C) Metandesito deformado. (D) Mica xisto dobrado.

As rochas metavulcânicas variam de pouco, ou não deformadas a milonitos.

As condições de metamorfismo da Formação Chega Tudo variam de xisto verde baixo (clorita-sericita xistos) até anfibolito baixo, mas predomina a fácies xisto verde médio a alto. Dias (1983), para a área de depósito aurífero Chega Tudo, indicou metamorfismo ocorrido em temperatura inferior a 400°C, localmente na zona da biotita, o que é dado pela presença de xistos carbonosos sem grafita. Pastana (1995) descreveu a paragênese muscovita + biotita + tremolita + clorita + quartzo como a dominante nos tipos ortoderivados e indicativa de fácies xisto verde. Yamaguti e Villas (2003) descreveram a paragênese clorita + biotita + plagioclásio + edenita/pargasita + Fe-tschermakita e sugeriram que a transição xisto verde-anfibolito se deu entre 430°-450°C e 2-3 kbar.

Dados químicos obtidos por Klein e Lopes (2011) e Klein, Lopes e Chaves (2015) mostram variações químicas importantes. Rochas metavulcânicas básicas mostram assinatura de basaltos cálcico-alcalinos normais e de alto potássio formados em arcos de ilhas a transicionais; xistos, também básicos, com padrão de MORB normal; e rochas metavulcânicas ácidas com afinidade ambígua, de arco vulcânico a intraplaca. Os autores interpretaram essa variação

química em pequena escala espacial, somada à associação da Formação Chega Tudo com granitoides cálcico-alcalinos ligados a subducção (Suíte Intrusiva Tromai), como reflexo de vulcanismo em bacia marginal a arco de ilhas, talvez do tipo back-arc. Similaridades foram encontradas com rochas riacianas birrimianas do Cinturão Ashanti, em Ghana, no Cráton Oeste Africano e também interpretadas como geradas em bacias do tipo back-arc ou fore-arc (DAMPARE et al., 2008), e com rochas da zona vulcânica central, margem continental ativa da cordilheira dos Andes (WILSON, 1989).

Idades de 2148 ± 1 e 2160 ± 3 Ma (Anexo 1) foram determinadas em metadacitos da área tipo da formação, pelo método da evaporação de Pb em zircão. Essas idades foram interpretadas como a idade do vulcanismo e de deposição da formação (KLEIN; MOURA, 2001). Isótopos de Nd (Anexo 1) forneceram idades modelo T_{DM} de 2,20 a 2,28 Ga para essas rochas vulcânicas e de 2,34 para um xisto carbonoso intercalado nas mesmas, com valores de $\epsilon Nd(t)$ de +1,1 a +2,7 (KLEIN et al., 2005a). Esses dados indicam caráter juvenil para as rochas vulcânicas, o que condiz com a assinatura química e ambientes tectônicos descritos acima, e pouca, se existente, contribuição arqueana para as rochas sedimentares.

3.11 - SUÍTE INTRUSIVA JAPIIM

A Suíte Intrusiva Japiim é unidade aqui proposta para agrupar o magmatismo riaciano fortemente peraluminoso, de características colisionais, que forma um corredor de vários plutons ao longo do Cinturão Gurupi (Fig. 3.1). Em trabalhos anteriores, esses plutons receberam denominações individuais, incluindo Granito Maria Suprema (PASTANA, 1995), Granito Moça (KLEIN; LOPES, 2011), Granito Japiim (COSTA, 2000), Granito Tamancuoca e Granitos Indiferenciados (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015). Outros corpos foram identificados neste projeto e são também incluídos na suíte.

Os plutons apresentam formas variadas, de arredondados a irregulares, alongados e encurvados. O eixo maior tende a acompanhar a direção NW-SE do cinturão, mas há corpos discordantes (Fig. 3.1). Na gamaespectrometria tendem a apresentar enriquecimento de K em relação a eTh e eU, o que, na composição ternária (Fig. 3.2), produz tonalidades fortemente avermelhadas que contrastam com as características das rochas da Formação Santa Luzia do Pará e do Complexo Itapeva, nas quais são intrusivos.

Petrograficamente os granitos da Suíte Intrusiva Japiim são compostos por sienogranitos e monzogranitos com muscovita e biotita (Fig. 3.15A, B), normalmente com predominância da primeira. São rochas de coloração cinza claro a rósea, equigranulares a inequigranulares médias a grossas. Podem ser maciças ou foliadas, dependendo de sua relação com estruturas, e são cortadas por veios e diques graníticos e veios quartzo-feldspáticos e de quartzo. Mineralogicamente são rochas compostas por quartzo (25-45%), microclínio (15-43%), plagioclásio (12-55%), muscovita (2-25%) e biotita (<1-15%). Zircão, apatita e minerais opacos são fases acessórias, com titanita e allanita ocorrendo em apenas alguns corpos, clorita e epidoto são minerais de alteração. As rochas apresentam frequentemente uma xistosidade grossa paralela ao bandamento magmático, marcada por fenocristais de feldspato potássico amendoados e por minerais micáceos orientados. Também são visíveis diversos cristais de feldspato hipidiomórficos a idiomórficos orientados, bem como bolsões pegmatíticos sin-magmáticos que ora rompem, ora acompanham a foliação principal, sugerindo caráter sin-cinemático entre a colocação dos corpos e o desenvolvimento da foliação tectônica. Feixes de falhas e fraturas orientadas, por vezes com arraste da foliação principal, também são comuns, indicando que esforços tectônicos posteriores à colocação também atuaram sobre a unidade.

Idades U-Pb em zircão foram reportadas (KLEIN et al., 2012) para os corpos Japiim (2116 ± 12 Ma), Maria Suprema (2100 ± 12 Ma), Moça (2099 ± 19 Ma) e Tamancuoca (2079 ± 12 Ma), sugerindo magmatismo em torno de 2100 Ma. Os dados de Nd

para os mesmos corpos (Anexo 1) mostram T_{DM} entre 2,19 e 2,62 Ga e valores de $\epsilon Nd(t)$ entre -3,2 e +2,3 (PALHETA; ABREU; MOURA, 2009; KLEIN et al., 2012), o que sugere participação de proporções variáveis de fontes paleoproterozoicas e arqueanas (subordinadas) na geração dos magmas. Isso é reforçado pelo caráter fortemente peraluminoso das rochas e sua caracterização como produtos de fusão crustal, marcando evento colisional da orogenia riaciana (KLEIN et al., 2012).

3.12 - QUARTZO SIENITO ANELIS

O Quartzo sienito Anelis foi reconhecido por Klein, Lopes e Chaves (2015) como um corpo com geometria irregular, intrusivo na Formação Santa Luzia do Pará e com assinatura geofísica distintiva em relação às unidades encaixantes e a intrusões vizinhas, caracterizada por valores radiométricos bastante elevados. É recoberto erosivamente pela Formação Piriá. Lineamentos magnéticos de orientação NNW-SSE indicam também controle por falhas (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015).

Segundo Klein, Lopes e Chaves (2015) as rochas são rosadas, inequigranulares, de granulação média a grossa (Fig. 3.15C), às vezes porfiríticas, e encontram-se ocasionalmente deformadas tectonicamente, o que é dado pela orientação dos feldspatos e dos minerais máficos, chegando até ao desenvolvimento de estreitas bandas de milonitos. Apresentam enclaves máficos microgranulares e enclaves centimétricos de anfíbolito. Petrograficamente são augita-quartzo sienito, hornblenda-quartzo sienito e hornblenda-quartzo monzonito, todos ricos em titanita e ocasional turmalina, e biotita ou hornblenda sienogranito. Mineralogicamente são compostas por feldspato alcalino (40-45%), quartzo (15-25%), plagioclásio (10-15%), augita ou aegirina-augita (25%), hornblenda (15-25%), biotita (2-5%) e titanita (2-3%). Os tipos portadores de piroxênio não contêm anfíbólio nem biotita, mas contêm turmalina (<3%). Minerais opacos, zircão, allanita, apatita, epidoto, sericita e clorita são fases acessórias em todas as variedades. Os termos porfiríticos possuem fenocristais de microclínio, anfíbólio ou piroxênio anédricos dispostos em meio a uma matriz quartzo-feldspática.

Análise U-Pb em zircão por LA-ICP-MS determinou o posicionamento da unidade em 2100 ± 21 Ma, portanto no Riaciono, e idades de intercepto inferior, próximas a 500 Ma, refletem perda de Pb provavelmente associada a evento termo-tectônico ocorrido no Neoproterozoico/Cambriano (KLEIN et al., 2012). Isótopos de Nd (Anexo 1) definiram idades modelo de 2,27 Ga e 2,46 Ga, com valores de $\epsilon Nd(t)$ de +1,2 e -1,4, respectivamente, sugestivos de participação de protólitos de idades e/ou proporções distintas na gênese do magma da unidade, incluindo protólitos arqueanos.

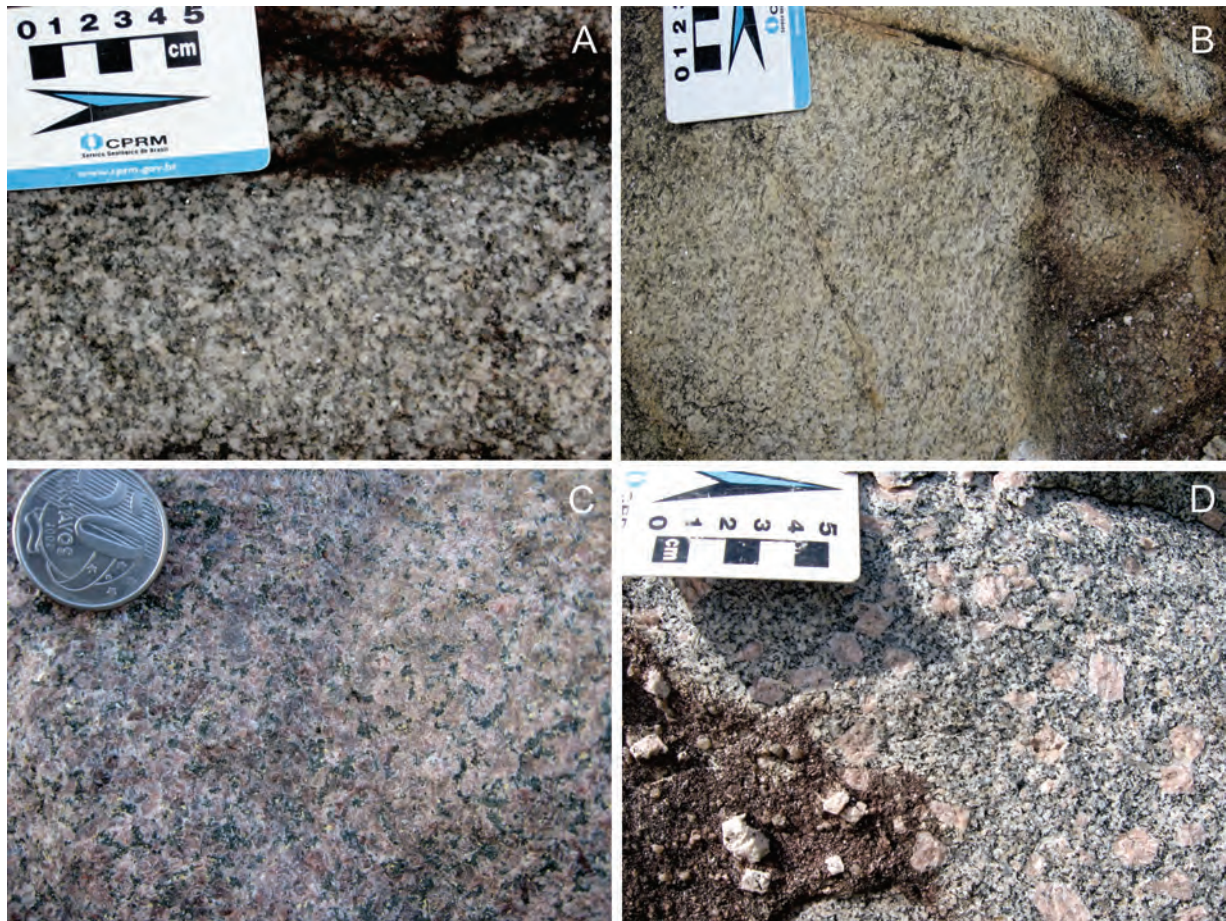


Figura 3.15 – Aspectos mesoscópicos dos granitoides potássicos de ca. 2,1 Ga. Sienogranitos dos corpos Japiim (A) e Tamancuoca (B) da Suíte Intrusiva Japiim. (C) Quartzo sienito Anelís. (D) Granito Timbozal.

Os dados geoquímicos mostram rochas fracamente metaluminosas a fracamente peralcalinas, de alto K e com valores bastante altos de Rb, Sr, Ba, Zr, Y e Nb, compatíveis com características de suítes de alto K, alcalinas e shoshoníticas geradas em ambientes tardi-orogênicos e pós-colisionais (KLEIN et al., 2012, KLEIN; LOPES, CHAVES, 2015).

3.13 - GRANITO TIMBOZAL

O Granito Timbozal foi definido por Klein, Lopes e Chaves (2015) para designar corpo de granitoides que forma maciço em contato intrusivo com o Quartzo sienito Anelís, com corpo de granito peraluminoso da Suíte Intrusiva Japiim, e com a Formação Santa Luzia do Pará, próximo à porção central da área de trabalho (Fig. 3.1).

O Granito Timbozal possui coloração cinza é relativamente fácil de ser distinguido em campo pelo seu caráter porfirítico grosso, definido por fenocristais de feldspato potássico sem orientação evidente (Fig. 3.15D). A matriz é granodiorítica, com textura granular hipidiomórfica, e mostra uma foliação normalmente descontínua, marcada pela biotita a por alaguma muscovita. É comum a presença de diques sinplutônicos de monzogranito, às vezes porfirítico, similares à rocha hospedeira. Biotita monzogranito é

o tipo petrográfico predominante, enquanto quartzo monzonito e granodiorito são variedades subordinadas. A mineralogia compreende quartzo (17-38%), feldspato alcalino (9-32%), plagioclásio (20-50%), biotita (2-13%) e rara hornblenda (1%). Muscovita é fase subordinada (<1-3%), clorita, epidoto e carbonato são minerais secundários e titanita, apatita, allanita, zircão e minerais opacos são fases acessórias (PALHETA; ABREU; MOURA, 2009; KLEIN; LOPES, CHAVES, 2015).

A idade de cristalização do Granito Timbozal é 2084 ± 5 Ma (Anexo 1), determinada por evaporação de Pb em zircão (PALHETA; ABREU; MOURA, 2009 – que se referiam na época ao Granito Japiim). Palheta, Abreu e Moura (2009) também reportaram a existência de zircão herdado, com 2351 ± 12 Ma. Klein et al., (2012) reportaram dados de isótopos de Sm-Nd que revelaram idades modelo T_{DM} de 2,27 Ga e 2,58 Ga e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de +1,1 e -2,8, respectivamente. Em conjunto, os dados isotópicos indicam fontes mistas, paleoproterozoicas e arqueanas, para a gênese do magma parental da unidade.

Quimicamente o Granito Timbozal se caracteriza por rochas cálcico-alcalinas de alto K e fracamente peraluminosas (KLEIN et al., 2012), o que, em conjunto com os dados isotópicos e idade, levou Klein, Lopes e Chaves (2015) à interpretação da uni-

dade como tardiorogênica em relação a eventos do Riachano.

3.14 - FORMAÇÃO IGARAPÉ DE AREIA

A Formação Igarapé de Areia (ABREU; VILLAS; HASUI, 1980; PASTANA, 1995) reunia rochas sedimentares clásticas que teriam sido depositadas em uma bacia sobre rochas do Fragmento Cratônico São Luís, próximo ao seu limite com o Cinturão Gurupi (Fig. 3.1). Klein e Lopes (2011) redefiniram a unidade em termos de cartografia, demonstrando que ocorre também no Cinturão Gurupi, e também no que concerne à sua idade, posicionamento estratigráfico e significado tectônico. Neste projeto, ajustes significativos no desenho cartográfico da unidade foram também efetuados (Fig. 3.1A), em área não abordada por Klein e Lopes (2011).

A Formação Igarapé de Areia aflora na porção central e em direção ao limite leste da área deste projeto, ocorrendo tanto no Fragmento Cratônico São Luís como no Cinturão Gurupi. Os corpos possuem dimensões e formas variadas, mas geralmente alongadas (Fig. 3.1A), sendo que algumas porções representam segmentos desmembrados, devido a alguma influência tectônica e/ou erosiva. Os contatos com a maioria das unidades adjacentes se dão por falhas normais e zonas de cisalhamento transcorrentes e são, pelo menos em parte, erosivos com as suítes granitoides (Tromaí e Canoa) e com as unidades sedimentares fanerozoicas.

A deformação da unidade é heterogênea. Para nordeste, onde a unidade está majoritariamente assentada sobre litotipos da Suíte Intrusiva Tromaí, as rochas são pouco a não deformadas, sendo progressivamente afetadas para oeste e sudoeste por dobras abertas a apertadas que reorientam o acamadamento sedimentar, com planos axiais variando entre as orientações NW-SE a NNW-SSE. Estão associadas ao desenvolvimento local de clivagem fraca nas charneiras e de foliação milonítica nas proximidades de zonas de cisalhamento que cortam seus flancos. Neste domínio, o acamadamento mergulha nos flancos ora para NE, ora para SW, sendo o plano axial de mergulho moderado a íngreme para SW. Já no contato com a Formação Chega Tudo, as rochas da unidade estão tectonicamente imbricadas com essa formação e com a Suíte Intrusiva Tromaí, onde sua estruturação varia entre as direções NNW-SSE e NW-SE, infletindo para direções próximas a N-S nas porções mais a noroeste, próximo à cidade de Cachoeira do Piriá. O acamadamento mostra atitude normalmente paralela a essa estruturação tectônica, com mergulhos para SW na porção sudeste da área e para SE na porção noroeste. Na porção central, onde o efeito das zonas de cisalhamento parece ser maior, esse acamadamento é íngreme para SW a vertical (Fig. 3.1B).

O conteúdo litológico da Formação Igarapé de Areia foi reunido por Klein e Lopes (2011) em três

associações de litofácies: (A) arenito médio a grosso com intercalações de conglomerado oligomítico e quartzo arenito sericítico; (B) arenito grosso com intercalações de pelitos e (C) arenito conglomerático oligomítico com estratificações cruzada e acanalada.

Na associação (A) os conglomerados são maciços, mal a moderadamente selecionados, com grãos milimétricos subarredondados e matriz siltico-argilosa, na porção basal. Em subsuperfície são polimíticos (Fig. 3.16A), com seixos de metapelito, quartzo e rochas vulcânicas e apresentam níveis brechados e veios de quartzo leitoso. Os arenitos são esbranquiçados a avermelhados, mal selecionados, com alguma estratificação plano-paralela marcada por níveis de magnetita e ilmenita (Fig. 3.16B, C). Na área tipo, imediatamente ao norte da Folha Centro Novo do Maranhão, Teixeira et al. (2007) descrevem domínio de quartzo arenito sericítico estratificado. Em seu conjunto, a associação (A) apresenta grano-

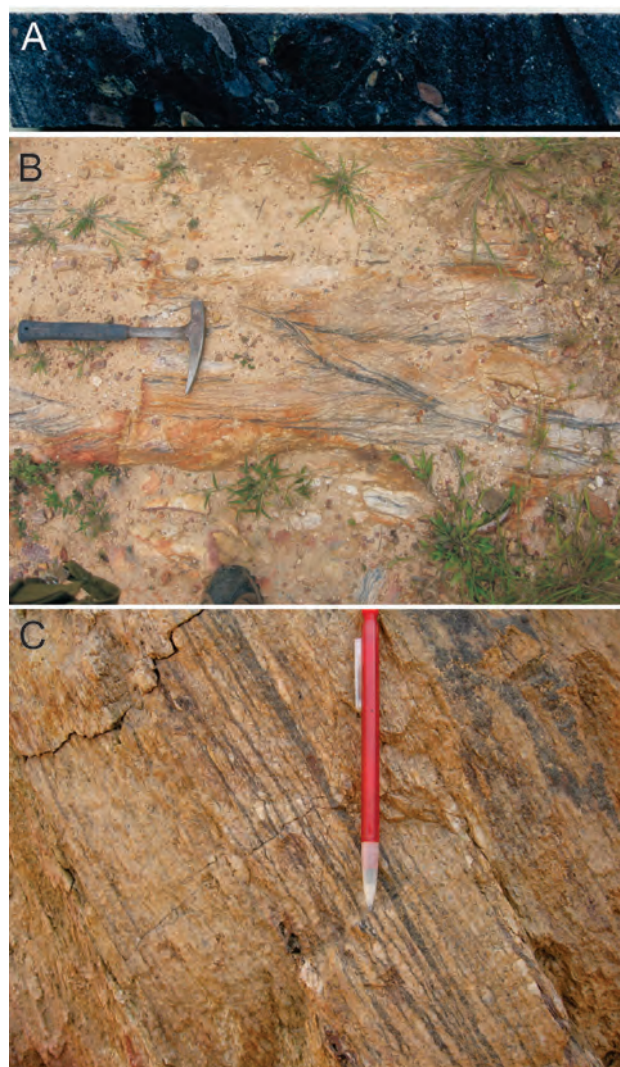


Figura 3.16 – Aspectos mesoscópicos e de afloramento de rochas da Formação Igarapé de Areia. (A) Testemunho de sondagem com amostra de conglomerado polimítico. (B) Metarenito com estratificação cruzada, marcada por minerais opacos. (C) Metarenito conglomerático com estratificação cruzada paralelizada por deformação.

decrecência ascendente na base, com intercalações regulares de conglomerado oligomítico (ciclos?) e arenitos em direção ao topo, com raras camadas de pelitos.

Na associação (B) predominam metarenitos grossos com intercalações de pelitos. Os arenitos são esbranquiçados, moderadamente selecionados, subarredondados e mostram estratificações cruzada e acanalada marcadas por magnetita e ilmenita. Os pelitos (filitos) são amarelos a arroxeados e siltico-argilosos. Na base desta associação ocorre granodecrecência ascendente e um sutil espessamento em direção ao topo das camadas de pelitos/filitos.

Na associação (C) ocorre exclusivamente metarenito conglomerático com estratificação cruzada tabular e acanalada (onde, às vezes, $S_0=S_1$) marcada por magnetita (Fig. 3.16C). Na região do garimpo Sequeiro o metarenito faz contato brusco concordante com xistos vulcanogênicos (tufos) que podem fazer parte desta associação ou estarem relacionados à Formação Chega Tudo. São compostos predominantemente por grãos de quartzo subangulosos, mal selecionados, emersos numa matriz quartzo-sericítica, com algumas cloritas bem desenvolvidas.

Klein e Lopes (2011) e Klein, Lopes e Chaves (2015) descreveram evidências mesoscópica e microscópicas de metamorfismo em grau muito baixo combinado com recristalização dinâmica, por cisalhamento. Essas evidências incluem a matriz recristalizada composta por sericita e/ou muscovita, quartzo microcristalino, presença de muscovita e clorita neoformadas na matriz, a foliação localmente bem desenvolvida, com grãos de quartzo deformados e rotacionados, e a presença ocasional de porfiroblastos.

O ambiente de sedimentação foi interpretado como continental fluvial com rios entrelaçados de alta mobilidade e energia (PASTANA, 1995; KLEIN; LOPES, 2011). O predomínio de pacotes conglomeráticos polimíticos com matriz sericítica na base é indicativo de depósitos de leques aluviais com fluxo de detritos, enquanto as fácies do topo, arenosas conglomeráticas, estratificadas e com raras camadas de pelitos, indicam ambiente de canal ativo. A presença de pelito representaria um declínio na velocidade da corrente durante descargas baixas e os depósitos conglomeráticos estratificados e maciços são relacionados a um transporte rápido de clastos sob condições de alta descarga e alta carga sedimentar.

Klein, Lopes e Chaves (2015) dataram cristais detríticos de zircão (U-Pb LA-ICP-MS), extraídos de arenito fracamente mineralizado nas proximidades do depósito aurífero de Cachoeira, os quais retornaram idades entre 2075 ± 27 Ma e 2273 ± 21 Ma, indicando que a sedimentação ocorreu no final do Riáciano. O padrão de distribuição das idades é coincidente com o dos três estágios principais de evolução paleoproterozoica conhecida para o Fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupi (cf. KLEIN et al., 2008b, 2012): (1) ~2240 Ma – estágio de arco pre-

coce, (2) 2170-2140 – magmatismo cálcico-alcálico e (3) ~2100 – magmatismo peraluminoso.

Estudos geoquímicos em rocha total (TEIXEIRA et al., 2007; KLEIN; LOPES, 2011) indicaram proveniência sedimentar quartzosa e ambiente de margem continental passiva. Contudo, Klein e Lopes (2011) argumentaram que esse ambiente não é condizente com a associação da Formação Igarapé de Areia com a Formação Chega Tudo, tida como formada em ambiente orogênico, possivelmente bacia de backarc. Segundo Klein e Lopes (2011) é provável que os dados químicos reflitam o ambiente de formação da fonte dos sedimentos e não o de deposição da Formação Igarapé de Areia. Entendemos, também, que reciclagem sedimentar pode levar a essa assinatura química, o que parece ser condizente com os dados de proveniência obtidos em zircão detrítico.

3.15 - GRUPO GURUPI

Uma discussão sobre o histórico de problemas estratigráficos, cartográficos e conceituais a respeito das rochas supracrustais do Cinturão Gurupi, que incluem o Grupo Gurupi, foi efetuada por Klein, Lopes e Chaves (2015). Neste trabalho, o Grupo Gurupi recebe nova atualização em termos de constituição estratigráfica, com a lembrança de que é unidade que ainda requer estudos para melhor caracterização. São aqui consideradas três formações (Fig. 3.1A), do topo para a base: Rio Piritoró, Vila Cristal e Marajupema (esta, anteriormente unidade autônoma, é aqui incluída no grupo, conforme argumentação apresentada mais abaixo).

O Grupo Gurupi aflora em três porções da área de trabalho, noroeste, sudoeste e pequeno corpo na porção central (Fig. 3.1A). Os contatos do Grupo Gurupi com as demais formações supracrustais e com alguns corpos de granitoides são sempre tectônicos (Fig. 3.1B), o que é evidenciado também pela magnetometria. Com as unidades fanerozoicas o contato é discordante erosivo.

3.15.1 - Formação Rio Piritoró

A Formação Rio Piritoró (COSTA; ALMEIDA; RICCI, 1996; COSTA; RICCI, 2000) ocorre na porção noroeste e central da área de trabalho, onde apresenta um padrão gamaespectrométrico muito heterogêneo sugerindo lateritização (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015). Segundo Costa e Ricci (2000) e Klein, Lopes e Chaves (2015) as litologias que definem a formação incluem filito carbonoso, sericita filito/xisto (Fig. 3.17A, B, C), quartzo-mica xistos e raramente ardósia, quartzito feldspático com pouca mica e rocha vulcânica ultramáfica. Ardósias e filitos apresentam fissilidade bem definida e muitas vezes as rochas estão dobradas e crenuladas. Os xistos são finos a médios. Klein, Lopes e Chaves (2015) identificaram dois afloramentos de talco-clorita-tremolita

xisto (rocha metaultramáfica) alterado, que ocorre também como possíveis fragmentos em uma brecha. As variedades litológicas indicam metamorfismo variado, desde grau muito baixo ou anquimetamórfico (ardósia, filito) até xisto verde (biotita xisto). Ainda de acordo com os mesmos autores, as rochas apresentam estrutura planar bem marcada, variando de

clivagem ardosiana a xistosidade. Crenulação é comum em filitos e dobras em kink foram observadas localmente (Fig. 3.17B, C). Veios, predominantemente concordantes, dobrados ou não, e boudins de quartzo de dimensões variadas, centimétricas a métricas, ocorrem de forma generalizada, assim como laminações feldspáticas milimétricas e descontínuas.



Figura 3.17 – Aspectos de afloramento de rochas do Grupo Gurupi. (A) Filito da Formação Rio Piritoró com foliação de médio ângulo. (B) Filito crenulado da Formação Rio Piritoró. (C) Filito grafitoso dobrado da Formação Rio Piritoró. (D) Alternância de camadas argilosas (rocas) e quartzosas (brancas) em filitos da Formação Vila Cristal. (E) Xisto da Formação Vila Cristal. (F) Quartzito da Formação Marajupema.

3.15.2 - Formação Vila Cristal

Definida por Costa, Almeida e Ricci (1996), a Formação Vila Cristal forma uma unidade alongada segundo NW-SE na porção sudoeste do Cinturão Gurupi (Fig. 3.1A). É facilmente diferenciada das unidades vizinhas no mapa aerogamaespectrométrico de composição ternária (Fig. 3.2), com elevados valores no canal eTh e baixa resposta no canal K. Havia sido considerada como Grupo Gurupi Indiviso em Klein e Lopes (2011). As rochas encontram-se muito alteradas intempericamente e de difícil reconhecimento. Em sua maioria representam quartzito-mica xistos (feldspáticos ou não) e subordinados xistos argilosos, filito e chert (?) ferruginoso. Localmente ocorre alternância de pacotes argilosos e arenosos (Fig. 3.17D), sendo que as camadas de quartzito são muito similares aos quartzitos da Formação Marajupema (ver abaixo).

Os litotipos da unidade apresentam forte xistosidade (Fig. 3.17D, E) com mergulho moderado a íngreme para SW a WSW, por vezes apresentando-se progressivamente dobrada. O contato com o Complexo Itapeva é, ao menos em parte, por zona de cisalhamento transpressiva sinistral, onde o mergulho das foliações é de alto ângulo a subvertical.

3.15.3 - Formação Marajupema

Unidade definida por Pastana (1995) como Kinzigito Marajupema e redefinida como Formação Marajupema por Klein et al. (2005a), é aqui incluída no Grupo Gurupi, em razão da argumentação abaixo formulada (item 3.15.4). Um corpo foi individualizado por Pastana (1995), no rio Gurupi, ao longo da cachoeira Marajupema, sul desta área de trabalho. Neste projeto novas ocorrências foram identificadas, nas proximidades do corpo original (Fig. 3.1), aflorando como possíveis lascas tectônicas em meio à Formação Vila Cristal.

O corpo principal possui forma alongada segundo a direção NW-SE e faz contato com o Complexo Itapeva e com a Formação Vila Cristal por falha transpressional (Fig. 3.1). Possui foliação orientada segundo NW-SE, com mergulhos moderados (45-60°) para sudoeste, mesma orientação do caimento das lineações de estiramento, o que sugere transporte de massa de sudoeste para nordeste. Este contato é delineado por falha preenchida por veio de quartzo com centenas de metros de espessura e alguns quilômetros de comprimento.

Litologicamente, a sequência é composta por quartzitos (Fig. 3.17F), quartzitos feldspáticos ricos em muscovita, biotita e plagioclásio, portando grana e rara cordierita, e por muscovita-quartzitos. Klein et al. (2005a) consideraram que a ausência de feldspato alcalino e sillimanita e a abundância de muscovita, indicam que essas rochas atingiram a fácies anfibolito alto.

3.15.4 - Idade, proveniência e ambiente tectônico

Dados geocronológicos por U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão detrítico de três amostras de quartzito e xistos paraderivados da Formação Rio Piritoró obtidos por Klein, Lopes e Chaves (2015) mostraram idades entre 2040 e 2240 Ma, em geral compatíveis com fontes do Fragmento Cratônico São Luís e do próprio Cinturão Gurupi. Alguns cristais mostraram idades arqueanas, entre 2600 e 3000 Ma, e em uma amostra há um pico importante em 2234 Ma, indicando ser desta idade a fonte principal do zircão. Os cristais mais jovens, nas três amostras, indicam idade máxima de deposição em torno de 2040 Ma. Contudo, Klein e Lopes (2011) sugeriram que a idade máxima da sedimentação do Grupo Gurupi seria de 1140 Ma, com base em correlação com a Formação Marajupema (na época não considerada parte do Grupo Gurupi), e em idades modelo Sm-Nd em xistos (em torno de 1,14 Ga – SOARES, 2009) e o posicionaram no limite entre o Neoproterozoico (Toniano) e Mesoproterozoico (Steniano), o que foi mantido em Klein, Lopes e Chaves (2015). Análise de isótopos de Nd efetuada neste projeto determinou idade modelo T_{DM} de 1,32 Ga (Anexo 1) em amostra datada anteriormente por U-Pb, o que permite a manutenção da interpretação da idade do grupo.

Uma camada de quartzito intercalada em filito da Formação Vila Cristal (Fig. 3.17D) foi datada neste estudo (amostra EL4) por U-Pb em zircão detrítico (LA-ICP-MS). As idades dos cristais de zircão se distribuem entre ~1090 Ma e ~2800 Ma, com picos principais em 1090, 1222, 1315, 1530, 1880, 2000, 2166 e 2803 Ma (Fig. 3.18A), além de diversos picos secundários, demonstrando uma grande variedade de idades para as fontes do material clástico. Os cristais mais jovens (6% de discordância) apresentam idades de 1086 ± 22 Ma e 1092 ± 29 Ma, o que estabelece a idade máxima para sedimentação em torno de 1090 Ma, no período Steniano.

A idade da sedimentação da Formação Marajupema foi preliminarmente estabelecida por Klein et al. (2005a) em análise de poucos cristais detríticos de zircão obtidos de amostras de muscovita quartzito feldspático com cordierita. Os cristais, analisados por pelo método de evaporação de Pb, forneceram idades entre 1102 ± 42 Ma e 2140 ± 17 Ma (Anexo 1). Os mesmos autores determinaram idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,41 Ga em uma amostra de quartzito. Com base nesses dados, Klein e Lopes (2011) assumiram idade Toniana (Neoproterozoico) para a Formação Marajupema. Neste projeto foram analisados cristais detríticos de zircão de quartzito micáceo amostrado no novo corpo cartografado a nordeste do corpo principal. As análises U-Pb por LA-ICP-MS

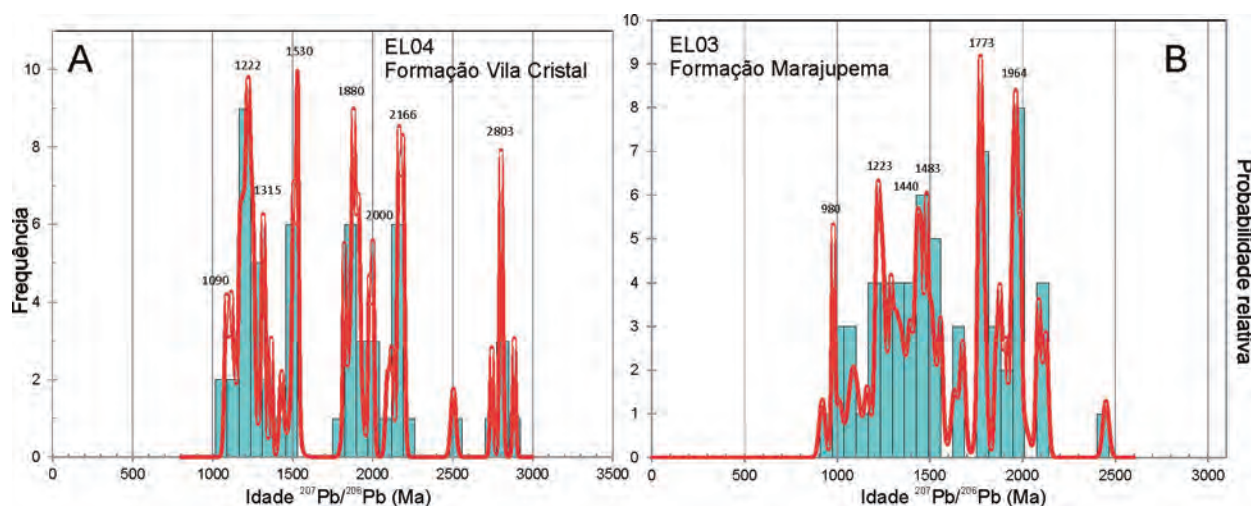


Figura 3.18 – Histogramas de distribuição de frequência de idades e probabilidade relativa para cristais detríticos de zircão de unidades do Grupo Gurupi. (A) Formação Vila Cristal; (B) Formação Marajupema.

da amostra EL03 mostram os principais picos com idades em 1208, 1237, 1479, 1545, 1774 e 1977 Ma (Fig. 3.18B). Os cristais menos discordantes (<3%) apresentam idades entre 982 ± 55 Ma e 1109 ± 70 Ma. Esses dados são similares aos obtidos por Klein et al. (2005a), mas permitem também a suposição de sedimentação no Esteniano (<1200 Ma, Mesoproterozoico). Contudo, com base na idade do zircão mais jovem, mantém-se aqui o Toniano como idade máxima de sedimentação.

Adicionalmente, em termos de proveniência sedimentar, os dados atestam importante contribuição de fontes do Mesoproterozoico, que são desconhecidas na região do Cinturão Gurupi. Fontes subordinadas dessa idade foram identificadas na Formação Piriá, por Lopes et al. (2016), unidade mais jovem do que 591 Ma, e em sedimentos cretáceos e areias fluviais modernas do Fragmento Cratônico São Luís (KNUDSEN et al., 2015). Lopes et al. (2016) interpretaram essas idades como oriundas de fontes mesoproterozoicas crípticas, ou de retrabalhamento de fontes sedimentares mais antigas e de proveniência distante.

A inexistência de número significativo de rochas não alteradas prejudica a interpretação dos ambientes de sedimentação e tectônico do Grupo Gurupi. Costa (1985), com base em dados litogeoquímicos de filitos e xistos, interpretou o grupo como uma sequência pelítico-carbonosa-fosforítica de águas não muito rasas. Isto levou Costa, Almeida e Ricci (1996) a interpretar a sequência como turbidítica e à sugestão de bacia marinha marginal sem carbonatos, uma provável margem passiva, o que foi mantido por Klein e Lopes (2011), embora ambiente de rifte continental também seja plausível (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015). A definição da Formação Vila Cristal como unidade neoproterozoica, bordejando unidades mais antigas, do Riaciono, ligadas à evolução do Fragmento Cratônico São Luís, favorece a interpretação do grupo como margem passiva ou rifte (que evoluiu ou não para margem passiva).

3.16 - FORMAÇÃO CABEÇA DE PORCO

A Formação Cabeça de Porco foi definida por Klein, Lopes e Chaves (2015) para agrupar rochas sedimentares não metamorizadas, ou metamorizadas em grau muito baixo, que afloram na porção noroeste da área do presente trabalho (Fig. 3.1) e que correspondem ao que foi descrito em Costa, Almeida e Ricci (1996) e Costa e Ricci (2000) (Fig. 4.2) como a parte anquimetamórfica e sem trama tectônica do Grupo Gurupi (parte da Formação Rio Piritório). Segundo Klein, Lopes e Chaves (2015), a diferença no grau metamórfico e relações de campo indicam que a deposição da Formação Cabeça de Porco foi posterior a dos xistos argilosos e mica xistos muito deformados do Grupo Gurupi, sob os quais repousam discordantemente Dados de campo, no entanto, sugerem que a unidade possui o mesmo conjunto de famílias de estruturas do Grupo Gurupi.

Klein, Lopes e Chaves (2015) identificaram sete litofácies. Da base para o topo, compreendem (Fig. 3.19): (1) **Fácies conglomerado oligomítico**, formado por grãos de quartzo subarredondados, moderadamente selecionados, sustentado por matriz arenosa média a fina cinza-escura ou esbranquiçada, com fragmentos líticos e de feldspatos. Localmente, as camadas estão dobradas e parcialmente erodidas, aflorando esta fácies na porção central (charneira?) da dobra. (2) **Fácies siltito argiloso**, com rochas esbranquiçadas, a amareladas e avermelhadas, mostrando laminações onduladas, e depositados em contato brusco com a facies sobreposta. (3) **Fácies siltito intercalado com arenito**, composta por rochas maciças, ou com laminação pouco evidente, intercaladas com camadas centimétricas de arenito fino a médio. (4) **Fácies arenito fino**, composta por arenitos esbranquiçados, com lâminas onduladas. (5) **Fácies siltito laminado**, de rochas esbranquiçadas e acinzentadas, bem litificadas e com laminação plano paralela. Possuem boa continuidade lateral e localmente mostram megaondulações (dobras). (6) **Fácies pelito laminado**, composta por

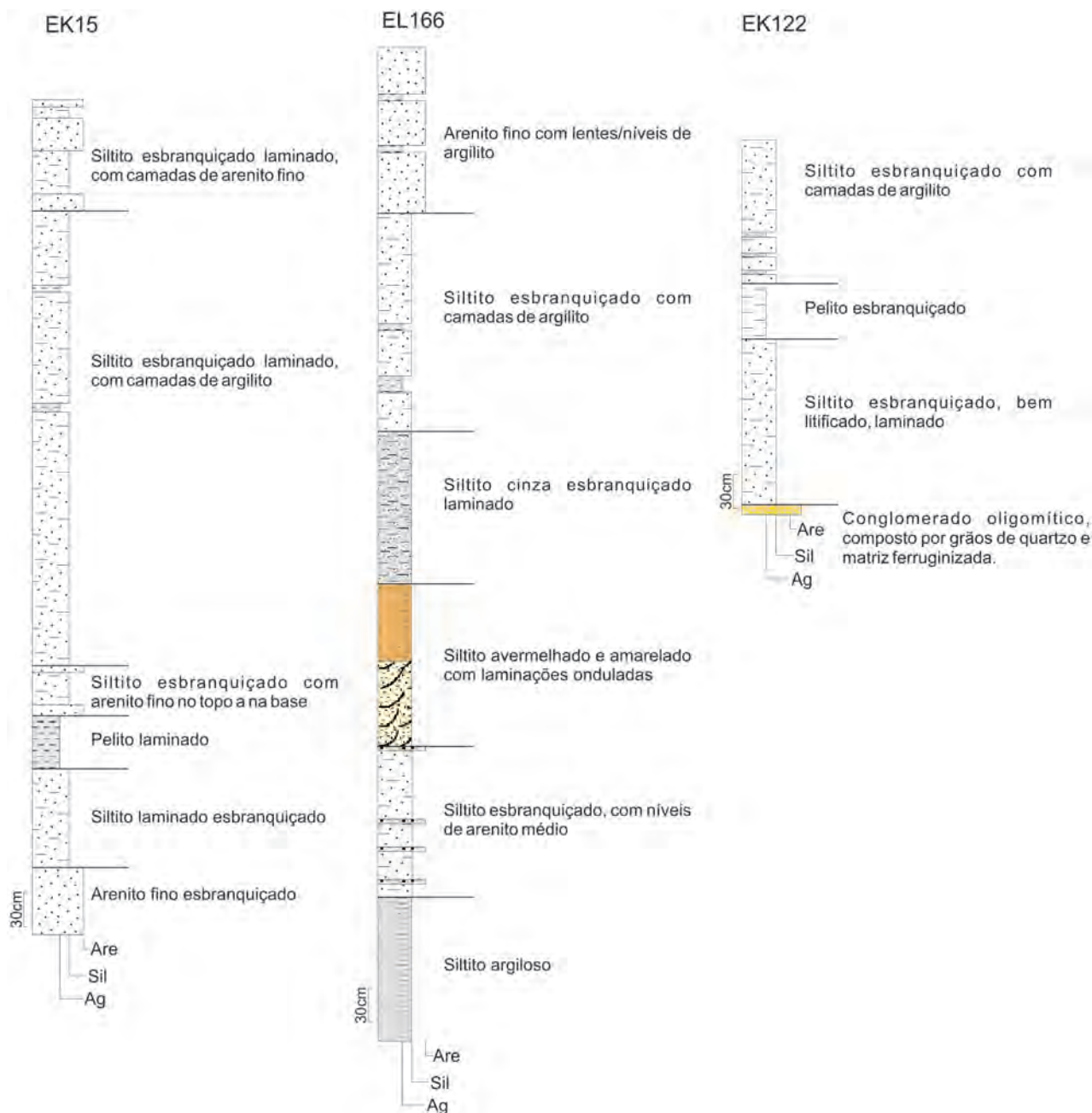


Figura 3.19 – Seções sedimentares representativas da Formação Cabeça de Porco.

pelitos esbranquiçados, finamente laminados, às vezes com lentes e/ou níveis siltosos e sem boa continuidade lateral. (7) **Fácies siltito intercalado com argilito**, composta por siltitos esbranquiçados, com níveis e camadas argilosas intercaladas, mostrando espessamento ascendente das camadas de siltito e gradação vertical para as fácies “3” e “4”.

O conjunto de facies foi interpretado por Klein, Lopes e Chaves (2015) como depositado em ambiente subaquoso, em regime de fluxo de baixa energia, com transporte predominantemente suspensivo. O pacote sedimentar não possui expressiva continuidade lateral e a orientação da bacia que difere da orientação regional do Cinturão Gurupi, indicaria um ambiente restrito, possivelmente uma fácies de lago de rifte, precoce ou sintectônica à deformação neoproterozoica.

Cristais detríticos de zircão datados por U-Pb (LA-ICP-MS) mostraram distribuição de idades entre 2120 e 2230 Ma, indicando proveniência a partir de unidades riaciana do Fragmento Cratônico São Luís e do próprio Cinturão Gurupi, e o cristal concordante mais jovem, de 2119 ± 7 Ma, estabeleceu o limite máximo para a idade de sedimentação (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015). Apesar desse limite e considerando as relações de contato da Formação Cabeça de Porco com o Grupo Gurupi e com a Formação Pirriá (<591 Ma, ver abaixo), a Formação Cabeça de Porco foi considerada por Klein, Lopes e Chaves (2015) como de idade criogeniana-toniana. Análise de isótopos de Nd em metarenito efetuada neste projeto definiu idade modelo T_{DM} de 1,21 Ga (Anexo 1), de modo que essa interpretação se mantém válida e a unidade seria no máximo steniana.

3.17 - METAMICROTONALITO CARAMUJINHO

Unidade definida em Klein e Lopes (2011) reúne dois corpos de ocorrência relativamente restrita e cartografados próximo à porção central da área do projeto (Fig. 3.1). Trata-se de rocha subvulcânica que aflora em meio aos domínios do Quartzo-diorito Canoa, cujas relações de contato e forma dos corpos não puderam ser estabelecidas em campo, nem em sensores geofísicos. Klein e Lopes (2011) também incluíram na unidade uma ocorrência isolada, e não cartografada na escala de trabalho, de microquartzo diorito observada nas proximidades do depósito aurífero de Cipoeiro.

O Metamicrotonalito Caramujinho é uma rocha cinza esverdeada clara de granulação fina, com foliação incipiente, por vezes com aspecto bandado e cortado por vênulas. Tonalito é o tipo petrográfico dominante seguido de quartzo diorito. Ao microscópio mostra textura granular fina a porfirítica fina definida por prismas longos de hornblenda e cristais plagioclásio e quartzo em meio a matriz composta por plagioclásio alterado, epidoto, clorita, sericita, calcita e titanita amorfa. Quando bandado mostra alternância de banda tonalítica-trondhjemítica, formada por cristais subédricos de plagioclásio e por grãos anédricos de quartzo e de banda quartzo-diorítica constituída por cristais de hornblenda verde, plagioclásio, quartzo e mineral opaco. Actinolita é ocasional, geralmente ocorrendo como produto da desestabilização metamórfica da hornblenda. Vênulas irregulares preenchidas por epidoto, clorita, mineral opaco, titanita e quartzo são observadas cortando a rocha em várias direções.

Em geral a hornblenda ocorre quase que totalmente substituída por biotita, clorita e epidoto e o plagioclásio, por epidoto e sericita, o que foi provocado por hidrotermalismo e/ou metamorfismo de baixo grau. O caráter metamórfico é indicado pela presença de actinolita, às vezes isolada, mas em geral formada pela desestabilização da hornblenda, e pela associação desta com clorita e clinozoizita KLEIN; LOPES, 2011).

A idade de intrusão do Metamicrotonalito Caramujinho, determinada por U-Pb por LA-ICP-MS em zircão, é de 624 ± 16 Ma (KLEIN; LOPES, 2011), o que posiciona a intrusão na transição Criogeniano-Ediacarano. A análise geocronológica também identificou populações herdadas de zircão com idades de 2182 ± 6 Ma e 1943 ± 15 Ma. As idades modelo variam de 2,25 a 2,26 Ga e os valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -22,9 a -23,0 (KLEIN; LOPES, 2011). Esses valores e a herança mostram que a rocha possui natureza crustal, o que contradiz com a assinatura química de subducção. Klein e Lopes (2011) sugerem que essa assinatura reflete a fonte crustal e não o ambiente de formação do microtonalito, o qual permanece incerto.

3.18 - FORMAÇÃO PIRIÁ

A Formação Piriá foi definida por Abreu, Villas e Hasui (1980) para reunir arenitos, grauvacas, argilitos e conglomerados condicionados por falhas (ABREU; VILLAS; HASUI, 1980). Cartografia, conteúdo litológico, idade e significado tectônico têm sido objeto de discussão (ABREU; VILLAS; HASUI, 1980; TRUCKENBRODT; CORRÊA, 1985; COSTA, 2000; KLEIN; SOUSA, 2012). A revisão mais recente desses temas foi feita por Klein, Lopes e Chaves (2015) e Lopes et al. (2016), cujos resultados são aqui adotados.

Lopes et al. (2016) descreveram três segmentos para a Bacia do Piriá (Fig. 3.1), com espessura sedimentar desconhecida. O segmento principal, central, é um hemi-graben com eixo maior orientado segundo a direção N-S, limitado principalmente por falhas normais também submeridianas. Com as demais unidades o contato é provavelmente erosivo. O corpo menor, a oeste, repousa discordantemente sobre rochas da Formação Cabeça de Porco. O segmento leste possui contatos por falhas normais com os granitoides de seu embasamento, mas é principalmente recoberto por sedimentos fanerozoicos.

Quatro litofácies foram definidas para a Formação Piriá (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015; LOPES et al., 2016) e não necessariamente ocorrem em todos os segmentos mapeados. Todas as rochas apresentam elevado grau de diagênese, epidoto neoformado em arenitos, grande quantidade de sericita em pelitos o que foi interpretado como anquimetamorfismo. Portanto, o prefixo meta fica implícito na descrição das litologias. (A) *Fácies arcóseo intercalado com pelito*: apresenta relação de contato gradacional com a litofácies superior. Os arcóseos são cinza esverdeados, médios a finos, moderadamente selecionados e com estratificação plano-paralela e compostos por quartzo, feldspato, minerais opacos, zircão, granada, epidoto (detrítico e neoformado), micas (sericita, biotita e clorita) e turmalina. Os filitos são marrons e esverdeados. (B) *Fácies siltitos e pelitos lamina-dos*: constituída por rochas cinza esverdeadas e vermelhas, muito finas, com laminação plano-paralela levemente ondulada e alternância de camadas siltosas com camadas pelíticas. (C) *Fácies arcóseo com estratificação hummocky*: é a predominante na porção central da Bacia Piriá e constituída por arcóseos cinza-esverdeados, finos a médios e moderadamente selecionados. Possui uma variedade de estruturas sedimentares, como estratificação plano-paralela com laminação tangencial no topo e na base, estratificações truncada por onda e *hummocky*, estratificação cruzada de grande porte e estruturas de con-volução formadas em ambientes subaquosos. (D) *Fácies conglomerado oligomítico*: constituída exclusivamente por ortoconglomerados bastante alterados compostos por seixos de quartzo subangulosos, com matriz de quartzo e muscovita, e intercalações compostas por argila siltosa muito alterada. Lopes et al. (2016) interpretaram as associações como forma-

das em leques aluviais (conglomerados) e em sistema fluvial (arcóseos, grauvacas, siltitos e pelitos) que se estabeleceu e evoluiu à medida que a subsidência avançou e sofreu anquimetamorfismo e deformação tectônica muito leve.

Análises em zircão detrítico (U-Pb LA-ICP-MS) determinaram a idade máxima para a sedimentação em 591 Ma e indicam fontes detríticas com idades do Neoproterozoico ao Arqueano e fontes principais do Riáciano (LOPES et al., 2016). A integração dos dados sedimentológicos, geocronológicos, isotópicos e geoquímicos levaram Lopes et al. (2016) a sugerir proveniência principal a partir de rochas félsicas e intermediárias proximais e de fontes sedimentares retrabalhadas. Os autores também interpretaram a bacia como unidade pós-orogênica do Cinturão Gurupi, relacionada com o estágio final do ciclo orogênico Brasileiro.

3.19 - GRUPO SERRA GRANDE

O Grupo Serra Grande (CAROZZI et al., 1975), originalmente denominado série, por Small (1914), é composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós e pelo Arenito Guamá (CAPUTO; LIMA, 1984). Na área deste projeto o grupo aflora na sua porção leste e tratado como Grupo Serra Grande indiviso e Arenito Guamá. Faz contato por falhas normais de direção N-S e E-W com as formações Igarapé de Areia e Chega Tudo.

Observações efetuadas neste projeto e por outros autores (KLEIN; LOPES, 2011; KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015) mostram siltitos verde escuros bem litificados, com laminação plano-paralela e padrões de faturamento quase ortogonais. Na porção basal, o pacote é mais argiloso, esverdeado, laminado, forma com contato gradacional com os siltitos e possui, localmente, lentes carbonáticas. Na porção superior possui paraconglomerados polimíticos muito alterados, compostos por seixos e matações (2 a 20 cm) de quartzo, granitos, rochas máficas (?) e possui matriz argilosa com distribuição caótica dos seixos. Essa associação é correlacionável à parte média do Grupo Serra Grande, correspondente à Formação Tianguá.

As fácies sedimentares do Grupo Serra Grande indicam deposição numa grande variedade de ambientes, de glacial proximal e glacio-fluvial a leque deltaico e marinho raso (CAPUTO; LIMA, 1984; GÓES; FEIJÓ, 1994).

A idade do Grupo Serra Grande é siluriana, já que Grahm, Melo e Steemans (2005) restringem a deposição desse grupo às épocas Landoveriano, Venlockiano, Ludloviano e Priodoliano, baseados na presença de quitinozoários e miosporos.

3.20 - DIABÁSIO LARANJAL

O Diabásio Laranjal (COSTA et al., 1977; KLEIN; LOPES, 2011) engloba diques de diabásio, com espessuras métricas a decamétricas, fre-

quentemente distinguíveis em imagens geofísicas cortando granitoides da Suíte Intrusiva Tromaí, arenitos da Formação Igarapé de Areia e xistos da Formação Chega Tudo, correlacionáveis aos diabásios cartografados na porção norte do Fragmento Cratônico São Luís por Klein et al. (2008a). As rochas são cinza-escuras a pretas e possuem textura fanerítica fina a afanítica. Petrograficamente foram distinguidos diabásio com e sem olivina. Os dois tipos apresentam outra diferença mineralógica: presença de dois piroxênios (augita e hiperstênio) nos tipos com olivina e de dois piroxênios ou somente augita nas variedades sem olivina. (KLEIN et al., 2008a; KLEIN; LOPES, 2011). Com base em composição química e isotópica (Pb-Sr-Nd-O), Klein et al. (2013) demonstram que todos possuem alto teor de titânio, sendo que os olivina-diabásios correspondem ao tipo alto titânio-1 ($TiO_2 > 2,3\%$; $SiO_2 > 47\%$), enquanto que os diabásios desprovidos de olivina são do tipo alto titânio-2 ($TiO_2 > 2,7\%$; $SiO_2 > 47\%$). Além disso, augita diabásio (ou microgabro) sem olivina e sem ortopiroxênio foi definido como evoluído, de alto titânio ($TiO_2 > 4,0\%$; $SiO_2 \sim 46\%$).

Idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ em plagioclásio entre 193 ± 10 e 207 ± 9 Ma (KLEIN et al., 2013) posicionam o Diabásio Laranjal no limite Triássico-Jurássico e o associam temporalmente aos diques e sills de diabásio e raros derrames da Formação Mosquito, intrusivos nas unidades da Bacia do Parnaíba, e ao magmatismo tholeiítico ligado à abertura do oceano Atlântico equatorial. (CAMP – MARZOLI et al., 1999).

3.21 - MICROGABRO LINHA 45

Klein e Lopes (2011) usaram esta denominação para reunir diques de microgabros que cortam rochas da Suíte Intrusiva Tromaí e das formações Chega Tudo e Igarapé de Areia. A unidade é composta por olivina gabronorito preto, maciço e de granulação média, com dois piroxênios (augita > hiperstênio) e com olivina percebida apenas como núcleos em cristais de piroxênio.

À semelhança do Diabásio Laranjal há ausência de metamorfismo e deformação, apesar de sua localização na Zona de Cisalhamento Tentugal, o que indica intrusão posterior ao metamorfismo e deformação do Neoproterozoico (KLEIN; LOPES, 2011).

Esses diabásios não foram incluídos na unidade Diabásio Laranjal por apresentarem assinatura química e isotópica distinta, embora também sejam tipos de alto titânio, mas de baixo teor em sílica ($TiO_2 > 2,2\%$; $SiO_2 < 45\%$). São diabásios que preservam assinatura de subducção em padrões de elementos traços, o que foi interpretado como resultantes de interação entre o manto litosférico subcontinental com produtos de subducção prévia, ou por contaminação de magma mantélico durante ascensão em intrusão na crosta continental (KLEIN et al., 2013). Na ausência de dados geocronológicos, Klein e Lopes (2011)

consideraram os microgabros contemporâneos ao Diabásio Laranjal, embora Klein et al. (2013) admitam que possam ser mais antigos (limite Ediacarano-Cambriano).

3.22 - GRUPO ITAPECURU

Camadas Itapecuru (Lisboa, 1914), posteriormente Formação Itapecuru (CAMPBELL, 1949) e modernamente Grupo Itapecuru (ROSSETTI, 1997; ROSSETTI; TRUCKENBRODT, 1997) se refere aos arenitos com siltitos e folhelhos intercalados que extrapolam os limites geológicos da Bacia do Parnaíba, assentando, de forma descontínua, diretamente sobre o embasamento (Fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupi) e sobre as unidades paleozoicas. Possui diversificado conteúdo fóssilífero, como impressões de folhas, palinóforos, peixes, bivalvíos, conchostáceos, ostracodes, carófitas, carapaças de tartaruga, ossada de crocodilos, fragmentos de ovos, dentes, ossadas e pegadas de dinossauros (SANTOS; CARVALHO, 2009).

Esta unidade aflora de forma muito restrita na área deste projeto, se limitando apenas a uma pequena porção ao nordeste, onde ocorre discordantemente sobre as rochas do Grupo Serra Grande e é recoberta pelos sedimentos do Grupo Barreiras.

O Grupo Itapecuru é composto, na base, por siltitos esbranquiçados com estratificação ondulada. Essas ondulações são marcadas por filmes de argila branca, com algumas lentes de areia fina. No topo predominam arenitos finos cinza claro com laminação plano-paralela, bem selecionados e dispostos em contato irregular sobre os siltitos. Entende-se, aqui, que essa associação litológica indica ambiente litorâneo, influenciado por maré.

A unidade é posicionada no Albiano Superior-Cenomaniano, com base na correlação com depósitos faciologicamente similares da Formação Alcântara na Bacia de São Luís, e em estudos paleontológicos (FERREIRA; CASSAB, 1987; PEDRÃO et al., 1993 apud SANTOS; CARVALHO, 2009; PEDRÃO et al., 1993, 1994; ANAISSE JÚNIOR, 1999; ROSSETTI; GÓES; ARAI, 2001). Essa idade é também sustentada pela posição estratigráfica da Formação Itapecuru entre as formações Codó (Aptiano Superior) e a Formação Ipixuna (Cretáceo Superior (?)) – Peleoceno (LIMA; LEITE, 1978; ANAISSE JÚNIOR, 1999).

3.23 - FORMAÇÃO IPIXUNA

A Formação Ipixuna (FRANCISCO et al, 1971) corresponde a camadas de argilas e arenitos caulínicos com estratificação cruzada, sotopostas ao Grupo Barreiras e sobrepostas ao Grupo Itapecuru. Aflora no extremo oeste da área deste projeto, ao longo das margens do rio Guamá. Apresenta contato discordante erosivo sobre as unidades do Cinturão Gurupi

e, frequentemente, está recoberta pelos depósitos aluvionares. Provavelmente as Lateritas Maturas se desenvolveram sobre parte estas rochas.

É composta por ortoconglomerados oligomíticos e arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada, com moderado grau de litificação. Os conglomerados são formados por seixos de quartzo leitoso (1 a 5 cm), subarredondados a arredondados, mal selecionados. A matriz é composta por areia fina a média (KLEIN; LOPES, CHAVES, 2015).

Francisco et al. (1971) e Góes (1981) propuseram para a unidade uma deposição em ambiente exclusivamente fluvio-lacustre. Porém, Santos Jr. (2002) reconheceu duas associações de fácies siliciclásticas atribuídas a complexos fluvial e estuarino. Segundo Klein, Lopes e Chaves (2015), na área de trabalho só foi possível encontrar a fácies correlacionável ao complexo fluvial de alta energia, pois predominam apenas depósitos de conglomerados. Com base em estudos paleontológicos e correlação estratigráfica, a unidade é posicionada no Cretáceo Superior-Paleógeno Inferior (JAPIASSÚ, 1970; SANTOS JR; ROSSETTI, 2003; SANTOS JR. 2006).

3.24 - COBERTURAS LATERÍTICAS MATURAS

Designação baseada em Costa (1991), que caracteriza como lateritos maduros aqueles que apresentam um perfil laterítico completo, constituído, da base para o topo, pelos horizontes pálido ou transicional, argiloso, bauxítico e/ou fosfático e crosta ferruginosa.

Na área deste projeto ocorre em sua porção oeste, formando platô, no qual Klein, Lopes e Chaves (2015) identificaram quatro horizontes: (1) inferior, mais arenoso na base e argiloso no topo, com nódulos, concreções e alterações colunares ferruginosas em porções areno-argilosas pálidas; (2) pacote argilo-arenoso avermelhado e amarelado, com fragmentos ferruginosos e teores de Al_2O_3 que atingem 35%; (3) areia média ocre e (4) blocos de laterita ferro-aluminosa, maciça, às vezes com aspecto cavernoso, e bem litificada.

3.25 - GRUPO BARREIRAS

O Grupo Barreiras (ROSSETTI, 2006 e suas referências) ocupa uma grande área nas porções norte e leste da área de trabalho, e frações menores da sua porção ocidental e faz contato erosivo com as demais unidades. Nestas áreas é composto por conglomerados intercalados com areias e argilas. São depósitos pouco consolidados, mosqueados e de coloração vermelho amarronzado. Os conglomerados são predominantemente sustentados pela matriz, com granulometria variando de grânulos a seixos com até 3 cm de diâmetro. Os seixos e grânulos são mal selecionados, subangulosos, compostos predominantemente

por quartzo leitoso e pedaços de veios de quartzo sacaroidal e deformado. Os seixos apresentam-se imbricados e concordantes com o acamamento plano-paralelo. A matriz é composta por areia grossa a fina, às vezes argilosa, que compreende grãos de quartzo e alguma muscovita detrítica. Os níveis arenosos são finos e maciços, moderadamente argilosos, com coloração variando de vermelho-claro a amarelo-claro, e apresenta contato gradacional com o nível conglomerático e com o pacote argiloso.

Segundo Rossetti (2006) o ambiente deposicional da Formação Barreiras Superior é dominado por canal de maré, com tendência progressivamente continental para o topo, sendo que somente a fácies continental aflora na área aqui mapeada.

3.26 - SEDIMENTOS PÓS-BARREIRAS

Silva e Lowenstein (1968) usaram a denominação Pós-Barreiras para os sedimentos acima da discordância do topo do Grupo Barreiras. Na ARIM Gurupi os sedimentos possuem maior ocorrência e continuidade lateral na porção nordeste/leste da área onde recobrem discordantemente os depósitos do Arenito Guamá (Grupo Serra Grande) e do Grupo Barreiras. Em menor escala encontram-se distribuídos de forma irregular e descontínua sobre unidades do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi onde recobrem discordantemente corpos da Suíte Intrusiva Tromai, da Formação Igarapé de Areia e do Grupo Gurupi e geralmente estão espalhados no topo e nas encostas dos morros.

São constituídos por depósitos de areia esbranquiçadas, inconsolidados, sem estruturas, de granulação média a fina, ora com grânulos, bem ou mal selecionados. Os depósitos de síltico-argilosos são amarelados e marrom-avermelhados, muito finos e maciços. Há também depósitos conglomeráticos de coloração esbranquiçada e amarelada, friáveis, mal selecionados, com grãos subangulosos, compostos, predominantemente, por seixos de quartzo, fragmentos de veio de quartzo e, mais raramente, de arenito ferruginoso. A matriz é arenosa fina, com muscovita e possui estratificação tabular incipiente.

Para Rossetti, Góes e Arai (2001) a deposição dos Sedimentos Pós-Barreiras ocorreu em dois episódios diferentes. No primeiro, depositaram-se os depósitos Pós-Barreiras I, diretamente sobre a dis-

cordância erosiva do topo da sucessão miocênica. No segundo episódio, os depósitos Pós-Barreiras II recobriram discordantemente os depósitos Pós-Barreiras I. Neste projeto os sedimentos pleistocênicos são correlacionáveis com os sedimentos Pós-Barreiras I. Datações utilizando luminescência opticamente estimulada realizadas por Tatum et al. (2008) indicam que os sedimentos Pós-Barreiras depositaram-se do Pleistoceno tardio ao Holoceno. Já Oliveira e Silva (2011) limitam a deposição destes sedimentos do Pleistoceno tardio até o Holoceno médio.

3.27 - UNIDADE DEPÓSITOS DETRÍTICOS INDI-FERENCIADOS

Unidade é restrita à porção sudoeste da área de trabalho, é composta predominantemente por para-conglomerados e apresenta quatro níveis distintos. Do topo para a base é constituída por: (1) conglomerado com seixos de arenito ferruginoso imersos em matriz arenosa avermelhada, sem estruturação interna; pouco litificado e com contato erosivo com o segundo nível de conglomerado. (2) nível lenticular de seixos e matacões de arenito ferruginizado em contato erosivo com um (3) terceiro nível de conglomerado oligomítico, composto quase que exclusivamente por seixos de quartzo, moderadamente selecionados. (4) Logo abaixo, está em contato irregular com arenito amarelado, fino, pouco argiloso. Localmente, estão presentes apenas três camadas. Estes depósitos detríticos estão relacionados ao desmantelamento e transporte subaquoso do material desagregado dos níveis de arenito ferruginizado do Grupo Barreiras e das unidades metamórficas e ígneas presentes na área e é interpretada como uma Unidade correlacionável aos Sedimentos Pós-Barreiras.

3.28 - DEPÓSITOS ALUVIONARES

Unidade constituída pelos sedimentos clásticos arenosos e argilosos inconsolidados, com níveis de cascalho, modernos (holocênicos). São de origem fluvial, relacionados às planícies aluvionares atuais dos rios maiores e das drenagens de pequeno porte, onde constituem depósitos de canais (barras em pontal e barras de canais) e de planícies de inundação. Formam faixas estreitas e descontínuas e pequenos terraços, quase no nível da água.

4 – TECTÔNICA

Felipe M. Tavares; Evandro L. Klein; Leandro D. Campos

4.1 - MODELOS TECTÔNICOS PRÉVIOS

Abreu e Hasui (1980) definiram quatro fases de deformação para o Cinturão Gurupi: (F1) dobramento e metamorfismo em fácies anfibolito que geraram dobras B1 e xistosidade S1 com baixo ângulo de mergulho para WNW e vergência no sentido do Fragmento Cratônico São Luís; (F2) dobramento da xistosidade com eixos subhorizontais B2 orientados para NNE-SSW e planos axiais S2 voltados para NW; (F3) dobramento com eixos subhorizontais B3 e xistosidade subvertical S3 associados a metamorfismo em fácies xisto verde; (F4) ondulação da xistosidade B4 com colocação de veios de quartzo e falhas locais. Para o mesmo cinturão, Hasui, Abreu e Villas (1984) e Abreu (1990) propuseram a existência de dois eventos orogênicos, sendo o número de fases de deformação e as diferenças nas orientações estruturais indutores dessa proposição. Assim, propuseram a Faixa de Dobramentos Santa Luzia-Viséu, que teria atuado no Paleoproterozoico com orientação NNE-SSW e vergência para SSE. Um segundo evento seria caracterizado pela Faixa de Dobramentos Gurupi, restrita à porção noroeste do atual Cinturão Gurupi (Fig. 4.1), que teria se edificado no Neoproterozoico, com estruturas orientadas segundo NW-SE, e que teria também retrabalhado as rochas estruturadas no Paleoproterozoico. Um zoneamento orogênico e temporal (mas não estrutural e sem empregar as mesmas denominações) similar foi admitido por Klein, Lopes e Chaves (2015).

Costa, Almeida e Ricci (1996) e Costa (2000) admitiram para o Cinturão Gurupi um ambiente de

margem continental passiva, que teria sido envolvida em uma orogenia com evolução monocíclica, com deformação, metamorfismo e soergimento do orógeno no Neoproterozoico. Contudo, os autores colocaram dúvida sobre a idade de preenchimento sedimentar da “bacia Gurupi”, que poderia ter ocorrido em qualquer momento no Proterozoico. Propuseram ainda uma compartimentação tectônica do orógeno (Fig. 4.2), reconhecendo um domínio externo (pericratônico ou *foreland belt*), proximal ao Fragmento Cratônico São Luís, e um domínio interno, distal. O domínio externo seria constituído por metamorfitos de grau muito baixo (que aqui correspondem ao Grupo Gurupi indiviso e às formações Cabeça de Porco e Chega Tudo), restos de terrenos TTG retrabalhados (aqui, Suíte Intrusiva Tromai e Quartzo diorito Canoa), granitoide pós-colisional (Granito Cantão) e sedimentação molássica (Formação Piriá). O domínio interno envolveria as demais sequências metassedimentares (aqui formações Santa Luzia do Pará e Vila Cristal, de idades distintas), embasamento metamórfico (aqui, Complexo Itapeva) e diversos granitoides colisionais (“Suíte Brasileira”, que neste trabalho inclui os granitos Japiim, Jonasa e Ney Peixoto, e Granito Maria Suprema). O modelo é atrativo, pois tentou atribuir significado tectônico para as diversas unidades litoestratigráficas. Entretanto, problemas com esse modelo foram detectados posteriormente e incluem: 1) a associação litológica e suas características geoquímicas e isotópicas, pelo menos na região proximal ao Fragmento Cratônico São Luís (Formação Chega Tudo), não são condizentes com as de bacia de margem continental passiva; 2) os granitoides ti-

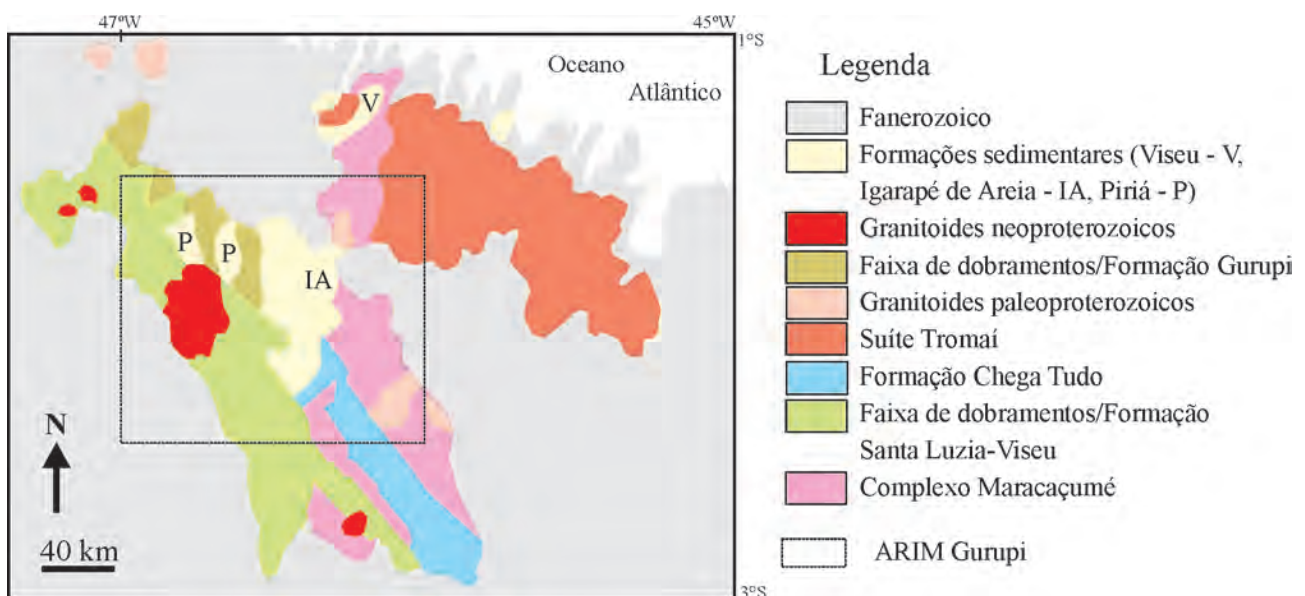


Figura 4.1 – Localização da ARIM Gurupi em relação ao modelo de compartimentação tectônica e estratigráfica de Abreu, Villas e Hasui (1980) e Hasui, Abreu e Villas (1984).

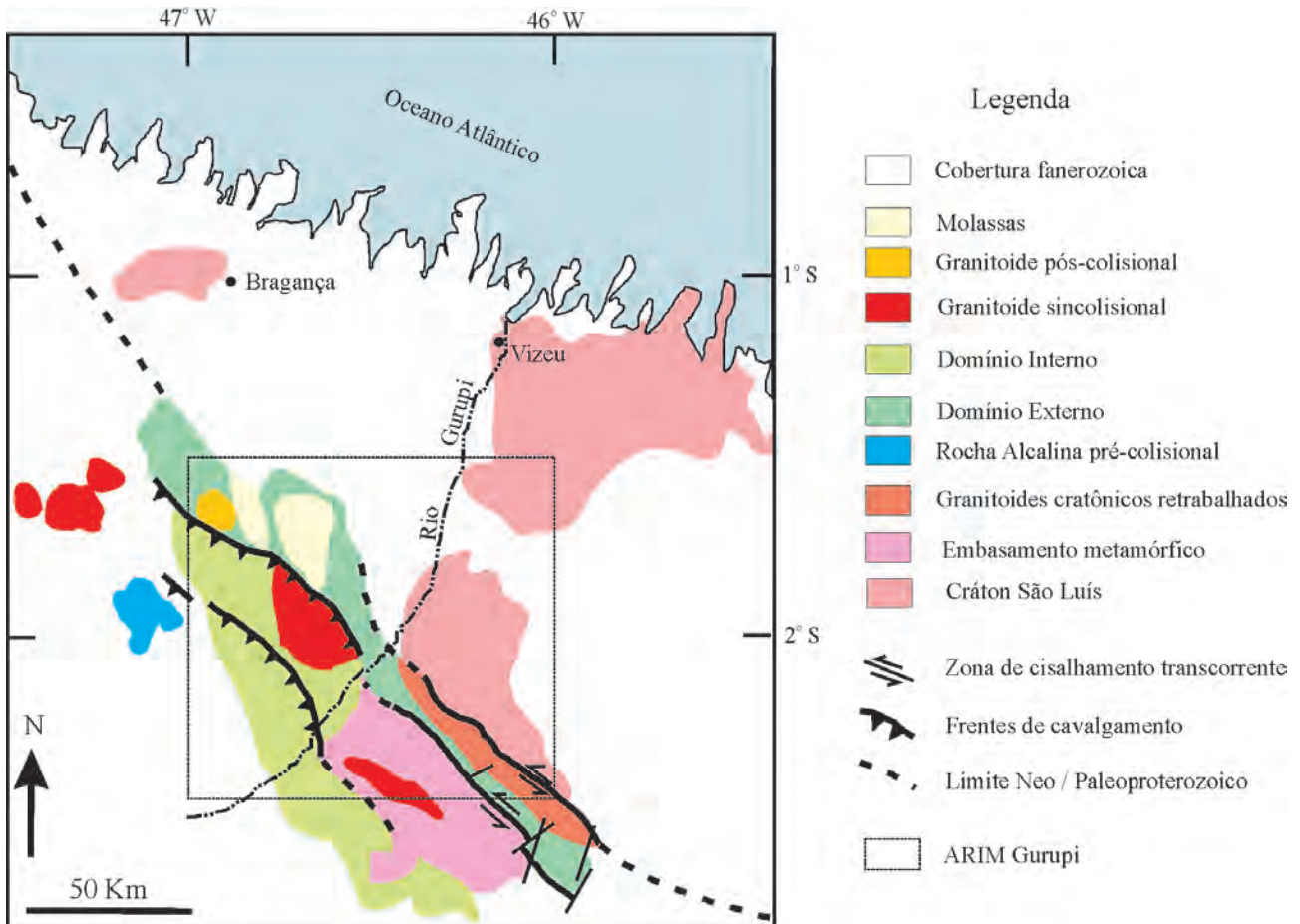


Figura 4.2 – Localização da ARIM Gurupi em relação ao modelo de compartimentação tectônica e estratigráfica de Costa, Almeida e Ricci (1996) e Costa (2000).

dos como colisionais e reunidos na “Suíte Intrusiva Brasileira” foram posteriormente datados (KLEIN et al., 2005a, 2012; PALHETA; ABREU; MOURA, 2009) e são, com uma exceção, paleoproterozoicos (~2100 Ma); 3) o granitoide tido como pós-colisional do Neoproterozoico é também paleoproterozoico (2163 Ma, PALHETA; ABREU; MOURA, 2009) e mais velho do que os granitoides considerados colisionais (~2100 Ma); 4) a subdivisão estrutural e zoneamento tectônico não foi ratificada em trabalhos posteriores (p. ex., KLEIN; LOPES, 2011; KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015 e neste trabalho).

Palheta (2001), com base em dados de zircão e Sm-Nd de granitoides com duas micas do nordeste do Estado do Pará (Tracuateua, Jonasa, Ourém, Japiim e Ney Peixoto, na denominação daquele autor), propôs dois eventos colisionais para a região, um no Paleoproterozoico, envolvendo o que hoje é o Cráton do Oeste da África e o Bloco Parnaíba, e outro no Neoproterozoico. Após a orogenia Paleoproterozoica, uma tectônica distensiva teria permitido formação de bacia sedimentar (Formação Piriá) e a geração e colocação do Nefelina Sienito Boca Nova. Essa tentativa abortada de fragmentação do bloco paleoproterozoico amalgamado teria sido revertida, produzindo nova colisão entre o Bloco Parnaíba e a massa continental São Luís-Oeste da África no final

do Neoproterozoico, regenerando a estruturação paleoproterozoica do Cinturão Gurupi e gerando leve espessamento crustal com fusões restritas que teriam produzido o Granito Ney Peixoto (549 Ma). Klein et al. (2005a), levando em consideração a idade da intrusão alcalina anorogênica, a presença de cristais detriticos de zircão de ~1100 Ma na Formação Marajupema e de ~550 Ma na Formação Piriá (erroneamente considerada Formação Igarapé de Areia naquele trabalho), o granito a duas micas Ney Peixoto e a distribuição espacial das idades Rb-Sr e K-Ar (1000-520 Ma) em rochas paleoproterozoicas, sugeriu duas alternativas de evolução para o Neoproterozoico: (1) rifte continental abortado, cujo preenchimento foi invertido em orogenia intracontinental, (2) rifte continental que evoluiu para margem continental ou bacia oceânica de dimensões desconhecidas e subsequente inversão, subducção e colisão (Fig. 4.3). Essa segunda hipótese tem se enfraquecido com a continuidade dos trabalhos na região, uma vez que nunca foram encontradas rochas que caracterizem crosta oceânica neoproterozoica ou subducção nessa era. Na verdade, apenas uma nova unidade neoproterozoica foi reconhecida posteriormente, o Metamicronalito Caramujinho, cálcico-alcalino, de 624 Ma (KLEIN; LOPES, 2011), e a hipótese de orogenia intracontinental passou a ser enfatizada em Klein, Lopes e Chaves (2015).

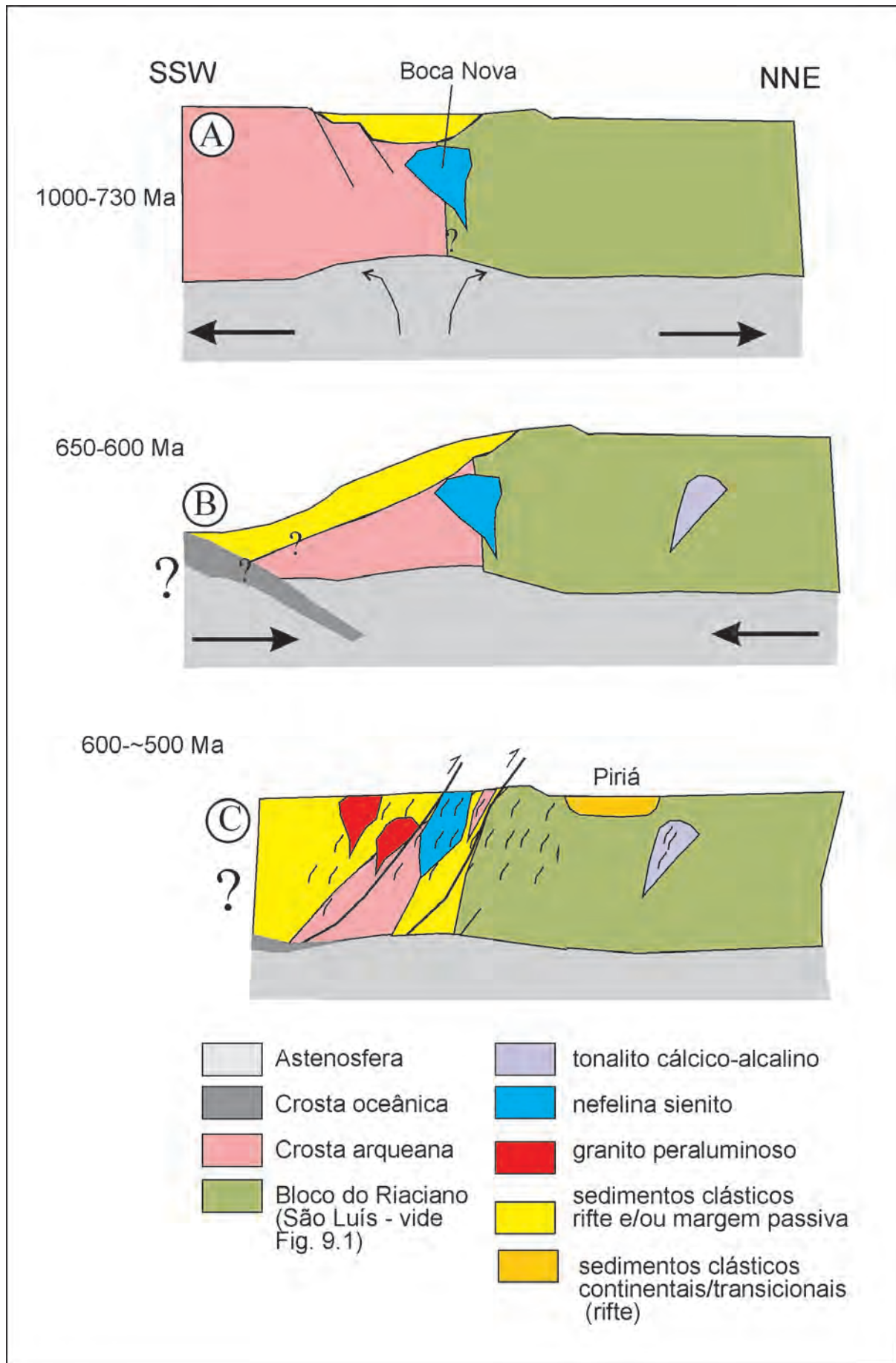


Figura 4.3 – Seções geológicas esquemáticas com sugestão da evolução orogênica no Neoproterozoico (KLEIN et al., 2005a, KLEIN, LOPES, CHAVES, 2015). (A) Formação de rifte continental, (B) inversão ligada a subducção, (C) orogenia intracontinental.

4.2 - DESCRIÇÃO DAS ESTRUTURAS

Como salientado na seção anterior, a área do Cinturão Gurupi apresenta uma trama tectônica complexa. Neste trabalho foi possível reconhecer a superposição de três conjuntos de estruturas dúcteis a dúcteis-rúpteis, com idades variando do Paleoproterozoico ao Neoproterozoico, de acordo com as relações de corte e superposição em unidades de diferentes idades (Fig. 4.4), observadas em campo e em imagens de aerogeofísica e de SRTM. Também ocorrem estruturas rúpteis tardias de mais de uma geração, afetando todas as unidades precambrianas e parte das coberturas fanerozoicas.

As tramas aqui descritas são em parte correlacionáveis às reconhecidas originalmente por Hasui, Abreu, e Villas (1984), Abreu (1990) e Klein e Lopes (2011), reinterpretadas diante dos novos dados adquiridos durante a realização do presente estudo.

4.2.1 - Análise macroestrutural

Realizou-se uma análise macroestrutural integrada de imagens de aeromagnetometria (Campo Magnético Anômalo - CMA, Primeira Derivada Vertical - 1DV, Segunda Derivada Vertical - 2DV, Amplitude do Sinal Analítico - ASA e Intensidade do Sinal Analítico - ISA) e de relevo sombreado (SRTM) fundido

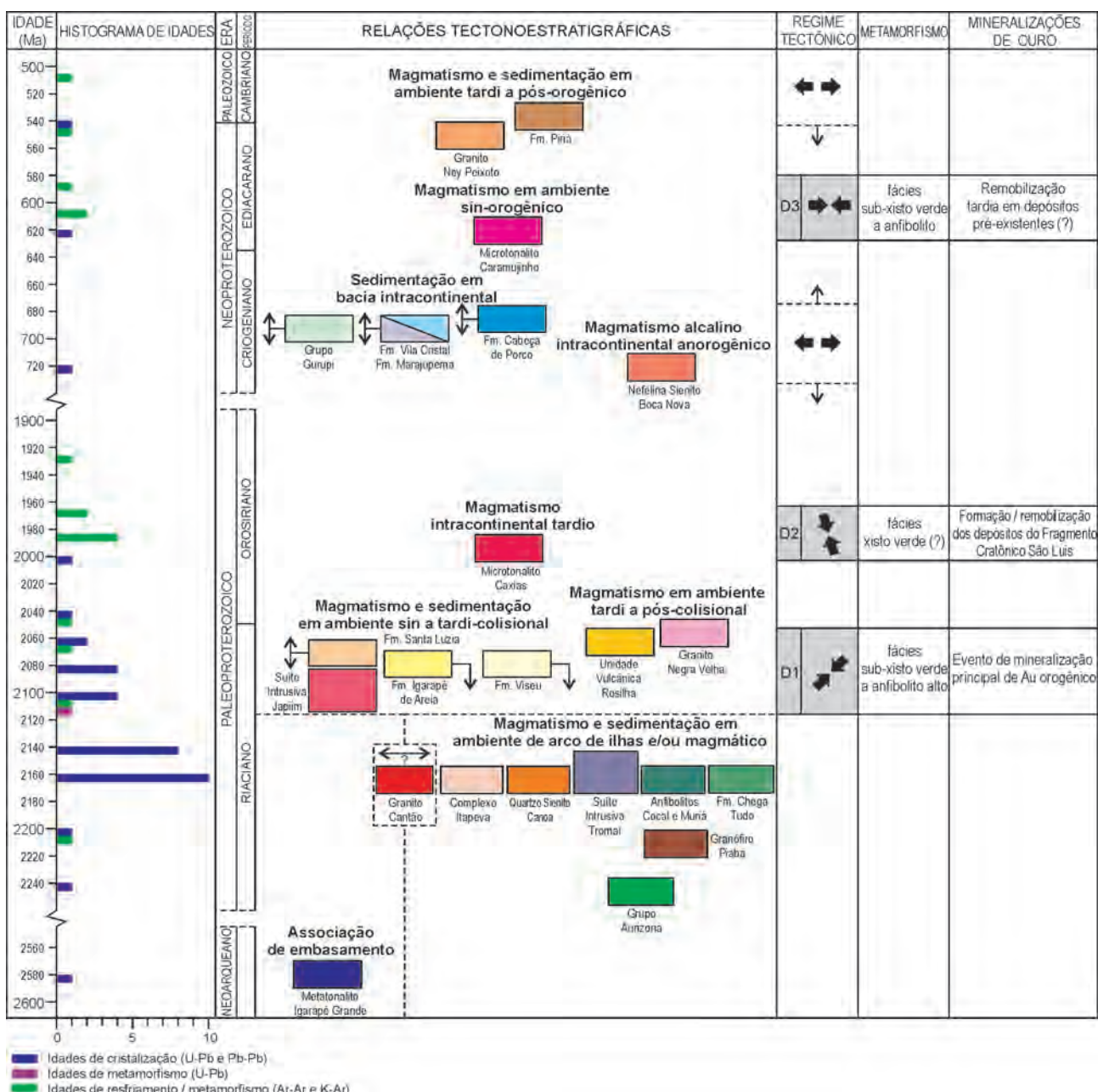


Figura 4.4 – Quadro de relações tectonoestratigráficas integrado da região do Cinturão Gurupi e do Fragmento Cratônico São Luís, com eventos tectonotermiais e de mineralização de ouro. O histograma de idades foi compilado a partir de dados disponíveis na literatura (Anexo 1).

à composição ternária RGB dos canais de U, Th e K da gamaespectrometria. As estruturas, inicialmente interpretadas a partir dos produtos aeromagnetométricos, foram consistidas na imagem de SRTM-gamaespectrometria. A vasta maioria dos elementos estruturais interpretados possui expressão em ambos os conjuntos de imagens (Fig. 4.5).

Há dois tipos de elementos extraídos da aeromagnetometria: lineamentos magnéticos e rupturas da trama magnética. Os lineamentos magnéticos são anomalias dipolares de forma linear ou curvilínea e, na região, tendem a acompanhar a trama dúctil principal, com direção média NW-SE. Já as rupturas da trama magnética são descontinuidades das anomalias dipolares e de domínios magnéticos, que rompem ou deformam a trama magnética.

Foram reconhecidas três famílias principais de estruturas (D1 a D3). A mais antiga (D1) apresenta formas curvilíneas e anastomosadas, acompanhando tangencialmente a rede de lineamentos magnéticos, com direção média NW-SE, sugerindo natureza dúctil (Fig. 4.6). Afetam as unidades paleoproterozoicas, entretanto também são reconhecidas em imagens de aeromagnetometria, de forma atenuada, nas áreas das formações metassedimentares neoproterozoicas, refletindo feições do embasamento das mesmas. Essa feição foi também observada na interpretação dos dados de gravimetria terrestre (OLIVEIRA, 2016 – vide Fig. 5.19).

A segunda (D2) é representada por uma trama de descontinuidades em X, que deslocam as anomalias dipolares e feições D1, variando entre as direções WNW-ESE e ENE-WSW (Fig. 4.7). As descontinuidades na posição mais próxima à direção WNW-ESE

possuem cinemática aparente dextral, enquanto que os traços ENE-WSW apresentam cinemática aparente sinistral, porém ambas com rejeitos pouco significativos na escala deste trabalho. Próximo ao Granito Japiim, a trama de lineamentos D1 sofre arqueamento até atingir a posição ENE-WSW, sugerindo provável interferência de D2 sobre D1, em um corredor onde aparentemente ocorre maior densidade de feições da segunda família na escala regional. Este corredor propaga-se para NE e atravessa o Fragmento Cratônico São Luís na região de Aurizona, onde diversas ocorrências de ouro se alinham em descontinuidades semelhantes, na direção ENE-WSW e WNW-ESE (Fig. 4.8A, B).

A terceira (D3) também possui um padrão em X, na direção média N-S e variando entre NNW-SSE e NNE-SSW, sendo também associada ao arqueamento da trama dúctil (Fig. 4.9). O deslocamento de contatos e de estruturas mais antigas é pouco expressivo, com movimento aparente ora dextral, ora sinistral. Também ocorrem traços D3 na posição NW-SE, com cinemática aparente sinistral, especialmente na zona de contato entre o Complexo Itapeva e a Formação Vila Cristal, na porção sudeste da área de estudo. Ao longo da porção sul do rio Gurupi (folha Centro Novo do Maranhão), é possível observar uma megaflexura da trama magnética controlada por lineamentos D3 de rumo NNW-SSE e NNE-SSW, em X. Dobras semelhantes, porém mais discretas, ocorrem em diversas partes da área de estudo, em cruzamentos de estruturas D3. Lineamentos dessa família também controlam a ocorrência de zonas com forte atenuação do sinal magnético em contato brusco com regiões de altos magnéticos. Nas proximidades do depósito Cachoeira, os lineamentos D1 sofrem um arqueamento

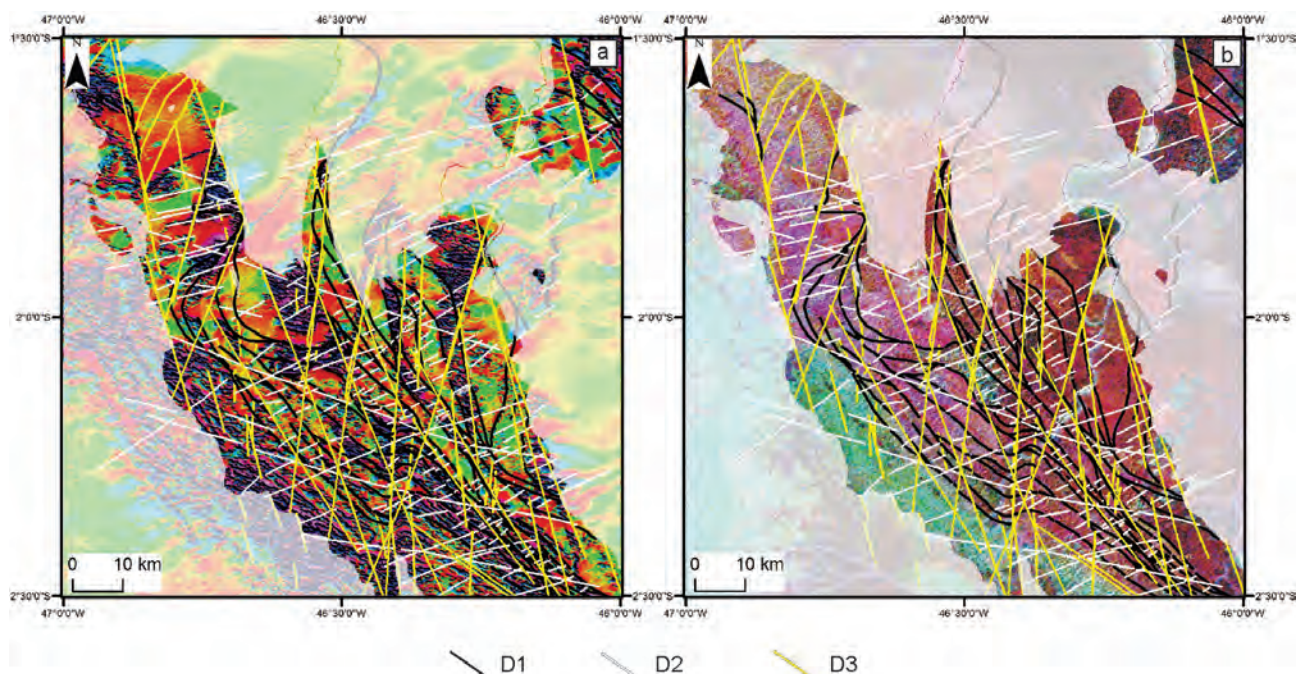


Figura 4.5 – Interpretação aerogeofísica da região do Cinturão Gurupi, com as três principais famílias de estruturas dúcteis a dúcteis-rúpteis, sobre (A) imagem de magnetometria (1DV), e (B) sobre fusão SRTM + composição ternária RGB dos canais de Th, U e K da gamaespectrometria.

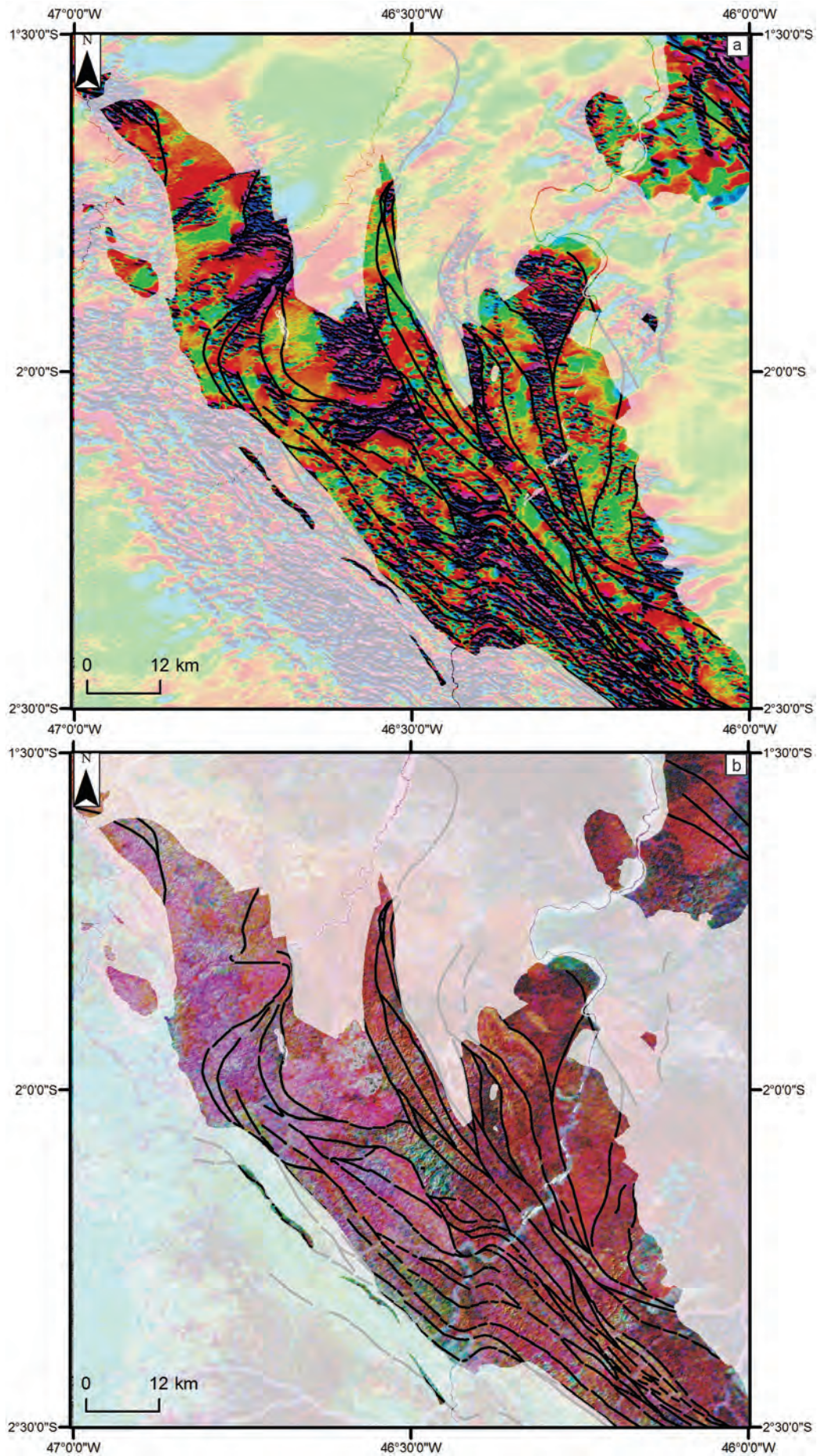


Figura 4.6 – Estruturas D1 interpretadas sobre imagens da magnetometria (A) e gamaespectrometria (B).

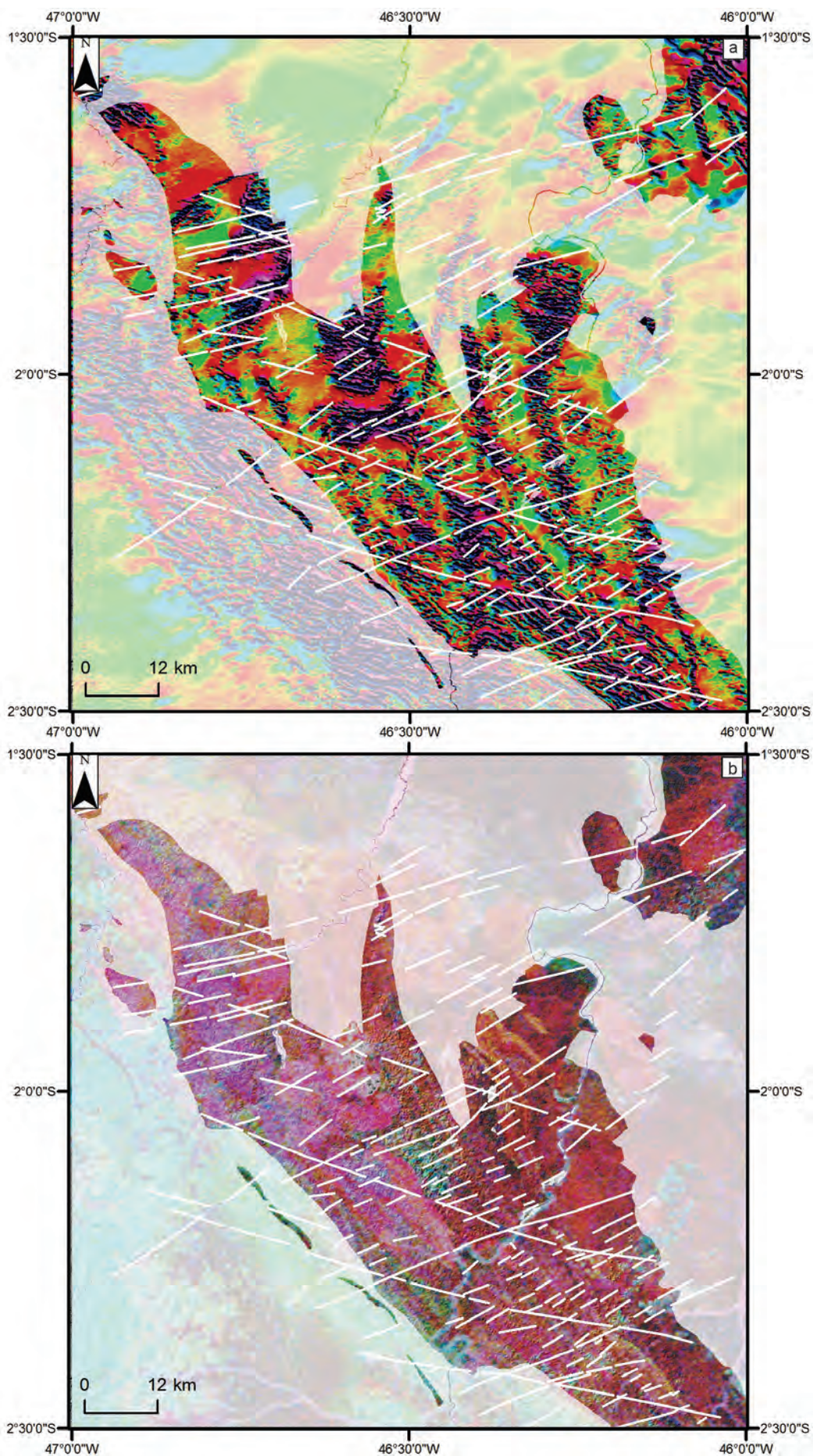


Figura 4.7 – Estruturas D2 interpretadas sobre imagens de magnetometria (A) e gamaespectrometria (B).

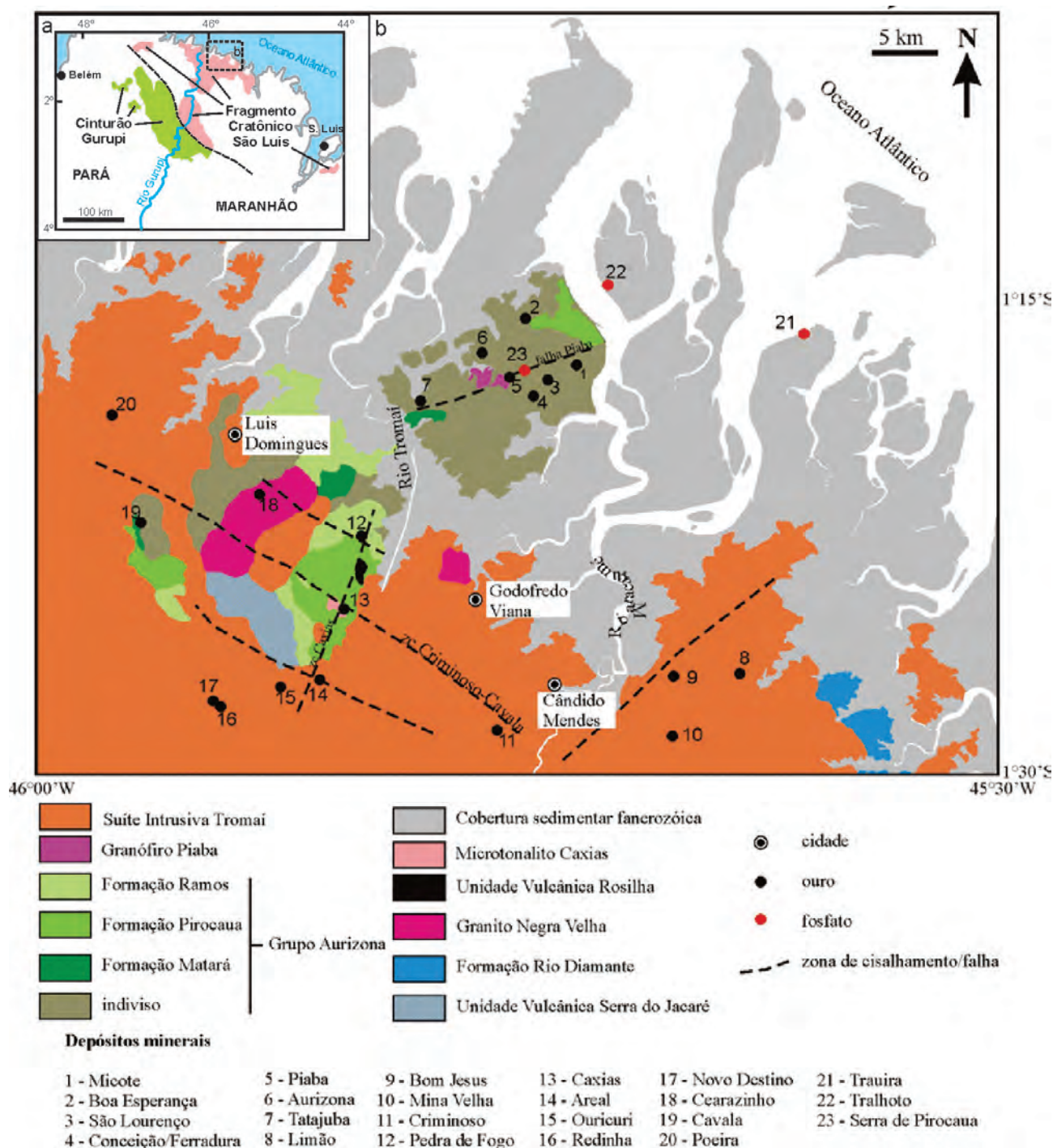


Figura 4.8 – (A) Localização do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi. (B) Mapa geológico simplificado da porção norte do fragmento Cratônico São Luís com localização dos principais depósitos e ocorrências minerais, bem como estruturas principais em destaque (adaptado de KLEIN, 2014a). Nota-se o paralelismo das estruturas com as tramas D2 interpretadas na região do Cinturão Gurupi.

até atingirem a posição N-S, provavelmente pela interferência D3 sobre D1. As bordas da bacia do Piriá também parecem ser controladas por lineamentos D3, sugerindo ao menos uma reativação extensional pós-D3 das estruturas desta família.

Há ainda outras estruturas, pós-D3, a maioria de posição média E-W, que afetam todas as unidades pré-cambrianas e também as coberturas fanerozoicas. Lineamentos pós-D3 não possuem deslocamento aparente e foram compreendidos como prováveis traços de deformação rútil extensional no Fanerozoico.

4.2.2 - Estruturas paleoproterozoicas (D1, D2)

A família de estruturas mais antiga (D1) compõe a trama dúctil principal da área, associada a metamorfismo regional de fácies xisto verde baixo a anfíbolito alto. Afeta exclusivamente as unidades paleoproterozoicas

Trata-se de um conjunto de foliações (S1), localmente associadas a lineações de estiramento *down dip* a oblíquas (L1), por vezes crenuladas

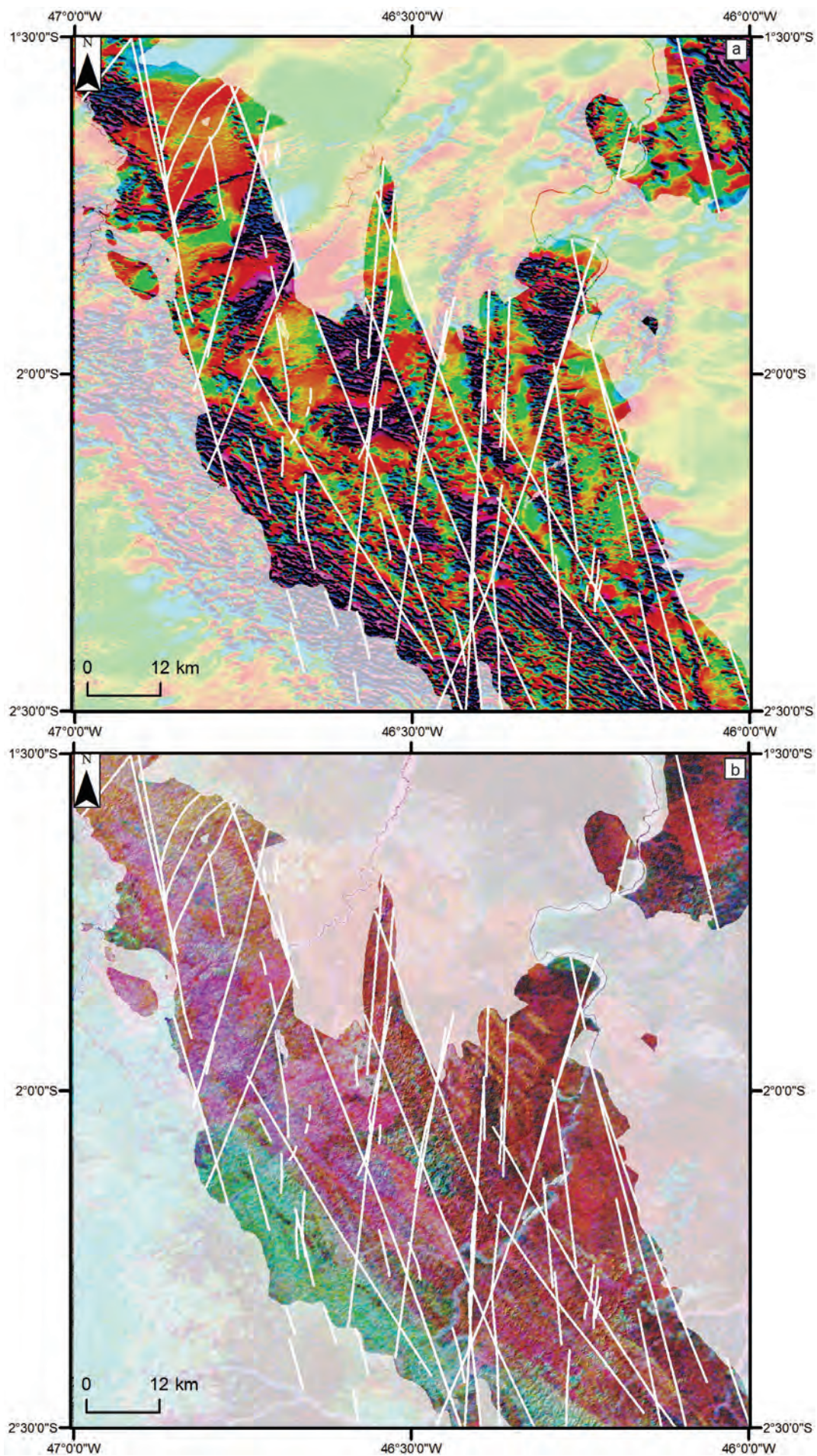


Figura 4.9 – Rupturas D3 sobre imagens de magnetometria (A) e gamaespectrometria (B).

e dobradas por uma segunda fase de deformação progressiva (D1b), que gera feições subparalelas e coaxiais em relação à trama D1 (Fig. 4.10A, B). A vergência média de dobras D1b é de topo para NE. Em

zonas de *high strain*, contudo, os eixos de dobras D1b são paralelos à lineação de estiramento (Fig. 4.10C).

Em estereograma, observa-se que as medidas de S1 e S1b se distribuem pelo mesmo campo, de



Figura 4.10 – (A) Metatonalito do Complexo Itapeva com veios anatéticos sin-D1 contidos na foliação S1, apresentando dobras D1b; (B) foliação de transposição S1b, espaçada, em biotita xisto da Formação Santa Luzia do Pará; (C) dobras D1b afetando a foliação S1, com lineação de estiramento (Lest) paralela ao eixo, indicando desenvolvimento em ambiente de *high strain*, em metatonalito do Complexo Itapeva.

mergulho íngreme para SW, com máximo em 237/75, porém também com distribuição de um conjunto consistente de medidas mergulhando para NE (Fig. 4.11A). Os eixos de dobras D1b possuem caimentos variados, majoritariamente para NW, o que sugere algum retrabalhamento por fases de deformação subsequentes (Fig. 4.11B). Sua distribuição sugere vetor de encurtamento (σ_1) na direção NE-SW.

As estruturas D1 são contemporâneas à colocação de granitoides sincolisionais datados entre 2,10 e 2,08 Ga (KLEIN et al., 2012), cuja foliação também é compreendida como sin-D1 (Fig. 4.12) e ao menos em parte síncronas à deposição da Formação Igarapé de Areia, com idade máxima de 2,07 Ga (KLEIN; LOPES, 2011) e estruturada tardiamente durante D1. Admita-se aqui que as feições estruturais reconhecidas na unidade sejam sin a tardi-D1b (Fig. 4.13).

Apesar de não observadas diretamente neste trabalho, estruturas transcorrentes paleoproterozoicas são descritas na literatura sobre o Cinturão Gurupi (p. ex. Abreu, 1990). A principal evidência indireta para tal é a existência de mineralizações de ouro orogênico relacionadas a D1, encaixadas em zonas de cisalhamento subverticais tardias, onde e veios hidrotermais estão relacionados a zonas de dilatação controladas por cisalhamento lateral sinistral (KLEIN et al., 2008x). A reativação transcorrente de estruturas compressivas é fenômeno comum durante reacomodações tardias em orógenos colisionais, refletindo mudanças locais na configuração de tensores de encurtamento.

A segunda família de estruturas paleoproterozoicas (D2) gerou dobramentos suaves a apertados e bandas de cisalhamento discretas, além de uma cli-

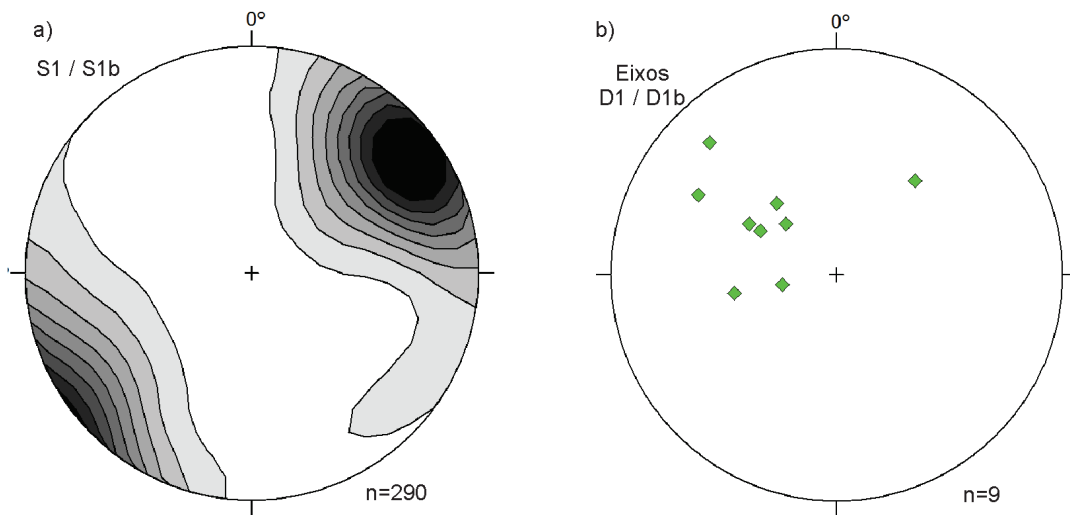


Figura 4.11 – Estereogramas de estruturas D1. (A) densidade de polos de foliações S1 e S1b, mostrando grande concentração de mergulhos para SW e menor conjunto com mergulho para NE, bem como espalhamento horário de medidas com mergulho para NW, devido à interferência de D2 sobre D1; (B) eixos de dobras sin-D1, com caimento majoritariamente para NW, suave a moderado.



Figura 4.12 – Foliação S1 em granito sintectônico a D1 da Suíte Intrusiva Japiim.



Figura 4.13 – Estratificação cruzada reliquiar marcada por níveis de minerais pesados paralelos à foliação S1b em afloramento de metarenito da Formação Igarapé de Areia (Garimpo Sequeiro)

vagem de crenulação nos litotipos menos competentes (xistos finos das formações Chega Tudo e Santa Luzia do Pará). Trata-se de uma família desenvolvida em ambiente relativamente raso, apresentando comportamento dúctil-rúptil (Fig. 4.14).

Foi possível medir uma quantidade escassa de planos S2. Em estereograma, observa-se considerável espalhamento das medidas, que mergulham para NNE, NNW, SSE e SSW (Fig. 4.15A). Eixos de crenulações e dobras D2 se concentram em um arco de direção WNW-ESE a E-W (Fig. 4.15B). Os dados disponíveis foram insuficientes para definir com confiança o campo de esforços e cinemática relativa a D2, entretanto a distribuição dos eixos sugere encurtamento (σ_1) na direção NNE-SSW a N-S.

Conforme ressaltado na seção anterior, a continuidade das feições D2 na região de Aurizona, fora da área de estudo, é sugerida pela análise macroestrutural regional. Klein et al. (2015) dataram sericita hidrotermal em depósito (Piaba) e ocorrências daquela região, alinhados na direção ENE-WSW (Falha

Piaba), com idades de 1,95 a 1,98 Ga, assim como dataram a cristalização de um microtonalito que hospeda parte da mineralização no depósito Caxias (Microtonalito Garimpo Caxias), com idade de 2009 ± 11 Ma (U-Pb em zircão – KLEIN; TASSINARI; VASCONCELOS, 2014). Este conjunto de idades, até 100 Ma mais jovens que a deformação principal ao longo do Cinturão Gurupi, é a melhor indicação de posicionamento tectonoestratigráfico para D2. Entretanto, são necessários novos estudos tectônicos comparativos no Fragmento Cratônico São Luís para confirmar ou não tal interpretação.

4.2.3 - Estruturas neoproterozoicas (D3)

As estruturas neoproterozoicas (D3) foram assim reconhecidas por afetarem associações do Grupo Gurupi e unidades cronocorrelatas, além das unidades paleoproterozoicas. Foram desenvolvidas sob condições de fácies xisto verde a anfibolito.

Foi possível identificar dois conjuntos principais de estruturas neoproterozoicas no campo. O primeiro é marcado por clivagens contínuas / ardiasianas em litotipos paraderivados finos do Grupo Gurupi (Fig. 4.16A), assim como por crenulações espaçadas e dobras assimétricas em xistos das formações Chega Tudo e Santa Luzia do Pará (S3) (Fig. 4.16B). O segundo é representado por crenulações e redobramentos suaves a apertados da foliação S3 (S3b) (Fig. 4.16C). Ambos os conjuntos de estruturas apresentam paralelismo conspícuo, sugerindo tratar-se de padrões estruturais progressivos entre si. Da mesma maneira, eixos de dobras de ambas as gerações são subparalelos. A foliação tectônica do Nefelina Sienito Boca Nova (fora da área estudada), de caráter gnáissico, também é aqui considerada como sin-D3.

Em estereograma, observa-se que ambos os conjuntos de foliações e planos axiais de crenulações perfazem um arco de medidas, com mergulhos sua-

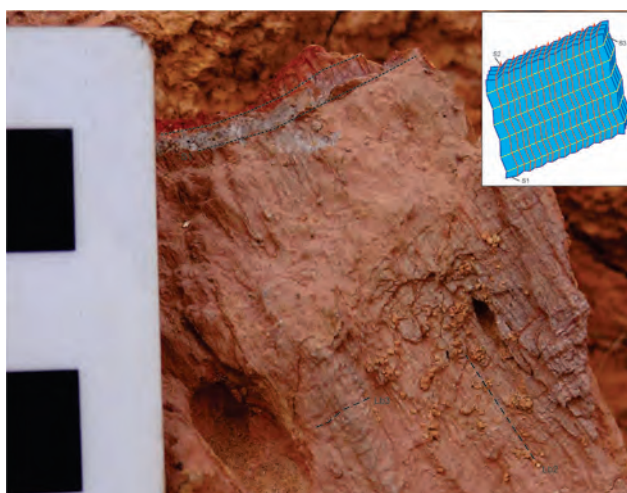


Figura 4.14 – Xisto fino da Formação Santa Luzia do Pará, próximo ao Granito Japiim, mostrando foliação S1 crenulada por D2 e, fracamente, por D3.

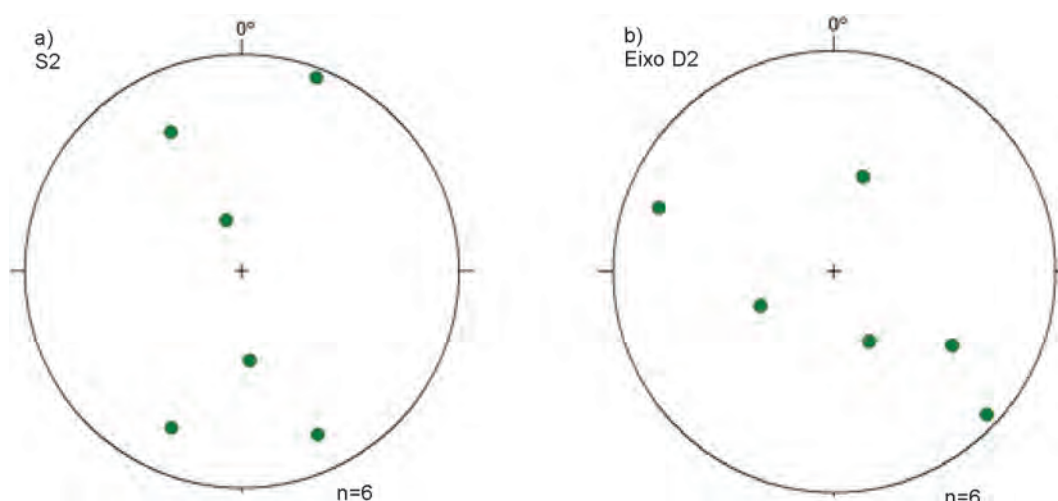


Figura 4.15 – (A) Estereograma com polos da foliação S2, com mergulhos suaves a íngremes para NNW, NNE, SSW e SSE; (B) estereograma de eixos de crenulações D2, perfazendo um arco na direção WNW-ESE a E-W.

ves a moderados para WNW a SW, com densidade máxima em 293/37 (Fig. 4.17A). Já os eixos de dobras (D3 e D3b) possuem em média caimento suave para sul (Fig. 4.17B). Lineações de estiramento possuem certo espalhamento, porém há uma concentração

consistente de caimentos para oeste (Fig. 4.17C). A vergência das dobras D3a e D3b sugere que as estruturas neoproterozoicas foram geradas em um ambiente compressivo, com vetor de encurtamento (σ_1) na direção média E-W.

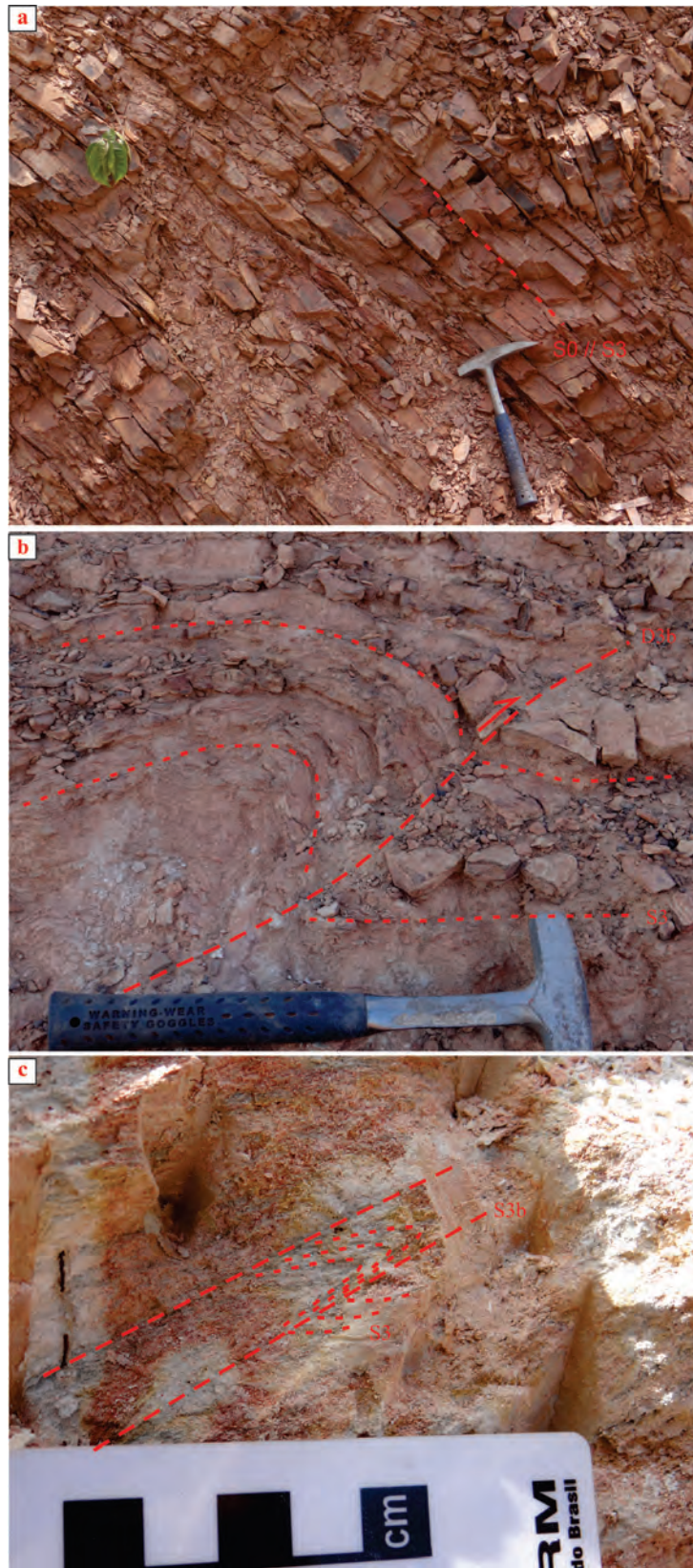


Figura 4.16 – (A) Ardósia do grupo Gurupi com foliação S3 proeminente, subparalela ao acamadamento sedimentar; (B) xisto da formação Cabeça de Porco com falha reversa sin-D3b, associada a dobra de arraste da foliação S3; (C) clivagem de crenulação S3b em filito do Grupo Gurupi.

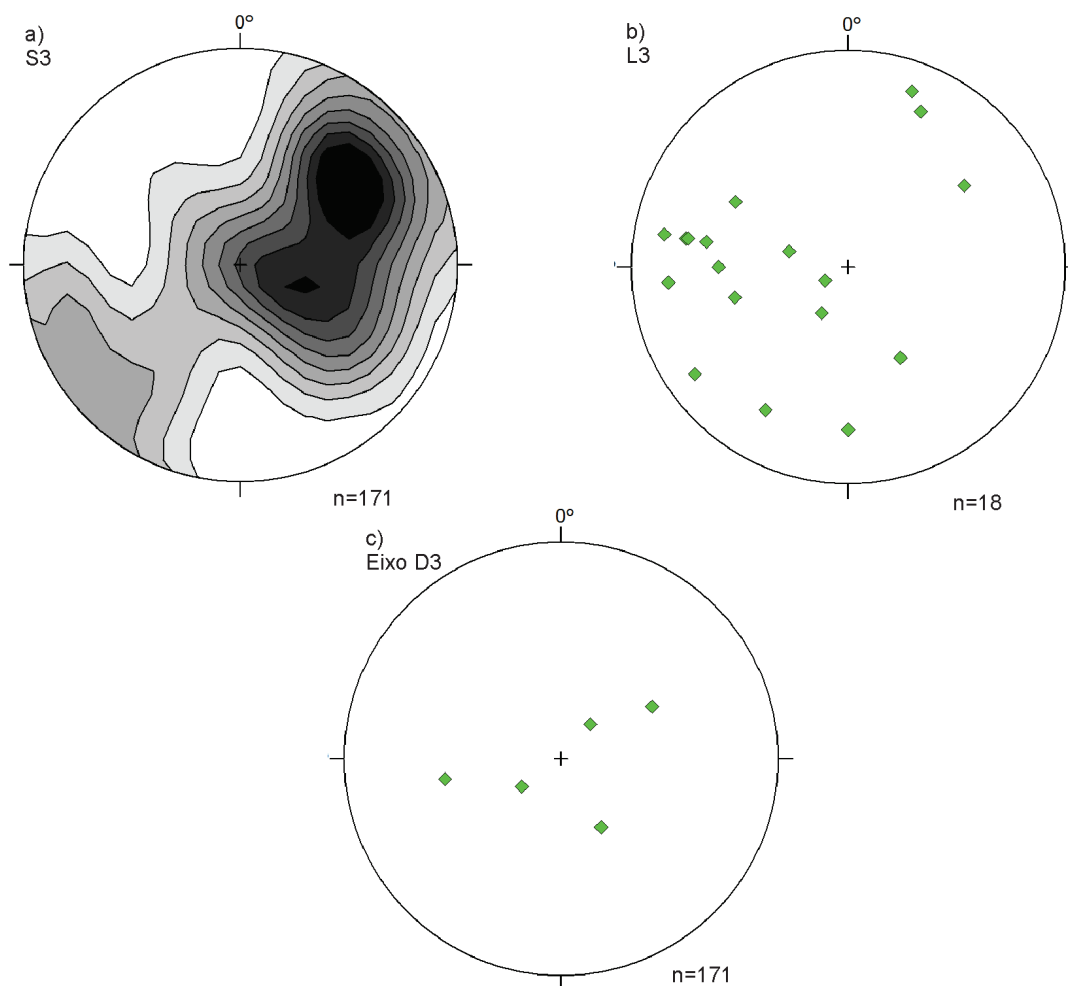


Figura 4.17 – Estereogramas das estruturas neoproterozoicas, apresentando (A) densidade de polos das foliações S1 e S1b, apresentando um arco de medidas WNW-ESE, com máximo em 293/37; (B) lineações de estiramento L3, caindo majoritariamente para oeste; (C) eixos de dobras D3, com mergulhos íngremes a moderados.

As estruturas sin-D3 marcadas em mapa são, na sua maioria, empurrões de mergulho moderado, como o que marca o contato entre a Formação Marajupema (alóctone) e a Formação Vila Cristal. Entretanto, litotipos da Formação Vila Cristal em contato com o Complexo Itapeva apresentam medidas de S3 com mergulho íngreme para SW a subvertical, na direção NW-SE, sugerindo que o limite entre as unidades se dá por estrutura transcorrente. A análise macroestrutural indica movimento aparente sinistral, coerente com o vetor de encurtamento na posição E-W aqui apresentado. Diversas foliações do Complexo Itapeva, nas proximidades do contato tectônico, também possuem mergulho sub-vertical, mostrando a reorientação de feições D1 por arrasto.

Ocorre ainda um terceiro conjunto, menos expressivo, de ondulações e crenulações em *chevron*, com plano axial em média subvertical e de direção E-W, restrito à porção NW da área de estudo (Fig. 4.18).

4.2.4 - Zona De Cisalhamento Tentugal

Hasui, Abreu e Villas (1984) definiram ser a Zona de Cisalhamento Tentugal (ZCT) o limite entre

os terrenos não retrabalhados (Fragmento Cratônico São Luís) e retrabalhados (Cinturão Gurupi) no evento Neoproterozoico. Essa estrutura teria sido ativa no Neoproterozoico e, provavelmente, também no Paleoproterozoico e representaria, com base em li-



Figura 4.18 – Filito do Grupo Gurupi (Formação Rio Piritoró) apresentando crenulação em *chevron* tardi-D3, afetando foliação S3b.

mitados dados estruturais e gravimétricos, a sutura entre os dois terrenos (HASUI; ABREU; VILLAS, 1984; ABREU; LESQUER, 1985). Borges et al. (1994) e Pastana (1995) interpretaram a ZCT como composta por dois domínios estruturais, um imbricado e outro transcorrente, com orientação geral NW-SE, ambos de cinemática sinistral. Os sistemas teriam sido produzidos por um regime tectônico compressivo oblíquo, com transporte de massas de SW para NE.

Estudos estruturais de Ribeiro (2002) ratificaram interpretações anteriores sobre o regime deformacional na ZCT (COSTA et al., 1988; BORGES et al., 1994; PASTANA, 1995), considerado como oblíquo de alto ângulo, com deslocamento sinistral de massas. Ribeiro (2002) reconheceu transposição subparalela à estruturação existente, mas não conseguiu caracterizar se isso fez parte de um mesmo evento progressivo, em que variações menores na orientação dos vetores compressivos produziram tal transposição, ou se fez parte de outro evento deformacional, mais jovem. Contudo, assumindo dois episódios colisionais sugeridos por Palheta (2001), com base na existência de granitos com duas micas de idades paleoproterozoica (Suíte Tracuateua) e neoproterozoica (Granito Ney Peixoto), especulou que a estruturação do cinturão já havia sido parcialmente delineada no Paleoproterozoico, mas que a configuração atual foi em grande parte moldada no Neoproterozoico.

De acordo com a interpretação estrutural adotada neste trabalho, a ZCT é uma estrutura paleoproterozoica de natureza inicialmente compressiva (sin-D1), anastomosada, marcada por foliações S1 e S1b e gerada por esforço na direção NE-SW. Sua arquitetura geral teria sido basicamente definida durante o Paleoproterozoico, visto que as tramas dúcteis observadas em aeromagnetometria são contínuas a outras feições sin-D1. Marginalmente à ZCT, ocorrem outras zonas de empurrão tanto sintéticas, com mergulhos para SW e transporte tectônico para NE, quanto antitéticas, com mergulho para NE e transporte para SW, como a observada na base da Formação Igarapé de Areia na região do depósito Cipoeiro, a nordeste da ZCT (Fig. 4.19).

O alto ângulo das foliações e zonas de cisalhamento sin-D1 ao longo da ZCT, bem como a existência de megadobramentos da foliação S1/S1b, com mergulhos tanto para NE quanto para SW ao longo da estrutura, sugerem sua reativação em outro estágio tectônico, em nível crustal mais raso. Correlacionou-se tal fato à reativação no Neoproterozoico da ZCT como uma zona de transpressão sinistral (sin-D3) a partir de encurtamento tectônico na direção E-W (Fig. 4.20). Nesse contexto, grandes dobramentos da trama magnética na região sul do vale do rio Gurupi seriam reflexos da reativação sinistral da ZCT. As megaflexuras afetam inclusive porções estruturadas no Neoproterozoico, considerando que parte das foliações da Formação Vila Cristal apresenta um arqueamento concordante com a flexura, sugerindo caráter

tardio em relação a D3 para a deformação direcional ao longo da ZCT e de outras estruturas transpressivas da porção sudeste da área de estudo, como o contato entre a Formação Vila Cristal e o Complexo Itapeva. Ressalta-se que o metamorfismo Neoproterozoico é decrescente de oeste para leste, sendo a ZCT apenas fracamente afetada pelo termo-tectonismo sin-D3 e, de certa forma, limitando a influência neoproterozoica para leste, sendo que a partir dali passa a ser apenas marginal e de estilo raso.

Para Klein et al. (2005a), o modesto contraste de gravidade entre os dois lados da Zona de Cisalhamento Tentugal (valores médios da anomalia Bouguer entre +30 e +10 mGal LESQUER; BELTRÃO; ABREU, 1984) não seria relevante quando comparados ao de típicas zonas de sutura, além de não haver sequências ofiolíticas e assembleias metamórficas de alta pressão reconhecidas na região. Os autores interpretaram o limitado contraste de gravidade como devido à presença de rochas máficas e ultramáficas intercaladas na sequência metavulcanosedimentar de fácies xisto verde da Formação Chega Tudo (além de, por exemplo, o Gabro Ubinzal), ou



Figura 4.19 – Foliação milonítica com relação S/C indicando movimento up dip (topo para a direita) em metarenito da Formação Igarapé de Areia.

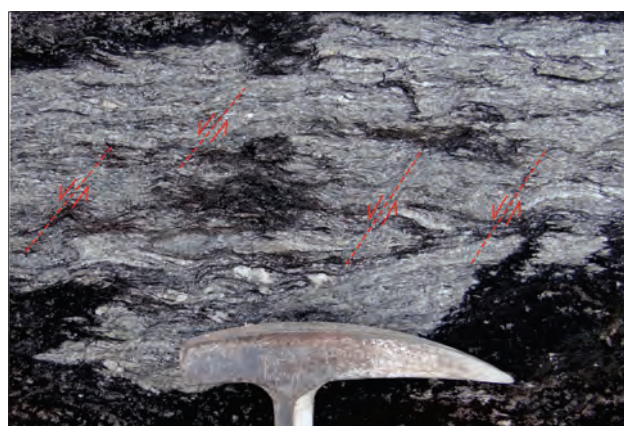


Figura 4.20 – Bandas de cisalhamento sinistrais afetando foliação S1b em afloramento de biotita xisto da Formação Santa Luzia do Pará.

pela justaposição de gnaisses de fácies anfibolito com a Formação Chega Tudo. Além disso, Klein et al. (2005a) demonstraram que rochas com idades e assinatura isotópica Sm-Nd similares afloram dos dois lados da Zona de Cisalhamento Tentugal, o que foi ratificado em estudos posteriores (KLEIN; LOPES, 2011; KLEIN et al., 2012; KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015). Por outro lado, há claro contraste entre os sistemas isotópicos menos robustos, Rb-Sr e K-Ar, em rochas dos dois lados da zona de cisalhamento e um contraste magnético ao sul dessa estrutura, na zona limítrofe entre os gnaisses do Complexo Itapeva e as sequências metassedimentares das formações Marajupema e Vila Cristal. Com base nesses argumentos, Klein et al. (2005a) reinterpretaram a Zona de Cisalhamento Tentugal como o limite geocronológico entre o Fragmento Cratônico São Luís e o Cinturão Gurupi e não

como sutura. Admitiram que uma possível sutura neoproterozoica pudesse ser marcada aproximadamente pelo Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova (intrusão anorogênica de 732 Ma posteriormente gnaissificada e metamorfozizada em fácies anfibolito, aflorante na porção oeste do Cinturão Gurupi – fora da área deste projeto), a exemplo do descrito por Burke, Ashwal e Webb (2003), e pelo referido contraste magnético. Tal contraste geocronológico, de acordo com a interpretação adotada neste trabalho, mostra o limite oriental do efeito térmico do evento neoproterozoico na região. A questão da sutura foi retomada neste projeto (vide capítulo 2), com reinterpretação dos dados gravimétricos de satélite e uso dos dados de gravimetria terrestre, sugerindo a possibilidade de sutura 50 km a sudoeste da área aflorante do Cinturão Gurupi (OLIVEIRA, 2016).

5 – OURO: GEOLOGIA E METALOGÊNESE

Evandro L. Klein; Stella B. Guimarães; Sulsiene M. Souza-Gaia; Felipe M. Tavares; Roberto G. Oliveira

5.1 - INTRODUÇÃO

A região englobada pela Área de Relevante Interesse Mineral (ARIM) Gurupi constitui-se em uma das áreas mais antigas de exploração mineral industrial no Brasil (o alvará de pesquisa para o depósito aurífero Cachoeira data de 1944). Ouro é o recurso mineral mais explorado nesta ARIM, onde é lavrado de forma artesanal pelo menos desde 1678, e possui recursos relevantes (> 5 Moz), fatos que motivaram o desenvolvimento deste projeto.

Ao se concluir esta pesquisa, o sistema de gestão de títulos minerários do DNPM-Departamento Nacional da Produção Mineral (SIGMINE - <http://sigmine.dnpm.gov.br/webmap>) registrava 205 títulos minerários, em diversas fases, dentro do limite da ARIM Gurupi, sendo 172 referentes ao ouro (Tabela 5.1). Dos 183 registros que compõem o banco de dados que acompanha este relatório, 151 são de ouro.

Os outros recursos minerais presentes na ARIM Gurupi se dividem entre insumos para a agricultura (fósforo), rochas e minerais industriais (alu-

mínio, argilas especiais, brita e rocha ornamental), gemas (quartzo negro) e agregados para construção civil (argila, areia, cascalho e pedra de construção), além de indícios da presença de diamante. Esses recursos minerais, não auríferos, não foram abordados neste projeto e encontram-se descritos em publicações recentes (PASTANA, 1995; COSTA, 2000; ALMEIDA, 2000; KLEIN; LOPES; 2011; KLEIN; SOUSA, 2012; KLEIN; LOPES; CHAVES, 2105).

5.2 - GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE OURO

Apesar da quantidade de prospectos e do histórico de mineração, nenhuma mina industrial foi ainda implantada no Cinturão Gurupi. Recursos publicados totalizam 158,9 t de ouro ou 5,1 milhões de onças, com 98% concentrados em três depósitos (Tabela 5.2), e a estimativa da produção garimpeira histórica é precária, sendo relatada uma produção de 15,5 t de ouro entre 1965 e 1996 para Chega Tudo e Serrinha somados (ARAUJO NETO, 1998) e de 1,2 t

Tabela 5.1 – Títulos minerários ativos na ARIM Gurupi em 1 de junho de 2017

Fase	Substância	Número de títulos	Total por fase
Concessão de lavra	Au	3	4
	filito (cerâmica branca)	1	
Licenciamento	cascalho	2	2
Requerimento de lavra	Au	3	3
Requerimento de lavra garimpeira	Au	19	19
Autorização de pesquisa	Al (bauxita)	7	115
	areia	1	
	argila	1	
	Au	90	
	diamante	2	
	fosfato	1	
	granito	6	
	Pd	3	
Requerimento de pesquisa	Al (bauxita)	2	53
	diamante	1	
	Au	49	
	rutilo	1	
Disponibilidade	Au	7	10
	fosfato	1	
	Ti	1	
	areia	1	

Fonte: DNPM-SIGMINE (<http://sigmine.dnpm.gov.br/webmap>).

Tabela 5.2 – Recursos auríferos na ARIM Gurupi

Depósito	Recurso Medido (Mt)	Teor (g/t)	Recurso Indicado (Mt)	Teor (g/t)	Recurso Inferido (Mt)	Teor (g/t)	Total de recursos (Moz Au)	Total de recursos (t Au)	Ref.
Cachoeira			17,4	1,40	15,6	1,12	1,35	41,8	1
Chega Tudo	20,9	0,66	37,5	0,67	0,6	0,62	1,26	39,0	2
Cipoeiro	25,7	0,78	58,5	0,87	7,0	0,67	2,42	75,0	2
Mina Nova Sul					0,8	2,30	0,06	1,9	3
Montes Áureos					1,8	0,69	0,04	1,2	4

Referências. 1 - Mosher (2013); 2 - Machado (2011); 3 - Pastana (1995); 3 - Reis (2014)

para Cachoeira (BETTENCOURT; BORGES; KORITIAKE, 1991). Na Figura 5.1 são plotados apenas os depósitos

e ocorrências discutidos neste capítulo e na Tabela 5.3 são listadas as características desses jazimentos.

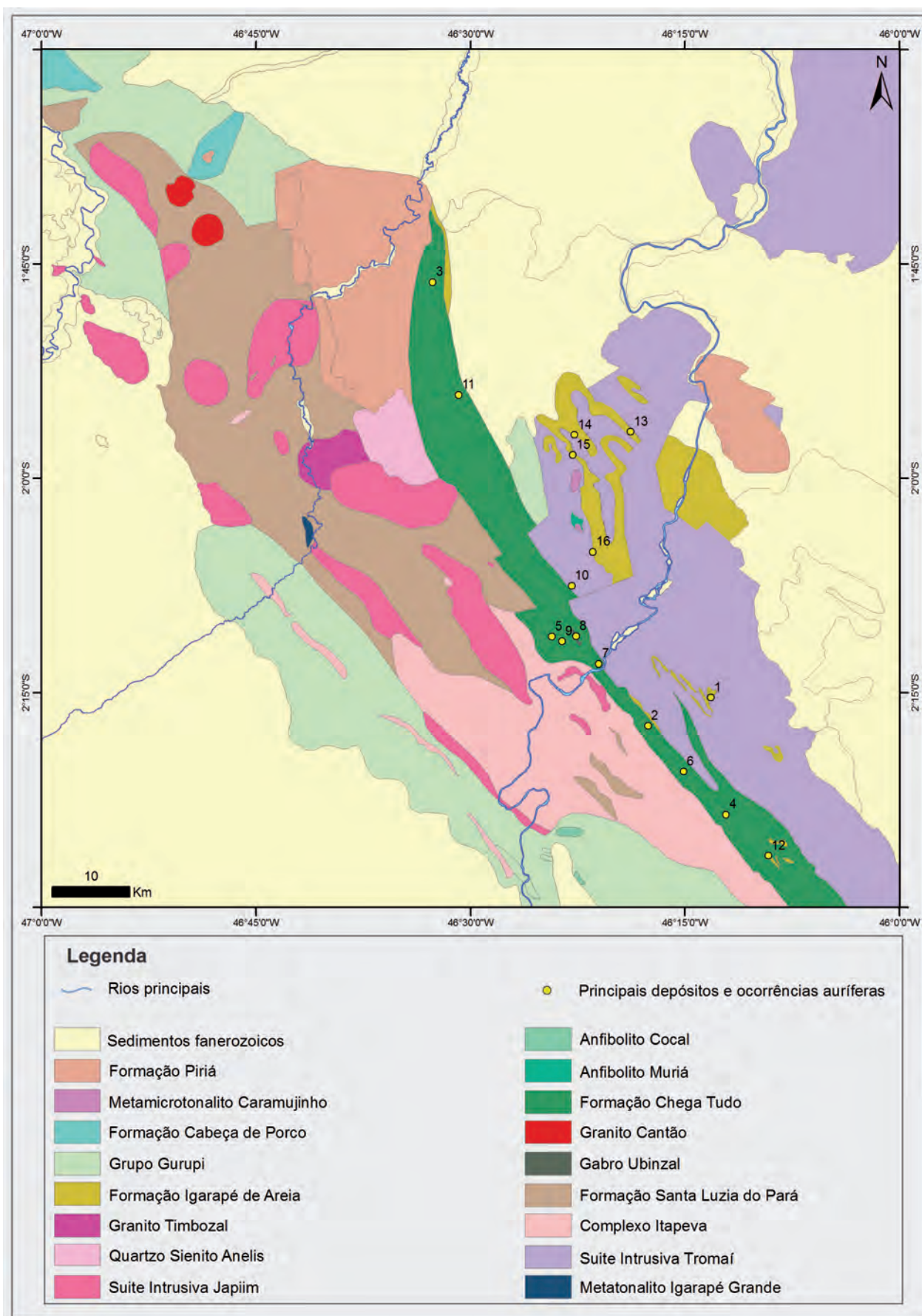


Figura 5.1. Mapa geológico simplificado da ARIM Gurupi com localização dos depósitos e ocorrências de ouro discutidos neste capítulo. Os números ao lado de cada jazimento se referem à sequência apresentada na Tabela 5.3.

5.2.1 - Depósito Cipoeiro

Cipoeiro possui recursos de 75,0 t de ouro contido (MACHADO, 2011), praticamente metade dos recursos conhecidos na ARIM Gurupi (Tabela 5.2), e esteve em vias de se transformar na primeira mina operacional no Cinturão Gurupi, projeto que foi postergado. Neste depósito a mineralização está hospedada em tonalito da Suíte Intrusiva Tromai (Figs. 5.2 e 5.3) (KLEIN et al., 2007), que teria, segundo interpretação de Machado (2011), baseada em geofísica e em furos de sonda, várias dezendas de quilômetros de comprimento por até quatro quilômetros de largura.

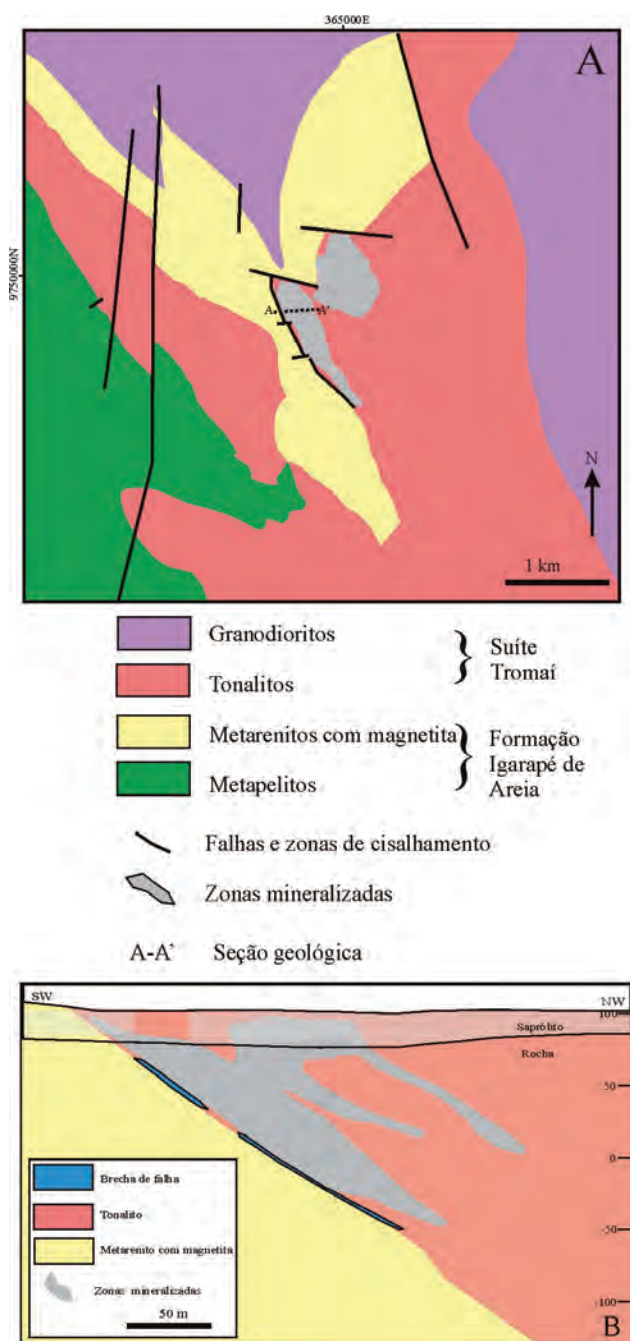


Figura 5.2 – (A) Mapa geológico e (B) seção geológica do depósito Cipoeiro (modificado de TORRESINI, 2000 e RIBEIRO, 2002)

As zonas mineralizadas possuem dimensões e formas variadas e foram acompanhadas a até 150 m de profundidade, sendo consideradas ainda abertas. Uma falha, de direção N80W e mergulho abrupto para SSW, separa duas grandes zonas de minério (Fig. 5.2) e é considerada posterior à mineralização (MACHADO, 2011). Os corpos de minério possuem forma lenticular com poucos metros até 60 metros de largura estão alojados em porções do tonalito afetadas por cisalhamento dúctil e rúptil-dúctil, junto ao contato entre o tonalito e um metarenito e são, em geral, paralelos a esse contato, que é também marcado por brecha de falha, alteração clorítica e alguma silicificação (TORRESINI, 2000; MACHADO, 2011). O arenito é rico em magnetita e associado com camadas de metaconglomerado e foi atribuído por Klein e Lopes (2011) à Formação Igarapé de Areia. Ribeiro (2002) relacionou a falha que colocou tonalito e arenito em contato, além de outras estruturas associadas, a um sistema de orientação submeridiana ligado ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Tentugal. Neste projeto, contudo, o conjunto de estruturas da região foi subdividido em três famílias (ver capítulo 4). Na região do depósito Cipoeiro, todas possuem representatividade: a zona de cisalhamento principal, de direção NW-SE a NNW-SSE e hospedeira da mineralização, foi interpretada como sin a tardi-D1 (deformação riaciana, relativa à evolução da Zona de Cisalhamento Tentugal durante o orógeno colisional paleoproterozoico); as zonas de falha de direção WNW-ESE, que segmentam corpos mineralizados, são sin-D2 (deformação orosiriana, tardia à evolução do orógeno colisional paleoproterozoico); já as estruturas de direção média N-S, visíveis no mapa de detalhe, mas sem relação direta com as zonas mineralizadas, são sin-D3 (estruturas tardias, derivadas da reativação da Zona de Cisalhamento Tentugal durante o Neoproterozoico).

Klein et al. (2007) descreveram dois estilos de mineralização (Fig. 5.3). (1) Veios de quartzo leitoso ou fumê, com alguns decímetros de espessura, tanto concordantes como discordantes em relação à estruturação do depósito, e o ouro depositou-se no contato entre os veios e a rocha encaixante; e (2) disseminações em zonas de cisalhamento com poucos metros de espessura. Machado (2011) relacionou a mineralização com zonas de alteração compostas por quartzo, sericita e pirita que se sobrepõem a uma alteração mais esparsa que produziu saussuritização do plagioclásio e cloritização dos minerais máficos, mas Klein et al. (2007) identificaram assembleia um pouco maior, composta por quartzo, clorita, fengita, calcita, albita e pirita. Quartzo e calcita ocorrem tanto em veios como disseminados. Segundo Ribeiro (2002), o ouro precipitou em associação com concentrações de pirita, em estruturas microscópicas (microfraturas, micro zonas de cisalhamento) contidas em veios e vênulas de quartzo-carbonato-sulfeto. Essa observação indica o caráter tardi-tectônico (tardi-D1), para a deposição do ouro.

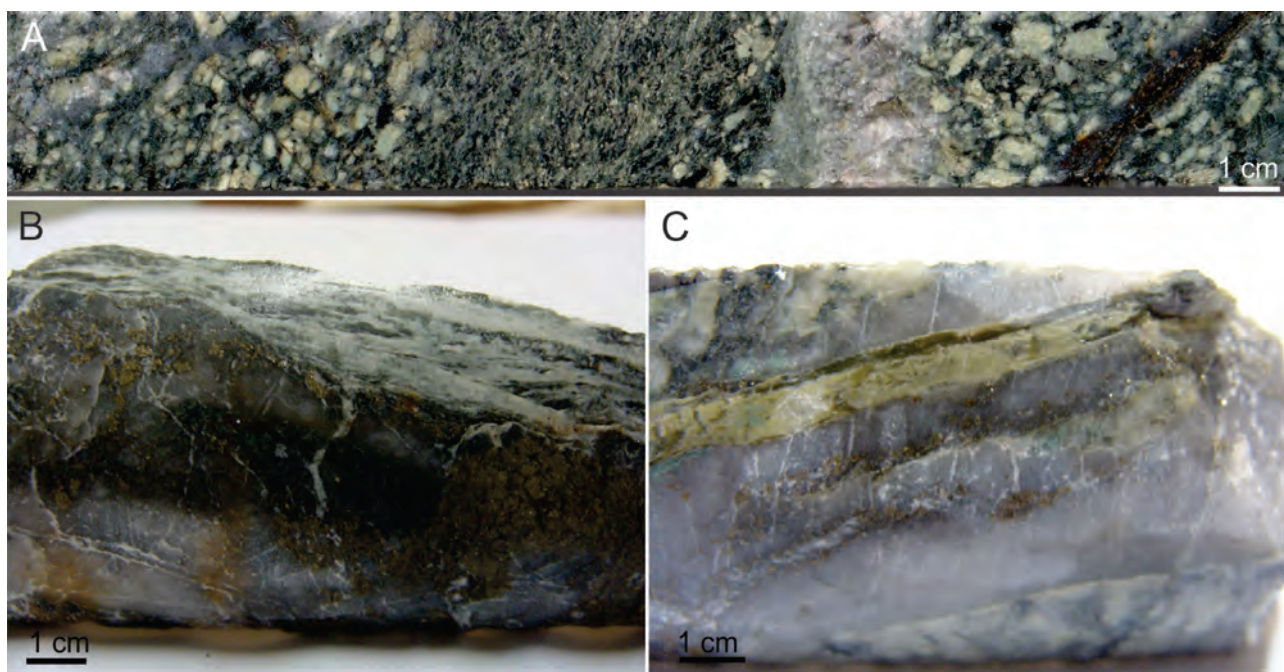


Figura 5.3 – Aspectos da alteração hidrotermal e da mineralização no depósito Cipoeiro. (A) Tonalito com deformação heterogênea e alteração clorítica e saussuritização do plagiocásio precoces, cortadas por vênulas de quartzo-carbonato e de sulfetos. (B) Veio de quartzo fumê com disseminação de sulfeto na parede (contato) cortado por vênulas de calcita. (C) Veio de quartzo com alteração fissural albítica/sericítica (no topo) paralela a sulfetação (no centro), cortadas por vênulas de calcita (branco brilhante).

Tabela 5.3 – Principais características dos depósitos e ocorrências auríferas da ARIM Gurupi discutidos neste capítulo (numeração conforme Figura 5.1)

Nº	Jazimento (toponímia)	Status	Classe	Rocha hospedeira ^A	Unidade hospedeira	Estrutura hospedeira	Alteração hidrotermal	Mineralogia do minério ^A	Associação geoquímica	Ref.
1	Cipoeiro	D	OR	Tonalito	Tromaiá	Falhas N-S	Qtz, Cal, Ab, Chl, Phe	Py		1
2	Chega Tudo	D	OR	Metadacito, metandesito (xisto paraderivado, metarenito)	Chega Tudo	ZC NW-SE	Qtz, Cal, Ser, Chl	Py, Apy, Ccp (Gn, Sp)	Au, Bi, As, Sb, Te	2
3	Cachoeira	D	OR	Basalto, dacito, andesito, xistos, tufos	Chega Tudo	ZC N-S	Qtz, Dol, Chl, Ab (Ser)	Py, Apy (Gn, Sp, Ccp, Ger)	Au, Ag, As, Bi	3,4
4	Montes Áureos	D	OR	xisto e filito paraderivado, metariolito, metadacito, xisto máfico	Chega Tudo	ZC NW-SE	Qtz, Chl, Carb	Apy, Py (Ccp)		nd, 5,8
5	Mina Nova Sul	D	OR	Filito, metavulcânica ácida, brecha	Chega Tudo	ZC NW-SE	Qtz, Ser, Carb	Py, Ccp, Apy, Po		nd, 6
6	Serrinha	O	OR	Xisto grafitoso	Chega Tudo	ZC NW-SE	Qtz, Cal, Dol, Ank	Py (Apy, Gn)		nd, 7
7	Jiboia	O	OR	Tonalito	Tromaiá					4
8	Ubinzal	O	OR	Gabro (dacito, riolito)	Ubinzal (Chega Tudo)		Qtz, Mc, Carb (Chl, Phe)	Py (Ccp, Po)		nd, 4,6
9	Os Pretos	O	OR	Xisto grafitoso	Chega Tudo		Qtz	nd		nd, 4
10	Caramujinho	O	OR	Tonalito	Tromaiá					4
11	Pipira	O	OR	Metadacito, metarenito, filito	Chega Tudo		Qtz, Carb, Chl, Ab, Czo	Py, Ccp		nd, 6
12	Sequeiro	O	OR	Metarenito	Igarapé de Areia		Qtz	Py		nd, 4
13	Boa Esperança	O	PP	Metaconglomerado	Igarapé de Areia		-	-	-	4
14	Bom Jardim	O	PP	Metaconglomerado	Igarapé de Areia		-	-	-	4
15	Firmino	O	PP	Metarenito	Igarapé de Areia		-	-	-	4
16	Pico 20	O	PP	Metaconglomerado	Igarapé de Areia		-	-	-	4

A-Dados entre parênteses representam quantidades subordinadas; B-Assumindo T média para o Gurupi = 330°C; nd: não determinado ou não disponível;

Abreviaturas = D: depósito, O: ocorrência, OR: orogênico, PP: paleoplacer

Abreviatura dos minerais – Ab: albita, Ank: ankerita, Apy: arsenopirita, Cal: calcita, Carb: carbonato, Ccp: calcopirita, Chl: clorita, Czo: clinzoisita, Dol: dolomita, Ger: gersdorffita, Gn: galena, Mc: microclínio, Phe: fengita, Po: pirrotita, Py: pirita, Qtz: quartzo, Ser: sericita, Sp: esfalerita

Referências – 1 - Klein et al. (2007); 2 - Klein et al. (2008c); 3 - Klein et al. (2005c); 4 - este trabalho; 5 - Yamaguti e Villas (2003), 6 - Silva (2015); 7 - Klein et al. (2006); 8 - Reis (2014)

5.2.2 - Depósito Chega Tudo

O depósito Chega Tudo possui recursos de 39,0 t de ouro (Tabela 5.2) (MACHADO, 2011). O depósito consiste em uma série de corpos descontínuos e alongados segundo a direção NW-SE que são acompanhados por cerca de 2 km nessa direção, acompanhados até pelo menos 200 m em profundidade (Fig. 5.4). Os corpos de minério possuem forma lenticular e cilíndrica, às vezes irregular, e são concordantes com a estruturação hospedeira (TORRESINI, 2000; RIBEIRO, 2002; MACHADO, 2011). Corpos individuais persistem por dezenas a centenas de metros ao longo da direção e possuem até 30 m de espessura, sendo que múltiplos corpos podem formar zonas de até 100-200 m de largura (MACHADO, 2011).

As rochas hospedeiras, que ocorrem em domínios subparalelos, são metadacitos, metandesitos (domínio metavulcânico) e subordinadamente rochas metassedimentares (domínio metassedimentar) da Formação Chega Tudo (KLEIN et al., 2008c; MACHADO, 2011). Os metadacitos variam de indeformados a foliados/xistosos (Figs. 5.5A, 4.5B), chegam a atingir 100 m de espessura e são sobrepostos pelos metandesitos (MACHADO, 2011). Para nordeste, essas rochas fazem contato com metarenitos, fracamente mineralizados, que Klein e Lopes (2011) atribuem à Formação Igarapé de Areia (Fig. 5.5F). Para sudoeste, ocorrem clorita xistos e xistos grafitosos (Fig. 5.5E), finos, que contém mineralização fraca, embora persistente nos 2 km longitudinais do depósito, na forma de estreitos veios de quartzo (MACHADO, 2011).

De acordo com Machado (2011), a alteração hidrotermal é variada e produziu duas assembleias principais, compostas por quartzo-sericita-pirita e por clorita-carbonato-epidoto. A mineralização está associada com a primeira assembleia e é fortemen-

te relacionada com o grau de sulfetação. Sericita e quartzo formam halo maior além dos limites da mineralização econômica, assim como o segundo tipo de assembleia, que aparenta ser mais distal. Esse caráter distal da clorita foi confirmado por análises de espectroscopia de reflectância efetuadas neste trabalho (Capítulo 6), que também definiram a tendência fengítica da sericita proximal. Para Machado (2011), a pirita ocorre como finos cordões ao longo da foliação, como disseminação nas rochas alteradas e em veios e vênulas de quartzo concordantes ou não com a foliação.

Klein et al. (2008c) entenderam que a alteração hidrotermal e a mineralização ocorreram após o pico metamórfico regional e que são sin-tectônicas (tardi-D1). Esses mesmos autores descreveram dois estilos de mineralização para dois dos corpos que compõem o depósito (Mina Velha e Mandiocal): (1) veios de quartzo com 50 cm de espessura média e 20 a 100 m de comprimento com ouro livre no veio ou no contato deste com a rocha encaixante, sem associação clara com sulfetos (em Mina Velha); (2) disseminação em arranjos de vênulas sulfetadas de quartzo e quartzo-carbonato e nos metadacitos hospedeiros alterados (em Mandiocal). No último caso, o ouro ocorre em microfaturas na pirita e no quartzo e foi também identificada calcopirita subordinada e traços de esfalerita e galena. Análises por microscopia eletrônica de varredura efetuadas neste projeto identificaram, ainda, arsenopirita (Fig. 5.6), a qual não havia sido descrita em trabalhos prévios.

5.2.3 - Depósito Cachoeira

O depósito Cachoeira consiste em vários corpos mineralizados distribuídos ao longo de uma área de aproximadamente 3,5 x 1,5 km. Possui produção histórica de pelo menos 1,2 t de ouro (BETTEN-

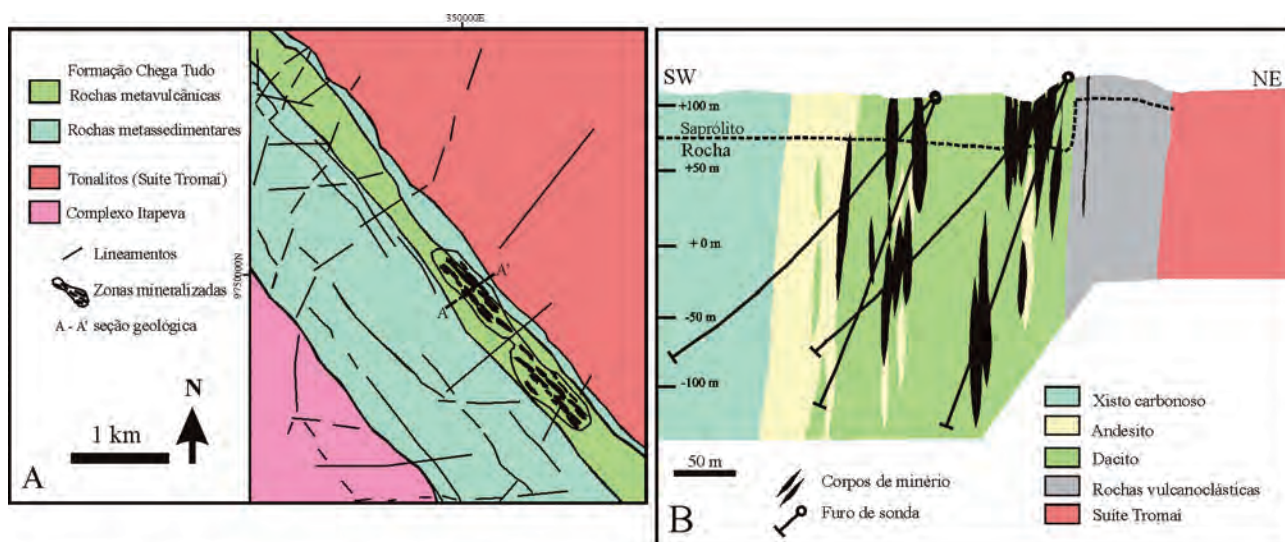


Figura 5.4 – (A) Mapa geológico e (B) seção geológica do depósito Chega Tudo (modificado de TORRESINI, 2000 e RIBEIRO, 2002)

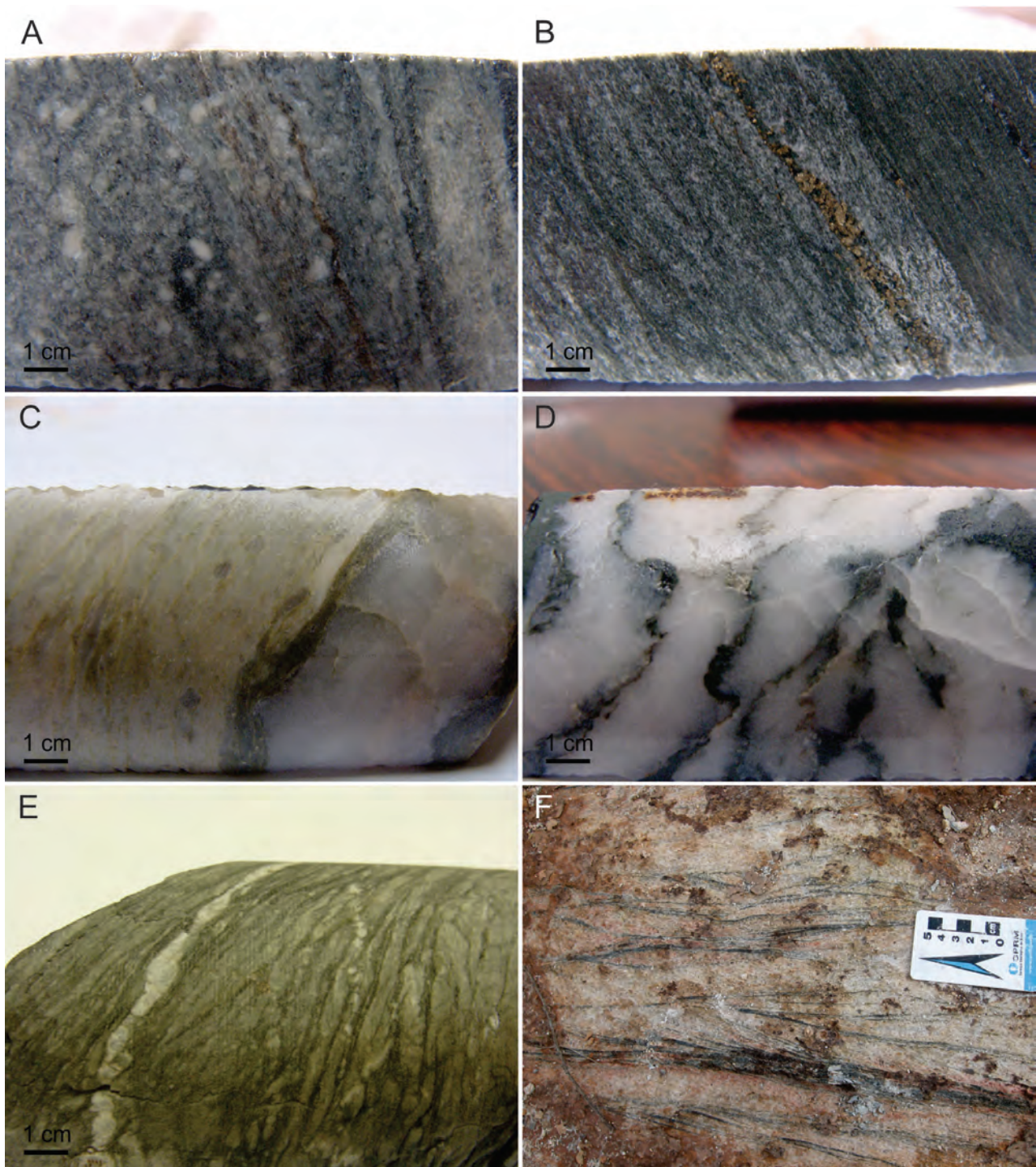


Figura 5.5 – Aspectos das rochas hospedeiras, da alteração hidrotermal e da mineralização em Chega Tudo. (A) Andesito porfirítico com deformação homogênea e sulfetação paralela à foliação. (B) Metadacito com alteração carbonática esbranquiçada e sulfetação fissural paralela à foliação. (C) Rocha metavulcânica ou metavulcanoclástica fortemente deformada, com sericitização marcando os planos de foliação, cortada por veio de quartzo estéril. (D) Veio de quartzo leitoso deformado, com fissuras marcadas por clorita; na parte superior ocorrem sulfetos oxidados. (E) Xisto grafitoso fracamente alterado e com localizada (ao centro) sulfetação pós-tectônica. (F) Arenito da Formação Igarapé de Areia, com estratificação cruzada marcada por magnetita (vista em planta).

COURT; BORGES; KORITIAKE, 1991) e são relatados recursos 41,8 t de ouro (Tabela 5.2) (MOSHER, 2013).

As rochas hospedeiras (Fig. 5.7) compreendem tufo (de cinzas, lapilli e clásticos), basalto, andesito, dacito, filito grafitoso, sericita xisto, clorita xisto, clorita-talco xisto, silexito e microdiorito (BETTENCOURT; BORGES; KORITIAKE; KLEIN et al., 2005c;

NAKAI-LAJOIE; CLOW, 2011). Essas rochas registram metamorfismo em condições de fácies xisto verde e pertencem à seqüência metavulcanossedimentar da Formação Chega Tudo (KLEIN et al., 2005c). Parte da mineralização é ainda hospedada em metarenito (KLEIN et al., 2005c) relacionado à Formação Igarapé de Areia (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015).

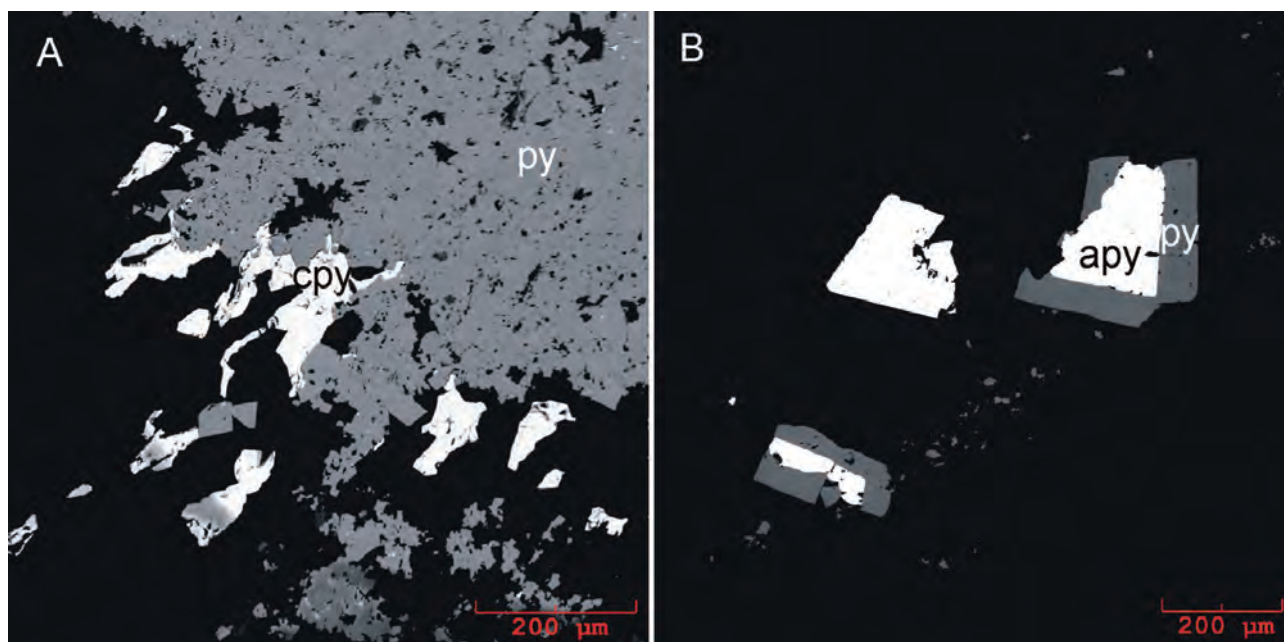


Figura 5.6 – Imagens por microscopia eletrônica de varredura mostrando associação (A) pirita-calcopirita e (B) pirita-arsenopirita. Corpo Mandiocal, depósito Chega Tudo. Abreviaturas: py: pirita, cpy: calcopirita, apy: arsenopirita.

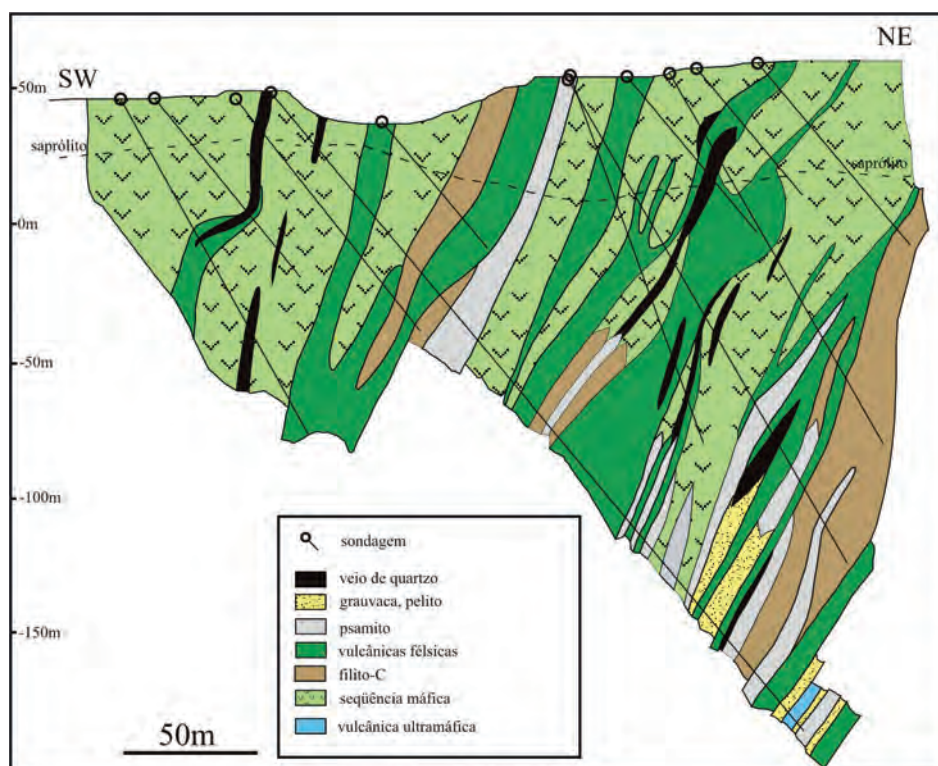


Figura 5.7 – Seção geológica do depósito aurífero Cachoeira (Modificado de KLEIN et al., 2005c).

Os corpos de minério compreendem veios e vênulas de quartzo, *stockworks* e disseminações em rochas hidrotermalmente alteradas, normalmente em torno dos veios (MOSHER, 2013). Os veios podem conter ou não carbonato e sulfeto (KLEIN et al., 2005c) (Fig. 5.8). Os corpos de minério encontram-se alojados em falhas e zonas de cisalhamento paralelas à estruturação local (N-S a N50°W) e possuem moderado a alto ângulo de mergulho (Fig. 5.7). De acordo com Mosher (2013) as zonas de cisalhamento são anastomóticas, cortam a foliação regional em pequeno ângulo, defi-

nem modificações abruptas na atitude da foliação e apresentam cinemática tanto sinistral como dextral. Os veios de quartzo são em geral brechados, descontínuos (muitas vezes rompidos) ao longo das estruturas hospedeiras e boudinados tanto ao longo da direção como do mergulho (MOSHER, 2013). Trata-se, considerando a interpretação adotada neste trabalho, de estruturas sin-D1 de direção N-S (deformação riaciana, relativa ao orógeno colisional paleoproterozóico que estruturou o Cinturão Gurupi), retrabalhadas por pares de estruturas sin-D2 com direções médias

WNW-ESE e ENE-WSW (deformação orosiriana, tardia ao orógeno paleoproterozoico). A fase D2 aparentemente afetou consideravelmente a região do depósito Cachoeira e provavelmente atuou na remobilização e/ou enriquecimento local de zonas mineralizadas de caráter sin a tardi-D1.

Além dos veios (silicificação) alteração hidrotermal provocou a modificação pervasiva da mineralogia metamórfica das rochas hospedeiras produzindo uma assembleia de composição mineralógica relativamente constante (Fig. 5.8), que compreende proporções variadas de quartzo, dolomita, albita e

sulfeto (predominantemente pirita e arsenopirita), independentemente do tipo de rocha alterada, e subordinada sericita (KLEIN et al., 2005c).

Análises por espectroscopia de reflectância (vide capítulo 6) identificaram certa zonalidade nos halos de alteração, com clorita distal e fengita proximal, além de zona carbonática e de transições entre as demais.

Segundo Mosher (2013), a alteração hidrotermal é contemporânea ao cisalhamento e ao desenvolvimento dos veios de quartzo (sin a tardi-D1). O ouro raramente é visível a olho nu, ocorrendo tanto

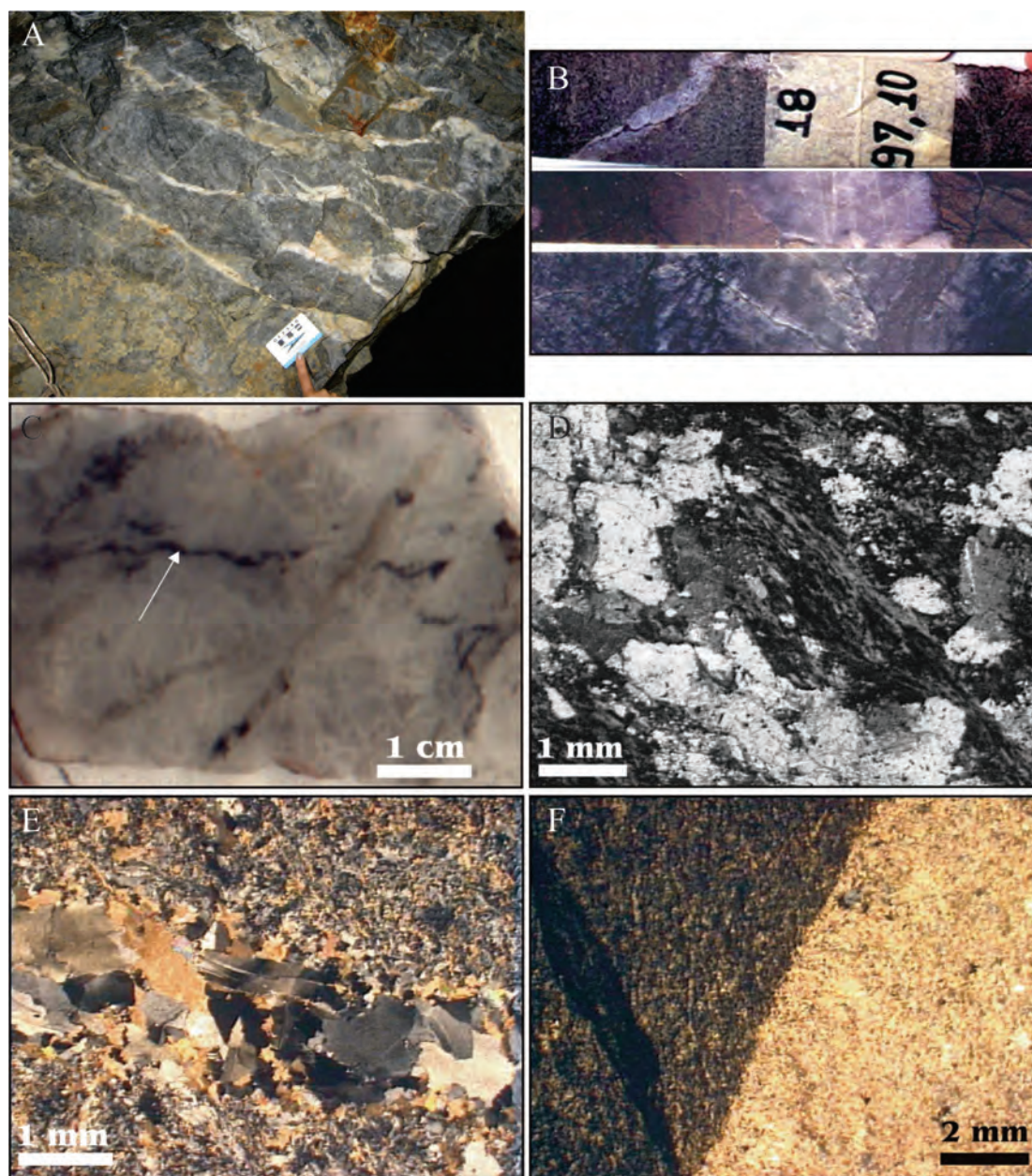


Figura 5.8 – Aspectos das rochas hospedeiras e da alteração hidrotermal em Cachoeira (Segundo KLEIN et al., 2005c). (A) Rocha metavulcânica com alteração clorítica envolvendo veios de quartzo. (B) De cima para baixo: rocha máfica e rocha metavulcânicas félsicas cortadas por vênulas de quartzo; rocha máfica (microdiorito?) alterada com halos de alteração esbranquiçados em torno de fraturas. Testemunhos de sondagem com 3 cm de largura. (C) Veio de quartzo cortado por fraturas preenchidas por quartzo-carbonato. (D) Fotomicrografia de rocha xistosa cloritizada com forte alteração carbonática (porções brancas). (E) Fotomicrografia mostrando vênula de quartzo-dolomita-albita-pirita cortando rocha com alteração pervasiva com mesma composição da vênula. (F) Veio de calcita (amarelo) cortando metabasalto fracamente xistoso com vênula concordante de sulfetos finos (porção mais escura).

nos veios como nas rochas hidrotermalmente alteradas, associado a concentrações de sulfetos (KLEIN et al., 2005c). Para Mosher (2013) há também relação direta entre silicificação (abundância de veios/vênulas de quartzo) e teor.

Estudos petrográficos, combinados com imagens por elétrons retroespalhados e análises por microsonda eletrônica mostram uma complexa relação entre sulfetos, óxidos, ouro e minerais da ganga, sugerindo vários estágios deposicionais, provavelmente relacionados a mais de um estágio de deformação regional. Arsenopirita e pirita são os sulfetos predominantes, que ocorrem nos veios de quartzo e nas rochas hidrotermalmente alteradas em uma va-

riedade de formas e associações, incluindo cristais individuais de tamanhos variados, agregados, intercrescimentos com outros sulfetos e inclusões. Finos cristais de galena, calcopirita, esfalerita e covelita são fases subordinadas, enquanto que gersdorfita foi encontrada localmente, em zona mineralizada hospedada em rocha máfica.

O ouro também ocorre em formas variadas (Fig. 5.9), às vezes na mesma amostra: (1) inclusões na pirita e arsenopirita; (2) intercrescido com esfalerita e/ou arsenopirita em inclusões e defeitos de cristais de pirita; (3) livre em fraturas do quartzo ou de vênulas de quartzo-galena-carbonato; (4) partículas ou agregados em contato com pirita e arsenopirita ou nos interstí-

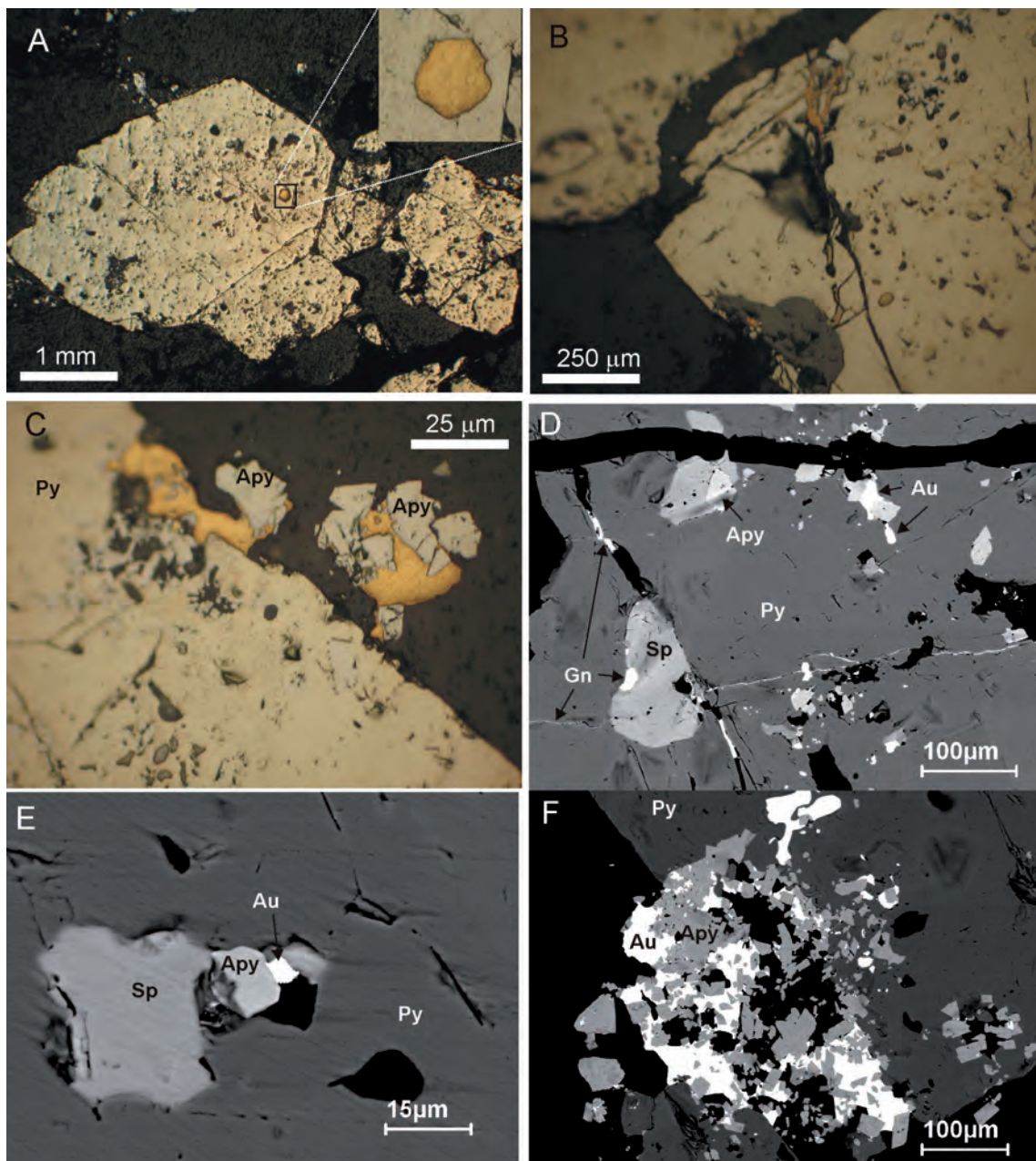


Figura 5.9 – Imagens por luz refletida e por microscopia eletrônica de varredura que mostram as formas de ocorrência do ouro no depósito Cachoeira. (A) Ouro incluído em pirita. (B) Ouro em fratura e na borda de pirita. (C) Ouro associado com arsenopirita na borda de cristal maior de pirita. (D) Inclusões de ouro, galena, arsenopirita e esfalerita em cristal de pirita. (E) Inclusão poliminerálica de ouro, arsenopirita e esfalerita em cristal de pirita. (F) Ouro e arsenopirita em textura de desequilíbrio com cristal de pirita. Py: pirita, Apy: arsenopirita, Gn: galena, Sp: esfalerita.

cios entre esses dois minerais, e (5) elemento traço nos sulfetos. Dados de química mineral mostram composição pouco variável das partículas, contendo de 91,18 a 92,43% de ouro (ouro nativo). Entre os demais elementos, prata e bismuto possuem os maiores valores, com médias de 6,12 e 0,29%, respectivamente.

5.2.4 - Depósito Montes Áureos

Montes Áureos é um pequeno depósito, com recursos preliminares de 1,2 t Au, parte contida em saprólitos e parte em veios de quartzo (REIS, 2014; Tabela 5.2). A mineralização aurífera está hospeda-

da em xistos e filitos paraderivados, de composição pelítica, margosa e carbonosa (YAMAGUTI; VILLAS, 2003; REIS, 2014), que se associam com metariolitos, metadacitos e xistos máficos, todos pertencentes à Formação Chega Tudo (KLEIN; LOPES, 2011). Segundo Yamaguti e Villas (2003) e Reis (2014), os corpos de minério têm formas tabulares e lenticulares e estão dispostos paralelamente à foliação milonítica das rochas hospedeiras (sin a tardi-D1) (Fig. 5.10). Esses corpos formam uma zona contínua de 100 a 130 metros de largura com várias intersecções de 2 a 17 metros de espessura, mostrando teores entre 0,45 e 3.5 g/t de ouro (REIS, 2014).

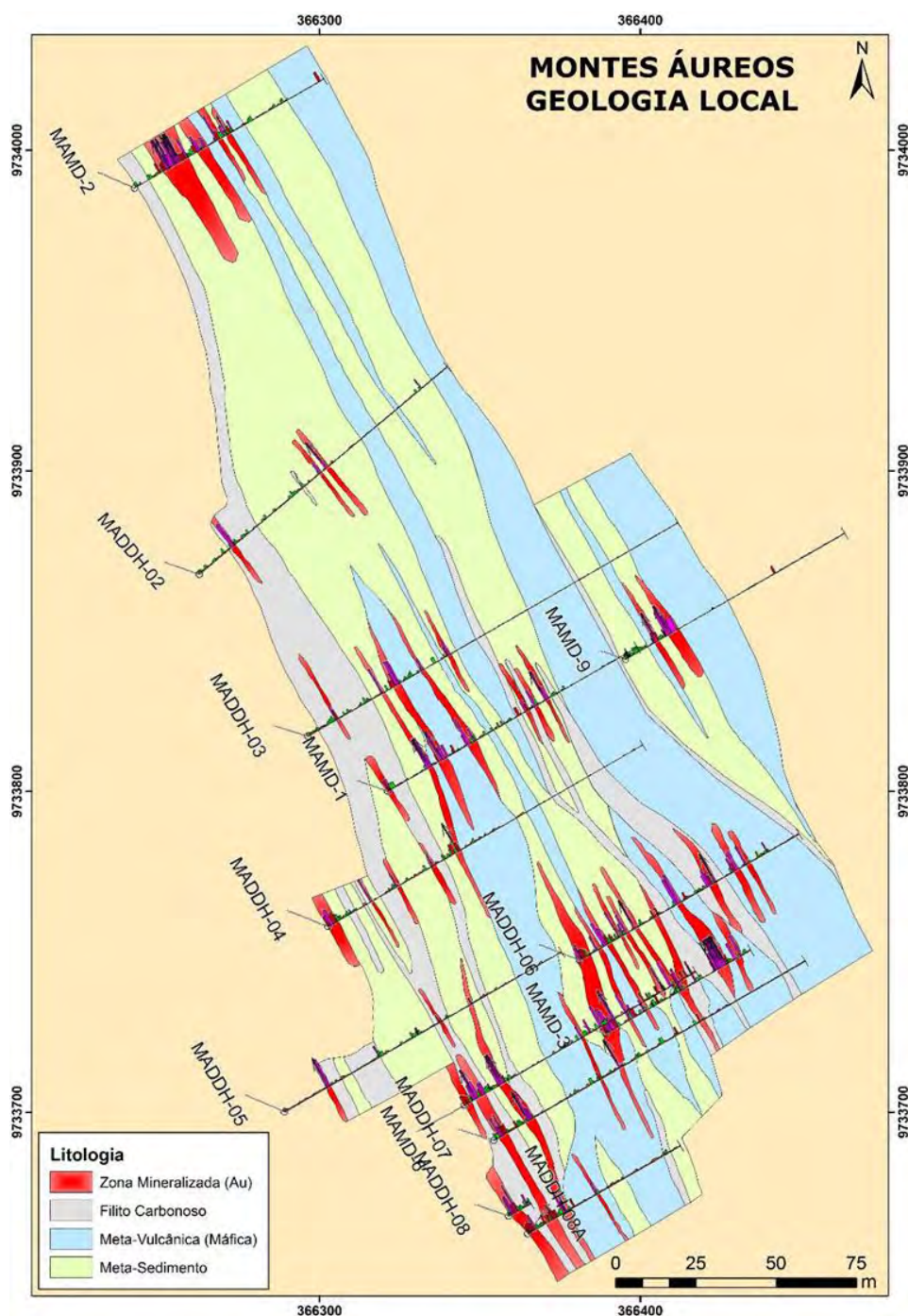


Figura 5.10 – Mapa litológico do depósito Montes Áureos, com localização de zonas mineralizadas e furos de sonda efetuados pela Brasilresources (REIS, 2014).

A alteração hidrotermal é relativamente limitada e os principais processos de alteração são silicificação, carbonatação, cloritização e sulfetação, esta composta por arsenopirita, pirita e calcopirita, com quantidades subordinadas de esfalerita e pirrotita (YAMAGUTI; VILLAS, 2003; REIS, 2014). O ouro ocorre na forma livre em veios e vênulas de quartzo e quartzo-carbonato. Duas gerações foram observadas, uma precoce, cogenética com quartzo e arsenopirita, outra tardia, precipitada em microfraturas na arsenopirita e na pirita (YAMAGUTI; VILLAS, 2003).

5.2.5 - Depósito Mina Nova Sul

O depósito Mina Nova Sul possui recurso histórico de 1,9 t de Au (PASTANA, 1995) e hoje se constitui em alvo em exploração intermitente por companhias de mineração, havendo pouca informação a seu respeito. Em escavação de garimpo desenvolvida na área do depósito observamos mineralização associada a zona de stockworks e veios de quartzo brechados controlados por zona de cisalhamento de direção N50W/74SW (sin a tardi-D1). Segundo Silva (2015) as rochas hospedeiras são filitos e rochas metavulcânicas ácidas da Formação Chega Tudo e em brechas tectônicas desenvolvidas sobre essas rochas. Silva (2015) descreveu sericitização e carbonatação sobre as rochas vulcânicas, além de cordões de pirita na foliação tectônica impressa sobre essas rochas, e veios de quartzo-carbonato-pirita dobrados e hospedados em filitos. Essas alterações seriam precoces ou contemporâneas à deformação dúctil. Associados com deformação rúptil, posterior, foram observados veios de quartzo e sulfetos (pirita, calcopirita, arsenopirita, pirrotita) associados a vênulas de sulfetos, discordantes da estruturação das rochas e veios tardios de carbonato, que gradam para zonas de stockwork e que não são acompanhados por sulfetos.

5.2.6 - Garimpos Serrinha e Os Pretos

Serrinha é garimpo historicamente conhecido na região. A mineralização aurífera está contida em xistos grafitosos (Figs. 5.11 e 5.12) que se associam a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Chega Tudo, com xistosidade subvertical, sin-D1, orientada segundo NW-SE (KLEIN et al., 2006). Os corpos mineralizados são descontínuos e boudinados, sendo seguidos pelo menos até 210 m em profundidade, e paralelos à estruturação das rochas hospedeiras (Fig. 5.11).

Dois intervalos mineralizados (superior e inferior), com teores de ouro entre 0,5 e 1,3 ppm, foram descritos por Klein et al. (2006) como possuidores de estilo de mineralização bastante simples, caracterizado por vênulas milimétricas a centimétricas de quartzo-carbonato-sulfeto. Internamente, as zonas mineralizadas mostram silicificação, carbonatação e sulfetação. Os carbonatos são calcita e ankerita no

nível superior e calcita e dolomita no inferior. Pirita é o principal sulfeto e ocorre associada com pequenas partículas de arsenopirita e inclusões de galena. Pirrotita aparentemente só ocorre fora das principais zonas mineralizadas. O ouro ocorre predominantemente na forma livre formando agregados em fraturas e em contatos intergranulares e também como elemento traço na pirita. Tal tipo de ocorrência sugere remobilização local, provavelmente associada a eventos tectônicos de natureza tardi a pós-D1.

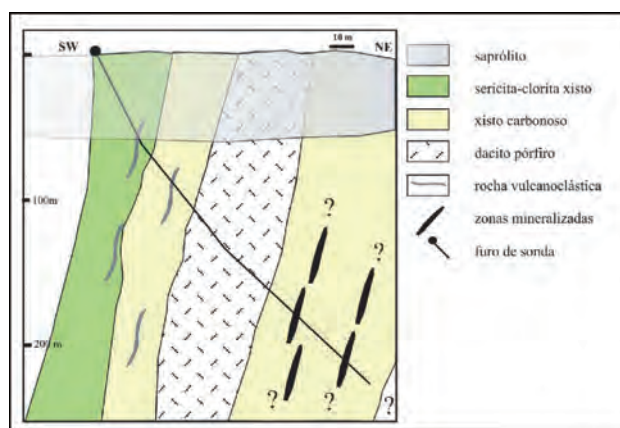


Figura 5.11 – Seção geológica da mineralização em Serrinha (KLEIN et al., 2006).

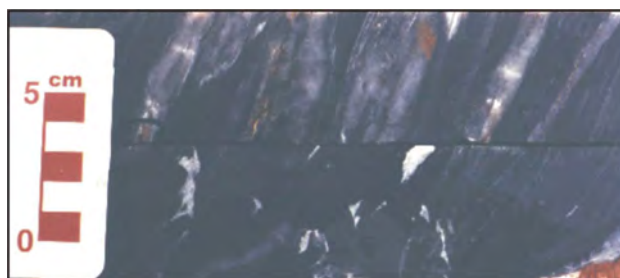


Figura 5.12 – Testemunho de sondagem do garimpo Serrinha mostrando, em cima, veios de quartzo e sulfetos paralelos à xistosidade e, em baixo, bolsões irregulares de carbonatos.

O garimpo Os Pretos, conforme observações deste projeto (Tabela 5.3), possui condicionamento geológico semelhante ao de Serrinha, também hospedado em xisto grafitoso (Fig. 5.13A) da Formação Chega Tudo. Em superfície, a mineralização está associada com veios de quartzo encaixados na xistosidade (veios de cisalhamento?), com atitude N40-50W/60SW a vertical (sin-D1). Alguns veios possuem fragmentos do xisto encaixante (Fig. 5.13B).

5.2.7 - Garimpo Pipira

Pipira é garimpo ativo com exposições superficiais dominadas por rochas xistosas muito alteradas, que não permitiram a identificação do protólito em superfície (Fig. 5.14A), mas que foram associadas à Formação Chega Tudo por Klein, Lopes e Chaves

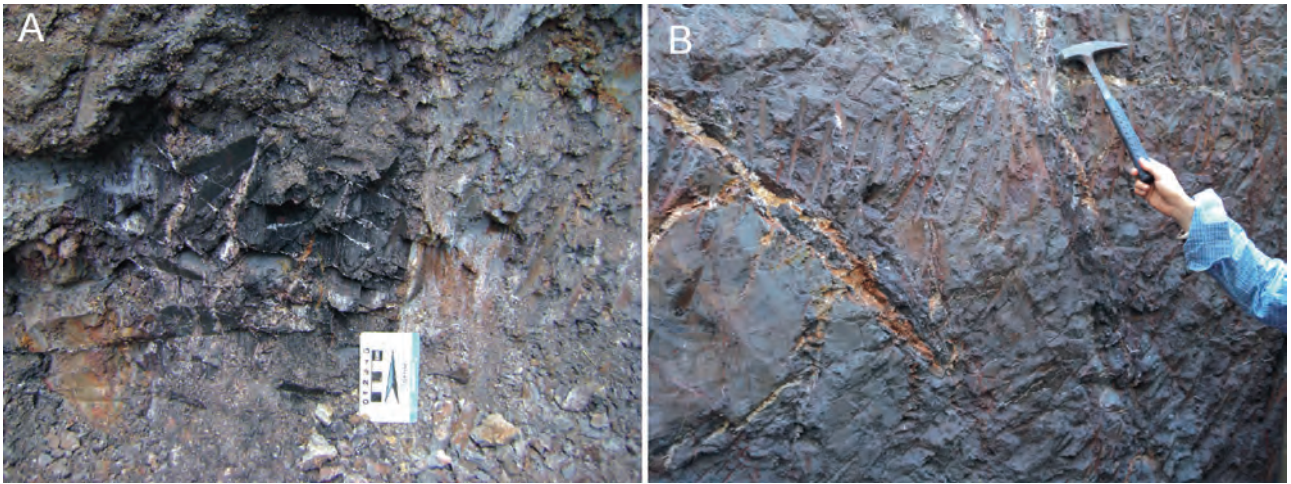


Figura 5.13 – Imagens de afloramentos no garimpo Os Pretos. (A) Veios de quartzo verticais, paralelos à xistosidade do xisto grafitoso hospedeiro. (B) Veio (tardio?), discordante, com fragmento de xisto.

(2015). Silva (2015) descreveu as rochas hospedeiras como uma alternância de rochas vulcânicas (dacitos), arenitos vulcanoclásticos/vulcanogênicos sem trama tectônica dúctil mesoscópica evidente e filitos finamente bandados, em contato irregular (provavelmente discordante), cortados por zonas de brechas tectônicas. Carbonatação e cloritização são alterações pervasiva e precoces, cortadas por vênulas milimétricas de (1) pirita, (2) quartzo ± pirita ± calcopirita, (3) pirita + carbonato + clorita + albita, (4) carbonato ± quartzo ± albita ± pirita e (5) quartzo + carbonato ± clinozoisita, cujas relações

temporais não foram determinadas. Veios de quartzo e carbonato são posteriores a todas as demais alterações (SILVA, 2015). Klein, Lopes e Chaves (2015) descreveram sericita, clorita e material carbonoso dispersos na matriz de rocha vulcanoclástica com fragmentos líticos de rochas metavulcânicas félsicas e, possivelmente, chert. Essa rocha encontra-se sulfetada e, pelo menos, duas gerações de pirita foram identificadas: (1) disseminada no acamamento sedimentar primário e (2) tardia, preenchendo fraturas e falhas extensionais (Fig. 5.14B), provavelmente pós-D3.

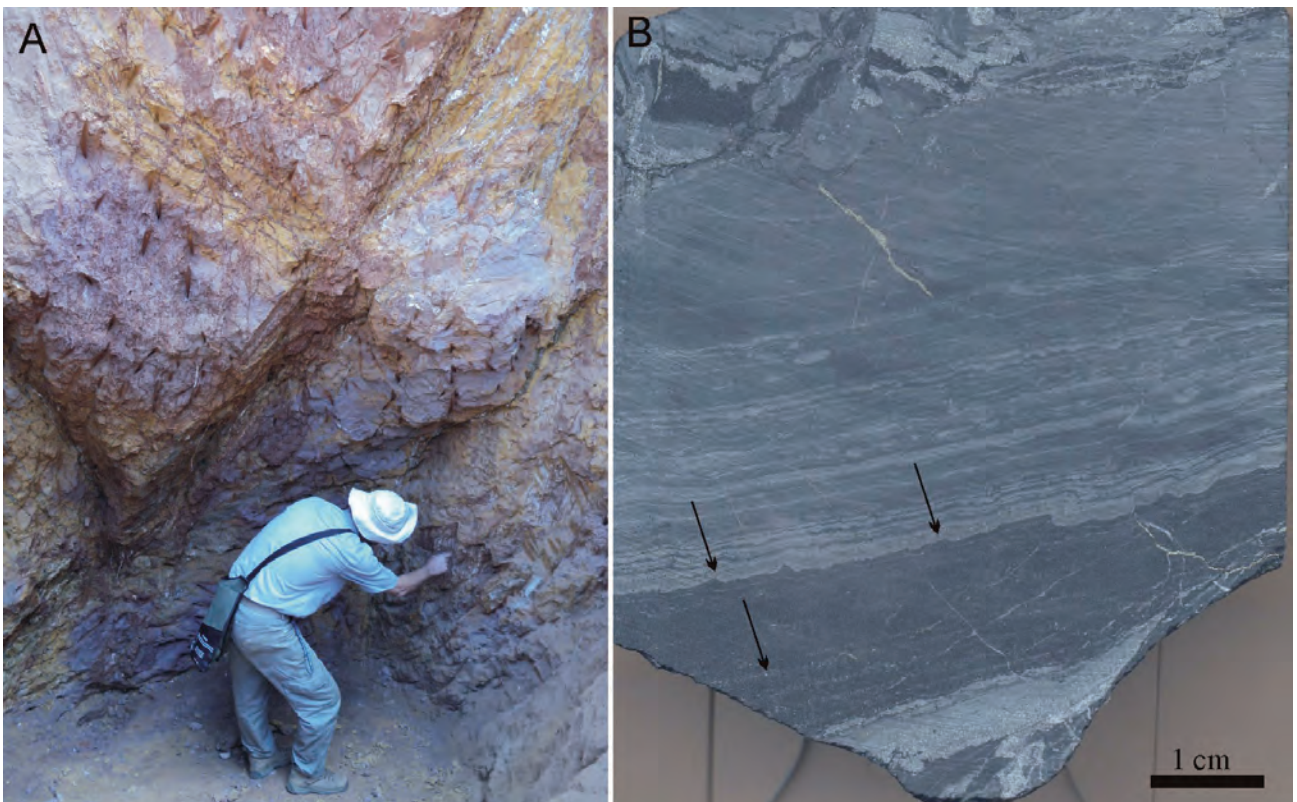


Figura 5.14 – Aspectos do garimpo Pipira. (A) Porção superficial, oxidada, com veios de quartzo de alto ângulo e stockworks. (B) Rocha vulcanoclástica laminada com duas gerações de pirita, uma precoce e disseminada na laminação (setas) e outra tardia, discordante, preenchendo pequenas estruturas.

5.2.8 - Alvo Ubinzal

No alvo Ubinzal as rochas hospedeiras são predominantemente gabros, que variam de indeformados a deformados (Fig. 5.15) e são associados à unidade Gabro Ubinzal (KLEIN; LOPES, 2011), e a dacitos e riolitos da Formação Chega Tudo, que ocorrem intercalados nos gabros (Silva, 2015). A alteração mais proeminente e mais precoce nos gabros é a actinolitização, cuja origem tardi-magmática (KLEIN; LOPES, 2011) ou hidrotermal (SILVA, 2015) é incerta. Carbonatação também é intensa, ocorrendo como substituição do plagioclásio e como veios, sendo mais forte nas porções cisalhadas das rochas. Sericitização se instalou ao longo da foliação das rochas ou como agregados nas zonas de sombra de pressão do porfiroclastos de actinolita, possuindo caráter sintectônico, que aqui associamos à deformação principal (sin a tardi-D1). Epidotização e cloritização são subordinadas (SILVA, 2015). Nas rochas vulcânicas a alteração foi menos intensa, produzindo sericita, carbonato e sulfetos, também sindeformacionais (SILVA, 2015). Silva (2015) descreveu várias gerações de veios: (1) de quartzo, quartzo±microclina (deformados ou cortados por zonas cisalhadas), (2) de carbonato, irregulares e instalados nos planos de foliação, (3) de quartzo±clorita±sulfetos+carbonato, associados com vênulas de sulfetos colocadas nos planos de foliação, (4) de sulfeto e sulfetos+carbonato±quartzo subconcordantes, (5) de quartzo±clorita±sulfetos, centimétricos e discordantes, e (6) veios e brechas de carbonato discordantes. O sulfeto dominante é a pirita, com calcopirita e pirrotita subordinadas. O ouro parece estar associado às zonas ricas em veios concordantes a subconcordantes e associado a sulfetos.

5.2.9 - Alvos Jiboia e Caramujinho

Alguns prospectos encontram-se hospedados em estruturas que cortam granitoides da Suíte Intrusiva Tromaí. Jiboia e Caramujinho são os principais,

ambos localizados no contato entre o Quartzo diorito Canoa e a Formação Chega Tudo (Fig. 5.1). Em Jiboia, as rochas hospedeiras são tonalitos (Suíte Tromaí) e quartzo dioritos (Quartzo diorito Canoa), em geral alterados (Fig. 5.16A, B, C), com mineralização associada a termos deformados (Fig. 5.16D). Silicificação e sericitização em veios paralelos à foliação milonítica e sulfetação disseminada são observadas. Também ocorre alteração fissural posterior, com quartzo, carbonato e sulfeto (remobilização?) discordantes da alteração mais precoce (Fig. 5.16D).

Em Caramujinho, as rochas hospedeiras são tonalitos e quartzo dioritos muito similares aos do alvo Jiboia, possivelmente com presença de algumas rochas básicas plutônicas (Gabro Ubinzal?) e também com diferentes níveis de deformação. A alteração hidrotermal, disseminada e fissural, composta por quartzo-sericita-sulfeto-carbonato, ora é concordante com a foliação, ora discordante (Fig. 5.16E, F, G). Além da pirita dominante, ocorre calcopirita em associação com carbonato.

5.2.10 - Garimpo Sequeiro

Sequeiro é garimpo da porção sudeste do Cinturão Gurupi (Fig. 5.1) e alvo de exploração por mineradoras. Há mineralização hidrotermal hospedada em metarenito grosso, mais ou menos deformado, da Formação Igarapé de Areia (Fig. 5.17). Essa rocha hospedeira mostra alteração sericítica pervasiva, que dá coloração esverdeada ao arenito (Fig. 5.17A) e foi seccionada por veios de quartzo subverticais, com direção segundo N35E, concordantes com a foliação principal S1 (sin a tardi-D1), e com precipitação de sulfeto nos veios e na rocha encaixante imediata (Figs. 5.17B, C). Em certas porções, a sulfetação é de granulação grossa e volumetricamente expressiva e a oxidação dos sulfetos produziu manchas de ferruginização (hematita?) ao longo do veio (Fig. 5.17B). Os veios, às vezes, se encontram boudinados e redobrados por estruturas tardias (D2 e D3).

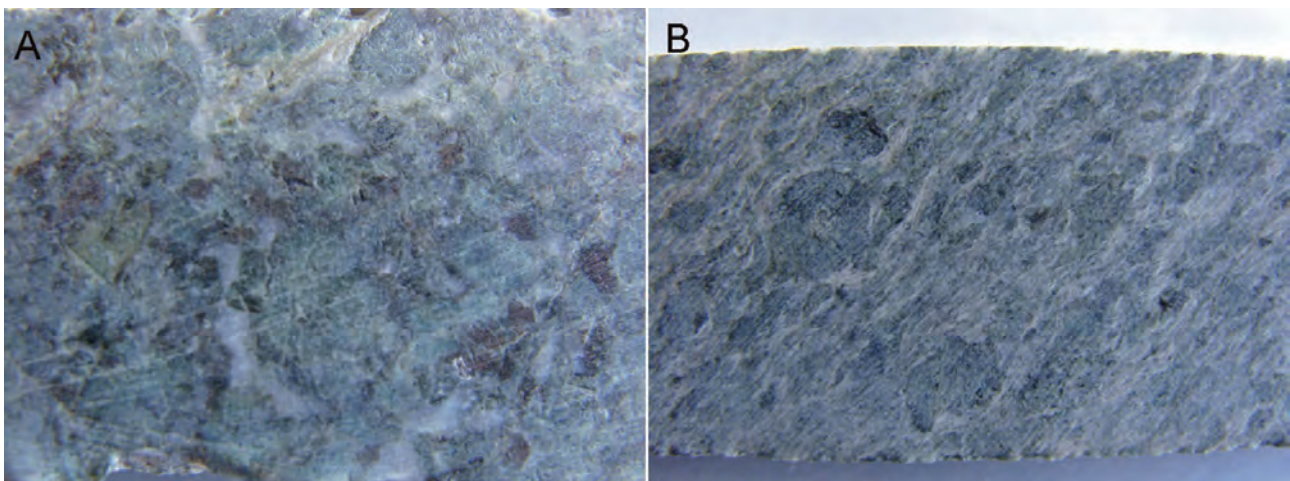


Figura 5.15 – Testemunhos de sondagem de gabro alterado (A) não deformado ou (B) deformado no alvo Ubinzal. Largura dos testemunhos é 5 cm.

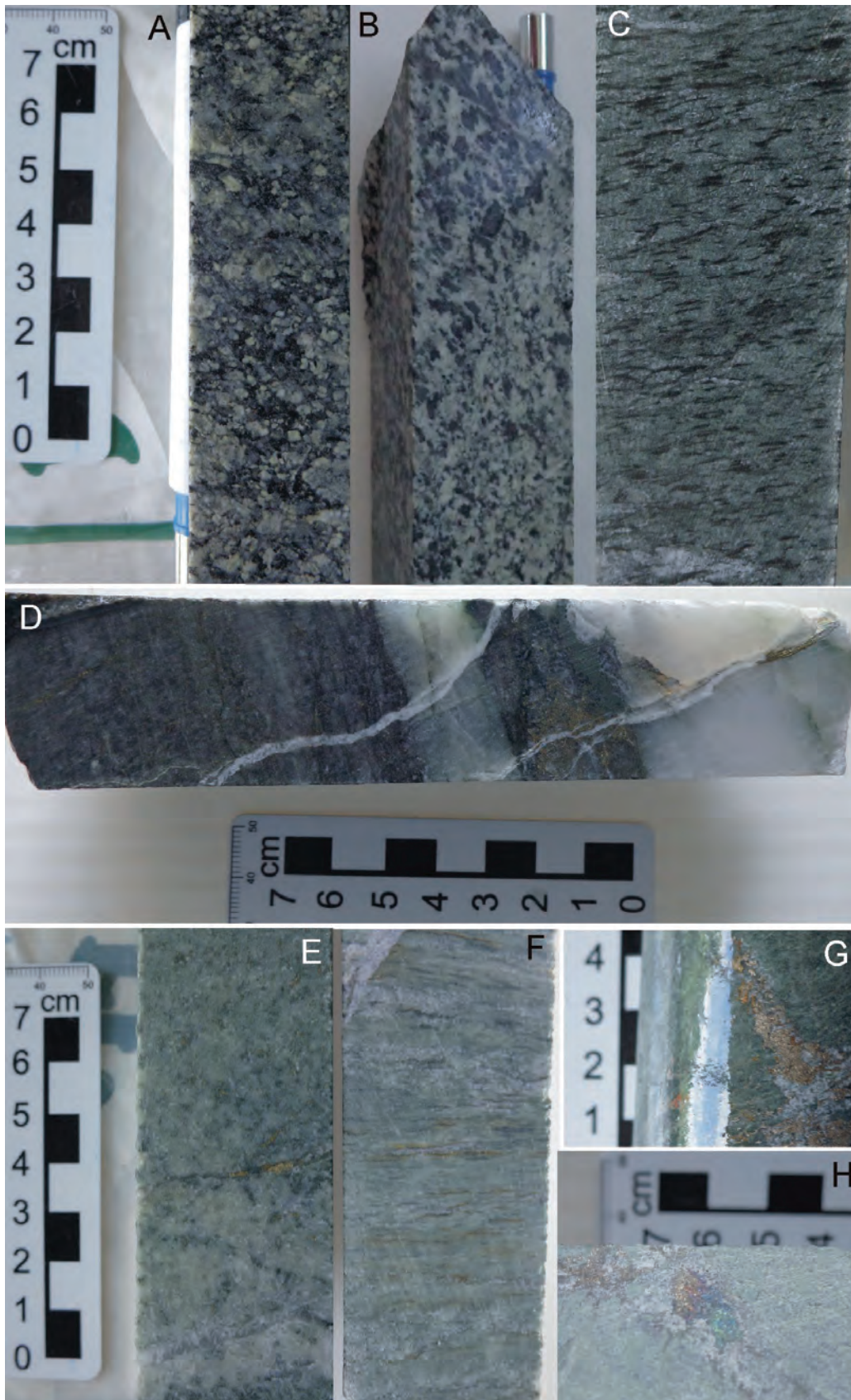


Figura 5.16 – Aspectos das rochas hospedeiras e da alteração hidrotermal nos alvos Jiboia (A-D) e Caramujinho (E-H) (testemunhos de sondagens cedidos por lamgold). (A) Tonalito com cloritização do anfibólio e saussuritização do plagioclásio, muito semelhante ao encontrado no depósito Cipoeiro. (B) Quartzo diorito levemente alterado. (C) Tonalito fortemente deformado e alterado. (D) Tonalito deformado e alterado, com sulfetos disseminados, veios de quartzo e sericita paralelos à foliação e outra geração de vênulas, de quartzo-carbonato-sulfeto, discordante. (E) Tonalito com alteração quartzo-sericita e pirita disseminada e em fissuras. (F) Tonalito milonítico com sulfetação e carbonatação concordante e carbonatação discordante. (G) Associação sulfeto-carbonato discordante. (H) Agregado de sulfetos alterados, indicando a presença de mineral de cobre (calcopirita).

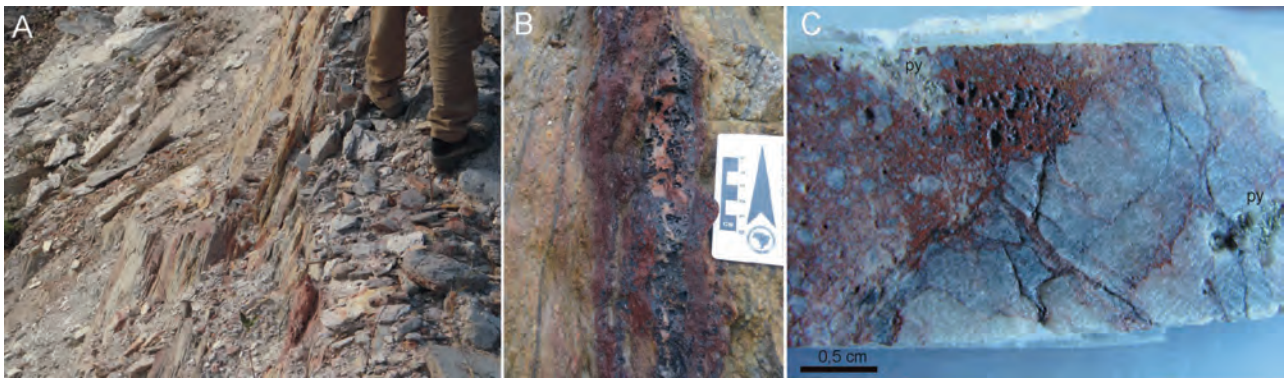


Figura 5. 17 – Aspectos da mineralização em Sequeiro, hospedada em arenito da Formação Igarapé de Areia. (A) Arenito milonitizado, com porções sericitizadas esverdeadas. (B) Veio de quartzo com boxworks de sulfeto grosso encaixado em arenito grosso. Observar a marca da oxidação dos sulfetos, paralela ao veio. (C) Veio de quartzo encaixado em arenito com grânulos grossos e hematizado. Pirita ocorre tanto no veio como no arenito hospedeiro.

5.2.11 - Ocorrências 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 (KLEIN; LOPES, 2011), mas sem divulgação de resultados. No âmbito da ARIM Gurupi são conhecidos Pico 20, Boa Esperança e Bom Jardim, com ouro detrítico contido em conglomerado monomítico (KLEIN; LOPES, 2009, 2011), e no garimpo Firmino, onde o ouro está contido em arenito grosso e mal selecionado (AZEVEDO, 2003). Essas rochas pertencem à Formação Igarapé de Areia.

Além da mineralização detrítica, observações preliminares feitas por Klein e Lopes (2009) e neste estudo indicam alteração hidrotermal superposta às rochas sedimentares em Pico 20 e Boa Esperança (Fig. 5.18), além dos indícios de mineralização em Cipoeiro e Sequeiro, já descritos acima. Esse conjunto de dados levou Klein e Lopes (2009) a sugerir a semelhança entre a mineralização aurífera na Formação Igarapé de Areia com o tipo Tarkwa do Cráton do Oeste da África (p. ex., PIGOIS et al., 2003).

5.3 - METALOGÊNESE

5.3.1 - Aspectos gerais

Dois classes de depósitos (ou dois sistemas mineralizantes) auríferos foram reconhecidas previamente para o Cinturão Gurupi (KLEIN 2014a, 2014b e suas referências): (1) orogênico e (2) paleoplacer. Os trabalhos desenvolvidos neste projeto ratificam essa classificação e trazem elementos adicionais para o refinamento do entendimento dos controles fundamentais da mineralização e de sua gênese. Os depósitos orogênicos, largamente dominantes, estão hospedados somente em rochas riacianas, principalmente nas rochas metavulcanossedimentares da Formação Chega Tudo, e secundariamente em granitoides da Suíte Intrusiva Tromaiá, em gabros da unidade Ubinzal e em rochas metassedimentares da Formação Igarapé de Areia. Não são conhecidos jazimentos associados aos granitoides colisionais de ca. 2100 Ma, aos anfibolitos e às rochas metassedimentares da Formação Santa Luzia do Pará (Fig. 5.1). Isto certamente deriva de algum controle regional importante (estrutural, ambiente tectônico, fertilidade etc...), conforme será discutido a seguir.

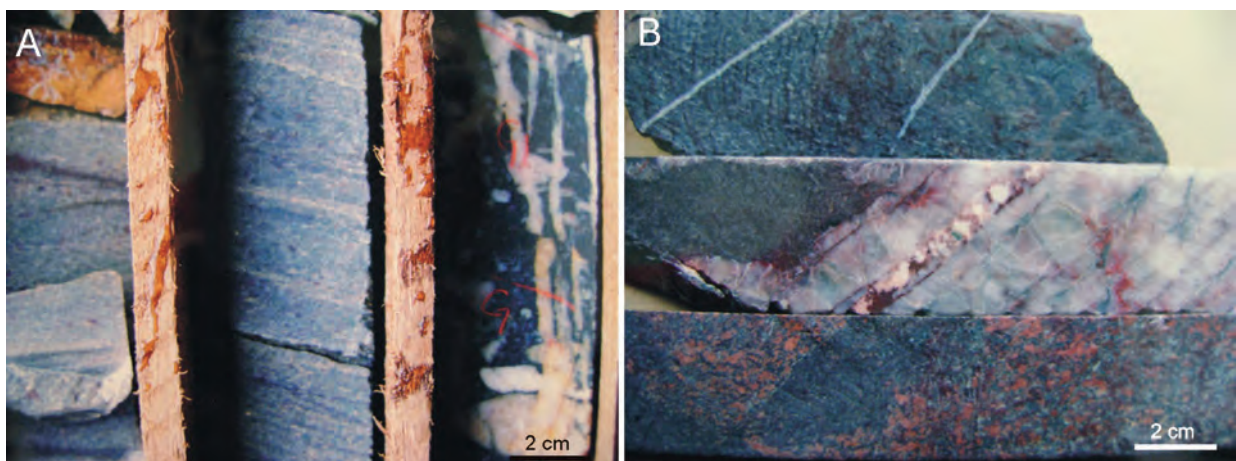


Figura 5.18 – Rochas da Formação Igarapé de Areia em alvos com ocorrência de ouro em paleoplacer, mas mostrando superposição de alteração hidrotermal. (A) Veios de quartzo cortando conglomerado no alvo Pico 20 (testemunho á direita). (B) Veios de quartzo e alteração clorítica(?) e hematítica em arenitos no alvo Boa Esperança.

Detalhes sobre as rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e estilos de mineralização já foram abordados para vários depósitos no item 5.2 e estão também sumariados em Klein (2014b).

5.3.2 - Controle estrutural

A maioria das mineralizações de ouro do Cinturão Gurupi se concentra ao longo de estruturas sin-D1, contemporâneas à deformação riaciana resultante da fase colisional paleoproterozoica do orógeno que formou o que hoje se conhece como fragmento cratônico São Luís e sua porção posteriormente retrabalhada durante o soerguimento do Cinturão Gurupi (Figs. 4.6 e 5.1). Essas estruturas se associam com altos gradientes gravimétricos horizontais (Fig. 5.19 – OLIVEIRA, 2016).

Os corpos mineralizados são em geral lenticiformes e paralelos a S1, por vezes contidos em zonas

de cisalhamento (Fig. 5.20A, B). São compreendidos como sin a tardi-tectônicos em relação ao desenvolvimento da foliação. Por vezes, veios piritosos ricos em ouro podem estar budinados em ocorrências ao longo da Zona de Cisalhamento Tentugal, como observado no garimpo Sequeiro (Formação Igarapé de Areia) e em afloramento nas proximidades da vila de Chega Tudo (Fig. 5.20C). Entretanto, não é claro se a budinagem foi um processo síncrono à deformação D1 ou se reflete a superposição de esforços D3, do Neoproterozoico, quando a zona de Cisalhamento Tentugal sofreu reativação com cinemática sinistral.

Também é notável a distribuição de ocorrências de ouro nas interseções entre rupturas de duas ou três gerações distintas (D1-D2, D1-D3 e D1-D2-D3). Veios não mineralizados, discordantes da foliação principal S1 também sugerem a atuação de eventos posteriores à fase de mineralização principal (Fig. 5.21). Na região do depósito de Cachoeira, por

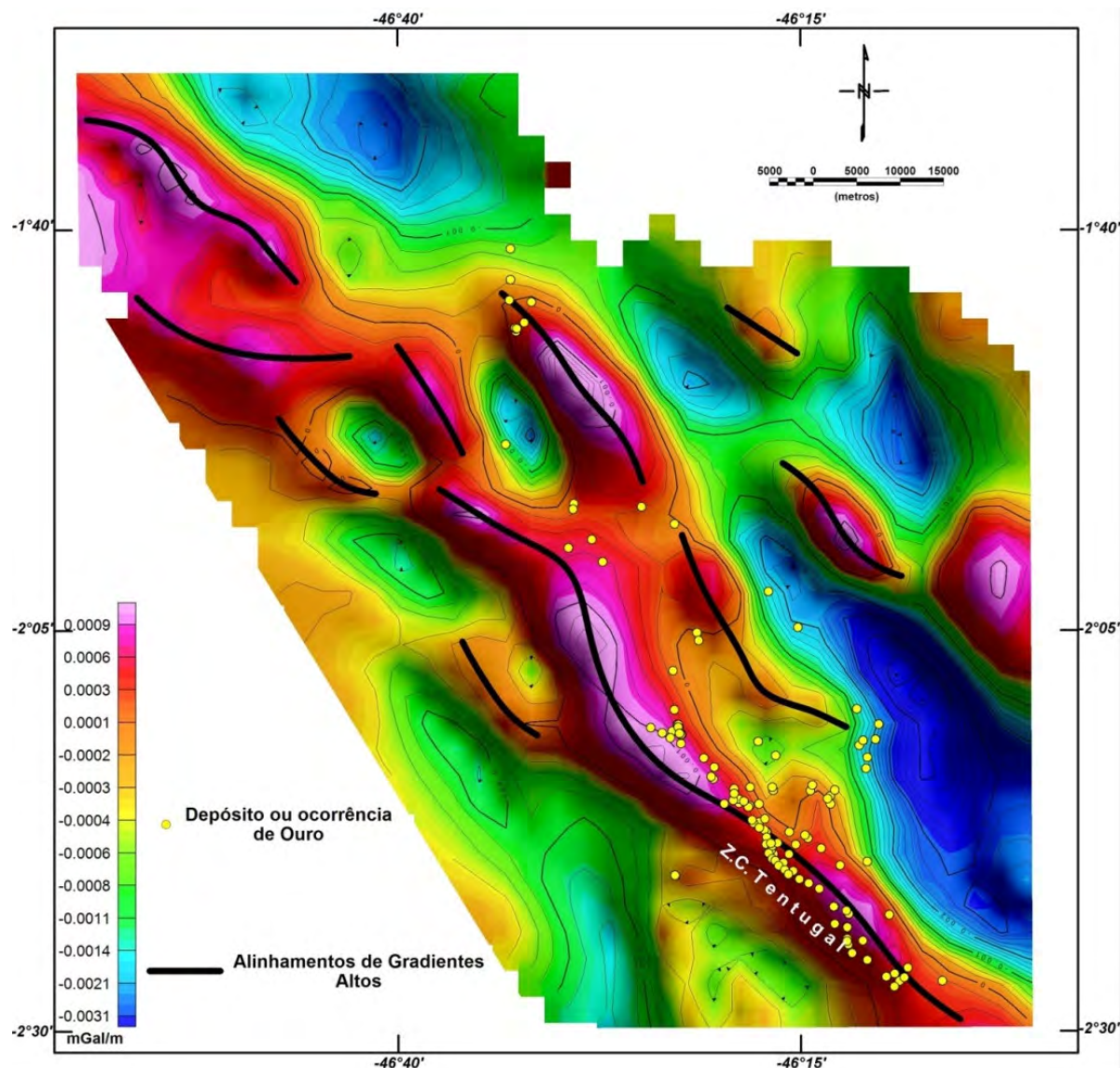


Figura 5.19 - Gradientes gravimétricos horizontais enfatizados por filtragem direcional no azimute 45° (sombreado). Os traços pretos correspondem aos eixos dos gradientes positivos (de acordo com OLIVEIRA, 2016). As ocorrências ou depósitos de Au estão superpostas.

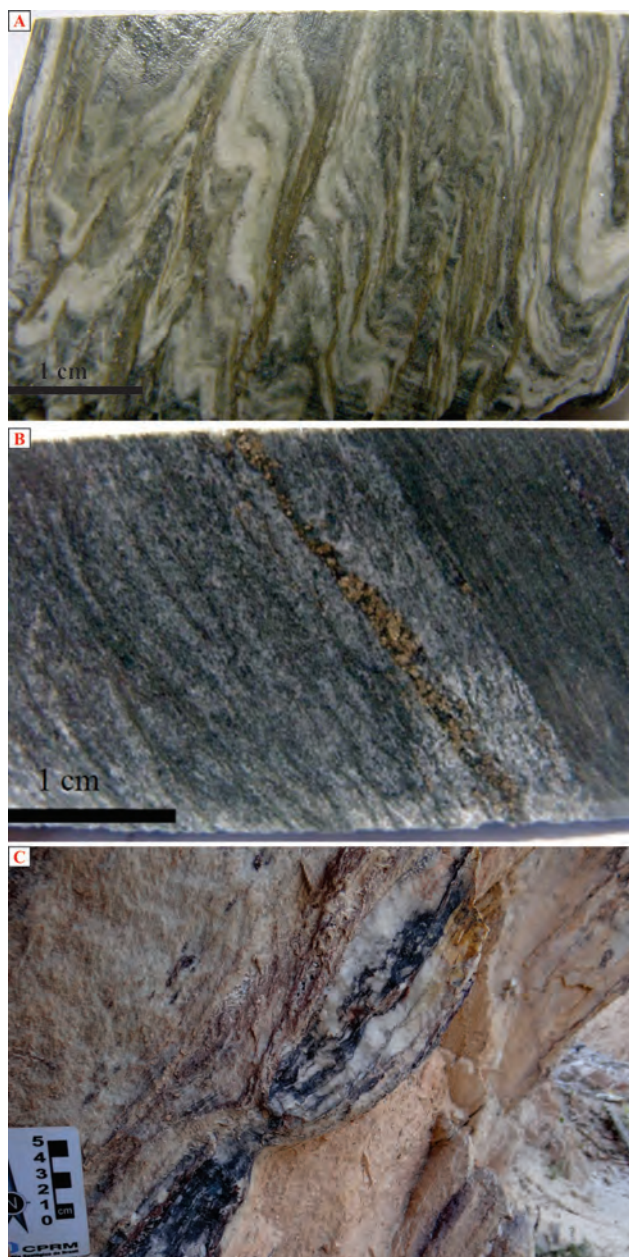


Figura 5.20 – (A) Veios sin-D1 concordantes com foliação S1 em metatonalito da Suíte Tromai, dobrados e parcialmente transpostos por foliação milonítica em zona de cisalhamento tardi-D1 (depósito Cipoeiro); (B) veio piritoso mineralizado em ouro concordante com a foliação S1, em xisto da Formação Chega Tudo (depósito Chega Tudo); (C) veio de quartzo com halo sulfetado rico em ouro, encaixado na foliação S1b e budinado, em metarenito milonítico da Formação Igarapé de Areia (garimpo Sequeiro).

exemplo, ocorrem mineralizações tanto em estruturas sin-D1 como em bandas de deformação sin-D2, porém de forma mais limitada e aparentemente interconectadas às primeiras. Entende-se a segunda como provável remobilização da primeira, sugerindo que D2 atuou na reconcentração local de depósitos pré-existentes, possivelmente atuando na formação de zonas de teor mais elevado (*ore shoots*). De maneira semelhante, estruturas D3 cruzam diversas ocorrências na região da ZCT e mais a leste, no domínio de granitoides da Suíte Intrusiva Tromai.

Falhas e fraturas extensionais, tardias a D3, também atuaram de maneira local na remobilização de zonas mineralizadas. No garimpo Pipira, veios piritosos mineralizados ocorrem ao longo de um conjunto de falhas normais que formam sistemas tipo horst-graben (Fig. 5.22).

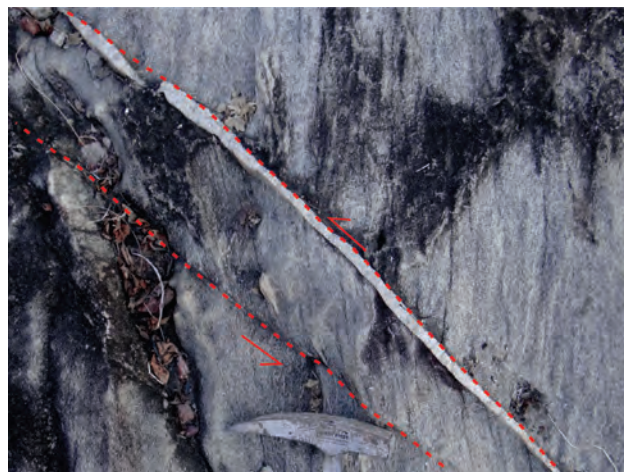


Figura 5.21 – Veio de quartzo estéril, discordante da foliação S1, encaixado em banda de cisalhamento sinistral sin-D3, em metatonalito do Complexo Itapeva próximo à Zona de Cisalhamento Tentugal.

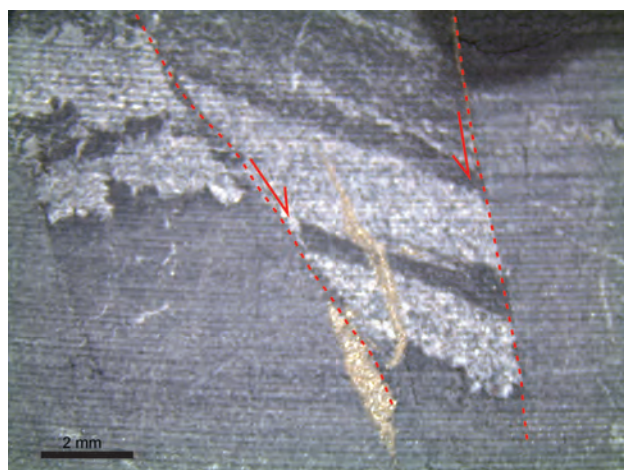


Figura 5.22 – Veios com pirita, mineralizados em ouro, concordantes com falhas normais pós-D3, cortando metagrauvaca da Formação Chega Tudo (garimpo Pipira).

5.3.3 - Novos dados analíticos

Além do acervo já existente de dados isotópicos, de química mineral e de inclusões fluidas, novos dados foram gerados neste projeto e são apresentados neste item, permitindo uma melhoria nas interpretações que seguem.

5.3.3.1 - Inclusões fluidas

Dados de inclusões fluidas foram produzidos para o depósito de Cachoeira, que ainda era desprovido dessa informação. Quinze amostras de veios

de quartzo, quartzo-carbonato e de rochas intensamente alteradas foram avaliadas petrograficamente. A maioria das amostras possui aspecto turvo ou leitoso, o que dificulta a visibilidade das inclusões. Somente duas amostras apresentaram inclusões fluidas em quantidade e tamanho suficientemente grande para realização de análises microtermométricas (EK66B – rocha metavulcânica alterada e EK66D – veio de quartzo estéril). Em outras poucas amostras, somente 2-3 inclusões fluidas estavam presentes.

As inclusões fluidas avaliadas são predominantemente bifásicas, subordinadamente monofásicas (não apresentam mudanças de fase durante a microtermometria), formam trilhas intra e transgranulares e localmente possuem distribuição aleatória (Fig. 5.23). São compostas por fase aquosa e vapor.

Mais de 200 inclusões foram analisadas nas duas amostras, além de cinco inclusões em outras três amostras (veio de quartzo-carbonato mineralizado, veio de quartzo sulfetado e veio de baixo

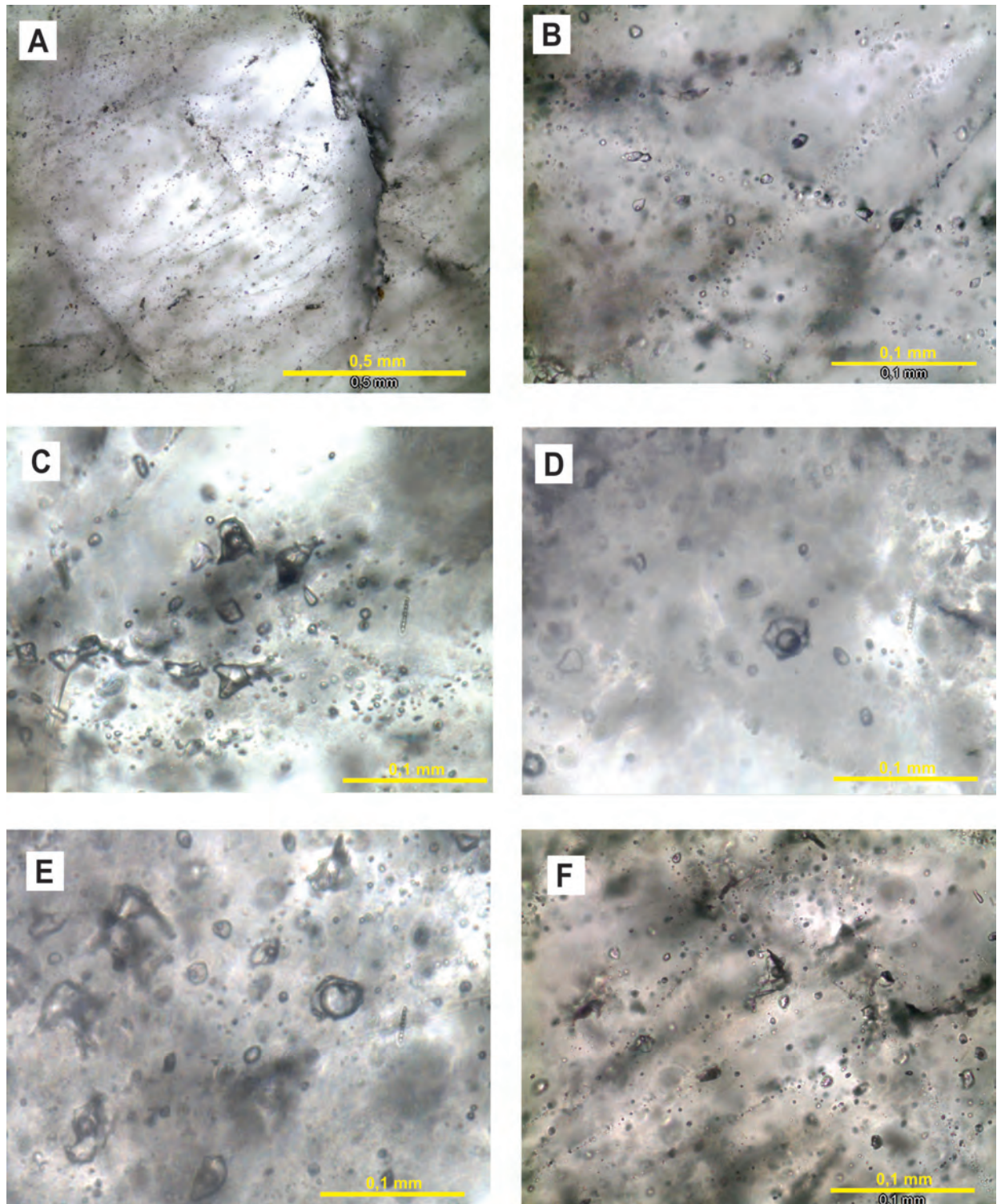


Figura 5.23 – Fotomicrografias da amostra EK66D (veio de quartzo estéril). A) Trilhas intra e transgranulares; B) inclusões fluidas bifásicas em trilhas e aleatórias; C, D, E, F) inclusões fluidas bifásicas, primárias (?) em seus diversos formatos.

teor). Os dados microtermométricos são similares em todos os casos estudados. As temperaturas de fusão do gelo indicam salinidade entre 1,1 e 6,2% em peso equivalente de NaCl e as temperaturas de homogeneização variaram entre 155 e 350°C (Fig. 5.24), com máxima em torno de 200°C. Esses dados indicam densidade do fluido entre 0,6 e 1,0 g/cm³. A distribuição dos dados de salinidade e temperaturas de homogeneização (Fig. 5.24) não mostra qualquer tipo de tendência indicativa de processo.

Não foi possível relacionar as inclusões estudadas com evento hidrotermal ou mineralização em Cachoeira. Comparando, também, com o padrão de fluidos, ricos em CO₂, descritos para outros depósitos auríferos do Cinturão Gurupi (KLEIN, 2014b e item 5.3.4, abaixo), entende-se que os fluidos aquosos de Cachoeira não estão relacionados com a mineralização e foram aprisionados em evento tardio (remobilização?), embora os valores mais elevados de temperatura de homogeneização estejam no mesmo intervalo obtido pelo geotermômetro da arsenopirita (ver próximo item).

5.3.3.2 - Química mineral

Dados de química mineral foram obtidos, com microsonda eletrônica e microscopia eletrônica de

varredura, em ouro e sulfetos do depósito Cachoeira. Os resultados das análises com microsonda estão tabelados no Anexo 2.

As partículas de ouro possuem média de 91,9% de ouro e somente a prata ocorre em teores significativos, com média de 6,1%. A pirita apresenta composição relativamente constante, com variações inferiores a 1,5% nos conteúdos de enxofre e ferro. A soma dos elementos traço é inferior a 1% e não foi identificada a presença de ouro nas amostras analisadas. Da mesma forma a arsenopirita não mostra variações significativas em sua composição, mesmo em cristais com características morfológicas distintas (grandes cristais rômnicos euédricos a anédricos ou agregados de pequenos cristais). A soma de elementos traço é muito baixa, não foi detectada a presença de ouro e a razão As/S média é 0,85%.

Variações composicionais entre centro e borda apenas suaves foram observadas em alguns cristais de arsenopirita (Fig. 25) e pirita. O estudo de cartografia química efetuado em MEV não identificou a presença de ouro, exceto como inclusão. Ainda, os dados composicionais permitem estimar a temperatura de formação da arsenopirita (Kretschmar, Scott, 1976; Sharp et al., 1985) entre 330 e 370°C.

Gersdorffita foi identificada somente em zona de alteração estéril em rocha máfica, onde ocorre

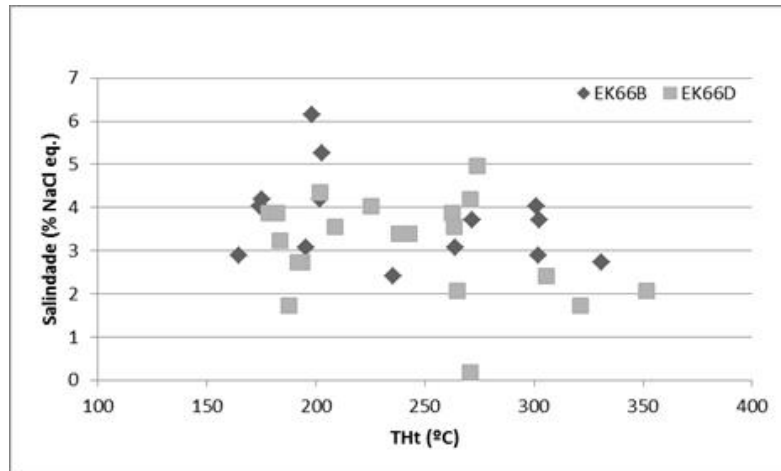


Figura 5.24 – Diagrama temperatura de homogeneização (Tht) versus salinidade para inclusões fluidas aquosas do depósito Cachoeira..

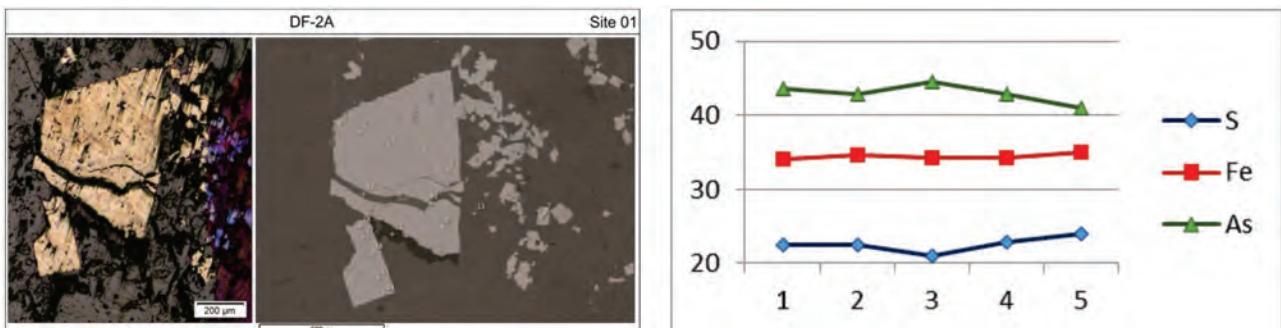


Figura 5.25 – Perfil analítico efetuado por microscopia eletrônica de varredura em cristal de arsenopirita do depósito Cachoeira, mostrando pequena variação composicional entre centro e borda (teores na escala vertical em % de peso).

como o principal sulfeto, e sua composição é invariável, com razão As/S média de 0,95. Galena, calcopirita e esfalerita ocorrem predominantemente como inclusões na arsenopirita e na pirita e também não apresentam variabilidade composicional significativa.

5.3.3.3 - Isótopos estáveis

Análises de isótopos estáveis, em caráter de reconhecimento, foram obtidas para Montes Áureos, Ubinzal e Sequeiro, além do complemento de dados de isótopos de enxofre para Cachoeira, incluindo para mineralização não econômica hospedada em arenitos (Tabela 5.4). Os resultados estão dentro de intervalos já obtidos anteriormente em outros depósitos e ocorrências do Cinturão Gurupi.

5.3.3.4 - Isótopos de Pb

Análises de isótopos de chumbo foram realizadas em amostras de sulfetos e de ouro dos depósitos Cachoeira e Chega Tudo (Tabela 5.5). Há uma variação bastante grande nas composições isotópicas, incluindo amostras muito radiogênicas. As amostras de ouro de Cachoeira mostram duas populações, uma menos radiogênica, com valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em torno de 15, outra muito radiogênica, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ superiores a 35 (Tabela 5.5). Em todos os casos, o ouro apresenta erros analíticos elevados.

5.3.3.5. Isótopos de Nd

Isótopos de Nd em veios e porções fortemente hidrotermalizadas das rochas hospedeiras de minera-

lização foram analisados (Tabela 5.6) numa tentativa de obtenção de idade isocrônica que reflita o evento mineralizador e de comparar a composição isotópica dos materiais de alteração hidrotermal com a de fontes potenciais. As idades modelo obtidas situam-se, em sua maioria, no intervalo de evolução do Nd para as rochas riaciana do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi (Fig. 5.26 – vide discussão das implicações mais adiante).

5.3.4 - Natureza e fonte dos fluidos e metais

5.3.4.1 - Composição dos fluidos mineralizadores

Estudos de inclusões fluidas realizados em Montes Áureos (YAMAGUTI; VILLAS, 2003), Serrinha (KLEIN et al., 2006), Chega Tudo (KLEIN et al. 2008c) e Cachoeira (este trabalho) mostram que os sistemas hidrotermais nesses depósitos envolveram fluidos aquo-carbônicos ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$), carbônicos (CO_2) e aquosos ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$). Os fluidos portadores de CO_2 são em geral primários, ou pseudosecundários, localmente secundários com relação ao aprisionamento e são interpretados (KLEIN, 2014a, 2014b e este trabalho) como os responsáveis pela mineralização. Os fluidos desprovidos de CO_2 são secundários e tardios em relação aos demais, interpretados como não relacionados com mineralização. A composição desses fluidos é consistente ao longo da província aurífera, mas varia levemente entre os diferentes depósitos (Tabela 5.7). A fração molar de CO_2 varia entre 11 e 33% e a salinidade varia de 1,6 a 5,8% em equivalente de NaCl. Metano e N_2 ocorrem em teores subordinados na fase carbônica, enquanto que MgCl_2 e/ou FeCl_2 são compostos subordinados na fase aquo-

Tabela 5.4 – Resultados de análises de isótopos estáveis em minerais hidrotermais e fluidos obtidos neste projeto

Depósito/ ocorrência	Amostra	Mineral	Estilo de alteração	Rocha hospedeira	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
Cachoeira	EK67B	Arsenopirita	Veio	Hidrotermalito				+1,4
	DF2A	Arsenopirita	Veio	Hidrotermalito				+2,4
	DF2A	Pirita	Veio	Hidrotermalito				+7,8
	CNRD17	Pirita	Disseminada	Metarenito				-3,3
	CNRD17/108	Pirita	Disseminada	Metarenito				-1,4
	CNRD3/67	Pirita	Disseminada	Metarenito				+3,3
Montes Áureos	MA14/125	Quartzo	Veio	Ep-hb xisto	+15,1			
	MA14/125	Calcita	Veio	Ep-hb xisto	+13,7		-9,1	
	MA7/96	Calcita	Disseminada	Ep-hb xisto	+13,9		-7,4	
	MA7/96	Pirrotita	Disseminada	Ep-hb xisto				-4,5
Ubinzal	EK207A	Quartzo	Veio	Metadacito	+13,5	-40 (IF)		
Sequeiro	EK225	Quartzo	Veio	Metarenito	+11,0	-53 (IF)		

IF: medido em inclusões fluidas, Ep: epidoto, hb: hornblenda

sa (YAMAGUTI; VILLAS, 2003; KLEIN, 2014a, 2014b, e este trabalho).

5.3.4.2 - Condições físico-químicas da mineralização

Temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas e de equilíbrio entre isótopos estáveis e composição química de clorita e arsenopirita indicam que a mineralização nos vários depósitos do Cinturão Gurupi ocorreu entre 296 e 370°C e entre 1,3 e 3,0 kbars (Tabela 5.7), com variações menores em depósitos individuais (YAMAGUTI; VILLAS, 2003; KLEIN, 2014a, 2014b, e este trabalho).

Valores de fugacidade de oxigênio ($\log f_{O_2}$) calculados para Serrinha e Chega Tudo situam-se entre -28,5 e -31,5 (referências primárias em KLEIN, 2014a). Esses valores indicam condições relativamente reduzidas para os fluidos mineralizadores e são compatíveis com a larga predominância de CO_2 sobre CH_4 nos fluidos, com os valores de $\epsilon^{34}S$ medidos em sulfetos (Tabela 5.7), com a comum coexistência entre pirita e clorita na alteração hidrotermal e com a ausência de minerais oxidados (p.ex., hematita, sulfatos) nessa alteração. Adicionalmente, pH neutro a levemente alcalino foi inferido pela ausência de feldspato potássico e presença de mica branca na alteração e pela estabilidade de carbonatos (KLEIN, 2014a).

5.3.4.3 - Fontes de fluidos e de outros componentes do minério

A composição dos isótopos estáveis de oxigênio, hidrogênio, carbono e enxofre em minerais hidrotermais e/ou inclusões fluidas, e de isótopos radiogênicos de chumbo e neodímio (minerais e rocha total) é utilizada para avaliação das fontes potenciais dos fluidos hidrotermais e de outros componentes presentes no minério. Dados são da literatura (Tabela 5.7) e deste trabalho (Tabela 5.4). Calculado para a temperatura determinada ou estimada para cada depósito, o valor de $\epsilon^{18}O$ do fluido varia de +2,4 a +12,4‰ em toda a área, com variação interna bem menor para cada depósito. Já o valor de δD do fluido é bem mais variável, de -12 a -80‰, também com variações menores para depósitos individuais. Em depósitos mais bem estudados, com número representativo de análises isotópicas, uma fonte metamórfica é mais provável para a H_2O presente no fluido (Fig. 5.27). Em depósitos/ocorrências apenas com amostragem e análise de reconhecimento, essa fonte não está clara e os dados são compatíveis tanto com fonte metamórfica quanto magmática (Fig. 5.27).

Os valores de $\delta^{13}C$ do CO_2 presente em inclusões fluidas e/ou em contato com carbonatos é também bastante variável, de -5,4 a -24,1‰ (Tabelas 5.4 e 5.7). Os valores mais elevados são em geral interpretados como de origem mantélica, embora fon-

Tabela 5.7 – Propriedades físico-químicas de fluidos mineralizadores de depósitos de ouro orogênico do Cinturão Gurupi

Depósito/ ocorrência (alvo)	Composição do fluido	T (°C)	P (kbar)	$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰)	δD_{H_2O} (‰)	$\delta^{13}C_{CO_2}$ (‰)	$\delta^{34}S_{min}$ (‰)	Ref
Cipoeiro	nd	305-319 ^{chl}	nd	+2,4 a +5,7	-20 a -43	-10,7	+1,1 a +1,7	1
Chega Tudo (corpo Mandiocall)	CO_2 : 12-22% CH_4 : <6% NaCl: 5,8%	340-370 ^{Th,IE}	~2,5	+7,9 a +9,4	-29 a -37	-24,1	+0,1 a +0,8	2
Chega Tudo (corpo Mina Velha)	CO_2 : 11-13% CH_4 : 0% NaCl: 1,6-2,5%	330-340 ^{Th,IE}	~2,5	+5,3 a +7,2	-12 a -30	-6,9	nd	2
Cachoeira (Barbosa/Tucano)	H_2O -NaCl**	330-370 ^{aspy}	nd	+6,2 a +12,4	-16 a -28	-9,5 a -12,7	+1,4 a +7,4	3,4
Cachoeira (Pernalonga)	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-3,3 a +3,3	4
Montes Áureos	NaCl: 2,8%	260-350 ^{Th,chl} 298 ^{IE}	1,3-2,8	+8,2 a +8,4	nd	-5,4 a -7,1	-4,5	4,5
Serrinha	CO_2 : 18-33% CH_4 : <2% N_2 : <4% NaCl: 4,5%	310-335 ^{Th,IE}	1,3-3,0	+6,2 a +8,4	-19 e -80	-17,6	-2,6 a -7,9	6
Ubinzal	nd	nd	nd	+7,6*	-40	nd	nd	4
Sequeiro	nd	nd	nd	+5,1*	-53	nd	nd	4

nd: não determinado ou não disponível, *: calculado para 330°C (T média dos demais depósitos); ** não interpretado como fluido mineralizador

Geotermômetros: Th: temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas, IE: temperatura de equilíbrio de isótopos estáveis, chl: geotermômetro da clorita, aspy: geotermômetro da arsenopirita

Referências – 1: Klein et al. (2007), 2: Klein et al. (2008c), 3: Klein et al. (2005c), 4: Este trabalho, 5: Yamaguti e Villas (2003), 6: Klein et al. (2006)

tes magmáticas e médias crustais possuam valores similares. Os valores mais negativos indicam maior ou menor influência de carbono orgânico, o que tem sido interpretado como contribuição de carbono de xistos grafitosos presentes na estratigrafia da Formação Chega Tudo (KLEIN, 2014b). Essa influência se dá provavelmente próximo aos sítios de deposição.

A grande variação nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos (Fig. 5.28), cuja composição é muito próxima da do H_2S do fluido (OHMOTO; RYE, 1979), pode ser explicada pela existência de fontes distintas (magmática, mantélica, sedimentar/diagenética, biogênica), variações locais por interação com rochas encaixantes e oxidação do fluido (nesse caso, para variações em um mesmo depósito, como Cachoeira) (OHMOTO; RYE, 1979; SEC-COMBE et al. 1993; KLEIN et al., 2015). Em geral, dados positivos e próximos de 0‰ tendem a ser interpretados

como de origem magmática (direta ou por dissolução de sulfetos magmáticos) e os mais negativos como de contribuição sedimentar ou biogênica.

A assinatura isotópica do Pb em minerais de minério pode ser interpretada em termos de derivação a partir de grandes reservatórios globais, como manto, crosta superior e inferior (p. ex., ZARTMAN; DOE, 1981 – Fig. 5.29), ou em relação a reservatórios (rochas) regionais. Rochas ígneas contemporâneas ao evento mineralizador fornecem Pb comum aos fluidos, enquanto que rochas mais antigas (embasamento) fornecem mistura de Pb comum e radiogênico (CHIARIDIA et al. 2006). O espalhamento das razões isotópicas (Fig. 5.29) mostra bem essas questões. As amostras menos radiogênicas tendem a se agrupar próximo à composição dos feldspatos de granitoides do Fragmento Cratônico São Luís e

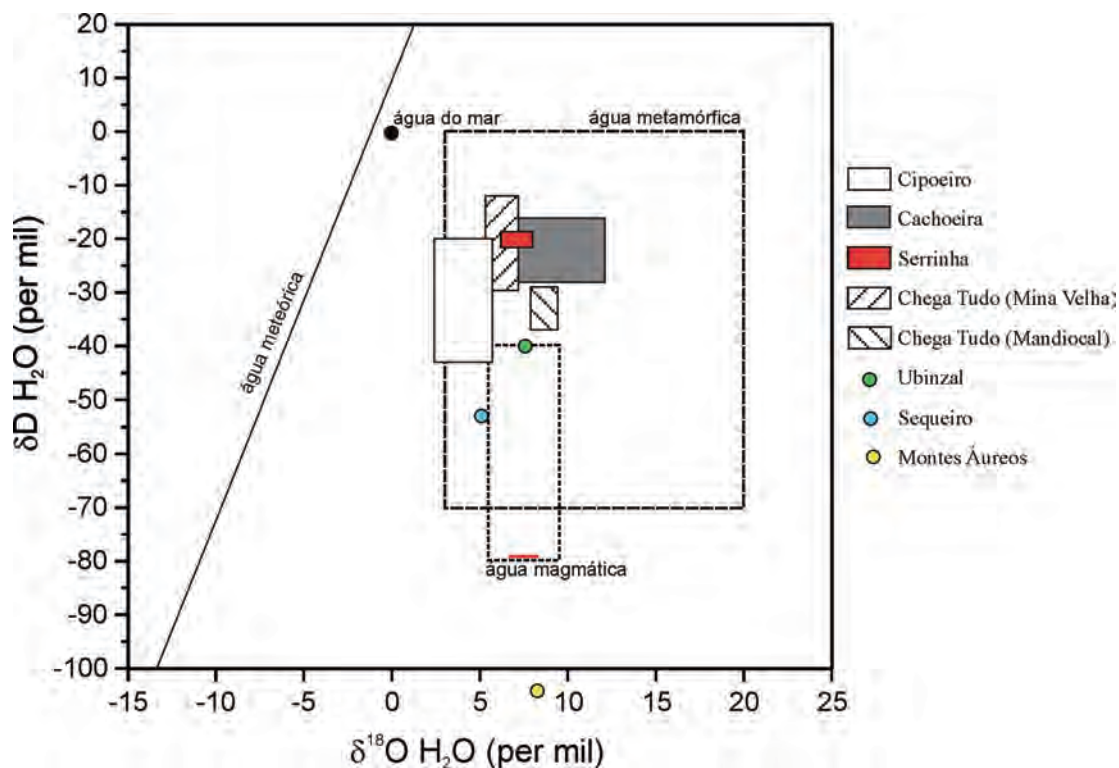


Figura 5.27 – Composição isotópica do oxigênio e hidrogênio dos fluidos hidrotermais em depósitos e ocorrências do Cinturão Gurupi calculada com dados da literatura e deste estudo (referências nas Tabelas 5.4 e 5.7). Os campos das águas magmáticas e meteóricas são de Sheppard (1986) e a linha da água meteórica é de Craig (1961). Dados de Montes Áureos plotados fora do diagrama (junto à escala horizontal), pois não há informação para $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$. Dados para Sequeiro e Ubinzal são preliminares (uma amostra por ocorrência).

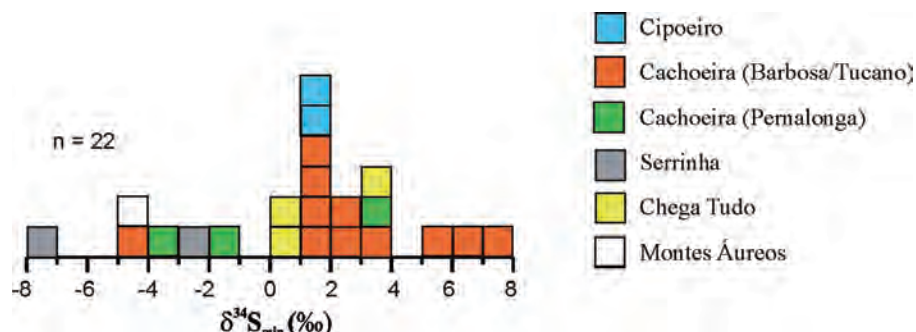


Figura 5.28 – Composição isotópica de sulfetos em depósitos do Cinturão Gurupi. Dados deste estudo (Tabela 5.4) e da literatura (referências na Tabela 5.7)

do Cinturão Gurupi (composição isotópica inicial dos magmas), sugerindo que esses granitoides e/ou fontes mantélicas podem ser a fonte do Pb presente em parte dos sulfetos e no ouro. A partir daí, as razões isotópicas ficam mais radiogênicas indicando misturas e influência da crosta superior. Essa influência da crosta superior é mais evidente no diagrama toriogênico, sobretudo para o ouro (Fig. 5.29B).

Os isótopos de Nd sugerem que fontes crustais riicanas, ou seja, as rochas dominantes presen-

tes no Fragmento Cratônico São Luís e no Cinturão Gurupi (sobretudo a crosta juvenil), respondem pela composição e evolução do Nd observada na alteração hidrotermal nos depósitos estudados (Fig. 5.26). Apenas uma amostra, do depósito Serrinha, possui comportamento distinto e evolução do Nd muito similar à apresentada por granitoide neoproterozoico (Fig. 5.26), o que pode ter implicação com relação à idade da mineralização (vide item 5.3.5).

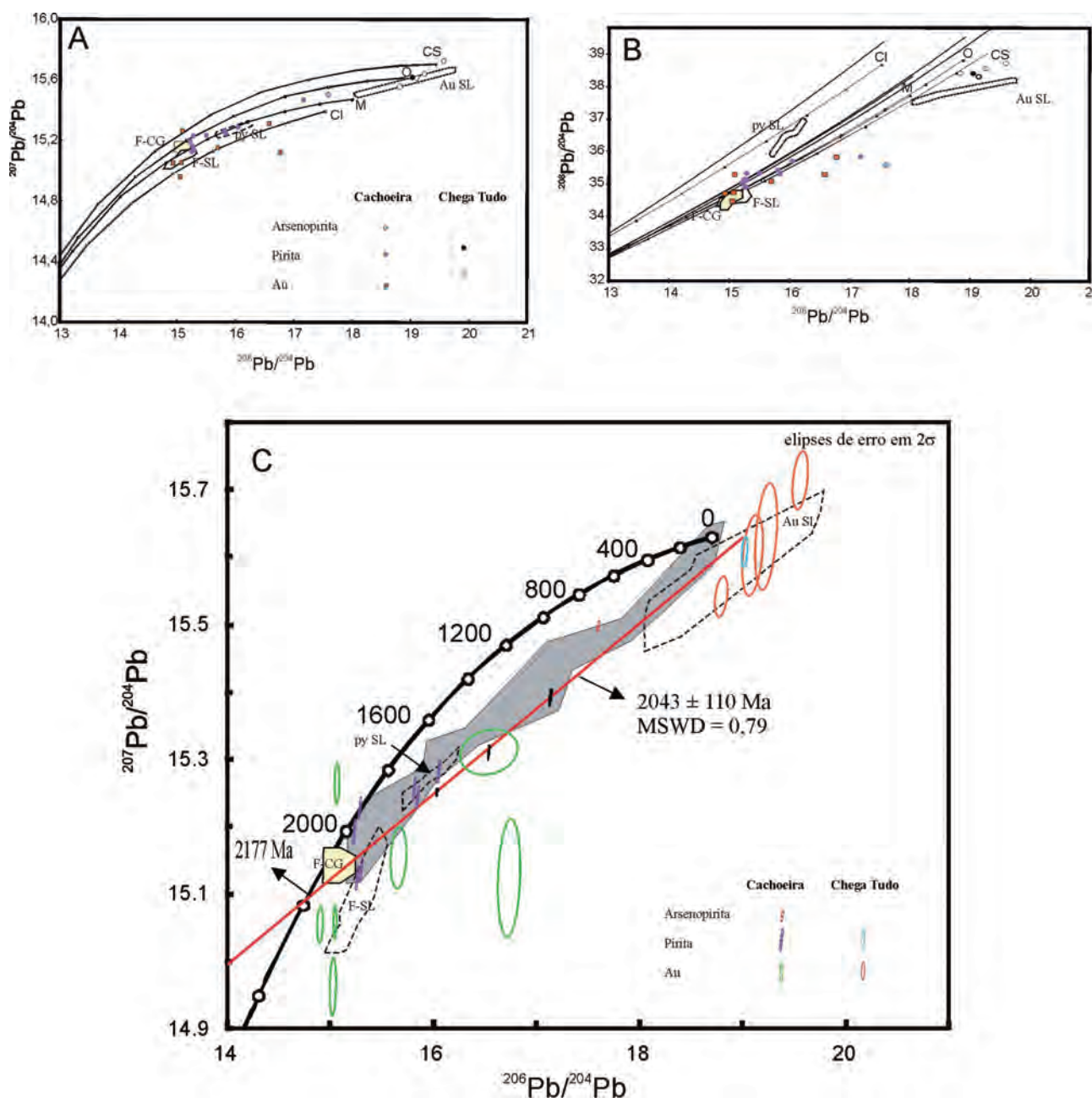


Figura 5.29 – Diagramas com as composições isotópicas de chumbo em amostras de sulfeto e ouro dos depósitos Cachoeira e Chega Tudo. Para comparação, são apresentados os campos composicionais das amostras de ouro (Au SL) e sulfetos (py SL) do depósito Piaba no Fragmento Cratônico São Luís, e do Pb magmático determinado em feldspatos de granitoides riicanos juvenis do Fragmento Cratônico São Luís (F-SL) e colisionais do Cinturão Gurupi (F-CG) (dados de KLEIN et al., 2015). (A) e (B) Diagramas de Zartman e Doe (1981). CS: crosta superior, CI: crosta inferior, M: manto, O: orógeno. (C) Diagrama com a curva evolutiva de Stacey e Kramers (1975). A isócrona de 2043 Ma foi construída (lixiviação sequencial) com pirita da disseminada em metarenitos da Formação Igarapé de Areia em Cachoeira. O campo sombreado envolve as composições isotópicas de sulfetos de Cachoeira e Montes Áureos e de rocha total em amostras de granitoides do Cinturão Gurupi (dados de KLEIN; MOURA; HARRIS, 2006).

5.3.4.4 - Mecanismos de transporte e precipitação do ouro e processos genéticos

Os dados geológicos, petrográficos, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis e radiogênicos indicam que a mineralização nos diversos depósitos resultou da atuação isolada ou combinada, em maior ou menor grau, de imiscibilidade de fluidos, sulfetação e carbonatação das rochas hospedeiras e subordinada mistura de fluidos.

Fluidos predominantemente metamórficos seriam produzidos por reações de desvolatilização e desidratação durante metamorfismo progressivo da sequência vulcanossedimentar de Chega Tudo, podendo haver contribuição dos muscovita-granitos sintectônicos e colisionais, conforme indicado pelos isótopos de Pb (Fig. 5.29C). A deposição de veios auríferos e disseminações em rochas alteradas hidrotermalmente ocorreram em sítios dilatacionais (fraturas, falhas, foliação, contatos litológicos) sob condições de pressão flutuante.

5.3.5 - Idade da mineralização

Segundo o modelo genético acima, Klein (2014b) sugeriu que o evento mineralizador teria ocorrido no final da orogenia riaciana que operou no Fragmento Cratônico São Luís e parte do Cinturão Gurupi (Fig. 5.30). Contudo, a determinação da idade absoluta da mineralização orogênica no Cinturão Gurupi ainda carece de dados mais robustos, pois as rochas hospedeiras, no Cinturão Gurupi, sofreram maior ou menor influência de eventos termo-tectônicos no Neoproterozoico. Com relação a esse fato, Klein (2014b) considerou as seguintes possibilidades: (1) a mineralização é paleoproterozoica e foi afetada estruturalmente (podendo incluir remobilização) no Neoproterozoico; (2) há duas épocas metalogênicas, uma ocorrida no Paleoproterozoico, outra no Neoproterozoico; (3) a mineralização ocorreu no Neoproterozoico e dados isotópicos disponíveis para sulfetos refletiriam Pb de fonte paleoproterozoica incorporado nos minerais durante a mineralização.

Os restritos e pouco robustos dados geocronológicos em minerais de minério (ouro e sulfetos) e de alteração hidrotermal (muscovita) também não permitem uma clara definição, embora possam corroborar a primeira hipótese acima.

Isótopos de Ar em muscovita hidrotermal do depósito Chega Tudo (corpo Mina Velha, E.L. Klein, dados inéditos) indicam que a mineralização é mais antiga do que 800 Ma e que o sistema isotópico foi afetado por volta de 540 Ma (como a história neoproterozoica no Gurupi se inicia com extensão por volta de 730-1100 Ma, uma idade paleoproterozoica para a mineralização é mais indicada).

Isótopos de Nd em veios e porções fortemente hidrotermalizadas não permitiram o cálculo de idade

isocrônica, pois o espalhamento dos dados analíticos não permitiu a definição de alinhamento adequado (valores de MSWD altíssimos e erros muito grandes, embora o centro das idades simuladas seja paleoproterozoico). Observa-se, contudo, que as idades modelo TDM e a evolução do Nd no tempo são, com uma exceção, compatíveis com as idades e evolução das rochas riaciana da região. Isto sugere que a idade da mineralização seja paleoproterozoica. A exceção se refere a uma amostra do depósito Serrinha, que pode indicar remobilização no Neoproterozoico (Fig. 5.26).

Os isótopos de Pb, com acervo de dados relativamente grande, refletem a complexidade de forma bem evidente. No corpo Mina Velha do depósito Chega Tudo a composição isotópica do Pb presente no ouro apresenta idade modelo arqueana (~3,0 Ga), embora a rocha hospedeira possua 2160 Ma (KLEIN; MOURA, 2001). Isso claramente reflete a fonte do Pb e não idade de mineralização. Dados apresentados por Klein, Moura e Harris, (2006) mostram espalhamento quase linear dos dados isotópicos para o Cinturão Gurupi (Fig. 5.29C), o que pode ser interpretado em termos de idade (isócrona) ou de mistura de fontes. Mesmo considerando mistura de fontes, os dados se alinham pobremente e interceptam a curva de evolução de Stacey e Kramers (1975) em torno de 2000 Ma, valor também próximo das idades modelo de amostras menos radiogênicas (Fig. 5.29C).

Ainda segundo Klein, Moura e Harris, (2006), a análise de concentrado de pirita de Cachoeira por lixiviação sequencial gerou alinhamento (isócrona secundária) que intercepta a curva evolutiva de Stacey e Kramers (1975) em 2002 e 709 Ma (Fig. 5.31A). Isso sugere dois eventos, o mais antigo representando a idade da mineralização ou da fonte e, o mais jovem, idade de remobilização ou de mineralização, respectivamente. Eliminadas as razões mais radiogênicas, o alinhamento intercepta a curva evolutiva em 1952 e -92 Ma (Fig. 5.31B).

Dados adicionados neste trabalho para o depósito Cachoeira, mostram a composição isotópica do Pb em pirita e arsenopirita, em desequilíbrio textural (Fig. 5.9) e isotópico (Fig. 5.29), mas em contato com ouro. Idades modelo entre 2035 e 1816 Ma foram obtidas para a pirita e entre 842 a 588 Ma para a arsenopirita (Tabela 5.5). Também foram obtidas razões isotópicas por lixiviação sequencial em amostra de pirita disseminada na alteração hidrotermal que corta metarenitos da Formação Igarapé de Areia (alvo Pernalonga, satélite do depósito Cachoeira). O alinhamento dos pontos indica uma idade isocrônica de 2043 ± 110 Ma (Fig. 5.29C), que, apesar do erro elevado, mostra o centro da idade próximo a 2000 Ma e o alinhamento é muito próximo daquele mostrado por Klein, Moura e Harris, (2006) (Fig. 5.29C).

Em resumo, em nosso entendimento, a interpretação mais consistente é a de mineralização no Paleoproterozoico (Fig. 5.30) e alguma remobilização no Neoproterozoico, com base nas seguintes linhas de evidência: (1) todos os depósitos e ocorrências

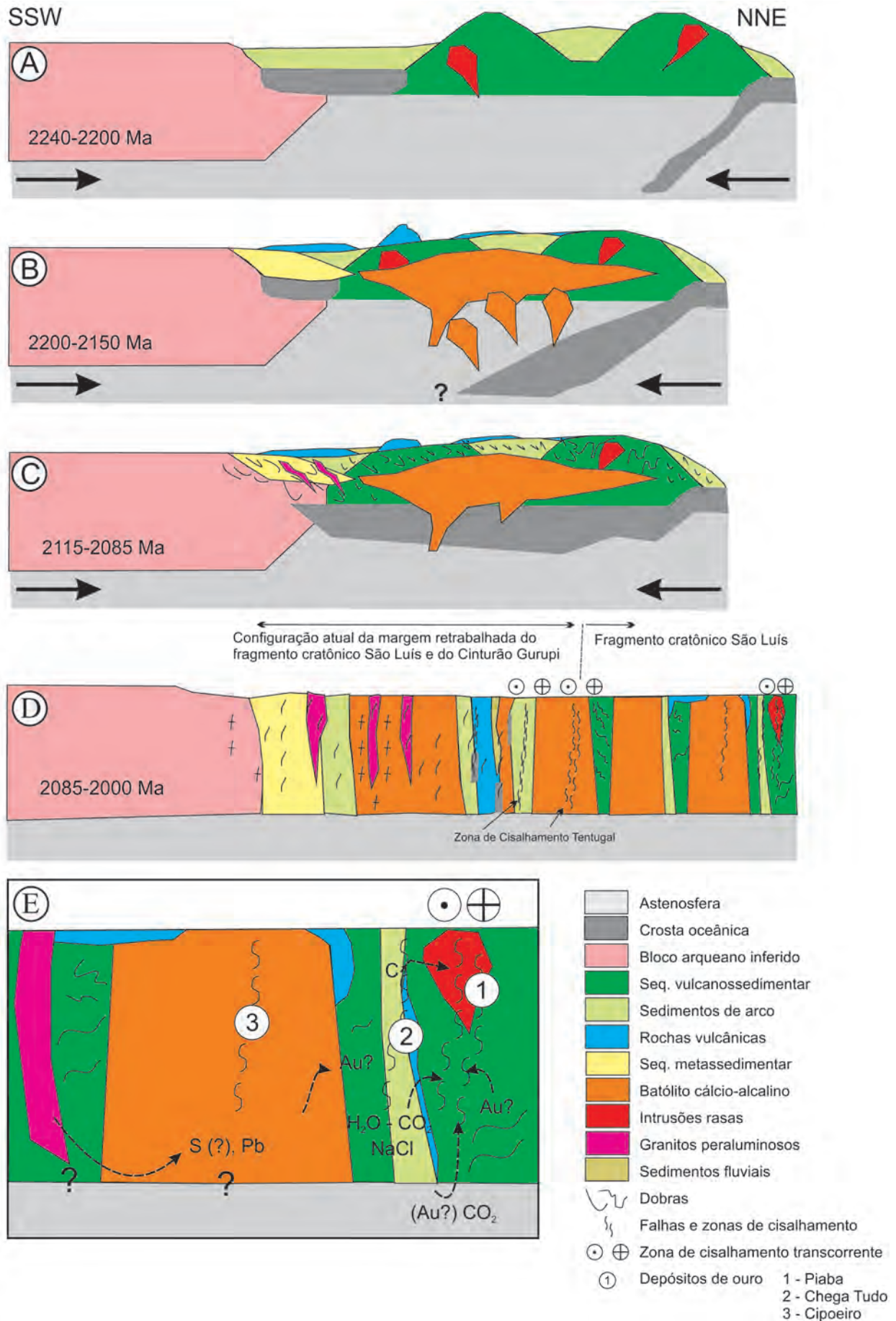


Figura 5.30 – Esquema evolutivo do Fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupi no Paleoproterozoico e mineralização aurífera associada. No detalhe (E) as fontes potenciais para fluidos e metais em diferentes depósitos (adaptado de KLEIN et al., 2008c e 2015)

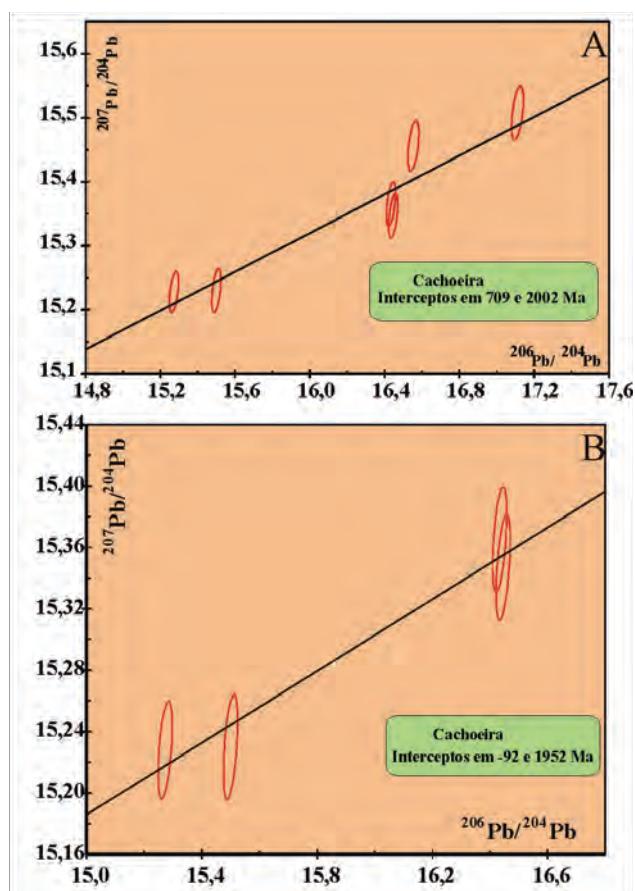


Figura 5.31 – Isócronas Pb-Pb em sulfetos (método da lixiviação sequencial) do depósito Cachoeira (KLEIN; MOURA; HARRIS, 2006), calculadas (A) com todos os pontos analíticos e (B) com eliminação das duas alíquotas mais radiogênicas. Interpretações no texto.

conhecidos estão hospedados em rochas formadas no Riaciano; (2) as características geológicas e genéticas da mineralização orogênica que ocorreu no Fragmento Cratônico São Luís, onde os depósitos formaram-se entre 2009 ± 11 e 1980 ± 13 Ma (KLEIN et al. 2015), são muito similares às encontradas nos depósitos do Cinturão Gurupi; (3) o controle estrutural avaliado em detalhe neste projeto claramente mostra mineralização associada com estruturas sin-D1, interpretadas como relacionadas à fase colisional da orogenia riaciana (ca. 2100 Ma, Fig. 4.4); (4) evidências estruturais de remobilização foram identificadas como associadas à fase D2 em Cachoeira; (5) os dados de Pb para Cachoeira e Nd para Serrinha. A combinação dos dados isotópicos e estruturais sugere que a mineralização principal ocorreu em algum momento entre 2100 e 2000 Ma.

Com realação à idade da mineralização em paleoplacer, hospedada na Formação Igarapé de Areia, essa ainda carece de estudos, mas sua existência indica idade máxima da mineralização detrítica em 2075 Ma, sugerindo que essa mineralização não é derivada (exclusivamente) da erosão dos depósitos orogênicos, o que é compatível com o observado no Cráton Oeste Africano (p. ex., PIGOIS et al., 2003).

5.4 - CONTROLES CRÍTICOS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

Dentre os controles regionais da mineralização aurífera orogênica no Cinturão Gurupi, o mais expressivo é a Zona de Cisalhamento Tentugal, ao longo de, e nas proximidades da qual estão hospedados todos os depósitos e ocorrências auríferas. Esse fato já era bastante conhecido (PASTANA, 1995; RIBEIRO, 2002; KLEIN; LOPES, 2011; KLEIN, 2014a, 2014b), mas causas possíveis, com exceção de reologia (RIBEIRO, 2002), e controles secundários (estruturas hospedeiras associadas) ainda não foram devidamente discutidas.

O controle estrutural local foi definido aqui como relacionado com D1 e D2 (localizadamente D3) e os estilos dos corpos de minério incluem (ver capítulo 8 e Fig. 8.8) veios de cisalhamento e zonas de dilatação localizadas em S1; veios extensionais do tipo "T" relacionados a falhas ENE-WSW ou E-W; *tension gashes* e *stockworks* em falhas rúpteis conjugadas.

A interpretação dos dados de gravimetria terrestre (OLIVEIRA, 2016) reforça o entendimento desse controle pela Zona de Cisalhamento Tentugal, mostrando, por modelamento Euler 3D e usando a técnica de minhocas gravimétricas (Fig. 5.32), a associação entre grande número de ocorrências e dos depósitos auríferos com zonas de alto gradiente (forte contraste de densidade), que coincidem com a localização da Zona de Cisalhamento Tentugal (ver também capítulo 8).

Além do fato reológico, que foi o estabelecimento da zona de cisalhamento especialmente sobre a Formação Chega Tudo, unidade composta por rochas vulcanossedimentares, que acomodam a deformação de forma mais fácil do que suas vizinhas graníticas (Suíte Intrusiva Tromai) e gnáissicas (Complexo Itapeva), esta estrutura encontra-se na zona de transição (ou limítrofe) entre os domínios acrescionário e colisional do Riaciano: só há jazimentos auríferos conhecidos na porção acrescionária (vide também capítulo 8, Fig. 8.2). Essa associação de ouro orogênico com domínios mantélicos juvenis e/ou descontinuidades manto-crosta é relatada em outros cratons (p. ex., BIERLEIN; GROVES; CAWOOD, 2009; MOLE et al., 2015) e isso talvez explique a inexistência de depósitos associados à Formação Santa Luzia do Pará (ver também o modelamento de falhas profundas no capítulo 8).

Condições metamórficas de fácies xisto verde médio a superior estão também associadas à Formação Chega Tudo (ver mapa de recursos minerais e Fig. 8.4). É sabido que essas condições são favoráveis à geração de fluidos metamórficos auríferos (PHILLIPS; POWELL, 2010), como os sugeridos neste capítulo como formadores dos depósitos do Cinturão Gurupi.

Linhas relativamente recentes de investigação científica, com impacto na exploração, dizem respeito ao enriquecimento (*endowment*) de porções

específicas da crosta e do manto, pois espessura, idade, composição e outras características das fontes da litosfera e temperatura e idade do manto litosférico são tidos como controles fundamentais na geração de províncias auríferas (HRONSKY et al., 2012; MOLE et al., 2015). Segundo entendimento corrente, evento metalogenético desse porte se dá antes da estabilização do manto litosférico subcontinental (BIERLEIN; GROVES; CAWOOD, 2009). Portanto, esse manto metassomatizado e fertilizado (enriquecido

em H_2O , CO_2 , Au e outros elementos) por subducção prévia seria a fonte (parcial ou total) do ouro que seria incorporado pela litosfera continental e pelos sistemas auríferos por fusão parcial (gerando ouro e magmas ricos em fluidos que evoluiriam para fluidos hidrotermais) ou por geração direta de fluidos aquo-carbônicos (HRONSKY et al., 2012). Porções residuais profundas da litosfera também seriam enriquecidas em ouro por magmatismo de arco (EGLINGER et al. 2017).

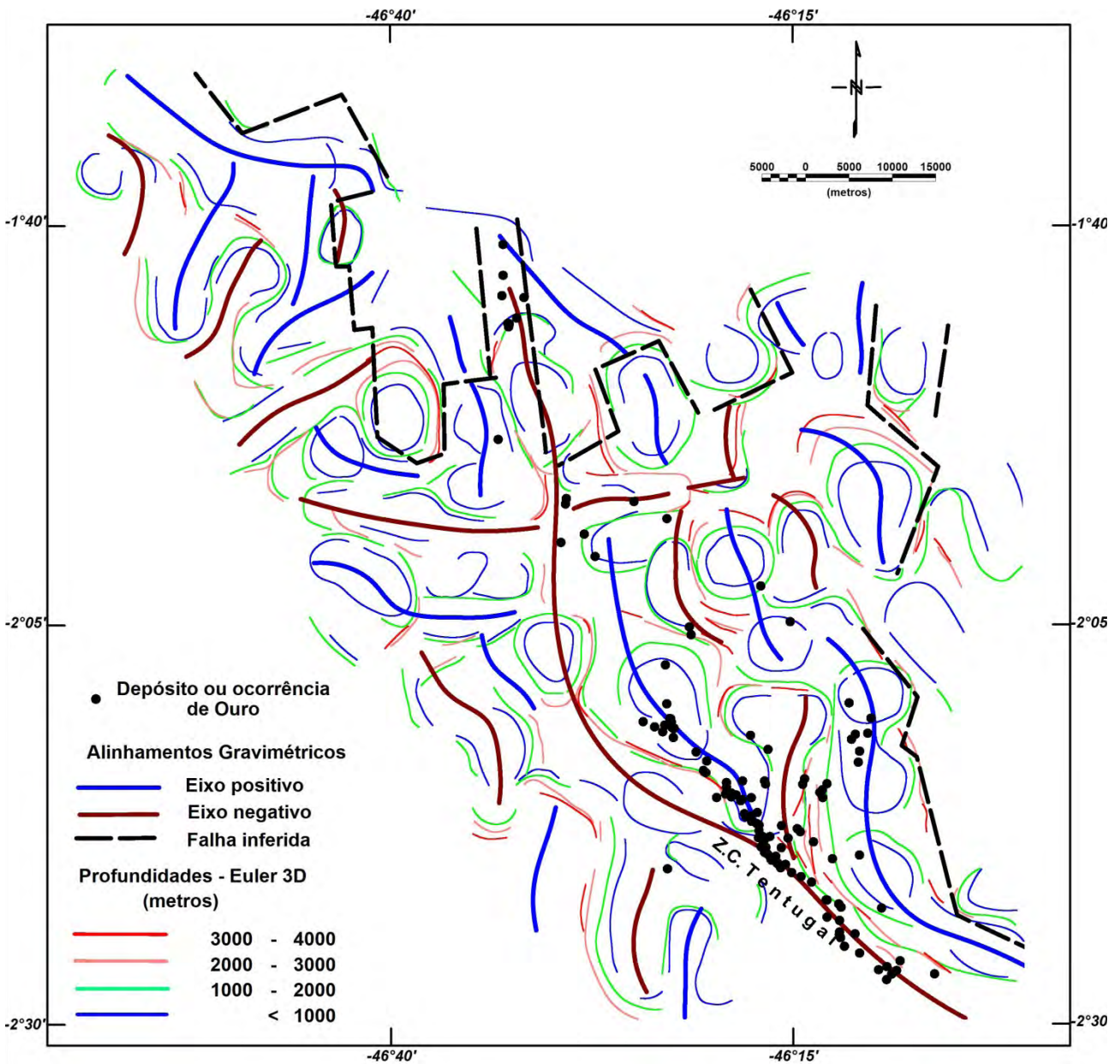


Figura 5.32 - Sobreposição dos alinhamentos gravimétricos interpretados, das soluções Euler 3D modeladas e interpretadas como "minhocas gravimétricas" e das ocorrências ou depósitos de Au (OLIVEIRA, 2016).

6 – ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA

Mônica M. Perrotta

6.1 - INTRODUÇÃO

As análises espectrorradiométricas geram assinaturas espectrais sob a forma de curvas da variação da intensidade da reflectância, conforme o comprimento de onda na faixa do espectro refletido do espectro eletromagnético. Estas assinaturas desenharam feições resultantes de absorção da luz em comprimentos de onda específicos por causa de processos eletrônicos e vibracionais no nível atômico ou molecular dentro da estrutura mineral, que são diagnósticas de determinadas fases minerais. Por meio deste método são suscetíveis de identificação alguns compostos minerais tais como óxidos e hidróxidos de ferro, filossilicatos (e.g. argilominerais, micas, cloritas), silicatos hidroxilados de ferro e magnésio (e.g. anfíbolios e epidoto), carbonatos, sulfatos, e minerais contendo amônia.

Estas análises tiveram como objetivo a obtenção de informações mineralógicas qualitativas adicionais, principalmente no que diz respeito ao conteúdo mineral desenvolvido pela alteração hidrotermal responsável pela concentração do minério de ouro na ARIM Gurupi e seus efeitos nas rochas encaixantes, bem como das associações minerais desenvolvidas como resposta aos processos de alteração supergênica.

Foram efetuadas análises em amostras da maioria das unidades estratigráficas contidas na ARIM Gurupi (Tabela 6.1). Contudo, neste capítulo são discutidos os resultados obtidos em amostras da Formação Chega Tudo e da Suíte Intrusiva Tromai, onde ocorre a maioria dos depósitos e ocorrências de ouro, e nas quais os resultados foram mais conclusivos na identificação das associações minerais desenvolvidas pela alteração hidrotermal.

6.2 - FORMAÇÃO CHEGA TUDO

A Formação Chega Tudo, de idade riaciana, conta com duas unidades, uma vulcanossedimentar, predominante, e outra vulcânica (Fig. 3.1 e descrição no capítulo 3) afetadas por metamorfismo de grau fraco a médio, em fácies xisto verde a anfíbolito baixo. Mais de 50 jazimentos estão hospedados nesta unidade, incluindo os depósitos Cachoeira e Chega Tudo (vide Mapa de Recursos Minerais).

Estudando o depósito de ouro de Cachoeira Klein et al. (2005c) descreveram assembleias minerais identificáveis pela espectroscopia de reflectância em três dos quatro estágios de alteração hidrotermal reconhecidos. No segundo estágio, de alteração do

tipo pervasiva, penecontemporâneo a um segundo estágio de venulação, e de mineralogia semelhante, ocorrem carbonato (dolomita), clorita e mica branca e, na última fase de alteração calcita predomina nas venulações. Ainda segundo estes autores as assembleias minerais hidrotermais associadas ao depósito teriam se desenvolvido num ambiente do tipo orogênico mesozonal

Oito amostras de rochas metavulcânicas félicas e hidrotermalitos (Figura 6.1), coletadas em afloramentos nas proximidades do depósito de ouro Cachoeira apresentaram as assinaturas espectrais mostradas na Figura 6.2. Representam misturas minerais e os espectros foram organizados de forma a acompanhar a intensificação da alteração hidrotermal, com o objetivo de se indicar possíveis vetores na direção de corpos mineralizados. Foram identificadas assembleias minerais típicas das zonas de alteração desde as mais distais (da clorita) até as mais proximais (da mica branca fengítica), passando pela carbonática e pelas transições entre elas.

Nas assinaturas espectrais em que clorita foi identificada como principal mineral (espectros GPI064, GPI066 na Figura 6.2), feições diagnósticas de absorção típicas da ligação Fe-OH entre 2,253 μm e 2,257 μm , e da ligação Mg-OH em aproximadamente 2,350 μm , além de feição da água em 2,0 μm , permitem concluir pela composição ferromagnésiana do mineral em amostras classificadas como milonito (1326-EK-R-0065-F) e tufo riolítico (1326-EK-R-0066-A) (Figs. 6.1C e D). A presença do ferro ferroso é comprovada pela rampa negativa entre 1,7 μm e 1,3 μm . Na amostra de tufo riolítico uma feição típica da ligação Al-OH em 2,208 μm , associada à feição aguda e assimétrica em 1,909 μm , mais profunda que a anterior, indica presença de argilomineral do grupo das esmectitas, comum nas alterações supergênicas neste tipo de ambiente. O espectro GPI059 da amostra 1326-EK-R-0065-B representa uma mistura de clorita ferromagnésiana, com feição associada a Fe-OH em 2,251 μm ; sericita, com feição da Al-OH em 2,224 μm ; e carbonato de composição possivelmente dolomítica. Duas feições muito próximas, uma em 2,324 μm e uma inflexão suave em 2,345 μm , região do espectro onde ocorrem feições que podem ser associadas tanto à ligação Mg-OH como ao CO_3 não permitem precisar a composição carbonato.

A partir do espectro GPI072 em direção ao topo do gráfico da Figura 6.2, a feição de absorção mais relevante para identificação da mica branca, associada à ligação Al-OH, se torna francamente evidente, variando de posição em 2,214 μm , das composições fengíticas tendendo a muscovíticas, a posições entre 2,221 μm e 2,224 μm das composições francamente fengí-

Tabela 6.1 – Resumo das análises por unidade estratigráfica e mineralogia identificada

Unidade	Nº amostras	Rochas analisadas	Mineralogia identificada: composicional e de alteração hidrotermal	Mineralogia identificada: alteração supérgena
Anfibolito Cocal	2	anfibolito	Fe-Mg-clorita, hornblenda	goethita
Anfibolito Muriá	1	anfibolito	hornblenda, Fe-Mg-clorita, epidoto	
Complexo Itapeva	8	ortognaise tonalítico e granodiorítico, paragnaiss	biotita, muscovita, Fe-Mg-clorita, epidoto, Fe-carbonato	caulinita, goethita
Formação Cabeça de Porco	2	arenito, siltito e metagrauvaca	ilita, sericita	caulinita, goethita
Formação Chega Tudo (Metassedimentar)	7	mica xisto, quartzito, hematita xisto	muscovita, Fe-clorita, Fe-Mg-clorita, epidoto, hornblenda	caulinita, goethita, hematita
Formação Chega Tudo (Vulcanossedimentar)	38	metadacito, metandesito, metarriolito, metatufo ácido, metabasalto, tufo carbonoso, clorita xisto, brecha hidrotermal, hidrotermalito	Fe-clorita, Fe-Mg-clorita, Mg-clorita, muscovita (sericita), fengita (sericita, ilita), Fe-carbonato (siderita, ankerita), dolomita, epidoto	caulinita, montmorilonita, goethita, hematita
Formação Chega Tudo (Vulcânica)	12	metadacito, metandesito, metatufo ácido	Fe-clorita, Fe-Mg-clorita, muscovita, fengita (sericita), carbonato, epidoto	caulinita
Formação Igarapé de Areia	6	(mica) metarenito, quartzito	muscovita, Fe-clorita, epidoto	caulinita, hematita, goethita
Formação Marajupema	1	quartzito	muscovita	caulinita, goethita
Formação Piriá	9	metagrauvaca, metarcóseo, filito, metassiltito, metarenito	sericita (muscovítica, fengítica), Fe-Mg-clorita, Fe-carbonato	caulinita, montmorilonita, nontronita, goethita, hematita
Formação Santa Luzia do Pará	4	(biotita)-muscovita xisto	biotita, muscovita, Fe-Mg-clorita, epidoto	goethita
Gabro Ubinzal	5	actinolita gabro	actinolita, Fe-Mg-clorita Mg-clorita, sericita fengítica, fengita, hornblenda	esmectita
Granito Cantão	1	biotita granodiorito	biotita, muscovita	
Granito Japiim	2	muscovita-biotita monzogranito, biotita gnaiss	muscovita, biotita	caulinita, montmorilonita
Granito Jonasa	1	biotita-muscovita granodiorito	fengita, Fe-Mg-clorita	
Granito Moça	1	biotita-muscovita monzogranito	muscovita	caulinita
Granitoide Ney Peixoto	1	biotita-muscovita granito	muscovita, biotita	
Granitoide Tamancuoca	1	granito	muscovita	caulinita, goethita
Granitoide Timbozal	1	quartzo monzonito	muscovita, Fe-Mg-clorita	
Granitoides Indiferenciados	5	muscovita sienogranito, biotita monzogranito, biotita-muscovita gnaiss	muscovita, fengita, Fe-clorita	
Grupo Gurupi	15	muscovita-quartzo xisto, paragnaiss, quartzito feldspático, filito, filito ferruginoso, filito grafitoso, biotita-muscovita xisto, gnaiss quartzo feldspático com granada, talco-clorita-tremolita xisto, cornubianito, siltito laminado, chert ferruginoso	muscovita (sericita), Fe-clorita, Fe-Mg-clorita, Mg-clorita, tremolita, talco, epidoto, turmalina	caulinita, montmorilonita, goethita, hematita
Grupo Serra Grande	1	argilito laminado	ilita	goethita
Metamicronalito Caramujinho	1	metamicronalito	Fe-Mg-clorita, fengita (sericita), epidoto	
Metatonalito Igarapé Grande	1	anfíblio-biotita tonalito	biotita, muscovita	caulinita, goethita
Suíte Intrusiva Anelis	1	hornblenda-quartzo sienito	hornblenda	esmectita
Suíte Intrusiva Tromaí	12	hornblenda metatonalito, monzogranito, biotita granodiorito, hornblenda-quartzo monzodiorito, hornblenda-quartzo monzonito, olivina gabronorito, hornblenda gabro	hornblenda, Fe-Mg-clorita, fengita (sericita), epidoto	caulinita, haloisita, gibbsita, goethita

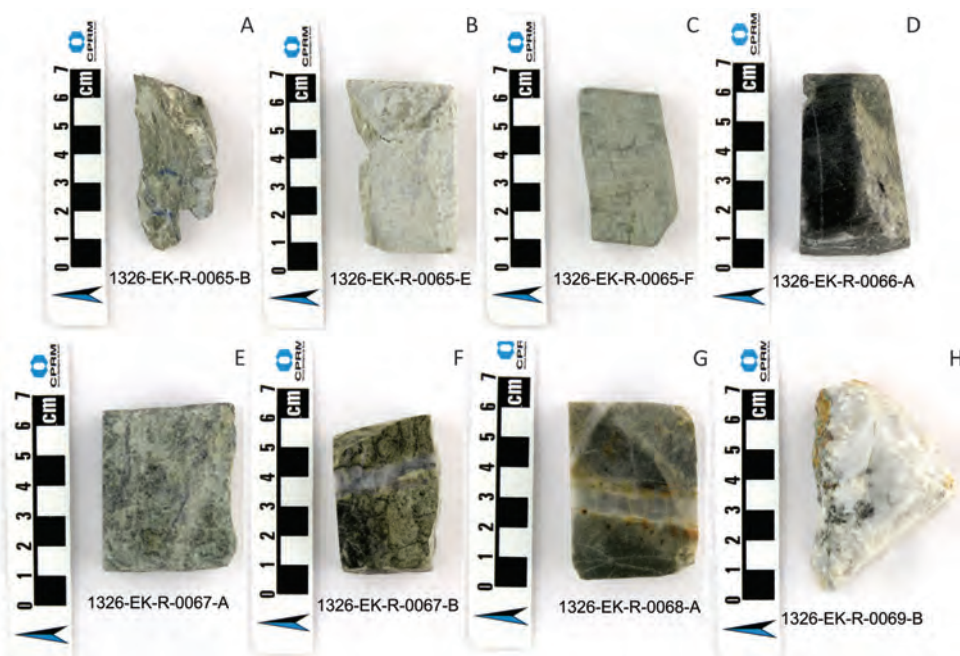


Figura 6.1 – Amostras de superfície da unidade metavulcanossedimentar da Formação Chega Tudo na região do depósito Cachoeira. (A) e (B) rocha metavulcânica félsica, (C) milonito, (D) tufo riolítico, (E) e (F) hidrotermalitos, (G) brecha hidrotermal, (H) hidrotermalito.

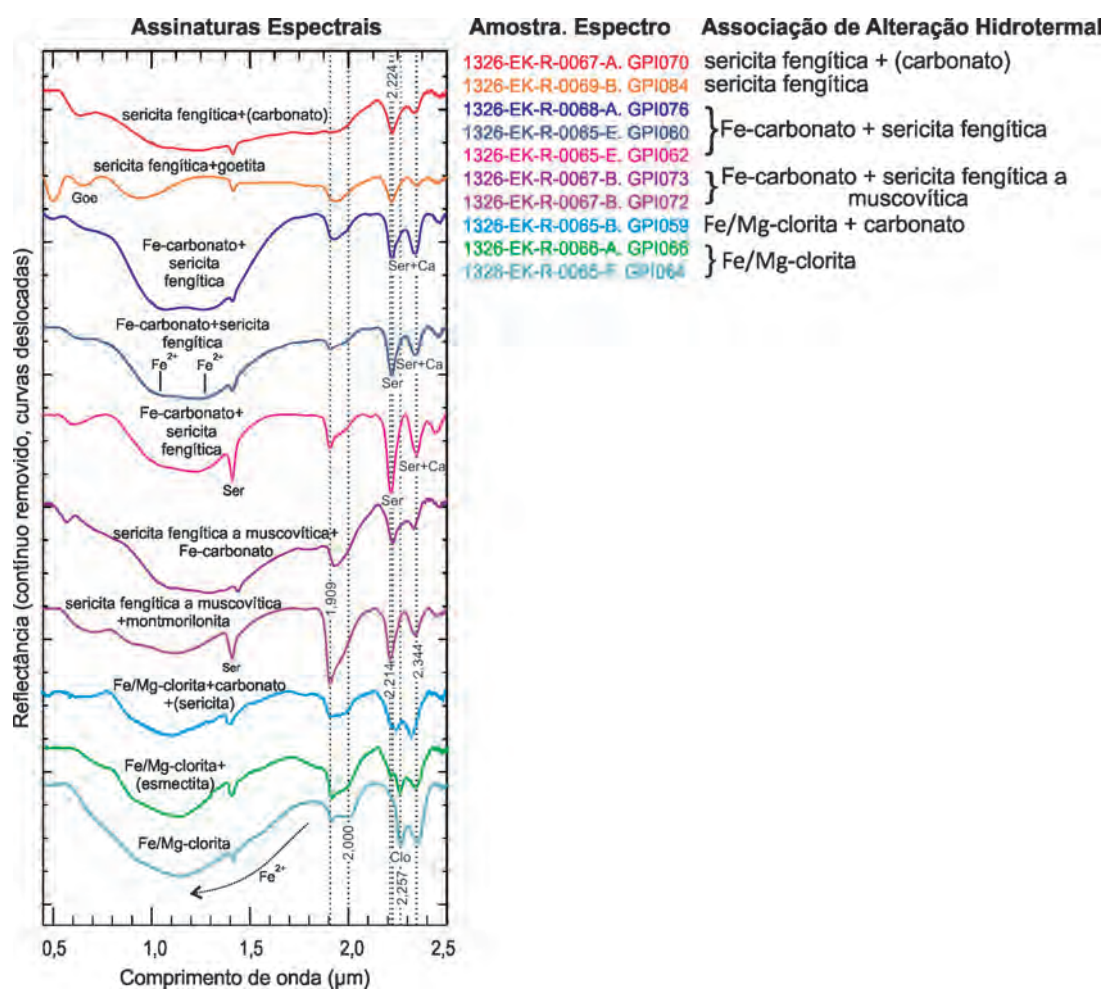


Figura 6.2 – Gráfico das assinaturas espectrais (com remoção de contínuo) de amostras coletadas em afloramentos na região do depósito Cachoeira (fotografias das amostras na Figura 6.1). Na legenda das curvas, as cores do texto correspondem aos espectros no gráfico; GPI + 3 caracteres numéricos, ao final do código da amostra, significa o número do espectro de laboratório. Linhas descontinuas verticais mostram posições de feições espectrais relevantes na interpretação dos espectros. Ser = feição diagnóstica de sericita, Ser + Ca = feição combinada de sericita e carbonato, Clo = feição diagnóstica de clorita.

ticas. Exceto pelo espectro GPI084, medido na amostra 1326-EK-R-0069-B classificada como hidrotermalito (Fig. 6.1H), nos demais, medidos em amostras de rocha vulcânica félsica (Fig. 6.1B), hidrotermalito (Figs. 6.1E e F), e brecha hidrotermal (Fig. 6.1G), feições espectrais permitem verificar a associação com carbonato.

Nos espectros GPI073, GPI062, GPI060 e GPI076 (Fig. 6.2), a feição de absorção associada ao CO_3 posiciona-se em 2,328 μm , 2,350 μm , 2,344 μm e 2,340 μm , respectivamente. A feição em 2,328 μm indica composição dolomita ou siderita do carbonato e as feições em posições superiores a 2,340 μm são mais características da siderita, mas no limite inferior desta posição também podem corresponder a ankerita. Um aspecto complicador na interpretação destes espectros decorre da mistura com a mica branca, já que este grupo mineral apresenta feição secundária na mesma região típica do CO_3 . Mas, além da pro-

fundidade significativa desta feição, as duas feições conjugadas posicionadas em aproximadamente 1,06 μm e 1,27 μm tipicamente associadas ao cátion Fe^{2+} , são características dos carbonatos de ferro, permitindo concluir que esta é a composição do carbonato presente nas amostras 1326-EK-R-0065-E de rocha metavulcânica félsica (Fig. 6.1B), 1326-EK-R-0067-B de hidrotermalito (Figura 6.1F) e 1326-EK-R-0068-A de brecha hidrotermal (Fig. 6.1G).

Conjuntos de amostras de testemunhos de sondagens realizadas em zonas mineralizadas do depósito Cachoeira foram analisados e sua caracterização mineralógica foi feita separadamente para cada conjunto, de forma a se avaliar possível sentido de vetores da alteração hidrotermal na direção ascendente ou descendente dos testemunhos.

Na Figura 6.3 se observam as amostras analisadas dos testemunhos que receberam os códigos



Figura 6.3 – Amostras dos testemunhos de sondagem 4047-EK-0110 (A – E) e 4047-EK-0111 (F) na Formação Chega Tudo, região do depósito Cachoeira. Litologia indicada na descrição das amostras: dacito ou andesito em (A), (D) e (E); rocha metabásica em (B); tufo carbonoso em (C); metarrililito ou metadacito em (F). Profundidade das amostras: (A) 47,0 m, (B) 49,5 m, (C) 61,5 m, (D) 107,5 m, (E) 108,5 m, (F) 108 m.

4047-EK-0110 e 4047-EK-0111 e na Figura 6.4 apresentam-se os espectros medidos nestas amostras, organizados segundo a profundidade medida em metros a partir da superfície.

Como do testemunho 4047-EK-0111 só se dispunha de uma amostra a 108 m de profundidade a assinatura espectral desta amostra foi incorporada ao gráfico da Figura 6.4. Nela a feição profunda e simétrica posicionada em 2,218 μm indica a presença de mica branca de composição tendendo a fengítica. Na mesma assinatura, as feições conjugadas em aproximadamente 1,05 μm e 1,23 μm associadas à rampa negativa entre 1,7 μm e 1,3 μm e à feição em 2,343 μm indicam a presença de carbonato de ferro, provavelmente siderita.

Nas assinaturas espectrais relativas ao testemunho 4047-EK-0110 (Fig. 6.4), verifica-se a presença de carbonato de ferro predominante nos espectros das amostras até a profundidade de 107,5 m. Na profundidade de 61,5 m foi medido espectro de baixa qualidade em tufo carbonoso, mas que apresenta feição possivelmente associada à ligação Al-OH em 2,220 μm , das composições de mica branca fengítica.

A partir daí até as profundidades mais rasas a mica branca sericítica está sempre presente, e sua tendência fengítica indica incremento das condições hidrotermais de baixo para cima, provavelmente atingindo seu ápice a 61,5 m, o que não pode ser categoricamente afirmado devido à baixa qualidade do espectro do tufo carbonoso. A partir de 47,5 m a associação da mica branca com carbonato e clorita pode indicar a sericita como um mineral acessório no limite com a zona do carbonato. A presença de feição profunda e assimétrica em 1,905 μm relacionada a moléculas de água e diagnóstica de argilominerais do grupo das esmectitas, mais provavelmente montmorilonita, em espectro de amostra coletada na profundidade de 47 m, mostra que, ou a alteração supergênica atingiu esta profundidade, ou a presença de fratura que favoreceu percolação de fluidos superficiais, já que em ambiente do tipo orogênico mesozonal este mineral só ocorre como produto de intemperismo.

Na Figura 6.5 podem-se observar as amostras analisadas do testemunho que recebeu o código 4047-EK-0112 e na Figura 6.6 os espectros medidos, organizados conforme a profundidade. Nas porções

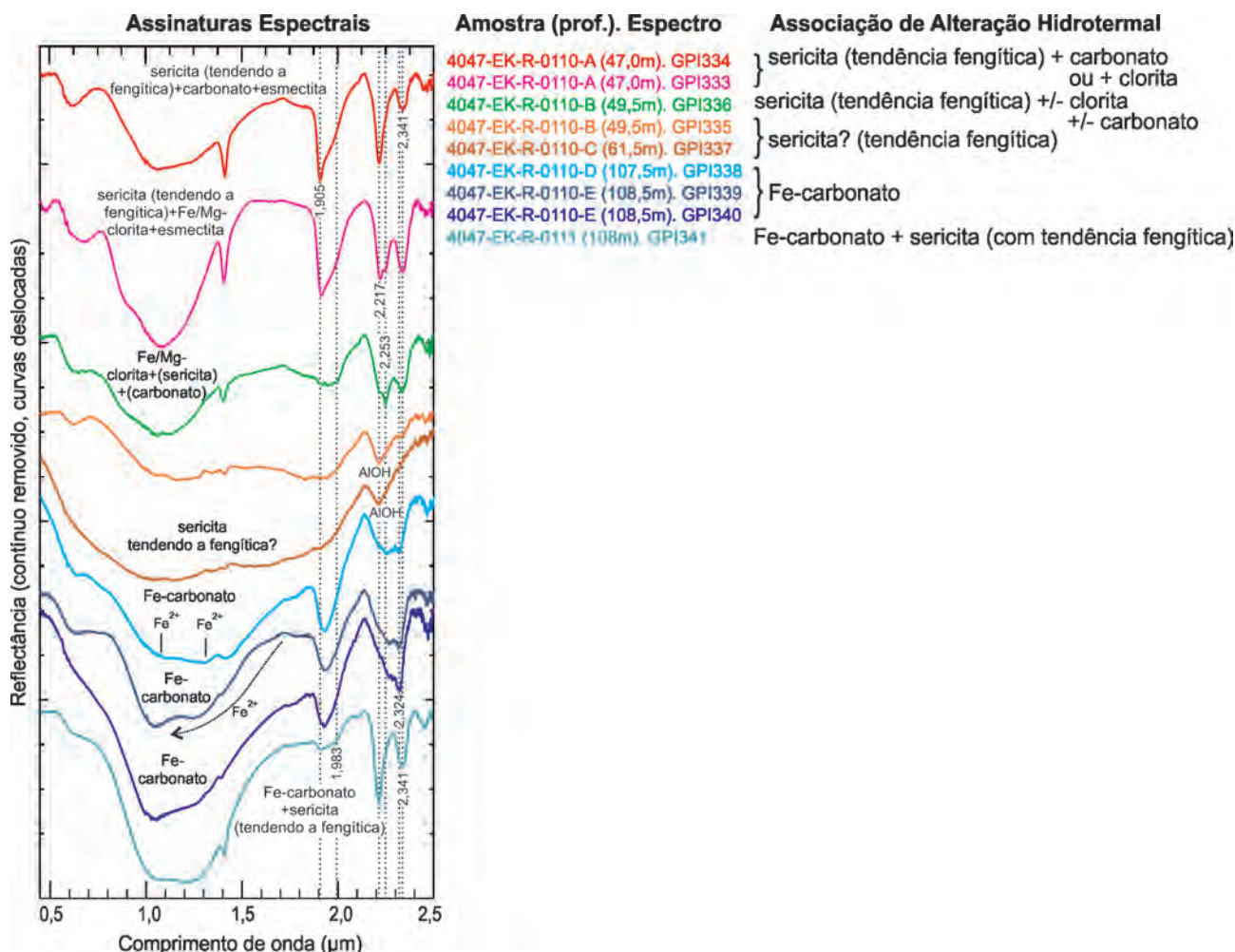


Figura 6.4 – Gráfico das assinaturas espectrais (com remoção de contínuo) de amostras dos testemunhos de sondagem EK-0110 e EK-0111 de zonas mineralizadas do depósito Cachoeira (fotografias das amostras na Figura 6.3). Na legenda das curvas, as cores do texto correspondem aos espectros no gráfico; GPI + 3 caracteres numéricos, ao final do código da amostra, significa o número do espectro de laboratório. Linhas descontinuas verticais mostram posições de feições espectrais relevantes na interpretação; AIOH = feição diagnóstica da ligação Al-OH.

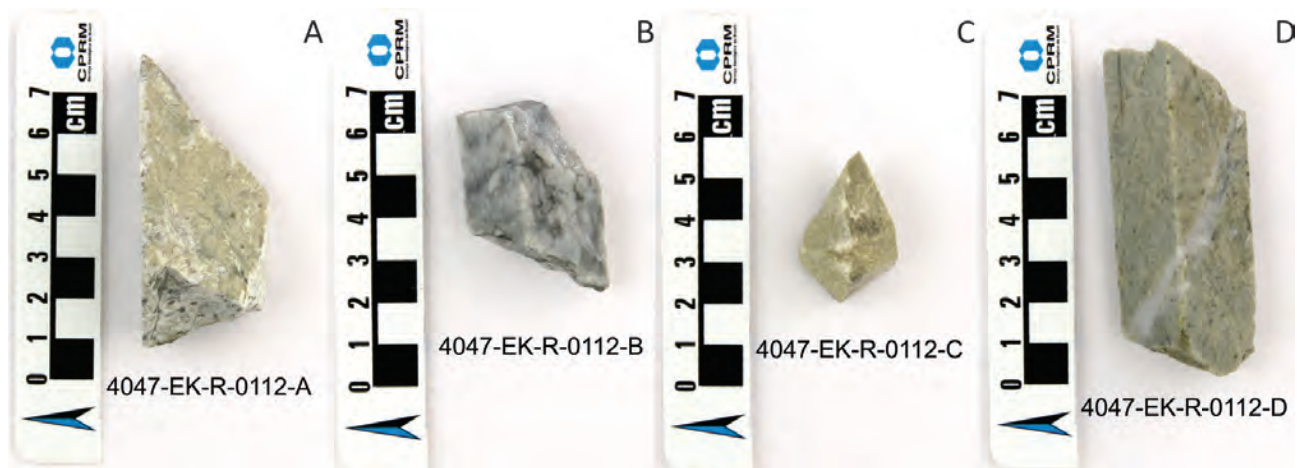


Figura 6.5 – Amostras dos testemunhos de sondagem 4047-EK-0112 na Formação Chega Tudo, em zonas mineralizadas do depósito Cachoeira. Litologia indicada na descrição das amostras: dacito ou andesito em (A), (C) e (D); veio de quartzo em (B). Profundidade das amostras: (A) 84,5 m; (B) 87,0 m; (C) 111,5 m; (D) 112,5 m.

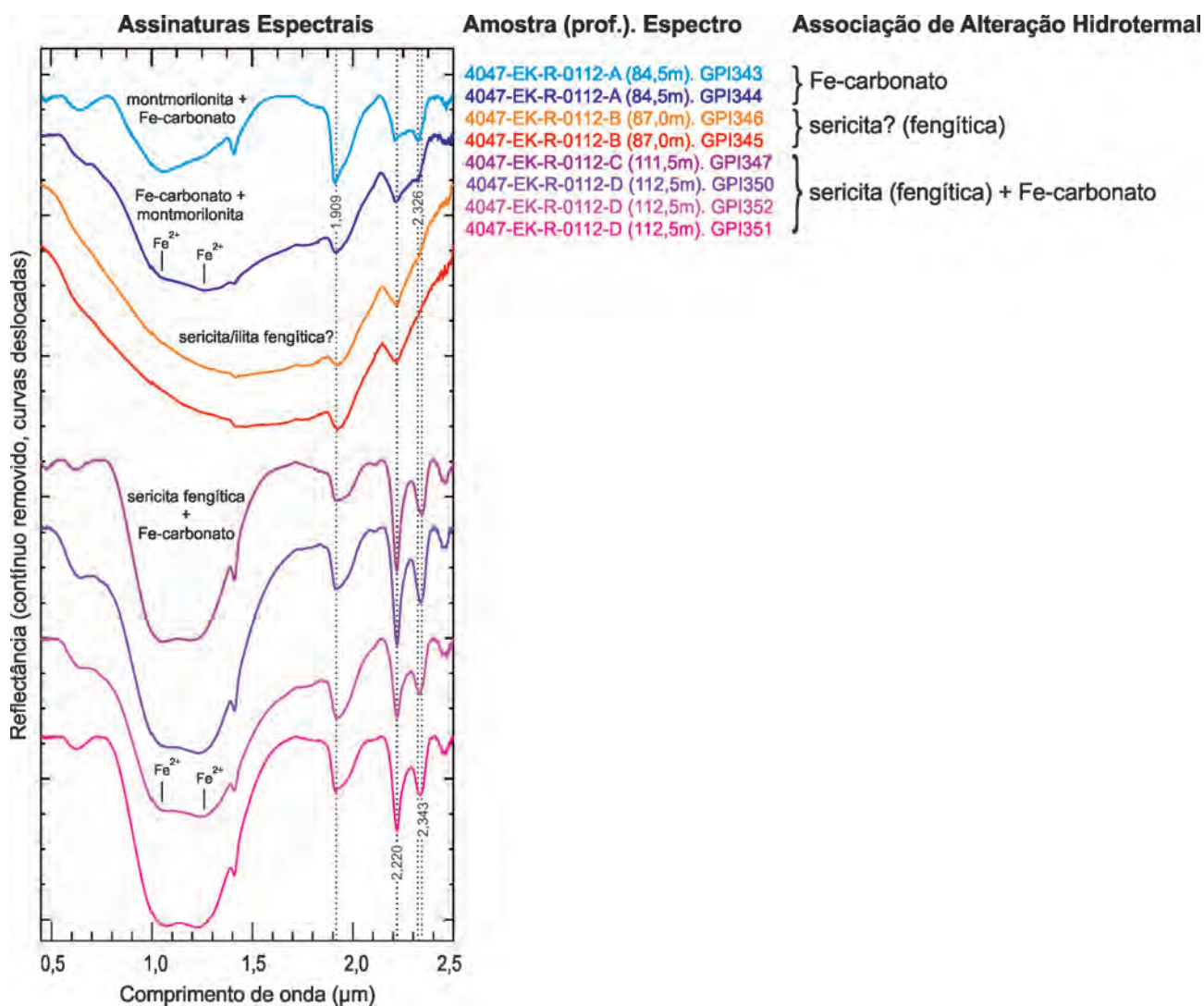


Figura 6.6 – Gráfico das assinaturas espectrais (com remoção de contínuo) de amostras do testemunho de sondagem EK-0112 (fotografias das amostras na Figura 6.5). Na legenda das curvas, as cores do texto correspondem aos espectros no gráfico; GPI + 3 caracteres numéricos, ao final do código da amostra, significa o número do espectro de laboratório. Linhas descontínuas verticais mostram posições de feições espectrais relevantes na interpretação dos espectros.

mais profundas do testemunho, em 112,5 m e 111,5 m, os espectros mostram a coexistência entre sericita fengítica, com feição diagnóstica associada à ligação Al-OH variando de 2,218 μm a 2,220 μm , e carbonato de ferro, com feição associada ao CO_3 variando entre 2,329 μm (de ferrodolomita ou ankerita) a 2,343 μm (mais característica da siderita, apesar da superposição com a feição secundária da fengita), além das feições típicas da presença do ferro ferroso. Na profundidade de 87 m foram obtidos espectros de baixa qualidade em amostra de veio de quartzo, mineral ao qual o método de análise é insensível, e que contém sulfeto disseminado, que caracteristicamente causa ruído nas curvas, mas a feição típica da ligação Al-OH em 2,220 μm pode indicar presença de sericita de composição fengítica, apesar da ausência das feições secundárias em aproximadamente 2,340 μm e 2,430 μm . A associação destas características parece indicar o auge da alteração hidrotermal neste ponto. Na profundidade de 84,5 m o mineral predominante é o carbonato de ferro associado à montmorilonita, indicando a ação da alteração supergênica até esta profundidade ou a presença de fratura que facilitou a percolação de fluidos superficiais.

Na Figura 6.7 apresentam-se as amostras analisadas do testemunho que recebeu o código 4047-

EK-0113 e na Figura 6.8 os espectros medidos, organizados conforme a profundidade das amostras. Neste testemunho clorita ferromagnésiana associada a carbonato está presente na zona mais profunda, a 109 m. A partir de pelo menos 102 m até 98,3 m ocorre uma associação de sericita de composição tendendo a fengita (feição diagnóstica principal da ligação Al-OH em aproximadamente 2,220 μm) e carbonato de ferro com feição de absorção típica do CO_3 em 2,347 μm , mais característica de siderita. A partir de 96,15 m até a profundidade mais rasa amostrada do testemunho, a clorita ferromagnésiana volta a predominar acompanhada de sericita e carbonato neste ponto, e de esmectita de alteração supergênica desde 84,9 m até 67,9 m.

Para efeito de visualização da distribuição espacial dos dados em superfície, a localização dos afloramentos mencionados e sua classificação conforme associação mineral identificada nas análises espectrais, com apoio de análises petrográficas, pode ser visualizada na Figura 6.9. Os testemunhos de sondagem foram incluídos, exceto o de código 4047-EK-0111, que conta com apenas uma amostra numa profundidade de 108 m. Para os demais foi considerada a associação mineral identificada na amostra mais superficial. Ressalta-se que as profundidades representadas vão de

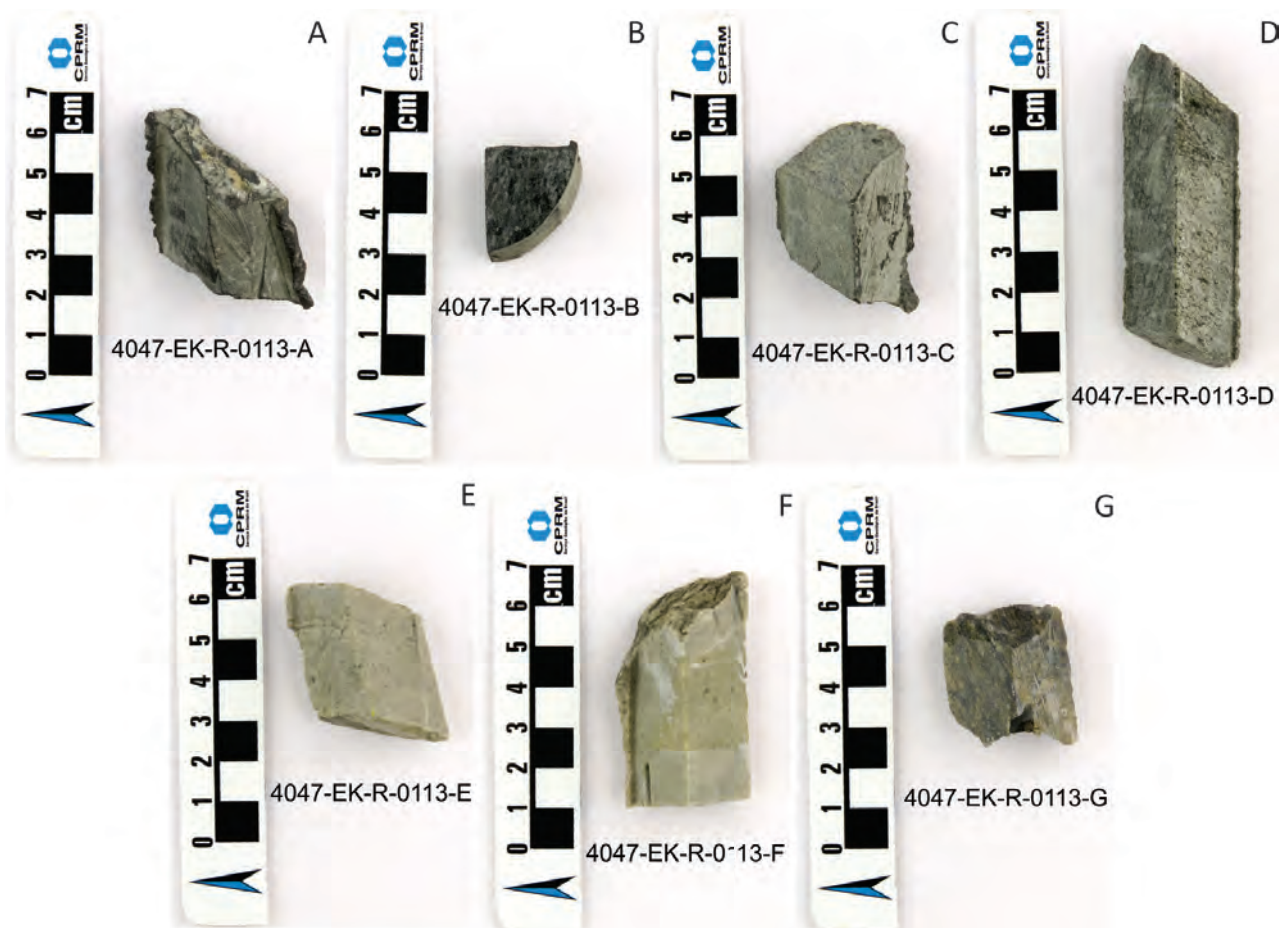


Figura 6.7 – Amostras dos testemunhos de sondagem 4047-EK-0113 na Formação Chega Tudo, em zonas mineralizadas do depósito Cachoeira. Litologia indicada na descrição das amostras: metabasalto em (A), (B) e (C); dacito ou andesito em (D) e (E); metarriolito ou metadacito em (F) e tufo félsico em (G). Profundidade das amostras: (A) 67,9 m; (B) 68,0 m; (C) 84,9 m; (D) 96,15 m, (E) 98,3 m, (F) 102 m, (G) 109 m.

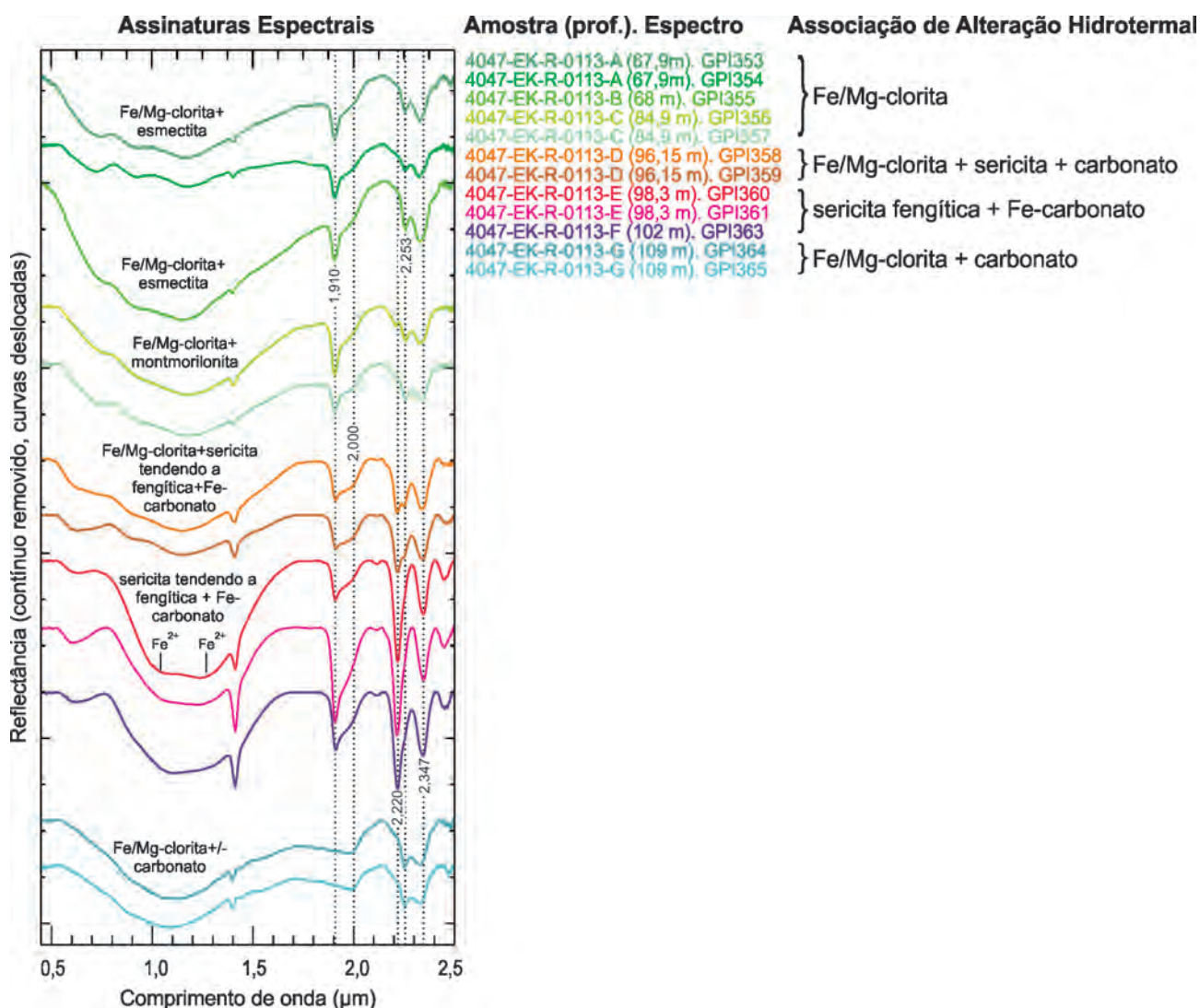


Figura 6.8 – Gráfico das assinaturas espectrais (com remoção de contínuo) de amostras do testemunho de sondagem EK-0113 (fotografias das amostras na Figura 6.7). Na legenda das curvas, as cores do texto correspondem aos espectros no gráfico; GPI + 3 caracteres numéricos, ao final do código da amostra, significa o número do espectro de laboratório. Linhas descontinuas verticais mostram posições de feições espectrais relevantes na interpretação dos espectros.

47 m a 84,5 m, mas em todos os casos argilominerais associados à alteração supergênica foram identificados. Percebe-se neste mapa que, em superfície, seria possível estimar-se uma tendência de progressão nas zonas de alteração hidrotermal grosseiramente de sul para norte e de nordeste para sudoeste em direção aos pontos 1326-EK-0065 e 1326-EK-0067. Em sub-superfície o testemunho 4047-EK-0110 indica zonas superficiais em condições mais intensas de alteração, até no mínimo 61 m, mas não atingindo a profundidade de 100 m, onde estaria presente a zona carbonática sem associação com a mica branca. Já os testemunhos 4047-EK-0112 e 4047-EK-0113 indicam as profundidades mais elevadas da alteração hidrotermal mais proximal às condições de concentração do ouro, a partir de 87 m e 98 m, respectivamente, sendo que no caso do testemunho 4047-EK-0113 até pelo menos 102 m, mas não ultrapassando os 109 m quando a associação mineral é composta de clorita e carbonato. Incluiu-se neste mapa também o comportamento das feições de absorção da ligação Al-OH, cujo posicionamento

indica a composição da mica branca, e da Fe-OH, que tem a variação no seu posicionamento no espectro eletromagnético associado, nas amostras analisadas, à composição da clorita. Dessa forma, a partir de comprimentos de onda da ordem de 2,214 μm , a mica branca tende às composições mais fengíticas, sendo que a partir de 2,220 μm podem ser consideradas efetivamente como tal. No mapa da figura 6.9 observa-se as composições mais fengíticas nas amostras da Mina Cachoeira (1326-EK-0065) e dos pontos 1326-EK-0067 e 1326-EK-0068. No caso da feição associada à ligação Fe-OH, nas composições mais magnesianas da clorita esta ocorre em comprimento de onda da ordem de 2,245 μm , enquanto as mais ricas em ferro a tem em aproximadamente 2,261 μm . Nas cloritas ferromagnesianas esta feição ocorre por volta de 2,254 μm . Na figura 6.9 observa-se, pela posição da feição Fe-OH, que a clorita nas amostras da Mina Cachoeira (1326-EK-0065) aparece em composições mais ricas em ferro com relação às presentes nos demais pontos de amostragem, seguidas de

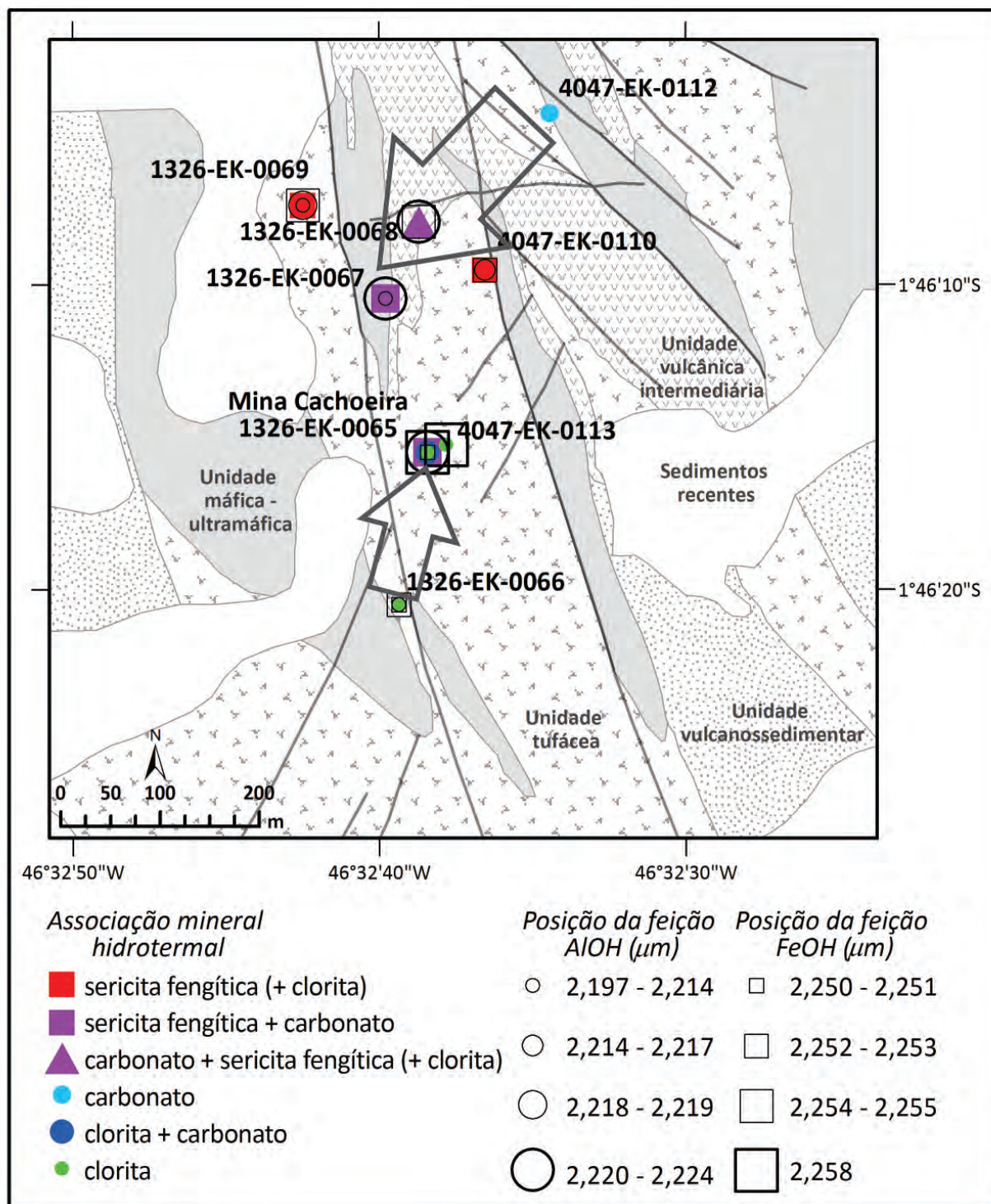


Figura 6.9 – Mapa da localização dos afloramentos e testemunhos de sondagem na unidade vulcanossedimentar da Formação Chega Tudo, e depósito aurífero de Cachoeira. Classificação dos pontos conforme associação mineral identificada e conforme a posição das feições de absorção associadas às ligações Al-OH e Fe-OH nas amostras coletadas em afloramentos e nas amostras mais superficiais dos testemunhos de sondagem. Setas indicam a progressão da alteração hidrotermal estimada pelos resultados da espectroscopia de reflectância. (Base geológica www.lunagold.com).

composições mais francamente ferromagnesianas nos pontos 1326-EK-0068 e 1326-EK-0069. Estas observações corroboram e complementam as estimativas de tendência da progressão hidrotermal indicadas pela análise das associações minerais.

A unidade metavulcânica da Formação Chega Tudo hospeda o corpo Mandioccal do depósito Chega Tudo e desta unidade dez amostras analisadas

(Fig 6.10), compreendem litotipos de composição essencialmente ácida e subordinadamente intermediária.

As análises resultaram nos espectros apresentados na Figura 6.11. Incluiu-se aí três amostras de testemunho de sondagem que recebeu o código 4047-EK-0107, realizada nas proximidades do corpo mineralizado, cujos espectros medidos podem ser

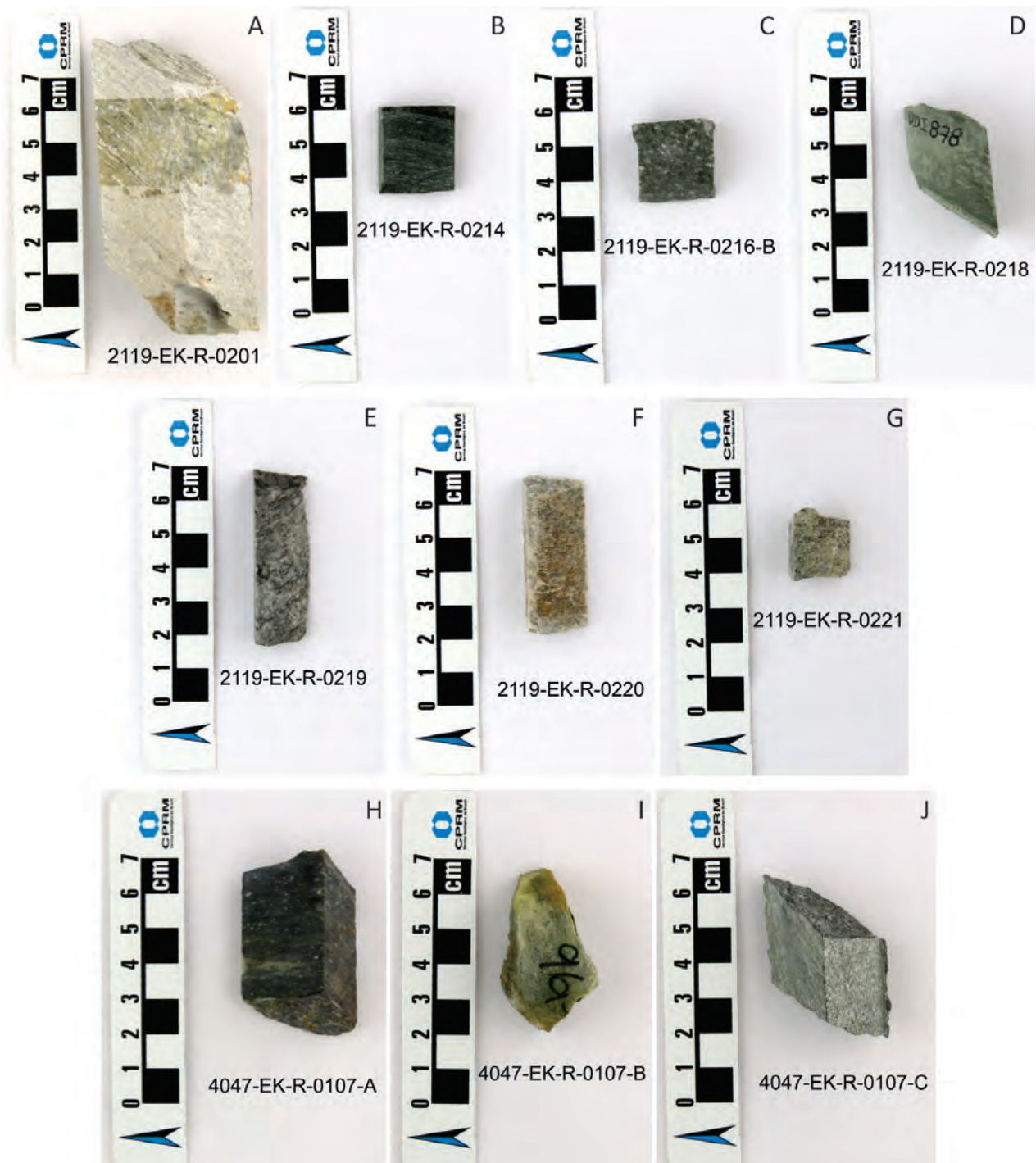


Figura 6.10 – Amostras de superfície da unidade metavulcânica da Formação Chega Tudo (A - G) e amostras do testemunho de sondagem de código 4047-EK-0107 na região do corpo Mandiocal (H - J). (A) Metadacito, (B) metandesito ou dacito, (C) metadacito, (D) metandesito ou dacito, (E) metadacito pórfiro, (F) metatufu ácido/muscovita-quartzo xisto, (G) metadacito ou metatonalito, (H), (I), (J) metadacito. Profundidade das amostras do testemunho de sondagem 4047-EK-0107: (H) 69 m; (I) 96,5 m; (J) 97 m.

visualizados na porção superior do gráfico da Figura 6.11. Na base do gráfico as amostras de superfície foram organizadas de baixo para cima conforme aumento nas condições hidrotermais, identificadas pelas fases minerais desenvolvidas. Assim o predomínio da clorita ferromagnésiana, das zonas mais distais, e com feição diagnóstica do Fe-OH em 2,255 μm , e do Mg-OH em 2,341 μm , dá lugar à associação entre mica branca, de composição principalmente muscovítica, identificada pela feição diagnóstica do Al-OH

em comprimentos de onda de aproximadamente 2,200 μm , e clorita, no geral rica em ferro, com feição diagnóstica do Fe-OH em 2,261 μm , e do Mg-OH acima de 2,355 μm . Em direção às zonas mais proximais, como é o caso da amostra 2119-EK-R-0201, coletada no corpo Mandiocal, a mica branca passa a uma tendência fengítica com feição diagnóstica do Al-OH em aproximadamente 2,220 μm . No testemunho 4047-EK-0107, o vetor hidrotermal cresce em direção às menores profundidades.

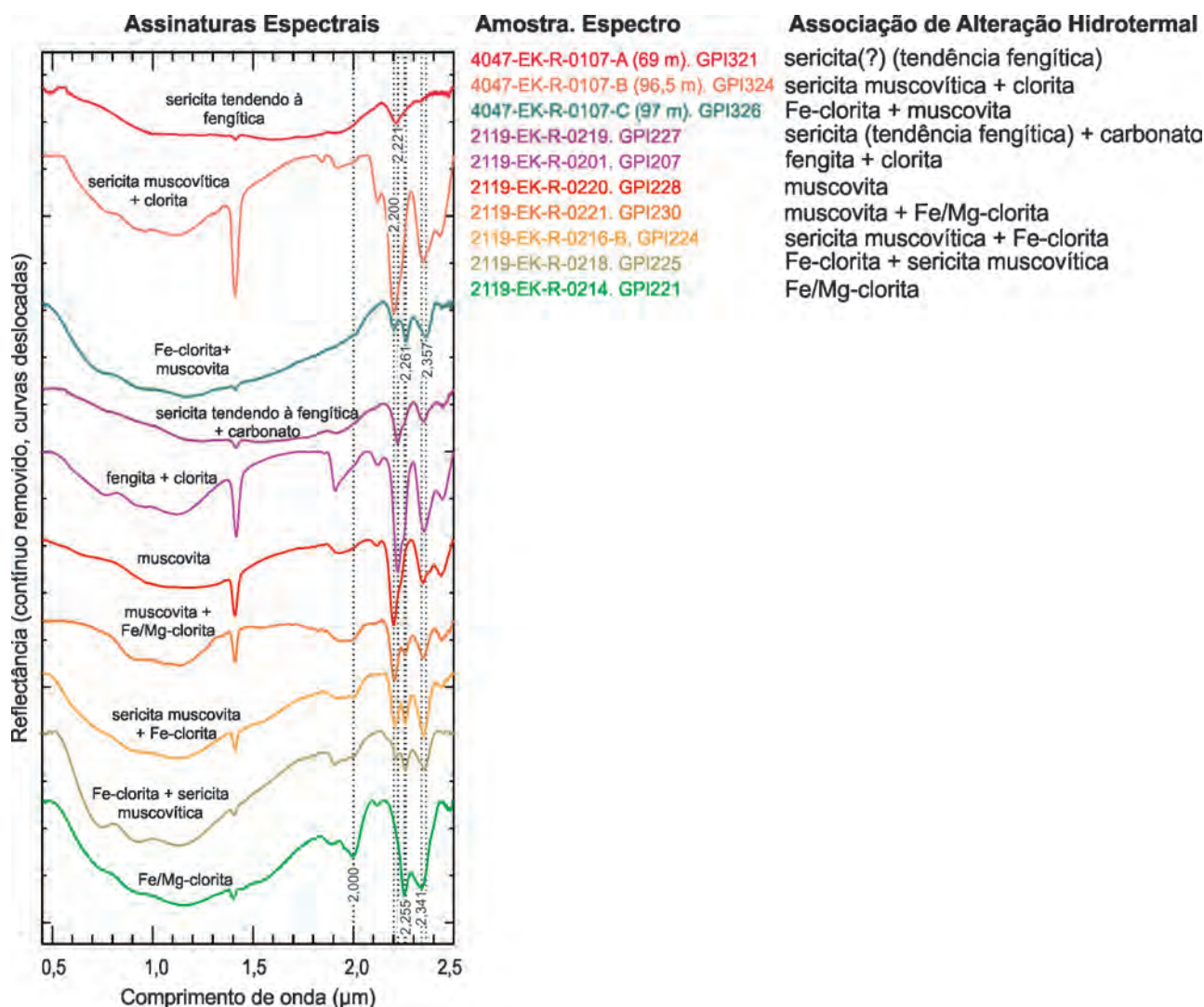


Figura 6.11 – Gráfico das assinaturas espectrais (com remoção de contínuo) de amostras de superfície da unidade vulcânica da Formação Chega Tudo e testemunho de sondagem EK-0107 na mesma unidade (fotografias das amostras na Figura 6.10). Na legenda das curvas, as cores do texto correspondem aos espectros no gráfico; GPI + 3 caracteres numéricos, ao final do código da amostra, significa o número do espectro de laboratório. Linhas descontinuas verticais mostram posições de feições espectrais relevantes na interpretação dos espectros.

Vale ressaltar que diferentemente das rochas metavulcânicas da unidade vulcanossedimentar, onde predominam as composições ferromagnesianas da clorita e a tendência fengítica da mica branca, além da presença comum de carbonatos de ferro, na unidade metavulcânica a clorita mais comum é rica em ferro, a mica branca muscovítica aparece com frequência e o carbonato aparece raramente.

Na Figura 6.12 observa-se o mapa da área de exposição da unidade vulcânica da Formação Chega Tudo e a localização dos pontos onde foram coletadas as amostras analisadas, com a indicação da mineralogia de alteração predominante.

6.3 - SUÍTE INTRUSIVA TROMAÍ

A Suíte Intrusiva Tromaí, de idade riaciana, aflora na forma de batólitos e stocks e constitui uma associação calcialcalina de termos magmáticos

de composição tonalítica, quartzo diorítica, grano-diorítica e monzogranítica. Na área de afloramento desta unidade existe o depósito aurífero Cipoeiro e mais de duas dezenas de ocorrências (garimpos de ouro).

Klein et al. (2007) estudando o depósito de ouro do Cipoeiro consideraram suas características geológicas, químicas e isotópicas compatíveis com depósitos de ouro do tipo orogênico. Segundo estes autores o estilo de mineralização compreende espessos veios de quartzo e pequenos veios delgados e descontínuos de quartzo e carbonato associados com disseminações nas rochas hospedeiras alteradas. A paragênese hidrotermal pós-metamórfica é composta de quartzo, calcita, clorita (de composição Fe-clinoclora), mica branca fengítica, pirita e subordinadamente albita, e os fluidos teriam origem em reações de devolatização da pilha vulcanossedimentar de seqüências adjacentes durante o próprio evento metamórfico.

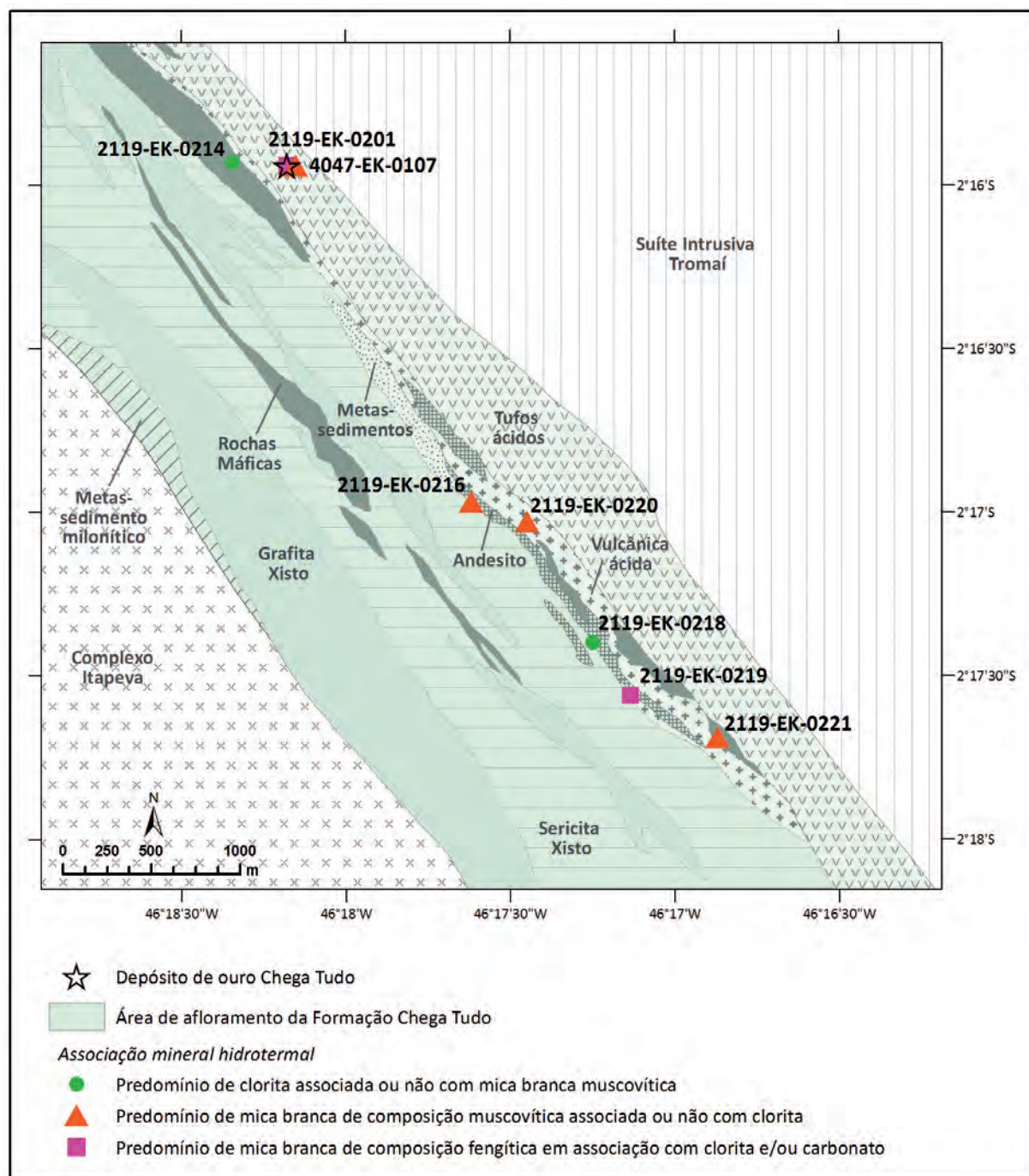


Figura 6.12 – Mapa da localização dos afloramentos e testemunho de sondagem na unidade vulcânica da Formação Chega Tudo e localização do corpo Mandiocal do depósito Chega Tudo. Classificação dos pontos conforme associação mineral identificada nas amostras coletadas em afloramentos e na amostra mais superficial do testemunho de sondagem. (Mapa base Kinross Gold Corporation).

Na Figura 6.13 são apresentadas dez amostras analisadas da Suíte Intrusiva Tromai, incluindo uma amostra da subunidade Quartzo diorito Canoa, e duas amostras coletadas num testemunho de sondagem realizada no depósito Cipoeiro e que recebeu o código 4047-EK-0109. Os espectros (Fig. 6.14A) foram organizados de baixo para cima conforme o aumento da profundidade da feição em aproximadamente 2,220 μm , que caracteriza a mica branca, até o espectro GPI109. Os espectros GPI299 e GPI300 correspondem à amostra coletada no Quartzo diorito Canoa e os dois espectros no topo

do gráfico são relativos ao testemunho de sondagem 4047-EK-109.

A hornblenda, comum na composição original das rochas da Suíte Tromai, pôde ser reconhecida pela espectroscopia em todas as amostras analisadas onde as análises petrográficas também a identificaram, exceto numa delas, a amostra 2119-EK-R-0134. Este mineral tem duas feições diagnósticas associadas à ligação Mg-OH, uma, principal, posicionada no intervalo entre 2,320 μm e 2,330 μm , e outra, secundária, posicionada no intervalo entre 2,390 μm e 2,400 μm . A segunda, por ser exclusiva da maioria dos anfibólios (ex-

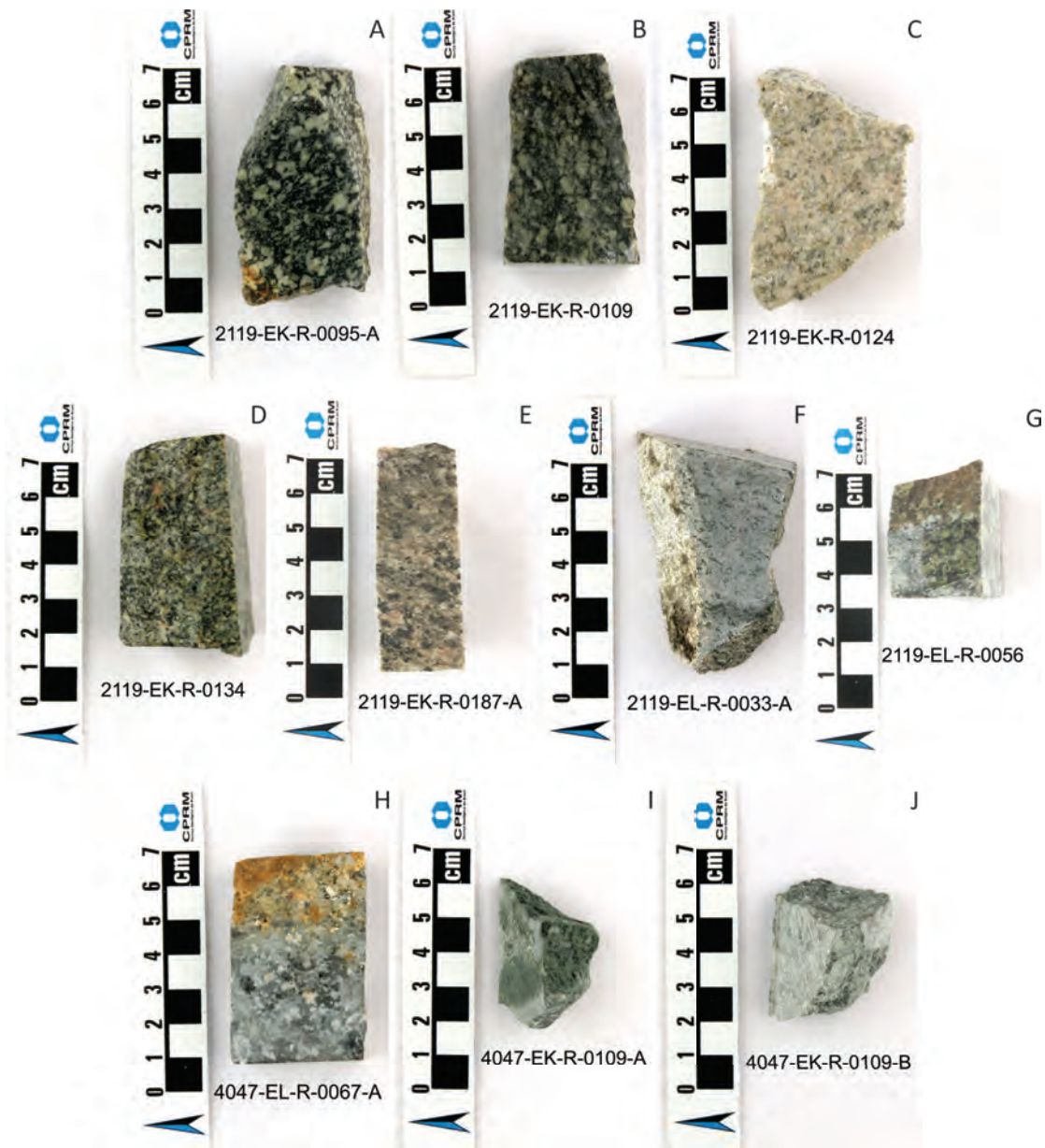


Figura 6.13 – Amostras de superfície da Suíte Intrusiva Tromai (A - G), amostra de superfície do Quartzo diorito Canoa (H), e amostras do testemunho de sondagem de código 4047-EK-0109 no depósito Cipoeiro (I - J). (A) Hornblenda meta-tonalito, (B) monzogranito, (C) biotita granodiorito, (D) hornblenda tonalito, (E) hornblenda granodiorito, (F) hornblenda quartzo-monzodiorito, (G) hornblenda quartzo-monzodiorito, (H) hornblenda gabro, (I) microtonalito, (J) tonalito. Profundidade das amostras do testemunho de sondagem 4047-EK-0109: (I) 103 m; (J) 185 m.

ceto actinolita-tremolita) se torna útil na identificação deste grupo quando em misturas com outros minerais ferromagnesianos, cuja feição Mg-OH encontra-se quase sempre na mesma posição da feição principal da hornblenda. No caso da amostra 2119-EK-R0134, o predomínio da clorita, em associação com epidoto nos espectros obtidos, pode ter obliterado esta feição.

Outro mineral comumente reconhecido nas assinaturas medidas foi o epidoto, que possui duas feições principais associadas às ligações Fe-OH e Mg-OH, a primeira em aproximadamente 2,256 μm e a segunda entre 2,335 μm e 2,342 μm . Mas, devido a superposições com feições semelhantes e mais persistentes de outros minerais ferromagnesianos, o epidoto é mais bem identificado em misturas por meio de suas feições secundárias em aproximada-

mente 1,545 μm , 1,830 μm e 1,947 μm (Fig. 6.14A). Apesar do epidoto também constituir um mineral reconhecido em paragêneses de alteração hidrotermal em condições mesotermiais (e.g., CORBETT; LEACH, 1998), este mineral não foi descrito como da associação mineral hidrotermal do depósito de Cipoeiro em Klein et al. (2007), de forma que deve estar associado à desestabilização das paragêneses ferromagnesianas magmáticas causada pelo metamorfismo regional de grau fraco a médio.

A clorita, de composição ferromagnesianas, pôde ser identificada em todos os espectros medidos (Fig. 6.14A), principalmente devido à feição em aproximadamente 2,254 μm , da ligação Fe-OH, que persiste mesmo em pequenas proporções deste mineral. Quando a clorita predomina na associação

mineral esta feição ocorre associada àquela posicionada em aproximadamente 2,345 μm da ligação Mg-OH, como é o caso do espectro GPI330, onde uma leve inflexão em 2,220 μm também permitiu a identificação de uma pequena quantidade de sericita. Uma feição associada à água em 2,000 μm , também é comum na clorita ferromagnésiana.

Quanto à mica branca, sempre presente nas amostras, no geral na forma de sericita, sua composição tende à fengítica com feição típica do Al-OH neste grupo mineral variando na posição entre 2,213 μm , mais próxima da composição muscovítica, presente na amostra coletada no corpo do Quartzo diorito

Canoa, até 2,224 μm , francamente fengítica. Na Figura 6.14B exibem-se os espectros que mostraram o predomínio da feição da mica branca sobre a clorita. Neles, exceto pelo espectro GPI331, verifica-se que a feição tipicamente secundária das micas brancas em aproximadamente 2,343 μm se torna profunda e principal devido à presença da clorita e epidoto na mistura mineral. A amostra 4047-EK-R-0109-B, onde foi obtido este espectro, foi coletada na profundidade de 185 m em testemunho de sondagem próxima do depósito Cipoeiro. Neste depósito o ouro associa-se a veios de quartzo e, portanto confirma o caráter proximal indicado pelas assembleias minerais domi-

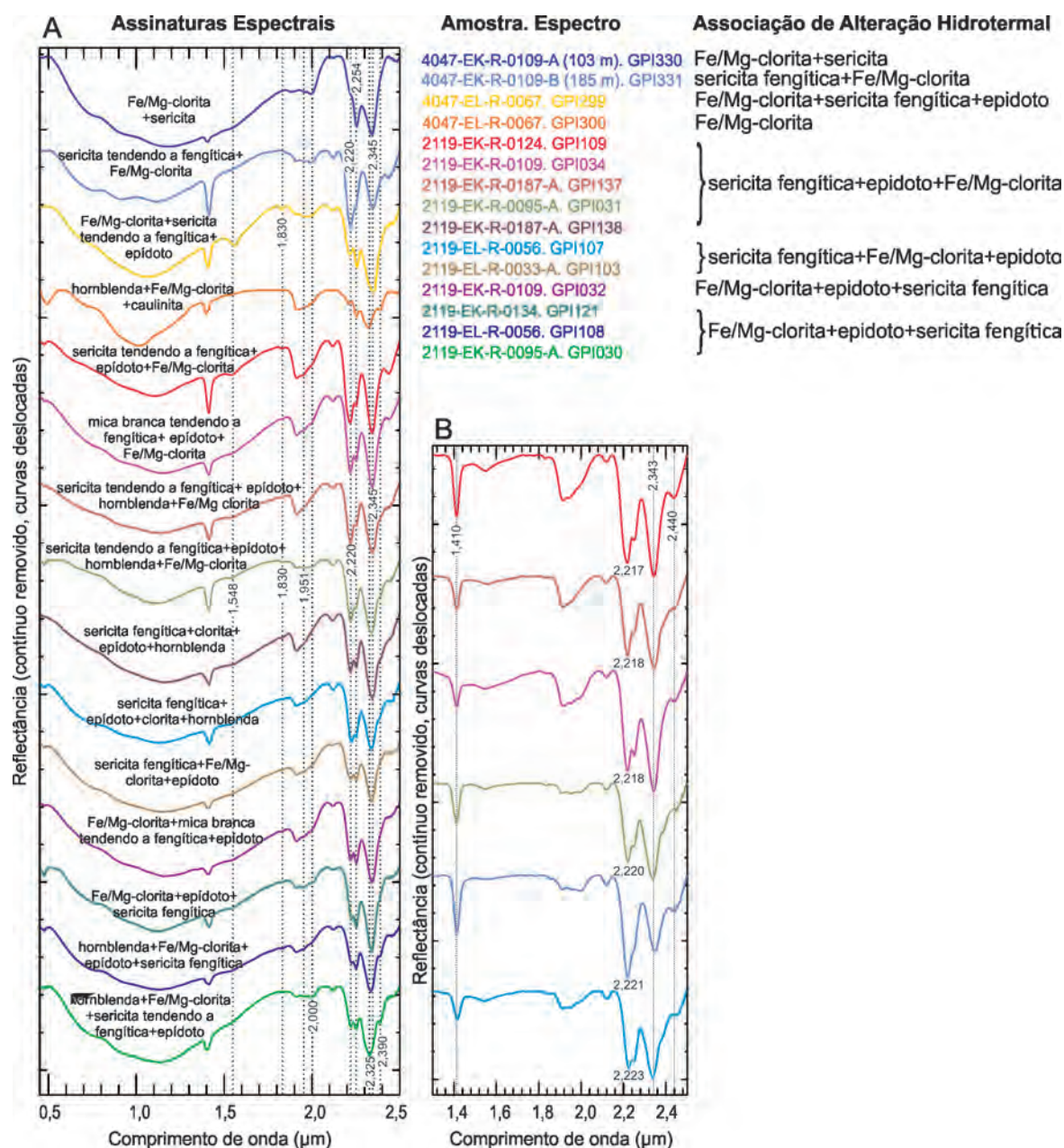


Figura 6.14 – Gráfico das assinaturas espectrais (com remoção de contínuo) de amostras de superfície da Suíte Intrusiva Tromai e testemunho de sondagem EK-0109 na mesma unidade (fotografias das amostras na Figura 6.13). Na legenda das curvas, as cores do texto correspondem aos espectros no gráfico; GPI + 3 caracteres numéricos, ao final do código da amostra, significa o número do espectro de laboratório. Linhas descontinuas verticais mostram posições de feições espectrais relevantes na interpretação dos espectros. (A) Espectros completos, de todas as amostras analisadas, no intervalo de comprimentos de onda entre 0,5 μm e 2,5 μm . (B) Detalhe das amostras onde a feição típica da mica branca predomina sobre a da clorita ferromagnésiana, no intervalo de comprimentos de onda entre 1,3 μm e 2,5 μm .

nadas pela mica branca fengítica, em associação com sulfetos e quartzo em veios.

6.4 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os depósitos de ouro do Cinturão Gurupi foram definidos como orogênicos (sumário em Klein, 2014b) e similares aos encontrados em terrenos do tipo *greenstone-belt* do Arqueano e do Paleoproterozoico. Tratando de depósitos de ouro associados a terrenos do tipo *greenstone*, Pontual, Merry e Gamson (2008b), no guia de análise espectral para exploração mineral, abordam as associações mineralógicas passíveis de reconhecimento pelas análises por espectroscopia de reflectância relativas a três zonas de alteração hidrotermal que demarcam a intensificação dos efeitos sobre as encaixantes até a recristalização final dos corpos mineralizados. A zona da clorita, distal, é caracterizada pela assembleia de alteração composta de clorita e carbonato (calcita e/ou ankerita), típicos de alteração de rochas máficas e alguns metassedimentos; mica branca (de composição paragonítica ou tendendo a muscovítica), presente nos termos félsicos e metassedimentos; e talco, presente nas rochas ultramáficas. A zona do carbonato, intermediária, tem como mineral distintivo o Fe-carbonato (siderita ou ankerita), mas que raramente ocorre como único mineral num espectro, sendo tipicamente observado com outros minerais tais como mica branca, essencialmente muscovítica ou tendendo a fengítica, e clorita. A presença de um ou outro marcaria também as zonas de transição clorita-carbonato e carbonato-muscovita. Finalmente, a zona da muscovita-pirita, proximal com relação às concentrações minerais, tem a mica branca de composição fengítica como principal mineral micáceo, mas biotita ou flogopita pode ser a mica predominante em alguns casos. Secundariamente, Fe-carbonato (ankerita ou siderita) pode estar presente, e pirita é o principal sulfeto associado, este sulfeto não contém feições diagnósticas nas assinaturas espectrais, mas causa fortes efeitos de ruído de alta frequência se presente nas amostras medidas. Vale ressaltar a variação composicional da mica branca entre as diversas zonas, gradando desde composição paragonítica (altos Al e Na, baixos Fe, Mg, Si) e muscovítica (alto K, médio Si) chegando a fengítica (baixos Al e Na, altos Fe, Mg, K, Si) conforme a maior proximidade com as zonas mineralizadas. Este padrão, embora seja comum, não é constante (CUDAHY et al. 2005) e alguns depósitos de ouro orogênico tem mica branca mais aluminosa associada às zonas proximais.

Dentro das limitações inerentes ao método, insensível a alguns grupos minerais, as análises espectrorradiométricas aqui efetuadas permitiram a obtenção de informações mineralógicas qualitativas no que diz respeito ao conteúdo mineral desenvolvido pela alteração hidrotermal em ambiente orogênico mesozonal nos litotipos associados ao minério de ouro e suas encaixantes, bem como das associações minerais desenvolvidas como resposta aos processos de alteração supergênica. Além de consis-

tir numa análise rápida, sem necessidade de preparação elaborada das amostras, é capaz de fornecer informações não muito simples de se obter a partir de análises petrográficas, tais como cristalinidade e composição da mica branca e argilominerais, composição da clorita, do carbonato, e dos óxidos de ferro, o que, quando necessário, requer análises mais sofisticadas como a difração de raios X, por exemplo.

No caso da principal unidade mineralizada da área estudada, a Formação Chega Tudo, as amostras analisadas, essencialmente de rochas vulcânicas e hidrotermalitos, mostraram que as assembleias típicas da zona mais distal à mineralização são dominadas por clorita, preferencialmente ferromagnésiana, associada a algum carbonato e pouca mica branca, no caso da unidade vulcanossedimentar e preferencialmente mais rica em ferro e associada com mica branca muscovítica, no caso da unidade vulcânica. Na unidade metavulcanossedimentar a zona intermediária tem o carbonato de ferro como principal mineral, em associação com clorita ferromagnésiana e mica branca muscovítica, principalmente no limite com a zona distal, e mica branca fengítica no limite com a zona mais proximal. Nas amostras da unidade vulcânica o carbonato é raro, de forma que as misturas entre a clorita e mica branca muscovítica parecem marcar esta zona. Finalmente, a zona proximal é marcada nos espectros pela presença predominante da mica branca de composição tendendo à fengítica, que se associa a quartzo e sulfetos, minerais sem feições espectrais diagnósticas.

Outra unidade importante do ponto de vista metalogenético, a Suíte Intrusiva Tromai, hospeda as concentrações de ouro em litotipos de origem plutônica. Análises de amostras desta unidade resultaram em assinaturas espectrais em que se reconhece hornblenda e epidoto, minerais associados à mineralogia original e ao metamorfismo regional, clorita ferromagnésiana, em parte metamórfica e em parte de origem hidrotermal nas zonas mais distais e mica branca com variação composicional entre muscovítica tendendo a fengítica e fengítica, a última típica das zonas mais proximais.

Finalmente, o mapa da Figura 6.15 resume a distribuição mineral na área estudada, para todas as unidades litológicas, considerando-se apenas as associações minerais de interesse para o estudo da alteração hidrotermal. Mesmo que parte dos minerais identificados possam ter se desenvolvido sob o metamorfismo regional, percebe-se a distribuição preferencial das associações em que ocorre a mica branca de tendência fengítica, importante marcador das zonas mais proximais aos depósitos, na porção leste do mapa, a partir do corredor de afloramento da Formação Chega Tudo. É nesta mesma região que se encontram os principais depósitos de ouro. A oeste deste corredor a mica branca tem composição predominantemente muscovítica e se associa principalmente à clorita e secundariamente ao epidoto, associações minerais em que a mica branca fengítica está presente ocorrem na porção mais a noroeste em amostras das formações Piriá e Cabeça do Porco.

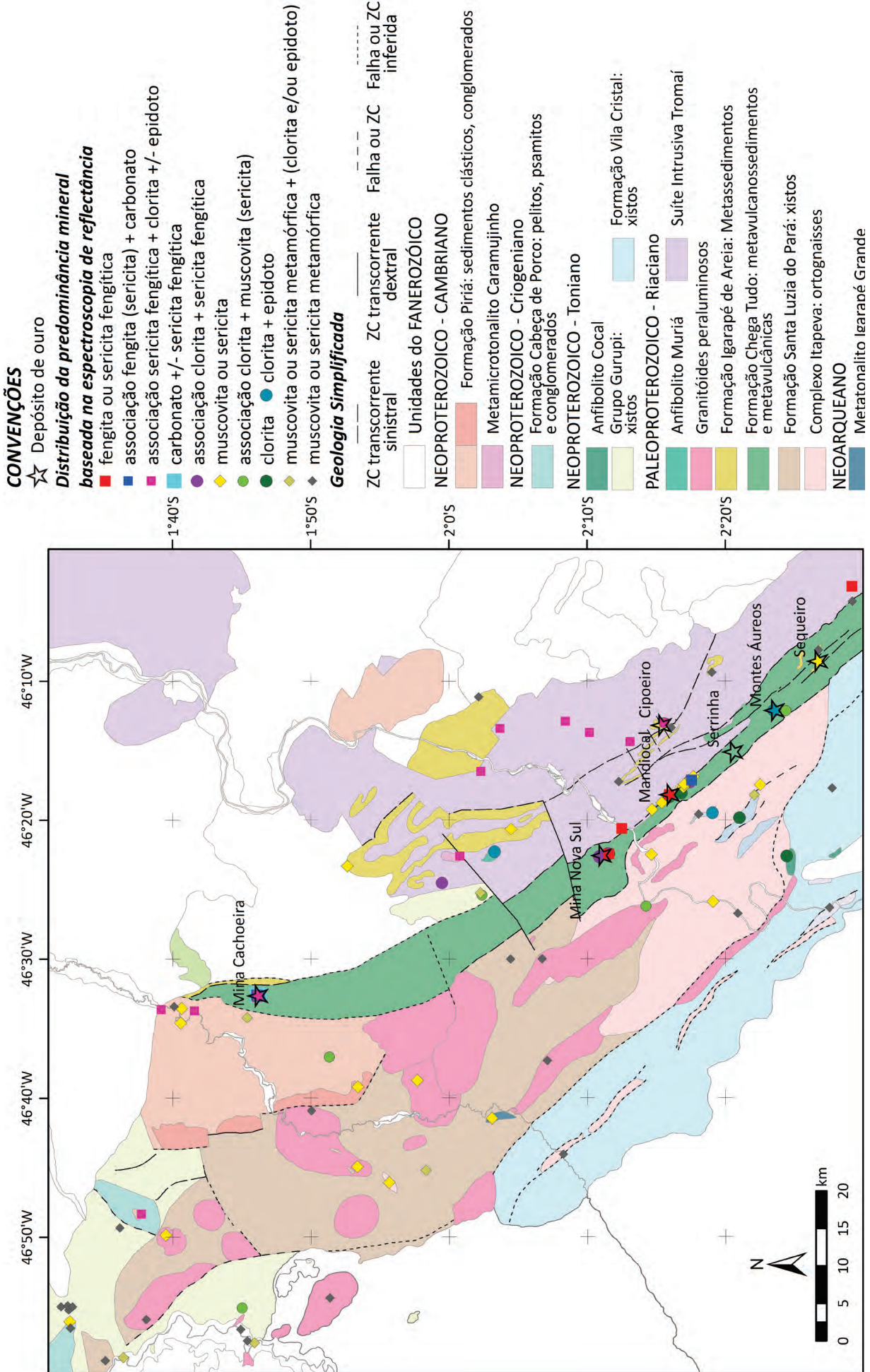


Figura 6.15 – Mapa geológico simplificado da ARIM Gurupi com localização dos principais depósitos auríferos e distribuição da predominância mineral baseada na espectroscopia de reflectância.

7 – LEVANTAMENTO GEOQUÍMICO

Marcelly P. Neves; César L. Chaves

7.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo é apresentado o tratamento e interpretação dos dados de geoquímica de sedimento de corrente e concentrado de bateia do projeto ARIM Gurupi. Fazem parte desta análise os resultados analíticos de amostras coletadas durante a execução deste projeto, e também daqueles oriundos de projetos anteriores, a maioria na escala 1:100.000 (folhas Centro Novo do Maranhão, Santa Luzia do Pará, e projeto PGAGEM). Por esse motivo, a área de amostragem excede à área da ARIM Gurupi (Fig. 7.1).

Os objetivos deste trabalho foram caracterizar associações geoquímicas relacionadas a possíveis mineralizações, e verificar suas relações com a geologia da área, além do estudo geoquímico do Au e seus farejadores, para associar e identificar a assinatura geoquímica a depósitos existentes na região. Para o estudo foram utilizadas 814 amostras de sedimento de corrente e 330 amostras de concentrado de bateia, sendo 309 coletadas em aluvião e 21 amostras obtidas a partir de amostras de solo (Fig 7.1). As informações de campo e os resultados analíticos estão disponíveis no Banco de Dados da CPRM, GEOSBG.

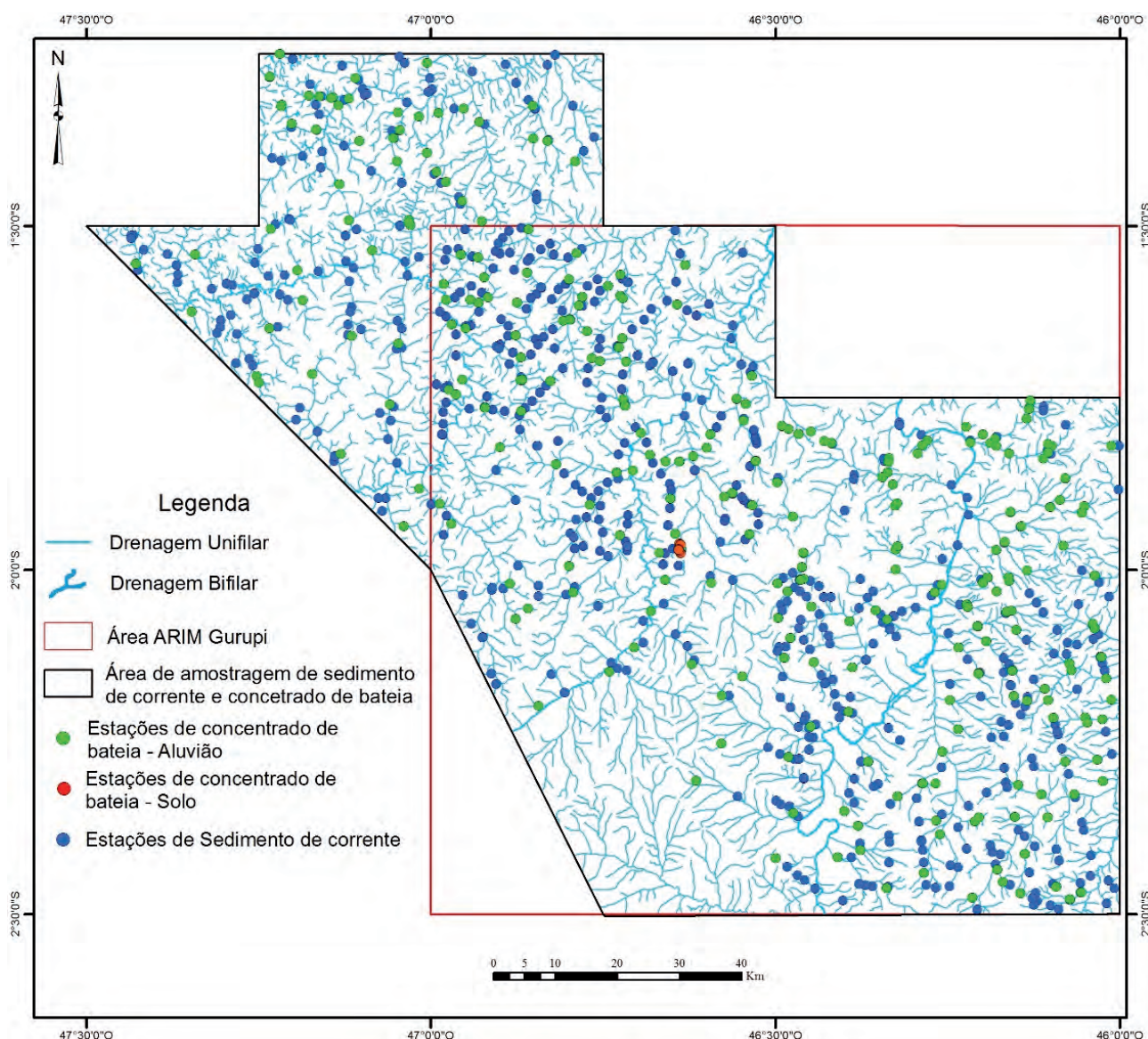


Figura 7.1 – Mapa de localização das estações amostradas para sedimento de corrente e concentrado de bateia.

7.2 - RESULTADOS ANALÍTICOS E TRATAMENTO ESTATÍSTICO DOS DADOS

7.2.1 - SEDIMENTOS DE CORRENTE

Os resultados analíticos completos encontram-se no GEOSBG (<http://geosbg.cprm.gov.br>). As análises químicas utilizadas neste estudo foram realizadas em dois laboratórios: SGS-GEOSOL e ACME. O tratamento estatístico foi feito separadamente, levando-se em consideração o laboratório que realizou a análise das amostras. As tabelas 7.1 e 7.2 apresentam o sumário estatístico para os elementos aqui considerados no tratamento. Foram utilizados os softwares Excel 2010 e Statistica 10, obedecendo às seguintes etapas: 1) técnicas de estatística univariada com cálculo dos estimadores estatísticos, histogramas, gráficos de probabilidade normal e *box plot*, sendo que estes últimos foram utilizados para elaboração dos mapas geoquímicos (intervalos de classe determinados através dos gráficos *box plot* e gráficos de probabilidade normal – no caso de elementos com distribuição assimétrica nos gráficos *box plot*); 2) estatística bivariada com análises de correlação não paramétrica (correlação de *Spearman*); 3) estatística multivariada como análise de agrupamento e análise fatorial.

Para os 55 elementos analisados pela SGS-GEOSOL, 19 apresentaram mais de 50% dos valores menores do que o limite de detecção (Ag, As, Au, B, Be, Ca, Cd, Ge, Hg, In, K, Li, Na, P, S, Se, Ta, Ti, W), seis elementos (Lu, Pd, Pt, Tb, Te, Yb) não apresentam resultados analíticos para todas as amostras, enquanto que os demais apresentaram valores acima do limite de detecção superiores a 50%. Desse modo foram selecionados 34 elementos para o tratamento estatístico convencional, já que apresentaram todos os resultados analíticos na faixa de valores significativos, somando-se a os elementos Au e P pela sua importância prospectiva na área, e Ag e As por serem farejadores para mineralizações de Au, apesar de não terem atingidos valores acima do limite de detecção superiores a 50% (Tabela 7.1), além da elaboração de mapas geoquímicos para os elementos Te e Hg.

Para os 52 elementos analisados pela ACME, 36 foram selecionados para o tratamento estatístico, uma vez que os demais elementos (Be, Cd, Ge,

Hf, In, K, Mg, Pd, Pt, Re, S, Sb, Ta, Te, Tl e W) apresentam mais de 50% dos valores menores que o limite de detecção (Tabela 7.2). Os elementos com baixo grau de detecção não foram considerados nos tratamentos estatísticos que exijam correlações de valores e análises estatísticas multivariadas. Os elementos chamados farejadores de Au, para a região do Gurupi, também serão apresentados em mapas unielementares.

Para representação gráfica dos elementos analisados, foram utilizados os diagramas de *box plot* (Anexos 3 e 4) e de probabilidade normal (Anexos 5 e 6), construídos transformando os valores, originalmente ordinais, em valores logarítmicos, com objetivo de reduzir a influência dos *outliers*, evitando superestimar os positivos e subestimar os negativos (Reimann et al., 2008; Grunsky, 2010). Para o tratamento estatístico multivariado também foram considerados os dados log-transformados. Os valores anômalos e as classes de valores de cada elemento foram baseados na análise dos diagramas de *box plot* e de probabilidade normal, em que foram definidas de três a cinco classes conforme as Tabelas 7.3 e 7.4 e a Figuras 7.2, 7.3, 7.4 e 7.5.

Para a elaboração dos gráficos de correlação e agrupamento (*cluster analysis*), foram utilizados também os valores logarítmicos sem a presença daqueles considerados *outliers* ou extremos. As Figuras 7.2/7.4 e 7.3/7.5 mostram a correlação para 29 elementos (dados SGS-GEOSOL) e 36 elementos (dados ACME), respectivamente. Neste trabalho, valores acima de 0,8 são considerados correlação forte e valores entre 0,6 e 0,79 correlação moderada. As Figuras 7.2 e 7.4 mostram correlação forte para os elementos U-Y, U-(Th, La e Ce) e Zr-Hf e as figuras 7.3 e 7.3 mostram correlações fortes entre Ba- Sr, Ce-La-U (Th, Y), Al-(Ga, Sr, V), Co-(Cr, Cu, Mn, Ni, V), Co-(Mn, Ni, Sc, Zn), Cr-(Cu, Mo, V), Cu-(Mn, Ni), Ni-(Sc, Zn), Cr-(Cu, Fe, Mo, Ni, Sc, V, Zn), Mo-(Sc, V), Sc-(V, Zn). Várias correlações entre elementos podem indicar processos geológicos e influência de rochas e minerais, como por exemplo, Ba e Sr pode indicar influência de rochas graníticas, da mesma forma que boas correlações entre Ce-La-U-Th e Y. Por outro lado, boas correlações entre Cr e V e Cu-Ni e Mn podem sugerir presença de rochas máficas. No caso do ouro, para aquelas amostras analisadas pela ACME, correlações acima de 0,5 podem ser observadas com os elementos Cu-Hg-Zn (Fig. 7.3).

Tabela 7.1 – Sumário estatístico para 34 elementos analisados pela SGS-SGS-GEOSOL.

Elemento	N° de amostras	Valores válidos	% de Valores válidos	Mínimo	Primeiro quartil	Média	Mediana	Média geométrica	Terceiro quartil	Máximo	Desvio padrão	Coefficiente de variabilidade
Ag (ppm)	340	168	49,41	0,01	0,02	0,06	0,03	0,04	0,06	0,72	0,09	151,29
Ag (ppb)	8	2	25,00	20,00	20,00	25,00	25,00	24,49	30,00	30,00	7,07	28,28
Al (%)	340	339	99,71	0,02	0,08	0,19	0,12	0,13	0,21	1,68	0,22	116,36
As (ppm)	340	40	11,76	1,00	1,00	11,90	2,00	2,05	3,00	379,00	59,60	500,86
Au (ppm)	340	7	2,06	0,10	0,10	0,17	0,10	0,15	0,20	0,40	0,11	64,91
Ba (ppm)	340	201	59,12	5,00	8,00	21,39	14,00	15,05	24,00	324,00	28,83	134,78
Bi (ppm)	340	204	60,00	0,02	0,03	0,09	0,04	0,05	0,07	2,69	0,22	253,96
Ce (ppm)	340	340	100,00	0,73	3,50	31,08	7,72	9,23	20,57	860,79	86,40	278,00
Co (ppm)	340	340	100,00	0,10	0,30	1,04	0,50	0,60	0,90	21,40	2,06	198,11
Cr (ppm)	340	339	99,71	2,00	4,00	10,40	6,00	7,19	12,00	156,00	13,44	129,30
Cs (ppm)	340	187	55,00	0,05	0,08	0,19	0,11	0,14	0,22	1,21	0,18	95,44
Cu (ppm)	340	339	99,71	0,70	1,50	3,33	2,20	2,43	3,30	26,00	3,60	108,08
Fe (%)	340	339	99,71	0,10	0,69	1,35	1,09	1,06	1,76	5,35	0,95	70,62
Ga (ppm)	340	340	100,00	0,20	0,60	1,15	0,80	0,91	1,30	9,10	1,03	89,90
Hf (ppm)	340	211	62,06	0,05	0,09	0,27	0,15	0,18	0,30	3,04	0,33	125,96
La (ppm)	340	340	100,00	0,40	1,80	16,69	3,80	4,70	10,20	513,80	49,68	297,62
Mn (%)	120	55	16,18	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	39,65
Mn (ppm)	220	220	64,71	16,00	58,00	128,30	84,50	95,76	153,50	1083,00	126,34	98,47
Mo (ppm)	340	292	85,88	0,05	0,09	0,67	0,16	0,22	0,31	12,45	1,51	226,29
Nb (ppm)	340	328	96,47	0,05	0,18	0,50	0,30	0,32	0,48	5,27	0,64	128,07
Ni (ppm)	340	310	91,18	0,50	1,00	4,53	1,50	2,09	3,20	107,00	9,10	200,60
P (ppm)	340	119	35,00	50,00	60,00	124,68	73,00	92,48	117,00	1736,00	178,40	143,08
Pb (ppm)	340	339	99,71	0,50	1,50	3,03	2,10	2,14	2,90	154,00	8,56	281,98
Rb (ppm)	340	240	70,59	0,20	0,50	1,62	0,80	0,98	1,85	14,90	2,06	127,31
Sb (ppm)	340	203	59,71	0,05	0,07	0,60	0,08	0,10	0,13	101,00	7,08	1174,33
Sc (ppm)	340	270	79,41	0,10	0,30	0,69	0,50	0,49	0,80	6,10	0,73	106,03
Sn (ppm)	340	287	84,41	0,30	0,50	1,69	0,70	0,83	1,20	160,00	9,49	563,21
Sr (ppm)	340	314	92,35	0,50	1,00	3,20	1,70	1,97	3,40	68,40	5,31	165,92
Y (ppm)	340	340	100,00	0,13	0,68	2,20	1,09	1,22	1,87	33,49	3,95	179,78
Zn (ppm)	340	271	79,71	1,00	2,00	6,40	4,00	4,00	7,00	56,00	8,04	125,65
Zr (ppm)	340	321	94,41	0,50	1,90	6,47	3,30	3,77	6,70	112,00	10,14	156,87

Tabela 7.3 – Tabela com as classes para cada elemento e anomalias de 1ª e 2ª ordem para dados da SGS-SGS-GEOSOL.

	CLASSE 1	CLASSE 2	CLASSE 3	ANOMALIA 2 ORDEM	ANOMALIA 1 ORDEM
Ag(ppm)	0,005 a 0,006	0,006 a 0,19	0,19 a 0,37	0,37 a 0,72	
Al(%)	0,005 a 0,049	0,049 a 0,21	0,21 a 0,94	0,94 a 1,68	
As(ppm)		0,4 a 0,6	0,6 a 16	16 a 379	
Au(ppm)		0,04 a 0,06	0,06 a 0,4		
Ba(ppm)	2,5 a 3	3 a 50	50 a 80	80 a 324	
Be(ppm)		0,04 a 0,06	0,06 a 1	1 a 1,2	
Bi(ppm)	0,01 a 0,011	0,011 a 0,12	0,12 a 0,29	0,29 a 2,69	
Ca(%)	0,00 a 0,006	0,006 a 0,051	0,051 a 0,1	0,1 a 0,34	
Cd(ppm)	0,005 a 0,006	0,006 a 0,25	0,25 a 0,99	0,99 a 2,62	
Ce(ppm)	0,73 a 3,5	3,5 a 20,3	20,3 a 237,48	237,48 a 860,79	
Co(ppm)	0,1 a 0,29	0,29 a 0,9	0,9 a 4,6	4,6 a 21,4	
Cr(ppm)	0,5 a 3,9	3,9 a 12	12 a 48	48 a 156	
Cs(ppm)	0,025 a 0,03	0,03 a 0,28	0,28 a 0,6	0,6 a 1,21	
Cu(ppm)	0,25 a 1,49	1,49 a 3,3	3,3 a 10,6	10,6 a 26	
Fe(%)	0,005 a 0,16	0,16 a 0,68	0,68 a 1,76	1,76 a 5,35	
Ga(ppm)	0,2 a 0,59	0,59 a 1,3	1,3 a 4	4 a 9,1	
Hf(ppm)	0,025 a 0,03	0,03 a 0,52	0,52 a 0,9	0,9 a 3,04	
Hg(ppm)	0,005 a 0,006	0,006 a 0,061	0,061 a 0,16	0,16 a 1,54	
K(%)	0,005 a 0,006	0,006 a 0,071	0,071 a 0,12	0,12 a 0,22	
La(ppm)	0,4 a 1,7	1,7 a 11	11 a 126,9	126,9 a 513,8	
Li(ppm)	0,4 a 0,6	0,6 a 4,1	4,1 a 5		
Lu(ppm)	0,005 a 0,006	0,006 a 0,041	0,041 a 0,13	0,13 a 0,28	
Mg(%)	0,005 a 0,006	0,006 a 0,06	0,06 a 0,091	0,091 a 0,19	
Mn(ppm)	16 a 49	49 a 153	153 a 692	692 a 1083	
Mo(ppm)	0,025 a 0,06	0,06 a 0,27	0,27 a 1,97	1,97 a 21,45	
Na(%)	0,004 a 0,006	0,006 a 0,061	0,061 a 0,08		
Nb(ppm)	0,025 a 0,16	0,16 a 0,46	0,46 a 2,18	2,18 a 5,27	
Ni(ppm)	0,25 a 0,7	0,7 a 2,9	2,9 a 19,5	19,5 a 107	
P(%)	25 a 30	30 a 122	122 a 317	317 a 1736	
Pb(ppm)	0,1 a 1,4	1,4 a 2,8	2,8 a 7,2	7,2 a 15	15 a 154
Rb(ppm)	0,1 a 0,11	0,11 a 7,4	7,4 a 14,97		
S(%)			0,004 a 0,005	0,005 a 0,22	
Sb(ppm)	0,025 a 0,026	0,026 a 0,24	0,24 a 0,35	0,35 a 0,98	
Sc(ppm)	0,05 a 0,09	0,09 a 0,7	0,7 a 6,1		
Sn(ppm)	0,15 a 0,3	0,3 a 1	1 a 3,7	3,7 a 12,7	12,7 a 160
Sr(ppm)	0,25 a 0,8	,08 a 3,2	3,2 a 18,2	18,2 a 68,4	
Ta(ppm)			0,005 a 0,01	0,01 a 0,38	
Tb(ppm)	0,01 a 0,02	0,02 a 0,1	0,1 a 1,96	1,96 a 3,57	
Te(ppm)	0,01 a 0,03	0,03 a 0,28	0,28 a 0,6	0,6 a 1,72	
Th(ppm)	0,05 a 0,9	0,9 a 3,2	3,2 a 18,2	18,2 a 77,5	77,5 a 141,3
Ti(%)	0,005 a 0,009	0,009 a 0,04	0,04 a 0,3		
Tl(ppm)	0,005 a 0,011	0,011 a 0,1	0,1 a 0,71		
U(ppm)	0,025 a 0,12	0,12 a 0,48	0,48 a 3,04	3,04 a 8,52	
V(ppm)	0,5 a 0,9	0,9 a 6	6 a 29	29 a 63	
W(ppm)			0,04 a 0,05	0,05 a 1,6	1,6 a 39,5
Y(ppm)	0,013 a 0,67	0,67 a 1,87	1,87 a 8,29	8,29 a 33,49	
Yb(ppm)	0,05 a 0,06	0,06 a 0,9	0,9 a 1,6		
Zn(ppm)	0,5 a 0,9	0,9 a 5	5 a 50	50 a 56	
Zr(ppm)	0,25 a 1,6	1,6 a 6,3	6,3 a 40,2	40,2 a 112	

Tabela 7.4 – Tabela com as classes para cada elemento e anomalias de 1ª e 2ª ordem para dados da ACME.

	CLASSE 1	CLASSE 2	CLASSE 3	ANOMALIA 2 ORDEM	ANOMALIA 1 ORDEM
Ag(ppb)	1 a 1,1	1,1 a 35	35 a 60	60 a 145	
Al(%)	0,01 a 0,05	0,05 a 0,23	0,23 a 1,28	1,258 a 1,85	
As(ppm)	0,05 a 0,21	0,21 a 16	16 a 55	55 a 122,9	
Au(ppb)	0,1 a 0,11	0,11 a 8	8 a 68	68 a 1370	
Ba(ppm)	0,25 a 5,7	5,7 a 21,8	21,8 a 253,5	153,5 a 205,8	
Be(ppm)	0,05 a 0,06	0,06 a 0,61	0,61 a 1,3		
Bi(ppm)	0,01 a 0,011	0,011 a 0,22	0,22 a 0,32	0,32 a 1,7	
Ca(%)	0,005 a 0,006	0,006 a 0,12	0,12 a 0,32		
Cd(ppm)	0,005 a 0,006	0,006 a 0,07	0,07 a 0,13		
Ce(ppm)	0,1 a 2,2	2,2 a 9,5	9,5 a 66,5		
Co(ppm)	0,05 a 0,19	0,19 a 14	14 a 24,2	24,4 a 72,9	
Cr(ppm)	0,25 a 1,4	1,4 a 12,4	12,4 a 267,4	267,4 a 891,2	
Cs(ppm)	0,01 a 0,04	0,04 a 0,24	0,24 a 1,92	1,92 a 3,44	
Cu(ppm)	0,01 a 0,48	0,48 a 3,28	3,28 a 49,18	49,18 a 76,27	
Fe(%)	0,005 a 0,19	0,19 a 0,6	0,6 a 11,12	11,12 a 14,38	
Ga(ppm)	0,05 a 0,2	0,2 a 1,2	1,2 a 8,8	8,8 a 11,1	
Hf(ppm)	0,005 a 0,01	0,01 a 0,05	0,05 a 0,29		
Hg(ppm)	2,5 a 7	7 a 30	30 a 191	191 a 392	392 a 3258
In(ppm)			0,005 a 0,01	0,01 a 0,09	
K(%)	0,005 a 0,006	0,006 a 0,061	0,061 a 0,14		
La(ppm)	0,25 a 1	1 a 4,2	4,2 a 27,4	27,4 a 36,6	
Li(ppm)	0,05 a 0,2	0,2 a 1,2	1,2 a 7,9	7,9 a 29,8	
Mg(%)	0,005 a 0,006	0,006 a 0,09	0,09 a 0,22		
Mn(ppm)	0,5 a 4	4 a 41	41 a 946	946 a 2611	
Mo(ppm)	0,005 a 0,009	0,009 a 0,08	0,08 a 1,1	1,1 a 3,07	
Na(%)	0,0005 a 0,0006	0,0006 a 0,005	0,005 a 0,01		
Nb(ppm)	0,005 a 0,01	0,01 a 0,22	0,22 a 0,35		
Ni(ppm)	0,05 a 0,2	0,2 a 2	2 a 33,5	33,5 a 212,7	
P(%)	0,0005 a 0,001	0,001 a 0,009	0,009 a 0,076	0,076 a 0,245	
Pb(ppm)	0,17 a 0,99	0,99 a 3,14	3,14 a 17,43	17,43 a 71,6	
Pd(ppb)			4 a 5	5 a 39	
Pt(ppb)			0,9 a 1	1 a 18	
Rb(ppm)	0,05 a 0,3	0,3 a 1,4	1,4 a 8,1	8,1 a 20,1	
Re(ppb)			0,4 a 0,5	0,5 a 2	
S(%)			0,005 a 0,01	0,01 a 0,06	
Sb(ppm)	0,005 a 0,01	0,01 a 0,23	0,23 a 2	2 a 3,9	
Sc(ppm)	0,05 a 0,1	0,1 a 0,8	0,8 a 6,4	6,4 a 15,5	
Se(ppm)	0,05 a 0,06	0,06 a 1,1	1,1 a 3	3 a 5,3	
Sn(ppm)	0,05 a 0,06	0,06 a 1,5	1,1 a 7	7 a 12	
Sr(ppm)	0,25 a 1	1 a 5,1	5,1 a 43,7	43,7 a 74,1	
Ta(ppm)			0,01 a 0,025	0,025 a 0,05	
Te(ppm)	0,005 a 0,01	0,01 a 0,17	0,17 a 0,8		
Th(ppm)	0,05 a 0,2	0,2 a 1,1	1,1 a 6,4	6,4 a 11	
Ti(%)	0,0005 a 0,0009	0,0009 a 0,003	0,003 a 0,015	0,015 a 0,034	
Tl(ppm)	0,005 a 0,01	0,01 a 0,12	0,12 a 0,16		
U(ppm)	0,05 a 0,06	0,06 a 0,71	0,71 a 2	2 a 4,9	
V(ppm)	1 a 1,9	1,9 a 13	13 a 204	204 a 450	
W(ppm)			0,04 a 0,05	0,05 a 0,2	
Y(ppm)	0,05 a 0,23	0,23 a 1,07	1,07 a 9,26		
Zn(ppm)	0,2 a 1,2	1,2 a 6,1	6,1 a 58,2	58,2 a 87,2	
Zr(ppm)	0,05 a 0,06	0,06 a 1,21	1,21 a 3,1	3,1 a 12,1	

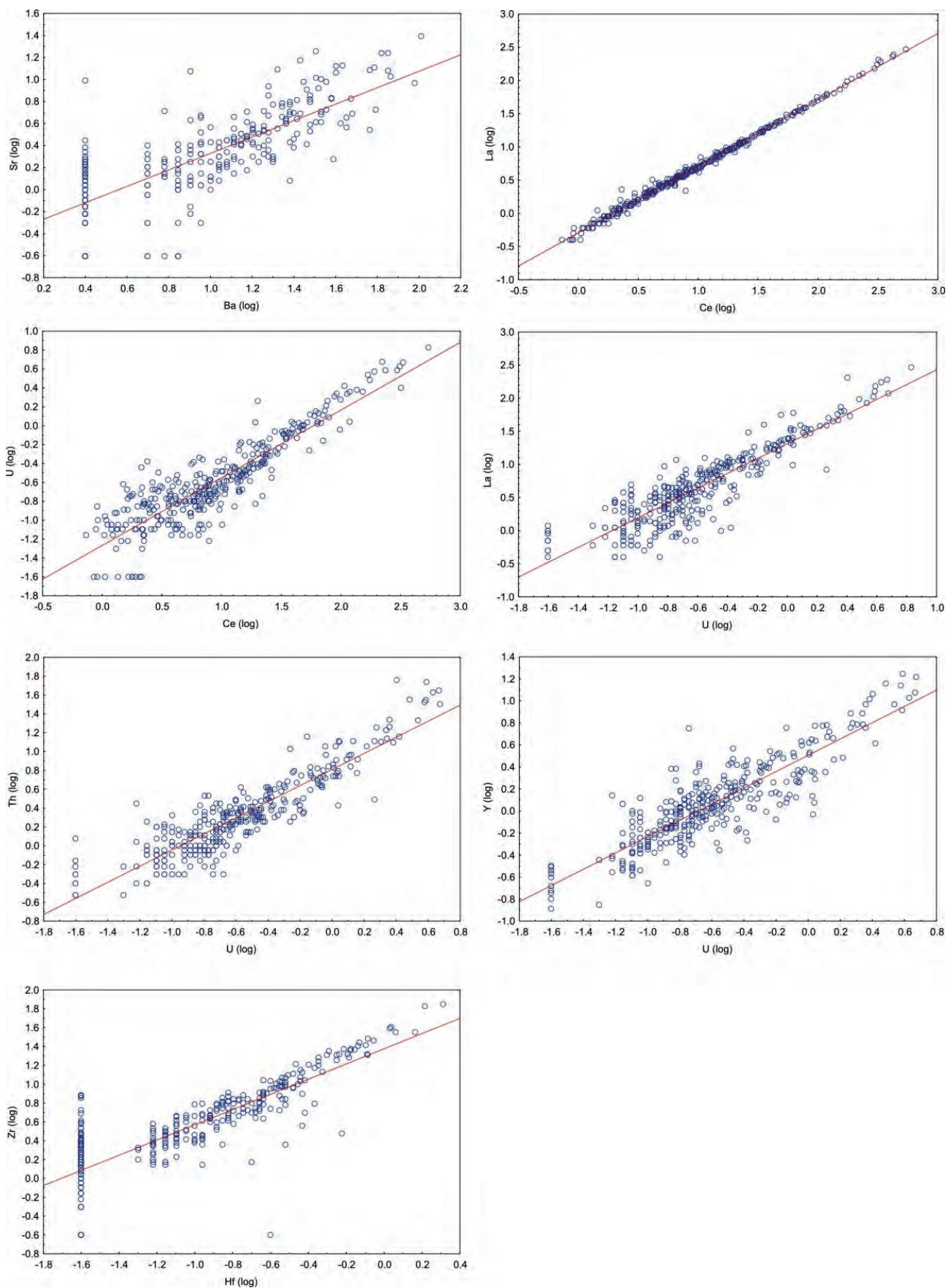
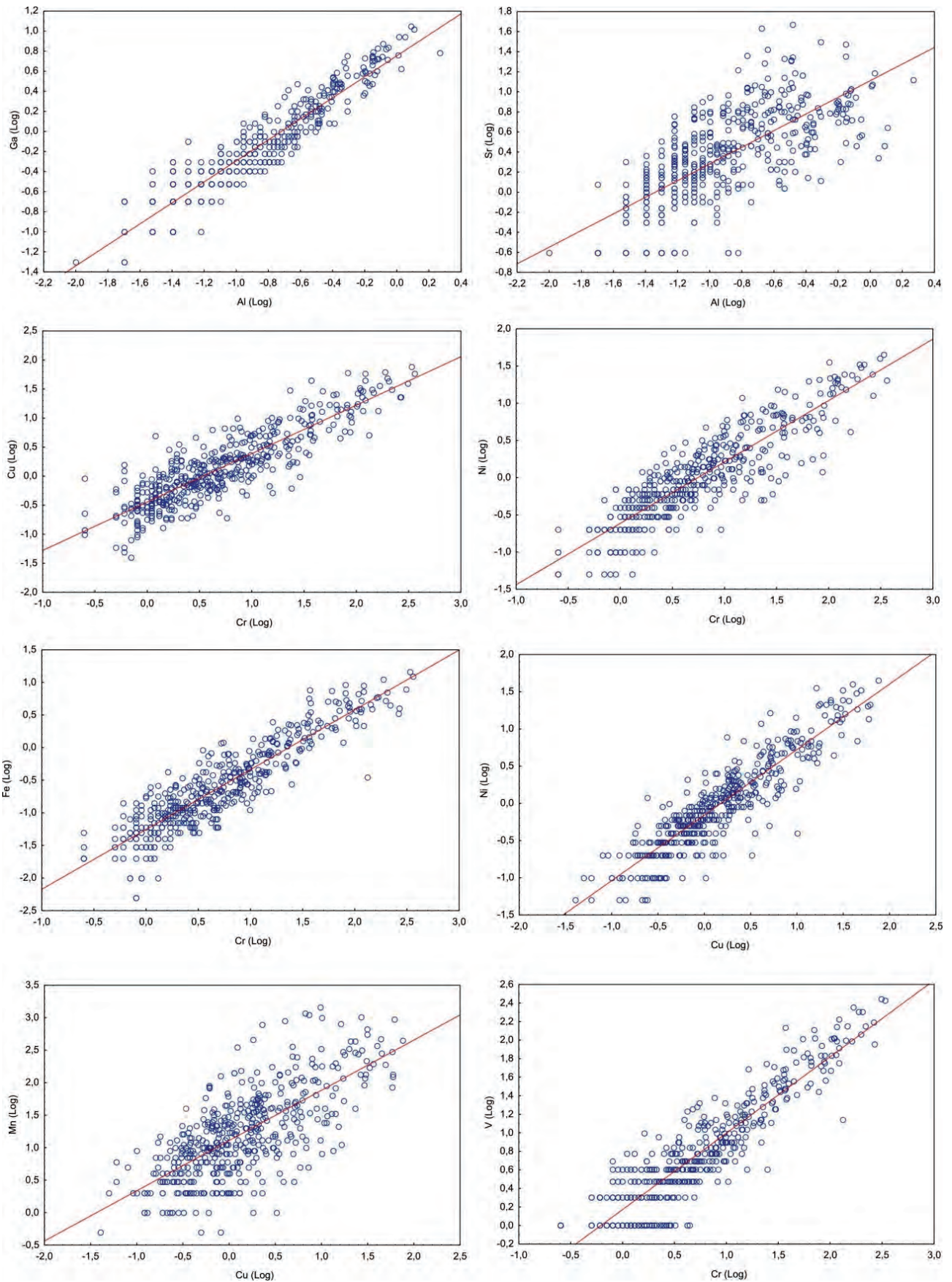


Figura 7.4 – Gráficos de principais correlações entre elementos nos sedimentos de corrente analisados por SGS-GEOSOL



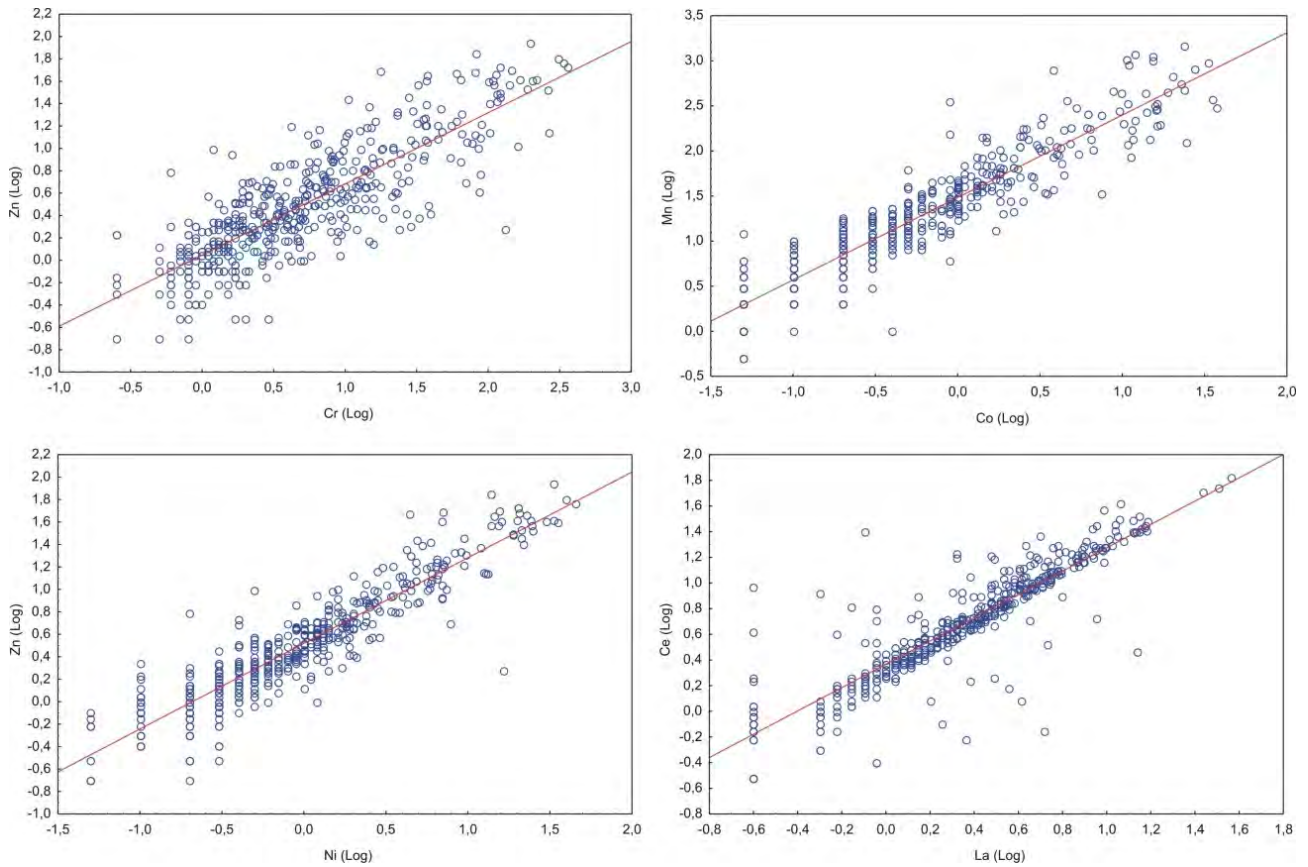


Figura 7.5 – Gráficos de principais correlações entre elementos nos sedimentos de corrente analisados no laboratório ACME.

Para Análise Fatorial, os *outliers* e extremos foram retirados, e em seguida foram transformados pela razão log centralizada (*centered log-ratio*, CLR - AITCHINSON, 1986) com uso do aplicativo CoDaPack, para então serem trabalhados no *software* Statistica. O método de rotação utilizado foi o *Varimax*, e para determinação do número de fatores, que são relevantes para esta análise, foi utilizado o teste *scree* resultando em gráfico com auto-valores para cada fator (Fig. 7.6). A partir deste gráfico, utilizou-se o critério de Kaiser que considera o valor acima de 1 como relevante para análise.

A utilização da transformação CLR permite que alguns fatores apresentem informações sobre duas associações geoquímicas, uma com coeficientes (*loadings*) positivos significativos com o fator ($> 0,7$) e outra com coeficientes negativos significativos com o fator ($< -0,7$).

A simbologia utilizada para os mapas de *scores*, apresentados no item 7.3 Interpretação dos Resultados, os pontos de proveniência para sedimento de corrente foram baseados nos quartis definidos nos *box-plot*.

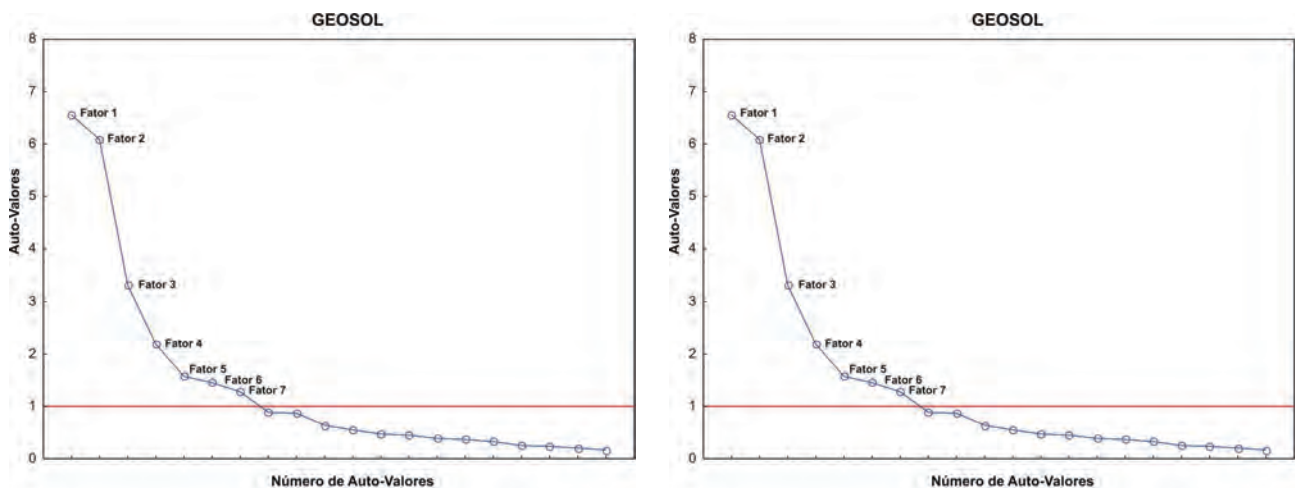


Figura 7.6 – Gráficos para determinação de fatores relevantes para análise..

As amostras de sedimento de corrente analisadas pelos laboratórios SGS-GEOSOL e ACME apresentam sete e oito fatores responsáveis por 77,42% e 72,21% da variância do sistema, Tabela 7.5 e Tabela 7.6 respectivamente, sendo destacados aqueles elementos com fator > 0,70, com exceção para o fator 6 dos dados da ACME, em que foi considerado o valor de 0,66.

Para as amostras analisadas na SGS-GEOSOL, o fator 1, responsável por 22,61% da variância do sistema, apresenta altos valores de correlação negativa entre os elementos Ce, La, Th e Y. O fator 2, responsável por 20,98% da variância, possui coeficientes positivos significativos de Hf e Zr, e coeficientes negativos de Ba, Cs e Rb. Já o fator 3, responsável por 11,43% da variância, apresenta maior contribuição

dos elementos Mo e Ni, ambos coeficientes negativos. Por sua vez o fator 4 (7,54% da variância), apresenta correlação entre Al e Ga.

Já para as amostras de sedimento de corrente analisados na ACME, o fator 1 é responsável por 22,24% da variância do sistema, possui coeficientes negativos significativos de Ba, Ca e Sr, e coeficiente positivo de Cr. Os demais fatores apresentaram contribuições de 15,44%, 9,85%, 7,78%, 6,00%, 4,18% e 3,52%.

Destacados em vermelho na Tabela 7.6, estão os valores de fatores em que os elementos apresentam forte correlação, todos com coeficientes negativos: fator 2 - Co, Ni e Zn; fator 3 - Nb e Ti; fator 4 - Cs, Li e Rb; fator 5 - Ce e La; fator 6 - de Al e Ga; e Fator 7 representado pelo Au.

Tabela 7.5 – Análise de principais fatores (SGS-GEOSOL), sendo os valores em vermelho as melhores correlações.

	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4	Fator 5	Fator 6	Fator 7
clr(Al_ppm)	0,330	-0,347	0,145	-0,807	0,065	-0,061	-0,021
clr(Ba_ppm)	0,047	-0,844	0,287	0,061	0,164	0,023	-0,095
clr(Bi_ppm)	0,242	0,018	-0,145	0,110	-0,756	0,125	-0,077
clr(Ce_ppm)	-0,933	-0,196	0,099	0,186	0,054	0,022	0,004
clr(Co_ppm)	0,472	-0,311	-0,036	0,209	0,630	-0,033	-0,035
clr(Cr_ppm)	0,430	0,180	-0,624	-0,280	0,223	0,203	0,036
clr(Cs_ppm)	0,049	-0,800	0,143	-0,200	-0,161	0,109	-0,109
clr(Cu_ppm)	0,456	0,010	-0,402	0,277	0,293	-0,299	-0,214
clr(Fe_ppm)	0,381	0,425	0,190	-0,066	0,141	-0,604	0,243
clr(Ga_ppm)	0,141	0,163	-0,005	-0,857	-0,075	-0,175	-0,076
clr(Hf_ppm)	0,150	0,838	0,179	0,068	-0,147	-0,064	0,058
clr(La_ppm)	-0,931	-0,188	0,103	0,190	0,043	0,019	0,015
clr(Mn_ppm)	0,538	0,134	0,332	0,393	0,195	-0,263	0,215
clr(Mo_ppm)	0,249	0,069	-0,826	0,043	-0,309	0,031	0,170
clr(Nb_ppm)	0,188	0,277	-0,050	0,223	-0,311	0,051	0,406
clr(Ni_ppm)	0,339	-0,095	-0,773	0,293	0,064	0,122	0,042
clr(Pb_ppm)	0,180	0,013	0,306	-0,183	-0,189	-0,124	-0,727
clr(Rb_ppm)	0,120	-0,829	0,031	0,183	-0,116	0,252	-0,007
clr(Sb_ppm)	0,304	0,422	0,065	-0,139	0,101	-0,662	0,128
clr(Sc_ppm)	0,374	0,052	-0,089	0,051	0,008	0,769	0,263
clr(Sn_ppm)	0,134	0,366	0,149	-0,316	-0,136	-0,444	0,200
clr(Sr_ppm)	0,150	-0,684	0,282	-0,099	0,126	-0,139	0,025
clr(Th_ppm)	-0,901	0,238	0,128	-0,009	-0,098	-0,042	-0,002
clr(Ti_ppm)	0,077	0,667	0,217	0,255	0,035	-0,038	-0,375
clr(U_ppm)	-0,933	0,056	0,152	0,083	-0,101	-0,044	0,007
clr(V_ppm)	0,370	0,024	0,207	-0,562	0,450	0,206	0,014
clr(Y_ppm)	-0,855	0,179	0,138	0,079	0,173	0,069	0,149
clr(Zn_ppm)	0,126	-0,470	-0,060	0,081	0,310	0,282	-0,556
clr(Zr_ppm)	0,073	0,845	0,173	-0,024	-0,113	-0,042	0,050

Tabela 7.6 – Análise de principais fatores (ACME), sendo os valores em vermelho as melhores correlações.

	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4	Fator 5	Fator 6	Fator 7	Fator 8
clr(Ag_ppm)	-0,255	0,319	0,452	0,202	0,084	0,056	-0,092	0,012
clr(Al_ppm)	-0,253	0,131	0,198	-0,215	0,284	-0,759	0,034	-0,073
clr(As_ppm)	0,292	0,033	0,591	0,222	0,277	0,321	0,013	-0,276
clr(Au_ppm)	-0,113	-0,019	0,054	-0,024	0,121	0,185	-0,751	-0,119
clr(Ba_ppm)	-0,794	-0,231	0,189	-0,050	-0,129	-0,236	0,134	-0,035
clr(Bi_ppm)	0,191	0,633	-0,229	-0,226	0,191	0,177	0,024	0,138
clr(Ca_ppm)	-0,799	-0,097	0,011	0,201	0,061	0,109	-0,176	0,052
clr(Ce_ppm)	-0,147	0,151	0,028	-0,170	-0,890	0,149	0,034	-0,003
clr(Co_ppm)	-0,043	-0,853	0,052	0,171	0,094	0,241	0,073	-0,169
clr(Cr_ppm)	0,794	-0,312	-0,106	0,142	0,274	-0,039	0,099	0,018
clr(Cs_ppm)	0,254	0,349	-0,131	-0,752	-0,089	-0,061	0,058	0,178
clr(Cu_ppm)	0,343	-0,609	0,138	0,119	0,308	-0,124	-0,011	0,110
clr(Fe_ppm)	0,540	-0,384	0,189	0,318	0,283	-0,211	0,294	-0,192
clr(Ga_ppm)	0,352	0,284	0,074	-0,014	0,266	-0,663	0,098	0,157
clr(Hg_ppm)	-0,191	0,040	0,086	0,065	0,027	-0,456	-0,584	0,142
clr(La_ppm)	-0,253	0,224	0,037	-0,094	-0,809	0,118	0,141	0,133
clr(Li_ppm)	0,020	-0,201	0,029	-0,859	-0,069	0,018	-0,063	-0,093
clr(Mn_ppm)	-0,217	-0,678	0,067	0,265	-0,013	0,294	0,205	-0,209
clr(Mo_ppm)	0,487	-0,004	0,236	0,468	0,219	-0,088	-0,144	0,079
clr(Na_ppm)	-0,692	0,095	-0,240	0,042	-0,011	0,154	-0,309	-0,135
clr(Nb_ppm)	0,126	0,372	-0,744	-0,074	0,083	0,019	0,058	-0,105
clr(Ni_ppm)	0,331	-0,726	-0,004	-0,093	0,265	0,077	0,052	0,113
clr(P_ppm)	-0,115	-0,126	0,492	0,051	-0,149	-0,238	-0,011	0,554
clr(Pb_ppm)	0,033	0,485	-0,278	-0,017	-0,109	0,027	0,248	0,526
clr(Rb_ppm)	-0,199	0,187	0,009	-0,775	-0,151	-0,298	0,029	-0,036
clr(Sc_ppm)	0,303	-0,458	-0,150	0,418	0,293	-0,310	0,004	-0,222
clr(Se_ppm)	-0,043	0,492	0,353	0,264	0,223	-0,200	0,005	-0,165
clr(Sn_ppm)	-0,160	0,567	-0,173	-0,038	0,150	0,184	0,175	0,257
clr(Sr_ppm)	-0,761	-0,113	0,274	0,018	-0,026	-0,290	0,100	0,132
clr(Th_ppm)	0,255	0,489	-0,278	0,031	-0,585	0,110	0,216	0,092
clr(Ti_ppm)	0,112	0,134	-0,872	0,082	-0,010	0,207	0,014	0,005
clr(U_ppm)	-0,070	0,637	-0,151	-0,180	-0,373	0,080	0,109	0,066
clr(V_ppm)	0,458	-0,325	-0,003	0,456	0,307	-0,169	0,102	-0,289
clr(Y_ppm)	-0,036	-0,388	-0,022	-0,124	-0,691	-0,022	-0,244	-0,076
clr(Zn_ppm)	0,077	-0,717	0,142	-0,065	0,255	0,086	-0,026	0,281
clr(Zr_ppm)	0,295	0,638	-0,160	0,154	0,210	-0,029	0,151	-0,239

7.2.2 - CONCENTRADO DE BATEIA

Para os resultados de concentrados de bateia, foram considerados os principais minerais de minérios e associados mais importantes, como ouro (Ta-

bela 7.7), cromita (Tabela 7.8) e minerais satélites de kimberlito (Tabela 7.9). No caso dos minerais satélites de diamante, também foram coletadas e analisadas amostras de solo (Tabela 7.9).

Tabela 7.7 – Tabela com indícios mineralógicos de ouro.

MINERAL	INDÍCIOS MINERALÓGICOS	
	N. Amostras	N. Partículas
Ouro	26	1
	6	2
	4	5
	3	3
	1	4
	1	60
	1	24
	1	12
	1	16
	1	7
	1	6

Tabela 7.8 – Tabela com indícios mineralógicos de cromo.

MINERAL	INDÍCIOS MINERALÓGICOS
	Concentrado de bateia
Cromita	30 (<1%)

Tabela 7.9 – Tabela com indícios mineralógicos de minerais satélites de kimberlito.

MINERAL	INDÍCIOS MINERALÓGICOS	
	Concentrado de bateia - Aluvião	Concentrado de bateia - Solo
Ilmenita kimberlítica	12(<1%)	21(<1%)
Granada kimberlítica	6(<1%)	5(<1%)
Espinélio kimberlítico	-	7(<1%)
Cromo espinélio	1(<1%)	-

7.3 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

Para apresentação dos resultados e mapas geoquímicos, foram consideradas anomalias de primeira e segunda ordem obtidas a partir de diagramas *box plot* e de probabilidade normal, além das bacias de captação das amostras cujo resultados foram significantes, e em alguns casos relacionados aos dados de concentrados de bateia. Neste capítulo estão mapas dos principais fatores representando características geológicas e/ou algo relacionada à mineralização, mapas de Au e seus farejadores para região (Te, As, Hg e Sb), mapa de associação relacionada a rochas máficas-ultramáficas, além de mapas com indícios mineralógicos de kimberlitos.

7.3.1 - ANÁLISE FATORIAL

Para Análise Fatorial foram utilizados os resultados analíticos obtidos pelo laboratório SGS-GEOSOL.

O fator 1 (Ce, La, Th e Y) coincide com o fator 5 obtido dos dados analisados no laboratório ACME (Ce e La). Esta associação geoquímica está amplamente distribuída na área, e em algumas representam rochas granitoides cartografadas durante o mapeamento geológico, como aqueles pertencentes a Suíte Intrusiva Japiim. (Fig. 7.7).

Por sua vez, os fatores 4 (SGS-GEOSOL) e 6 (ACME), apresentam associação Al-Ga para os resultados dos dois laboratórios, e cujos *scores* positivos estão relacionadas principalmente as rochas metassedimentares da Formação Chega Tudo, Formação Piriá e Grupo Gurupi onde estão localizados os principais indícios de ocorrências de fosfato laterítico na região, na porção NW da ARIM-Gurupi (Fig. 7.8). A relação entre esta associação e o indício de alumínio cadastrado durante o mapeamento geológico (W da ARIM Gurupi) é representada pelos *scores* negativos que marcam as Coberturas Lateríticas Imaturas (Fig. 7.8).

O fator 2 (SGS-GEOSOL), representado pela associação Ba-Ce-Rb (*scores* negativos) Hf-Zr (*scores* positivos) tem sua maior representatividade na porção NW da área, onde estão cartografadas as rochas do Grupo Barreiras, o que caracteriza zircão detrítico relacionado a esta unidade (Fig. 7.9).

O fator 3 mostra associação Mo-Ni, típica de rochas máficas. Contudo, nesta região não foram identificadas ocorrências significativas de rochas máficas na escala de 1:100.000 (Fig. 7.10).

Para os dados analíticos obtidos do laboratório ACME, o fator 1, correlação entre Ba, Ca, Cr e Sr, está associado a rochas metamórficas da formação Chega Tudo, Santa Luzia do Pará e Gurupi (Fig. 7.11). O fator 3 apresenta coeficiente significativo negativo de Nb-Ti. Essa associação de elementos é típica de rochas máficas, porém, a exemplo do fator 3(SGS-GEOSOL), a área não possui ocorrências de rochas máficas, com maiores valores para estes fatores em rochas metamórficas (Fig. 7.12).

7.3.2 - OURO E SEUS FAREJADORES

Pela sua importância metalogenética e por ser o recurso mineral mais abundante na área do projeto ARIM Gurupi, foram agrupadas as estações anômalas em Au e bacias anômalas de primeira e segunda ordem para Ag, As e Au com objetivo de associar e identificar tal assinatura geoquímica a depósitos existentes na região e propor novas áreas para prospecção. Além desses mapas, são apresentados também mapas de Sb, Bi, Te e Hg.

Na Figura 7.13 é possível observar que os valores mais anômalos em Au ocorrem em sua maioria ao longo da área cartografada como Formação Chega Tudo, segundo a direção preferencial NW-SE, concordante com a estruturação regional da área, onde estão localizados vários garimpos e quase todos os depósitos de Au conhecidos. Também é sobre esta formação que estão presentes grande parte das estações de concentrado de bateia onde foram identificadas partículas de Au. Segundo Klein & Lopes (2011), as ocorrências de Au na região ocorrem

ao longo da Zona de Cisalhamento Tentugal e estão encaixadas na estrutura secundárias que seccionam a Formação Chega Tudo. É possível observar também na porção W-NW, fora do limite do Cinturão Gurupi, estações com valores anômalos em Au e seus farejadores, onde não se tem registro oficial de garimpos ou indícios de ouro. Destaca-se na Figura 7.13 um possível *trend* de bacias anômalas em Ag, de direção NW-SE, que não representa a continuidade da Formação Chega Tudo.

Os mapas de Hg, Te e Bi (Figs. 7.14, 7.15 e 7.16) demonstram que os valores mais constantes e elevados destes elementos estão associados à Formação Chega Tudo, cujos valores mais significativos estão localizados na porção central da área cartografada desta formação, onde também foram observados valores anômalos de ouro e foram cadastradas algumas ocorrências deste bem mineral. Já o mapa de Sb (Fig. 7.17) mostrou um *trend* de valores semelhantes àquele observado para o Au e seus farejadores, incluindo o da Ag (Fig. 7.13).

7.3.3 - ASSOCIAÇÃO Cr-Cu-Ni-Zn

Na Figura 7.18 é possível observar que a associação Cr-Cu-Ni-Zn, típica de rochas máficas e ultramáficas, ocorre em bacias de captação anômalas que drenam parte das rochas da Formação Chega Tudo e do Grupo Gurupi, contudo não coincidem com as es-

tações de amostragem com cromita em concentrado de bateia. Ao longo do Cinturão Gurupi, observamos bacias anômalas para essa associação, que coincidem com depósitos ou garimpos de Au, dentre eles o depósito Cachoeira, mostrando uma provável relação entre a mineralização de Au (no caso da parte central do Cinturão, sem prospecto conhecido) com associações típicas de rochas máficas-ultramáficas. Há também várias anomalias para a mesma associação na parte NW em área descrita como cobertura sedimentar fanerozoica pertencentes ao Grupo Barreiras, anomalias estas que podem estar relacionadas a corpos máfico-ultramáficos não cartografados durante mapeamento geológico.

7.3.4 - MINERAIS SATÉLITE DE KIMBERLITO

Minerais satélites de kimberlitos (Tabela 7.11) foram identificados em concentrados de bateia amostrados na porção central da área de estudo, onde rochas kimberlíticas também estão cadastradas no GeoSGB da CPRM. Em função da presença de indícios de diamante e de minerais satélites, Klein, Lopes e Chaves (2015) realizaram coleta de amostras de solo no médio curso do Rio Piriá, na sua margem esquerda, cujos resultados dos concentrados de bateia destas amostras de solo confirmaram a presença de minerais satélites de kimberlitos (Fig. 7.19).

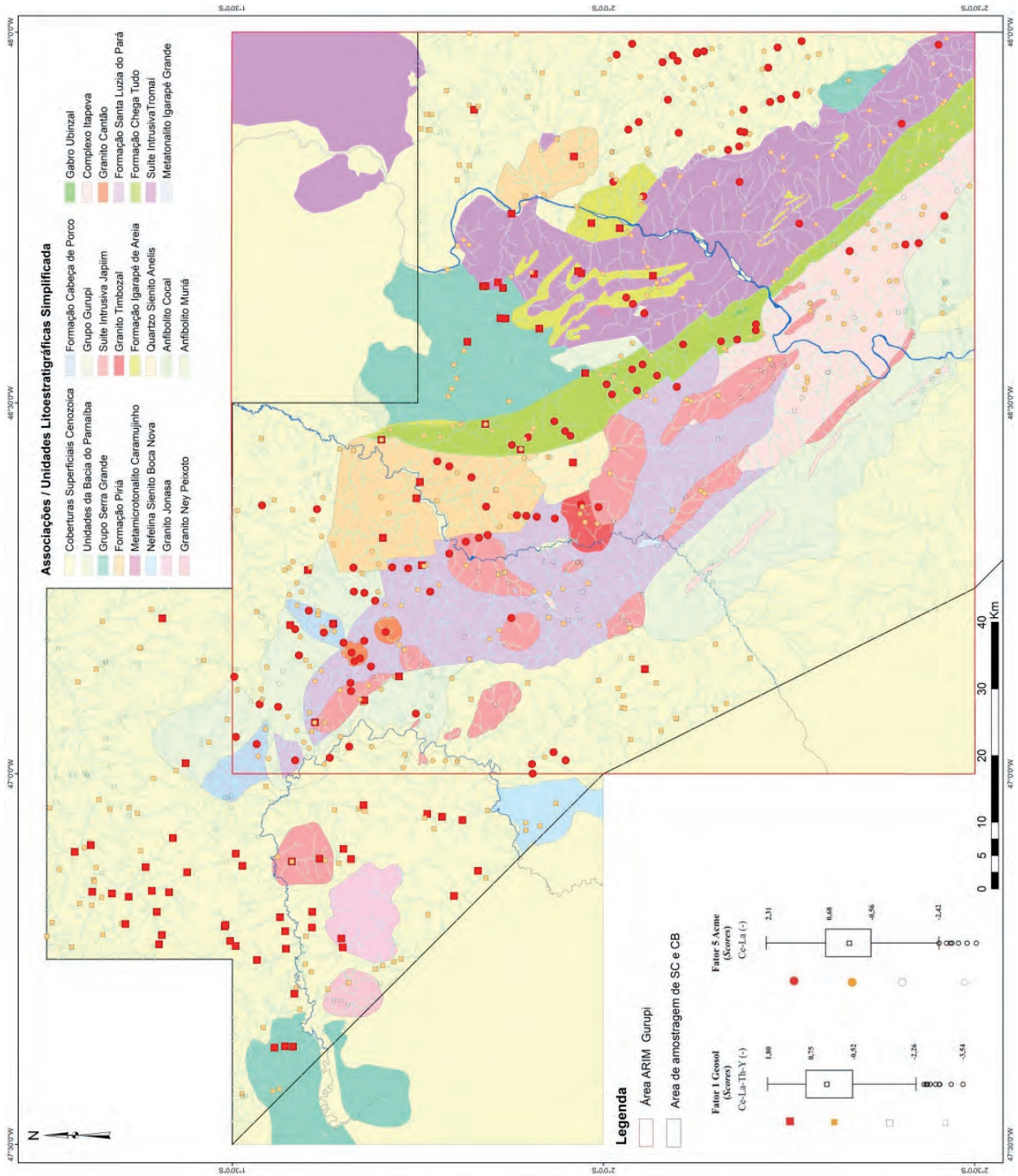


Figura 7.7 – Mapa de distribuição do Fator 1 (Ce-La-Th-Y) para dados analíticos da SGS-GEOSOL, e Fator 5 (Ce-La) para dados analíticos da ACME.

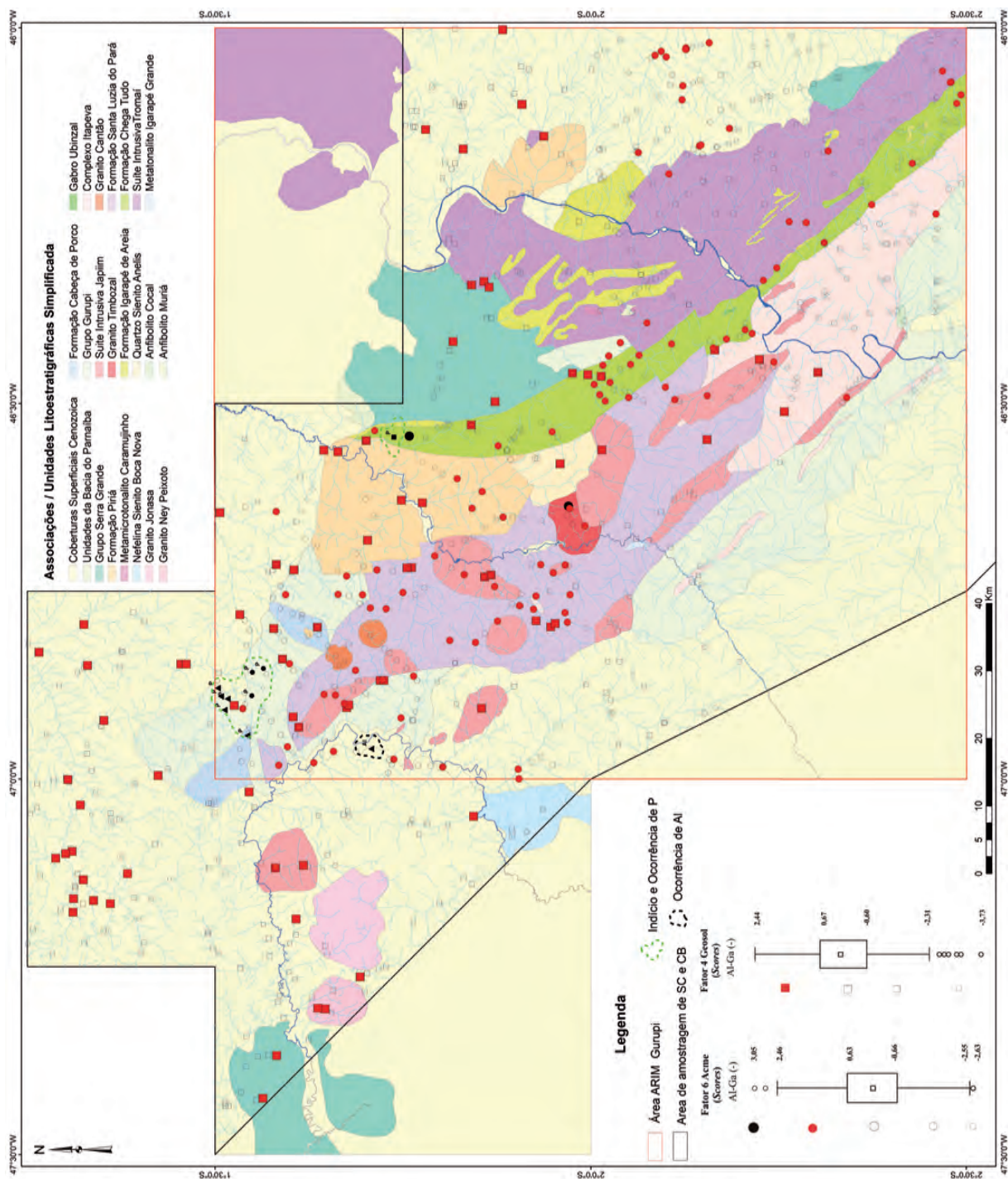


Figura 7.8 - Mapa de distribuição do Fator 4 para dados analíticos da SGS-GEOSOL, e Fator 6 para dados analíticos da ACME da associação Al-Ga.

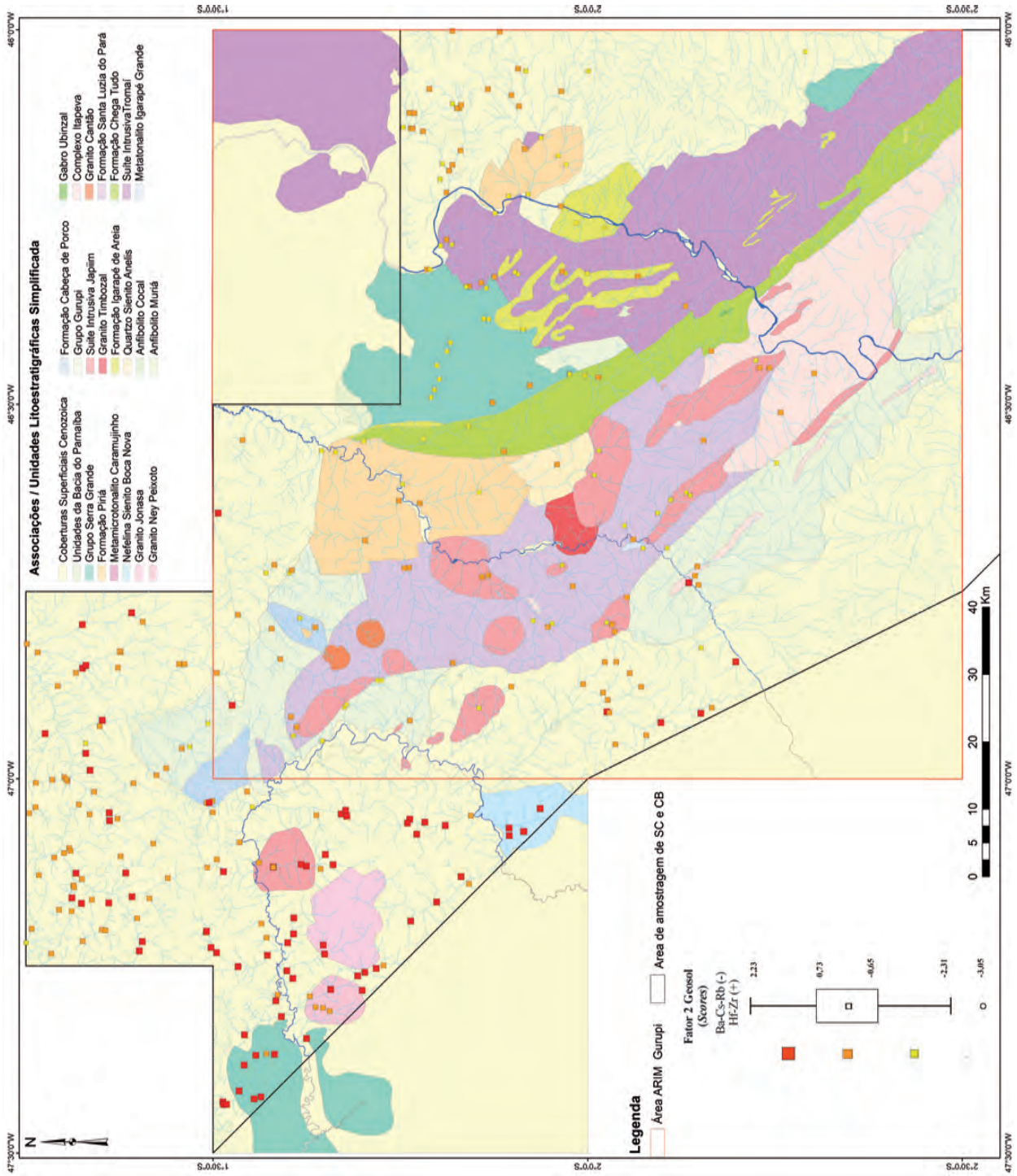


Figura 7.9 – Mapa de distribuição do Fator 2 (Ba-Cs-Rb-Zr) para dados analíticos da SGS-GEOSOL

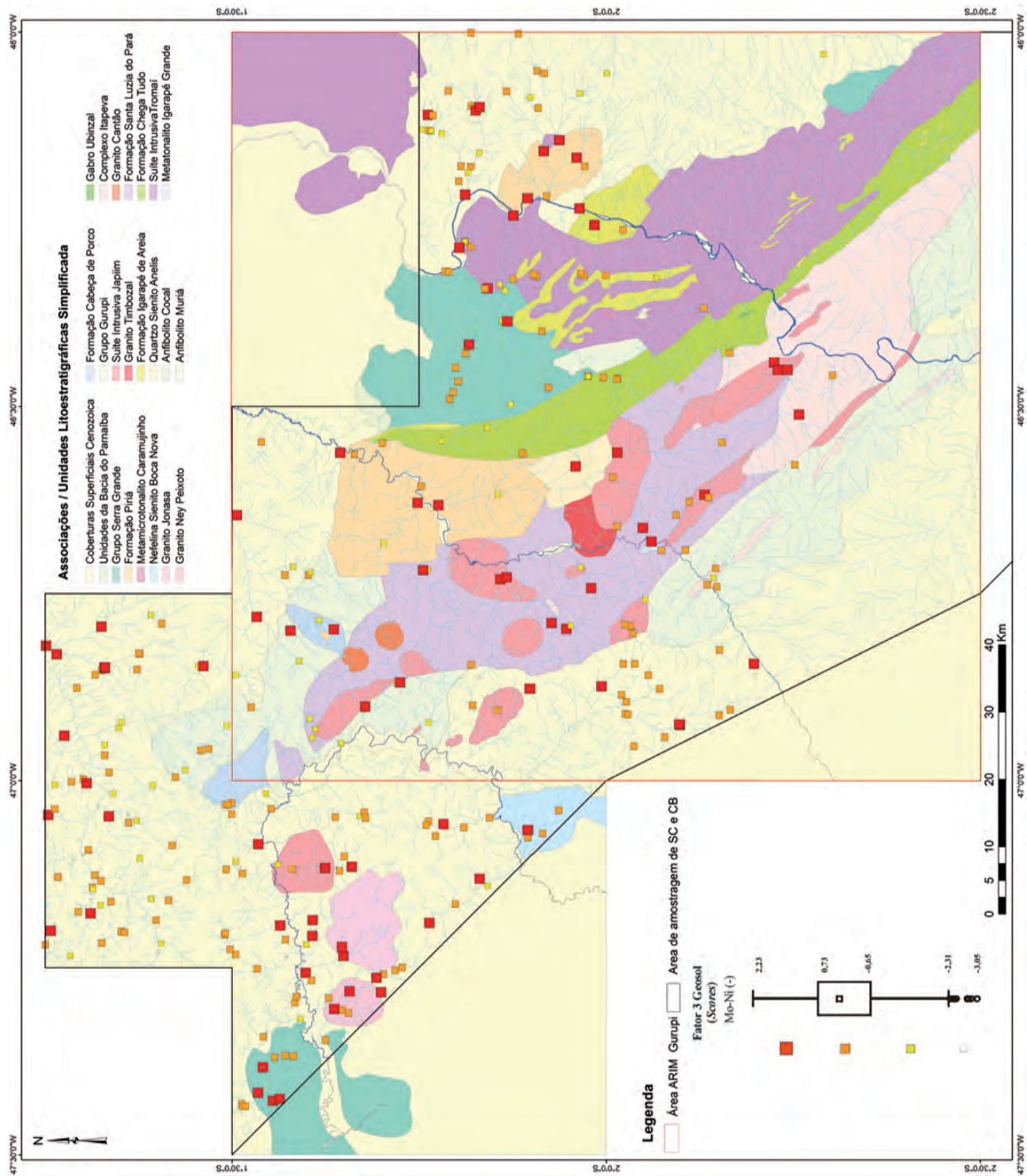


Figura 7.10 – Mapa distribuição do Fator 3, associação Mo-Ni para dados analíticos da SGS -GEOSOL

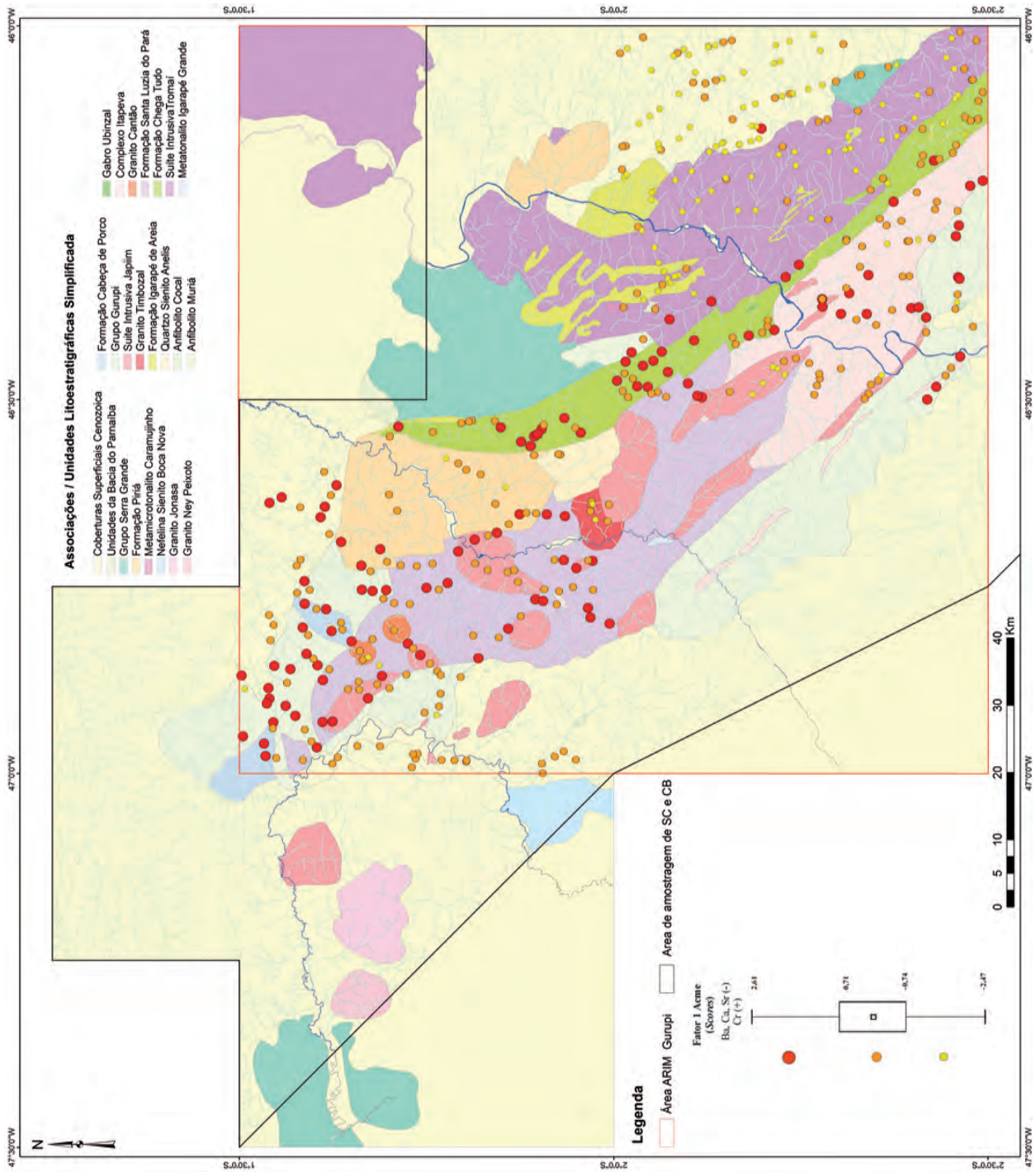


Figura 7.11 – Mapa de distribuição do Fator 1, associação Ba-Ca-Sr (scores negativos) Cr (scores positivos) para dados analíticos da ACME.

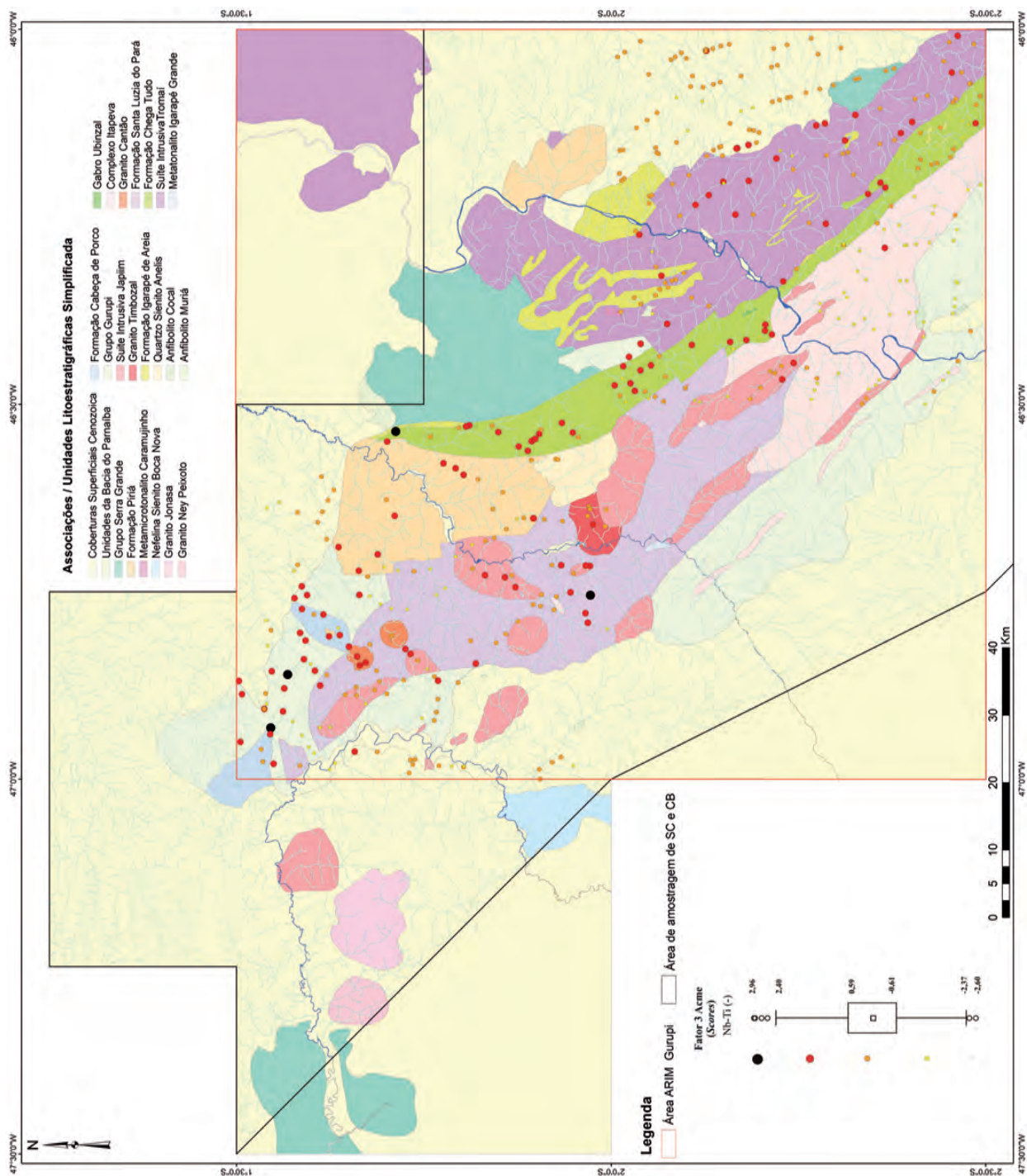


Figura 7.12 – Mapa de distribuição do Fator 3, associação Nb-Ti para dados analíticos da ACME.

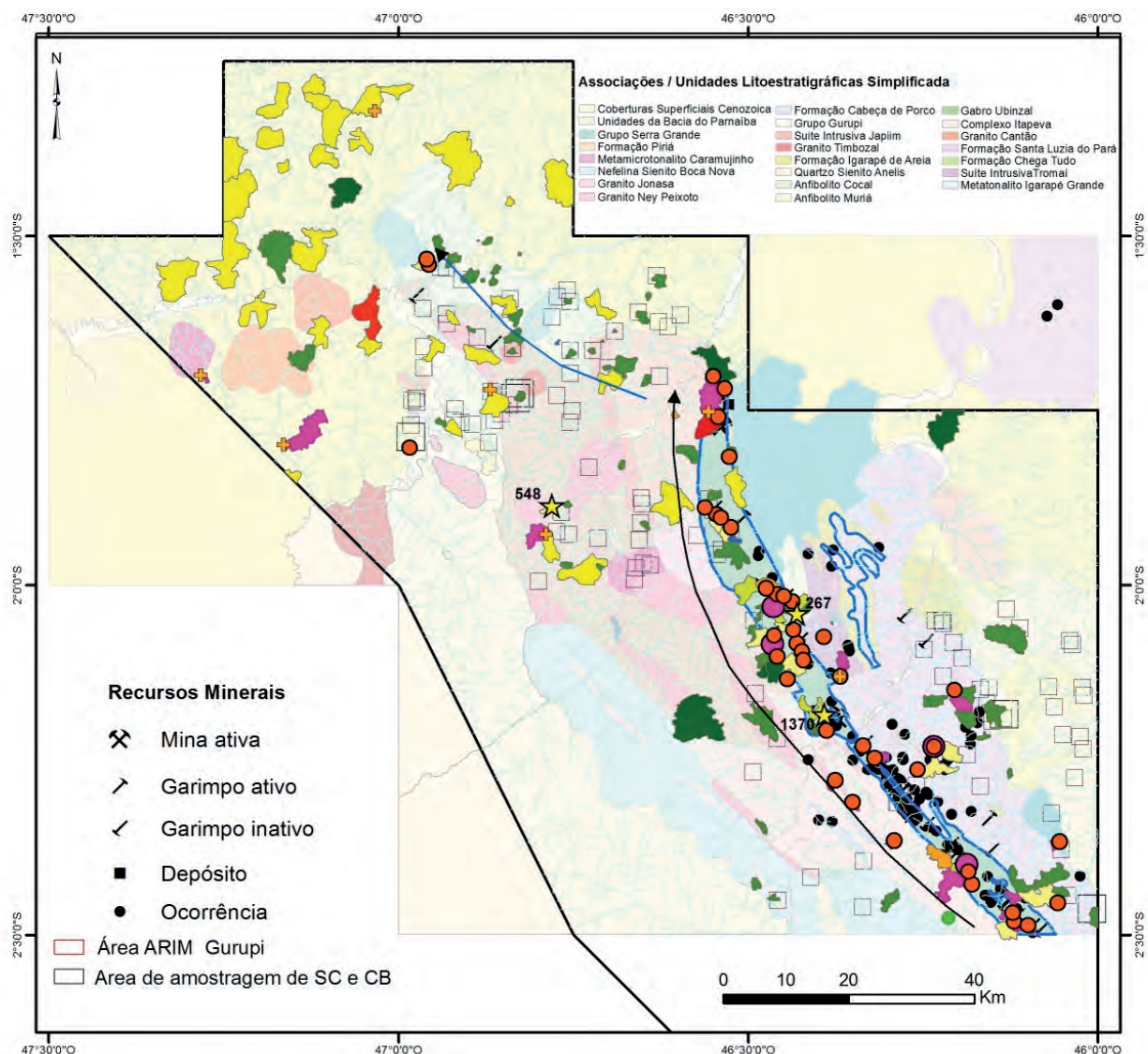


Figura 7.13 – Mapa de estações anômalas em Au, de bacias anômalas em Au, As e Ag, partículas de Au em concentrados de bateia e fator 7 (Au) para dados analíticos do laboratório ACME.

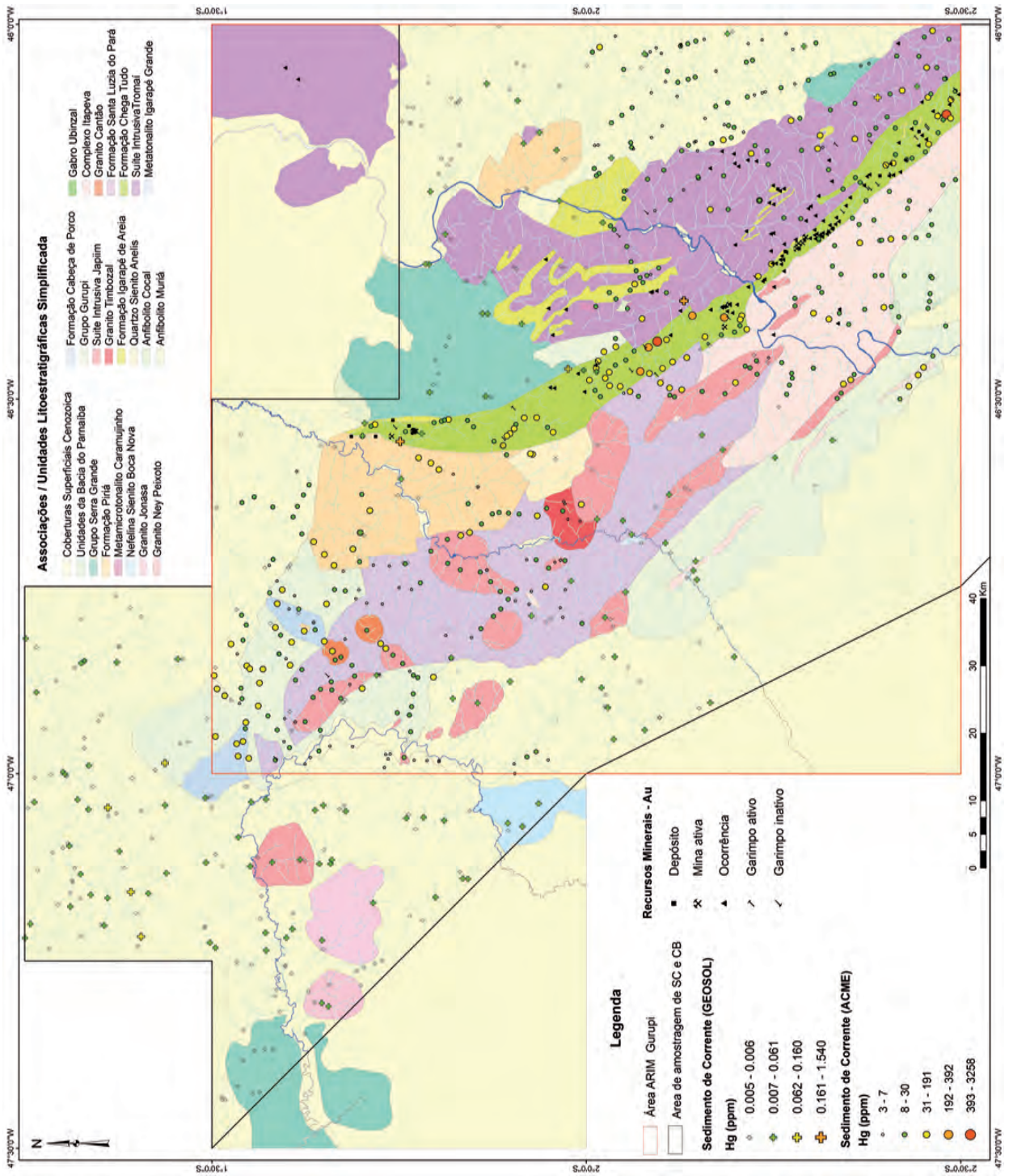


Figura 7.14 – Mapa geoquímico do Hg.

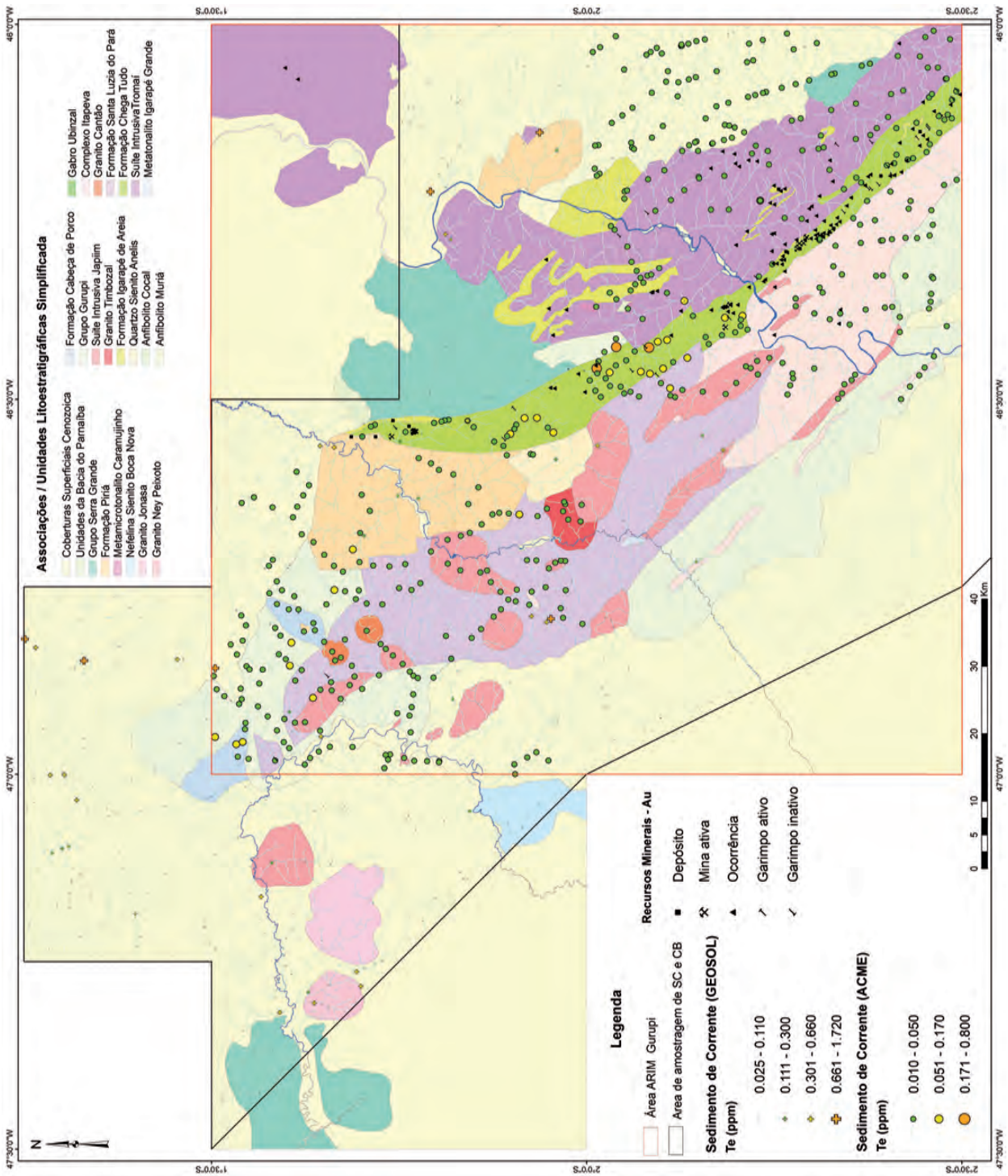


Figura 7.15 – Mapa geoquímico do Te.

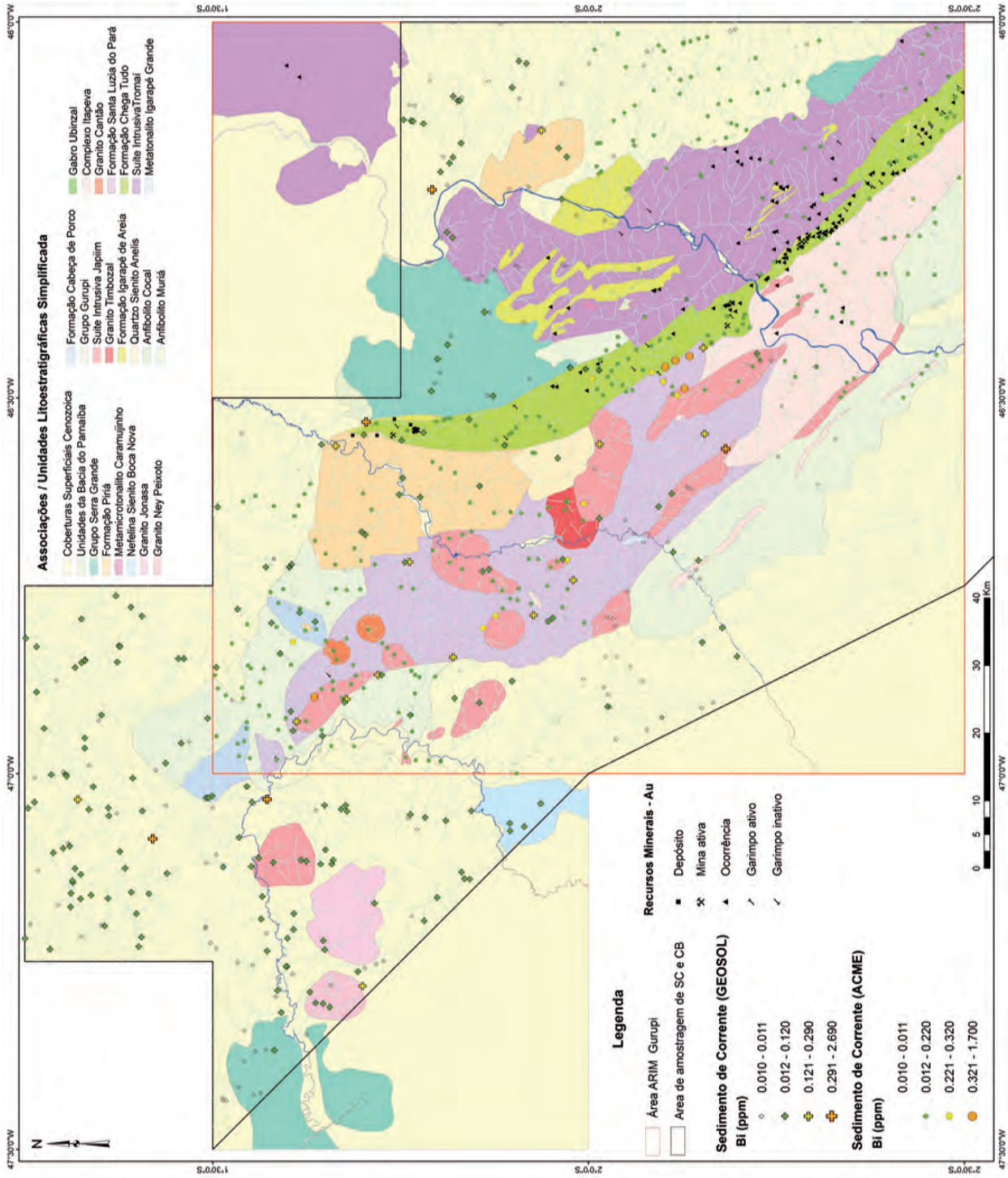


Figura 7.16 – Mapa geoquímico do Bi.

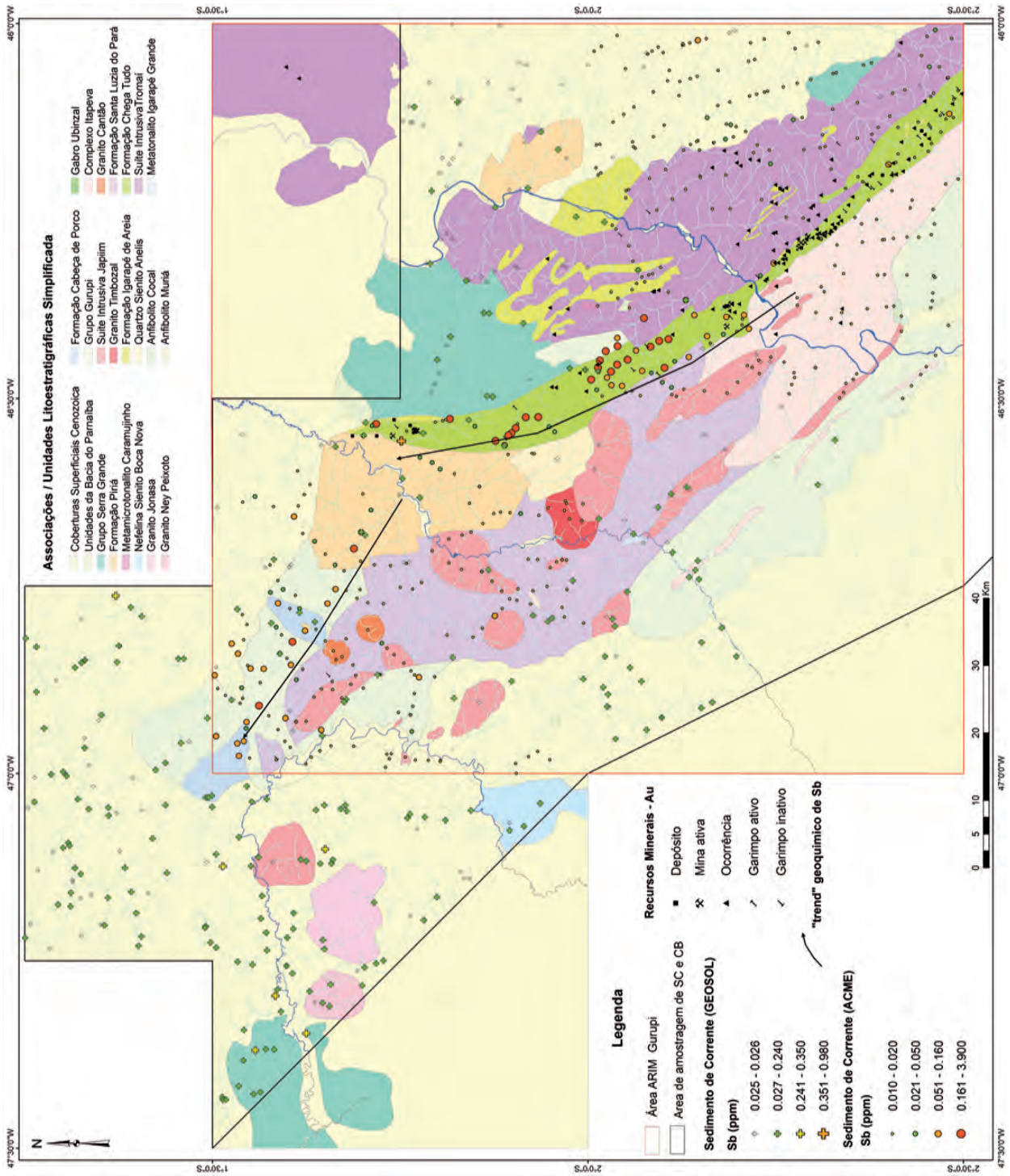


Figura 7.17 – Mapa geoquímico do Sb.

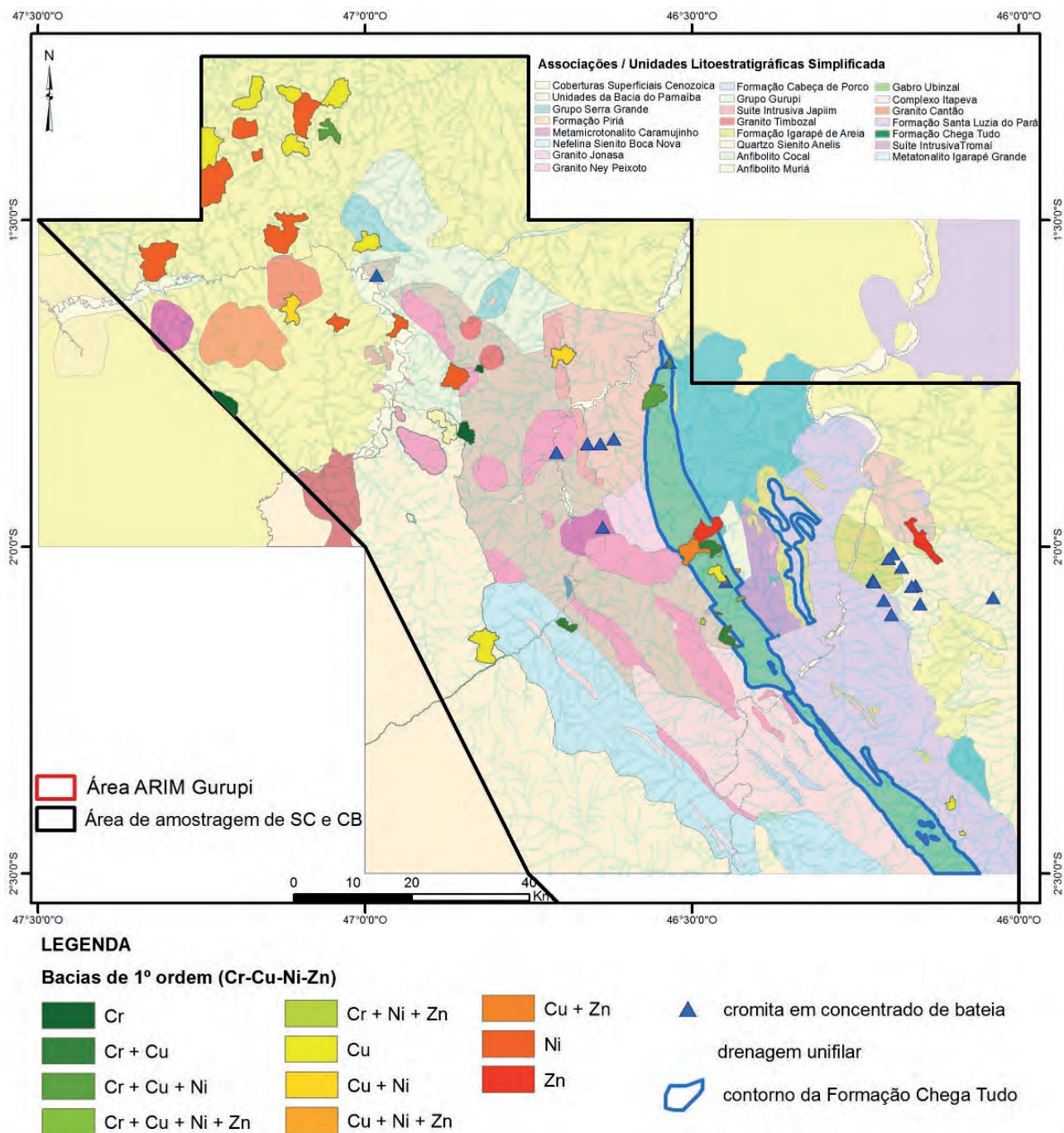


Figura 7.18 – Mapa de bacias de captação anômalas com associação Cr-Cu-Ni-Zn e cromita em concentrado de bateia.

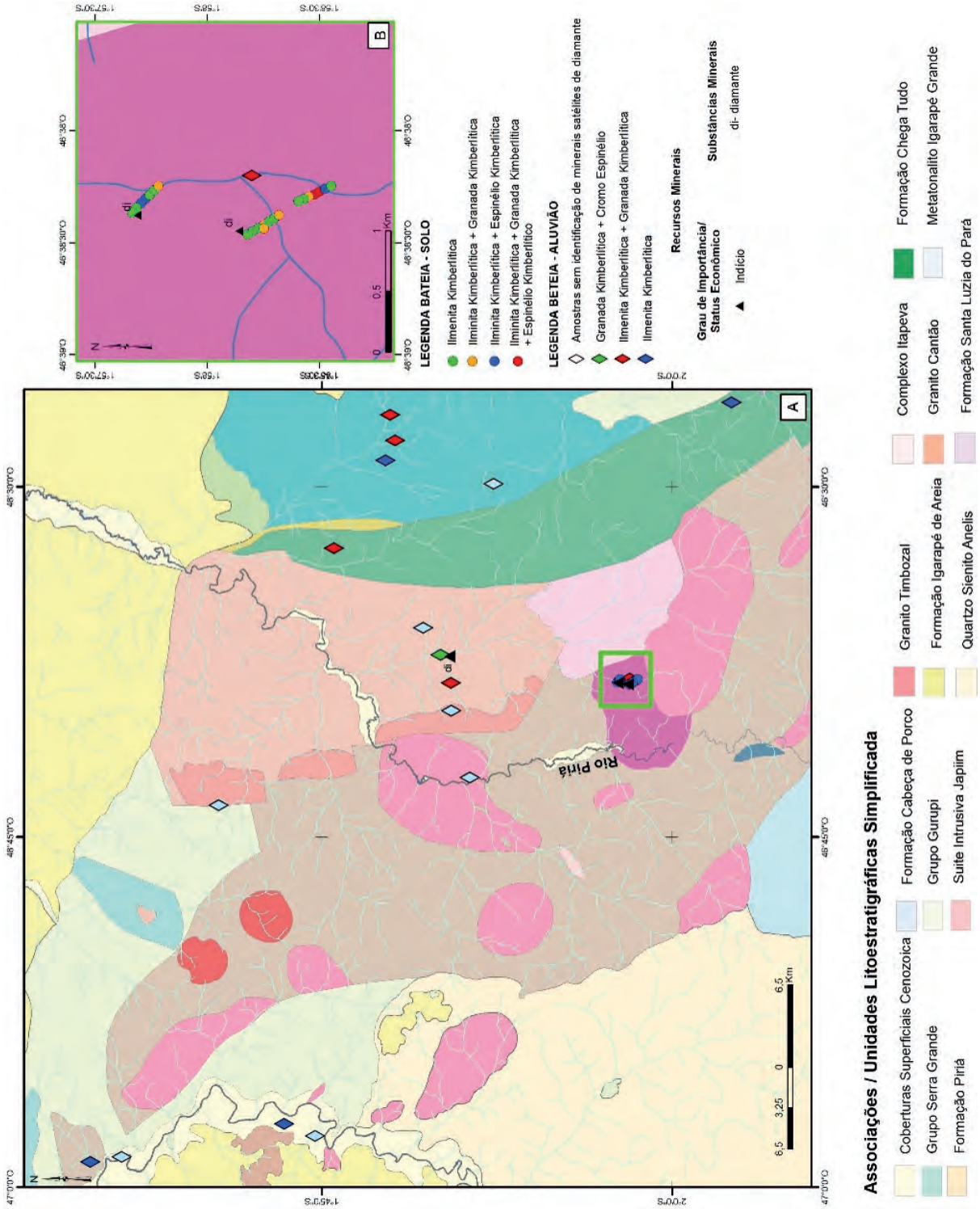


Figura 7.19 – Mapa de localização das amostras que apresentaram indícios de minerais kimberlíticos em (A) concentrado de bateia e em (B) amostras de solo (KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015).

8 – INTEGRAÇÃO DE DADOS E GERAÇÃO DE ALVOS

Leandro D. Campos; Sulsiene M. de Souza-Gaia; Diogo A. de Sordi

8,1 - INTRODUÇÃO

Com o arrefecimento da economia mundial e do mercado internacional de *commodities* as empresas do setor mineral necessitam, cada vez mais, de produtos que possam reduzir o investimento e as incertezas inerentes à pesquisa mineral. Áreas com relevo fortemente aplainado, com extensa cobertura sedimentar e regolítica, ou de difícil acesso, por exemplo, dificultam mapeamento e aplicação de técnicas de amostragem direta. Neste sentido, torna-se necessária a aplicação de métodos indiretos de levantamento de dados aliados a procedimentos de integração com a capacidade de gerar mapas preditivos e assim, possibilitar a indicação de áreas favoráveis para a descoberta de um depósito mineral. O Cinturão Gurupi reúne várias dessas características limitantes, ao mesmo tempo em que possui recursos superiores a 5 milhões de onças de ouro (capítulo 5, Tabela 5.2), distribuídos em depósitos com gênese relativamente bem definida (KLEIN, 2014b), além de mais de uma centena de ocorrências (mapa de recursos minerais deste projeto, SOUZA-GAIA et al., 2017) e uma cartografia e evolução geológica também relativamente adequadas, conforme atualização efetuada neste projeto. Isso possibilita a utilização integrada de dados na sugestão de novas áreas prospectivas para o terreno estudado.

A integração de dados e geração de alvos foi aqui desenvolvida a partir do conceito de Sistemas Mineralizantes, ou *Mineral System* (WYBORN;

HEINRICH; JAQUES, 1994; KNOX-ROBINSON; WYBORN, 1997; HRONSKY; GROVES, 2008; MCCUAIG; BERESFORD; HRONSKY, 2010; CZARNOTA; BLEWETT; GOSCOMBE, 2010; MCCUAIG; HRONSKY, 2014). Um sistema mineralizante é o conjunto de processos envolvidos na formação e preservação de depósitos minerais. Este conceito reconhece que os depósitos minerais são expressões locais de processos muito maiores, que ocorrem em escala continental, e focalizam fluxos de massa e energia em determinadas regiões da crosta. Em geral, um sistema mineralizante é controlado por fatores em diversas escalas, como a evolução geodinâmica, arquitetura dos terrenos geológicos, rochas geradoras e reservatórios de fluidos, estruturas que condicionam o fluxo e o caminho dos fluidos, além dos mecanismos de deposição e formação dos depósitos. A coerência de um mapa de favorabilidade gerado a partir do conceito de sistemas mineralizante dependerá da eficiência em converter os fatores que controlam os processos mineralizantes em vetores e critérios mapeáveis.

Para a conversão de um sistema mineral em critérios mapeáveis utilizou-se a abordagem proposta por McCuaig, Beresford e Hronsky (2010), a qual consiste em quatro critérios de avaliação: (1) fatores críticos de um sistema mineral; (2) processos formadores do sistema mineral; (3) feições geológicas mapeáveis decorrentes dos processos formadores; e (4) vetores conversíveis ao SIG – Sistema de Informações Geográficas (Tabela 8.1). Os fatores críticos de um sistema mineralizante são as condições essenciais para formação dos sistemas, sem os quais ele não existe.

Tabela 8.1 – Fatores críticos, processos geológicos, feições mapeáveis e vetores propostos para o sistema mineralizante orogênico (adaptado de MCCUAIG; BERESFORD; HRONSKY, 2010), aplicado ao Cinturão Gurupi.

		Fatores críticos	Processos geológicos	Feições mapeáveis	Vetores	Comentários
Esfers do conhecimento	Evolução geodinâmica	Arcabouço Geodinâmico	Enriquecimento da crosta continental	Vulcanismo	Geocronologia, unidades geológicas	Processos de enriquecimento na fonte das rochas vulcânicas são importantes para a formação de distritos mineiros
		Fonte dos fluidos	Devolatização metamórfica	Metamorfismo	Isógradas metamórficas	Metamorfismo de médio grau libera fluidos
	Conjunto lito-estrutural	Arcabouço estrutural	Deformação e circulação de fluidos	Estruturas	Zonas de cisalhamento, falhas, fraturas, mapa estrutural	Estruturas de primeira e segunda ordem são fundamentais para circulação e deposição de metais
	Alteração hidrotermal	Condições para deposição e preservação dos depósitos	Mistura de fluidos, quebra de gradientes geoquímicos, soterramento	Alteração hidrotermal, cobertura sedimentar	Petrografia, geoquímica, anomalias radiométricas, mapa geológico	A composição da rocha encaixante é fundamental para a deposição dos metais

Para o sistema aurífero orogênico, por exemplo, o que é o caso do Cinturão Gurupi (KLEIN, 2014b), podem ser definidos como fatores críticos: arcabouço geodinâmico, fonte dos fluidos, estruturas de circulação de fluidos, características químicas dos fluidos e condições para deposição e preservação dos depósitos. Cada fator crítico está relacionado a processos geológicos específicos, os quais levam a formação de um depósito mineral. Processos geológicos por vezes não podem ser mapeados, entretanto é possível mapear as feições geológicas decorrentes destes processos. Essas feições podem então ser transformadas em vetores, ou elementos de banco de dados, que podem ser convertidos em um sistema de informação geográfica para tratamento estatístico e lógico.

Este capítulo tem como objetivo apresentar produtos de integração de dados relevantes para composição de mapa prospectivo e geração de alvos para pesquisa mineral no Cinturão Gurupi, seguindo os conceitos de sistemas mineralizantes e utilizando-se dos dados mais recentes levantados pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil e por empresas de pesquisa mineral.

8.2 - METODOLOGIA

8.2.1 - Introdução

Para a integração de dados segundo o conceito de sistemas mineralizantes, primeiramente é preciso definir a escala de trabalho. A formação de um depósito mineral é o reflexo de processos que ocorrem em uma escala relativamente pequena, contudo relacionados a fatores influenciados por características desde a evolução geodinâmica da província até a composição da rocha hospedeira no local do depósito (Tabela 8.1). À medida que a escala de trabalho diminui em direção ao depósito em si, aumentam progressivamente os custos e diminui-se o risco do projeto. Hornsky e Groves (2008) argumentam que a eficiência dos mapas preditivos e a detecção de depósitos a partir de técnicas de integração de dados são fundamentalmente dependentes da escala de trabalho. Os autores apresentam uma proposta de hierarquia de escalas de trabalho dividida em cinco classes: i) global; ii) província; iv) distrito; v) depósito.

Enquanto a seleção de uma área na escala global depende apenas do contexto geodinâmico, ou um ambiente geotectônico favorável, na escala de província torna-se necessário incluir parâmetros como estruturas de primeira ordem ou níveis estratigráficos específicos. Na escala de distrito é importante ressaltar os condicionantes estruturais e litológicos que indicam a possibilidade de formação dos depósitos. Em trabalhos de integração de dados na escala de depósito, torna-se necessário a utilização de dados extremamente acurados e detalhados. Assim os mapas preditivos não apresentam, em geral, boa eficiência na escala de depósito, principalmente

em terrenos pouco explorados. Para este trabalho a escala escolhida é a escala de distrito, visto que o Cinturão Gurupi destaca-se como uma província aurífera relativamente conhecida e que o mapeamento geológico-estrutural encontra-se disponível na escala 1:100.000. A integração de dados na escala de distrito foca-se na descoberta de áreas onde o sistema mineral tenha operado. Por exemplo, dentro de um contexto lito-estrutural favorável ressaltam-se condições como zonas de porosidade aumentada ou com grande contraste de gradientes geoquímicos, as quais possam ter favorecido tanto circulação de fluidos como deposição dos metais.

A maioria dos trabalhos de integração de dados e análise de prospectividade utilizam dois tipos distintos de abordagem, podendo ser guiada pelos dados ou pelo conhecimento. A abordagem influenciada pelos dados se baseia na relação espacial de características ou assinaturas computacionalmente selecionadas a partir das bases de dados de depósitos existentes. A abordagem dirigida pelo conhecimento baseia-se em fatores selecionados manualmente, a partir de informações prévias ou conceitos estabelecidos a respeito dos processos essenciais que definem um sistema mineralizantes. O segundo exemplo, apesar de dependente do nível de conhecimento do operador, é mais adequado para a escala deste trabalho ao permitir a utilização da base de dados de maneira seletiva e focada nos processos geológicos formadores do sistema mineralizante.

8.2.2 - Integração de dados

A Integração de dados e o modelamento para geração de alvos segundo os conceitos de sistemas mineralizantes requer a identificação dos principais processos envolvidos na formação dos depósitos minerais. Assim estes processos são conceitualmente convertidos em elementos mapeáveis. Para gerar os mapas prospectivos e de alvos, o sistema mineralizante aurífero do Cinturão Gurupi foi dividido em três principais esferas de conhecimento: 1) evolução geodinâmica; 2) conjunto lito-estrutural; 3) alteração hidrotermal (Tabela 8.1). Cada esfera de conhecimento desenvolvido para o sistema mineralizante é representada por um círculo, semelhante ao conceito dos diagramas de Venn (Fig. 8.1). Quanto mais intersecções de elementos importantes para a formação do sistema, maior será a pontuação atribuída à zona de intersecção.

A esfera da evolução geodinâmica está relacionada à formação das rochas enriquecidas em metais e possíveis fontes para os fluidos mineralizantes. O Acabouço lito-estrutural é fundamental para possibilitar a circulação de fluidos e a conexão dos reservatórios hidrotermais com as porções mais rasas da crosta. À esfera da alteração hidrotermal estão relacionados elementos que evidenciam a transformação das rochas encaixantes através da interação com fluidos mineralizantes.

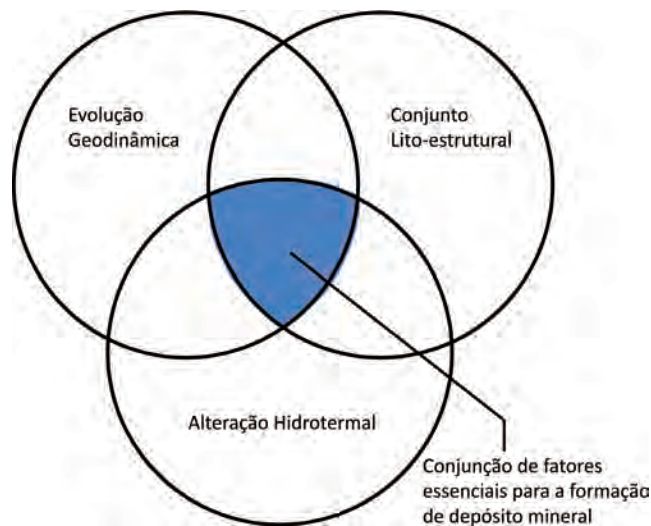


Figura 8.1 – Modelo lógico para integração de dados. A zona central de intersecção representa a conjunção dos fatores relevantes para a formação de um depósito mineral (modificado de HRONSKY; GROVES, 2008; CZARNOTA; BLEWETT; GOSCOMBE, 2010; MCCUAIG; HRONSKY, 2014).

Técnicas de integração de dados baseadas no conhecimento podem ser classificadas em termos de sofisticação (HARRIS et al., 2001; CARRANZA, 2009). O método mais simples de integração baseada no conhecimento consiste na utilização de mapas binários de evidência. Um mapa binário permite ao operador considerar se uma área deve ser prospectiva ou não. Embora seja lógico, o conceito binário claramente não considera que os processos geológicos podem ocorrer em condições químicas e de intensidade distintas. Por outro lado, métodos de múltiplas classes de evidência são mais adequados para processos geológicos. O fluxo de fluido, por exemplo, é mais intenso nas proximidades de zonas de alta densidade de fratura do que a poucos metros de distância dela. No entanto, é sabido que o fluxo de fluidos hidrotermais pode mineralizar uma rocha hospedeira permeável a centenas de metros do canal de percolação. Existem dois tipos comuns de técnicas de múltiplas classes centradas no conhecimento, a lógica fuzzy e a sobreposição de múltiplas classes. A lógica fuzzy envolve uma ferramenta matemática sofisticada que converte a probabilidade de uma determinada característica relacionada com os processos de interesse em espectros contínuos (BONHAM-CARTER, 1995; BROWN; GROVES; GEDEON, 2003). Portanto a lógica fuzzy precisa, além de dados de alta qualidade, dados com alta densidade espacial e distribuídos igualmente. Estes geralmente são escassos na escala de distrito, onde, comumente os únicos dados disponíveis são conjuntos de dados públicos, que podem variar em qualidade e densidade de cobertura.

Para gerar um mapa preditivo final, adotamos o método baseado no conhecimento de sobreposição de múltiplas classes proposto por Carranza (2009). Este método é mais adequado para a integração de dados em escala de distrito. Para cada vetor (V) em um mapa de evidência (e), foi atribuída uma pontuação, $P_{(ve)}$, entre 0 e 10, de acordo com a importância do processo mapeado na formação do

depósito mineral. Além disso, cada um dos mapas de evidência está também associado com um peso, $W_{(e)}$, em relação ao grau de incerteza e de confiabilidade da base de dados que originou o mapa de evidência. Finalmente, para gerar um mapa prospectivo final, as classes foram então combinadas, ou somadas seguindo (\bar{S}) , a equação (Eq. 1) proposta por Carranza (2009).

$$\bar{S} = \frac{\sum_{e=1}^n (P_{ve})(W_e)}{\sum_{e=1}^n W_e} \quad (\text{Eq. 1})$$

A técnica de sobreposição de múltiplas classes utiliza um conceito matemático semelhante ao da álgebra booleana, onde o valor de cada classe de evidência é adicionado quando existe uma intersecção de dois ou mais vetores preditivos. Quanto mais intersecções de vetores preditivos ocorrerem em uma região específica do mapa, maior a pontuação atribuída à zona de intersecção. Os vetores foram classificados de 0 a 10 da seguinte forma: i) 0 significa que não há prospectividade alguma, ou nenhuma chance para encontrar depósitos minerais; ii) 1 a 3 significa que o processo é incerto ou de menor importância; iii) 4 a 6, um processo desejável; iv) 7 a 9 significa que os processos relacionados são de grande importância; v) 10 significa que o processo mapeado é essencial para a previsão de depósitos minerais. O processamento de dados foi realizado em plataforma GIS ArcGIS™ versão 10.2 para *desktop* e a extensão Spatial Analyst da ESRI®. Alguns dos mapas estruturais foram gerados utilizando a ferramenta de Spatial Data Modeler para ArcGIS™, Arc-SDM (SAWATZKY et al., 2009).

8.2.3 - Base de dados regionais

A base de dados regionais utilizada para gerar alguns dos mapas temáticos foi extraída principalmente do banco de dados da CPRM-Serviço Geoló-

gico do Brasil, o GeoSGB (www.geosgb.cprm.gov.br). A CPRM recentemente concluiu mapeamento em escala 1:100.000 da maior parte da área do cinturão no âmbito das folhas Centro Novo do Maranhão (SA-23-Y-B-I) e Santa Luzia do Pará (SA-23-V-C-VI) (KLEIN; LOPES, 2011; LOPES; KLEIN, 2014) e desta ARIM-Gurupi (SOUZA-GAIA et al., 2017). Assim, além dos mapas geológicos e estruturais, foram compilados da base da CPRM levantamentos aeromagnético, aerogamaespectrométrico, gravimétrico, geoquímico de sedimento de corrente, litogeoquímico, pontos de ocorrências minerais e análises geocronológicas. Adicionalmente, foram compilados mapas publicados por empresas de pesquisa mineral, dissertações, teses e artigos científicos.

Para o presente trabalho o arcabouço estrutural do Cinturão Gurupi foi revisado segundo os dados aeromagnéticos e gravimétricos. A partir desses dados geofísicos foi possível discriminar estruturas ou zonas de cisalhamento de primeira e segunda ordem, além da continuação destas estruturas sob

a cobertura sedimentar. Em adição, o mapeamento das fontes magnéticas profundas através de seções regionais utilizando a deconvolução de Euler permitiu visualizar informações importantes para o modelamento 3D da arquitetura das principais estruturas da região. Da mesma forma contatos litológicos foram revisados a partir dos mapas de composição ternária radiométrica. Além disso, dados gamaespectrométricos permitiram ressaltar áreas com enriquecimento anômalo em K e U, indicando local onde possivelmente teriam atuado processos de alteração hidrotermal.

8.3 - INTEGRAÇÃO DE DADOS E GERAÇÃO DE ALVOS

Para cada esfera de conhecimento (Fig. 8.1) determinada para o sistema aurífero do Cinturão Gurupi foi preparado um conjunto de mapas de evidência a fim de representar processos geológicos re-

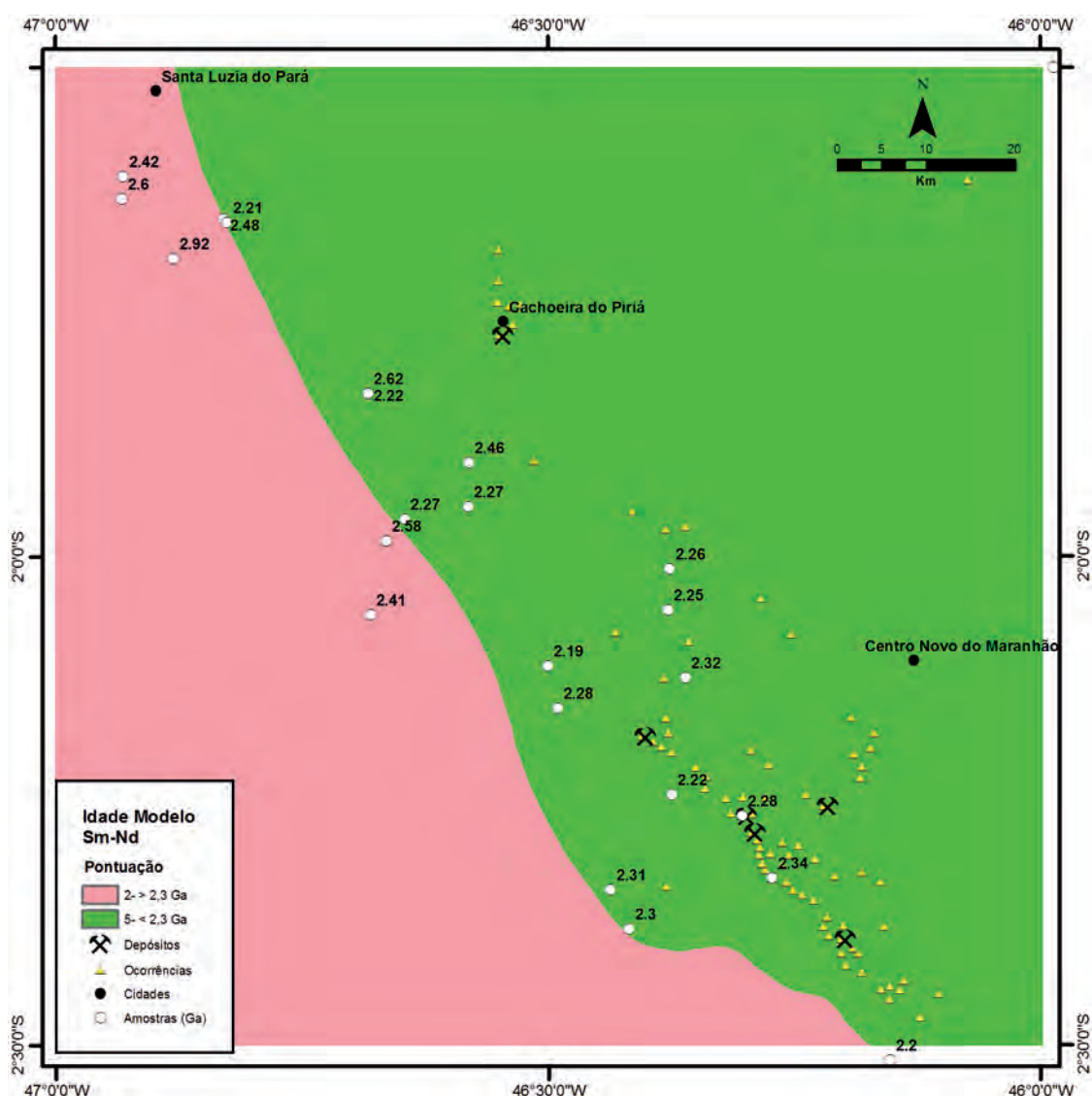


Figura 8.2 – Mapa de idade modelo T_{DM} Sm-Nd que divide a área do Cinturão Gurupi em domínios isotópicos distintos: i) Crosta riaciana juvenil ao nordeste e; ii) Crosta riaciana com material arqueano ao sudoeste. (Dados de Klein et al., 2005a, 2005b, 2012 e deste projeto).

levantes. Esta seção descreve como os processos geológicos foram traduzidos em mapas de evidência e vetores baseados em SIG. Para identificar áreas mais prospectivas para ouro, os mapas de evidência foram somados primeiramente dentro do conjunto relacionado a cada esfera do conhecimento e, posteriormente, aos mapas resultantes dos outros conjuntos.

8.3.1 - Evolução geodinâmica e fonte dos fluidos

O mapa de idade modelo T_{DM} Sm-Nd gerado para o Cinturão tem como objetivo indicar onde predominam rochas magmáticas paleoproterozoicas juvenis, pré-colisionais e originadas diretamente a partir do manto, além de bacias vulcânicas-sedimentares favoráveis à mineralização aurífera. O limite desta zona corresponde essencialmente à Formação Chega Tudo. Assim, toda a região mapeada a nordeste do contato entre a Formação Chega Tudo e o Complexo Itapeva e a Formação Santa Luzia do Pará ($Sm-Nd T_{DM} < 2,3$ Ga) pode ser interpretada como parte da crosta juvenil gerada no Paleoproterozoico (Fig. 8.2), relacionada com a formação da paleoplaca São Luís-África Ocidental (KLEIN et al., 2005a, 2012 e referências aí contidas).

Os mapas geológico e de recursos minerais deste projeto (LOPES et al., 2017; SOUZA-GAIA et al., 2017) foram simplificados, a fim de ilustrar litologias com maior potencial para hospedar a mineralização aurífera. Os depósitos de ouro do Cinturão Gurupi estão hospedados principalmente pela Formação Chega Tudo, além da Suíte Tromai e da Formação Igarapé de Areia. As unidades litológicas e suas respectivas pontuações estão apresentadas de forma resumida na Tabela 8.2 e ilustrada na Figura 8.3.

No Cinturão Gurupi, os fluidos mineralizantes são geralmente neutros, semelhantes a fluidos metamórficos aquo-carbônicos reduzidos com contaminação local de rochas hospedeiras (KLEIN, 2014). Metamorfismo é um processo de muitas variáveis, contudo envolve principalmente a transformação progressiva de minerais hidratados em outros que contêm menos água em sua estrutura. As reações de desidratação são o principal processo de geração de fluidos durante o metamorfismo, além da descarbonização. O consenso é que a taxa máxima de liberação de fluidos metamórficos ocorre na transição entre as facies xisto verde e anfibolito (PHILLIPS; POWELL, 2010; ROBB, 2005). Assim, o mapa de facies metamórficas do Cinturão Gurupi foi usado para indicar regiões de alta produção de fluidos metamórficos que podem ter favorecido a mineralização de ouro (Figura 8.4).

Fluxo de fluidos em larga escala é considerado um dos fatores essenciais para a formação de depósitos de ouro orogênico (COX, 2005). Grandes volumes de fluxo de fluido estão associados a estruturas profundas, que permitem a conexão de reservatórios profundos na crosta intermediária às zonas de deposição na crosta superior. As principais estruturas profundas do Cinturão Gurupi foram mapeadas a partir da modelagem da profundidade de fontes magnéticas por deconvolução de Euler. Foram gerados dois perfis geológico-geofísicos perpendiculares à estruturação regional. Esses perfis indicaram uma estrutura profunda importante relacionada à falha que limita a Formação Chega Tudo ao nordeste, integrante da Zona de Cizalhamento Tentugal, e aqui denominada falha Chega Tudo nas figuras 8.5 e 8.6. Essa estrutura foi mapeada como a estrutura principal responsável pelo fluxo de fluido metamórfico. Adicionalmente, à falha Chega Tudo estão relacionados diques e, talvez, soleiras de gabro, mais antigos que a mineralização

Tabela 8.2 – Resumo das unidades litológicas e pontuação associada.

Mapa de evidência	Litologia	Pontuação	Comentários
Litologia	Rochas vulcânicas ácidas da Formação Chega Tudo	9	Importante hospedeira das mineralizações na região de Chega Tudo. Favorece a deposição aurífera por contraste químico e reológico.
	Formação Chega Tudo	8	Hospeda a maioria dos depósitos de ouro
	Formação Igarapé de Areia	7	Sedimentos relacionados ao antepaís (<i>foreland</i>) e hospeda grande número de ocorrências de ouro
	Suíte Tromai	6	Magmatismo juvenil coevo do vulcanismo da Fm. Chega Tudo. Hospeda o maior depósito da região
	Granitos Colisionais	5	Magmatismo relacionado ao pico metamórfico, entretanto improvável relação genética com a mineralização
	Formação Santa Luzia do Pará	4	Sedimentos relacionados a arco vulcânico/magmático (?) (não há ocorrência de ouro conhecida)
	Complexo Itapeva	4	Complexo metamórfico de médio a alto grau (baixa prospectividade)
	Grupo Gurupi e Formação Cabeça de Porco	1	Metassedimentos de margem passiva do Neoproterozoico (baixa prospectividade)
	Formação Piriá	1	Bacia rifte do Neoproterozoico- Cambriano (prospectividade muito baixa)
	Bacias paleozoicas e cenozoicas	0	Cobertura intracratônica não afetada pela deformação

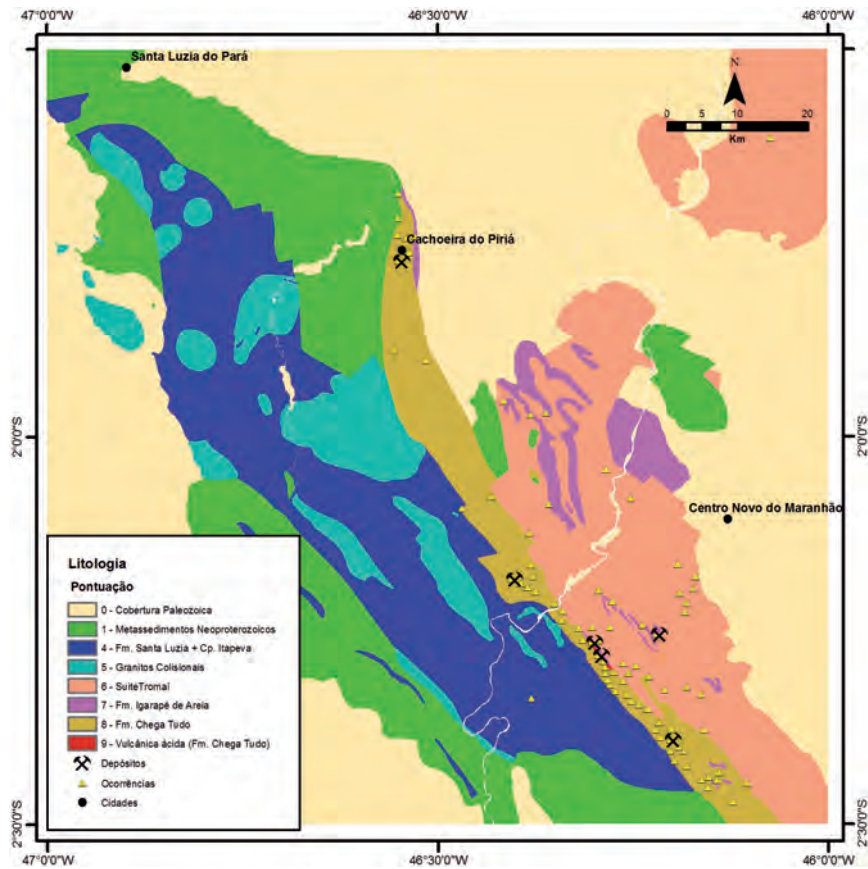


Figura 8.3 – Unidades litológicas do Cinturão Gurupi (simplificado de Lopes et al., 2016 – este projeto) pontuadas de acordo com a importância para o sistema mineralizante.

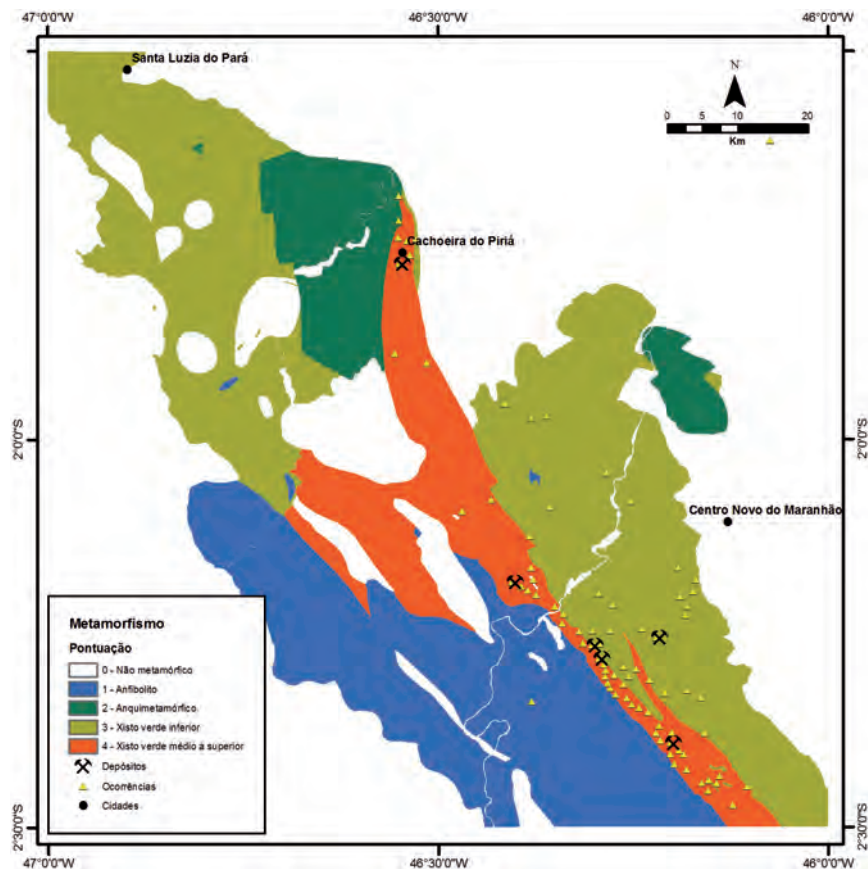


Figura 8.4 – Mapa de domínios metamórficos do Cinturão Gurupi (adaptado de SOUZA-GAIA et al., 2017). As isógrads de xisto verde médio a superior indicam áreas de alta produção de fluidos metamórficos, portanto favoráveis a hospedar depósitos de ouro.

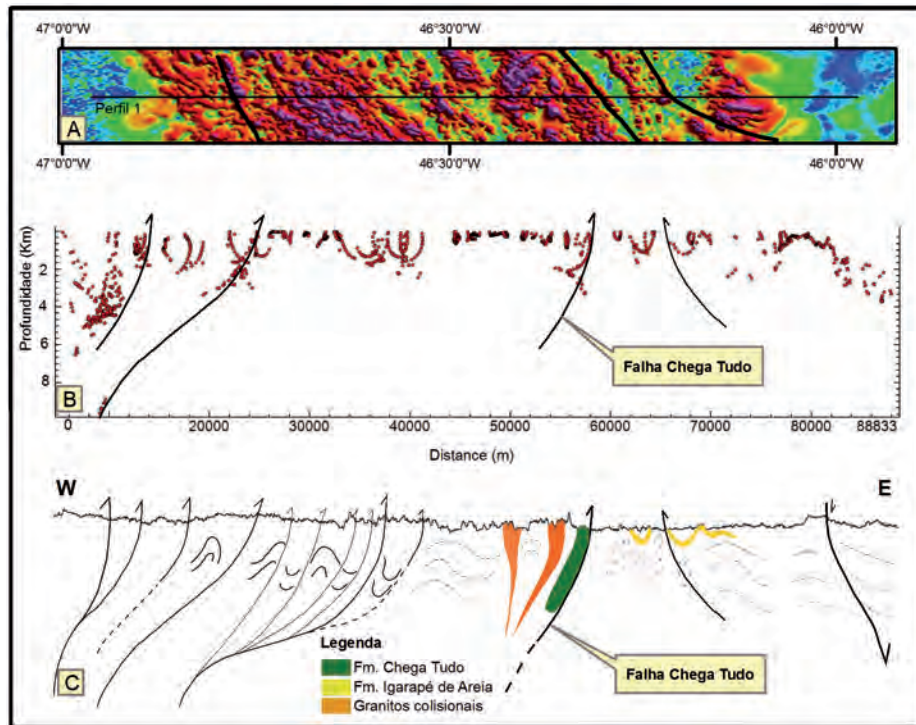


Figura 8.5 – Seção geológica simplificada. Estruturas profundas foram interpretadas a partir do modelamento das fontes magnéticas. A) Localização do perfil sobre o mapa de amplitude do sinal analítico. B) Profundidade das fontes magnéticas (pontos vermelhos) e estruturas inferidas. C) Interpretação geológica regional e localização da falha Chega Tudo.

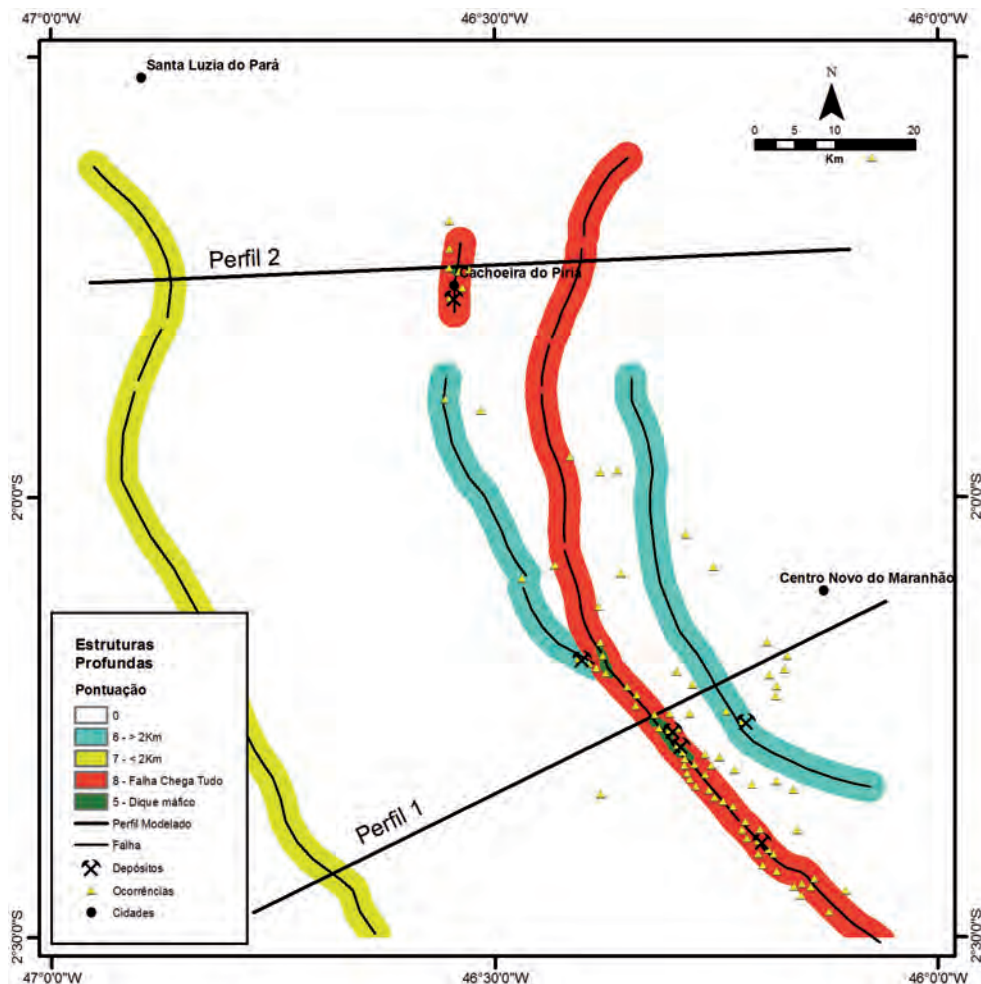


Figura 8.6 – Mapa de distribuição das estruturas profundas interpretadas e diques máficos. Notar que a falha Chega Tudo hospeda a maioria dos diques máficos mapeados

aurífera. Assim as intrusões máficas mapeadas também foram utilizadas como indicadores de estruturas profundas. Como esses corpos intrusivos são geralmente pequenos, foi utilizado um *buffer* de 1 km para realçar suas ocorrências (Fig. 8.6).

Para refletir a evolução geodinâmica e os processos associados à geração e migração primária de fluidos mineralizantes, construímos e combinamos três mapas de evidência: i) mapa de idade modelo T_{DM} Sm-Nd associado à geologia simplificada do cinturão de Gurupi, ii) mapa de domínios metamórficos e iii) estruturas transilitosféricas com corpos máficos intrusivos mapeados (Fig. 8.7).

8.3.2 - Conjunto litoestrutural

Todos os depósitos e ocorrências auríferas descritas no cinturão estão concordantes e são controlados pela trama regional formada no evento denominado D1 (vide capítulos 4 e 5). Adicionalmente é notória a relação espacial com zonas de intersecção

de estruturas desenvolvidas em fases posteriores, D2, com estruturas D1. Assim, para efeito de tratamento e integração dos dados, os depósitos de ouro do Cinturão Gurupi foram aqui divididos em quatro grupos de acordo com seus controles estruturais locais: i) veios de cisalhamento associados aos principais traços de foliação em adjacências de *necks* de boudinagem (fase D1); ii) veios extensionais do tipo "T" relacionados a falhas ENE-WSW ou E-W (fase D2); iii) *tension gashes* e zonas de *stockwork* relacionadas a falhas rúpteis conjugadas (intersecção entre fases D1 e D2); e iv) zonas extensionais (*dilational jogs*) dentro de foliação rúptil-dúctil (fase D1) (Fig. 8.8).

Para gerar mapas de evidência que representem sítios estruturalmente preferenciais para formação de depósitos, as estruturas mapeadas foram divididas em dois grupos: i) traços de foliação; e ii) zonas de cisalhamento, falhas e fraturas. O mapa de densidade de traços de foliação foi gerado para destacar zonas com mudança súbita de gradiente de tensão, como adjacências de *necks* de boudins ou zonas de estrangulamento da foliação (Fig. 8.9).

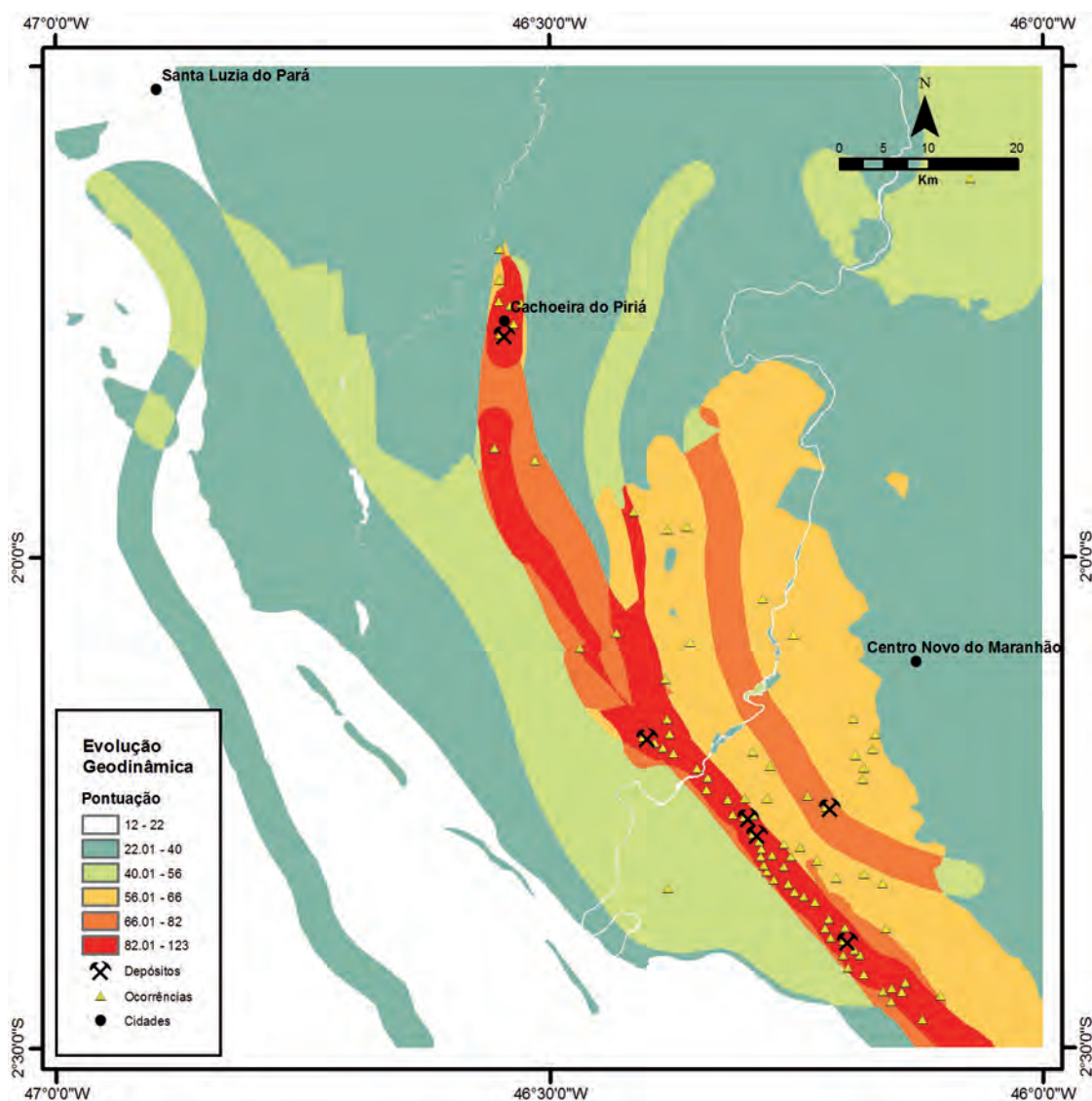


Figura 8.7 – Produto da combinação dos mapas de evidência da esfera Evolução Geodinâmica (T_{DM} domínios metamórficos e estruturas transilitosféricas).

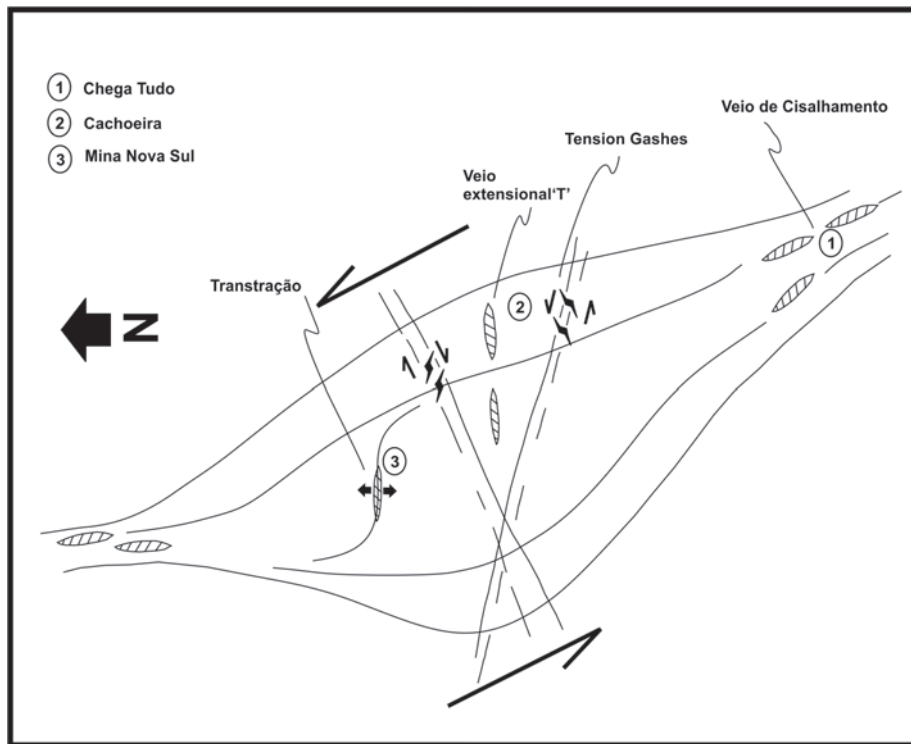


Figura 8.8 – Esboço geológico (fora de escala) exemplificando o modelo estrutural para a mineralização aurífera do Cinturão Gurupi. Estilos estruturais foram divididos em quatro grupos relacionados a veios e zonas de stockwork controlados por zonas de cisalhamento, fraturas extensionais, tension gashes e zonas extensionais (dilational jogs). Notar tentativa de correlacionar os depósitos conhecidos às diferentes tipologias de controle estrutural.

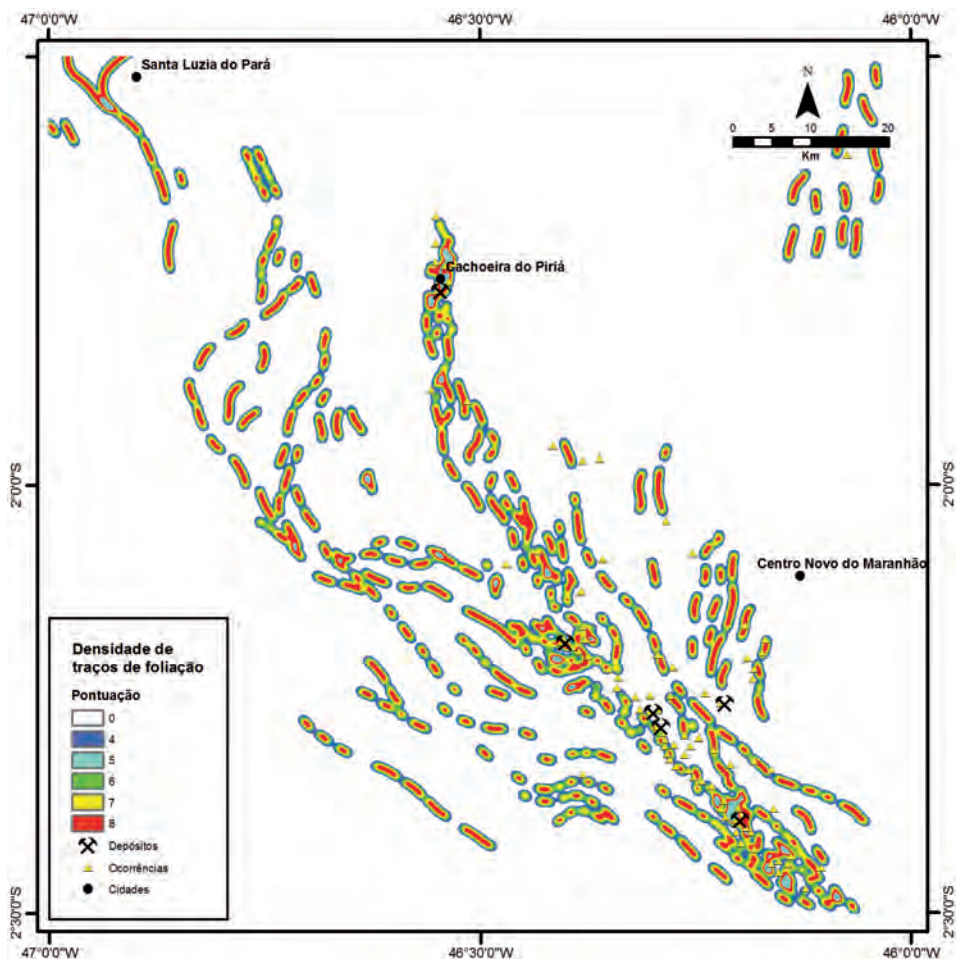


Fig. 8.9 – Mapa de densidade de traços de foliação. Cores quentes indicam áreas de alta prospectividade relacionadas a zonas de baixa deformação.

As zonas de cisalhamento, falhas e fraturas foram primeiramente divididas em dois grupos: i) falhas e zonas de cisalhamento rúptil-dúcteis (evento D1) e ii) falhas e fraturas rúpteis (evento D2) e, em seguida, subdivididas de acordo com suas direções em mapa: i) N-S, ii) E-W, iii) NW-SE e iv) NE-SW. Os grupos de diferente direção foram pontuados considerando que um sistema de cisalhamento sinistral foi identificado como predominante para o cinturão (HASUI et al., 1984). Assim as estruturas EW rúptil-dúcteis, com azimute variando entre 70° a 90° e -71° a -90°, foram classificadas como possíveis zonas extensionais. Seguindo a mesma premissa, as fraturas rúpteis NW-SE e NE-SW foram consideradas sítios ideais para o desenvolvimento de *tension gashes*, formando assim zona de faturamento significativa. A

combinação destes dois temas destacou, também, as zonas de intersecção entre D1 e D2. As pontuações dos grupos de estrutura estão resumidas na Tabela 8.3 e ilustradas nas figuras 8.10 e 8.11. Os depósitos de ouro estão normalmente localizados sobre estruturas mapeadas ou dentro de uma distância de 100 a 500 metros dessas estruturas. Neste caso, foram gerados envelopes de 100, 200, 300, 400 e 500 metros de distância a partir das estruturas.

Para representar o conjunto litoestrutural, combinamos três mapas de evidência: i) densidade de traços de foliação; ii) distribuição da direção das principais zonas de cisalhamento e traços de foliação; iii) distribuição de falha e fraturas rúpteis (Fig. 8.12).

Tabela 8.3 – Resumo das estruturas mapeadas e respectivas pontuações.

Estrutura	Direção	Pontuação				
		Envelope (100m)	(200m)	(300 m)	(400 m)	(500m)
Rúptil-dúctil	E-W	7	6	5	4	3
	N-S	6	5	4	3	2
	NW-SE	6	5	3	2	1
Rúptil	E-W	7	6	5	4	3
	NE-SW	5	4	3	2	1
	NW-SE	5	4	3	2	1

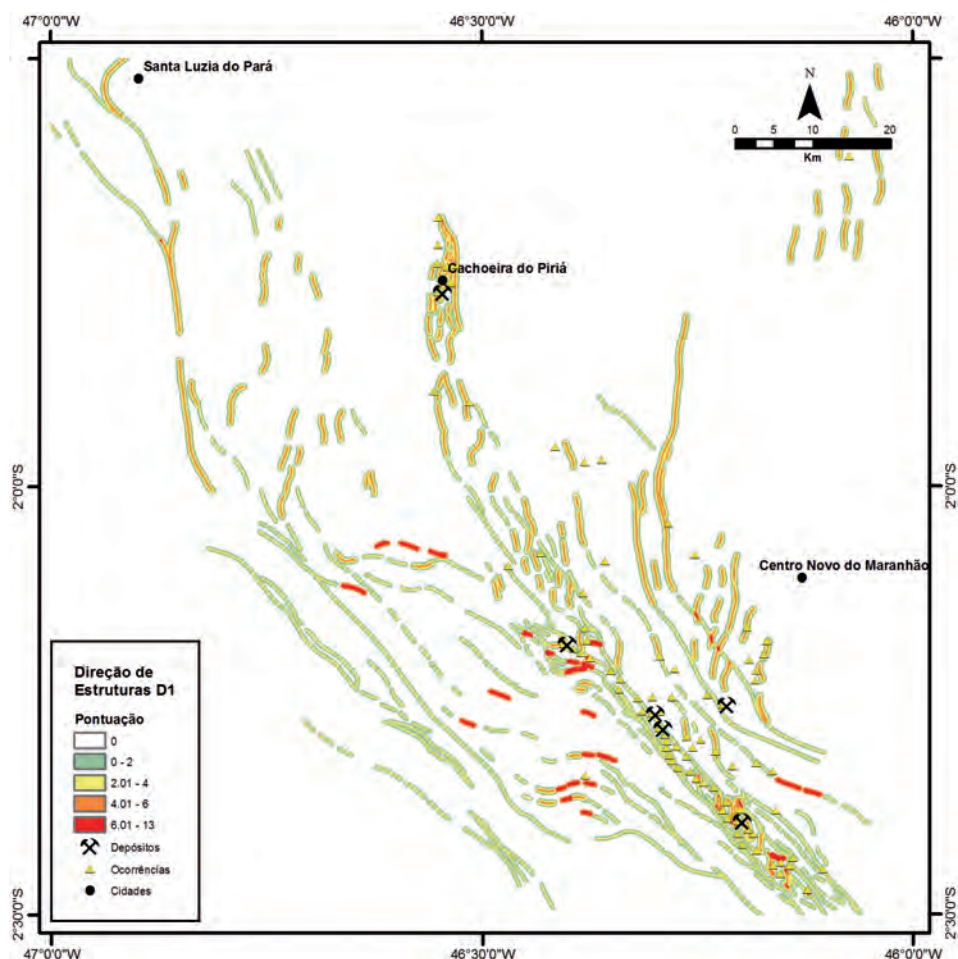


Figura 8.10 – Mapa de estruturas rúpteis-dúcteis mapeadas e pontuadas de acordo com a direção. Notar que depósitos e ocorrências estão comumente associados às estruturas.

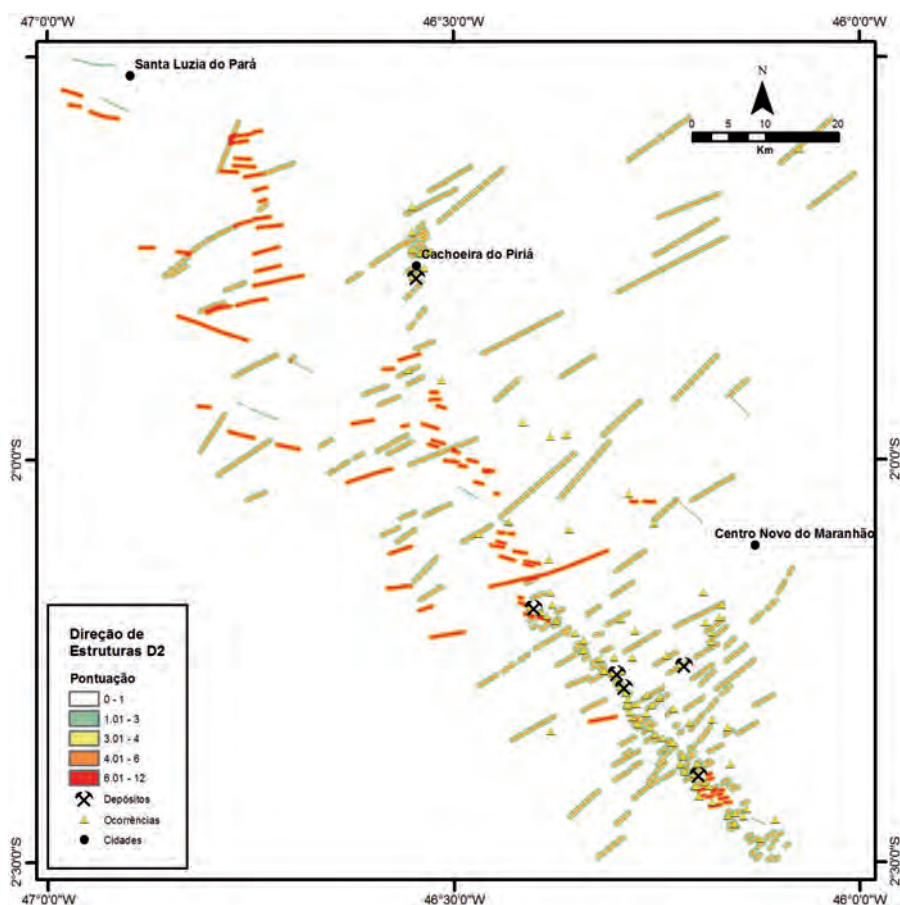


Figura 8.11 – Mapa de estruturas rúpteis mapeadas e respectiva pontuação de acordo com a direção. Notar que os depósitos são frequentemente associados às estruturas de direção NE-SW.

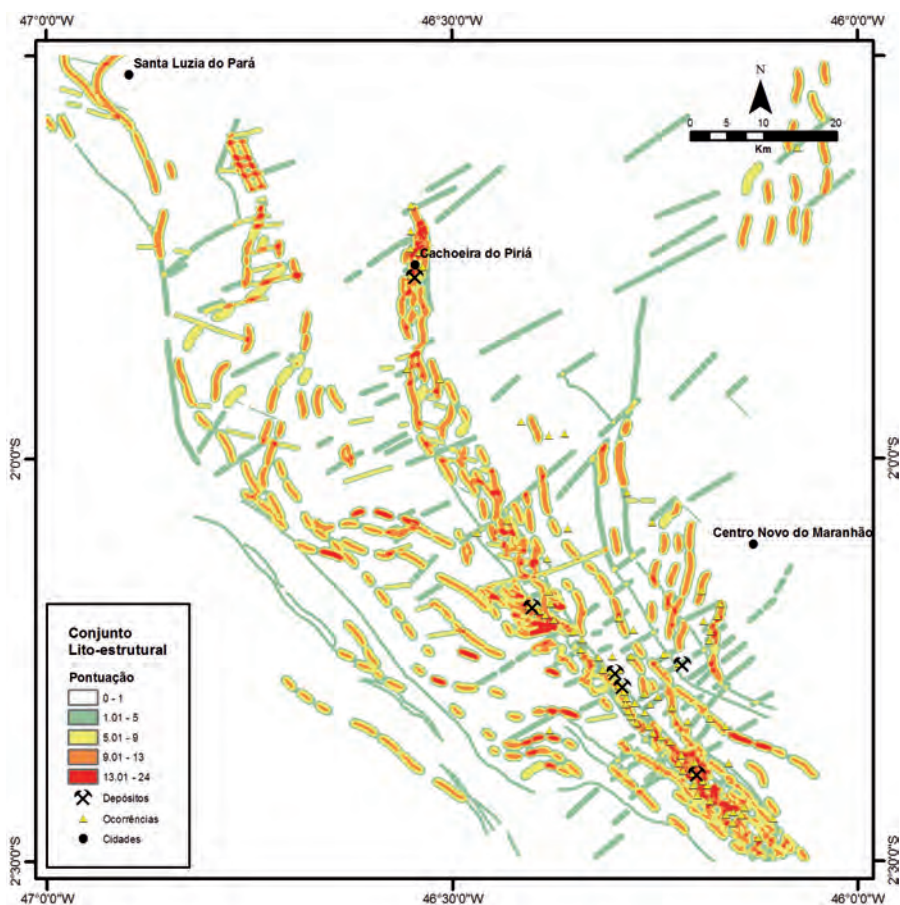


Figura 8.12 – Combinação dos mapas de evidência do conjunto lito-estrutural das mineralizações auríferas do Cinturão Gurupi. Notar distribuição dos depósitos e ocorrências ao longo das zonas de maior pontuação.

8.3.3 - Alteração hidrotermal

Alteração hidrotermal caracteriza-se pela formação de associações minerais a partir da interação de fluidos mineralizantes com a rocha hospedeira, ou diretamente a partir do fluido. É através da alteração hidrotermal que ocorrem variações nas condições físico-químicas dos fluidos, necessárias para a deposição de metais (ROBB, 2005). O mapeamento sistemático de processos de alteração hidrotermal pode ajudar a indicar áreas com potencial para a descoberta de depósitos minerais. Para o Cinturão Gurupi, os principais processos de alteração descritos são silicificação, cloritização, sericitização, carbonatação e sulfetação, típicos do sistema orogênico (KLEIN, 2014b).

Os três estilos de mineralização descritos no capítulo 5 exibem forte sericitização com intensidades variáveis de silicificação, sulfetação e carbonatação. A sericitização é geralmente caracterizada pela transformação de feldspato em mica branca com a liberação de íons K^+ . Assim as zonas de sericitização regional podem ser identificadas como anomalias de potássio no levantamento radiométrico aerotransportado.

Para diferenciar zonas de enriquecimento de potássio relacionadas à alteração hidrotermal de zonas originalmente enriquecidas em potássio, algumas técnicas de processamento de dados foram desenvolvidas. O primeiro método proposto inicialmente por Gnojek e Prichystal (1985) é conhecido como fator F (*F fator*). Os autores observaram que a elevação da mobilidade do potássio quando comparada a do tório e do urânio poderia ser utilizada para indicar zonas de alteração hidrotermal. A técnica baseia-se na relação entre a abundância original de potássio e as relações Th/U e Th/K (Equação 2).

$$\text{fator F} = \frac{(K \times U)}{Th} = \frac{K}{(Th \times U)} = \frac{U}{(Th \times K)} \quad (\text{Eq. 2})$$

Adiante, Pires et al. (1995) basearam-se na premissa de que tório é geoquimicamente imóvel, ou consideravelmente menos móvel do que potássio e urânio durante a alteração hidrotermal. Os autores propuseram usar Th como um controle litológico para definir valores de K ideais, K_i (Equação 3). Assim, o desvio do teor ideal de potássio, K_d , pode ser usado para identificar zonas anômalas de enriquecimento de potássio (Equação 4).

$$K_i = \frac{(K \text{ médio} + Th \text{ médio})}{Th \text{ total}} \quad (\text{Eq. 3})$$

$$K_d = \frac{(K - K_i)}{K_i} \quad (\text{Eq. 4})$$

Além disso, baixas relações Th/K também podem ser usadas para identificar regiões enriquecidas em potássio e são bons indicadores de alteração hidrotermal. Estes três métodos foram então integrados num mapa RGB de composição ternária. As anomalias relacionadas à relação Th/K foram invertidas para representar os máximos anômalos e melhor correlacionar com as outras técnicas. Assim, as possíveis zonas de sericitização foram destacadas por cores claras no mapa ternário RGB (Fig. 8.13). O mapa RGB gerado foi classificado em regiões de interesse utilizando o programa ENVI™, com objetivo de ressaltar as zonas de forte alteração hidrotermal. Por fim, a distribuição das regiões de interesse indicativas de forte sericitização foi utilizada para compor o mapa de evidência mostrado na Figura 8.14.

Alteração hidrotermal e circulação de fluidos mineralizantes também podem ser mapeadas regionalmente usando a concentração de elementos traço no sedimento de corrente. Estudos de química mineral mostram que os sulfetos contendo ouro apresentam um enriquecimento notável em bismuto, arsênio, antimônio e telúrio (KLEIN, 2014b). Assim, as bacias anômalas em Bi, As, Sb, Te e Au podem indicar a ocorrência de processos eficientes de alteração hidrotermal, bem como a formação de zonas mineralizadas. A análise de correlação estatística também indicou forte relação das anomalias de ouro com altos valores de Hg (vide capítulo 7). Além disso, observamos que nas bacias anômalas em As e Sb se situam os principais depósitos de ouro nas formações Chega Tudo e Igarapé de Areia.

Para representar zonas alteradas hidrotermalmente combinamos quatro mapas de evidência: i) mapa de sericitização extraído do mapa ternário RGB, razão K/Th (vermelho), fator F (verde) e K_d (azul); ii) mapa de distribuição de As em sedimento de corrente; iii) mapa de distribuição de Sb em sedimento de corrente; iv) mapa de distribuição de Hg em sedimento de corrente (Fig. 8.15).

Cada mapa de evidência gerado foi ponderado de 1 a 10 de modo a refletir as incertezas e a precisão relacionadas com os conjuntos de dados utilizados para produzir cada um dos mapas vetoriais (Tabela 8.4). Os valores de peso devem refletir fatores como a cobertura da amostragem, a confiabilidade do método, os parâmetros de interpolação e as técnicas de processamento. Um mapa prospectivo final foi gerado somando os três mapas de combinação. Pontuações mais altas, as zonas de cores quentes, representam maior intersecção de fatores fundamentais para o sistema mineralizante, e assim constituem alvos mais prováveis para descobertas de mineralizações (Fig. 8.16).

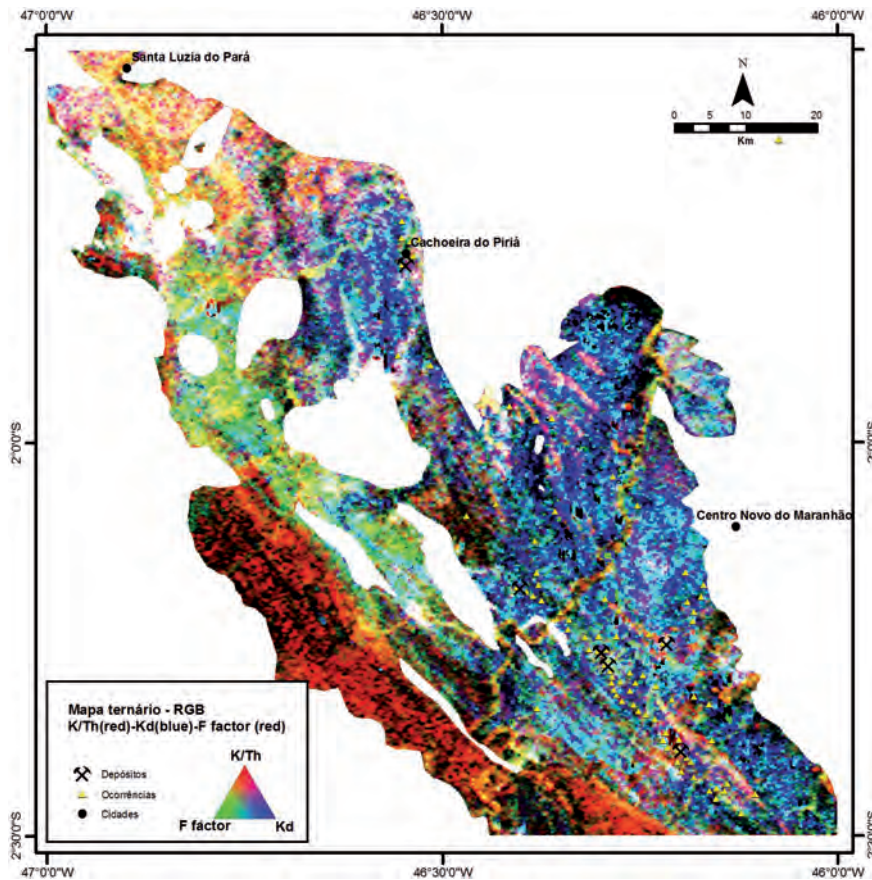


Figura 8.13 – Mapa ternário RGB de razão K/Th (vermelho), fator F (verde) e Kd (azul) gerado para o Cinturão Gurupi. Granitos de alto potássio e coberturas sedimentares do Paleozoico e Cenozoico foram retirados para destacar enriquecimento de K^+ relacionado à alteração hidrotermal.

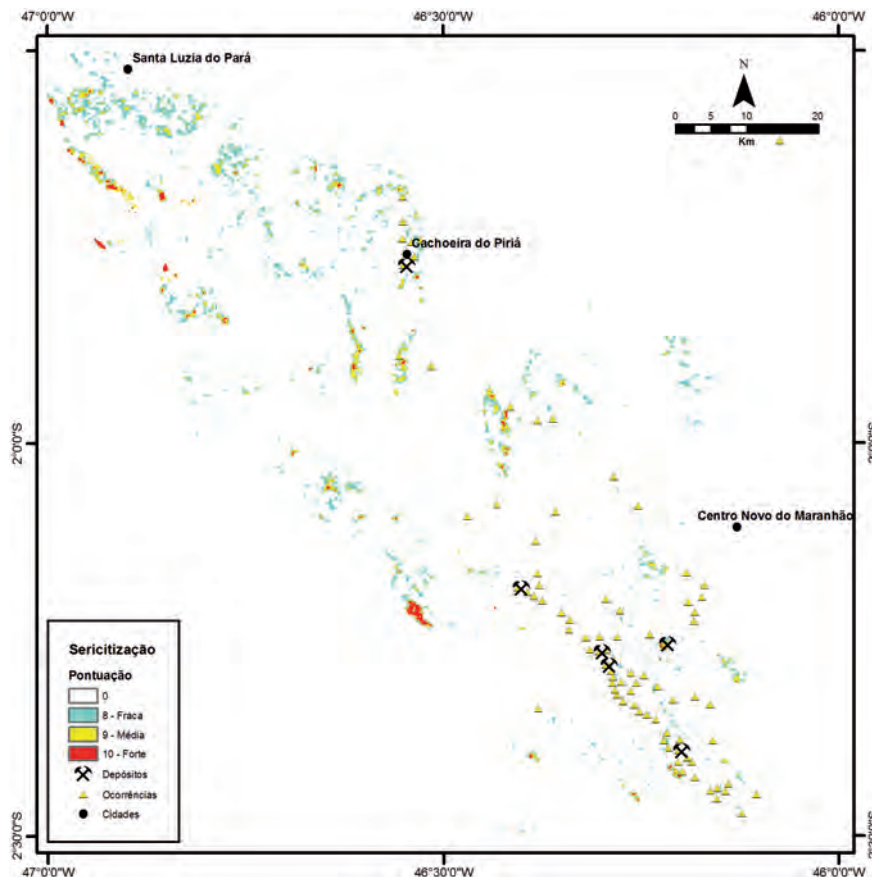


Figura 8.14 – Mapa de evidência de sericitização gerado a partir do mapa ternário composto (Fig. 8.13). Notar que o maior depósito da região, Cipoeiro, está mapeado dentro de zona de forte sericitização.

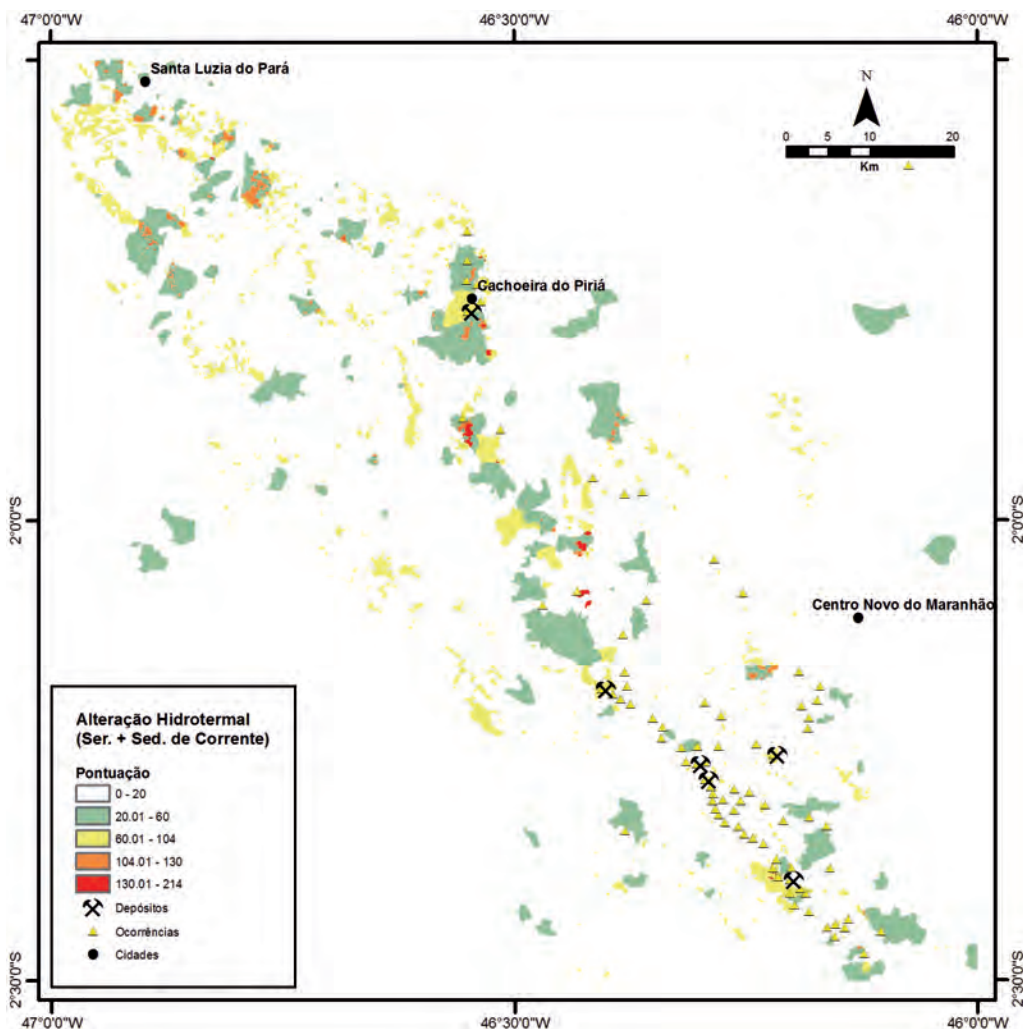


Figura 8.15 – Combinação dos mapas de evidência de alteração hidrotermal. As cores quentes significam áreas com alta prospectividade após a soma das zonas de sericitização com as bacias de captação anômalas. Ser: sericitização; Sed: sedimento.

Tabela 8.1 – Fatores críticos, processos geológicos, feições mapeáveis e vetores propostos para o sistema mineralizante orogênico (adaptado de MCCUAIG; BERESFORD; HRONSKY, 2010), aplicado ao Cinturão Gurupi.

Mapa de evidência	Esfera do conhecimento	Peso	Comentário
Idade modelo (T_{DM}) Sm-Nd	Evolução geodinâmica	6	Os pontos de amostragem são consideravelmente escassos, mas a relação espacial é notável
Litologia		4	Os contatos geológicos não são precisos devido à falta de afloramento e cobertura regolítica espessa
Metamorfismo		2	Estudos do metamorfismo não são conclusivos
Estruturas profundas		3	A seção utilizada para mapear estruturas profundas apresenta baixa densidade de dados
Densidade de traço de foliação	Arcabouço estrutural	3	O método não foi espacialmente acurado devido a limitações nas estruturas mapeadas
Estruturas rúpteis-dúcteis		6	Dados de alta densidade com moderada correlação espacial com os depósitos conhecidos
Estruturas rúpteis			Dados de alta densidade com moderada correlação espacial com os depósitos conhecidos
Mapa de sericitização	Alteração hidrotermal	10	Dados de alta densidade com alta correlação espacial com os depósitos conhecidos
Mapas de sedimento de corrente		8 – (Hg)	Densidade de amostragem baixa, entretando análises de laboratório apresentam boa precisão
		8 – (As)	
		4 – (Sb)	

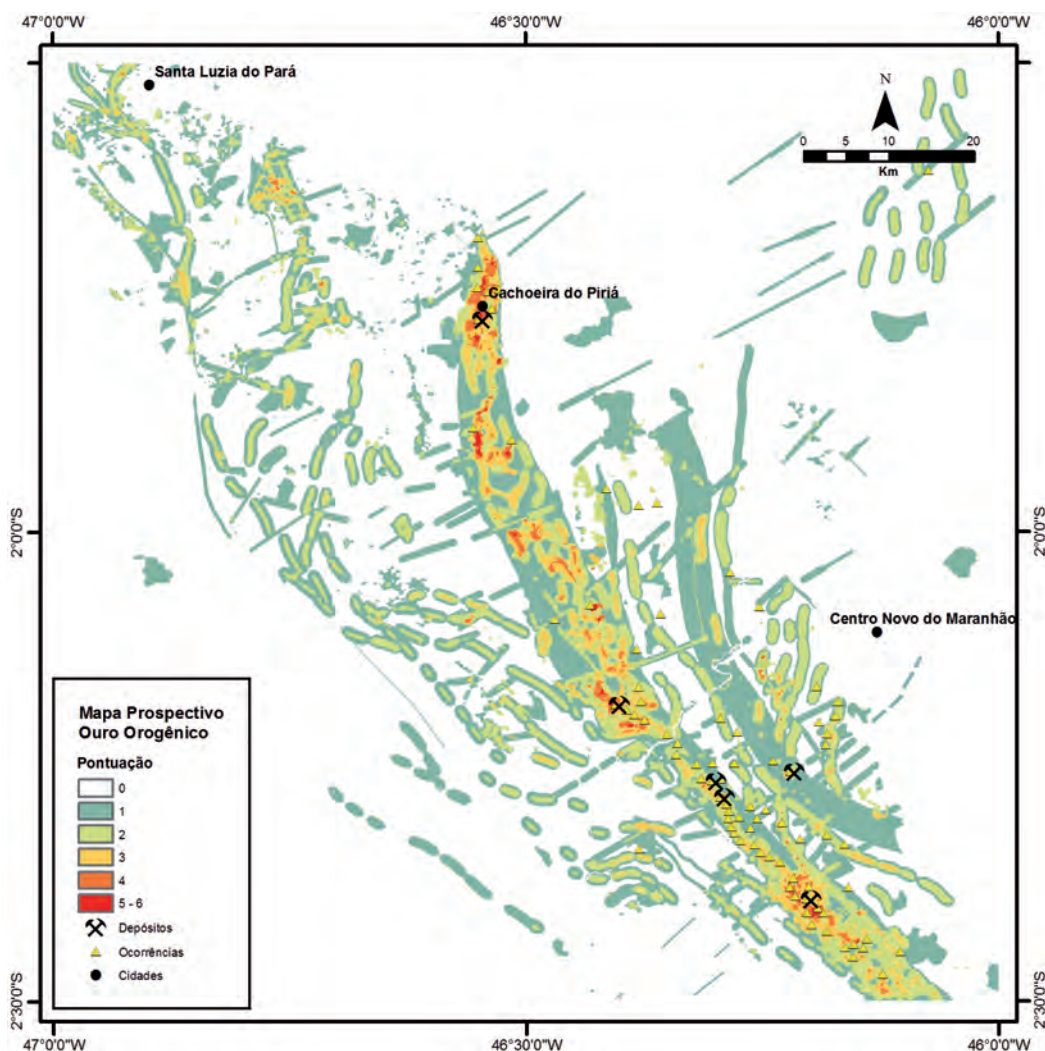


Figura 8.16 – Mapa final de prospectividade gerado para o Cinturão Gurupi. Regiões com pontuação superior a 3 foram consideradas as mais prospectivas e mapearam com sucesso depósitos conhecidos como Cachoeira, Mina Nova Sul, Cachoeira, Chega Tudo e Cipoeiro. O mapa de prospectividade foi produzido a partir da combinação de mapas de evidência que refletem a compreensão do sistema aurífero orogênico.

8.4 - VALIDAÇÃO DE ALVOS

O estudo prospectivo do Cinturão de Gurupi retornou um mapa de seis classes (Fig. 8.16), onde áreas em vermelho e laranja (pontuação 6 a 4) são alvos de alta probabilidade de novas descobertas minerais. A validação de um mapa de prospectividade pode ser quantificada se os alvos gerados realmente mapearam depósitos conhecidos. O mapa final apresentado mostrou uma boa correlação entre os depósitos conhecidos e as zonas prospectivas mais elevadas. Todos os quatro depósitos conhecidos, Chega Tudo, Cachoeira, Cipoeiro e Mina Nova Sul foram mapeados entre pontuações de 5 a 3. A análise também destacou importantes depósitos satélites como Mandioccal e ocorrências como Alto do Nair, Coruja e Arara (região de Cachoeira) (Fig. 8.17), indicando que os mapas de evidências, além do processo de combinação de mapas, refletiram uma boa compreensão do sistema mineral do cinturão.

A eficiência da geração de alvos usando qualquer técnica baseada em conhecimento, ou baseada

em processos geológicos, pode ser medida comparando a relação do número de ocorrências de ouro dentro de cada polígono classificado com sua área total. A redução da área de pesquisa é um processo chave para reduzir custos e riscos na exploração mineral. As ocorrências de ouro foram obtidas do banco de dados de recursos minerais do Serviço Geológico do Brasil (GEOSGB®). O banco de dados de recursos minerais GEOSGB® inclui depósitos de ouro, prospectos, escavações artesanais, veios de quartzo/alteração hidrotermal contendo ouro e amostras de concentrado de bateia. Para esta análise foram consideradas apenas ocorrências de ouro primário. Assim, garimpos aluvionares e amostras de concentrado de bateia foram retirados. A Figura 8.18 mostra que, com o aumento do escore prospectivo, a área de pesquisa diminuiu consideravelmente. Por exemplo, dentro das pontuações de 5 a 3, interpretadas como alvos prospectivos elevados, 37% das ocorrências de ouro são encontradas dentro de 7% da área do projeto. Obviamente, 100% das ocorrências de ouro são encontradas dentro de 100% da área.

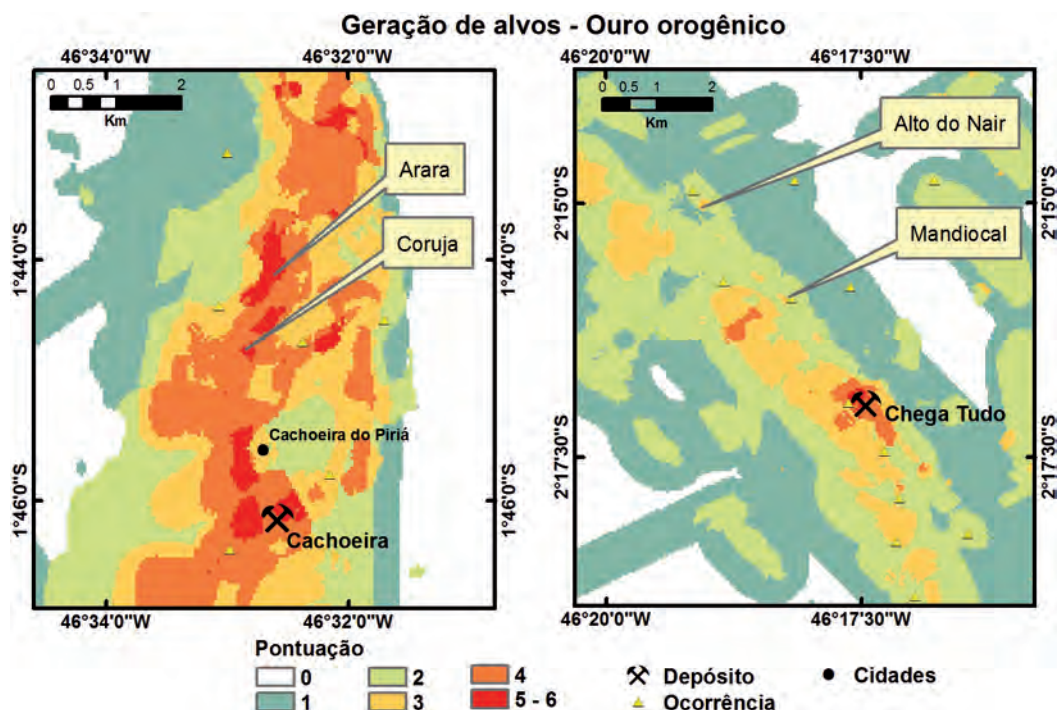


Figura 8.17 – Imagem de detalhe do mapa de prospectividade final do Cinturão Gurupi (Fig. 8.16) nas regiões dos depósitos Cachoeira (esquerda) e Chega Tudo (direita). Em Cachoeira, a pontuação superior a quatro mapeou os alvos satélites Coruja e Arara (MOSHER, 2013). Da mesma forma, em Chega Tudo pontuação superior a três mapeou o corpo de minério de Mandiocal (KLEIN et al., 2008c) e o alvo satélite Alto no Nair (MACHADO, 2011). Notar que há áreas prospectivas em ambas as imagens com potencial para serem testadas.



Figura 8.18 – Resultados do mapa prospectivo do Cinturão Gurupi. O gráfico mostra a porcentagem de depósitos e ocorrências de ouro contidos dentro de cada zona de pontuação do mapa de prospectividade (linha azul). Semelhantemente, a porcentagem da área ocupada por cada polígono em relação à área total (linha vermelha). Notar que quase 40% dos depósitos e ocorrências minerais estão contidas dentro de apenas 7% da área, nos escores 5, 4 e 3.

8.5 - DISCUSSÕES

O Cinturão de Gurupi consiste de seqüências vulcanossedimentares e granitoides mais ou menos deformados, gerados durante o Riáciano e subordinadamente no Orosiriano (c.a 2,2 a 1,98 Ga) e retrabalhados no Neoproterozoico (KLEIN et al., 2005a). A este período é atribuído um grande número de províncias auríferas de relevância global, como o Craton da África Ocidental (MARKWITZ et al., 2016), o Escudo das Guianas, bem como as faixas de *greenstone belt* do Domínio Bacajá, do Maciço de Goiás e do Cráton

São Francisco (DARDENNE; SCHOBENHAUS, 2003; JOST et al., 2014; KLEIN; ROSA-COSTA; VASQUEZ, 2014; SILVA et al., 2014). A distribuição secular de depósitos de ouro ao longo da evolução do planeta indica que este período do Paleoproterozoico foi um tempo de condições geodinâmicas favoráveis para o enriquecimento crustal e a formação de depósitos de ouro (GOLDFARB; GROVES; GARDOLL, 2001; GROVES; BIERLIEN, 2007; LARGE et al., 2015). Esses autores reconheceram que a formação de distritos de ouro orogênico está ligada a episódios de crescimento crustal em larga escala com formação de margens convergentes. Há um longo debate sobre a origem do ouro nos sistemas orogênicos. Vários autores argumentam que o ouro seria obtido de reservatórios magmáticos e metamórficos mistos (KENDRICK et al., 2011), reservatório exclusivamente metamórfico (GOLDFARB et al., 2007), manto (HRONSKY et al., 2012) e de margem continental ativa ou bacias sedimentares (LARGE et al., 2015). Por outro lado, há um consenso sobre a necessidade de crosta pré-enriquecida, ou rochas fonte, a fim de produzir distritos de ouro de classe mundial (GROVES; GOLDFARB; SANTOSH, 2016). Nas margens convergentes, os arcos das ilhas e as rochas magmáticas do retro-arco exibem geralmente alto conteúdo de metal e ligantes devido à extração direta do manto, enriquecido pelo processo de subducção (LOUCKS; BALLARD, 2013). Além disso, sedimentos de margem ativa são considerados enriquecidos por apresentarem, em geral, conteúdo metálico elevado devido a altas taxas de erosão e à fertilidade de ambientes de arco magmático (LARGE et al., 2014).

Embora este trabalho esteja focado na geração de alvos na escala de distrito, é importante notar que as áreas de maior pontuação na combinação gerada a partir dos mapas de evidência da esfera de conhecimento de evolução geodinâmica (Fig. 8.7) mostraram correlação importante com as principais zonas mineralizadas. Além disso, tanto o arcabouço estrutural quanto os mapas de combinação de alteração hidrotermal foram eficientes na previsão de locais de deposição de ouro, bem como possíveis novos alvos (Fig. 8.12 e 8.15). A análise individual dos mapas de combinação no âmbito de cada esfera de conhecimento permitiu uma consistente avaliação da pontuação das classes de evidência, além de permitir identificar por que uma área específica é considerada um alvo de alto valor.

A coerência do mapa prospectivo final construído para o Cinturão de Gurupi com presença de depósitos conhecidos e um número significativo de ocorrências de ouro indicam que a integração de dados baseada no conhecimento é uma ferramenta eficaz para a redução da área de pesquisa mineral e a geração de alvos na escala de distrito. O mapa final foi construído sem qualquer camada relacionada diretamente com a mineralização, tais como depósitos minerais ou localização de ocorrências, amostragem de rochas, geoquímica do solo ou sondagem. Em vez disso, foi produzido a partir de um conjunto de conceitos independentes que, quando reunidos, traduziram efetivamente a compreensão do sistema mineral em vetores baseados em SIG, conduzindo prospectores à mineralização.

9 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Evandro L. Klein; Felipe M. Tavares

9.1 - EVOLUÇÃO NO PALEOPROTEROZOICO

Modelos prévios para a evolução tectônica do Cinturão Gurupi foram abordados nos capítulos 2 e 4. O modelo de evolução no Paleoproterozoico, em continuidade física com o terreno representado

pele Fragmento Cratônico São Luís, envolvendo uma fase juvenil, acrescionária (2240-2140 Ma), seguida de fase colisional (~2100 Ma) e pós-colisional/pós-orogênica (2050-2000 Ma), conforme discutido em Klein et al. (2005a; 2012, 2015) e Klein, Lopes e Chaves (2015) é mantido aqui integralmente (Fig. 9.1).

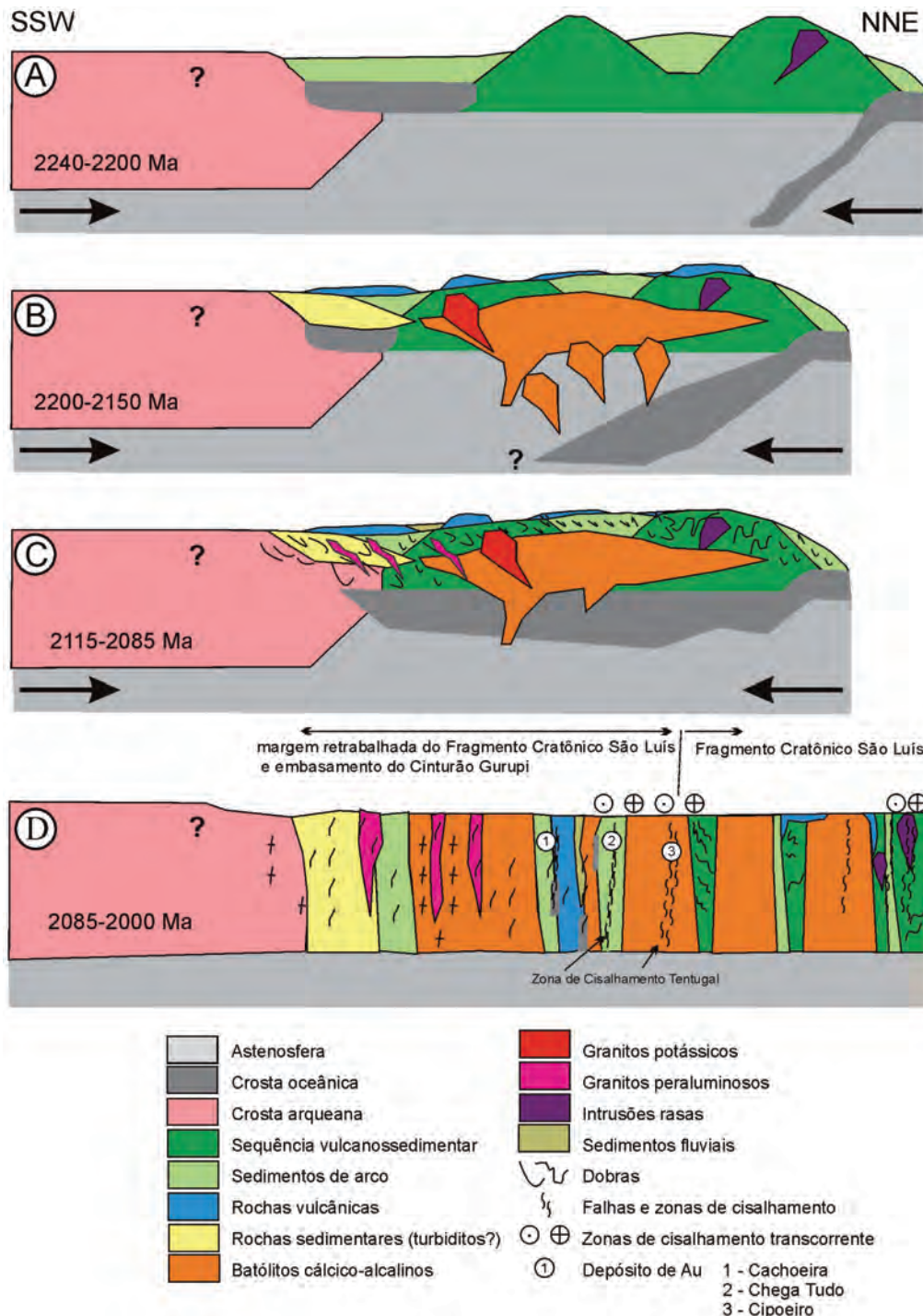


Figura 9.1 – Modelo esquemático (sem escala) de evolução geológica do Cinturão Gurupi e adjacente Fragmento Cratônico São Luís no Paleoproterozoico (adaptado de KLEIN et al., 2015).

Segundo esse entendimento, a fase acrescionária é representada pela formação de arco de ilhas precoce (Grupo Aurizona, 2240 Ma, aflorante somente no Fragmento Cratônico São Luís, ao norte da área trabalhada), e principal, que envolve as suítes plutônicas englobadas nas unidades Tromai, Canoa, Itapeva, Cantão e máficas (gabros e anfibólitos) e bacia orogênica metavulcanossedimentar (Formação Chega Tudo). A fase colisional é materializada pela granitogênese peraluminosa sin-colisional (Japiim) e potássica tardi a pós-colisional (Anelis, Timbozal). Não há clareza quanto às bacias orogênicas estritamente metassedimentares (Santa Luzia do Pará, Igarapé de Areia) estarem associadas a uma ou outra fase; aqui, a primeira é tida como bacia de margem continental ativa e a segunda como de antepaís. As duas, contudo, podem pertencer à fase colisional.

9.2 - EVOLUÇÃO NO NEOPROTEROZOICO-CAMBRIANO

A evolução no Neoproterozoico (\pm Cambriano) recebe aqui maior discussão, em razão das maiores novidades trazidas por este estudo. A questão principal diz respeito ao significado tectônico regional do Cinturão Gurupi e que tipo de orógeno ele representa. Interpretações passadas e mais recentes normalmente consideram Gurupi como um orógeno colisional (COSTA; HASUI, 1997; COSTA; RICCI, 2000; RIBEIRO, 2002; KLEIN et al., 2005a; PALHETA; ABREU; MOURA, 2009) e menos comumente cinturão de cisalhamento (PASTANA, 1995; KLEIN; MOURA, 2003) e aulacógeno (CORDANI et al. 2013). Mesmo entre os que advogam um orógeno colisional, a formação de bacia oceânica (KLEIN et al., 2005a), ou um caráter intracontinental (CORDANI et al., 2013; KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015) foi discutido para a evolução e essa dúvida perdura.

Grande parte dessa indefinição advém da pequena ocorrência de litogênese (conhecida) no Neoproterozoico e da expressiva cobertura fanerozoica. Até a realização deste trabalho, apenas três pequenas intrusões eram registradas (732, 624 e 549 Ma, ver abaixo) e a existência sedimentação neoproterozoica importante carecia de comprovação. Uma nova intrusão, de 582 ± 84 Ma foi descoberta em campo a partir de dados aerogeofísicos e posterior datação, neste trabalho, o Granito Pantoja (denominação informal aqui feita), com duas micas. Esse corpo aflora fora da área do projeto, a oeste, e provavelmente pertence ao mesmo evento que gerou o Granito Ney Peixoto, de 549 ± 4 Ma (Anexo 1), localizado ainda mais a oeste. A existência de sedimentação neoproterozoica de maior porte do que a conhecida anteriormente foi também comprovada com a definição da idade da Formação Vila Cristal e uma melhor aproximação da idade da Formação Cabeça de Porco.

A construção de um modelo geodinâmico para o Neoproterozoico-Cambriano do Cinturão Gurupi tem de levar em consideração os seguintes elemen-

tos, vários deles já listados em Klein et al. (2005a): (1) a intrusão anorogênica ocorrida há 732 Ma e posteriormente gnaissificada e metamorfisada; (2) a intrusão cálcico-alcálica de 624 Ma e posteriormente metamorfisada; (3) a intrusão de granito com duas micas, e de características colisionais, em 549 ± 4 Ma e 582 ± 84 Ma; (4) cristais detríticos de zircão indicando idade máxima da sedimentação há 1100 Ma para a Formação Marajupema, há 1090 Ma para a Formação Vila Cristal e há 591 Ma para a Formação Piriá; (5) idades modelo Sm-Nd entre 1,2 e 1,6 Ga para as sequências metassedimentares Marajupema e Cabeça de Porco; (6) a quantidade significativa de idades Rb-Sr e K-Ar indicando aquecimento acima das temperaturas de bloqueio no período 1000-520 Ma; (7) indicação de perda de Pb em zircão magmático de algumas rochas paleoproterozoicas (Granito Maria Suprema e Quartzo-diorito Canoa) por volta de 500-600 Ma, podendo sugerir metamorfismo; (8) as idades U-Pb neoproterozoicas (metamórficas) em titanita magmática do Anfibólito Cocal (Riaciano); (9) as condições metamórficas de fácies anfibólito de unidades paleoproterozoicas, como o Complexo Itapeva, e neoproterozoicas, como o Nefelina Sienito Boca Nova e a Formação Marajupema, indicando que uma espessura considerável de crosta continental foi removida; (10) ausência de evidência de formação de crosta oceânica no Neoproterozoico-Cambriano, como arcos de ilha e ofiolitos, (11) as orientações estruturais díspares entre feições tectônicas que afetam as unidades paleoproterozoicas e neoproterozoicas; e (12) as relações de corte e superposição tectônica observadas em imagens de aerogeofísica e em campo.

Os dados existentes mostram que parte significativa do Cinturão Gurupi representa a borda retrabalhada do Fragmento Cratônico São Luís (domínio externo do orógeno), incluída aí a porção que hospeda a mineralização aurífera orogênica formada no Paleoproterozoico. A porção neoproterozoica-cambriana exposta é fundamentalmente representada por bacias sedimentares (Gurupi, Cabeça de Porco, Piriá) e as raras intrusões. A existência de rochas formadas em 500-600 Ma em quantidade maior do que a conhecida até o momento, e a existência de rochas de 1500 Ma ainda não mapeadas são, ainda, possibilidades, pois vestígios disso foram encontrados em cristais detríticos (LOPES et al., 2016 e no presente trabalho) e herdados (os citados dados inéditos do Granito Pantoja – Anexo 1) de zircão.

Os dados geofísicos gravimétricos e magnetométricos sugerem que o prolongamento do Cinturão Gurupi sob a Bacia do Parnaíba se dá por 50 a 140 km, a depender da interpretação (NUNES, 1993; CASTRO et al., 2014; OLIVEIRA, 2016) e é limitado pelo bloco Parnaíba, também inferido sob a cobertura sedimentar fanerozoica (BRITO NEVES et al., 1984; NUNES, 1993). Segundo Daly et al. (2014) esse bloco possui resposta sísmica similar à apresentada pelo Fragmento Cratônico São Luís, o que nos sugere possível continuidade.

Por último, a direção média N-S das estruturas neoproterozoicas D3 e o vetor de encurtamento σ_1 segundo E-W são bastante semelhantes ao observado na Faixa Araguaia (HASUI; ABREU; SILVA, 1977), aflorante cerca de 300 km a sudoeste da área estudada. Kotschoubey, Hieronymus e Albuquerque (2005) afirmam que essa faixa representa um rifte oceanizado, abortado e invertido, de maneira similar ao postulado por Arcanjo, Abreu e Moura (2013) e Cordani et al. (2013). Trata-se igualmente de uma das hipóteses levantada por Klein et al. (2005a) e Klein, Lopes e Chaves (2015) para a evolução neoproterozoica do Cinturão Gurupi (rifte abortado invertido em orogénia intracontinental). Nesse sentido, é possível que as estruturas neoproterozoicas do Cinturão Gurupi sejam correlatas às daquele orógeno, ao invés de representarem uma faixa móvel distinta. As vergências das estruturas, entretanto, são opostas nas duas regiões, o que poderia ser explicado por posições distintas de Araguaia e Gurupi em relação ao centro do edifício orogénico, na sua quase totalidade encoberta pelos pacotes sedimentares fanerozoicos da bacia do Parnaíba.

Diante do discutido acima, a hipótese de orogénia intracontinental, sem oceanização significativa (se existente), a partir de rifte ou aulacógeno, nos parece a mais adequada para descrever a evolução neoproterozoica-cambriana no Cinturão Gurupi. Assim, a seguinte sequência de eventos pode ser estabelecida (Fig. 9.2). (1) Fragmentação, após 1100 Ma, do bloco amalgamado no Paleoproterozoico (São Luís – África ocidental e, possivelmente, Amazônia) e preenchimento de bacia (margem continental rifteada?) com sedimentos siliciclásticos (pelo menos em parte turbiditos), representados pelo Grupo Gurupi e, posteriormente, por sedimentos de bacia mais restrita, talvez lago de rifte. (2) Intrusão de rocha alcalina (Boca Nova) em 732 Ma. (3) Fusão crustal e magmatismo cálcio-alcálico (624 Ma - Caramujinho) e peraluminoso (584-549 Ma – Ney Peixoto e Pantoja). (4) Deposição dos sedimentos continentais a localmente transicionais (<591 Ma – Piriá). (5) Inversão da bacia de rifte/aulacógeno, com metamorfismo afetando as unidades de maneira diferencial, de anfíbolito a anquimetamorfismo.

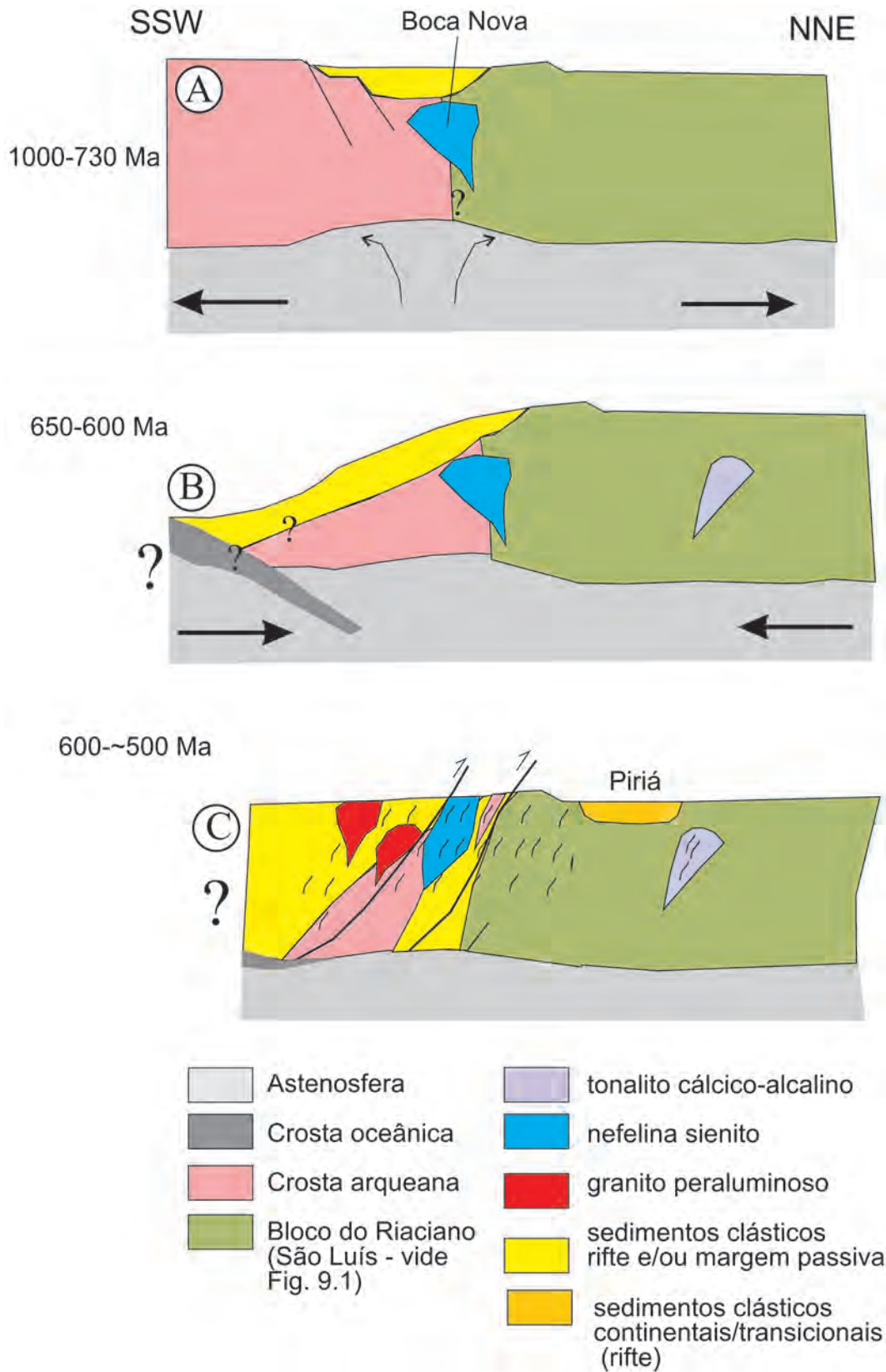


Figura 9.2 - Modelo esquemático (sem escala) de evolução geológica do Cinturão Gurupi (incluindo a borda retrabalhada do Fragmento Cratônico São Luís) no Neoproterozoico-Cambriano (adaptado de KLEIN; LOPES; CHAVES, 2015).

10 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Evandro L. Klein; Leandro D. Campos; César L. Chaves

10.1 - CARACTERIZAÇÃO DA GEOLOGIA E CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

O uso extensivo de aerogeofísica de alta resolução (magnetometria e gamaespectrometria) e de gravimetria terrestre, associado com geologia de campo no Cinturão Gurupi, aporte de novos dados analíticos e reavaliação do conhecimento existente permitiu: (1) melhor definição dos contatos entre as unidades estratigráficas; (2) definição de nova unidade riaciana, o Quartzo diorito Canoa, ainda incluso na Suíte Intrusiva Tromai, mas com evolução magmática distinta e com evidência de metamorfismo no Neoproterozoico; (3) definição da idade de posicionamento do Anfíbolito Cocal no Riacyano, anteriormente interpretado como sendo Neoproterozoico; (3) confirmação da sedimentação neoproterozoica representada pelas formações Marajupema e Vila Cristal do Grupo Gurupi, previamente apenas aventada e não comprovada, mostrando agora claro zoneamento entre unidades paleoproterozoicas e neoproterozoicas; (4) mapeamento de vários corpos alongados de granitos com duas micas inclusos (tectonicamente?) em sequência supracrustal do Paleoproterozoico e de poucos corpos de metagranitoides e gnaisses que devem constituir fragmentos do Complexo Itapeva e formam partes rompidas do embasamento de bacia do Neoproterozoico; (5) ratificação da idade aproximada do metamorfismo paleoproterozoico, entre 2100 e 2011 Ma, dada pela idade de colocação dos granitos peraluminosos e idade de microtonalito não metamorfizado (este no Fragmento Cratônico São Luís) e com base em idades U-Pb em sobrecrescimentos de baixa razão Th/U em zircão detrítico da Formação Santa Luzia do Pará (~2060 Ma); (6) aproximação da idade de metamorfismo neoproterozoico, presente na Formação Piriá (591 Ma) e ausente no Granito Ney Peixoto (549 Ma), verificada também em idades de intercepto de zircões magmáticos de diversos granitoides e na idade da titanita do Anfíbolito Cocal (593-549 Ma, intervalo virtualmente idêntico ao sugerido acima), além do acervo de idades K-Ar no intervalo definido; (7) aprimoramento na cartografia, localização e no entendimento de estruturas, inclusive em profundidade, com posicionamento temporal de três eventos de deformação, dois no Paleoproterozoico e um no Neoproterozoico; (8) cartografia da porção dobrada da Formação Igarapé de Areia, hospedeira de ouro em paleoplacer; (9) reavaliação do entendimento sobre a existência de provável zona de sutura (neoproterozoica?) encoberta por sedimentos fanerozoicos, a sudoeste da área trabalhada.

10.2 - EVOLUÇÃO CRUSTAL

A soma dos dados coletados com os compilados, e reinterpretados da literatura, permitiu o agrupamento das unidades geológicas do Cinturão Gurupi em diversas associações tectônicas do Arqueano, Paleoproterozoico, Neoproterozoico e Fanerozoico (Fig. 2.3), que incluem fragmentos do embasamento, suítes plutônicas orogênicas, bacias orogênicas ou não, e bacias e coberturas fanerozoicas. Essas associações tiveram papel na evolução de duas orogêneses, pelo menos: (1) fase juvenil acrescionária (2240-2140 Ma) e fase colisional (2100-2000 Ma) no Paleoproterozoico, representada, sobretudo no Fragmento Cratônico São Luís e em sua porção retrabalhada no Cinturão Gurupi (área deste projeto); (2) intracontinental (~1000-540 Ma) no Neoproterozoico-Cambriano, responsável pelo retrabalhamento da borda do Fragmento Cratônico São Luís e formação de bacias sedimentares posteriormente invertidas e metamorfisadas.

A deformação dúctil e dúctil-rúptil, predominante no Cinturão Gurupi, está associada com a orogenia paleoproterozoica, e produziu a foliação principal, dobramentos e crenulações, além de possíveis transcorrências. As duas famílias identificadas, D1 e D2, se relacionam, possivelmente, com o início e o final da fase orogênica colisional. No Neoproterozoico observam-se clivagens, crenulações e redobramentos, além da movimentação transcorrente da Zona de Cisalhamento Tentugal, aqui englobadas na fase D3.

10.3 - METALOGÊNESE DO OURO

O modelo de sistema aurífero orogênico, previamente definido, foi ratificado neste trabalho. Os avanços aqui obtidos dizem respeito ao controle estrutural, ao tempo da mineralização e a geração de alvos. Pela primeira vez uma interpretação estrutural, com dados de campo, sensores remotos e aerogeofísica mostrou a associação de corpos de minério com eventos estruturais definidos. A maioria das mineralizações foi entendida como associada com a fase D1 e com fortes gradientes gravimétricos horizontais. As fases D2 e D3 foram provavelmente responsáveis por remobilização e/ou reconcentração, bem como por eventual modificação estrutural dos corpos de minério.

A evidência estrutural, combinada com os dados de isótopos de Pb, Nd e Ar e com a restrição de mineralização a rochas hospedeiras riacyanas, indicam mineralização orogênica principal no Paleoproterozoico e remobilização no Neoproterozoico, pelo menos para Cachoeira e Serrinha.

10.4 - GEOQUÍMICA

A prospecção geoquímica mostrou existência de áreas favoráveis a novas mineralizações, principalmente de ouro. Os valores anômalos em Au ocorrem em sua maioria ao longo da área cartografada como Formação Chega Tudo, segundo a direção preferencial NW-SE, onde estão localizados os principais jazimentos deste bem mineral. A noroeste da área observa-se um *trend* com valores anômalos para os farejadores de Au, como Hg, Te, Bi, Sb e bacias anômalas em Ag, além da presença de partículas de ouro em concentrado de bateia, região essa que não representa a continuidade da Formação Chega Tudo, o que é, portanto, passível de ser investigado para prospecção de ouro.

A presença de minerais satélites de kimberlito em concentrado de bateia aluvionar e em solo podem ser indícios de diamantes ou de possíveis kimberlitos mineralizados. É necessário realizar estudos mais detalhados desses minerais satélites para atestar ou não a fertilidade para possíveis kimberlitos mineralizados a diamante.

A relação entre a associação Al-Ga e os principais indícios e ocorrências de fosfato laterítico na região, localizadas na área de ocorrência das rochas do Grupo Gurupi, na porção noroeste da área, abre perspectiva para este bem mineral em outras regiões, principalmente onde afloram rochas desta unidade, em que o perfil de intemperismo é bastante desenvolvido e que esteja relacionado a bacias onde a associação Al-Ga é mais forte.

Outras associações identificadas durante o tratamento estatístico, como Ce, La, Th e Y; Ba, Ca, Cr e Sr; Nb-Ti estão relacionadas as unidades estratigráficas registradas na área de trabalho, com destaque para a associação Cr-Cu-Ni-Zn que, relacionada a presença de cromita em concentrado de bateia, podem representar corpos máficos e ultramáficos não cartografados durante o mapeamento geológico, passíveis de serem investigados.

10.5 - IMPLICAÇÕES PARA EXPLORAÇÃO MINERAL

Com relação à integração de dados e geração de alvos, este estudo mostrou que é possível construir mapas minerais eficientes usando conjuntos de dados regionais e públicos. O uso do conceito de sistema mineral e a aplicação de uma compreensão dos processos mineralizantes do sistema aurífero

do Cinturão Gurupi foi fundamental para a obtenção de um mapa de alvos eficiente. Além dos depósitos conhecidos, o mapa final também identificou várias alvos satélites que já estão sendo desenvolvidos por empresas de exploração, com resultados promissores. Assim, os alvos gerados com atividades de exploração desconhecidas permanecem como áreas potenciais para novas descobertas.

O impacto deste trabalho também se estende à definição de estratégias de exploração em províncias pouco conhecidas. A integração de dados baseada em conjuntos de dados públicos e regional é uma ferramenta de baixo custo que pode ajudar a planejar o requerimento de áreas ou a aquisição de projetos, pois permite avaliar a possibilidade de novas descobertas. Ao reduzir consideravelmente a área de pesquisa dentro de uma província mineral exploradores poderiam reduzir custo, tempo, risco e melhorar a probabilidade de sucesso de seu projeto. Por outro lado, as agências governamentais e de regulação nacionais também poderiam usar esse tipo de informação para promover melhor as atividades de pesquisa mineral e administrar atividades de regulamentação.

10.6 - RECOMENDAÇÕES

As sugestões efetuadas a seguir referem-se a problemas que persistem sobre o entendimento geológico e metalogenético do Cinturão Gurupi. (1) O posicionamento temporal e relações estratigráficas da Formação Santa Luzia do Pará não estão satisfatoriamente definidos, Estudos de campo de maior detalhe do que o aqui empregado e adição de dados U-Pb e Sm-Nd são necessários. (2) Ainda associado ao item "1", as formações Igarapé de Areia e Santa Luzia do Pará aparentam a mesma idade máxima de deposição, mas as características sedimentológicas, metamórficas e estruturais são distintas. Qual a relação entre as duas bacias?. (3) Mapeamento geológico em escala maior (1:25.000) em áreas chave poderá separar corpos de dimensões menores de unidades de rocha ainda incluídas no Complexo Itapeva (metatonalitos, granitos com muscovita, rochas metabásicas); assim como subdividir a constituição litológica da Formação Chega Tudo, até o momento separada em apenas duas unidades. (4) Utilizar métodos geocronológicos mais robustos na tentativa de melhor parametrizar ou comprovar a idade do evento mineralizador e possíveis remobilizações; por exemplo, Re-Os em ouro e sulfeto associado com minério e U-Th-Pb em monazita hidrotermal.

11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F. A. M. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região meio norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental. 1990. Tese (Doutorado em Ciências na Área de Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém, 1990.
- ABREU, F. A. M.; HASUI, Y. Estruturas das formações Gurupi e Santa Luzia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Resumos expandidos...** Camboriú: SBG, 1980. v. 5, p. 2533-2541.
- ABREU, F. A. M.; LESQUER, A. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudoeste do Cráton São Luís. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1985. v. 1, p. 7-21.
- ABREU, F. A. M.; VILLAS, R. N. N.; HASUI, Y. Esboço estratigráfico do pré-cambriano da região do Gurupi; Estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Resumos...** Camboriú: SBG, 1980. v. 2, p. 647-658.
- AITCHINSON, J. **The statistical analysis of compositional data.** London (UK): Chapman & Hall, 1986. 416 p. Monographs on statistics and applied probability. (Reprinted in 2003 with additional material by the Blackburn Press).
- ALMARAZ, J. S. U.; CORDANI, U. G. Delimitação entre as províncias geocronológicas pré-cambrianas ao longo do Rio Gurupi. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador. **Resumo das conferências e comunicações...** Salvador, 1969. (Boletim especial, 1).
- ALMEIDA, F. F. M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador, BA. **Anais...** Salvador, BA: SBG, 1969. p. 29-46.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth Science Reviews**, v. 50, n. 1/2, p. 77-111, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. The upper Precambrian of South America. **Boletim IG-USP**, São Paulo, v. 7, p. 45-80, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Radiometric age determinations from northern Brazil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 17, p. 3-14, 1968.
- ALMEIDA, H. G. (Org.). **São Luís SW/NW: folhas SA.23-V e SA.23-Y, Estados do Pará e Maranhão.** Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- ANAISSE JÚNIOR, J. **Fácies costeiras dos depósitos Itapacuru (Cretáceo), região de Açailândia, bacia do Grajaú.** 1999. 86 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1999.
- ARAUJO NETO, H. **Mapa de reservas e produção de ouro do Brasil.** Brasília: CPRM, 1998. Escala 1:7.000.000. 1 mapa. (Informe de Recursos Minerais. Série Ouro. Informes Gerais, 01). Programa Nacional de Prospecção de Ouro – PNPO
- ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. Evolução geológica das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO), **Brasil. Braz. J. Geol.**, n. 43, p. 501-514, 2013.
- BABINSKI, M.; VANSCHMUS, W. R.; CHEMALE JR., F. Pb–Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco Basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. **Chemical Geology**, v. 160, p. 177–199, 1999.
- BETTENCOURT, J. S.; BORGES, W. R.; KORITIAKE, M. The Cachoeira gold deposit, Gurupi Belt, Para, Brazil: geological setting, structure and mineralization - a preliminary report. In: LADEIRA, E.A. (Ed.). **Brazil Gold'91.** Rotterdam: Balkema, 1991. p. 203–208.
- BIERLEIN, F. P.; GROVES, D. I.; CAWOOD, P. A. Metallogeny of accretionary orogens – the connection between lithospheric processes and metal endowment. **Ore Geology Reviews** v. 36, p. 282-292, 2009.
- BOHAM-CARTER, G.F. **Geographic information systems for geoscientists: modeling with GIS: computer methods in geosciences 13.** New York, NY: Pergamon Press, 1995.
- BORGES, M. S. et al. O quadro litoestrutural da Folha SA.23-V-C (Castanhal). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 23-28 out. 1994, Camboriú. **Boletim de Resumos expandidos...** Camboriú: SBG - Núcleo Santa Catarina, 1994. v. 2, p. 113-114.
- BORGES, M. S.; ANGÉLICA, R. S.; COSTA, M. L. Contribuição à geologia da região de Santa Luzia do Pará, nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 6-13 nov. 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. p. 2689-2703, v. 6.
- BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). **Rare-Earth Elements geochemistry**, Elsevier, p. 63-114, 1984.
- BRITO NEVES, B. B. et al. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. **Journal of Geodynamics**, v. 1, p. 495-510, 1984.
- BROWN, W. M.; GROVES, D. I.; GEDEON, T. Use of fuzzy membership input layers to combine subjective geological knowledge and empirical data in a neural network method for mineral-potential mapping. **Natural Resources Research**, n. 12, p. 183-200, 2003.

- BÜHN, B. et al. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 81, p. 99-114, 2009.
- BURKE, K.; ASHWAL, L. D.; WEBB, S. J. New way to map old sutures using deformed alkaline rocks and carbonatites. **Geology**, v. 31, p. 391-394, 2003.
- CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 2. p.740-753.
- CAMPBELL, D. F. **Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão basin**. Belém: Petróbrás, 1949. 117 p. (Rept. 7).
- CARRANZA, E. J. M. Knowledge-driven modeling of mineral prospectivity. In: HALE, M. (Ed.). **Handbook of exploration and environmental geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 2009. p. 189-247.
- CAROZZI, A. V. et al. **Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1975. (Série Ciência Técnica do Petróleo, 7).
- CASTRO, D. L. et al. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. **Tectonophysics**, v. 614, p. 128-145, 2014.
- CHIARIDIA, M. et al. Lead isotope variations across terrane boundaries of the Tien Shan and Chinese Altay. **Mineralium Deposita**, v. 41, p. 411-428, 2006.
- CLARK, R. N.; ROUSH, T. L. Reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote sensing applications. **Journal of Geophysical Research: solid earth**, v. 89, n. B7, p. 6329-6340, July 1984.
- CLARK, R. N. et al. The U. S. **Geological Survey Digital Spectral Library**: Version 1: 0.2 to 3.0 μm . [EUA]: U. S. Geological Survey, 1993. 1326 p. (Open File Report, 592).
- CLAYTON, R. N.; MAYEDA, T. K. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates from isotopic analyses. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 27, p. 43-52, 1963.
- CORBETT, G. J. Y.; LEACH, T.M. **Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization**. [EUA]: Society of Economic Geologists, 1998. 237 p. (Special Publication, 6).
- CORDANI, U. G.; MELCHER, G. C.; ALMEIDA, F. F. M. Outline of the precambrian geochronology of South America. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 5, p. 629-632, 1968.
- CORDANI, U. G. et al. **Estudo preliminar da integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1984. 70 p. (Série Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, 15).
- CORDANI, U. G. et al. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? **American Journal of Sciences**, n. 313, p. 517-539, 2013.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: FINEP; SBG-Núcleo Norte, 1997. v. 5, p. 15-90.
- COSTA, J. B. S. et al. A faixa de cisalhamento Tentugal na folha SA.23-Y-B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 5, p. 2257-2266.
- COSTA, J. L. (Org.). **Castanhal**: folha SA.23-V-C; Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- COSTA, J. L.; RICCI, P. S. F. Estratigrafia. In: COSTA, J. L. (Org.). **Castanhal, folha SA.23-V-C; estado do Pará, escala 1:250.000**. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- COSTA, J. L.; ALMEIDA, H. G. G.; RICCI, P. S. F. Metamorfismo e divisão tectono-estratigráfica do Grupo Gurupi no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Boletim de resumos expandidos e Guia de excursões**. Belém: SGB-Núcleo Norte, 1996. p. 110-112.
- COSTA, J. L. et al. **Projeto Gurupi**. Belém: DNPM; CPRM, 1977. 258 p.
- COSTA, M. L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 2, p. 146-160, jun. 1991.
- COSTA, M. L. Petrologia e geoquímica dos xistos carbonosos de Santa Luzia (Ourém-PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1-9 dez. 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG Núcleo Norte, 1985. v. 2. p. 18-32.
- COX, S. F. Coupling between deformations, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust. **Economic Geology**, n. 100, p. 39-75, 2005.
- CRAIG, H. Isotopic variations in meteoric waters. **Science**, v. 133, p. 1,702-1,703, 1961.
- CUDAHY, T. et al. **Regolith, geology and alteration mineral maps from new generation airborne and satellite remote sensing technologies**: explanatory notes for the Kalgoorlie-Kanowna 1:100,000 scale map sheet, remote sensing mineral maps. [Austrália]: MERIWA, 2005. 114 p. (Report, 252).
- CUNHA, F. M. B. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. 1986. 107 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.
- CZARNOTA, K.; BLEWETT, R. S.; GOSCOMBE, B. Predictive mineral discovery in the eastern Yilgarn Craton, Western Australia: an example of district scale

- targeting of an orogenic gold mineral system. **Precambrian**, n. 183, p. 356-377, 2010.
- DALY, M. C., V. et al. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile. **Tectonics**, v. 33, n. 11, nov. 2014. Doi:10.1002/2014TC003632.
- DAMPARE, S. B. et al. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications. **Precambrian Research**, v. 162, n. 3/4, p. 403-423, maio 2008.
- DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. Metallogeny of the Guyana Shield. **Géologie de la France**, n. 2-3-4, p. 291-319, 2003.
- DE PAOLO, D. J. A. neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 10470 - 10488, 1981.
- DIAS, G. S. **Estudo petrológico da sequência vulcano-sedimentar de Chega Tudo, região do Gurupi, Estado do Maranhão**. 1983. 42 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Belém, 1983.
- EGLINGER, A. et al. New insights into the crustal growth of the Paleoproterozoic margin of the Archean Kéména-Man domain, West African craton (Guinea): Implications for gold mineral system. **Precambrian Research**, v. 292, p. 258-289, 2017. Doi <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.11.012>
- FERREIRA, C. S.; CASSAB, R. C. T. O Paranomia Conrad, 1850 (Mollusca-Bivalvia), no Cretáceo do Brasil: seu possível aproveitamento como fóssil-guia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBP, 1987. v. 2, p. 471-477.
- FRANCISCO, B. H. R. et al. Contribuição à geologia da Folha São Luís (SA.23) no Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Geologia**, v. 17, 40 p. 1971.
- FROST, B. R. et al. A geochemical classification of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 42, n. 11, p. 2033–2048, 2001.
- FROST, C. D.; FROST, B. R. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. **Journal of Petrology**, v. 52, n. 1, p. 39-53, 2011.
- GIBB, R. A. et al. Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada. **Precambrian Research**, v. 19, n. 4, p. 349 - 384, 1983.
- GIÓIA, S. M. L. C.; PIMENTEL, M. M. The Sm–Nd method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 72, p. 219-245, 2000.
- GNOJEK, I.; PRICHYSTAL, A. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). **Geoexploration**, v. 23, n. 4, p. 491-502, 1985.
- GÓES, A. M. **Estudos sedimentológicos dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru no nordeste do Estado do Pará e nordeste do Maranhão**. 1981. 55 f. Tese (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Belém, 1981.
- GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 57-67, 1994.
- GOLDFARB, R. J.; GROVES, D. I.; GARDOLL, S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. **Ore Geology Reviews**, n. 18, p. 1-75, 2001.
- GOLDFARB, R. J. et al. East Asian gold: deciphering the anomaly of Phanerozoic gold in Precambrian cratons. **Economic Geology**, n. 102, p. 341-345, 2007.
- GORTON, M. P.; SCHANDL, E. S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. **The Canadian Mineral**. v. 38, p. 1065-1073, 2000.
- GROVES, D. I.; BIERLEIN, F. P. Geodynamic setting of mineral deposit systems. **Journal of the Geological Society of London**, n. 164, p. 19-30, 2007.
- GROVES, D. I.; GOLDFARB, R. J., SANTOSH, M. The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. **Geoscience Frontiers**, n. 7, p. 303-314, 2016.
- GRUNSKY, E. C. The interpretation of geochemical survey data. **Geochemistry Exploration and Environmental Analysis**, n. 10, p. 27-74, 2010.
- HARRIS, J. R. et al. Application of GIS processing techniques for producing mineral prospectivity maps – a case study: mesothermal Au in the Swayze Greenstone Belt, Ontário, Canada. **Natural Resources Research**, v. 10, n. 2, p. 91-124, 2001.
- HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; SILVA, J. M. R. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. **Boletim do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 8, p. 107-118, 1977.
- HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; VILLAS, R. N. N. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-Cambriano no Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 36-45.
- HRONSKY, J. M. A.; GROVES, D. I. Science of targeting: definition, strategies, targeting and performance measurement. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 55, p. 3-12, 2008.
- HRONSKY, J. M. A. et al. A unified model for gold mineralization in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods. **Mineralium Deposita**, v. 47, p. 339-358, 2012.
- HURLEY, P. M. et al. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. **Science**, v. 157, p. 495-500, 1967.
- HURLEY, P. M. et al. Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole-rock Rb-Sr dating: Canadian J. **Earth Sci.**, v. 5, p. 633-638, 1968.

- JAPIASSÚ, A. M. S. Madeira fossil - Humiriaceae de Irituia, Estado do Pará. Belém, PA: Museu Paraense Emílio Goeldi, 1970. 12 p. (Museu Paraense Emílio Goeldi. Boletim. Geologia, 014).
- JOST, H. et al. Metalogênese dos greenstone belts de Goiás. In: SILVA, M. G. et al. (Org.). **Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras**. Belo Horizonte, CPRM, 2014. p. 141-168. (Série Metalogenia).
- KENDRICK, M. A. et al. Fluid sources and the role of abiogenic-CH₄ in Archean gold mineralization: constraints from noble gases and halogens. **Precambrian Research**, n. 189, p. 313-327, 2011.
- KLEIN, E. L. Metalogênese do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. In: SILVA, M. G. et al. (Org.) **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. Belo Horizonte, CPRM, 2014a. p. 195-212. (Série Metalogenia)
- KLEIN, E. L. Ore fluids of orogenic gold deposits of the Gurupi Belt, Brazil: a review of the physico-chemical properties, sources, and mechanisms of Au transport and deposition. In: GAROFALO, P. S.; RIDLEY, J. R. (Ed.). **Gold-Transporting Hydrothermal Fluids in the Earth's Crust**. London: Geological Society, 2014b. p. 121-145. (Special Publications, 402).
- KLEIN, E. L.; LOPES, E. C. S. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Centro Novo do Maranhão - SA.23-Y-B-I, estados do Maranhão e Pará**. Escala 1.100.000. Belém: CPRM, 2011. 131 p. Programa Geologia do Brasil – PGB.
- KLEIN, E. L.; LOPES, E. C. S. Formação Igarapé de Areia: Tarkwa no Cinturão Gurupi? In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 2., 07-10 junho 2009, Gramado-RS. **Épocas metalogênicas brasileiras**: ciclos tectônicos e modelos metalogênicos. Gramado: UFRGS, 2009. 1 CD-ROM.
- KLEIN, E. L.; MOURA, C. A. V. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luis craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. **International Geology Review**, v. 43, p. 237-253, 2001.
- KLEIN, E. L.; MOURA, C. A. V. São Luís craton and Gurupi belt (Brazil): possible links with the West-African craton and surrounding Pan-African belts. In: PANKHURST, R. J. et al. (Ed.). **West Gondwana**: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic Region. Oxford: Blackwell, 2008. p. 137-151. (Geological Society London. Special Publication, n. 294).
- KLEIN, E. L.; MOURA, C. A. V. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do rio Gurupi (NE-Pará / NW-Maranhão). **Revista Geologia USP – Série Científica**, v. 3, p. 97-112, 2003.
- KLEIN, E. L.; SOUSA, C. S. (Org.). **Geologia e recursos minerais do Estado do Maranhão**: texto explicativo. Belém: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2012. 150 p. Escala 1:750.000. Sistema de Informações Geográficas - SIG; Mapas Geológicos Estaduais; Programa Geologia do Brasil - PGB.
- KLEIN, E. L.; LOPES, E. C. S.; CHAVES, C. L. **Geologia e Recursos Minerais da Folha. Santa Luzia do Pará – SA.23-V-C-VI, Estado do Pará, Escala 1:100.000**. Belém: CPRM, 2015. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil – PGB.
- KLEIN, E. L.; MOURA, C. A. V.; HARRIS, C. Stable (O, H, C, S) and radiogenic (Pb) isotopes evidence for the genesis of orogenic gold deposits of the Gurupi Belt, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5., 2006, Punta del Este. **Short Papers**, 2006. p. 500-503.
- KLEIN, E. L.; MOURA, C. A. V.; PINHEIRO, B. L. S. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm–Nd isotopes. **Gondwana Research**, v. 8, n. 2, p. 177–186, 2005.
- KLEIN, E. L.; ROSA-COSTA, L. T.; VASQUEZ, M. L. Metalogênese da borda oriental do Cráton Amazônico. In: SILVA, M.G. et al. (Org.). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. Belo Horizonte: CPRM, 2014. p. 171-194. (Série Metalogenia)
- KLEIN, E. L.; TASSINARI, C. C. G.; VASCONCELOS, P. M. U-Pb SHRIMP and 40Ar/39Ar constraints on the timing of mineralization in the Paleoproterozoic Caxias orogenic gold deposit, São Luís cratonic fragment, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, 277-288, 2014.
- KLEIN, E. L. et al. Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic–Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: geochemistry, U–Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. **Precambrian Research**, v. 220-221, p. 192–216, 2012.
- KLEIN, E. L. et al. Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serinha gold deposit, Gurupi Belt, Northern Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 41, p. 160-178, 2006.
- KLEIN, E. L. et al. **Geologia e recursos minerais da folha Cândido Mendes SA.23-V-D-II, estado do Maranhão**: escala 1:100.000. Belém: CPRM, 2008a. 150 p. Programa Geologia do Brasil - PGB.
- KLEIN, E. L. et al. Geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic granitoid magmatism: further evidence on the crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 165, n. 3/4, p. 221-242, 2008b.
- KLEIN, E. L. et al. Geology and fluid characteristics of the Mina Velha and Mandiocall ore bodies and implications for the genesis of the orogenic Chega Tudo gold deposit, Gurupi Belt, Brazil. **Economic Geology**, v. 103, p. 957-980, 2008c.
- KLEIN, E. L. et al. Geochronology, Nd isotopes and reconnaissance geochemistry of volcanic and meta-volcanic rocks of the São Luís Craton, northern Brazil: implications for tectonic setting and crustal evolution. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 27, p. 129-145, 2009.

- KLEIN, E. L. et al. Mafic dykes intrusive into Pre-Cambrian rocks of the São Luís cratonic fragment and Gurupi Belt (Parnaíba Province), north–northeastern Brazil: Geochemistry, Sr–Nd–Pb–O isotopes, $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ geochronology, and relationships to CAMP magmatism. *Lithos*, v. 172-173, p. 222-242, 2013.
- KLEIN, E. L. et al. Metallogenesis of the Paleoproterozoic Piaba orogenic gold deposit, São Luís cratonic fragment, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 65, part 1, p. 1-25, 2015.
- KLEIN, E. L. et al. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, v. 141, n. 3-4, p. 83-105, 2005a.
- KLEIN, E. L. et al. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 3, p. 415-418, 2005b.
- KLEIN, E. L. et al. Geology and stable isotope (O, H, C, S) constraints on the genesis of the Cachoeira gold deposit, Gurupi Belt, northern Brazil. *Chemical Geology*, v. 221, p. 188-206. 2005c.
- KLEIN, E. L. et al. The Cipoeiro gold deposit, Gurupi Belt, Brazil: chlorite geochemistry, and stable isotope study. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 23, p. 242-255, 2007.
- KNOX-ROBINSON, C. M.; WYBORN, L. A. I. Towards a holistic exploration strategy: using Geographic Information System as a tool to enhance exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 44, n. 4, p. 453-464, 1997.
- KNUDSEN, C. et al. Composition of ilmenite and provenance of zircon in northern Brazil. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, v. 33, p. 81-84, 2015.
- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONYMUS, B.; ALBUQUERQUE, C. A. R. Disrupted peridotites ad basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt northern Brazil): remnants of a poorly evolved oceanic crust? *Journal of South American Earth Sciences*, v. 20, p. 211-230, 2005.
- LAFON, J. M.; RODRIGUES, E.; SCHELLER, T. Geocronologia Pb-Pb em feldspatos e rocha total: procedimento experimental e exemplos de aplicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília. *Resumos Expandidos...* Brasília: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1993. p. 242-244.
- LARGE, R. R. et al. Gold in oceans through time. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 428, p. 139-150, 2015.
- LARGE, R. R. et al. Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 389, p. 209-220, 2014.
- LEDUC, M.; PEARCE, R.; MALHOTRA, D. **NI 43-101 Technical Report, Aurizona mine update, Brazil**. 2015. Disponível em: <<https://www.otciq.com/otciq/ajax/showFinancialReportById.pdf?id=135016>>.
- LESQUER, A.; BELTRÃO, J. F.; ABREU, F. A. M. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, v. 110, p. 9-26, 1984.
- LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética: relatório final, etapa III**. Belém: DNPM; CPRM, 1978. 190. p. v. 1.
- LISBOA, M. A. R. The Permian geology of Northern Brazil. *American Journal of Science*, New Haven, v. 37, n. 221, Série 4, p. 425-443, maio 1914.
- LOPES, E. C. S.; KLEIN, E. L. **Folha Santa Luzia do Pará S A.23-V-C-VI. Estado do Pará. Carta Geológica**. Belém: CP RM, 2014. Escala 1:100.000. 1 mapa. Programa Geologia do Brasil – PGB.
- LOPES, E. C. S. et al. **Mapa Geológico: Cinturão do Gurupi**. Belém: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 2017. Escala 1:150.000. 1 mapa. ARIM - Áreas de Relevante Interesse Mineral (ARIM-Gurupi).
- LOPES, E. L. et al. U-Pb (LA-ICP-MS) of detrital zircon and whole rock Nd and geochemical constraints on the provenance, depositional age and tectonic setting of the metasedimentary Piriá Basin, northern Brazil: implications for the evolution of the Gurupi Belt. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 123-144, 2016.
- LOUCKS, R. R.; BALLARD, J. R. **Report 2C: Petrochemical characteristics, petrogenesis and tectonic habits of gold-ore-forming arc magmas**. Unpublished report for industry-sponsored research project: Predictive Guides to Copper and Gold Mineralization at Circum-Pacific Convergent Plate Margins. 2003. 69p.
- LOWELL, G. R. Petrology of the Bragança batholith, São Luís craton, Brazil. In: AUGUSTITHUS, S. S. (Ed.). **The crust: significance of granites-gneisses in the lithosphere**. Athens: Theophrastus Publications, 1985. p. 13-34.
- LOWELL, G. R.; VILLAS, R. N. N. Petrology of nepheline syenite gneiss from Amazonian Brazil. *Geological Journal*, v. 18, p. 53-75, 1983.
- MACHADO, I. C. **Gurupi Gold Project**. Cipoeiro and Chega Tudo properties. Feasibility study. TechnoMine Services LLC. 2011. Disponível em: <<http://www.jaguarmining.com/s/ExpGurupi.asp>>. Acesso em: 18 abr. 2013.
- MANDAL, A. et al. Sub-surface structure of a craton–mobile belt interface: Evidence from geological and gravity studies across the Rengali Province–Eastern Ghats Belt boundary, eastern India. *Tectonophysics*, v. 662, n. 1, p. 140–152, 2015.
- MARKWITZ, W. et al. Metallogenic portfolio of the West Africa craton. *Ore Geology Reviews*, v. 78, p. 558-563, 2016.
- MARZOLI, A. et al. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, v. 284, p. 616–618, 1999.

- MCCREA, M. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. **J. Chem. Phys.**, v. 18, p. 849-857, 1950.
- MCCUAIG, T. C.; BERESFORD, S.; HRONSKY, J. M. A. Translating the mineral system approach into an effective exploration targeting system. **Ore Geology Reviews**, v. 38, p. 128-138, 2010.
- MCCUAIG, T. C.; HRONSKY, J. M. A. The mineral system concept: The key to exploration targeting. In: KAREN, D. K.; GOLDEN, H. C. **Building Exploration Capability: for the 21st Century**. Keystone, Colorado: Society of Economic Geologists, 2014. Cap. 8. p. 153-175. (Special Publication number, 18)
- MOLE, D. R. et al. Crustal evolution, intra-cratonic architecture and the metallogeny of an Archaean craton. In: JENKIN, G. R. T. et al. (Ed.). **Ore Deposits in an Evolving Earth**. London: Geological Society, 2015. p. 23-80. (Special Publications, 393) <http://dx.doi.org/10.1144/SP393.8>
- MOSHER, Z. G. **Technical report and resource estimate on the Cachoeira property, State of Pará, Brazil**. Brazil Resources Inc. 2013. Disponível em <http://brazilresources.com/_resources/tech_report_oct_2013.pdf>. Acesso em: 4 maio 2016.
- MOURA, P. Ouro no Gurupy. **Mineração e Metallurgia**, Rio de Janeiro, v. 1, p. 9- 13, maio/jun, 1936.
- NAKAI-LAJOIE, P.; CLOW, G. G. **Technical report on the Cachoeira Project, Pará State, Brazil**. Vancouver: Scott Wilson Roscoe Postle Associates Inc., 2011.
- NUNES, K. C. Interpretação integrada da bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 2., Rio de Janeiro. **Resumos Expandidos...** Rio de Janeiro: SBGf, 1993. v. 1, p. 152-157.
- OHMOTO, H.; RYE, R.O. Isotopes of sulfur and carbon. In: BARNES, H. L. (Ed). **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. New York: John Wiley & Sons, 509-567, 1979.
- OLIVEIRA, R. G. **Interpretação dos dados gravimétricos do Cinturão Gurupi**. CPRM, 2016. Relatório interno (inédito).
- OLIVEIRA, R. G.; ANDRADE, J. B. F. Interpretação Geofísica dos Principais Domínios Tectônicos Brasileiros. In: SILVA, M. G. et al. (Org.). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. Belo Horizonte: CPRM, 2014. v. 1, p. 21-38. (Série Metalogenia)
- OLIVEIRA, J. G. F.; SILVA, R. C. S. **Geologia e recursos minerais da folha Belém, SA.22-X-D-III**: Estado do Pará, escala: 1: 100.000. Belém: CPRM, 2011. 91 p. Programa Geologia do Brasil - PGB; Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- PALHETA, E. S. M. **Evolução geológica da região nordeste do estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides**. 2001. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2001.
- PALHETA, E. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. Granitóides proterozóicos como marcadores da evolução geotectônica da região nordeste do Pará – Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 39, p. 647-657, 2009.
- PASTANA, J. M. N. (Org.). **Turiçu, folha SA.23-V-D, Píneiro, SA.23-Y-B**: estados do Pará e Maranhão, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. 205 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- PEARCE, J. A. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**, v. 4, p. 120-125, 1996.
- PEDRÃO, E. et al. Análise palinológica de uma amostra de superfície de Querru (Formação Itapecuru), Município de Itapecuru-Mirim (MA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13.; SIMPOSIO PALEONTOLÓGICO DO CONE SUL, 1., 1993, São Leopoldo, RS. **Boletim de Resumos...** São Leopoldo, RS: SBP; UNISINOS, 1993. p. 175.
- PEDRÃO, E. et al. Palinomorfos de Sedimentos Albianos (Formação Itapecuru) da Bacia do Parnaíba. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 66, n. 1, p. 118, mar. 1994. Resumo das comunicações.
- PHILLIPS, G.N.; POWELL, R. Formation of gold deposits: A metamorphic devolatilization model. **Journal of Metamorphic Petrology**, n. 28, p. 689-718, 2010.
- PIGOIS, J. P. et al. Age constraints on Tarkwaian palaeoplacer and lode-gold formation in the TarkwaDamang district, SW Ghana. **Mineralium Deposita**, v. 38, p. 695-714, 2003.
- PIRES, A. C. B. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 1, p. 61-68, 1995.
- PONTUAL, S., MERRY, N., GAMSON, P. **Spectral Interpretation Field Manual**. 3.ed. [Austrália]: AusSpec International, 2008a. 189 p. (GMEX Guides for Mineral Exploration, 1).
- PONTUAL, S., MERRY, N., GAMSON, P. **Archean Greenstone Gold**. 3.ed. [Austrália]: AusSpec International, 2008b. 64 p. (GMEX Guides for Mineral Exploration, 6). POUJOL, M. et al. New U–Pb data on zircons from the Amalia greenstone belt, Southern Africa: insights into the Neoarchean evolution of the Kaapvaal Craton. **South African Journal of Geology**, v. 108, p. 317–332, 2005.
- REIMANN, C.; et al. **Statistical Data Analysis Explained: applied environmental statistics with R**. Chichester, England: John Wiley & Sons, 2008.
- REIS, J. F. T. **Projeto Montes Áureos**: relatório final de pesquisa. Belém: National Department of Mineral Production – DNPM, 2014.
- RIBEIRO, J. W. A. **O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos**: com base em sensores geofísicos. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências. Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil, 2002. 155 p.

- ROBB, L. J. **Introduction to ore forming processes**. Malden, MA: Blackwell Publishing Company, 2005.
- ROEDDER, E. **Fluid inclusions**. Virginia, USA: Mineralogical Society of American, 1984. 644 p. (Reviews in Mineralogy, v. 12)
- ROSSETTI, D. F. Fácies analysis of the Lower Sucession of the Upper Itapecuru Formation, São Luís Basin, northern Brazil. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: Falângola, 1997. p. 241-284.
- ROSSETTI, D. F. Evolução sedimentar miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. **Geologia USP: Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 7-18, 2006.
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; ARAI, M. A passagem Aptiano-Albiano na bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Coord.) **O Cretáceo na Bacia de São-Luís Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 101-117. (Coleção Friedrich Katzer).
- ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W. Classificação estratigráfica para o Albiano-Terciário Inferior (?) na Bacia de São Luís, MA. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi: Série Ciências da Terra**, v. 9, p. 31-43, 1997.
- SANTOS JR., A. E. **Análise integrada dos depósitos de caulim na região do Rio Capim: fácies, estratigrafia, petrografia e isótopos estáveis**. 2006. 107 f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2006.
- SANTOS JR., A. E. **Reconstrução paleoambiental e estratigráfica de depósitos cretáceos e terciários expostos na borda Sudeste da Sub-bacia de Cametá, Norte do Brasil**. 2002. 131 f. Dissertação (Mestrado) – Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- SANTOS JR., A. E.; ROSSETTI, D. F. Paleoambiente e Estratigrafia da Formação Ipixuna, Área do Rio Capim, Leste da Sub-Bacia de Cametá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 3, p. 313-324, set. 2003.
- SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís: reconstituições paleobiológicas**. 2 ed. Rio de Janeiro: CPRM, 2009. 215 p.
- SAWATZKY, D. L. et al. **Spatial Data Modeller (SDM): ArcMAP 9.3 geoprocessing tools for spatial data modelling using weights of evidence, logistic regression, fuzzy logic and neural networks**. 2009. Disponível em: <<http://arcscripts.esri.com/details.asp?dbid=15341>>. Acesso em: 27 nov. 2016.
- SECCOMBE, P. K. et al. Nature and evolution of metamorphic fluids associated with turbidite-hosted gold deposits: Hill End goldfield, NSW, Australia. **Mineralogical Magazine**, v. 57, p. 423-436, 1993.
- SILVA, A. R. C. **Geologia, geocronologia e metalogênese do ouro da sequência metavulcanossedimentar da porção NW do Cinturão Gurupi, Pará**. Plano de Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, 2015. 47 p. (inédito)
- SILVA, C. F.; LOEWENSTEIN, P. Contribuição à geologia da folha de São Luís (AS-23), no Estado do Pará – II – Novas localidades e razão magnésio/calcário do calcário Pirabas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi: Nova Série de Geologia**, n. 13, p. 1-17, 1968.
- SILVA, M. G. et al. Metalogênese do setor setentrional do Cráton do São Francisco. In: SILVA, M. G. et al. (Org.) **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. Belo Horizonte, CPRM, 2014. p. 93-118. (Série Metalogenia)
- SHEPPARD, S. M. F. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: VALLEY, J.W.; TAYLOR, H. P.; O'NEIL, J. R. (Ed.). **Stable isotopes in High Temperature Geological Processes**. Mineralogical Society of America, **Reviews in Mineralogy**, v. 16, p. 165-183, 1986.
- SMALL, H. L. **Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará**. Rio de Janeiro: Inspectoria Federal de Obras Contra as Seccas, 1914. 146 p. (Serie I. D – Geologia, n. 32).
- SOARES, H. G. **Proveniência e evolução crustal das rochas metassedimentares do Cinturão Gurupi com base em idade-modelo Sm-Nd**. 2009. 47 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.
- SOUZA-GAIA, S. M. et al. **Mapa de associações tectônicas e de recursos minerais: Cinturão Gurupi**. Belém: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 2017. Escala 1:150.000. 1 mapa. ARIM - Áreas de Relevante Interesse Mineral (ARIM-Gurupi).
- STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. **Earth Planetary Science Letters**, v. 26, p. 207-221, 1975.
- TATUMI, S. H. et al. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 3, p. 514-524, set. 2008.
- TEIXEIRA, K. S. et al. Petrografia, geoquímica e geocronologia da Formação Igarapé de Areia, NE – Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 11., 2007, Atibaia. **Anais...** Atibaia: SBGq, 2007. 1 CD-ROM.
- TORQUATO, J. R.; CORDANI, U. G. Brazil-Africa geological links. **Earth Science Reviews**, v. 17, p. 155-176, 1981.
- TORRESINI, C. The Gurupi gold deposits (Cipoeiro and Chega Tudo), Gurupi Belt, Pará, Brazil; geology and mineralization. INTERNATIONAL GOLD SYMPOSIUM, 4th, 2000. Lima, Peru, Anals... Sociedade Peruana de Geologia. 2000. 1 CD-ROM.
- TRUCKENBRODT, W.; CORREA, J. A. M. Estudo petrológico de arenitos arcoseanos da Formação Piriá, pré-Siluriano, região do Gurupi/Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1985. v. 2, p.159-173.

- USSAMI, N.; MOLINA, E. C. Flexural Modeling of the Araguaia Belt, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, n. 1, p. 1-12, 1999.
- VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; LOPES, E. C. S. Compartimentação tectônica. In: KLEIN, E. L.; SOUSA, C. S. (Org.). **Geologia e recursos minerais do Estado do Maranhão**: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Maranhão. Escala 1:750.000. CPRM, Belém, 2012. 149 p.
- VASQUEZ et al. Compartimentação tectônica. In: VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (Org.). **Geologia e recursos minerais do Estado do Pará**: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará. Belém: CPRM, 2008. 328 p. il. color. escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil – PGB. Cap. 2, p. 39-112.
- VENNEMANN, T. W.; O'NEIL, J. R. A simple and inexpensive method for hydrogen isotope and water analyses of minerals and rocks based on zinc reagent. **Chem. Geol. Isot. Geosci. Section**, v. 103, p. 227-234, 1993.
- VILLAS, R. N. N.; SOUSA, F. D. S. O granito de duas micas Ney Peixoto, nordeste do Pará: aspectos petrológicos e significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 1, p. 3-16, mar. 2007.
- WILKINSON, J. J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. **Lithos**, v. 55, p. 229-172, 2001.
- WILLIAMS, I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: MCKIBBEN, M. A.; SHANKS III, W. C.; RIDLEY, W. I. (Ed.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. **Reviews in Economic Geology**, v. 7, p. 1-35, 1998.
- WILSON, M. **Igneous petrogenesis**: a global tectonic approach. Londo: Chapman & Hall, 1989.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407-419, 1987.
- WYBORN, L. A. I.; HEINRICH, C. A.; JAQUES, A. L. Australian Proterozoic mineral systems: essential ingredients and mappable criteria. **The Australian Institute of Mining and Metallurgy Annual Conference**, Melbourne, Proceedings, v. 1994, p. 109-115, 1994.
- YAMAGUTI, H. S.; VILLAS, R. N. N. Estudo microtermométrico dos fluidos hidrotermais relacionados com a mineralização aurífera de Montes Áureos, NW do Maranhão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, p. 21-32, 2003.
- ZARTMAN, R. E.; DOE, B. R. Plumbotectonics - the model. **Tectonophysics**, v. 75, p. 135-162, 1981.

LISTAGEM DOS INFORMES DE RECURSOS MINERAIS

SÉRIE METAIS DO GRUPO DA PLATINA E ASSOCIADOS

- Nº 01 - Mapa de Caracterização das Áreas de Trabalho (Escala 1:7.000.000), 1996.
Nº 02 - Mapa Geológico Preliminar da Serra do Colorado - Rondônia e Síntese Geológico-Metalogenética, 1997.
Nº 03 - Mapa Geológico Preliminar da Serra Céu Azul - Rondônia, Prospecção Geoquímica e Síntese Geológico-Metalogenética, 1997.
Nº 04 - Síntese Geológica e Prospecção por Concentrados de Bateia nos Complexos Canabrava e Barro Alto - Goiás, 1997.
Nº 05 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica/Aluvionar da Área Migrantinópolis - Rondônia, 2000.
Nº 06 - Geologia e Prospecção Geoquímica/Aluvionar da Área Corumbiara/Chupinguaia - Rondônia, 2000.
Nº 07 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica/Aluvionar da Área Serra Azul - Rondônia, 2000.
Nº 08 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Rio Branco/Alta Floresta - Rondônia, 2000.
Nº 09 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Santa Luzia - Rondônia, 2000.
Nº 10 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Nova Brasilândia - Rondônia, 2000.
Nº 11 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica da Área Rio Madeirinha - Mato Grosso, 2000.
Nº 12 - Síntese Geológica e Prospectiva das Áreas Pedra Preta e Cotingo - Roraima, 2000.
Nº 13 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Santa Bárbara - Goiás, 2000.
Nº 14 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Barra da Gameleira - Tocantins, 2000.
Nº 15 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Córrego Seco - Goiás, 2000.
Nº 16 - Síntese Geológica e Resultados Prospectivos da Área São Miguel do Guaporé - Rondônia, 2000.
Nº 17 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Cana Brava - Goiás, 2000.
Nº 18 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Cacoal - Rondônia, 2000.
Nº 19 - Geologia e Resultados Prospectivos das Áreas Morro do Leme e Morro Sem Boné - Mato Grosso, 2000.
Nº 20 - Geologia e Resultados Prospectivos das Áreas Serra dos Pacaás Novos e Rio Cautário - Rondônia, 2000.
Nº 21 - Aspectos Geológicos, Geoquímicos e Potencialidade em Depósitos de Ni-Cu-EGP do Magmatismo da Bacia do Paraná - 2000.
Nº 22 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Tabuleta - Mato Grosso, 2000.
Nº 23 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Rio Alegre - Mato Grosso, 2000.
Nº 24 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Figueira Branca/Indiavaí - Mato Grosso, 2000.
Nº 25 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica/Aluvionar das Áreas Jaburu, Caracaraí, Alto Tacutu e Amajari - Roraima, 2000.
Nº 26 - Prospecção Geológica e Geoquímica no Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça - Pará, 2001.
Nº 27 - Prospecção Geológica e Geoquímica nos Corpos Máfico-Ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté - Pará, 2001.
Nº 28 - Aspectos geológicos, Geoquímicos e Metalogenéticos do Magmatismo Básico/Ultrabásico do Estado de Rondônia e Área Adjacente, 2001.
Nº 29 - Geological, Geochemical and Potentiality Aspects of Ni-Cu-PGE Deposits of the Paraná Basin Magmatism, 2001.
Nº 30 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica da Área Barro Alto - Goiás, 2010.

SÉRIE MAPAS TEMÁTICOS DE OURO - ESCALA 1:250.000

- Nº 01 - Área GO-09 Aurilândia/Anicuns - Goiás, 1995.
Nº 02 - Área RS-01 Lavras do Sul/Caçapava do Sul - Rio Grande do Sul, 1995.
Nº 03 - Área RO-01 Presidente Médici - Rondônia, 1996.
Nº 04 - Área SP-01 Vale do Ribeira - São Paulo, 1996.
Nº 05 - Área PA-15 Inajá - Pará, 1996.
Nº 06 - Área GO-05 Luziânia - Goiás, 1997.
Nº 07 - Área PA-01 Paru - Pará, 1997.
Nº 08 - Área AP-05 Serra do Navio/Cupixi - Amapá, 1997.
Nº 09 - Área BA-15 Caripará - Bahia, 1997.
Nº 10 - Área GO-01 Crixás/Pilar - Goiás, 1997.
Nº 11 - Área GO-02 Porangatu/Mara Rosa - Goiás, 1997.
Nº 12 - Área GO-03 Niquelândia - Goiás, 1997.
Nº 13 - Área MT-01 Peixoto de Azevedo/Vila Guarita - Mato Grosso, 1997.
Nº 14 - Área MT-06 Ilha 24 de Maio - Mato Grosso, 1997.
Nº 15 - Área MT-08 São João da Barra - Mato Grosso/Pará, 1997.
Nº 16 - Área RO-02 Jenipapo/Serra Sem Calça - Rondônia, 1997.
Nº 17 - Área RO-06 Guaporé/Madeira - Rondônia, 1997.
Nº 18 - Área RO-07 Rio Madeira - Rondônia, 1997.
Nº 19 - Área RR-01 Uaricaá - Roraima, 1997.
Nº 20 - Área AP-03 Alto Jari - Amapá/Pará, 1997.

- Nº 21 - Área CE-02 Várzea Alegre/Lavras da Mangabeira/Encanto - Ceará, 1997.
Nº 22 - Área GO-08 Arenópolis/Amorinópolis - Goiás, 1997.
Nº 23 - Área PA-07 Serra Pelada - Pará, 1997.
Nº 24 - Área SC-01 Botuverá/Brusque/Gaspar - Santa Catarina, 1997.
Nº 25 - Área AP-01 Cassiporé - Amapá, 1997.
Nº 26 - Área BA-04 Jacobina Sul - Bahia, 1997.
Nº 27 - Área PA-03 Cuiapucu/Carará - Pará/Amapá, 1997.
Nº 28 - Área PA-10 Serra dos Carajás - Pará, 1997.
Nº 29 - Área AP-04 Tumucumaque - Pará, 1997.
Nº 30 - Área PA-11 Xinguara - Pará, 1997.
Nº 31 - Área PB-01 Cachoeira de Minas/Itajubatiba/Itapetim - Paraíba/Pernambuco, 1997.
Nº 32 - Área AP-02 Tartarugalzinho - Amapá, 1997.
Nº 33 - Área AP-06 Vila Nova/Iratapuru - Amapá, 1997.
Nº 34 - Área PA-02 Ipitinga - Pará/Amapá, 1997.
Nº 35 - Área PA-17 Caracol - Pará, 1997.
Nº 36 - Área PA-18 Vila Riozinho - Pará, 1997.
Nº 37 - Área PA-19 Rio Novo - Pará, 1997.
Nº 38 - Área PA-08 São Félix - Pará, 1997.
Nº 39 - Área PA-21 Marupá - Pará, 1998.
Nº 40 - Área PA-04 Três Palmeiras/Volta Grande - Pará, 1998.
Nº 41 - Área TO-01 Almas/Natividade - Tocantins, 1998.
Nº 42 - Área RN-01 São Fernando/Ponta da Serra/São Francisco - Rio Grande do Norte/Paraíba, 1998.
Nº 43 - Área GO-06 Cavalcante - Goiás/Tocantins, 1998.
Nº 44 - Área MT-02 Alta Floresta - Mato Grosso/Pará, 1998.
Nº 45 - Área MT-03 Serra de São Vicente - Mato Grosso, 1998.
Nº 46 - Área AM-04 Rio Traíra - Amazonas, 1998.
Nº 47 - Área GO-10 Pirenópolis/Jaraguá - Goiás, 1998.
Nº 48 - Área CE-01 Reriutaba/Ipu - Ceará, 1998.
Nº 49 - Área PA-06 Manelão - Pará, 1998.
Nº 50 - Área PA-20 Jacareacanga - Pará/Amazonas, 1998.
Nº 51 - Área MG-07 Paracatu - Minas Gerais, 1998.
Nº 52 - Área RO-05 Colorado - Rondônia/Mato Grosso, 1998.
Nº 53 - Área TO-02 Brejinho de Nazaré - Tocantins, 1998.
Nº 54 - Área RO-04 Porto Esperança - Rondônia, 1998.
Nº 55 - Área RO-03 Parecis - Rondônia, 1998.
Nº 56 - Área RR-03 Uraricoera - Roraima, 1998.
Nº 57 - Área GO-04 Goiás - Goiás, 1998.
Nº 58 - Área MA-01 Belt do Gurupi - Maranhão/Pará, 1998.
Nº 59 - Área MA-02 Aurizona/Carutapera - Maranhão/Pará, 1998.
Nº 60 - Área PE-01 Serrita - Pernambuco, 1998.
Nº 61 - Área PR-01 Curitiba/Morretes - Paraná, 1998.
Nº 62 - Área MG-01 Pitangui - Minas Gerais, 1998.
Nº 63 - Área PA-12 Rio Fresco - Pará, 1998.
Nº 64 - Área PA-13 Madalena - Pará, 1998.
Nº 65 - Área AM-01 Parauari - Amazonas/Pará, 1999.
Nº 66 - Área BA-01 Itapicuru Norte - Bahia, 1999.
Nº 67 - Área RR-04 Quino Maú - Roraima, 1999.
Nº 68 - Área RR-05 Apiaú - Roraima, 1999.
Nº 69 - Área AM 05 Gavião/Dez Dias - Amazonas, 1999.
Nº 70 - Área MT-07 Araés/Nova Xavantina - Mato Grosso, 2000.
Nº 71 - Área AM-02 Cauaburi - Amazonas, 2000.
Nº 72 - Área RR-02 Mucajaí - Roraima, 2000.
Nº 73 - Área RR-06 Rio Amajari - Roraima, 2000.
Nº 74 - Área BA-03 Jacobina Norte - Bahia, 2000.
Nº 75 - Área MG-04 Serro - Minas Gerais, 2000.
Nº 76 - Área BA-02 Itapicuru Sul - Bahia, 2000.
Nº 77 - Área MG-03 Conselheiro Lafaiete - Minas Gerais, 2000.
Nº 78 - Área MG-05 Itabira - Minas Gerais, 2000.
Nº 79 - Área MG-09 Riacho dos Machados - Minas Gerais, 2000.
Nº 80 - Área BA-14 Correntina - Bahia, 2000.
Nº 81 - Área BA-12 Boquira Sul - Bahia, 2000

- Nº 82 - Área BA-13 Gento do Ouro - Bahia, 2000.
- Nº 83 - Área BA-08 Rio de Contas/Ibitiara Sul - Bahia, 2000.
- Nº 84 - Área MT-05 Cuiabá/Poconé - Mato Grosso, 2000.
- Nº 85 - Área MT-04 Jauru/Barra dos Bugres - Mato Grosso, 2000.

SÉRIE OURO - INFORMES GERAIS

- Nº 01 - Mapa de Reservas e Produção de Ouro no Brasil (Escala 1:7.000.000), 1996.
- Nº 02 - Programa Nacional de Prospecção de Ouro - Natureza e Métodos, 1998.
- Nº 03 - Mapa de Reservas e Produção de Ouro no Brasil (Escala 1:7.000.000), 1998.
- Nº 04 - Gold Prospecting National Program - Subject and Methodology, 1998.
- Nº 05 - Mineralizações Auríferas da Região de Cachoeira de Minas – Municípios de Manaíra e Princesa Isabel - Paraíba, 1998.
- Nº 06 - Mapa de Reservas e Produção de Ouro no Brasil (Escala 1:7.000.000), 2000.
- Nº 07 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Minas do Camaquã - Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 08 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Ibaré – Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 09 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Caçapava do Sul - Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 10 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Passo do Salsinho - Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 11 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Marmeleiro - Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 12 - Map of Gold Production and Reserves of Brazil (1:7.000.000 Scale), 2000
- Nº 13 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Cambaizinho - Rio Grande do Sul, 2001.
- Nº 14 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Passo do Ivo - Rio Grande do Sul, 2001.
- Nº 15 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Batovi – Rio Grande do Sul, 2001.
- Nº 16 - Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso – Goiânia, 2008.
- Nº 17 - Metalogenia do Distrito Aurífero do Rio Juma, Nova Aripuanã, Manaus, 2010.

SÉRIE INSUMOS MINERAIS PARA AGRICULTURA

- Nº 01 - Mapa Síntese do Setor de Fertilizantes Minerais (NPK) no Brasil (Escala 1:7.000.000), 1997.
- Nº 02 - Fosfato da Serra da Bodoquena - Mato Grosso do Sul, 2000.
- Nº 03 - Estudo do Mercado de Calcário para Fins Agrícolas no Estado de Pernambuco, 2000.
- Nº 04 - Mapa de Insumos Minerais para Agricultura e Áreas Potenciais nos Estados de Pernambuco, Alagoas, Paraíba e Rio Grande do Norte, 2001.
- Nº 05 - Estudo dos Níveis de Necessidade de Calcário nos Estados de Pernambuco, Alagoas, Paraíba e Rio-Grande do Norte, 2001.
- Nº 06 - Síntese das Necessidades de Calcário para os Solos dos Estados da Bahia e Sergipe, 2001.
- Nº 07 - Mapa de Insumos Minerais para Agricultura e Áreas Potenciais de Rondônia, 2001.
- Nº 08 - Mapas de Insumos Minerais para Agricultura nos Estados de Amazonas e Roraima, 2001.
- Nº 09 - Mapa-Síntese de Jazimentos Minerais Carbonatados dos Estados da Bahia e Sergipe, 2001.
- Nº 10 - Insumos Minerais para Agricultura e Áreas Potenciais nos Estados do Pará e Amapá, 2001.
- Nº 11 - Síntese dos Jazimentos, Áreas Potenciais e Mercado de Insumos Minerais para Agricultura no Estado da Bahia, 2001.
- Nº 12 - Avaliação de Rochas Calcárias e Fosfatadas para Insumos Agrícolas do Estado de Mato Grosso, 2008.
- Nº 13 - Projeto Fosfato Brasil – Parte I, Salvador, 2011.
- Nº 14 - Projeto Fosfato Brasil – Estado de Mato Grosso – Áreas Araras/Serra do Caeté e Planalto da Serra, 2011.
- Nº 15 - Projeto Mineralizações Associadas à Plataforma Bambuí no Sudeste do Estado do Tocantins (TO) – Goiânia, 2012.
- Nº 16 – Rochas Carbonáticas do Estado de Rondônia, Porto Velho, 2015.
- Nº 17 – Projeto Fosfato Brasil – Parte II, Salvador, 2016.
- Nº 18 – Geoquímica Orientativa para Pesquisa de Fosfato no Brasil, Salvador, 2016.

SÉRIE PEDRAS PRECIOSAS

- Nº 01 - Mapa Gemológico da Fronteira Oeste do Rio Grande do Sul, 1997.
- Nº 02 - Mapa Gemológico da Região Lajeado/Soledade/Salto do Jacuí - Rio Grande do Sul, 1998

- Nº 03 - Mapa Gemológico da Região de Ametista do Sul - Rio Grande do Sul, 1998.
- Nº 04 - Recursos Gemológicos dos Estados do Piauí e Maranhão, 1998.
- Nº 05 - Mapa Gemológico do Estado do Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 06 - Mapa Gemológico do Estado de Santa Catarina, 2000.
- Nº 07 - Aspectos da Geologia dos Pólos Diamantíferos de Rondônia e Mato Grosso – O Fórum de Juína – Projeto Diamante, Goiânia, 2010.
- Nº 08 - Projeto Avaliação dos Depósitos de Opalas de Pedro II – Estado do Piauí, Teresina, 2015.
- Nº 09 - Aluviões Diamantíferos da Foz dos Rios Jequitinhonha e Pardo - Fase I – Estado da Bahia, Salvador, 2015.

SÉRIE OPORTUNIDADES MINERAIS - EXAME ATUALIZADO DE PROJETO

- Nº 01 - Níquel de Santa Fé - Estado de Goiás, 2000.
- Nº 02 - Níquel do Morro do Engenho - Estado de Goiás, 2000.
- Nº 03 - Cobre de Bom Jardim - Estado de Goiás, 2000.
- Nº 04 - Ouro no Vale do Ribeira - Estado de São Paulo, 1996.
- Nº 05 - Chumbo de Nova Redenção - Estado da Bahia, 2001.
- Nº 06 - Turfa de Caçapava - Estado de São Paulo, 1996.
- Nº 08 - Ouro de Natividade - Estado do Tocantins, 2000.
- Nº 09 - Gipsita do Rio Cupari - Estado do Pará, 2001.
- Nº 10 - Zinco, Chumbo e Cobre de Palmeirópolis - Estado de Tocantins, 2000.
- Nº 11 - Fosfato de Miriri - Estados de Pernambuco e Paraíba, 2001.
- Nº 12 - Turfa da Região de Itapuã - Estado do Rio Grande do Sul, 1998.
- Nº 13 - Turfa de Águas Claras - Estado do Rio Grande do Sul, 1998.
- Nº 14 - Turfa nos Estados de Alagoas, Paraíba e Rio Grande do Norte, 2001.
- Nº 15 - Nióbio de Uaupés - Estado do Amazonas, 1997.
- Nº 16 - Diamante do Rio Maú - Estado da Roraima, 1997.
- Nº 18 - Turfa de Santo Amaro das Brotas - Estado de Sergipe, 1997.
- Nº 19 - Diamante de Santo Inácio - Estado da Bahia, 2001.
- Nº 21 - Carvão nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, 1997.
- Nº 22 - Coal in the States of Rio Grande do Sul and Santa Catarina, 2000.
- Nº 23 - Kaolin Exploration in the Capim River Region - State of Pará - Executive Summary, 2000.
- Nº 24 - Turfa de São José dos Campos - Estado de São Paulo, 2002.
- Nº 25 - Lead in Nova Redenção - Bahia State, Brazil, 2001.

SÉRIE DIVERSOS

- Nº 01 - Informe de Recursos Minerais - Diretrizes e Especificações - Rio de Janeiro, 1997.
- Nº 02 - Argilas Nobres e Zeolitas na Bacia do Parnaíba - Belém, 1997.
- Nº 03 - Rochas Ornamentais de Pernambuco - Folha Belém do São Francisco - Escala 1:250.000 - Recife, 2000.
- Nº 04 - Substâncias Minerais para Construção Civil na Região Metropolitana de Salvador e Adjacências - Salvador, 2001.

SÉRIE RECURSOS MINERAIS MARINHOS

- Nº 01 - Potencialidade dos Granulados Marinhos da Plataforma Continental Leste do Ceará - Recife, 2007.

SÉRIE ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS

- Nº 01 – Projeto Materiais de Construção na Área Manacapuru-Iranduba-Manaus-Careiro (Domínio Baixo Solimões) – Manaus, 2007.
- Nº 02 – Materiais de Construção Civil na região Metropolitana de Salvador – Salvador, 2008.
- Nº 03 – Projeto Materiais de Construção no Domínio Médio Amazonas – Manaus, 2008.
- Nº 04 – Projeto Rochas Ornamentais de Roraima – Manaus, 2009.
- Nº 05 – Projeto Argilas da Bacia Pimenta Bueno – Porto Velho, 2010.
- Nº 06 – Projeto Quartzo Industrial Dueré-Cristalândia – Goiânia, 2010.
- Nº 07 – Materiais de Construção Civil na região Metropolitana de Aracaju – Salvador, 2011.
- Nº 08 – Rochas Ornamentais no Noroeste do Estado do Espírito Santo – Rio de Janeiro, 2012.
- Nº 09 – Projeto Insumos Minerais para a Construção Civil na Região Metropolitana do Recife – Recife, 2012.
- Nº 10 – Materiais de Construção Civil da Folha Porto Velho – Porto Velho, 2013.
- Nº 11 – Polo Cerâmico de Santa Gertrudes – São Paulo, 2014.
- Nº 12 – Projeto Materiais de Construção Civil na Região Metropolitana de Natal – Recife, 2015.

- Nº 13 – Materiais de Construção Civil para Vitória da Conquista, Itabuna-Ilhéus e Feira de Santana – Salvador, 2015.
- Nº 14 – Projeto Materiais de Construção da Região de Marabá e Eldorado dos Carajás – Belém, 2015.
- Nº 15 – Panorama do Setor de Rochas Ornamentais do Estado de Rondônia – Porto Velho, 2015
- Nº 16 – Projeto Materiais de Construção da Região Metropolitana de Goiânia – Goiânia, 2015
- Nº 17 – Projeto Materiais de Construção da Região Metropolitana de Porto Alegre – Porto Alegre, 2016
- Nº 18 – Projeto Materiais de Construção da Região Metropolitana de Fortaleza – Fortaleza, 2016
- Nº 19 – Projeto Materiais de Construção Civil da Região da Grande Florianópolis – Porto Alegre, 2016
- Nº 20 – Projeto materiais de construção da região de Macapá - Estado do Amapá – Belém, 2016.
- Nº 21 – Projeto Materiais De Construção da Região Metropolitana de Curitiba - Estado do Paraná, 2016.

SÉRIE METAIS - INFORMES GERAIS

- Nº 01 – Projeto BANE0 – Bacia do Camaquã – Metalogenia das Bacias Neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil, Porto Alegre, 2008
- Nº 02 – Mapeamento Geoquímico do Quadrilátero Ferrífero e seu Entorno - MG – Rio de Janeiro, 2014.
- Nº 03 – Projeto BANE0 – Bacias do Itajaí, de Campo Alegre e Corupá – Metalogenia das Bacias Neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil, Porto Alegre, 2015

SÉRIE PROVÍNCIAS MINERAIS DO BRASIL

- Nº 01 – Áreas de Relevante Interesse Mineral - ARIM, Brasília, 2015
- Nº 02 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Tróia-Pedra Branca, Estado do Ceará, Fortaleza, 2015
- Nº 03 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Sudeste do Tapajós, Estado do Pará, Brasília, 2015.
- Nº 04 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Província Aurífera Juruena-Teles Pires-Aripuanã – Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha Porto Escondido – SC.21-V-C-III, Brasília, 2015.
- Nº 05 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Distrito Zinífero de Vazante – MG, Brasília, 2015.
- Nº 06 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Rochas Alcalinas da Porção Meridional do Cinturão Ribeira. Estados de São Paulo e Paraná, Brasília, 2015.
- Nº 07 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Sudeste de Rondônia, Brasília, 2016.
- Nº 08 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Seridó-Leste, extremo nordeste da Província Borborema (RN-PB), Brasília, 2016.
- Nº 09 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Porção sul da Bacia do Paraná, RS, 2017
- Nº 10 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Eldorado do Juma, Estado do Amazonas, AM, 2017
- Nº 11 – Áreas de Relevante Interesse Mineral: Cinturão Gurupi, Estados do Pará e Maranhão, Brasília, 2017.

SÉRIE MINERAIS ESTRATÉGICOS

- Nº 01 – Diretrizes para Avaliação do Potencial do Potássio, Fosfato, Terras Raras e Lítio no Brasil, Brasília, 2015.
- Nº 02 – Avaliação do Potencial de Terras Raras no Brasil, Brasília, 2015.
- Nº 03 – Projeto Avaliação do Potencial do Lítio no Brasil – Área do Médio Rio Jequitinhonha, Nordeste de Minas Gerais, Brasília, 2016.

ANEXOS

Anexo 2 - (A) Resultados de análises de química mineral em partículas de ouro do depósito Cachoeira

% peso									
Amostra	Au	Fe	As	Cu	Ag	Bi	Ni	V	Total
df1 2C 1 Au	90,86	0,07	0,00	0,07	6,26	0,58	0,00	0,00	97,84
df1 2C 1 Au	92,03	0,05	0,00	0,05	6,25	0,14	0,00	0,00	98,52
df1 2C 1 Au	92,67	0,10	0,00	0,01	6,04	0,17	0,00	0,00	98,99
df1 2C 2 Au	91,74	0,00	0,00	0,01	5,91	0,11	0,00	0,00	97,77
df1 2C 3 Au	92,15	0,05	0,00	0,03	6,21	0,13	0,00	0,00	98,57
df1 2C 4 Au	91,18	0,16	0,00	0,00	6,20	0,04	0,00	0,00	97,58
df1 2C 5 Au	92,43	0,19	0,00	0,04	6,00	0,67	0,00	0,00	99,32
df1 2C 6 Au	91,81	0,01	0,00	0,00	6,22	0,71	0,00	0,00	98,76
df1 2C 6 Au	92,51	0,16	0,00	0,00	6,29	0,54	0,00	0,00	99,50
Média (n=9)	91,93	0,09	0,00	0,02	6,15	0,34	0,00	0,00	
Desvio p.	0,61	0,07	0,00	0,02	0,14	0,27	0,00	0,00	
min	90,86	0,00	0,00	0,00	5,91	0,04	0,00	0,00	
max	92,67	0,19	0,00	0,07	6,29	0,71	0,00	0,00	

Anexo 2 - (C) Resultados de análises de química mineral em arsenopirita do depósito Cachoeira

% peso															% atômico					
	Amostra	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Au	Ag	Bi	Co	Ni	Cr	V	Total	Soma elem. traço	S	Fe	As	As/S
ek66a 1c 1	21,35	35,25	43,69	0,06	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,17	0,04	0,00	0,00	100,63	0,34	35,414	33,57	31,02	0,88
ek66a 1c 11	21,60	35,26	42,95	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06	0,03	0,00	0,00	99,99	0,18	35,869	33,61	30,52	0,85
ek66a 1c 13	20,38	35,11	44,98	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,08	0,00	0,00	100,75	0,28	34,092	33,71	32,20	0,94
ek66a 1c 3	22,01	36,49	41,26	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	99,87	0,12	36,308	34,56	29,13	0,80
ek66a 2c 6	21,00	35,75	42,57	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,05	0,02	0,00	0,01	99,48	0,16	35,152	34,36	30,49	0,87
ek68b 1c 4	22,26	35,53	41,76	0,08	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,05	0,00	0,01	99,77	0,22	36,775	33,70	29,52	0,80
ek68b 3c 7	22,38	35,67	42,20	0,06	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,08	0,00	0,00	100,48	0,24	36,738	33,62	29,64	0,81
df1	21,84	35,69	42,58	0,09	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,05	0,03	0,00	0,00	100,38	0,27	36,074	33,84	30,09	0,83
Média (n=8)	21,60	35,59	42,75	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,07	0,04	0,00	0,00		0,23	35,803	33,87	30,33	0,85
Desvio p.	0,67	0,43	1,16	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00		0,07	0,899	0,38	0,97	0,05
min	20,38	35,11	41,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00		0,12	34,092	33,57	29,13	0,80
max	22,38	36,49	44,98	0,09	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,07	0,17	0,08	0,00	0,01		0,34	36,775	34,56	32,20	0,94

Informe de Recursos Minerais

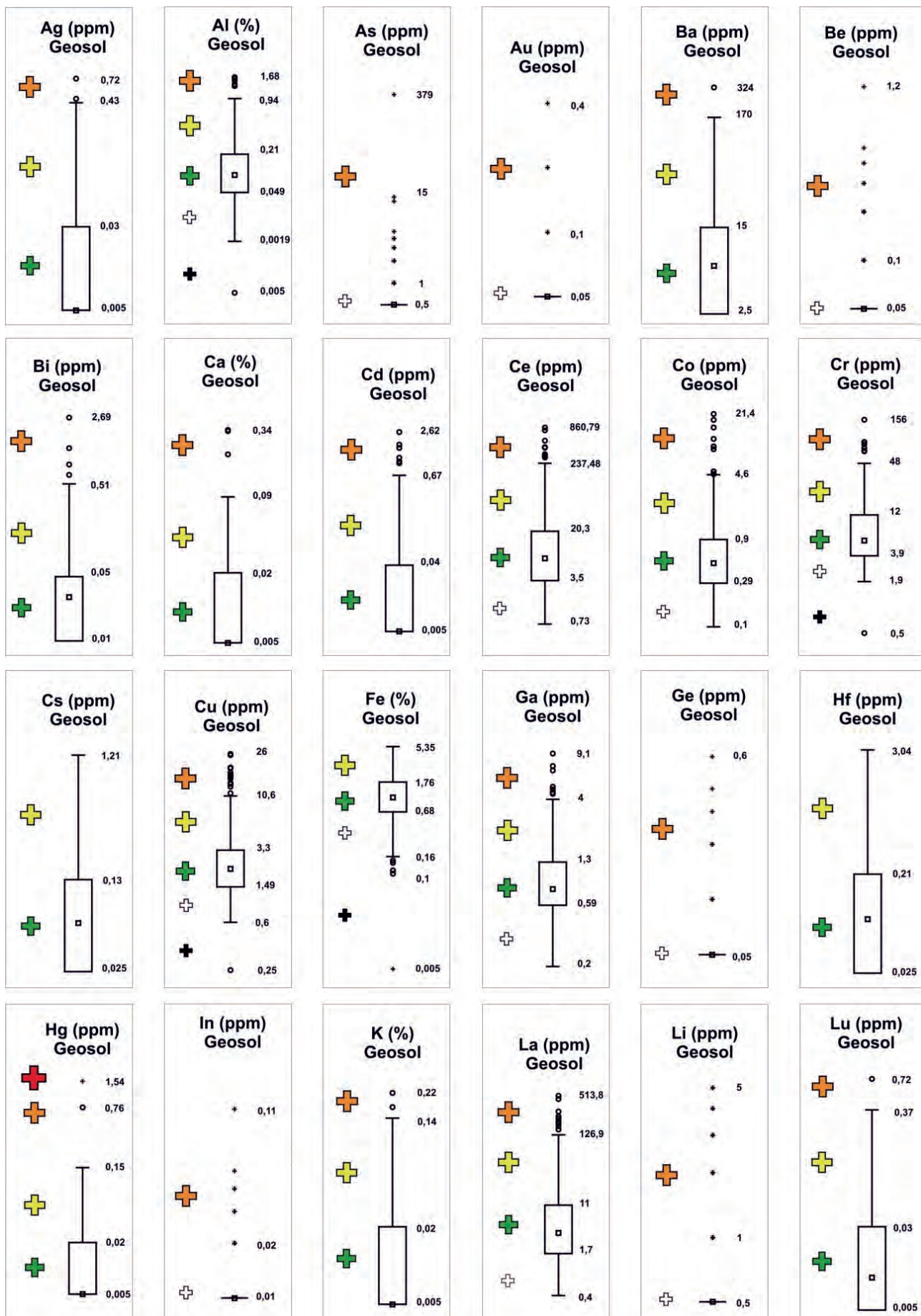
Anexo 2 - (E) Resultados de análises de química mineral em calcopirita do depósito Cachoeira

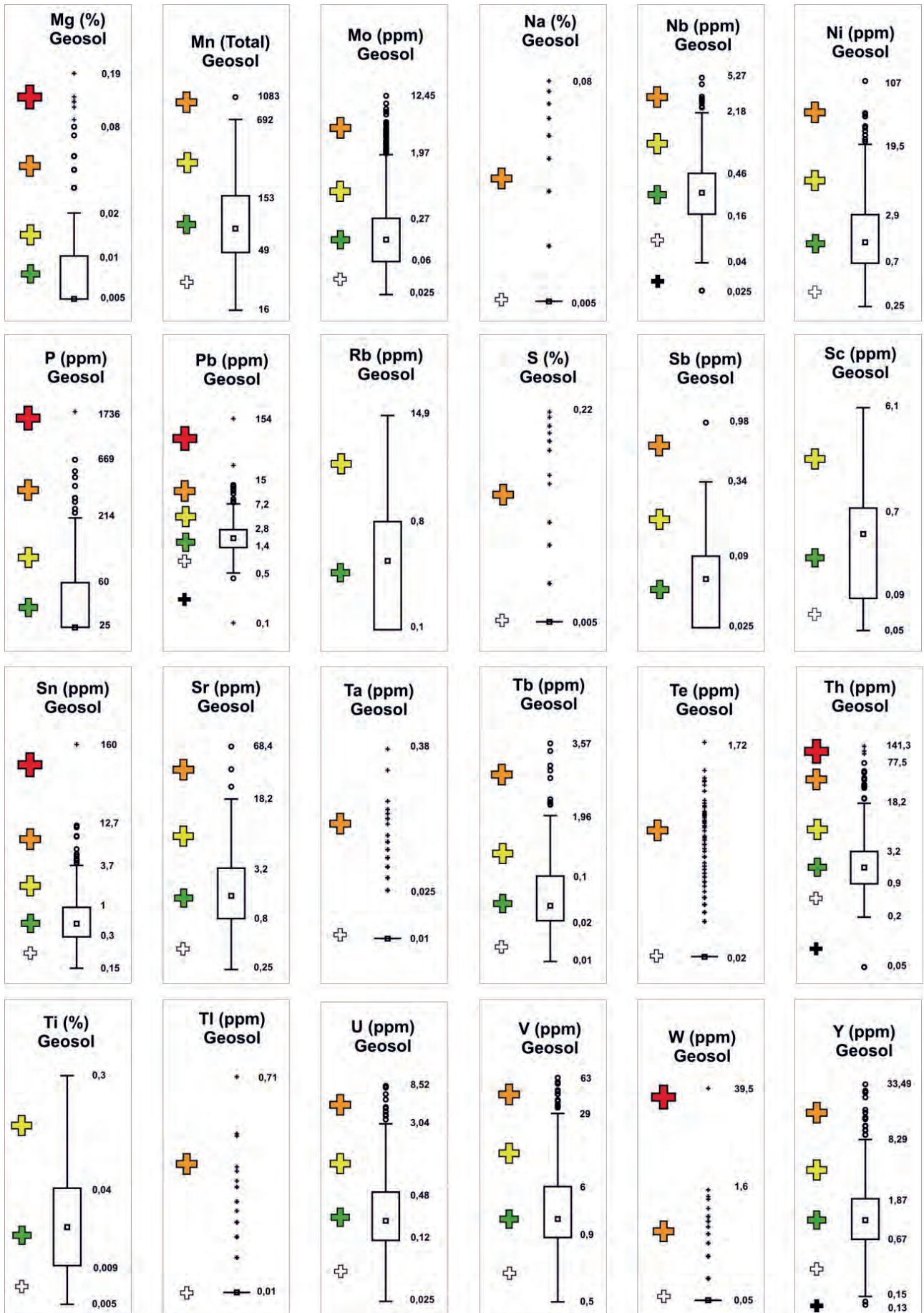
% peso																	% atômico		
Amostra	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Au	Ag	Bi	Co	Ni	Cr	V	Total	Soma elem. traço		S	Fe	Cu
ek66a 1c 7	35,23	29,85	0,01	0,04	33,37	0,00	0,00	0,03	0,06	0,01	0,00	0,01	0,02	98,62	0,17		50,91	24,76	24,32
ek66a 1c 9	34,64	29,93	0,00	0,02	33,80	0,04	0,00	0,02	0,10	0,04	0,00	0,00	0,00	98,60	0,23		50,30	24,95	24,76
ek67b 1c 2	35,06	29,57	0,00	0,11	33,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,21	0,57	0,03	0,00	98,62	0,99		51,05	24,71	24,24
ek67b 3c 3	35,02	29,53	0,05	0,00	33,53	0,12	0,00	0,02	0,07	0,16	0,33	0,00	0,00	98,82	0,75		50,84	24,61	24,56
ek67b 5c 1	35,18	29,74	0,00	0,01	33,73	0,11	0,00	0,02	0,08	0,02	0,00	0,00	0,01	98,91	0,25		50,79	24,65	24,56
ek67b 5c 4	35,39	29,99	0,00	0,06	33,71	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,06	0,01	0,00	99,28	0,19		50,84	24,73	24,43
ek67b 1c 9	34,79	29,70	0,06	0,06	33,07	0,07	0,00	0,00	0,04	0,18	0,37	0,01	0,00	98,36	0,80		50,77	24,88	24,35
Média (n=7)	35,05	29,76	0,02	0,04	33,46	0,05	0,00	0,02	0,06	0,09	0,19	0,01	0,00		0,48		50,78	24,76	24,46
Desvio p.	0,26	0,18	0,03	0,04	0,32	0,05	0,00	0,01	0,03	0,09	0,23	0,01	0,01		0,35		0,24	0,12	0,18
min	34,64	29,53	0,00	0,00	33,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00		0,17		50,30	24,61	24,24
max	35,39	29,99	0,06	0,11	33,80	0,12	0,00	0,03	0,10	0,21	0,57	0,03	0,02		0,99		51,05	24,95	24,76

Anexo 2 - (F) Resultados de análises de química mineral em esfalerita do depósito Cachoeira

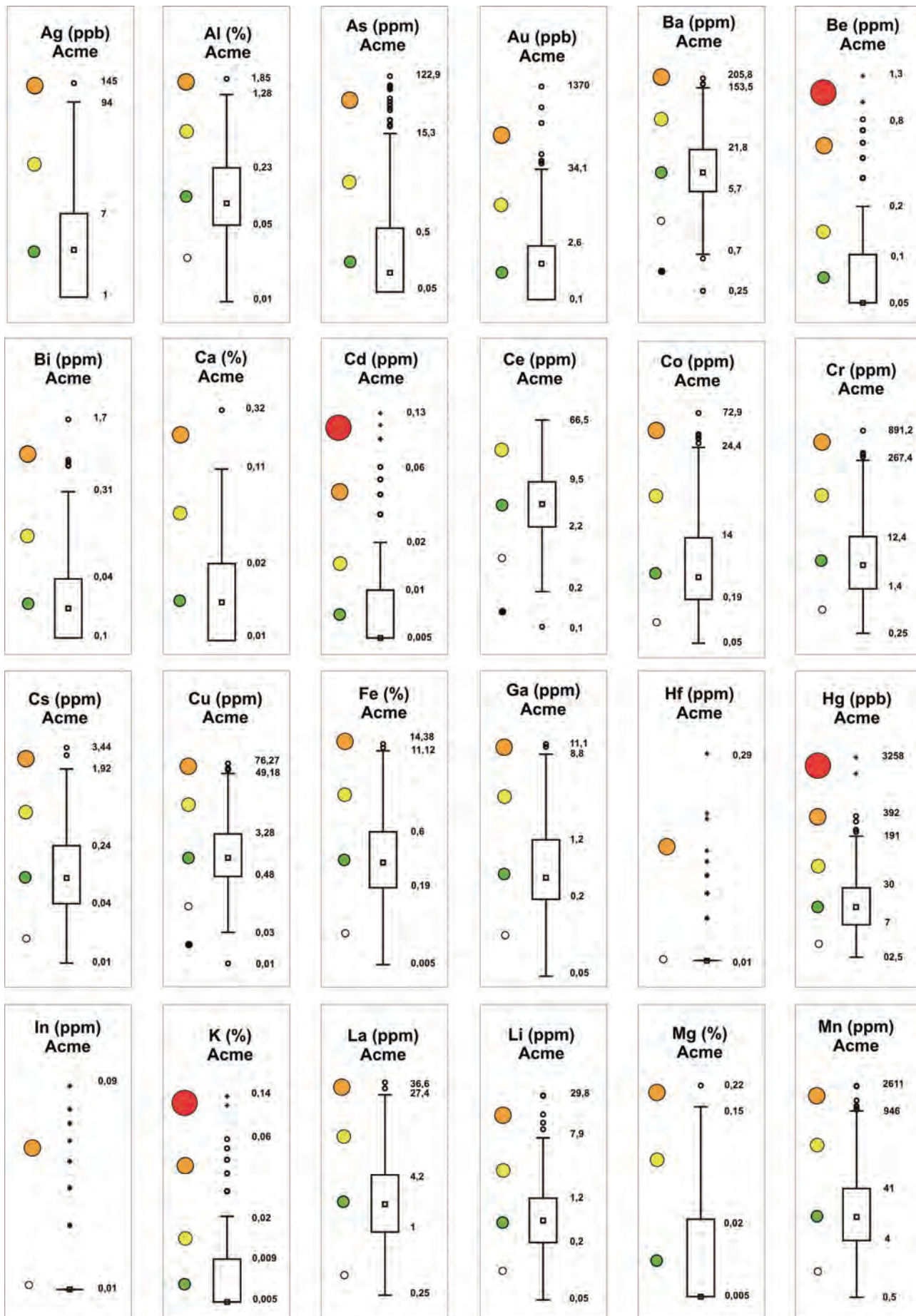
% peso																	% atômico		
amostra	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Au	Ag	Bi	Co	Ni	Cr	V	Total	soma elem. traços		S	Fe	Zn
ek67b 2c 3	32,70	3,54	0,02	0,04	1,56	59,78	0,00	0,00	0,11	0,11	1,25	0,01	0,00	99,12	3,11		51,06	3,17	45,77

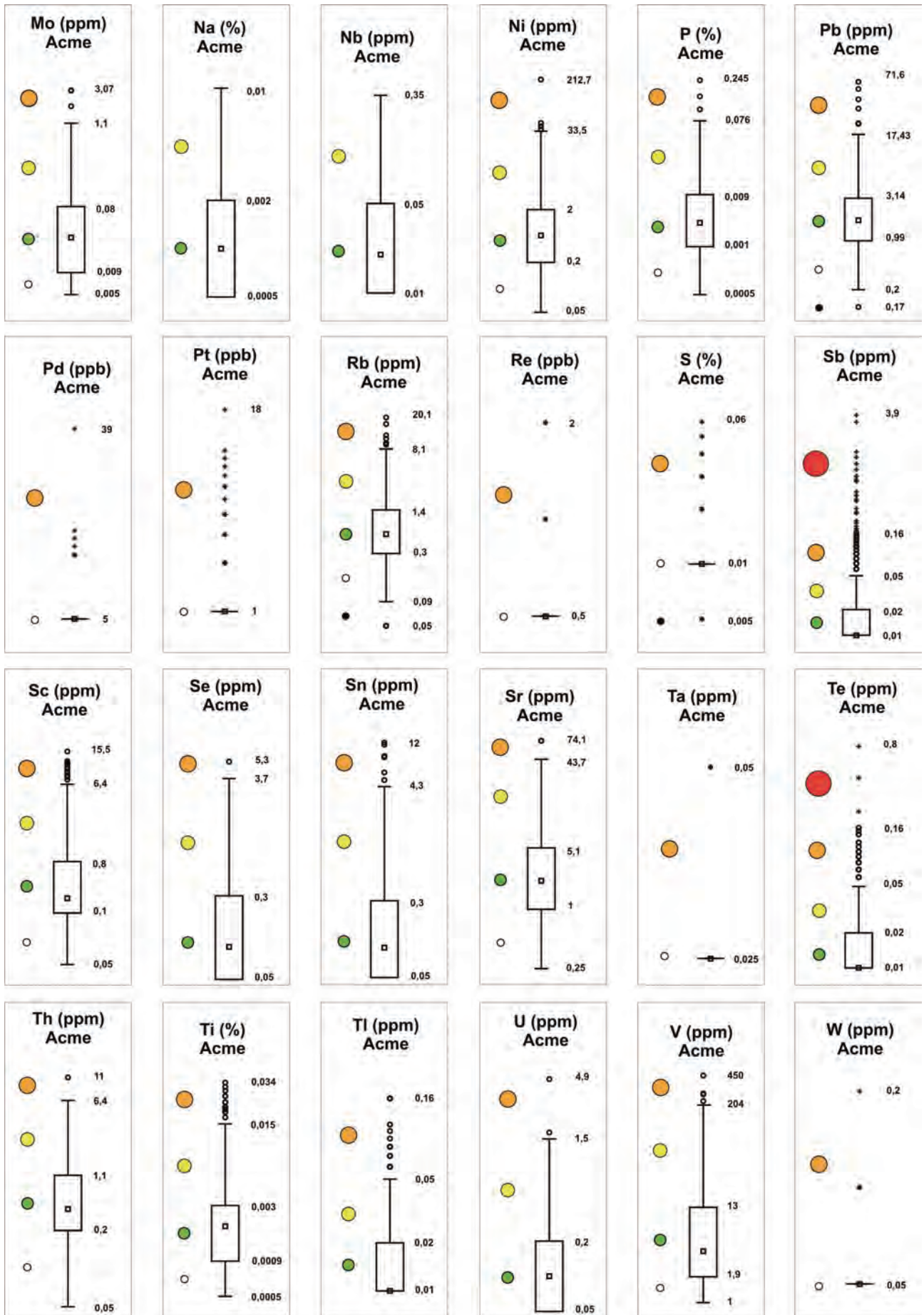
ANEXO 3 - DIAGRAMAS BOX PLOT PARA OS ELEMENTOS ANALISADOS PELA SGS-GEOSOL

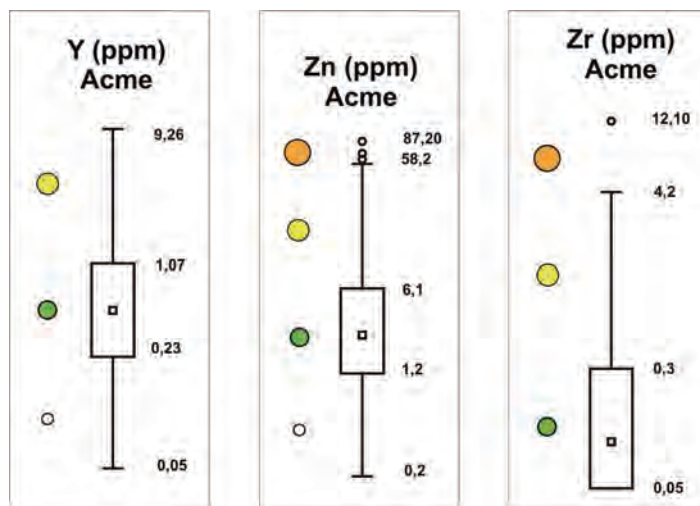




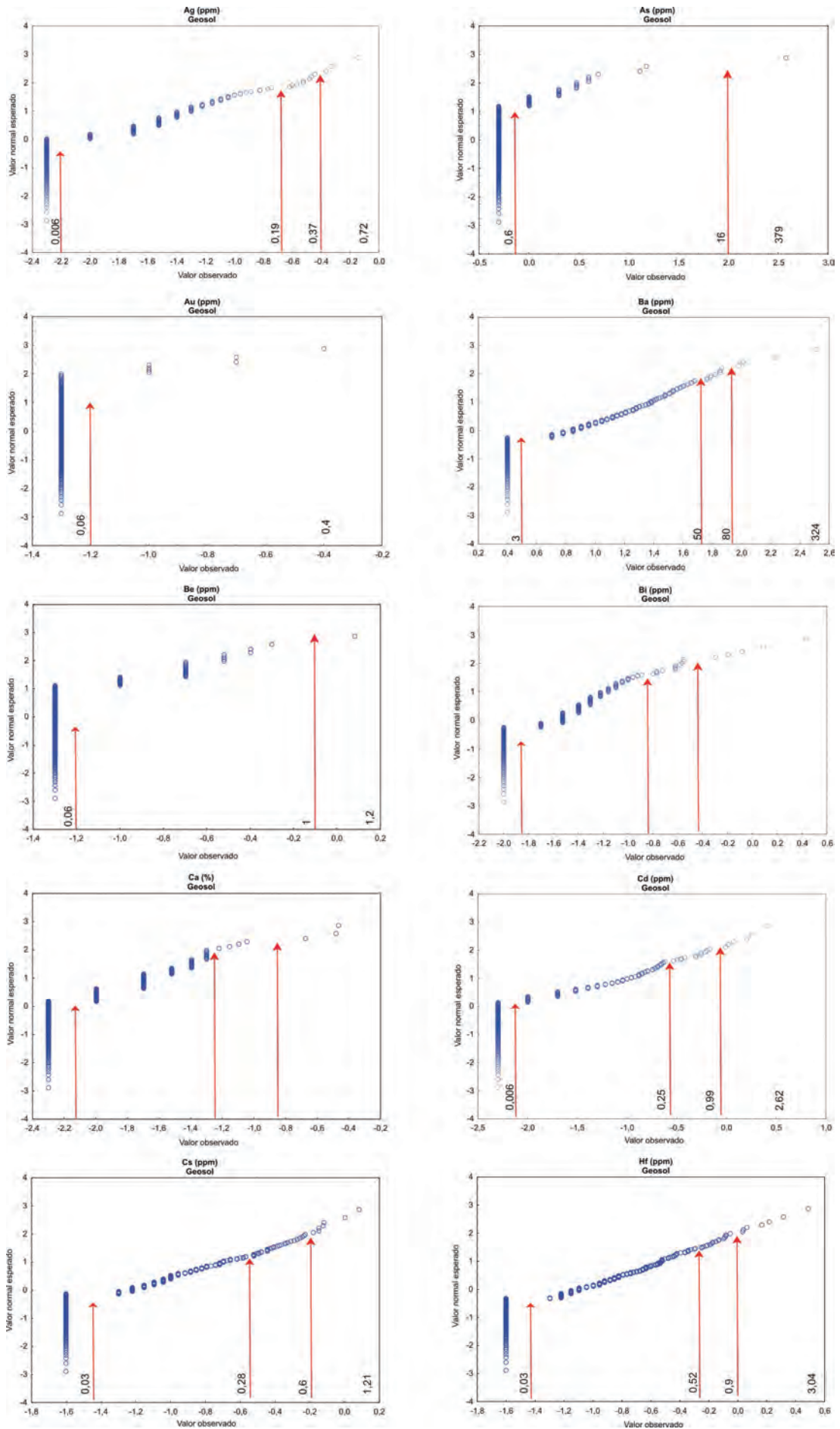
ANEXO 4 - DIAGRAMAS BOX PLOT PARA OS ELEMENTOS ANALISADOS PELA ACME

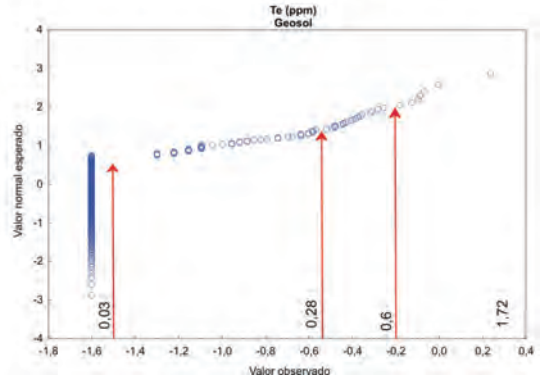
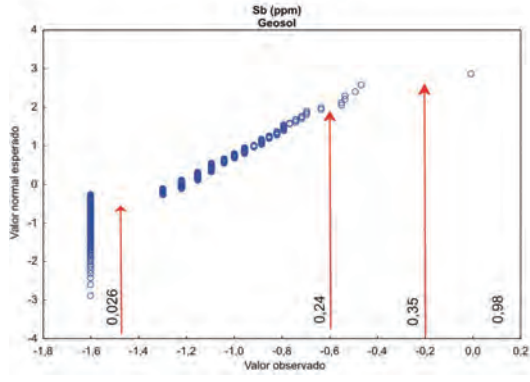
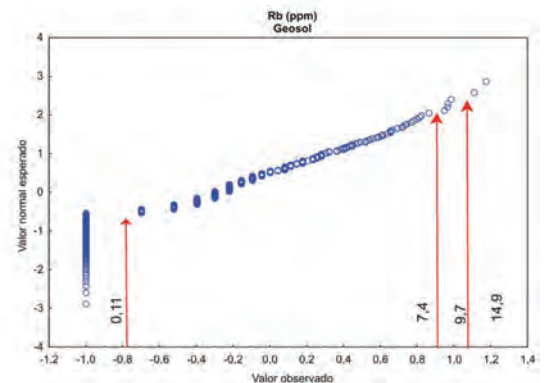
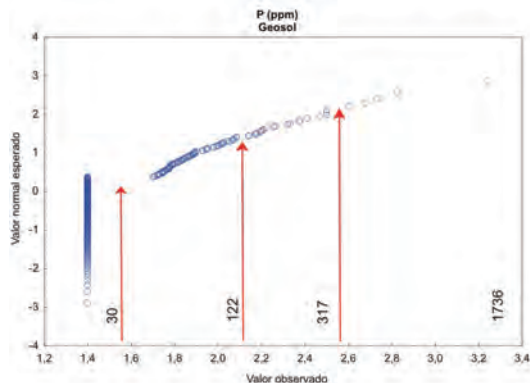
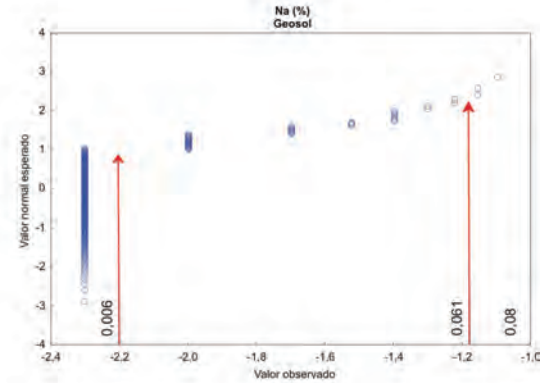
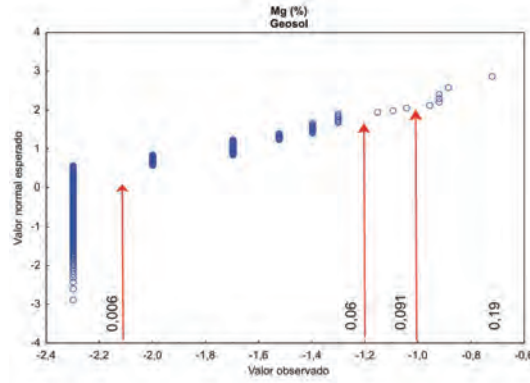
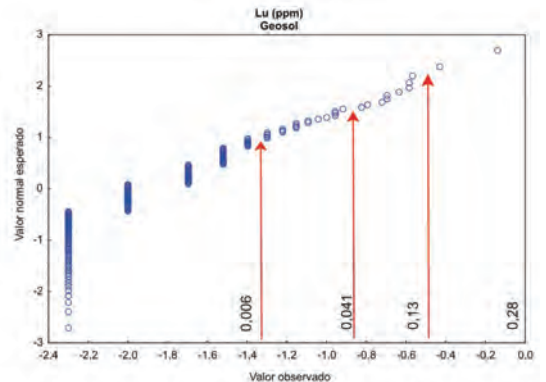
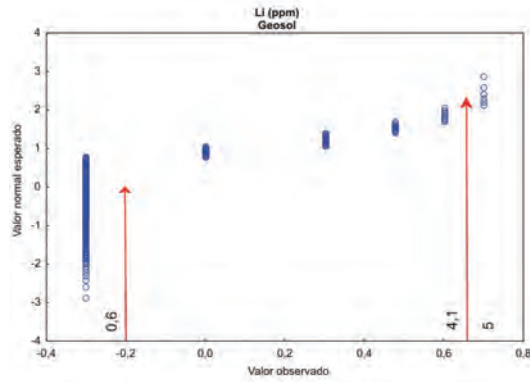
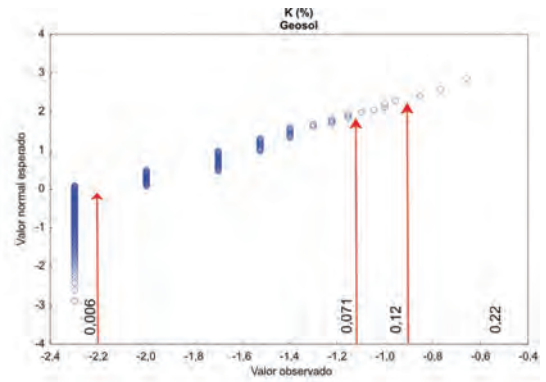
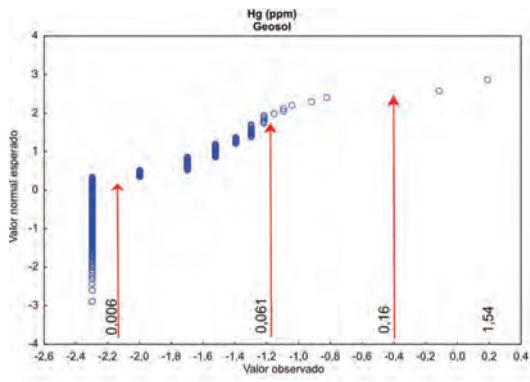


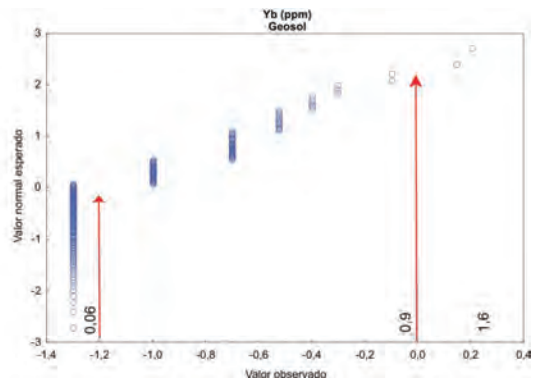
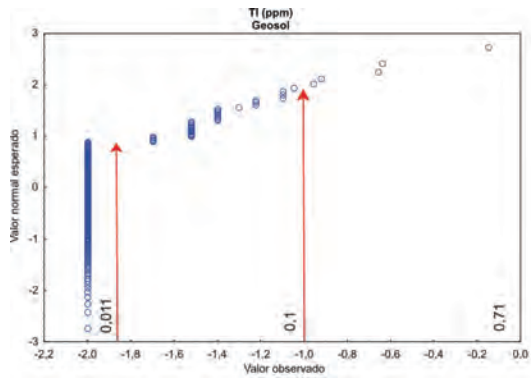




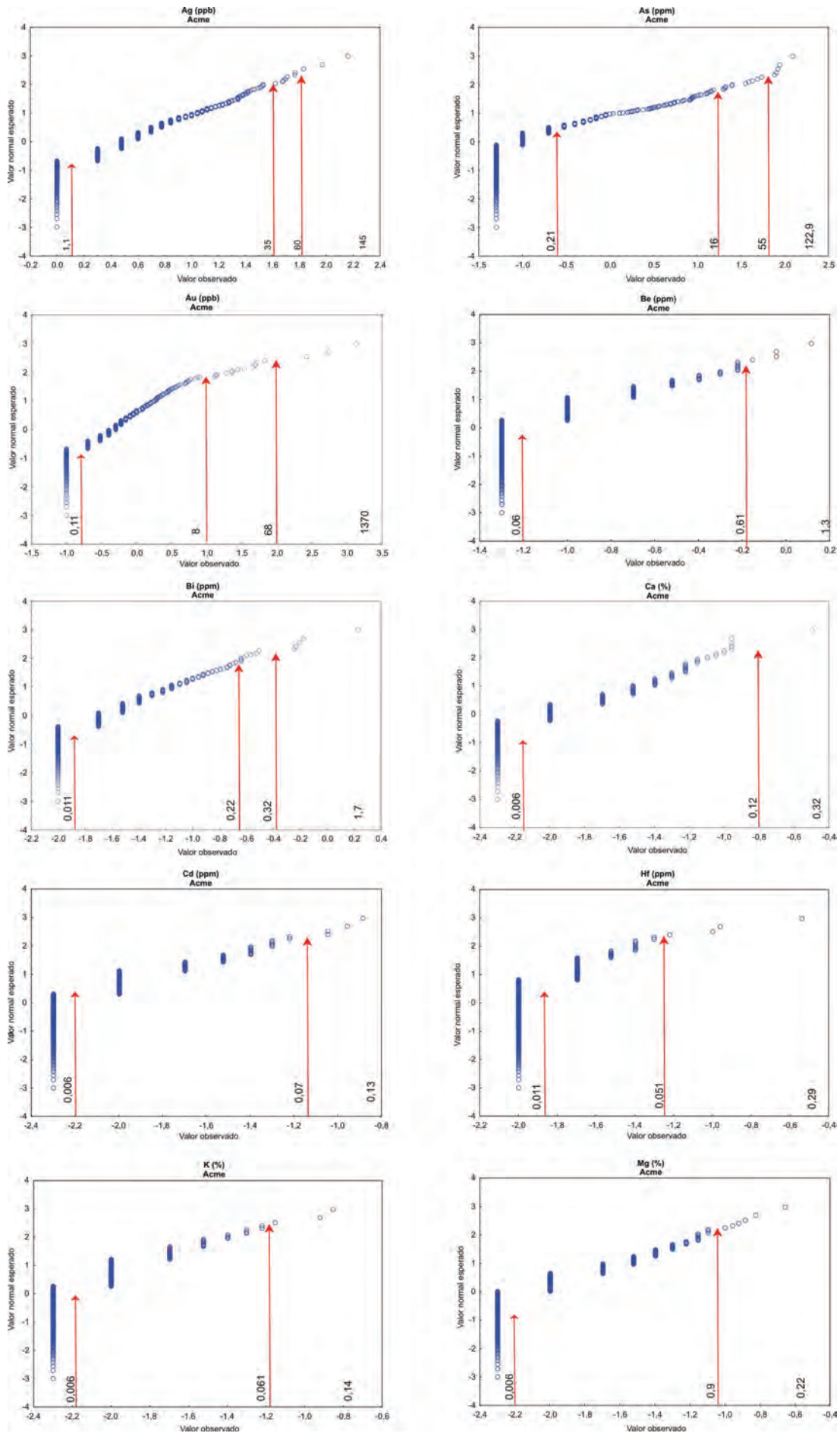
ANEXO 5 - DIAGRAMAS DE PROBABILIDADE NORMAL PARA OS ELEMENTOS COM VALORES EM LOG ANALISADOS (SGS-GEOSOL)

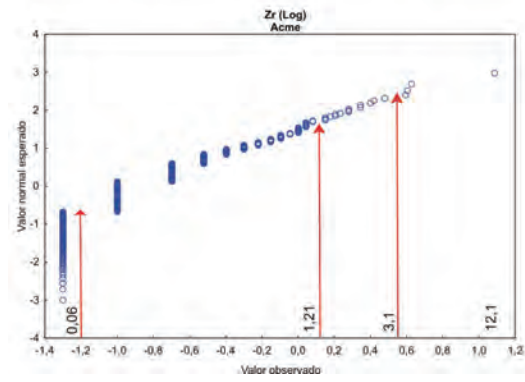
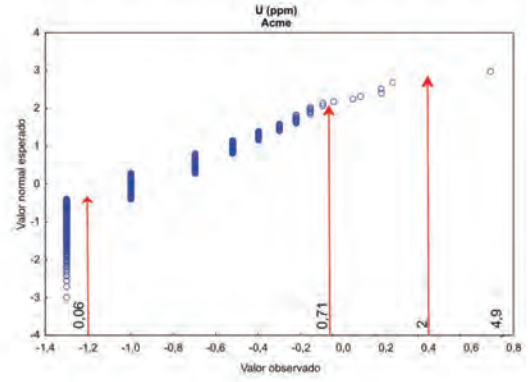
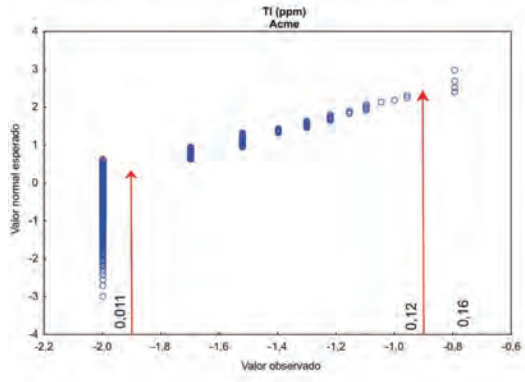
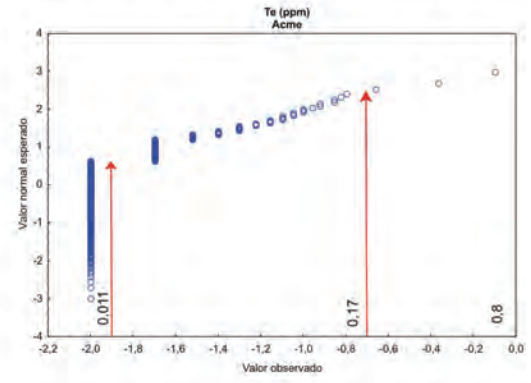
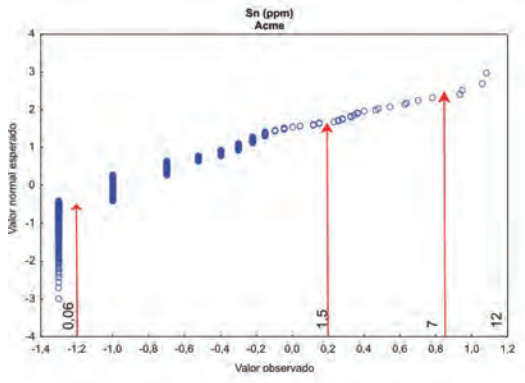
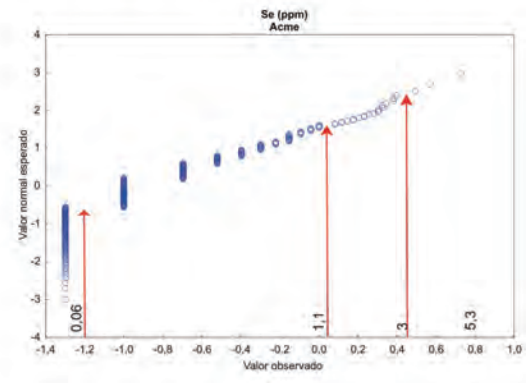
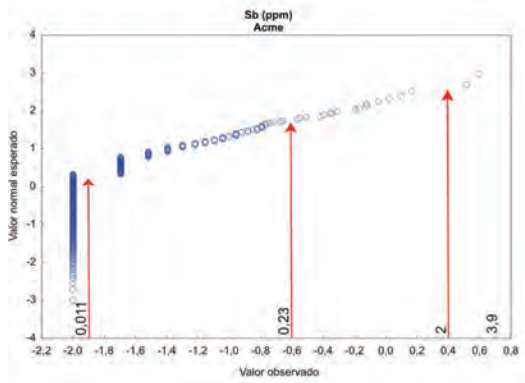
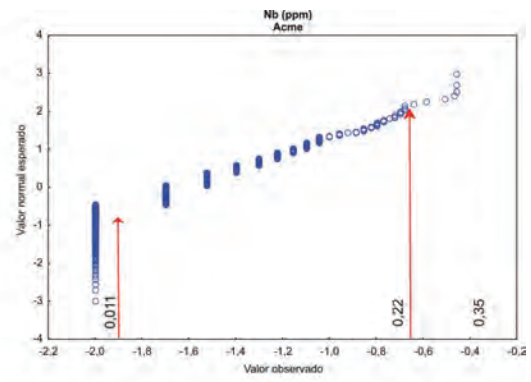
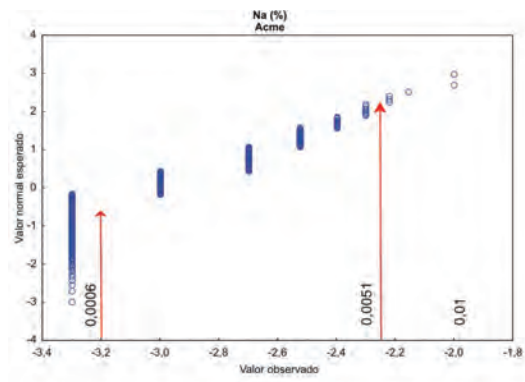






ANEXO 6 - DIAGRAMAS DE PROBABILIDADE NORMAL PARA OS ELEMENTOS COM VALORES EM LOG ANALISADOS (ACME)





INFORME DE RECURSOS MINERAIS

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

Série Províncias Minerais do Brasil, nº 11

ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL: CINTURÃO GURUPI, ESTADOS DO PARÁ E MARANHÃO

O produto Informe de Recursos Minerais, parte integrante do Programa Geologia do Brasil, objetiva sistematizar e divulgar os resultados das atividades e projetos desenvolvidos pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, nos campos da geologia econômica, metalogênese, prospecção, pesquisa e economia mineral. Tais resultados são apresentados sob a forma de estudos, artigos, relatórios e mapas.

O empreendimento Áreas de Relevante Interesse Mineral (ARIM), como parte da ação Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil, consiste em um conjunto de projetos que visam estimular a pesquisa e a produção mineral brasileira, com foco no entendimento da evolução geológica e metalogenética das principais Províncias Minerais brasileiras, incluindo proposição de novas áreas potenciais. Envolve estudos temáticos de geologia básica e geologia econômica com uso de técnicas avançadas e sua execução e gerenciamento, na CPRM – Serviço Geológico do Brasil, foi de responsabilidade das unidades regionais (Superintendências, Residências e Núcleos), com coordenação nacional dos departamentos de Recursos Minerais - DERM e de Geologia - DEGEO.

A área de estudo engloba 12.000 km² na divisa dos estados do Pará e Maranhão, em região reconhecida por seu potencial aurífero desde o século 17, e que possui também ocorrências de fosfato e depósitos de rochas e minerais industriais e para uso na construção civil.

Além de ser um instrumento para formulação de políticas públicas, este produto auxilia na atração de investimentos no setor mineral, fator importante para a manutenção do crescimento econômico, cujos efeitos podem resultar na geração de emprego, renda e desenvolvimento social à luz da sustentabilidade e respeito ao meio ambiente.

Sede

Setor Bancário Norte - SBN - Quadra 02, Asa Norte
Bloco H - 5º andar - Edifício Central Brasília
Brasília – DF - CEP: 70040-904
Tel: 61 2108-8400

Escritório Rio de Janeiro

Av Pasteur, 404 – Urca
Rio de Janeiro – RJ Cep: 22290-255
Tel: 21 2295-5337 - 21 2295-5382

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais

Tel: 21 2546-0212 - 61 3223-1166

Departamento de Geologia

Tel: 71 3371-8886

Departamento de Recursos Minerais

Tel: 61 2108-8486

Divisão de Projetos Especiais e Minerais Estratégicos

Tel: 92 2126-0308

Divisão Geologia Econômica

Tel: 61 2108-8485

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Tel: 21 2295-5837 - 61 3223-1059

Superintendência Regional de Belém

Avenida Dr. Freitas, 3645 - Bairro do Marco
Belém - PA - CEP: 66095-110
Tel.: 91 3182-1300

Assessoria de Comunicação

Tel: 61 2108-8468

E-mail: asscomdf@cprm.gov.br

Divisão de Marketing e Divulgação

Tel: 31 3878-0372

E-mail: marketing@cprm.gov.br

Ouvidoria

Tel: 21 2295-4697

E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br

Serviço de Atendimento ao Usuário – SEUS

Tel: 21 2295-5997

E-mail: seus@cprm.gov.br

www.cprm.gov.br