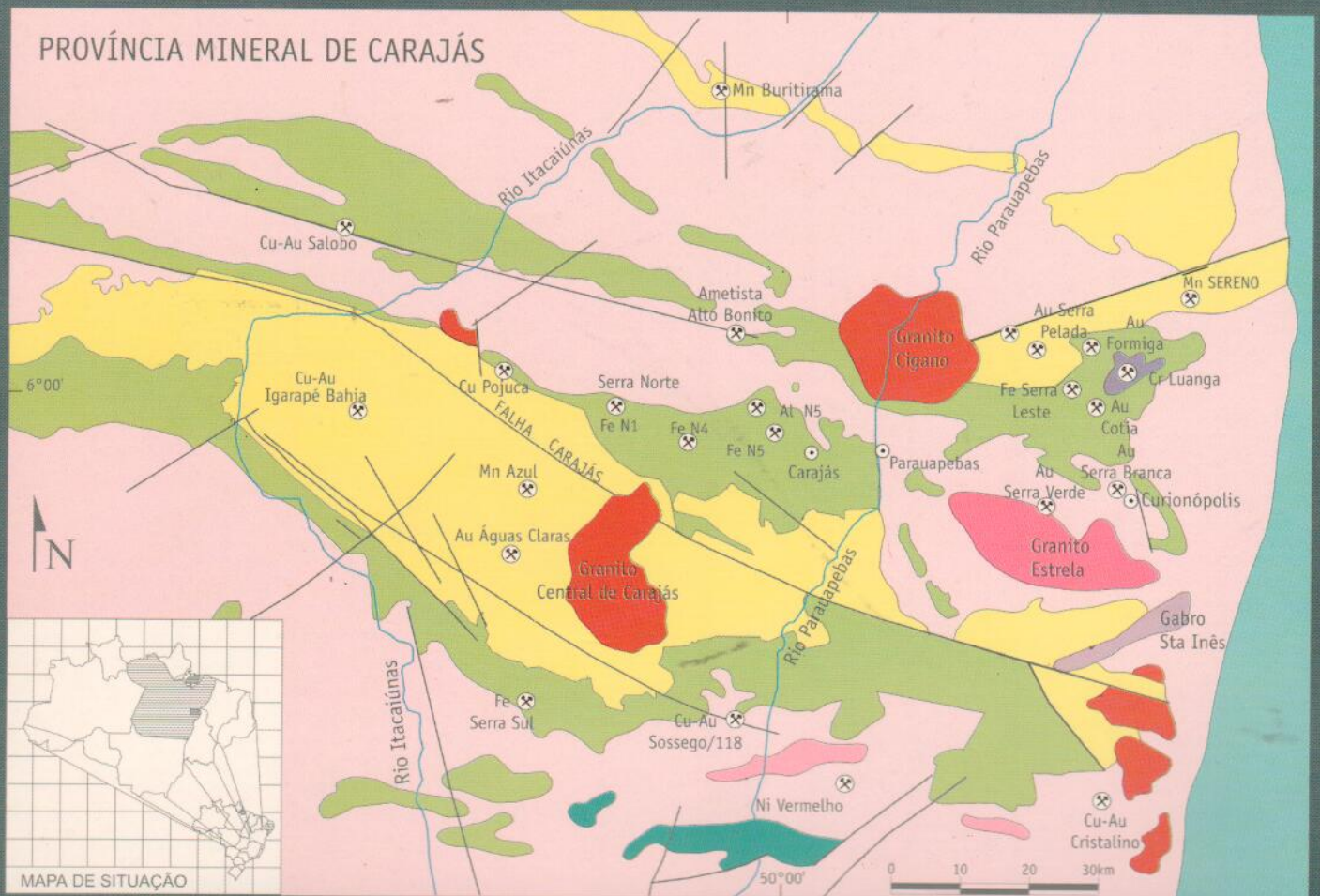


Metalogênese do Brasil



Marcel Auguste Dardenne
Carlos Schobbenhaus

M E T A L O G Ê N E S E D O B R A S I L

REPÚBLICA FEDERATIVA DO BRASIL

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Ministro de Estado
José Jorge de Vasconcelos Lima

SECRETARIA DE MINAS E ENERGIA

Secretário
Luciano de Freitas Borges

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

Diretor-Presidente
Umberto R. Costa

Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Luiz Augusto Bizzi

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

Reitor
Lauro Morhy

Vice-Reitor
Timothy Martin Mulholland

EDITORA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

Diretor
Alexandre Lima

Conselho Editorial

Presidente
Elisabeth Cancelli

Alexandre Lima, Estevão Chaves de Rezende Martins, Henryk Siewierski, José Maria G. de Almeida Júnior, Moema Malheiros Pontes, Reinhardt Adolfo Fuck, Sérgio Paulo Rouanet e Sylvia Fischer

MARCEL AUGUSTE DARDENNE – UNB
CARLOS SCHOBENHAUS – CPRM

Metalogênese do Brasil



Equipe editorial: Airton Lugarinho (Supervisão editorial); Rejane de Meneses (Acompanhamento editorial); Rúbia Maria Pereira (Preparação de originais e revisão); Marcel Auguste Dardenne (Revisão final); Márcio Duarte Macedo (Projeto gráfico e Editoração eletrônica); Cristina Gomide (Capa).

*Copyright © 2001 by Marcel Auguste Dardenne e Carlos Schobbenhaus.
Impresso no Brasil*

Direitos exclusivos para esta edição:

Editora Universidade de Brasília
SCS Q. 02, Bloco C, nº 78 Ed. OK, 2º andar
70300-500 – Brasília, DF
Tel: (0xx61) 226-6874
Fax: (0xx61) 225-5611
editora@unb.br

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

Ficha catalográfica elaborada pela
Biblioteca Central da Universidade de Brasília

D216 Dardenne, Marcel Auguste
Metalogênese do Brasil / Marcel Auguste Dardenne e
Carlos Schobbenhaus. — Brasília : Editora Universidade de
Brasília, 2001.
392 p. : il.

ISBN: 85-230-0647-8

1. Metalogênese -América do Sul. 2. Geologia- Brasil. 3.
Depósitos minerais-Brasil. I. Schobbenhaus, Carlos. II. Título.

CDU 553.078(7/8)
553.078(81)

Sumário

AGRADECIMENTOS	13
APRESENTAÇÃO	15
PREFÁCIO	17
INTRODUÇÃO	19
O quadro geotectônico da Plataforma Sul-Americana.....	19
CAPÍTULO 1	
O Cráton Amazônico	25
1.1 O Escudo das Guianas	25
1.1.1 Província Imataca	28
1.1.2 Terrenos granito- <i>greenstone</i> paleoproterozóicos	29
1.1.2.1 Províncias Pastora-Barama-Mazaruni e Paramaka	30
1.1.2.2. Província Vila Nova	32
1.1.2.2.1 Depósitos de cromita de Bacuri ou Igarapé do Breu	34
1.1.2.2.2 Depósitos de manganês da Serra do Navio.....	36
1.1.2.2.3 Depósitos de ouro da Serra de Ipitinga.....	37
1.1.2.2.4 Depósito de Ouro de Amapari.....	38
1.1.2.2.5 Depósito de Ouro do Vicente.....	40
1.1.2.2.6 Depósito de Ouro de Santa Maria.....	40
1.1.2.2.7 Depósitos de ferro: Bacabal, Leão, Santa Maria e Baixo Grande	40
1.1.3. Distrito Estanífero de Pitinga.....	41
1.1.3.1 Maciço Granítico Água Boa	41
1.1.3.2 Maciço Granítico Madeira	43
1.1.4 Depósitos de diamante do Grupo Roraima	44
1.1.5 Distrito Estanífero de Surucucus	45
1.1.6 Província Alcalina Neoproterozóica.....	45
1.1.6.1 Carbonatitos de Seis Lagos/Cerro Impacto.....	45
1.1.6.2 Kimberlito de Quebrada Grande e outras áreas diamantíferas.....	46
1.2 O Escudo do Brasil-Central.....	46
1.2.1 Província Rio Maria.....	46
1.2.1.1 Depósitos auríferos do tipo <i>Lode</i>	48
1.2.1.1.1 Depósitos Au de Diadema.....	48
1.2.1.1.2 Depósitos Au de Babaçu-Lagoa Seca	50

1.2.1.1.2.1 Depósito Au de Babaçu	50
1.2.1.1.2.2 Depósito Au de Lagoa Seca	51
1.2.1.2 Depósitos Au-Cu-Bi-Mo do tipo <i>Lode</i> Porfírico	52
1.2.2 Província Carajás	54
1.2.2.1 Depósitos de ferro da Serra dos Carajás	56
1.2.2.2 Depósito de Cromita de Luanga	62
1.2.2.3 Depósitos de cobre-ouro	63
1.2.2.3.1 Depósitos Cu-Au de Igarapé Bahia e Alemão	64
1.2.2.3.2 Depósito Cu-Zn-Au de Pojuca	67
1.2.2.3.3 Depósito Cu-Au de Salobo	68
1.2.2.3.4 Depósitos Cu-Au de Sossego-Cristalino-S ₁₁₈	68
1.2.2.4 Depósitos de manganês	70
1.2.2.4.1 Depósitos Mn de Azul/Sereno	71
1.2.2.4.2 Depósito Mn de Buritirama	73
1.2.2.5 Depósito Au de Serra Pelada/Serra Leste	73
1.2.2.6 Depósitos de níquel laterítico associados aos complexos máfico-ultramáficos	76
1.2.2.7 Depósitos minerais associados aos granitos anorogênicos paleoproterozóicos das províncias Rio Maria e Carajás	76
1.2.2.7.1 Depósito Cu-Au de Águas Claras	76
1.2.2.7.2 Depósito W da Pedra Preta	77
1.2.2.7.3 Mineralizações associadas ao Granito Central da Serra dos Carajás	77
1.2.2.7.4 Depósito Cu-Au do Granito Pojuca/Gameleira	78
1.2.3 Província Tapajós	78
1.2.4 Província Alta Floresta	83
1.2.4.1 Mineralização Au do tipo Veio de Quartzo hospedado em zona de cisalhamento	86
1.2.4.2 Mineralização Au do tipo Pórfiro (disseminado)	86
1.2.4.3 Mineralização Au do tipo <i>Stockwork</i>	88
1.2.4.4 Depósitos Pb-Zn-Cu-Au de Aripuanã	88
1.2.4.5 Depósito Au de Moreru	92
1.2.4.6 Depósitos Cu de Terra Preta	92
1.2.5 Distrito Aurífero do Alto Jauru	94
1.2.6 Província Aurífera do Alto Guaporé	96
1.2.7 Província Estanífera de Rondônia	97
1.2.7.1 Depósitos Sn da Suíte São-Lourenço-Caripunas (SLC)	100
1.2.7.2 Depósitos Sn da Suíte <i>Younger Granites</i> de Rondônia (YGR)	100
1.2.7.2.1 Maciço Massangana	100
1.2.7.2.2 Maciço Santa Bárbara	101
1.2.7.2.3 Distrito Bom Futuro	103

CAPÍTULO 2

O Cráton do São Francisco

2.1 O Compartimento Oriental

2.1.1 Depósito de Barita de Itapura

2.1.2 Província Aurífera do Rio Itapicuru

2.1.2.1	Fazenda Maria Preta.....	110
2.1.2.2	Faixa Weber.....	112
2.1.3	Distrito de Cobre do Rio Curaçá.....	114
2.1.4	Depósito de Cobre do Serrote da Laje.....	115
2.1.5	Distritos de cromita do Rio Jacurici e Campo Formoso.....	115
2.1.5.1	Depósitos do Rio Jacurici.....	115
2.1.5.2	Depósitos de Campo Formoso.....	120
2.1.6	Depósitos de esmeralda de Carnaíba e Socotó.....	121
2.1.6.1	Depósitos de Carnaíba.....	121
2.1.6.2	Depósitos de Socotó.....	122
2.1.7	Depósito Au-U-Pi de Jacobina.....	123
2.2	O Compartimento Central.....	125
2.2.1	Depósitos minerais associados a <i>greenstone belts</i>	125
2.2.1.1	Ocorrências de ouro e metais bases.....	125
2.2.1.2	Depósitos de magnesita da Serra das Éguas.....	125
2.2.2	Depósitos de ferro-titânio-vanádio-fosfato.....	128
2.2.2.1	Depósitos Fe-Ti-V-Pt do <i>Sill</i> do Rio Jacaré.....	128
2.2.2.2	Depósitos Fe-Ti-V de Campo Alegre de Lourdes.....	128
2.2.2.3	Depósitos de fosfato de Angico dos Dias.....	128
2.2.3	Depósito Pb-Zn de Boquirá.....	130
2.2.4	Depósitos Fe-Mn de Urandi-Licínio de Almeida.....	132
2.2.5	Depósitos diamantíferos da Chapada Diamantina.....	132
2.2.6	Depósitos minerais da Bacia de Irecê.....	135
2.2.6.1	Depósito de Fosfato da Fazenda Três Irmãs.....	135
2.2.6.2	Depósitos Pb-Zn do Grupo Una.....	137
2.2.7	Distrito Uranífero de Lagoa Real.....	137
2.3	O Compartimento Ocidental.....	137
2.3.1	Ocorrências de ouro e metais bases no Bloco Guanambi-Correntina-São Domingos.....	138
2.3.2	Província Au-Fe-Mn do Quadrilátero Ferrífero.....	139
2.3.2.1	Depósitos minerais associados aos <i>greenstone belts</i> antigos ($\geq 3,0\text{Ga}$).....	143
2.3.2.1.1	Depósito de Cromita de Pium-hi.....	143
2.3.2.1.2	Depósito Ni-Cu-Co-Pt de O'Toole.....	143
2.3.2.1.3	Depósito Ni Laterítico do Morro do Níquel.....	146
2.3.2.2	Depósitos minerais associados ao <i>Greenstone Belt</i> Rio das Velhas (GBRV).....	146
2.3.2.2.1	Depósitos de ouro.....	146
2.3.2.2.2	Depósitos de manganês.....	150
2.3.2.3	Depósitos minerais associados ao Supergrupo Minas (SGM).....	153
2.3.2.3.1	Depósitos Au-U-Pi da Fm. Moeda.....	153
2.3.2.3.2	Depósitos de itabiritos da Fm. Cauê.....	155
2.3.2.3.3	Depósitos Fe-Mn de Miguel Congo.....	156
2.3.2.4	Depósitos minerais associados ao Evento Transamazônico/Brasiliano.....	157
2.3.2.4.1	Depósitos de ouro do Distrito de Mariana.....	157
2.3.2.4.1.1	Depósito Au de Passagem de Mariana.....	157
2.3.2.4.1.2	Depósito Au de Antônio Pereira.....	159
2.3.2.4.2	Depósitos de topázio.....	160
2.3.2.4.3	Depósitos Au das minas de Cauê.....	162

CAPÍTULO 3

As Faixas Dobradas do Neoproterozóico e as Coberturas Correlatas..... 165

3.1 A Faixa Brasília e o Maciço de Goiás	165
3.1.1 Depósitos minerais do Maciço de Goiás	165
3.1.1.1 Depósitos minerais do <i>Greenstone Belt</i> Crixás	165
3.1.1.1.1 Depósitos Au da Mina III/Mina Nova/Mina Pompex	168
3.1.1.1.2 Depósito Au da Mina Inglesa	173
3.1.1.1.3 Depósito Ni de Boa Vista	174
3.1.1.2 Os depósitos minerais do <i>Greenstone Belt</i> Guarinos	175
3.1.1.2.1 Depósito Au de Maria Lázara	175
3.1.1.2.2 Depósitos Au da Mina Caiamar	176
3.1.1.3 Depósitos minerais do <i>Greenstone Belt</i> Pilar Goiás	176
3.1.1.4 Depósitos de ouro do <i>Greenstone Belt</i> Goiás Velho	177
3.1.1.5 Depósitos de esmeralda de Santa Terezinha	177
3.1.2 Depósitos minerais do Bloco Almas-Dianópolis-Cavalcante	179
3.1.2.1 Depósitos Au de Almas-Dianópolis	179
3.1.2.2 Depósito de Urânio da Raizaminha	181
3.1.2.3 Depósitos minerais associados à Suíte Aurumina	182
3.1.2.4 Depósito de Ouro de Pontal	182
3.1.3 Rifte Intracontinental Paleoproterozóico	182
3.1.3.1 Depósitos minerais associados aos complexos máfico-ultramáficos (CMUs) de Barro Alto (BA), Niquelândia (NQ), Cana Brava (CB).....	183
3.1.3.1.1 Depósitos de níquel laterítico de Niquelândia e Barro Alto	185
3.1.3.1.2 Depósito de Amianto de Cana Brava	185
3.1.3.1.3 Depósitos de EGP de Niquelândia e Cana Brava	186
3.1.3.2 Província Estanífera de Goiás	187
3.1.3.2.1 Depósitos de estanho da Subprovíncia Rio Paranã	188
3.1.3.2.1.1 Depósitos Sn associados ao Granito Pedra Branca	188
3.1.3.2.1.2 Depósitos Sn associados ao Granito Mangabeira	189
3.1.3.2.1.3 Depósitos Sn associados ao Granito Sucuri	189
3.1.3.2.2 Depósitos de estanho da Subprovíncia Tocantins	191
3.1.3.2.2.1 Depósitos Sn associados ao Granito Serra Branca	192
3.1.3.2.2.2 Depósitos Sn associados ao Granito Serra Dourada	193
3.1.3.3 Depósitos minerais associados ao Grupo Araí	193
3.1.4 Depósitos minerais associados ao Ciclo Brasileiro	193
3.1.4.1 Depósitos minerais associados ao desenvolvimento de Bacia de Margem Passiva no Meso/Neoproterozóico	194
3.1.4.1.1 Depósitos Pb-Zn (Cu) de Palmeirópolis/Juscelândia	194
3.1.4.1.2 Depósito Pb-Zn de Castelão	194
3.1.4.2 Depósitos minerais associados ao Arco Magmático de Goiás	194
3.1.4.2.1 Depósito Au-Ag-Ba de Zacarias	195
3.1.4.2.2 Depósito Cu-Au de Chapada	195
3.1.4.2.3 Depósito Au de Posse	195
3.1.4.2.4 Depósito Au-Cu-Bi de Mundinho	196
3.1.4.3 Depósitos minerais associados ao Grupo Vazante	198
3.1.4.3.1 Depósitos de fosfato de Rocinha e Lagamar	198

3.1.4.3.2	Depósito Pb-Zn de Morro Agudo	198
3.1.4.3.3	Depósito Zn de Vazante	201
3.1.4.4	Depósitos Pb-Zn-Ag-CaF ₂ associados ao Grupo Bambuí	203
3.1.4.5	Depósitos de ouro associados ao Evento Brasileiro na Zona Externa da Faixa Brasília	206
3.1.4.5.1	Depósitos de ouro de Minaçu-Niquelândia.....	206
3.1.4.5.1.1	Depósitos Au tipo Buracão	206
3.1.4.5.1.2	Depósitos Au tipo Santa Rita	207
3.1.4.5.2	Depósitos Au de Cavalcante	207
3.1.4.5.3	Depósito Au de Luziânia.....	209
3.1.4.5.4	Depósito do Morro do Ouro.....	210
3.1.4.6	Depósitos minerais associados ao magmatismo sin a tarditectônico do Ciclo Brasileiro	211
3.1.4.6.1	Depósitos Sn associados a granitos.....	212
3.1.4.6.2	Depósitos Ni-Cu-Co de Americano do Brasil e Mangabal	212
3.2	A Faixa Araçuaí.....	214
3.2.1	Depósitos associados a seqüências vulcano-sedimentares do tipo <i>greens-tone belts</i>	214
3.2.1.1	Depósitos associados à Seqüência Vulcano-Sedimentar de Serro.....	214
3.2.1.1.1	Depósitos de cromita de Serro/Alvorada de Minas	214
3.2.1.1.2	Depósito de Ouro de Zagaia	215
3.2.1.2	Depósito de Ouro Fino associado à Seqüência Vulcano-Sedimentar de Riacho dos Machados.....	215
3.2.2	Depósitos de itabiritos.....	216
3.2.3	Depósitos minerais associados ao Supergrupo Espinhaço.....	217
3.2.3.1	Depósitos de diamante da região de Diamantina	217
3.2.3.2	Depósitos de fosfato de Conceição do Mato Dentro	219
3.2.4	Depósitos minerais associados à Faixa Araçuaí s.s.....	221
3.2.4.1	Depósitos de ferro de Porteirinha.....	221
3.2.4.2	Diamictitos diamantíferos do Grupo Macaúbas	221
3.2.4.3	Depósitos de grafita de Pedra Azul.....	221
3.2.4.4	Província Pegmatítica Oriental do Brasil	225
3.2.4.5	Depósitos de scheelita e wolframita no vale do Rio Jequitinhonha.....	231
3.2.4.5.1	Depósitos de scheelita associados a rochas calcissilicatadas.....	231
3.2.4.5.2	Depósitos de wolframita-scheelita associados a veios de quartzo....	231
3.3	A Faixa Alto Rio Grande.....	231
3.4	A Faixa Ribeira.....	232
3.4.1	Depósitos de ouro da Serra de Itaberaba.....	233
3.4.2	Depósitos Pb-Zn-(Cu)-Ba-Ag do tipo Perau	233
3.4.3	Depósitos Pb-Zn-Ag do tipo Pannels	237
3.4.4	Depósitos associados aos granitos brasileiros	238
3.4.4.1	Depósitos W-Mo-Cu associados ao Granito Itaoca	238
3.4.4.2	Depósito W (Sn-Mo) associado à Suíte Catinga	238
3.4.4.3	Depósito Au de Campo Largo	238
3.4.5	Depósitos minerais associados a zonas de cisalhamento brasileiras	238
3.4.5.1	Depósito Pb-Zn-Ag (Cu) do Ribeirão da Prata.....	238

3.4.5.2 Depósitos de talco da Faixa Itaiacoca	239
3.4.6 Depósitos de fluorita do Vale do Ribeira	239
3.4.6.1 Depósitos <i>strata-bound</i> de fluorita	239
3.4.6.1.1 Sete Barras	239
3.4.6.1.2 Mato Dentro	241
3.4.6.1.3 Volta Grande	241
3.4.6.2 Depósito Filoneano do Braz.....	242
3.5 A Faixa Dom Feliciano	242
3.5.1 Depósitos Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã.....	243
3.5.2 Depósitos Au de Lavras do Sul	245
3.5.3 Depósitos Sn de Encruzilhada do Sul	245
3.6 A Província Borborema.....	245
3.6.1 Depósitos de magnesita da Faixa Móvel Orós.....	247
3.6.2 Depósitos minerais da Faixa Seridó	248
3.6.2.1 Província Scheelitífera.....	250
3.6.2.2 Província Aurífera.....	252
3.6.2.3 Província Pegmatítica	252
3.6.3 Distrito Pegmatítico de Solonópole.....	254
3.6.4 Depósito de Urânio de Itataia	254
3.7 As Faixas Paraguai e Araguaia.....	254
3.7.1 Faixa Araguaia	255
3.7.2 Faixa Paraguai.....	256
3.7.2.1 Distrito Fe-Mn de Urucum.....	256
3.7.2.2 Depósitos de ouro do Grupo Cuiabá	258

CAPÍTULO 4

As Coberturas Fanerozóicas da Plataforma e o Magmatismo Associado.....	261
4.1 O Paleozóico	261
4.1.1 Depósitos de ferro oolítico.....	261
4.1.1.1 Depósito de Paraíso do Norte-Miracema na Bacia do Parnaíba.....	263
4.1.1.2 Depósito de Jatapu.....	263
4.1.1.3 Depósito de Garapu.....	264
4.1.2 Depósitos de potássio de Fazendinha e Arari no Médio Amazonas	264
4.1.3 Depósitos de carvão do Sul do Brasil	266
4.1.3.1 Carvão de Santa Catarina	267
4.1.3.2 Carvão do Rio Grande do Sul.....	268
4.1.4 Depósitos de folhelhos pirobetuminosos da Formação Irati	269
4.1.5 Depósito de Urânio de Figueira	270
4.1.6 Ocorrências diamantíferas nas seqüências paleozóicas	272
4.2 O Mesozóico	274

4.2.1	Depósitos associados ao vulcanismo.....	274
4.2.1.1	Depósitos de ametista e ágata do Rio Grande do Sul.....	274
4.2.1.1.1	Distrito Mineiro do Alto Uruguai: ametista.....	274
4.2.1.1.2	Distrito Mineiro do Salto do Jacuí: ágata.....	276
4.2.1.2	Depósitos de opala do Piauí.....	277
4.2.2	Depósitos associados aos complexos ultramáfico-alcalino-carbonatíticos....	277
4.2.2.1	Complexos das regiões Sul e Sudeste.....	277
4.2.2.1.1	Depósito de Fosfato de Jacupiranga.....	277
4.2.2.1.2	Depósito de Urânio de Poços de Caldas.....	278
4.2.2.1.3	Depósito de Fluorita de Mato Preto.....	280
4.2.2.2	Complexos da Região Centro-Oeste.....	283
4.2.2.2.1	Província Carbonatítica do Alto Paranaíba.....	283
4.2.2.2.1.1	<i>Complexo do Barreiro</i>	285
4.2.2.2.1.2	<i>Complexo de Tapira</i>	288
4.2.2.2.1.3	<i>Complexo de Catalão</i>	288
4.2.2.2.2	Província Alcalina de Iporá-Rio Verde.....	290
4.2.3	Depósitos de diamante associados às intrusões kimberlíticas.....	290
4.2.3.1	Província Kimberlítica de Juína.....	291
4.2.3.2	Província Kimberlítica do Alto Paranaíba.....	292
4.2.4	Depósitos filonianos hidrotermais.....	295
4.2.4.1	Distrito de Fluorita de Santa Catarina.....	295
4.2.4.2	Veios de ametista do Alto Bonito.....	297
4.2.5	Depósitos associados à circulação de fluidos conatos.....	298
4.2.5.1	Ocorrências de urânio da Formação Sergí.....	298
4.2.5.2	Depósitos de barita da Fm. Marizal/Taipu-Mirim.....	299
4.2.5.2.1	Depósito de Camamu.....	299
4.2.5.2.2	Depósito da Fazenda Barra.....	303
4.2.6	Depósitos sedimentares s.s.....	303
4.2.6.1	Depósitos clásticos diamantíferos.....	304
4.2.6.2	Depósitos de evaporitos.....	304
4.2.6.2.1	Depósito de Sal-Gema da Ilha de Matarandiba.....	304
4.2.6.2.2	Depósitos de potássio de Sergipe-Alagoas.....	305
4.2.6.2.3	Depósito de Enxofre Nativo de Castanhal.....	308
4.2.6.2.4	Depósitos de gipsita do Nordeste do Brasil.....	310
4.2.6.2.5	Depósitos de fosfato da Bacia Pernambuco/Paraíba.....	312
4.3	O Cenozóico.....	312
4.3.1	Depósitos minerais de origem laterítica.....	312
4.3.1.1	Depósitos de bauxita.....	314
4.3.1.1.1	Bauxitas da Província Amazônica.....	314
4.3.1.1.1.1	<i>Depósitos de bauxita da Amazônia Oriental</i>	314
4.3.1.1.1.2	<i>Depósitos de bauxita fosfática do NE do Pará e NW do Maranhão</i>	317
4.3.1.1.1.3	<i>Depósito de Bauxita de Carajás</i>	317
4.3.1.1.2	Bauxitas da Província Centro-Leste.....	318
4.3.1.1.2.1	<i>Depósitos de bauxita do Quadrilátero Ferrífero</i>	318
4.3.1.1.2.2	<i>Depósitos de bauxita da Serra da Mantiqueira</i>	318
4.3.1.1.3	Depósitos de bauxita da Província Alcalina.....	318
4.3.1.2	Depósitos de caulim da Região Amazônica.....	319

4.3.1.3	Depósitos de níquel laterítico	322
4.3.1.3.1	Depósito Ni Laterítico tipo Morro do Níquel	322
4.3.1.3.2	Depósito Ni Laterítico de São João do Piauí	323
4.3.1.3.3	Depósito Ni Laterítico tipo Vermelho na Província Mineral de Carajás	235
4.3.1.3.4	Depósitos Ni Laterítico de Niquelândia e Barro Alto	325
4.3.1.3.5	Depósitos Ni Laterítico tipo Santa Fé da Província Alcalina de Goiás	238
4.3.1.4	Depósitos de ouro laterítico	331
4.3.2	Depósitos minerais do tipo <i>Placer</i>	333
4.3.2.1	Depósitos aluvionares	333
4.3.2.1.1	Depósitos de ouro e de cassiterita	333
4.3.2.1.2	Depósitos de diamante	333
4.3.2.2	Depósitos de <i>placers</i> de praia na margem costeira do Brasil	333
4.3.2.2.1	Depósitos ETR-Ti nos Estados da Bahia, do Espírito Santo e do Rio de Janeiro	335
4.3.2.2.2	Depósitos Ti-Zr de Mataraca	335
4.3.2.2.3	Depósitos Ti do Distrito de Bujuru	335

CAPÍTULO 5

A Distribuição dos Depósitos Minerais através do Tempo Geológico no Território Brasileiro – Épocas Metalogenéticas	337
---	------------

LISTA DE FIGURAS	343
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	349

Agradecimentos

ESTA OBRA FOI SUBSIDIADA pelo PADCT/CNPq (através do Processo nº 62.0248/94-7), órgão a que devemos expressar os nossos mais profundos agradecimentos, devido a boa vontade e compreensão frente aos sucessivos atrasos de finalização.

Nós, os autores, apresentamos também nossos mais vivos agradecimentos aos alunos e aos ex-alunos da UnB, que se encarregaram, com enorme competência e paciência, da digitação original do texto: Fabiano R. L. Faulstich e Cristine Hortência C. Pontes; bem como aos que se encarrega-

ram da exímia organização das ilustrações: Fabiano R. L. Faulstich, Luciana Tibiriçá, Leandro Guimarães da Silva, Leonardo Resende e Leonildes Soares de Melo Filho, da UnB, e Helena Soares Zanetti Eyben, da CPRM.

Finalmente, nosso agradecimento especial aos colegas da Universidade de Brasília e do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, os quais souberam, com gentileza e sabedoria, incentivar os nossos esforços no sentido de concluir esta tarefa.

Apresentação

O SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL sente-se honrado em apresentar e em subsidiar a publicação do livro *Metalogênese do Brasil*, de autoria de Marcel Dardenne e de Carlos Schobbenhaus, dois dos mais renomados pesquisadores ligados ao estudo das geociências no Brasil.

A obra vem a complementar o entendimento de depósitos minerais brasileiros, cobrindo sucintamente aspectos geoquímicos e hidrodinâmicos da formação dos principais depósitos minerais, e fazendo referência a resultados da aplicação de geoquímica, e a estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis e radiogênicos que permitem a formulação de modelos genéticos de sistemas de geração dos depósitos. Cientes de que tais modelos são úteis na exploração e na lavra de depósitos minerais, mas têm utilidade limitada na descoberta de novos distritos minerais, os autores privilegiam a discussão do problema da distribuição geográfica de depósitos minerais, que é tratado primeiramente em termos de ambientes geológicos e tectônicos, em vez de *nuanças* da geoquímica de soluções mineralizantes. Ainda que hajam controvérsia e incerteza quanto ao posicionamento tectônico de algumas das províncias discutidas no texto, função do atual estado de conhecimento da geologia do Brasil, esta obra marca um progresso nessa área do conhecimento, que não teve desenvolvimento com-

patível com o de estudos geoquímicos. Poucos livros que lidam com depósitos minerais oferecem esse tipo de enfoque, ainda mais os baseados na experiência de dois cientistas com tal conhecimento da geologia do Brasil.

Acreditamos que as informações contidas neste estudo serão contribuição importante para o avanço do conhecimento do potencial metalogenético do Brasil, e de grande valia para estudantes e analistas de investimentos com interesse na área. O estudo provê uma base que apresenta uma ampla variedade de depósitos minerais e indicações sobre seu condicionamento tectônico, permitindo identificar potencialidades e peculiaridades das principais províncias minerais brasileiras.

Na leitura da obra sobressai a diversificação do potencial mineral brasileiro, o que constitui aspecto relevante neste momento em que se vislumbra uma retomada dos investimentos no setor mineral brasileiro.

Umberto Costa
Diretor-Presidente
Serviço Geológico do Brasil

Luiz Augusto Bizzi
Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Serviço Geológico do Brasil

Prefácio

ESTA OBRA PROCURA SUPRIR A necessidade de um documento em língua portuguesa que integre os depósitos minerais brasileiros à evolução geológica do Brasil. Esse objetivo foi alcançado através de uma paciente coleta de dados, de estudos específicos e de inúmeras visitas aos diversos depósitos minerais no Brasil. Este trabalho reflete o extraordinário desenvolvimento do conhecimento geológico ocorrido no país durante as duas últimas décadas, o qual aconteceu paralelamente à explosão dos cursos de pós-graduação na área das ciências da terra, nas universidades brasileiras, e à implantação do Serviço Geológico do Brasil. Essa aceleração do nível e da qualidade do conhecimento permitiu estabelecer as bases geocronológicas, petrológicas, geoquímicas e estruturais necessárias à elaboração de um arcabouço geotectônico coerente, onde os depósitos minerais se inserem naturalmente, delineando-se, assim, os grandes traços da metalogênese na Plataforma Sul-Americana.

Esta obra privilegia a integração dos depósitos minerais ao seu contexto geológico regional, salientando os proble-

mas e propondo hipóteses que sugeriram caminhos proveitosos para as pesquisas futuras. O livro encontra-se repleto de ilustrações que substituem descrições fastidiosas e colocam em evidência os principais controles metalogenéticos. Para atingir esses objetivos, a pesquisa bibliográfica foi ampla e intensa, mas as citações tiveram de ficar restritas aos artigos mais abrangentes. Essa bibliografia incorpora os artigos publicados até o final de 1999, e algumas citações referentes ao ano de 2000, decorrentes da amabilidade de colegas que nos deram acesso a seus manuscritos.

Nossa expectativa é a de que o livro atenda aos anseios da comunidade geológica e se torne uma fonte de consulta profícua neste momento da evolução da metalogênese do Brasil.

Não é possível destacar aqui os inúmeros colegas que contribuíram significativamente na elaboração deste trabalho, cabendo a nós reconhecer, humildemente, que o apoio da comunidade geológica nunca nos faltou e representou sempre um incentivo a mais.

Os autores

Introdução

O PRINCIPAL OBJETIVO DESTE trabalho é delinear os traços mais marcantes da metalogenia do Brasil, definindo, ao longo de sua evolução geotectônica, as unidades metalogenéticas mais importantes na forma de províncias e de distritos minerais economicamente significativos. Essa proposta conta também com a caracterização de depósitos minerais selecionados e de épocas metalogenéticas mais favoráveis à individualização de um ou mais tipos de depósitos minerais.

No intuito de conseguir uma melhor compreensão da porção brasileira da Plataforma Sul-Americana, o subtítulo Escudo das Guianas inclui um tratamento sucinto dos grandes traços da evolução e da metalogenia dos países vizinhos do Brasil.

As divisões geocronológicas adotadas seguem as recomendações da *International Stratigraphic Chart* (Unesco/IUGS/2000). Para o Proterozóico, no entanto, preferimos utilizar a divisão em três conjuntos com limites em 2500Ma, 1800Ma, 1000Ma, seguindo a linha do mapa tectônico da América do Sul (Almeida, 1978). O limite Proterozóico/Cambriano adotado foi estabelecido em 544Ma, seguindo a sugestão de Bowring *et al.* (1993).

O quadro geotectônico da Plataforma Sul-americana

A Plataforma Sul-Americana (Fig. 1), cuja consolidação se completou no final do Neoproterozóico, constitui, junto com a Plataforma Patagônica e a Faixa Andina, uma das três grandes divisões tectônicas do continente sul-americano (Almeida, 1978; Schobbenhaus e Campos, 1984).

Essa plataforma, antes denominada Plataforma Brasileira (Almeida, 1967), forma o núcleo da América do Sul, cobrindo uma área de cerca de 15×10^6 km², 40% dos quais estão expostos em três escudos pré-cambrianos: Guiana, Brasil-Central (ou Guaporé) e Atlântico. Dados

geocronológicos indicam que a evolução do Cráton Amazônico envolveu diversos eventos tectônicos e uma importante adição de material juvenil durante o Arqueano, o Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico, bem como o retrabalhamento de crosta continental mais antiga. Cerca de 34% da crosta continental exposta nesses escudos foi formada durante o Arqueano; 80% durante o Paleoproterozóico, no Ciclo Transamazônico; e 98% no final do Neoproterozóico, no Ciclo Brasileiro (Cordani *et al.* 1988; Cordani e Sato, 1999). No final do Neoproterozóico, a Plataforma Sul-Americana era representada por diversas placas ou núcleos cratônicos independentes. A amalgamação final desses terrenos (Fig. 2) foi efetivada entre 650 e 535Ma, mediante uma série de colisões representando a Orogênese Brasileira (Pan-africana). Os mais importantes crátons sinbrasilianos da Plataforma Sul-Americana são: Cráton Amazônico, Cráton do São Francisco e Cráton do Rio de La Plata. O embasamento desses crátons é formado essencialmente de rochas metamórficas de médio a alto grau, além de associações do tipo granito-*greenstone* e inúmeros granitóides. Fragmentos arqueanos menores representados por núcleos de alto a médio grau são encontrados nas faixas móveis proterozóicas.

Os terrenos mais antigos no Cráton Amazônico foram observados no Complexo de Imataca, na Venezuela, entre 3,4 e 3,7Ga (Sidder e Mendoza, 1995). Nas Guianas constam idades de residência crustal da ordem de 3,6Ga (Gibbs e Barron, 1993). Protólitos arqueanos ocorrem também nos terrenos Cupixi/Amapá, Brasil, entre 2,9 e 3,1Ga (Lafon *et al.* 1998), e nas províncias de Rio Maria/Carajás, Brasil, entre 2,98 e 2,80Ga (Tassinari e Macambira, 1999). Nessa última província também há registro de zircões em granitos e rochas sedimentares com idades superiores a 3,7Ga (área granito-*greenstone* de Rio Maria). No Cráton do São Francisco, as idades mais antigas identificadas situam-se entre 3,4 e 3,1Ga (Cordani e Sato, 1999). De modo geral,

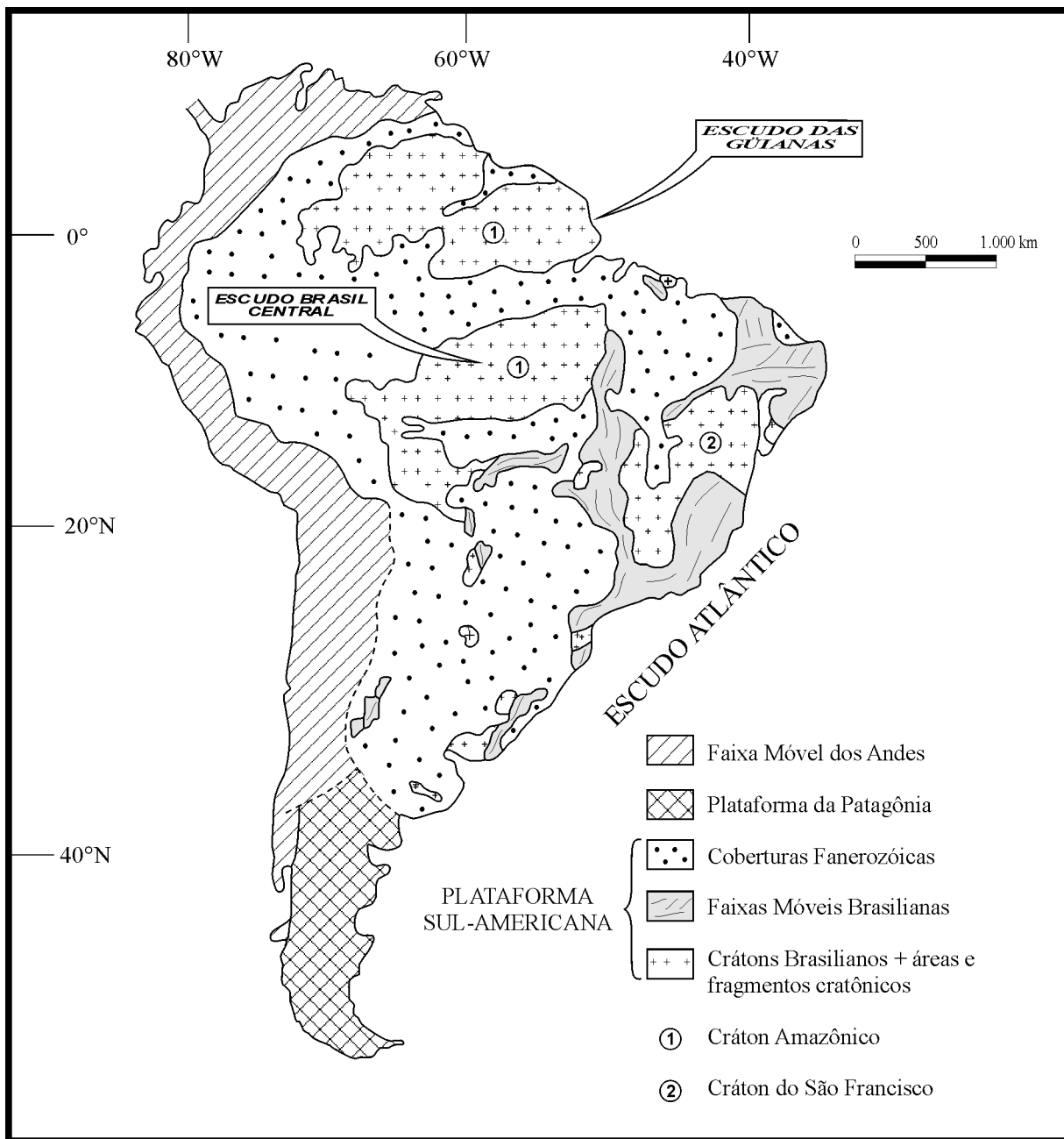


Fig. 1 – Divisão tectônica da Plataforma Sul-Americana (segundo Almeida *et al.*, 1976, com modificações).

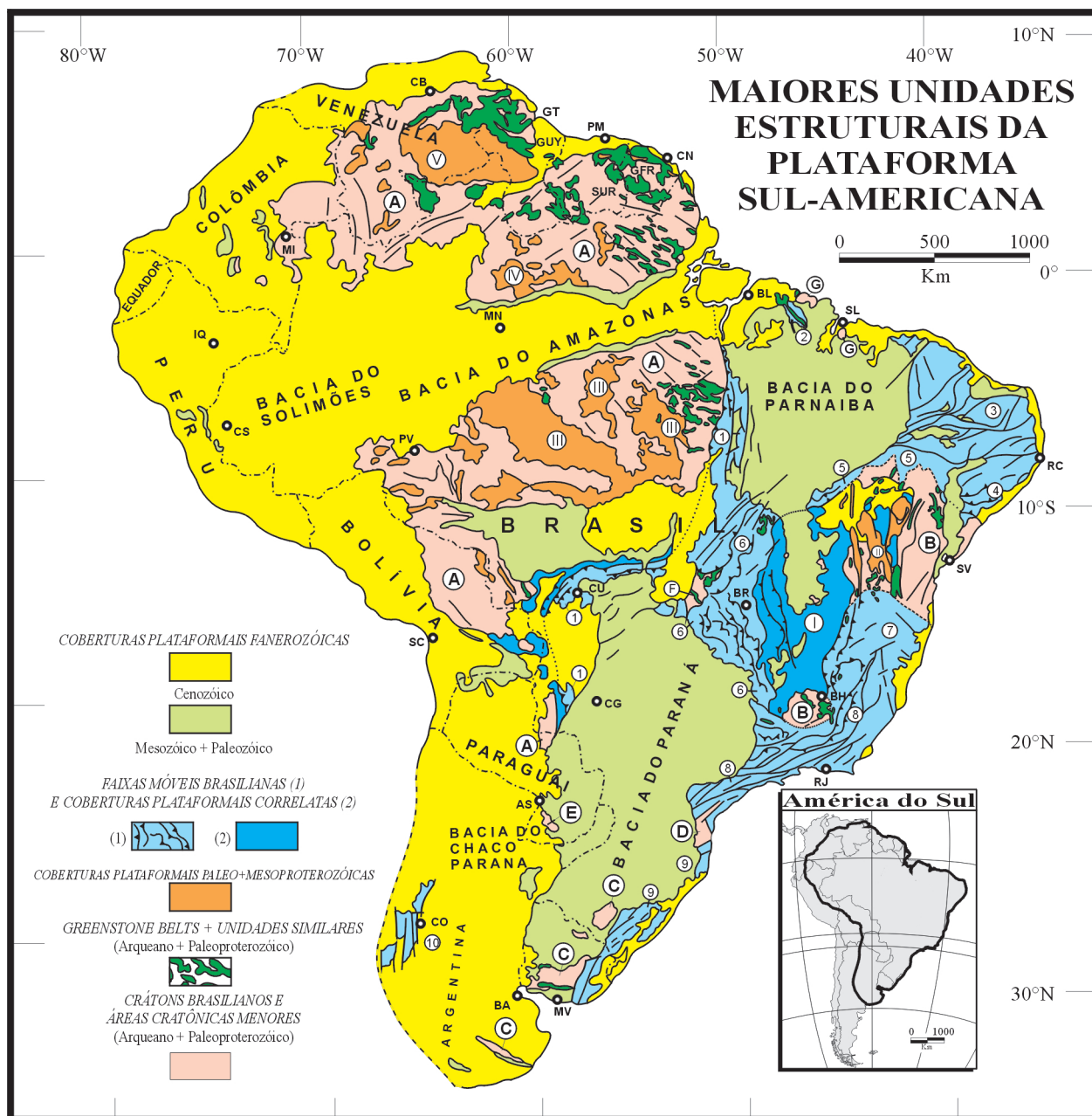


Fig. 2 – Principais unidades estruturais da Plataforma Sul-Americana. Crátons brasileiros e áreas cratônicas menores: Amazônico (A), São Francisco (B), Rio de La Plata (C), Luís Alves (D), Tibicuary (E), Goiás Central (F), São Luís (G). Coberturas plataformais proterozóicas selecionadas: Bambuí (I), Chapada Diamantina (II), Benedito-Iriri-Teles Pires e outras (III), Urupi-Iricoumé (IV), Roraima-Surumu (V). Faixas móveis brasileiras: Paraguai-Araguaia (1), Gurupi (2), Província Borborema (3), Sergipano (4), Rio Preto-Riachão do Pontal (5), Brasília (6), Araçuaí (7), Ribeira (8), Dom Feliciano (9), Sierras Pampeanas Orientales (10). Segundo Schobbenhaus e Bellizzia (2000); Schobbenhaus e Campos (1984), Almeida (1978) e outras fontes referidas no texto.

AS: Asunción, BA: Buenos Aires, BH: Belo Horizonte, BL: Belém, BR: Brasília, CB: Ciudad Bolívar, CN: Cayenne, CO: Córdoba, CS: Cruzeiro do Sul, CU: Cuiabá, GFR: Guiana Francesa, GUY: Guyana, GT: Georgetown, IQ: Iquitos, MI: Mito, MN: Manaus, MV: Montevidéu, PM: Paramaribo, PV: Porto Velho, RC: Recife, RJ: Rio de Janeiro, SC: Santa Cruz de la Sierra, SL: São Luís, SUR: Suriname, SV: Salvador.

a maioria dos resultados radiométricos nesse cráton relaciona-se ao Arqueano tardio, entre 2,9 e 2,5Ga, sendo mais comuns nas áreas de terrenos granito-*greenstone*.

Os terrenos granito-*greenstone* e seqüências similares representam extensas áreas no interior dos antigos crátons da Plataforma Sul-Americana, tais como (a) as províncias de Rio Maria e de Carajás (Escudo Brasil-Central); (b) o Bloco do Gavião e o Quadrilátero Ferrífero, no Cráton do São Francisco; e (c) a área de Crixás, no Maciço de Goiás. Algumas dessas associações granito-*greenstone* indicam idades paleoproterozóicas em torno de 2,2-2,1Ga, como a região do Rio Itapicuru (Cráton do São Francisco) e o extenso cinturão no norte-nordeste do Escudo das Guianas. Formações ferríferas (BIFs) do tipo Lago Superior (Paleoproterozóico), dos tipos Carajás e Algoma (Arqueano), e também sedimentos do tipo Witwatersrand estão presentes em algumas dessas áreas cratônicas.

Com o fechamento do tectonismo Brasileiro, uma rede de faixas móveis foi formada separando as áreas cratônicas. No lado do Atlântico, essas faixas móveis são representadas pelas faixas Borborema, Brasília, Araçuaí, Alto Rio Grande, Ribeira e Dom Feliciano. Na porção central do Brasil, a Faixa Paraguai-Araguaia (\cong 550Ma), com mais de 3 mil km de extensão, prolonga-se para a Bolívia e para o Paraguai. As faixas móveis brasileiras normalmente são representadas por rochas metassedimentares/vulcânicas de baixo a médio (localmente alto) grau, intrudidas por diversos tipos de granitóides. Essas faixas incluem, em parte, rochas mais antigas retrabalhadas. Diferentemente das demais faixas, a Província Borborema representa uma rede complexa de orógenos desenvolvidos em torno de diversos pequenos núcleos cratônicos paleoproterozóicos e/ou, mais raramente, arqueanos.

Elementos marcantes nos crátons Amazônico e São Francisco são as extensas coberturas plataformais sedimentares e vulcânicas, notadamente do Mesoproterozóico e do Neoproterozóico, pouco ou quase nada deformadas, e com estruturas primárias geralmente bem preservadas. Essas coberturas representam, provavelmente, as maiores exposições desse tipo no Globo. No Cráton Amazônico, essas coberturas plataformais foram formadas entre \cong 1950 e 1000Ma e uma boa parte delas acha-se intrudida por uma série de granitóides anorogênicos. A mais importante fase de magmatismo (\cong 1950-1700Ma) é representada por um vulcanismo calcálico, ácido a intermediário (tipo Uatumã, Cuchivero, etc.), sobreposto por sedimentos maduros continentais/marinhos rasos (tipo Roraima/Beneficente). No Cráton do São Francisco ocorrem grandes coberturas plataformais clásticas e carbonáticas do Meso-Neoprotero-

zóico (tipo Chapada Diamantina, Araí e Bambuí). Um magmatismo anorogênico associado com a abertura de diversos riftes continentais (Espinhaço-Araí), ocorreu nesse cráton entre 1770 e 1700Ma (Brito Neves *et al.* 1997).

Extensas áreas da proto-Plataforma Sul-Americana foram distendidas, entre 1100 e 950Ma, ocorrendo a fragmentação dos crátons e a evolução das bacias brasileiras. O fechamento dessas bacias durante a Orogênese Brasileira se deu em decorrência da amalgamação dos diversos crátons e blocos cratônicos menores, que se estendeu até o início do Paleozóico e teve como resultado a consolidação da atual Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1976, 1981).

A Plataforma Sul-Americana constitui o embasamento de: (a) cinco grandes bacias intracratônicas paleozóicas – Solimões, Amazonas, Parnaíba, Paraná e Chaco-Paraná (Milani e Zalán, 1999); (b) diversas bacias mesozóicas/cenozóicas menores, ao longo da costa atlântica (Cainelli e Mohriak, 1999); e (c) bacias subandinas no extenso *fore-deep* andino (Llanos, Beni, Chaco, Pampas), ao longo do limite com a Cordilheira Andina, quase totalmente mascaradas por sedimentos cenozóicos.

Desde o fechamento da Orogênese Brasileira, essa extensa massa pré-cambriana ficou praticamente isenta de eventos tectônicos. Uma reativação plataformal de amplitude maior ocorreu somente no Mesozóico, com a abertura do Atlântico-Sul (Evento Sul-Atlântico; Schobbenhaus e Campos, 1984). Esse evento estendeu-se até o início do Terciário e propiciou a erupção de enormes massas de lavas basálticas, a intrusão de uma série de chaminés alcalino-carbonatíticas e de *pipes* kimberlíticos e kamafugíticos. A geração de bacias sedimentares do tipo rifte, ao longo de toda a costa atlântica, também está relacionada a esse evento geotectônico (Almeida, 1967; Schobbenhaus e Brito Neves, 1996; Tassinari e Macambira, 1999; Cordani *et al.* 1988).

Durante o Cenozóico, a plataforma permaneceu estável, sendo submetida tão-somente ao intemperismo supergênico com o desenvolvimento de um espesso manto de alteração laterítica. Ao longo desse período, a estabilidade da plataforma foi interrompida, no seu interior, pela reativação tectônica de antigos lineamentos, caracterizando o que se costuma denominar como Neotectônica.

Esse esboço do quadro geotectônico da Plataforma Sul-Americana serve de pano de fundo introdutório para a distribuição dos principais depósitos minerais (Fig. 3), bem como para o desenvolvimento de uma proposta de evolução metalogênica do Brasil.



Fig. 3 – Distribuição das principais províncias minerais pré-cambrianas e dos depósitos minerais selecionados na Plataforma Sul-Americana. Fontes referidas no texto. Abreviações: asb. – asbesto; diam. – diamante; gem. – gemas; gra. – grafita; mag. – magnetita; ETR – Terras Raras.

COM UMA SUPERFÍCIE TOTAL de aproximadamente 4,3 milhões de km², o Cráton Amazônico representa uma das maiores áreas cratônicas do mundo, estabilizada no final do Mesoproterozóico (Almeida *et al.* 1976; Cordani *et al.* 1988). Geograficamente, o Cráton Amazônico é dividido em dois blocos pela Bacia do Amazonas (Fig. 2): Escudo das Guianas e Escudo Brasil-Central (ou Guaporé).

Segundo o modelo desenvolvido por Cordani e Brito Neves (1982), Lima (1984), Teixeira *et al.* (1989), Tassinari (1996), Tassinari e Macambira (1999), e Cordani e Sato (1999), a evolução geotectônica que conduziu à cratonização da região amazônica resulta de um processo de acreção crustal progressiva a partir de um núcleo mais antigo, estabilizado no fim do Arqueano, em torno de 2,5Ga (Macambira e Lafon, 1995), e envolvido por faixas móveis e/ou por geocronológicas que se sucederam no tempo e no espaço. Nessa concepção, o Cráton Amazônico foi dividido em seis províncias geocronológicas (Fig. 4): Província Amazônia Central (2,3Ga); Província Maroni-Itacaiúnas (2,3-1,95Ga); Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,8Ga); Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55Ga); Província Rondônia-San Ignácio (1,55-1,3Ga); e Província Sunsás (1,3-1,0Ga).

Cada uma dessas províncias é formada por associações plutônicas, vulcânicas e sedimentares específicas, evidenciadas por suas características litológicas, geocronológicas, geoquímicas e isotópicas. A estabilização progressiva da região amazônica ao longo do Proterozóico conta com manifestações sucessivas de uma tectônica rúptil intracontinental evidenciada pelo desenvolvimento de mecanismos de rifteamento com vulcanismo associado, pela deposição de sedimentos continentais e marinhos, e pela migração do plutonismo anorogênico. Esses eventos encerraram-se no final do Proterozóico Médio, em torno de 1,0Ga, quando o Cráton Amazônico se encontrava bordejado em toda a sua porção meridional e oriental pela Faixa Dobrada Paraguaí-Araguaia.

1.1 O Escudo das Guianas

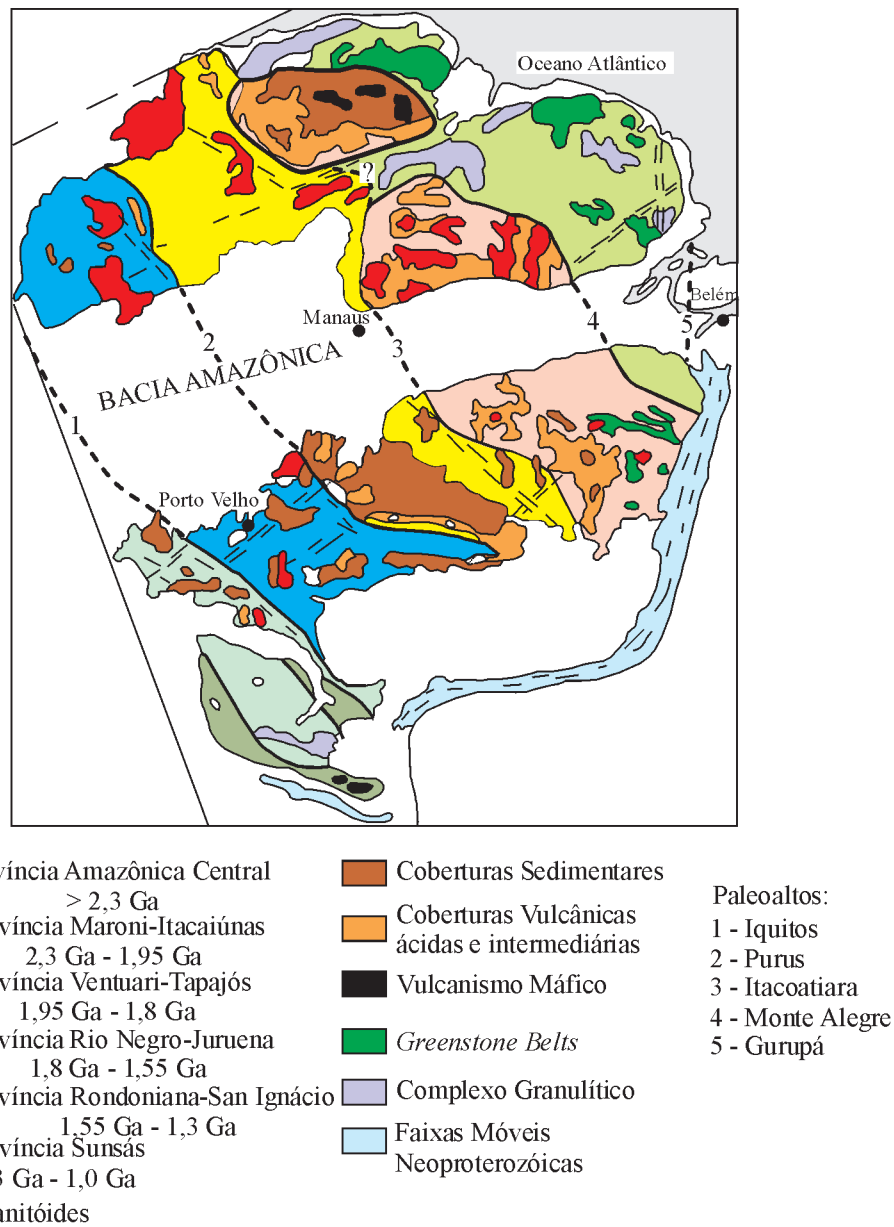
O Escudo das Guianas estende-se da margem do Oceano Atlântico, no extremo norte e nordeste da Plataforma Sul-Americana, até a bacia sedimentar do Amazonas, ao sul (Fig. 5).

O Escudo das Guianas pode ser dividido em:

- Um terreno granulítico e gnáissico, na parte oriental da Venezuela, com protólito arqueano (Complexo de Imataca);
- Um terreno granito-*greenstone* paleoproterozóico, com 300-400 km de largura ao longo da margem atlântica;
- Um terreno granítico e gnáissico não-diferenciado;
- Uma parte central e ocidental com extensas coberturas de rochas vulcânicas félsicas paleoproterozóicas e sedimentares, continentais a marinhas, paleomesoproterozóicas.

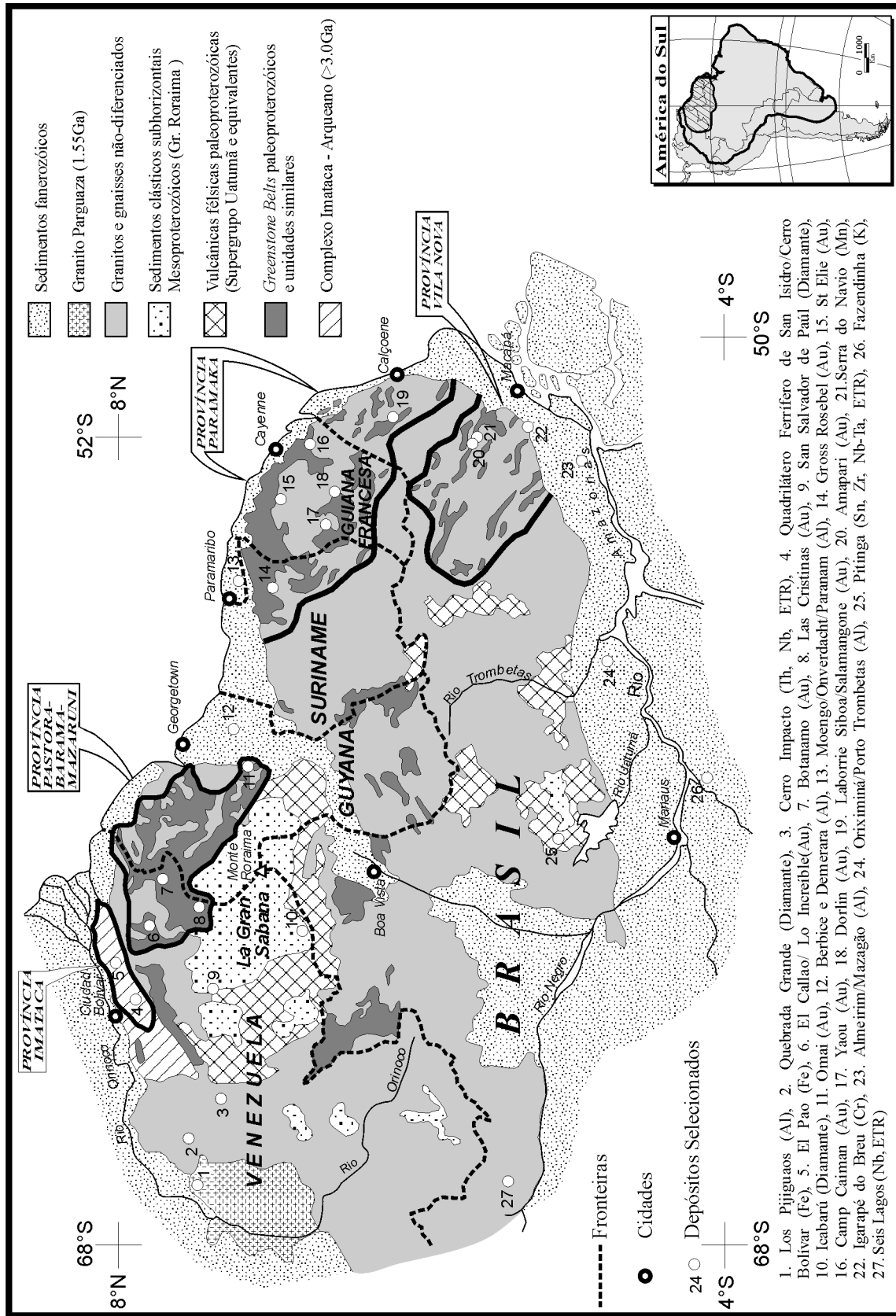
Adicionalmente, ocorrem intrusivas graníticas paleo a mesoproterozóicas (~1,8 e 1,5Ga), diques, *sills* e derrames máficos mesoproterozóicos ou mais jovens, além de complexos alcalinos também do Mesoproterozóico. Eventos paleoproterozóicos, de cerca de 2,0Ga (Orogênese Transamazônica), envolvendo metamorfismo, deformação e magmatismo granítico, afetaram o Complexo de Imataca, os terrenos granito-*greenstones* e, em parte, o terreno granítico e gnáissico não-diferenciado (Gibbs e Barron, 1983, 1993).

Datações U-Pb até o momento obtidas no Brasil (Estado de Roraima) indicam que, entre 2000 e 1950Ma, foram geradas rochas vulcânicas calcialcalinas continentais, ácidas a intermediárias, localmente acompanhadas de sedimentos clásticos. Esse vulcanismo é encontrado, na maior parte das áreas central e oeste do escudo, associado, em parte, a intrusivas graníticas e granodioríticas, em torno de 1850Ma, sendo, às vezes, de caráter subvulcânico. Esse vulcano-plutonismo, que recebeu o nome cole-



CRÁTON AMAZÔNICO

Fig. 4 – Mapa esquemático do Cráton Amazônico, com a distribuição das províncias geocronológicas (segundo Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Tassinari e Macambira, 1999).



1. Los Pijiguas (Al), 2. Quebrada Grande (Diamante), 3. Cerro Impacto (Th, Nb, ETR), 4. Quadrilátero Ferrífero de San Isidro/Cerro Bolívar (Fe), 5. El Pao (Fe), 6. El Callao/Lo Inceivable(Au), 7. Botânico (Au), 8. Las Cristinas (Au), 9. San Salvador de Paul (Diamante), 10. Icabarú (Diamante), 11. Omai (Au), 12. Berbice e Demerara (Al), 13. Moengo/Overvledtch/Paramam (Al), 14. Gross Rosebel (Au), 15. St Elie (Au), 16. Camp Caíman (Au), 17. Yacou (Au), 18. Dordín (Au), 19. Laborrie Siboa/Salamangone (Au), 20. Amapari (Au), 21.Serra do Navio (Mn), 22. Igarapé do Breu (Cr), 23. Almeirim/Mazagão (Al), 24. Oriximiná/Mazagão (Al), 25. Pitinga (Sn, Zr, Nb-Ta, ETR), 26. Fazendinha (K), 27. Seis Lagos (Nb, ETR)

Fig. 5 – Mapa geológico esquemático do Escudo das Guianas (segundo Gibbs e Barron, 1993; Schobbenhaus e Bellizzia, 2000; Bellizzia *et al.*, 1981; Bardoux *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 1995; Faraco e Carvalho, 1994a; Gray *et al.*, 1993; Brooks *et al.*, 1995; Sidder, 1995).

tivo de Uatumã (Gibbs e Barron, 1983, 1993), acha-se amplamente distribuído no Escudo das Guianas. Reis e Fraga (1996) ponderam que o caráter co-genético admitido para as vulcânicas e plutônicas Uatumã é inconsistente nessa região, por suas marcantes incompatibilidades geoquímicas. As vulcânicas Uatumã são mais compatíveis com as características observadas nas suítes pós-orogênicas relacionadas ao Evento Transamazônico (Fraga *et al.* 1996). As vulcânicas do tipo Uatumã foram deformadas em nível crustal raso, admitindo-se que tenham sido afetadas pela Orogênese Transamazônica, e são interpretadas como um evento tardi ou pós-colisional desse evento tectônico (Reis e Fraga, 1996; Bosma *et al.* 1983).

O Evento ou Supergrupo Uatumã engloba diversas denominações regionais desse vulcanismo: Surumu e Iricoumé, no Brasil; Cuchivero, na Venezuela; Burro-Burro e Kuyuwini, na Guyana; e Dalbana, no Suriname. Análises U-Pb em zircões de riolitos das formações Surumu e Iricoumé forneceram idades de 1,96Ga (Schobbenhaus *et al.* 1994); e *ash-flows* do Grupo Cuchivero, próximo a Santa Helena de Uairén, na Venezuela; foram datados em 1,98Ga (Brooks *et al.* 1995).

Com idade em torno de 1,5Ga, registra-se, no Brasil, também a intrusão de sienitos normais e alcalinos (Cachorro, Serra do Acari e Mapari). Na fronteira do Brasil com a Guyana ocorre intrusão alcalina, datada em 1,0Ga (Mutum). Durante o período de 1,3 a 1,1Ga, a margem ocidental do Escudo das Guianas foi afetada por metamorfismo de alto grau, o que resultou na formação de um cinturão granulítico nos Andes colombianos. No interior do Escudo das Guianas há evidência de falhamentos, retrabalhamento e fechamento de sistemas isotópicos em micas, além de intrusões ígneas, no final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico, provavelmente associados a atividades mais intensas na periferia do escudo. A maioria das falhas são orientadas para nordeste e estão associadas com milonitos e pseudotaquilitos. Esse evento tem sido referido como Orinoquense, K'Mudku, Nickerie ou Jari-Falsino (Gibbs e Barron, 1993). É possível que essas falhas envolvam substancial reativação de zonas de fraqueza mais antigas, e representem papel importante na concentração de mineralizações de ouro.

Nas extensas regiões do Escudo das Guianas, ocupadas por terrenos graníticos e gnáissicos não-diferenciados, e por terrenos granito-*greenstones*, Tassinari e Macambira (1999) identificam diversas províncias geocronológicas, como já referido no item anterior (Fig. 4). Segundo esses autores, no Escudo da Guianas as áreas da crosta continental que não foram afetadas pela Orogênese Transama-

zônica (Província Amazônia Central) ocupam a região do alto Rio Trombetas e áreas contíguas, bem como as áreas subjacentes ao Grupo Roraima, na divisa tríplice Brasil-Guiana-Venezuela, no chamado núcleo de Pakaraima. Uma idade arqueana é suposta para a Província Amazônia Central pelo referidos autores, uma vez que cartografia geológica em escala adequada, e/ou estudos geocronológicos sistemáticos, praticamente inexistem nessas regiões.

Terrenos com unidades arqueanas comprovadas ainda são raros no Escudo das Guianas. A área de maior extensão é representada pelo Complexo de Imataca (3,4 a 3,7Ga). Áreas menores são reconhecidas nos terrenos exóticos de Cupixi (2,9-2,6Ga), a NW de Macapá, Brasil. Várias determinações isotópicas, usando a sistemática Sm-Nd no âmbito dos gnaisses Fallawatra, determinações U-Pb sobre zircões herdados em rochas da Formação Isle de Cayenne e de granitóides e quartzitos na Guiana Francesa, indicam a presença de protólitos arqueanos (3,2-3,3Ga) na porção oriental do Escudo das Guianas. A pouca expressividade areal de tais domínios arqueanos, no estágio atual do conhecimento, deve-se à escassez de estudos na região e ao rejuvenecimento isotópico durante o metamorfismo de alta pressão no Transamazônico (Luiz Bizzi, com. verbal).

1.1.1 Província Imataca

Os granulitos e gnaisses do Complexo de Imataca representam o terreno mais antigo do escudo, e exibem contatos por falha com as rochas pré-cambrianas circundantes. Esse complexo, de direção nordeste, forma uma cadeia montanhosa com, pelo menos, 510 km de extensão do Rio Aro até o delta do Orinoco, no limite mais setentrional do Escudo das Guianas (Fig. 5). Os protólitos do complexo eram representados por rochas sedimentares clásticas e químicas, vulcânicas subaéreas silícicas calcialcalinas e, em menor quantidade, rochas plutônicas. As suas rochas encontram-se intensamente dobradas e foram submetidas a um metamorfismo que varia de fácies granulito com dois piroxênios a fácies anfíbolito. É representado por ortognaisses, paragnaisses, granulitos, charnoquitos e BIFs metamórficos e, em menor quantidade, por rochas sedimentares manganíferas, mármore dolomíticos e anortositos. Protólitos metassedimentares de algumas rochas gnáissicas foram datados em 3,7-3,4Ga.

Em torno de 3,4Ga, o Complexo de Imataca formou um núcleo continental estável. A intrusão de rochas graníticas e o desenvolvimento de migmatitos (Migmatito de La Ceiba) definem um evento tectono-magmático em 2,8Ga

(SHRIMP em zircão), quando suas rochas foram deformadas e regionalmente metamorfizadas durante o Evento Aroense (Martin-Bellizzia, 1972). Entre 2,15-1,96Ga, durante a Orogênese Transamazônica, essas rochas foram submetidas a metamorfismo de fácies anfíbolito e granulito, e sofreram intrusões graníticas (Sidder e Mendoza, 1995).

Dentre as diversas litologias do Complexo Imataca destacam-se intercalações de formações ferríferas bandadas, responsáveis pela geração de importante província metalogênica com mais de 2 bilhões de toneladas métricas de minério de ferro. Esses BIFs, que representam menos de 1% das rochas do complexo e apresentam espessuras que variam de alguns centímetros a dez metros, chegando a até duzentos metros, contêm os maiores depósitos de ferro, especialmente quando dobrados e expostos à meteorização. Diversos depósitos de BIF enriquecido, tais como Cerro Bolivar e San Isidro, estão entre os maiores do Globo. As reservas de ferro são maiores que 1855×10^6 ton. métricas com teor de cerca de 63% Fe, e cerca de 11700×10^6 ton. métricas com um teor de cerca de 44% Fe. O protominério do BIF consiste de uma associação de fácies óxido, na qual magnetita e hematita são os minerais predominantes. Minério enriquecido de BIF, composto predominantemente de goethita e limonita, geralmente ocorre nos limbos e centros dos sinclinais. As camadas ricas em ferro são intimamente interestratificadas com camadas silicosas ricas em quartzo e em minerais metamórficos portadores de ferro. Esses depósitos têm maior similaridade com os BIFs do tipo Lago Superior/Carajás, ainda que alguns BIFs do tipo Algoma também possam estar presentes. O conteúdo de metais preciosos nesses depósitos é aparentemente baixo.

A maioria dos depósitos de ferro é alinhada leste-oeste, seguindo o *trend* estrutural dominante do complexo. Eles formam o topo de cristas salientes formadas de material rico em ferro, mais resistente e tipicamente 200 m ou mais acima do terreno circundante.

O Quadrilátero Ferrífero de San Isidro apresenta as maiores reservas conhecidas do complexo. Esse distrito é associado com anfíbólio-piroxênio gnaisse, gnaisse granítico e anfíbolito. O minério foi depositado como um precipitado químico de origem vulcânica exalativa. O teor médio de ferro varia entre 61 e 68%.

No Depósito de Cerro Bolivar, a laterita ferruginosa e o minério friável foram formados tipicamente de formação ferrífera de granulação muito fina. Hematita, magnetita e quartzo são os minerais principais. Minerais de silicatos, principalmente anfíbólio sódico e piroxênio, são fases comuns na formação ferrífera. O Depósito de Cerro Bolivar representa uma seção estratigráfica espessa de forma-

ção ferrífera (220 m) repetida por dobramento apertado e por falhamento imbricado reverso. O intemperismo foi um fator importante no enriquecimento do corpo de minério de Cerro Bolivar, e produziu um capeamento de óxido de ferro representado por uma laterita ferruginosa constituída de grãos primários de hematita em uma matriz porosa e dura de goethita secundária.

O Depósito de El Pao ocorre intercalado em hiperstênio-granulito e em gnaisse quartzo-fedspático. Três tipos de minério estão presentes: minério silicoso (gnaisse hematítico), minério duro maciço de alto grau e canga. Os dois primeiros tipos de minério consistem de hematita lamelar, cujos cristais são orientados e fortemente deformados.

Camadas de minério de manganês enriquecido secundariamente estão interestratificadas com gnaisses, migmatitos, anfíbolitos e granulitos no Complexo de Imataca. Essas rochas fazem parte de uma seqüência de gondito, quartzo-biotita-xisto, anfíbólio-xisto e mármore dolomítico com espessura de aproximadamente 500 m. As camadas individuais de manganês têm geralmente espessura menor que 10 m, e têm extensão ao longo do *strike* por mais de 20 km. Há indicações de que suportam tanto o modelo sedimentar não-vulcanogênico como o modelo vulcanogênico para caracterizar esses depósitos de manganês (Bellizzia *et al.* 1981; Sidder e Mendoza, 1995; Gray *et al.* 1993).

1.1.2 Terrenos granito-greenstone paleoproterozóicos

Uma extensa província granito-greenstone do Paleoproterozóico (Pastora, Barama-Mazaruni, Marowijne, Paramaka, Maroni, Vila Nova) estende-se ao longo da margem atlântica do escudo, da Venezuela ao Brasil. Essas unidades incluem também formações supracrustais que diferem dos *greenstone belts* por sua pobreza relativa em rochas vulcânicas e, em alguns casos, por sua posição estratigráfica mais jovem. Dados geocronológicos, incluindo dados isocronicos U-Pb em zircão, Sm-Nd e Rb-Sr, documentam que as rochas vulcânicas dos *greenstone belts* e rochas graníticas associadas das províncias em discussão foram geradas entre 2250 e 2100Ma. Na Guiana Francesa, datações recentes indicam idades entre 2140 e 2090Ma para as vulcânicas Paramaka (*Carte Geologique de la Guyane Française*, 1:500.000, no prelo). Os *greenstone belts* do Escudo das Guianas possuem, de modo geral, a maioria das características típicas de seus equivalentes arqueanos de outras regiões do Globo. No entanto, mostram uma menor proporção de rochas ultramáficas e uma maior extensão de sedimentos clásticos. De forma

geral, os *greenstone belts* do Escudo das Guianas consistem, da base para o topo, de:

- a) Uma seqüência marinha de rochas vulcânicas máficas toleífticas;
- b) Uma seqüência de basaltos toleífticos a calcialcalinos, andesitos, dacitos e riolitos;
- c) Uma seqüência de grauvacas turbidíticas, rochas vulcanoclásticas, rochas químicas sedimentares e pelitos.

Ocorrem também metaconglomerados derivados predominantemente das vulcânicas e dos sedimentos associados. Sedimentos manganíferos e ferruginosos metamorfizados, *cherts* e carbonatos também estão presentes. Nos diversos *belts* também ocorrem intrusivas subvulcânicas félsicas. Os metassedimentos incluem muitas variedades de tufos, conglomerados vulcanoclásticos, grauvacas e folhelhos derivados das vulcânicas associadas. Na Guyana, a espessura estratigráfica do *greenstone belt* é estimada em cerca de 8-10 km. Nenhuma indicação de fonte continental foi reconhecida nesses metassedimentos. Complexos máficos acamadados também estão presentes nos *greenstone belts*. O grau metamórfico grada de fácies xisto-verde a anfibolito.

Na Venezuela, domos graníticos do Complexo Supamo intrudiram os *greenstone belts* por volta de 2230-2050Ma, dividindo as suas rochas em sinclínrios ramificados entre as intrusões. Durante a Orogênese Transamazônica, em cerca de 2,0Ga, o Complexo de Imataca, os terrenos granito-*greenstones* e algumas outras áreas do escudo foram deformados e metamorfizados. Esses terrenos representam a unidade metalogenética mais importante do escudo, podendo ser distinguidas três diferentes províncias: Província Pastora-Barama-Mazaruni, na Venezuela e na Guyana; Província Paramaka, no Suriname, na Guiana Francesa e no Brasil (Estado do Amapá); e Província Vila Nova, nos limites dos Estados do Pará e do Amapá, no Brasil.

1.1.2.1 Províncias Pastora-Barama-Mazaruni e Paramaka

O Escudo as Guianas tem demonstrado conter depósitos auríferos de grande porte. Levando-se em conta que a produção aluvionar do escudo, no século XIX, foi de 150 t de ouro, estima-se que as reservas de ouro do Escudo das Guianas excedam a 700 t de ouro. A maior parte das ocorrências mostra teor médio de 1,5 g/t Au (Bertoni *et al.* 1998).

Nessas províncias estão incluídos os mais importantes *greenstone belts* produtores de ouro do Escudo das Guia-

nas (Fig. 5). As mais importantes minas dessas províncias contêm, em seu conjunto, cerca de 20 Moz de ouro. Esses terrenos *greenstones* estendem-se por cerca de 1.500 km ao longo da costa atlântica. A Província Pastora-Barama-Mazaruni é representada, na Venezuela, pelos grupos Pastora e Botanamo e, em sua extensão para o norte da Guyana, pelo Supergrupo Barama-Mazaruni (grupos Barama, Cuyuni e Mazaruni). A Província Paramaka, por sua vez, é representada, no Suriname, pelo Supergrupo Marowijne e pelos grupos Matapi, Paramaka e Armina. Na Guiana Francesa é representada pelo Supergrupo Maroni e pelos grupos Paramaka, Bonidoro e Orapu. No Brasil (Amapá), a Província Paramaka é representada pelo Grupo Serra Lombarda (Ferran, 1988) e, no seu extremo sudeste, pelo Distrito Aurífero de Tartarugalzinho. A descontinuidade entre as duas províncias decorre da presença da Bacia Cenozóica de Berbice e do Cinturão Granulítico Central do Paleoproterozóico. Plutões graníticos e batólitos dômicos, gnaisses e migmatitos dividem as unidades dos *greenstone belts* em sinclínrios ramificados. As unidades dos *greenstone belts* das duas referidas províncias foram depositadas predominantemente em um ambiente submarino. Basaltos, contendo estruturas *pillow* e mostrando alterações química e mineralógica características de espilitização submarina, dominam nas partes inferiores da seqüência *greenstone*. A porção média da seqüência tem uma proporção mais alta de andesitos porfiríticos, dacitos, riolitos, derrames de lavas submarinos e, possivelmente, subaéreos, com sedimentos silíceos e tufáceos interderrames. Grauvacas turbidíticas, pelitos, tufos, rochas sedimentares químicas e rochas vulcanoclásticas são rochas dominantes na parte superior da seqüência *greenstone*. Rochas ultramáficas constituem cerca de 1-2% das rochas ígneas dos *greenstone belts* do Escudo das Guianas, formando geralmente complexos acamadados máfico-ultramáficos (Sidder e Mendoza, 1995).

A química dessas rochas não tem sido sistematicamente estudada. A composição química original das rochas ígneas foi alterada por intemperismo, alteração hidrotermal (espilitização e metassomatismo potássico) e metamorfismo regional em fácies xisto-verde e anfibolito. Tendências de diferenciação toleíftica e calcialcalina são comuns nas rochas vulcânicas. Os tipos mais dominantes de rochas são basaltos toleífticos subalcalinos de baixo K e andesitos basálticos. As rochas vulcânicas foram extravasadas predominantemente em ambiente submarino e têm características químicas de basaltos de assoalho oceânico moderno, de rochas de arcos de ilhas e de rochas de arcos continentais. Estudos isotópicos indicam que as rochas vulcânicas são derivadas de fusões de manto juvenil e não contêm qual-

quer componente da crosta continental arqueana (Sidder e Mendoza, 1995).

Os *greenstone belts* das províncias Pastora-Barama-Mazaruni e Paramaka contêm depósitos do tipo veios de quartzo auríferos com baixo conteúdo de sulfetos, hospedados em zonas de cisalhamento. Ouro nativo, pirita e menores quantidades de tetraedrita, calcopirita, bornita, molibdenita, scheelita e esfalerita são os mais típicos minerais metálicos nos veios de quartzo. Carbonatos (comumente a ankerita) nos veios de quartzo e alteração carbonática com mais de 30 m de largura no interior das rochas encaixantes são comuns em alguns distritos auríferos, tais como El Callao, na Venezuela. Adicionalmente à alteração carbonática, as rochas encaixantes são intensamente silicificadas, sericitizadas e propilitizadas (com epidoto e clorita), a muitas dezenas de metros de distância dos veios (Sidder e Mendoza, 1995).

A mineralização aurífera do Escudo das Guianas está relacionada a diversos ambientes do tipo “epizonal”, incluindo: intrusivas calcialcalinas (Omai, St-Elie, Yaou, Dorlin, Sophie, Eagle Mountain), sedimentos terrígenos deformados (Gross Rosebel, Camp Caiman, Regina, Changement, Esperance), vulcanitos metassomáticos e/ou rochas intrusivas (Las Cristinas, Dorlin) e sulfetos semimaciços (Paul Isnard, Increíble 16, St-Elie). A maior parte das ocorrências auríferas é hospedada em rochas afetadas por deformação dúctil-rúptil, próxima a grandes estruturas de cisalhamento (Bertoni *et al.* 1998).

Grandes zonas de cisalhamento dúctil são ainda pouco documentadas no Escudo das Guianas. No centro-norte da Venezuela destaca-se a falha de Guri, de direção nordeste-sudoeste, que justapõe o Complexo de Imataca e os terrenos paleoproterozóicos. Por outro lado, uma das mais importantes feições de cisalhamento do Escudo das Guianas relaciona-se ao chamado *Sillon Nord-Guyanais* (Milési *et al.* 1995), no norte das Guiana Francesa, associado à Orogênese Transamazônica. Diversos depósitos importantes de ouro são relacionados a essa zona de cisalhamento, os quais compreendem, de oeste para leste: Regina, Tortue, Camp Caiman, Changement, Boulanger, St-Elie, St-Pierre, Paul Isnard e Esperance. Uma outra grande estrutura dúctil ocorre ao sul do *Sillon Nord-Guyanais*, na região central da Guiana Francesa, e representa uma zona de cisalhamento de direção ESE-WNW (Bardoux *et al.* 1998). Essa estrutura parece estender-se até o centro da Guiana, atravessando o Suriname. Dentre os depósitos de ouro, que ocorrem nas imediações dessa feição megascópica, podem ser citados: Yaou, Dorlin, Sophie, Repentir, Antino, Benzdorp, Omai, Salamangone e Labourrie Siboa (Yoshi-

dome). Quando analisadas de forma conjunta, nota-se que a maioria das ocorrências de ouro até agora descobertas no Escudo das Guianas ocorre nas proximidades de grandes estruturas, tais como as antes referidas. Todas as rochas magmáticas e sedimentares de *greenstone belts* hospedando mineralizações de ouro das províncias de Pastora-Barama-Mazaruni e Paramaka foram afetadas pelo menos por uma fase de deformação dúctil. Zonas de cisalhamento e foliações da primeira fase de deformação foram afetadas por estruturas de uma segunda fase que geralmente é menos penetrativa. A segunda fase pode ser ligada geneticamente ao evento K’Mudku (1,2Ga). Assim, somente as estruturas da primeira fase são classificadas como feições transamazônicas verdadeiras e a maioria das ocorrências de ouro documentadas, até o momento, parece relacionar-se a essa fase com remobilizações ao longo das estruturas da segunda fase (Bardoux *et al.* 1998).

A maioria das rochas intrusivas, juntamente com as vulcânicas Paramaka e Mazaruni, bem como rochas sedimentares do Armina, foram deformadas concomitantemente por uma intensa fase de deformação dúctil, datada em torno de 1,99Ga, em Omai e St-Elie, fixando, assim, a idade absoluta da Orogênese Transamazônica através do escudo das Guianas (Lafrance *et al.* 1999). Idades U-Pb obtidas de corpos intrusivos em diferentes partes das províncias Pastora-Barama-Mazaruni e Paramaka sugerem ter ocorrido pelo menos três eventos intrusivos distintos datados em 2154Ma (Las Cristinas), 2125Ma (St-Elie) e 2090Ma (Omai) (Fig. 5). Quando examinados individualmente, nota-se que a maioria desses corpos intrusivos sofreu pelo menos uma fase de intensa deformação, que em muitos casos é sincrônica à mineralização. Dados obtidos em Omai e St-Elie mostram que as mineralizações ocorreram mais ou menos contemporaneamente nesses depósitos, em cerca de 1990Ma. Indicam também que o ouro foi trapeado algumas dezenas de Ma após o evento intrusivo (Lafrance *et al.* 1999).

Em resumo, as características das ocorrências de ouro nas províncias de Pastora-Barama-Mazaruni e Paramaka são as seguintes:

- a) As rochas hospedeiras são variáveis, e as vulcânicas predominam;
- b) O controle estrutural é a norma, com estilos e tipos variáveis;
- c) A proximidade de intrusões parece ser importante, mas não é seguramente comprovada;
- d) A maioria dos depósitos pode ser relacionada a uma fase maior de deformação;
- e) A maioria das ocorrências de ouro observadas hos-

- peda-se em veios de quartzo sin a tarditectônicos;
- f) Muitas ocorrências são também hospedadas em zonas de cisalhamento regionais;
- g) O ouro geralmente está incluído em sulfetos (pirita, calcopirita, pirrotita), sendo a pirita a forma de ocorrência mais comum (Bardoux *et al.* 1998).

Os maiores depósitos de ouro da Província Pastora-Barama-Mazaruni são Omai (4,2 Moz) na Guyana, e o conjunto de depósitos de Las Cristinas (8,6 Moz), El Callao, Lo Increíble e Botanamo na Venezuela. Na Província Paramaka destacam-se: os depósitos de ouro de Gross Rosebel (2,4 Moz), no Suriname; Paul Isnard (2,2 Moz), Camp Caiman (1,1 Moz), Yaou (0,8 Moz), Dorlin (0,35 Moz) e St. Elie, na Guiana Francesa; e Salamangone/Laborrie Siboa (0,35 Moz), no Brasil. O Depósito de Omai, na Guyana, é a mais significativa mineralização de ouro conhecida até o momento no Escudo das Guianas, e uma das maiores da América do Sul.

* *Diamante de Dachine*

O Depósito de Diamante de Dachine (Capdevila *et al.* 1999), situado no *Greenstone Belt* Inini (Província Paramaka) e datado em 2,11Ga, encontra-se associado a rochas ultramáficas de origem piroclástica ou hialoclástica do pacote vulcânico. Essas rochas são geralmente transformadas em albita-carbonato-clorita-talco xistos pelo metamorfismo regional de fácies xisto-verde, além de sofrer alteração hidrotermal relacionada a intrusões de granitóides e gabros pós-tectônicos. Quando preservadas, essas rochas mostram fragmentos ultramáficos (1-3 até 20 cm) dispersos numa matriz fina. Relictos de fenocristais de olivina são ainda identificáveis nos fragmentos. Essas rochas ultramáficas contêm de 17 a 28% MgO, e possuem composição semelhante a komatiitos. As concentrações de elementos compatíveis (Al, Ti, ETRs) são parecidas com as dos komatiitos depletados em Al de Barberton. Apesar de mostrarem altos teores em K, e granadas do tipo lherzolito, essas rochas não são kimberlitos, haja vista não possuem os minerais acessórios diagnósticos dos kimberlitos (Mg-ilmenita, Cr-diopsídio e perovskita). Podem representar um novo tipo de rocha hospedeira de diamantes. Essas rochas hospedeiras formam corpos com, pelo menos, 5 km de comprimento, e 350 a 1.100 m de largura, e são profundamente alteradas em superfície (o manto de alteração pode atingir 200 m de espessura). Contêm de 1 a 77 diamantes por kg, e são largamente dominadas por microdiamantes. Entretanto, diamantes maiores, com diâmetro superior a 1 mm, são localmente abundantes (até 4,6 mm), e podem atingir concentrações da ordem de 4 quilates/m³.

Esse tipo de jazida é muito importante por explicar algumas ocorrências misteriosas de diamante no Escudo das Guianas, e por abrir novas possibilidades de prospecção não somente na Guiana Francesa, mas também nos *greenstone belts* equivalentes do Amapá.

1.1.2.2 Província Vila Nova

A Província Vila Nova localiza-se na borda sudeste do Escudo das Guianas, a oeste de Macapá, estendendo-se até próximo à fronteira com a Guiana Francesa. Essa província é representada pelas seqüências vulcano-sedimentares do tipo Grupo Vila Nova, encravadas em complexos metamórficos de médio a alto grau denominados Ananaí e Guianense, que são constituídos por granulitos, gnaisses e migmatitos (João *et al.* 1978; João e Marinho, 1982; Lima *et al.* 1974; Gibbs e Barron, 1993; Faraco *et al.* 1995; Faraco e Carvalho, 1994b). Todas essas unidades foram intensamente afetadas pelo Ciclo Transamazônico, por volta de 2,0Ga (Tassinari, 1996; Tassinari e Macambira, 1999).

O Grupo Vila Nova ocorre como faixas descontínuas alongadas e estreitas com direção NW-SE, as quais formam cinturões de baixo a médio grau, com vergência para NE. Esse grupo é considerado como parte equivalente das várias seqüências paleoproterozóicas do Escudo das Guianas, datadas entre 2,25 e 2,1Ga (Gibbs e Barron 1983, 1993; Milési *et al.* 1995). No Amapá, a estratigrafia do Grupo Vila Nova é mais bem definida na área de Serra do Navio (Fig. 6a), onde é composta, na base, por um espesso pacote de metavulcânicas de filiação toleítica, localmente komatiítica, metamorfizadas nas fácies xisto-verde a anfíbolito (Formação Jornal), as quais estão em contato com a Suíte Ananaí (Scarpelli, 1966). No topo, os ortoanfíbolitos são sobrepostos por formações ferríferas bandadas do tipo óxidos e silicatos, intercaladas com xistos aluminosos contendo lentes de mármore manganésíferos (Formação Serra do Navio). A ausência de vulcânicas félsicas no Grupo Vila Nova é uma característica que o diferencia dos *greenstone belts* das províncias Paramaka e Pastora-Barama-Mazaruni.

Na região dos rios Santa Maria e Cupixi, predominam quartzitos e sericita xistos intercalados com itabiritos e metaconglomerados. Essa unidade (Fig. 6b), que está sobreposta ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri (Fig. 7), é considerada como uma fácies detrítica na margem da seqüência vulcano-sedimentar (Faraco *et al.* 1995; Faraco e Carvalho, 1994b; Spier e Ferreira Filho, 1999). Entretanto, essa unidade pode representar, na realidade, um equiva-





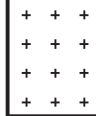
	~ 5 - 200 m	Xistos grafitosos com mármores manganésíferos
	~ 100 - 400 m	Biotita xistos
	~ 300 - 1.000 m	Quartzo xistos com lentes de rochas calcissilicáticas
	~ 400-2.500 m	Anfibolitos
		Embasamento

Fig. 6a – Litoestratigrafia da Seqüência Vulcânica Inferior do Grupo Vila Nova (segundo Spier e Ferreira Filho, 1999).

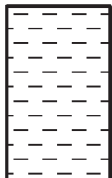
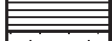

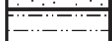




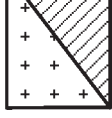
	> 1.000 m	Xistos
	~ 20-100 m	BIF
	~ 5-100 m	Sericita xistos
	~ 100-300 m	Quartzitos
	~ 70-80 m	Quartzitos com metaconglomerados
	~ 8-15 m	Metaconglomerado basal
	~ 10-200 m	Quartzo xistos
	> 1.000 m	Quartzitos com lentes de conglomerados
		Embasamento/ Rochas Máfico-Ultramáficas

Fig. 6b – Litoestratigrafia da Seqüência Detrítica Superior do Grupo Vila Nova (segundo Spier e Ferreira Filho, 1999).

lente da “Seqüência Detrítica Superior”, descrita na Guiana Francesa, a qual foi depositada em bacias alongadas, de tipo *pull apart*, no fim da deformação transcorrente, situando-se em posição estratigráfica superior e discordante às seqüências vulcano-sedimentares.

Na Província Vila Nova, ocorrem rochas intrusivas das suítes Mapuera (biotita-alcaligranito e riebeckita-granito) e Falsino (granodiorito), bem como diversos corpos da Suíte Intrusiva Alcalina Mapari, com idades paleo a mesoproterozóicas. Na margem SW da Província Vila Nova, a Suíte Intrusiva Mapari é representada por dois complexos alcalino-carbonatíticos (Maecuru e Serra do Maracanaí).

Sob o ponto de vista metalogenético, a Província Vila Nova contém depósitos de cromita associados ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, depósitos de manganês, como o da Serra do Navio, e sobretudo depósitos de ouro, dentre os quais se destaca a Jazida de Amapari.

Além desses depósitos já conhecidos, é importante salientar a possibilidade da presença de diamante no Grupo Vila Nova, em associação com os termos komatiíticos da seqüência vulcânica basal, semelhantemente às ocorrências de Dachine já descritas no item anterior.

1.1.2.2.1 Depósitos de cromita de Bacuri ou Igarapé do Breu

Depósitos de cromita são associados ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri (CMUB), descrito por Spier e Ferreira Filho (1999) e Matos *et al.* (1992). É intrusivo no Complexo Guianense (Lima *et al.* 1974) (Fig. 7), constituído por terrenos de alto grau representados por gnaisses, migmatitos, granitos, tonalitos, e por granulitos ácidos e básicos, que sofreram forte retrabalhamento durante o Evento Transamazônico (2,0Ga). Não existem datações confiáveis para o CMUB, entretanto, sua atribuição ao Arqueano parece provável.

Segundo Spier e Ferreira Filho (1999), o CMUB é composto por rochas máficas e ultramáficas deformadas e metamorizadas em condições de fácies anfibolito, sendo representadas por anfibolitos, serpentinitos, tremolititos e cromititos (Fig. 8). O CMUB consiste numa zona máfica inferior ($E > 500$ m), numa zona ultramáfica intermediária ($E = 30-120$ m), e numa zona máfica superior ($E > 300$ m), os níveis de cromitito ficando restritos à zona ultramáfica (Fig. 9), que é composta por intercalações de serpentinito

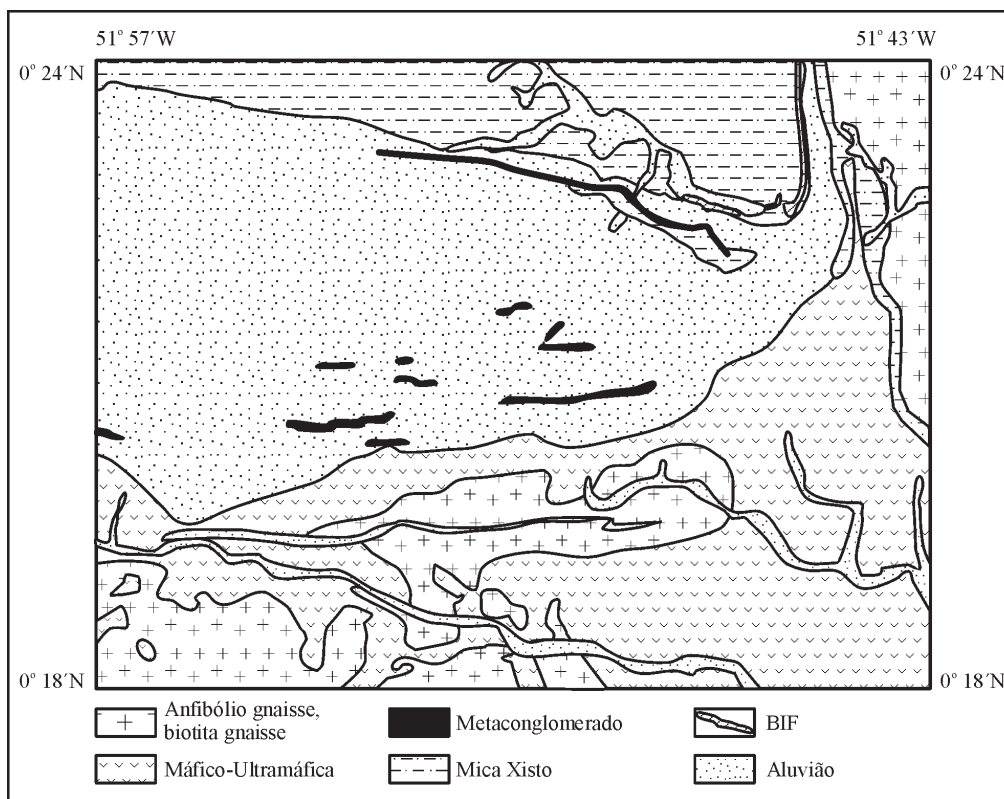


Fig. 7 – Mapa geológico esquemático da região do Complexo Bacuri (segundo Spier e Ferreira Filho, 1999).

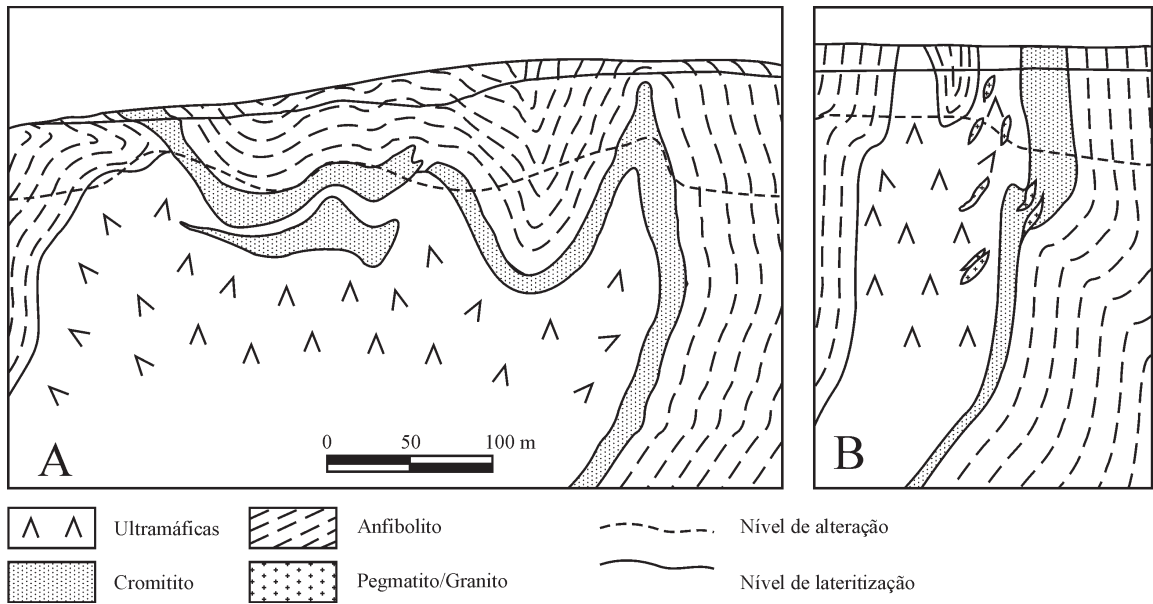


Fig. 8 – Seção geológica esquemática do Depósito de Cromita de Bacuri (segundo Spier e Ferreira Filho, 1999).

Zona Máfica Superior		> 300 m	Anfibolitos
Zona Ultramáfica		30 - 120 m	Serpentinitos intercalados com níveis de cromitito
		3 - 30 m	Cromitito principal
Zona Máfica Inferior		> 500 m	Leucanfibolito

Fig. 9 – Coluna do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri (segundo Spier e Ferreira Filho, 1999).

com cumulados de olivina e de cromitito com cumulados de cromita. A camada principal de cromitito localiza-se na base da zona ultramáfica, com espessura variando entre 3 e 30 m (média de 12 m). Camadas menores de cromitito maciço e disseminado (até 3 m) encontram-se intercaladas na porção superior dessa zona. Os cromititos, geralmente maciços, são compostos por mais de 60% de cromita euédrica e finamente granular ($\phi = 0,1-3$ mm) com matriz de serpentina, tremolita e clorita. Os grãos de cromita mostram um núcleo maciço e uma auréola de alteração enriquecida em Cr e Fe^{2+} e empobrecida em Al e Mg. A cromita do cromitito maciço mostra uma diminuição progressiva da razão $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ para o topo, assim como um aumento progressivo das razões $Cr/(Cr + Al)$, $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al + Cr)$ e do conteúdo de TiO_2 , o que evidencia o caráter estratiforme dos depósitos de cromita. A variação críptica da cromita e da olivina indica um fracionamento importante no interior da zona ultramáfica, bem como alimentação por influxos de magma primitivo durante o período de cristalização da zona ultramáfica (Spier e Ferreira Filho, 1999). Em comparação com as dos complexos de Bushveld e Great Dyke, as razões $Cr/(Cr + Al)$ entre 0,66 e 0,89 das cromitas do CMUB são mais altas, o que sugere temperaturas de cristalização mais elevadas e um magma mais primitivo. Ainda segundo Spier e Ferreira Filho (1999), a

identificação nos cromititos maciços de intervalos enriquecidos em sulfetos (1 a 2 vol.%), como pirrotita e pentlandita, ocorrendo na forma de inclusões nos grãos de cromita ou na matriz intersticial entre os cristais euédricos de cromita, favorece a possibilidade da existência de concentrações de Ni-Cu-EGP associadas a sulfetos no CMUB.

A alteração laterítica intensa atinge profundidades superiores a 120 m nos locais topograficamente mais elevados, permitindo a classificação do minério em três categorias: minério laterítico, muito duro, cimentado por óxidos e hidróxidos de ferro; minério friável cimentado por argilominerais; minério compacto cimentado por tremolita, clorita e, raramente, por ortopiroxênio e olivina.

O CMUB hospeda onze depósitos de cromita estratiforme com reservas superiores a 9 Mt de cromitito com 34% Cr, dos quais 2 Mt foram explorados entre 1989 e 1997.

1.1.2.2 Depósitos de manganês da Serra do Navio

Os depósitos de manganês da Serra do Navio, alongando-se por cerca de 10 km segundo a direção N30W, são associados à seqüência vulcano-sedimentar (Fig. 6a) do Grupo Vila Nova, datada em 2,2Ga (Milési *et al.* 1995). Essa seqüência, intensamente dobrada (Fig. 10), cisalhada e

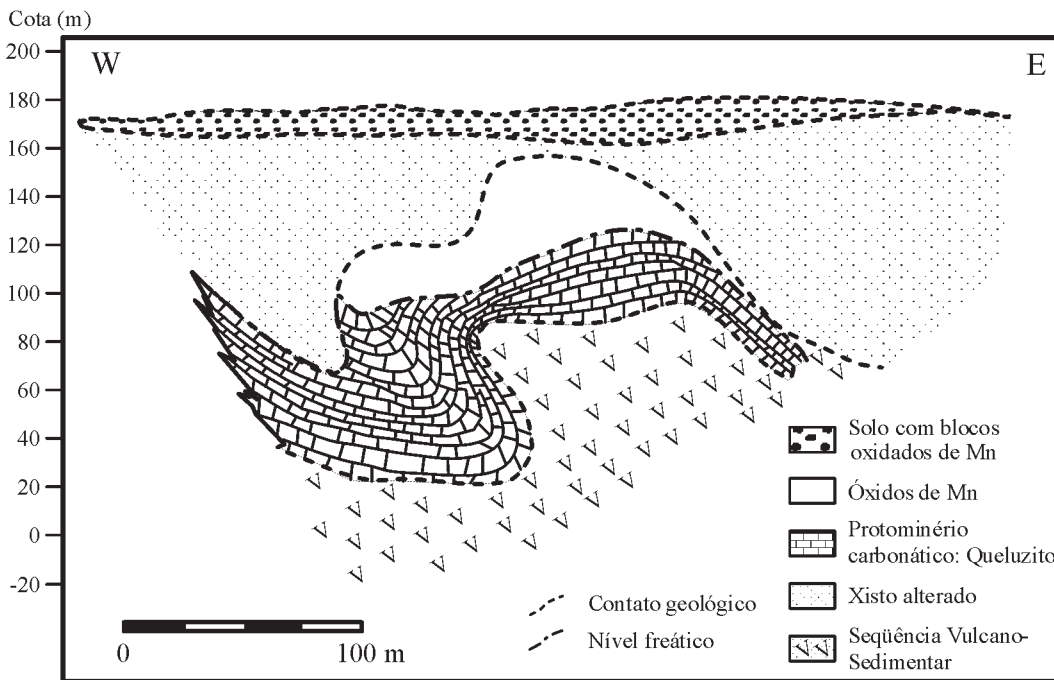


Fig. 10 – Seção geológica esquemática do Depósito de Manganês da Serra do Navio (segundo Rodrigues *et al.*, 1986).

metamorfizada na fácies anfibolito, é constituída por um espesso pacote basal de metavulcânicas máficas (anfibolitos), ao qual se sobrepõe uma unidade predominantemente xistosa (biotita xistos, grafita xistos, quartzo xistos) intercalada com níveis manganésíferos e quartzitos na porção superior (Rodrigues *et al.* 1986).

Os horizontes manganésíferos, que constituem o protominério de tipo queluzito, são intercalados nos xistos grafitosos e compostos preferencialmente por rodocrosita na proporção de 50 a 90% da rocha. Nas zonas mais impuras, os silicatos de manganês, como tefroíta, espessartita e rodonita, podem predominar até formar verdadeiros gonditos. O teor de Mn do protominério varia entre 19 e 36%. Alguns sulfetos, como pirrotita, molibdenita, calcopirita e galena, encontram-se associados em pequenas proporções no protominério. Com o intemperismo equatorial, o perfil da alteração laterítica pode atingir até 100 m de profundidade, provocando a transformação dos carbonatos e silicatos de manganês em óxidos como criptomelana, pirolusita e manganita, e conduzindo à formação de um minério oxidado mais rico em manganês: 30 a 56% Mn.

A mineração a céu aberto desenvolveu-se a partir de 1956, sobre o minério oxidado que foi lavrado durante décadas (até 1997), à razão de 520 mil t/ano, totalizando uma produção global da ordem de 50 a 60 Mt MnO₂. Durante os últimos anos de funcionamento, o protominério carbonático foi lavrado a razão de 150 mil t/ano, totalizando uma produção da ordem de 3 Mt com teor médio de 35 a 38% Mn. Atualmente, a lavra encontra-se paralisada por exaustão do depósito.

1.1.2.2.3 Depósitos de ouro da Serra de Ipitinga

Na Serra de Ipitinga, parte do sul da Província Vila Nova, a Seqüência Vulcano-Sedimentar Vila Nova é formada essencialmente por metavulcânicas máficas basais, representadas por actinolita xistos e anfibolitos, sobrepostas por BIF e metassedimentos clásticos constituídos por quartzitos, metapelitos e metagrauvas. Os granitos intrusivos na seqüência são granitos s.s., granitos alaskíticos, granodioritos e leucogranitos subvulcânicos, com efeitos termais significativos sobre as diferentes litologias compondo o Grupo Vila Nova. A esses granitos é atribuída a idade de 2,08Ga, na Guiana Francesa (Milési *et al.* 1995). A seqüência vulcano-sedimentar foi datada em 2264 ± 34Ma por Sm-Nd (Faraco e Mc Reath, 1998).

Nos metabasaltos do Grupo Vila Nova, Faraco (1997) identificou quatro eventos metamórficos distintos:

- i) Metamorfismo hidrotermal de fundo oceânico, de fácies xisto-verde, responsável pela geração dos quartzo-clorita xistos e das mineralizações sulfetadas associadas, com temperaturas variando entre 273 e 320°C;
- ii) Metamorfismo regional progressivo de fácies anfibolito induzindo a transformação dos quartzo-clorita xistos em rochas a cordierita-antofilita, com temperaturas da ordem de 550°C;
- iii) Metamorfismo associado a zona de cisalhamento dúctil-rúptil com importante hidrotermalismo associado, a qual gera associações mineralógicas retrometamórficas com carbonato, sericita, muscovita, clorita, epidoto e turmalina, além de anfibolitos epidotizados e epidositos;
- iv) Metamorfismo de contato associado às intrusões graníticas.

O estudo petroquímico das rochas vulcânicas máficas do Grupo Vila Nova na área de Ipitinga (Faraco, 1997) permite classificá-las como basaltos subalcalinos de natureza komatiítica, gerados em um ambiente geotectônico de bacia de *back-arc* (Fig. 11a e 11b).

Três tipos de mineralizações têm sido descritos na Serra do Ipitinga (Faraco, 1990, 1997):

- a) As mineralizações sulfetadas do tipo vulcanogênico hidrotermal (VMS), associadas a quartzo-clorita xistos no contato da suíte vulcânica com as formações ferríferas bandadas, são anteriores ao primeiro evento metamórfico regional e compostas por pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita em ordem de abundância decrescente, com Au e Ag associados. Os melhores teores encontrados atingem 1% Cu, 8,85 ppm Au e 49 ppm Ag. As razões Cu-Pb-Zn dos metais na mineralização são semelhantes às obtidas nas rochas vulcânicas hospedeiras, sugerindo que os metais foram derivados da lixiviação das vulcânicas encaixantes. Os estudos de inclusões fluidas relativos a essa fase de mineralização revelaram fluidos carbônicos e aquocarbônicos com proporções variáveis de CH₄, N₂ e H₂S, com CO₂ subordinado, os quais permitiram a precipitação da mineralização sulfetada em temperaturas compreendidas entre 450° e 250°C, e pressões variando entre 0,9-2,3 kb e 0,7-1,6 kb (Fig. 12).
- b) As mineralizações hidrotermais do tipo *lode*, relacionadas ao cisalhamento dúctil, são representadas essencialmente por veios de quartzo auríferos com calcopirita, pirita e covelita, junto com epidoto e turmalina. As inclusões fluidas contidas no quartzo são geralmente aquosas, bifásicas, ricas em NaCl e CaCl₂, apresentando temperaturas de homogeneização compreendidas entre 100° e 150°C (média 120°C). Esse tipo de

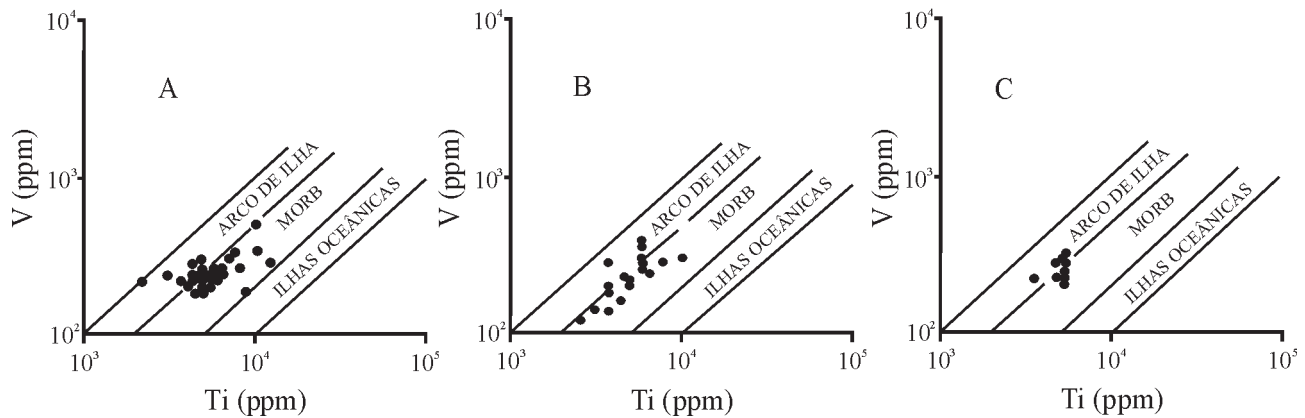


Fig. 11a – Diagrama Ti – V para rochas do Grupo Vila Nova (segundo Faraco, 1997). A = anfibolitos; B = hornfels; C = metatufos com cpx

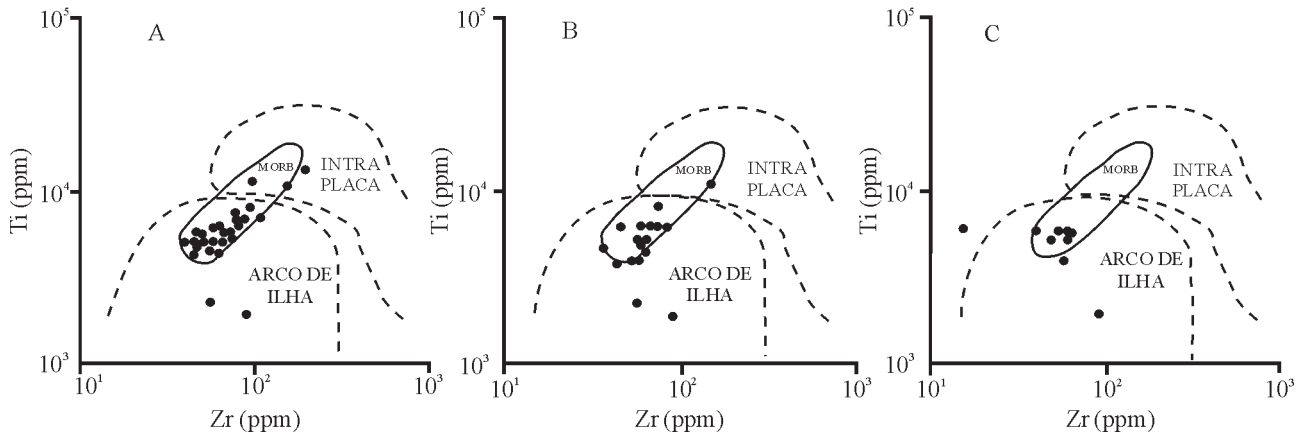


Fig. 11b – Diagrama Zr-Ti para rochas do Grupo Vila Nova (segundo Faraco, 1997). A = anfibolitos; B = hornfels; C = metatufos com cpx.

mineralização ocorre tanto nas rochas vulcânicas como nas rochas metassedimentares, mas mostra-se especialmente bem desenvolvida nos BIFs da porção superior da seqüência.

- c) As mineralizações supergênicas originadas pelo enriquecimento em ouro nos *gossans* e perfis de alteração laterítica.

1.1.2.2.4 Depósito de Ouro de Amapari

O Depósito de Ouro de Amapari foi recentemente identificado a 12 km a leste da Serra do Navio, Amapá (Borges, 1999). Esse depósito está incluído em seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Vila Nova, relacionando-se regional-

mente à zona de cisalhamento transcorrente com intensa alteração hidrotermal. Da base para o topo, foram identificadas as seguintes unidades: embasamento granito-gnáissico; unidade vulcânica (metabásicas e anfibolitos); unidade sedimentar química, composta de rochas carbonatadas, calcissilicáticas e BIFs nas fácies óxido, silicato e óxido-silicato; unidade sedimentar clástico-química, formada de quartzo-anfibólio xistos e anfibólio xistos; unidade sedimentar clástico-pelítica, composta de muscovita-quartzitos e micaxistos.

Por toda a área ocorrem intrusões de pegmatitos na forma de corpos alongados, com espessuras variando de alguns metros a mais de cem. São sintectônicos e geralmente encaixados nas zonas de cisalhamento, tendo direção semelhante à das encaixantes.

O Depósito de Ouro de Amapari pode ser classificado como do tipo metassomatismo de contato ou do tipo *skarn* (Meinert, 1988 *apud* Borges, 1999) e do tipo hidrotermal, controlado estruturalmente pela zona de cisalhamento transcorrente, sinistral, de alto ângulo e com direção geral NNW-SSE. Amapari representa um depósito de ouro resultante da combinação de fatores litológicos (rochas reativas) e de estruturas favoráveis (zonas de cisalhamento), tendo maior ligação com essas últimas. A interação entre rochas favoráveis e estruturas proporcionou a concentração de ouro, tanto através de metassomatose de contato como de soluções hidrotermais, que percolaram através da zona de cisalhamento e produziram intensa alteração hidrotermal (principalmente silicificação, sulfetação e carbonatação) em rochas reativas como os BIFs, anfíbolitos, rochas carbonáticas e calcissilicáticas. Os maiores teores de ouro ocorrem preferencialmente nos BIFs (fácies óxido, óxido-

silicato e silicato) com intensa alteração hidrotermal representada por silicificação e sulfetação (pirrotita, pirita). Tem aspecto brechado e intensa transposição gerada pela zona de cisalhamento. Ocorre também nas rochas carbonatadas (mármore calcíticos), anfíbolitos e calcissilicáticas. Essas rochas são bastante reativas na presença de fluidos hidrotermais mineralizantes e metassomáticos que percolaram através da zona de cisalhamento, e propiciaram a concentração do ouro em estruturas favoráveis nas hospedeiras. O ouro parece estar associado à estrutura dos sulfetos representados por pirrotita e pirita. Calcopirita, esfalerita, arsenopirita, galena e marcassita ocorrem também em quantidades menores, mas não parecem ter relação direta com a mineralização aurífera, à exceção da calcopirita.

A mineralização ocorre tanto na porção intemperizada como na rocha sã (sulfetada), seguindo o plano de cisalhamento em profundidade. A mineralização pri-

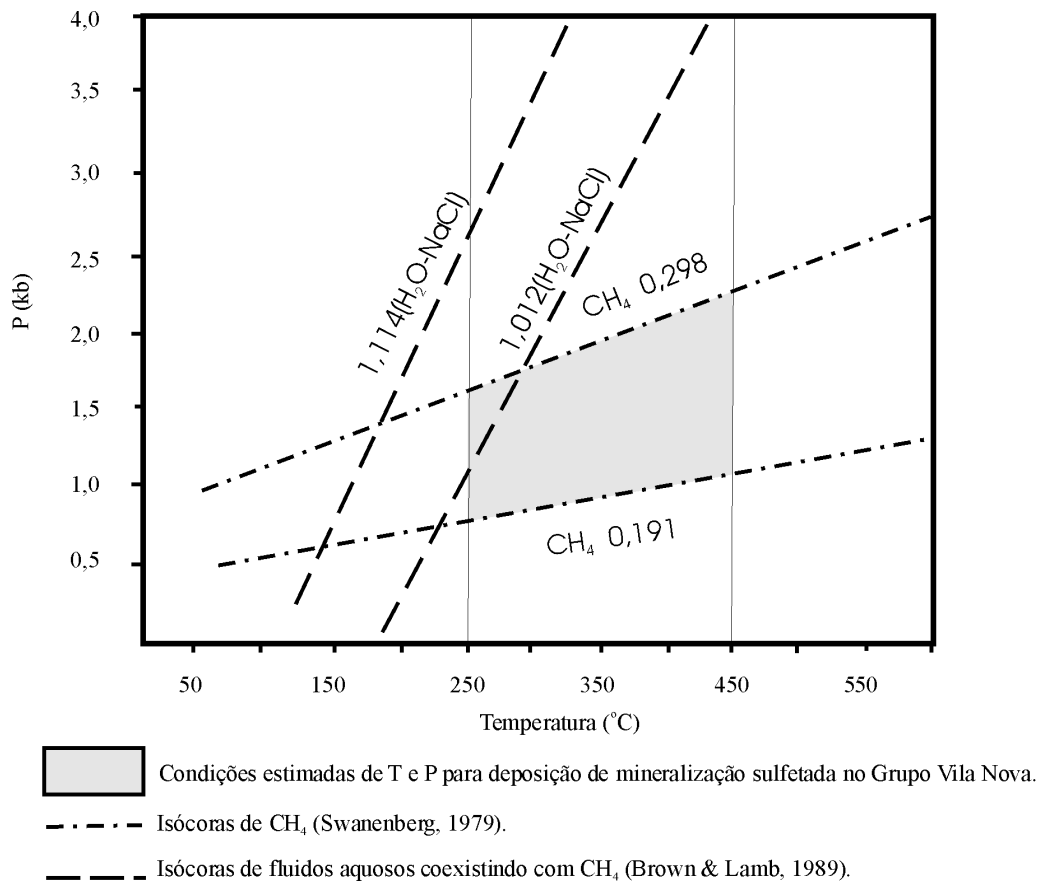


Fig. 12 – Diagrama P-T indicativo das condições mínimas e máximas prováveis da deposição dos sulfetos no primeiro evento hidrotermal atuante no Grupo Vila Nova, baseado nas isócoras de CH₄ e nos limites termais estabelecidos para equilíbrio da assembléia das rochas encaixantes (segundo Faraco, 1997).

mária se situa ao longo de uma faixa N-S com cerca de 7 km de extensão, relacionada a zonas de alteração hidrotermal associada a zonas de *skarn* dentro dessa faixa. O intemperismo levou à decomposição das rochas até profundidades superiores a cem metros.

O enquadramento de parte desse depósito de ouro como do tipo *skarn* é baseado na mineralogia, no ambiente geológico e em sulfetos existentes que são, de certa forma, similares aos de outros depósitos de ouro em *skarns* conhecidos no mundo. A mineralogia típica de *skarn* na área é representada por granada, piroxênios (diopsídio-hedenbergita), vesuvianita, apatita, titanita, actinolita, epidoto e hornblenda. Há também piroxênios ricos em manganês. Os sulfetos são representados por pirita e pirrotita. Quanto à origem dos fluidos, Borges (1999) levanta a hipótese de que o depósito seria resultado de fluidos metassomáticos que carregaram o ouro e outros elementos canalizados através do fraturamento provocado pelas intrusões pegmatíticas. Como os pegmatitos são sintectônicos, é provável que os fluidos mineralizantes também tenham sido canalizados através da zona de cisalhamento.

Todavia, a hipótese que, à luz dos fatos observados, permitiu a maior concentração de ouro para o depósito, refere-se às soluções hidrotermais associadas à zona de cisalhamento.

As reservas lavráveis do material coluvial e do material oxidado, para *cut-off* 2,13 g/t, são de cerca de 30 t Au (\cong 1 Moz/Au). Há grande potencial para ocorrências de minério primário de ouro (sulfetado), as quais estão ainda sendo avaliadas. Anomalias geoquímicas regionais indicam mineralizações de cobre, chumbo e zinco (Borges, 1999).

1.1.2.2.5 Depósito de Ouro do Vicente

O Depósito de Ouro do Vicente (Spier e Ferreira Filho, 1999) está hospedado em veios de quartzo cortando metassedimentos atribuídos ao Grupo Vila Nova, representados por muscovita quartzitos, granada-biotita-quartzo xistos e *metacherts*. Os veios de quartzo, orientados N10W/40-70SW, e concordantes com a estrutura regional que se estende por mais de 10 km, apresentam uma mineralização aurífera associada a sulfetos na forma de pirita, calcopirita, pirrotita, arsenopirita e covelita. O ouro ocorre nas fraturas e incluso nos cristais de quartzo, pirita e arsenopirita. Uma parte do depósito foi explorada entre 1994 e 1997, com uma produção aproximada de 2,6 t ouro a partir de um minério com teor médio de 1,23 g/t Au (Spier e Ferreira Filho, 1999).

1.1.2.2.6 Depósito de Ouro de Santa Maria

O Depósito de Ouro de Santa Maria (Spier e Ferreira Filho, 1999) está hospedado nos metassedimentos da “Seqüência Detrítica Superior” (Fig. 6b) que recobre parcialmente o CMUB e é constituída por metaconglomerados, quartzitos conglomeráticos, quartzo xistos, quartzitos e xistos ferruginosos, itabiritos e *metacherts*, com algumas intercalações de metavulcânicas associadas aos sedimentos clásticos finos e aos sedimentos químicos.

O ouro encontra-se em concentrações mais elevadas na seqüência clástica inferior (Fig. 13) que é composta por:

- 1) Um horizonte guia na base, constituído por um pacote de 5 a 15 m de espessura de quartzito xistoso microconglomerático, com bandas, milimétricas a centimétricas, de turmalinito associado a veios de quartzo boudinados concordantes com a foliação, onde se concentra o ouro;
- 2) Um metaconglomerado polimítico basal, sobreposto em discordância erosiva ao horizonte guia, com espessura compreendida entre 8 e 13 m, apresentando seixos de diâmetro variáveis de 15 a 60 cm e compostos por micaxistos, quartzo, rochas máficas e ultramáficas, envoltos numa abundante matriz de quartzo, feldspato e sericita, cujos acessórios mais comuns são turmalina, fuchcita e cromita. As maiores concentrações de ouro são encontradas nesse metaconglomerado basal, onde os teores podem atingir 19,2 g/t. Os metaconglomerados oligomíticos superiores também apresentam amplas anomalias de ouro, o que sugere uma origem detrítica para ele. As reservas de Santa Maria foram estimadas em 1,3 Mt de minério com 0,84 g/t Au.

1.1.2.2.7 Depósitos de ferro: Bacabal, Leão, Santa Maria e Baixo Grande

As jazidas de ferro, denominadas Bacabal, Leão, Santa Maria e Baixo Grande (Spier e Ferreira Filho, 1999), pesquisadas pela Hanna Exploration Co., em 1947, pertencem à seqüência metassedimentar (Fig. 6b) que recobre em discordância o CMUB (Fig. 7). Os depósitos apresentam-se na forma de camadas descontínuas de hematita compacta e especularita encaixadas em itabiritos, sericita xistos e quartzitos. As lentes de minério têm dimensões variáveis de 250 a 1.000 m de comprimento, com 20 m de espessura média. As reservas totais foram estimadas em cerca de 12 Mt de minério com 61,35% Fe.

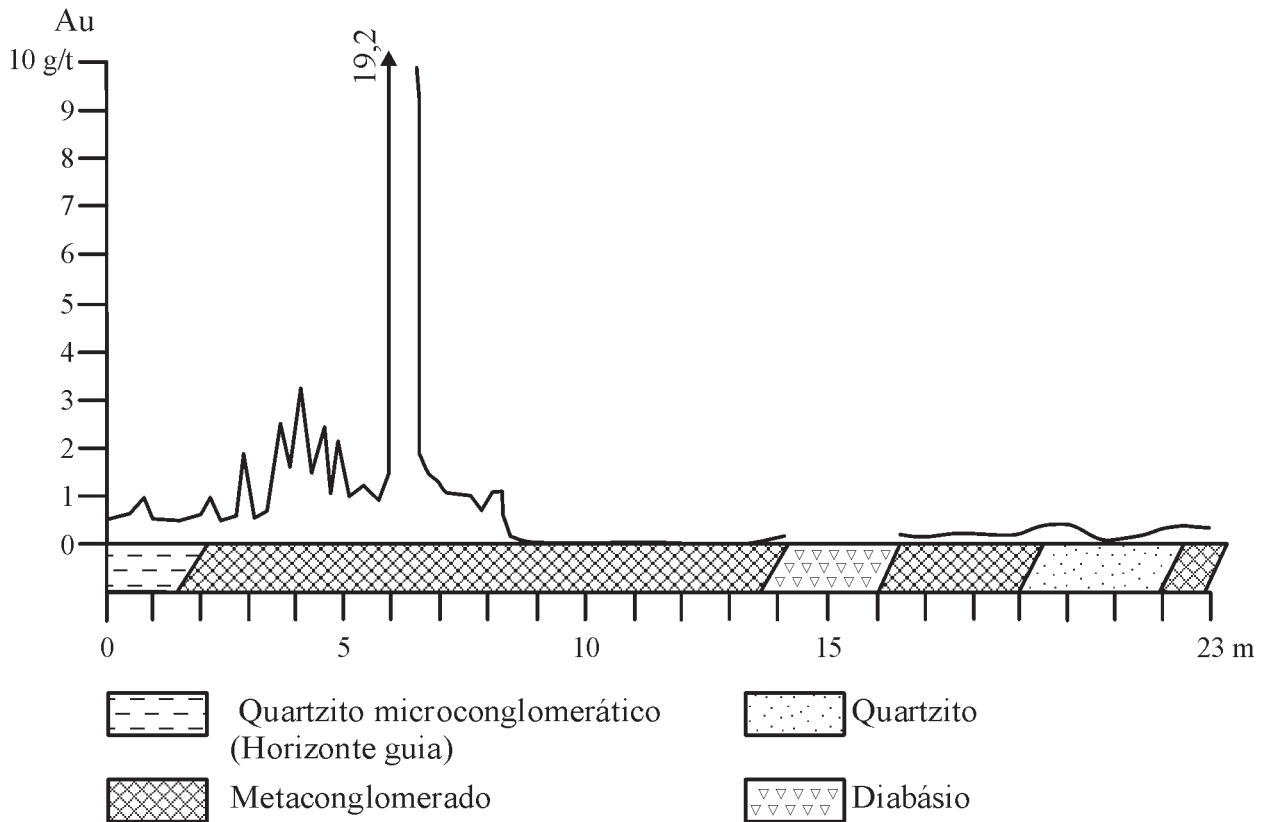


Fig. 13 – Distribuição do ouro no Depósito de Santa Maria (segundo Spier e Ferreira Filho, 1999).

1.1.3 Distrito Estanífero de Pitinga

Em Pitinga, a nordeste de Manaus, importantes mineralizações de estanho (Sn), metais raros (Zr, Nb, Ta, Y e ETR) e criolita (Na_3AlF_6) são associadas aos maciços graníticos Água Boa e Madeira (Fig. 14). Esses maciços graníticos compostos, considerados como anorogênicos, intraplacas e posicionados em níveis crustais elevados, são intrusivos nas rochas vulcânicas Iricoumé do Supergrupo Uatumã, datadas em $1962 \pm 42\text{Ma}$ por U-Pb sobre zircão (Schobbenhaus *et al.* 1994a), e pertencem à Suíte Intrusiva Mapuera. Essas intrusões graníticas foram guiadas por fraturas extensionais profundas preexistentes, orientadas por fracionamento magmático a partir de fontes distintas, com dois ou três estágios de cristalização decorrentes do fenômeno de descompressão durante a ascensão do magma (Lenharo, 1998).

1.1.3.1 Maciço Granítico Água Boa

Segundo Daoud (1988) e Lenharo (1998), o Granito Água Boa corresponde a uma intrusão polifásica constituída por três fácies distintas (Fig. 14):

- i) Granito Rapakivi, precoce, médio a grosso, equigranular, metaluminoso, datado em $1798 \pm 10\text{Ma}$ por U-Pb sobre zircão (Lenharo, 1998);
- ii) Biotita granito, médio a grosso, equigranular, peraluminoso com veios de microgranito subordinados;
- iii) Topázio granito, fino, porfírico, peraluminoso com veios de microgranito subordinado, evoluído do Maciço Água Boa, enriquecido em Rb, Ta, Sn, MgO, P_2O_5 e Nb, e empobrecido em TiO_2 , Al_2O_3 , Ga, Hf, Zr, Y, U, Th, ETR, Na_2O , Ba e Sr.

A mineralização de Sn, nesse maciço, relaciona-se a processos pós-magmáticos de alteração hidrotermal e

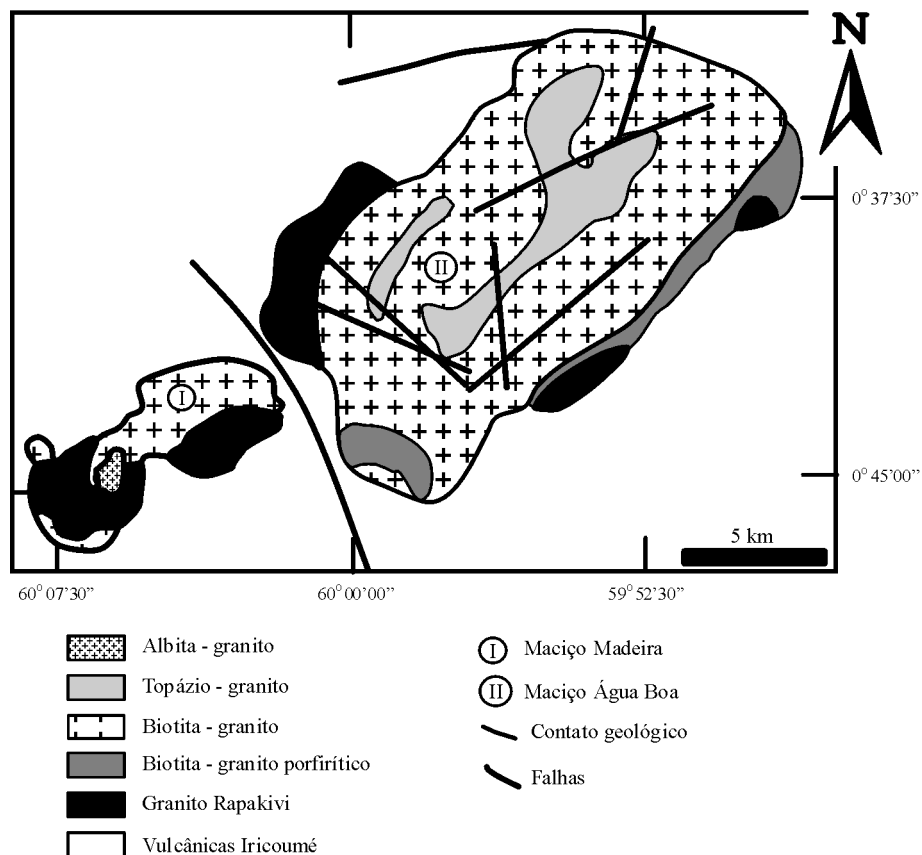


Fig. 14 – Mapa geológico do Distrito Estanífero de Pitinga (segundo Lenharo, 1998).

ocorre como veios verticalizados (de 1 a 20 m de largura/ com mais de 100 m de comprimento) de mica-topázio-quartzo greisen com cassiterita, opacos e turmalina, ao longo do sistema de falhas N50W que corta o biotita granito. Além dos veios de greisen, o sistema apresenta, também, pegmatitos, veios de feldspato, quartzo, quartzo-cassiterita e cassiterita maciça (Daoud, 1988). Segundo Borges *et al.* (1996), os granitos encaixantes dos veios de greisen sofreram intensa albitização, considerada pré-greisenização, dos feldspatos alcalinos peritéticos primários, mostrando ainda hornblenda e biotita como máficos varietais, além de allanita, opacos, zircão, apatita e fluorita como acessórios. Os endogreisens foram divididos em três categorias:

- Greisens G_1 , mais abundantes, compostos por quartzo, siderofilita marrom-avermelhada e topázio, acompanhados por proporções variáveis de esfalerita, pirita, calcopirita, cassiterita, zircão, fluorita, siderita e anatásio;
- Greisens G_2 , constituídos essencialmente por quartzo, muscovita fengítica e clorita, além de topázio, esfalerita, zircão, fluorita, anatásio, pirita, cassiterita, siderita e berilo;

- Greisens G_3 , em vênulas finas restritas, apresentando quartzo, siderofilita verde-clara, muscovita fengítica, clorita e albita como minerais dominantes, e topázio, fluorita, esfalerita, cassiterita, pirita, zircão, anatásio e siderita como fases minerais acessórias.

O fechamento do sistema de formação dos greisens foi datado por Ar-Ar em $1783 \pm 5,2\text{Ma}$ (Lenharo, 1998).

Costi *et al.* (1996a, 1996b) descreveram ainda a presença de episienitos sódicos metassomáticos, mineralizados, na fácies de biotita granito do Maciço Água Boa, onde a dissolução de quartzo primário produz cavidades preenchidas por albita, siderofilita, clorita, cassiterita e fluorita.

A formação das fácies topázio-biotita granito e topázio granito, que apresentam *trends* contínuos decrescentes e similares à fácies biotita granito, parece estar relacionada à fusão residual dessa fácies através de processos de fracionamento. Tais fácies formam, no diagrama discriminante (Fig. 15), um grupo específico, sugerindo uma origem vinculada a um protólito comum, com seqüência de fracionamento:

fusão da fácies biotita granito → biotita-topázio granito → topázio granito/mineralização

Essa seqüência de fracionamento não evidencia correlação com a fácies de granito Rapakivi, o que significa que o modelo de mineralização sugerido se encontra desvinculado dessa fácies e discordante do modelo proposto em geral para a maioria das mineralizações associadas especialmente a fácies de granitos Rapakivi.

1.1.3.2 Maciço Granítico Madeira

O Maciço Granítico Madeira, orientado NE-SW, e separado do Maciço Água Boa por rochas vulcânicas, apresenta-se sob três fácies distintas (Fig. 14):

- i) Granito Rapakivi Porfirítico, precoce, fino a grosso, equigranular, metaluminoso;
- ii) Biotita Granito, fino a médio, equigranular, localmente porfirítico, peraluminoso, com fase subordinada de veios de microgranito, datado em $1810 \pm 6\text{Ma}$;
- iii) Albita Granito, fino a grosso, geralmente porfirítico, peralcalino ocupando a porção central ($2,5 \text{ km}^2$) do maciço, com uma auréola de contato (fácies de borda), datado em $1794 \pm 19\text{Ma}$ (Lenharo, 1998). É composto por duas gerações de albita (15-65%), quartzo (20-30%) e feldspato potássico (ortoclásio e microclínio: 20 a 50%), aos quais é associada uma ampla gama de mine-

rais acessórios representados por lepidolita, biotita, arfvedsonita, zircão, xenotima, fluorita, criolita, cassiterita, berilo, galena, esfalerita, columbo-tantalita, pirocloro, torita, samarskita e magnetita. Peralcalino e magnetítico, é altamente enriquecido em Na_2O , F, Rb, Zr, Sn, Nb, Ta, U, Th, Hf, Pb e ETRs pesadas, e reflete um ambiente oxidante.

A importante mineralização de estanho associada é do tipo disseminado, sendo composta por cassiterita, zircão, columbo-tantalita, pirocloro, xenotima e criolita. A rocha fresca contém 0,176% Sn; 0,223% Nb_2O_5 ; 0,028% Ta_2O_5 ; 0,030% U_3O_8 ; 0,80% ZrO_2 . No manto de alteração, com espessura média de 30 m, a mineralização disseminada apresenta-se enriquecida mas desprovida de criolita.

Na rocha fresca, distinguem-se:

- a) Mineralização de criolita maciça, formando dois corpos situados a cerca de 150 m do topo de albita granito do núcleo;
- b) Mineralização de criolita disseminada associada a mica litífera, ambas restritas ao albita granito do núcleo;
- c) Mineralização disseminada de cassiterita, xenotima, zircão e columbo-tantalita, tanto no albita granito do núcleo como no da borda. O fechamento do sistema Albita Granito foi datado por Ar-Ar em $1794 \pm 19\text{Ma}$ (Lenharo, 1998).

Nos diagramas discriminantes (Fig. 15), o Albita Granito constitui um campo isolado sem correlação com as

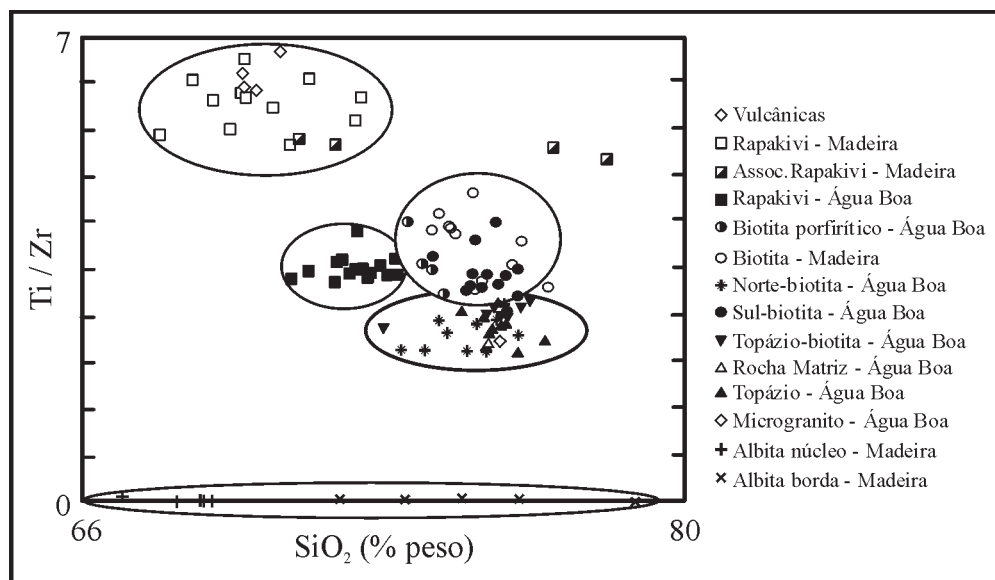


Fig. 15 – Diagrama de variação indicando a seqüência evolutiva das fácies dos maciços Água Boa e Madeira (segundo Lenharo, 1998).

outras fácies presentes nos maciços Água Boa e Madeira, refletindo a fusão de um protólito distinto, talvez relacionado com o Granito Peralcalino Europa, situado a cerca de 15 km a NW.

Segundo Lenharo (1998), duas hipóteses podem ser consideradas:

- Fusão de um protólito originalmente enriquecido em plagioclásio e em anfibólio com menores quantidades de micas, assemelhando-se a um tonalito, em condições similares às consideradas para os maciços Água Boa e Madeira;
- Fusão parcial de um protólito muito específico como um granito metaluminoso especializado. A temperatura de cristalização inferior a 600°C, o conteúdo muito elevado de Na e F (9,2%), a coexistência de albita pura e de feldspato potássico, e a presença de dois corpos de criolita (Na_3AlF_6) sugerem a formação de líquidos residuais de fluoretos imiscíveis durante a cristalização do Albita Granito.

Em 1997, a produção da mina foi de aproximadamente 11.693 t Sn, a partir de um concentrado com 53,88% Sn contido. As perspectivas para os próximos quinze anos são as de se extrair, em rocha fresca, 13 Mt/ano de minério, o que corresponde a uma produção de 13 mil t Sn, além de 800 t de concentrado de columbita com 35% Nb_2O_5 e 3,5% TaO_2 (Fonte: DNPM).

1.1.4 Depósitos de diamante no Grupo Roraima

As unidades do Evento Uatumã são recobertas em discordância pelas rochas sedimentares continentais anquimetamórficas do Grupo Roraima, cortadas por diques, *sills* básicos e pequenos corpos intrusivos subordinados de toleítos continentais (Suíte Avanavero). A idade mais precisa desse magmatismo toleítico é de $\approx 1789\text{Ma}$ (U-Pb em baddeleyita) (Norcross, 1998; *apud* Santos *et al.* 1999a). A cobertura de plataforma Roraima estende-se por grande parte da porção ocidental do escudo. Representa a unidade mais importante de rochas sedimentares continentais do limite Paleoproterozóico/Meso-proterozóico do Escudo das Guianas, tipicamente expostas em mesetas (tepuis). Sua maior exposição ocorre na Serra de Pakaraima, região de La Gran Sabana. Nessa região se localiza o Monte Roraima, divisa tríplice de Brasil-Guiana-Venezuela, onde esse grupo alcança cerca de 2.500 m de altitude. Acredita-se que os conglomerados intercalados no Grupo Roraima sejam responsáveis pelas extensas mineralizações aluvionares e eluvionares de diamante existentes na

região. A área diamantífera mais importante ocorre ao longo do Rio Caroni, na Venezuela, que drena boa parte das rochas do grupo. A área diamantífera mais importante relacionada ao Grupo Roraima é San Salvador de Paúl, na Venezuela. A produção histórica total excede a 2 M de quilates. A produção mensal é estimada em 2.000 quilates (Gray e Orris, 1993). Uma outra área importante de produção de diamantes é Ica-barú, na fronteira da Venezuela com o Brasil (Brooks *et al.* 1995).

Os diamantes que apresentam alta porcentagem com qualidade gema, não são associados a minerais satélites de kimberlitos, o que sugere um transporte importante a partir de uma fonte longínqua ou através de mais de um ciclo sedimentar (Gray e Orris, 1993). Essa última hipótese parece reforçada pelas observações de Fleischer (1998), que sugere uma relação indireta entre a deposição intraformacional e o vulcanismo subsequente, indicando a ocorrência de rifteamento durante a sedimentação e salientando as semelhanças entre esses depósitos do Grupo Roraima e os depósitos da região de Diamantina, em Minas Gerais.

Com a notável exceção da região de Quebrada Grande, a maior parte dos *placers* diamantíferos conhecidos no Escudo Guianense situa-se em áreas ocupadas pelos sedimentos do Grupo Roraima, que se sobrepõe às vulcânicas Surumu, datadas em 1,96Ga por Schobbenhaus *et al.* (1994). O Grupo Roraima, com espessura total da ordem de 2.000 m, é representado por uma seqüência sedimentar constituída pela alternância de ortoquartzitos, conglomerados e arcósios com siltitos, folhelhos e tufos jasperóides, depositados em ambientes fluvio-deltáico e lacustrino (Fig. 16). Destacam-se, na porção superior, o horizonte de ignimbritos e tufos da Fm. Uailã, além de intrusões de *sills* e diques de diabásio (Reis e Fraga, 1996). Segundo Fleischer (1998), a produção de diamante da região de Roraima provém de *placers* aluvionares recentes ao longo dos rios Maú, Cotingo, Quinô e Suapi, cuja fonte é relacionada a níveis de conglomerados intercalados no meio da seqüência sedimentar, e não aos conglomerados basais da Fm. Arai, como proposto inicialmente por Barbosa (1991). Esses conglomerados diamantíferos são clasto-suportados, tendo sido depositados por rios entrelaçados de alta energia, feições que contrastam com o caráter polimítico e matriz-suportada dos conglomerados basais da Fm. Arai.

De maneira mais geral, a região ocupada pelo embasamento do Escudo das Guianas, estabilizado há mais de 2,0Ga, e parcialmente coberto pelos sedimentos cratônicos do Grupo Roraima, constitui uma das áreas mais favoráveis à prospecção de kimberlitos diamantíferos.

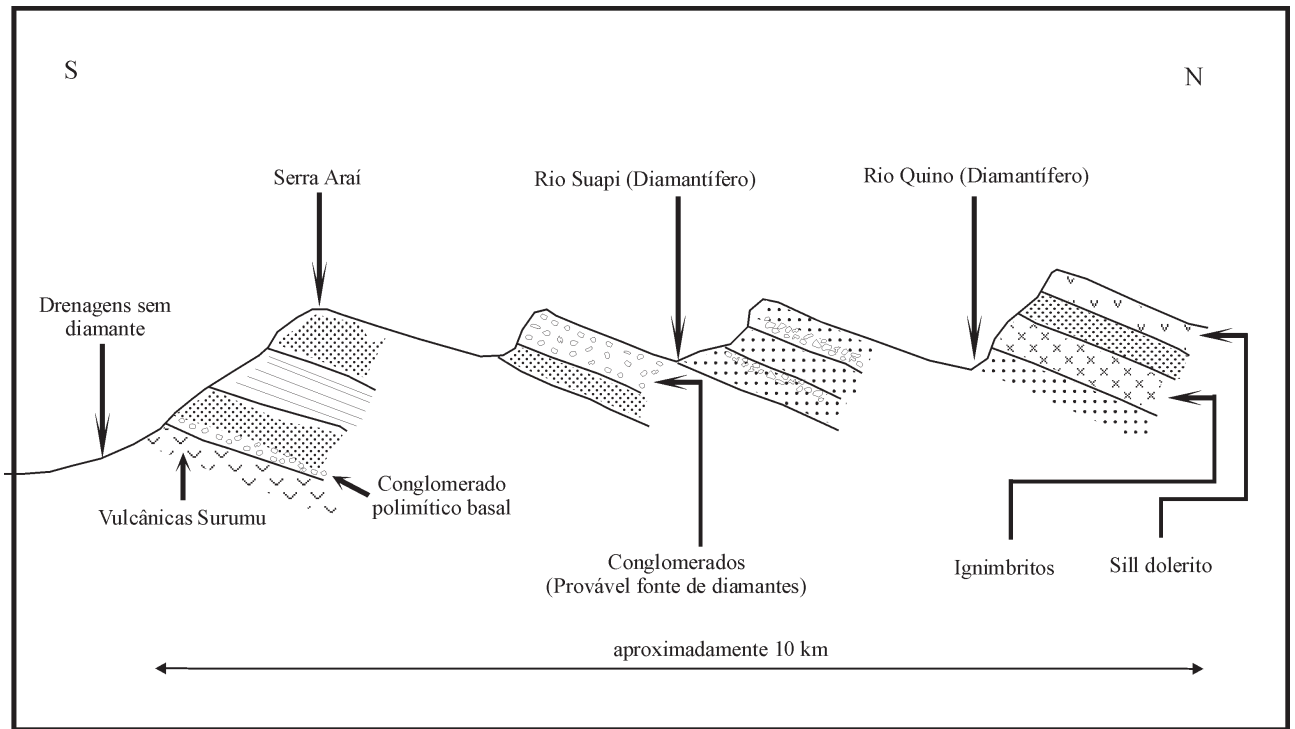


Fig. 16 – Seção geológica esquemática da seqüência sedimentar do Grupo Roraima (segundo Fleischer, 1998).

1.1.5 Distrito Estanífero de Surucucus

O mais jovem dos episódios graníticos mesoproterozóicos do Escudo da Guianas é tipificado pelo Batólito de Parguaza (1,55Ga), às margens do Rio Orinoco, na Venezuela (Fig. 5). A maioria dos granitos dessa série tem textura Rapakivi, caráter anorogênico e contém mineralizações estaníferas, como por exemplo o Granito de Surucucus, datado em 1551Ma por U-Pb (Santos *et al.* 1999a), na fronteira do Brasil com a Venezuela. Sobre o Batólito Parguaza desenvolveram-se importantes concentrações supergênicas de bauxita.

1.1.6 Província Alcalina Neoproterozóica

As atividades ígneas, do final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico, incluem a intrusão de complexos alcalinos e de vulcânicas máficas e félsicas. Basaltos alcalinos Seringa, cobrindo o Grupo Urupi, nas cabeceiras do Rio Uatumã, foram datados em 1,15Ga. O Complexo Alcalino de Cerro Impacto, na Venezuela, tem possivelmente idade neoproterozóica. O Kimberlito de Quebrada Grande, também nesse país, foi datado em 710Ma. Na Guiana Francesa, diques básicos de direção nordeste e noroeste foram

datados em 800Ma por K-Ar (*Carte Géologique de la Guyane Française*, 1:500.000, 2. ed. no prelo).

1.1.6.1 Carbonatitos de Seis Lagos/Cerro Impacto

O Carbonatito de Seis Lagos, cuja idade é ainda desconhecida, é caracterizado por três *pipes* alcalino-carbonatíticos mineralizados em nióbio. O intemperismo laterítico muito intenso provocou o desenvolvimento de um manto de alteração com espessura superior a 200 m e a destruição do pirocloro, cujo nióbio se encontra em rutilo e brookita niobíferos. As reservas de Seis Lagos foram estimadas em aproximadamente 2,898 bilhões t de minério com 2,81% Nb₂O₅ (Justo e Souza, 1986).

Cerro Impacto representa uma estrutura no Estado Bolívar, Venezuela, primeiramente detectada por imagens de radar. Estudos preliminares colocaram em evidência altos teores de nióbio, tório, bário e outros metais, além de ETR. Ainda que até o presente não se tenha encontrado rocha fresca, a mineralogia dos produtos de alteração e lixiviação indica que a composição original do protominério é um carbonatito (gorceixita, goyasita, florencita, bastnae-

sita, monazita, etc.). O carbonatito é associado a uma estrutura anelar oval com mais ou menos 10 km de diâmetro. Uma espessa cobertura, que se estende a até pelo menos 200 m de profundidade, não guarda quaisquer traços da rocha original do carbonatito. A laterita é enriquecida em Fe, Mn, Al, Ba, Th, Nb, ETR (Ce, La, Nd), Ti, Zn, Pb e em outros elementos.

A colocação desse corpo deu-se próximo à interseção de grandes fraturas de direção NE e NW. As fraturas podem estar relacionadas com aquelas nas quais foi intrudido o Kimberlito de Quebrada Grande. A idade do carbonatito é desconhecida. Uma idade neoproterozóica é sugerida por seu possível relacionamento com o referido kimberlito datado em 710Ma (Bellizzia *et al.* 1971; Sidder, 1995; Sidder e Mendoza, 1995; Channer *et al.* 1998).

1.1.6.2 Kimberlito de Quebrada Grande e outras áreas diamantíferas

O único kimberlito conhecido como portador de diamantes no Escudo das Guianas ocorre em Quebrada Grande, afluente do Rio Guaniamo, Estado Bolívar, na Venezuela, e representa a área mais rica em diamantes nesse país. Depósitos de *placers* de diamantes foram descobertos na área de Guaniamo, em 1968, e desde então cerca de 20-25 M quilates de diamantes foram produzidos, incluindo-se aí pedras de 40 a 60 quilates em peso. Em 1968, foram descobertos *sills* kimberlíticos, fonte primária dos diamantes dessa área, datados em 710Ma (Kaminsky *et al.* 1998; Channer *et al.* 1998). Esse kimberlito corta diques de lamprófiros datados em 850Ma (Nixon *et al.* 1992). A produção prevista a partir de métodos formais é de 450 mil quilates por ano, enquanto a produção total do Escudo das Guianas é estimada em 250 mil quilates por ano (L. A. Bizzi, comunicação verbal).

1.2 O Escudo do Brasil-Central

Com a exceção da Faixa Maroni-Itacaiunas, que fica praticamente restrita ao Escudo das Guianas, o Escudo Brasil-Central ilustra claramente a zonação geotectônica (Fig. 4) desenvolvida, de leste para oeste, em volta de um núcleo arqueano, pela acreção de arcos magmáticos sucessivos, entre 1,95 e 1,5Ga, os quais resultam na formação de uma vasta crosta continental juvenil. A partir de 1,5Ga, até 1,0Ga, a evolução da porção sudoeste do escudo ocorreu em ambiente ensialico (Tassinari e Macambira, 1999).

A distribuição e a natureza dos depósitos minerais encontrados no Escudo Brasil-Central refletem essa evolu-

ção geotectônica, permitindo, assim, a individualização de várias províncias minerais definidas, da seguinte maneira:

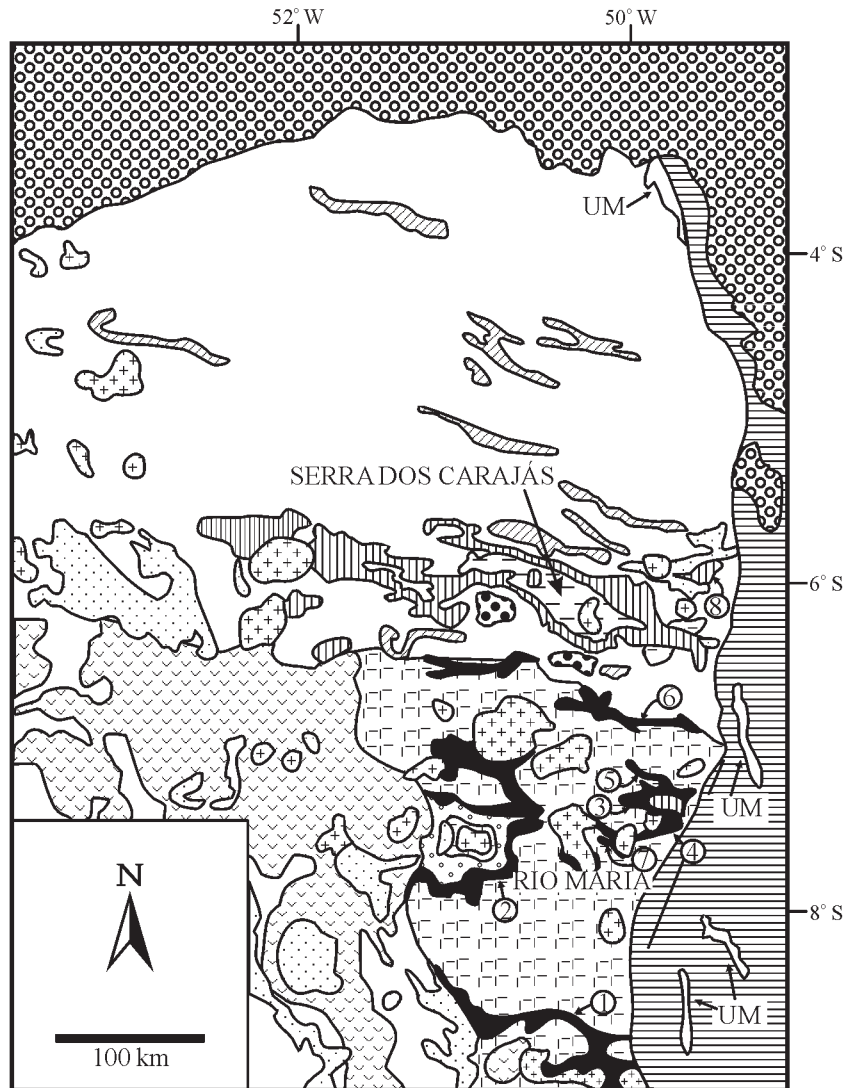
- Província Rio Maria, com os depósitos Au dos terrenos granito-*greenstones*;
- Província Carajás, com os depósitos Fe, Mn, Au, Cu, Zn, Cr, Ni associados às seqüências vulcano-sedimentares dos grupos Grão-Pará, Igarapé Bahia, Pojuca, Salobo e à seqüência sedimentar do Grupo Águas Claras;
- Província Tapajós, com os depósitos Au e Sn associados principalmente à seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Uatumã e aos granitos intrusivos;
- Província Alta Floresta, com os depósitos Au e Cu-Pb-Zn associados à Seqüência Vulcano-Sedimentar Roosevelt-Aripuanã, aos granitos intrusivos e aos sedimentos do Grupo Beneficente;
- Distrito do Alto Jauru, com o Depósito Cu-Au de Cabaçal associado a seqüência vulcano-sedimentar paleo/mesoproterozóica do tipo *greenstone belt*;
- Província do Alto Guaporé, com os depósitos Au desenvolvidos durante a Orogênese Sunsás;
- Província Rondônia, com os depósitos de Sn associados aos granitos anorogênicos meso a neoproterozóicos.

1.2.1 Província Rio Maria

* Quadro geológico regional

Situando-se no sudeste do Pará, e ocupando a região mais antiga da porção sul do núcleo amazônico arqueano (Província Amazônia Central), a Província Mineral de Rio Maria (Fig. 17) é caracterizada pela presença do Complexo Granito-*Greenstone* Rio Maria, cuja evolução ocorreu num intervalo de tempo compreendido entre 3,0 e 2,81Ga.

As seqüências vulcano-sedimentares de tipo *greenstone belt*, datadas entre 2,98 e 2,90Ga (Macambira e Lancelot, 1992; Souza *et al.* 1990, 2000), desenvolvem uma série de faixas irregulares conhecidas como Sapucaia, Andorinhas, Gradaús, Identidade, Rio Novo, Pedra Preta e Seringa, agrupadas sob a denominação Supergrupo Andorinhas (Huhn *et al.* 1988) e intrudidas por tonalitos tipo Arco Verde, em 2,96Ga; por trondjemitos tipo Mogno, em 2,96Ga; por granodioritos tipo Rio Maria, em 2,87Ga (Pimentel e Machado, 1994); por granitos tipo Cumarú, em 2,81Ga (Macambira e Lafon, 1995); e por leucogranitos tipo Xinguara, Mata Surrão e Garantã, em 2,52-2,54Ga. O embasamento dos *greenstone belts* é representado pelo Complexo Granulítico de Pium, formado em 3,05Ga (Macambira e Lafon, 1995; Souza *et al.* 1990, 2000).



Greenstone Belts: 1 - Inajá; 2 - Gradaús; 3 - Seringa; 4 - Andorinhas; 5 - Identidade; 6 - Sapucaia; 7 - Maria Preta; 8 - Rio Novo

Fig. 17 – Mapa geológico da porção oriental do Cráton Amazônico: Província Rio Maria (segundo Schobbenhaus *et al.*, 1981; Docegeo, 1988; Araújo *et al.*, 1988; Souza, 1994).

O Supergrupo Andorinhas foi dividido em dois grupos: o Grupo Babaçu, na base, composto pelas formações Igarapé Encantado e Mamão, e o Grupo Lagoa Seca, no topo, constituído pelas formações Fazenda Quincas e Recanto Azul (Huhn, 1991, 1992; Souza *et al.* 1990; Silva e Cordeiro, 1988).

A Fm. Igarapé Encantado é representada por uma sucessão de derrames ultramáficos komatiíticos com textura *spinifex*, intercalados com BIFs-óxidos. A Fm. Mamão é composta por metabasaltos toleíticos com estruturas em *pillow* e intercalações de metassedimentos químicos, metatufos e talcoxistos. A Fm. Fazenda Quincas comporta metagrauvas com intercalações de metassiltitos, metassedimentos químicos e metavulcânicas máficas e ultramáficas, sendo cortada por metavulcânicas intermediárias a ácidas (dacitos e riocacitos). A Fm. Recanto Azul consiste de metavulcânicas intermediárias a ácidas (andesitos, dacitos e riocacitos), intercaladas com metassedimentos clásticos e raros níveis de metavulcânicas máficas/ultramáficas.

No extremo sul da Província Rio Maria ocorre uma faixa isolada de *greenstone belt*, a qual foi individualizada sob a denominação Supergrupo Inajá, subdividido nos grupos Santa Lúcia e Rio Preto.

A utilização de uma única denominação para todos os *greenstone belts* da porção norte da Província Rio Maria permite uma simplificação da nomenclatura. Entretanto, tal prática subentende uma contemporaneidade na individualização dos diversos *greenstone belts*, a qual pode mascarar uma evolução geotectônica mais complexa. Os dados atuais sugerem uma acreção progressiva de sul para norte.

Segundo Costa *et al.* (1995), essas seqüências vulcano-sedimentares se depositaram em uma série de bacias trans-tensivas desenvolvidas durante a movimentação dextral de sistemas transcorrentes regionais orientados EW, NW-SE e NE-SW, os quais geraram uma foliação de alto ângulo.

Em 2,87Ga, a região foi afetada por um importante evento tectono-metamórfico, tido como responsável pela formação do Complexo Granito-Gnáissico do Xingu (Pimentel e Machado, 1994; Macambira e Lancelot, 1992), e denominado, aqui, pelos autores desta obra, como Evento Rio Maria.

Na transição Paleoproterozóico/Mesoproterozóico, isto é, em 1,88Ga, a região de Rio Maria foi afetada por uma série de intrusões de granitos anorogênicos conhecidos como: Gradaús, Seringa, Bannach, Musa, Jamon, São João, São José, Cachoeirinha, Velho Guilherme, Redenção e Mara-joara (Machado *et al.* 1991; Dall'Agnol *et al.* 1994).

As principais mineralizações associadas à Província Rio Maria são depósitos de ouro, conhecidos nas regiões de Diadema, Babaçu, e Lagoa Seca; e de cobre-ouro, em

Cumaru. Ocorrem ainda depósitos de tungstênio relacionados ao granito Musa.

Finalmente, a Província Rio Maria, estabilizada por volta de 2,8Ga, representa uma área das mais favoráveis à prospecção de kimberlitos diamantíferos.

1.2.1.1 Depósitos auríferos do tipo *Lode*

Diversos pequenos depósitos e numerosos índices de ouro ocorrem em veios de quartzo ricos em pirita, envolvidos por intensa alteração hidrotermal, em associação a zonas de cisalhamento regionais que afetaram as seqüências vulcano-sedimentares. Os depósitos mais bem conhecidos são os de Diadema, no GB Sapucaia (Oliveira, 1993b; Oliveira e Leonardos, 1990), e os de Babaçu/Lagoa Seca, no GB Andorinhas (Huhn, 1991, 1992; Souza *et al.* 2000; Oliveira *et al.* 1995; Souza *et al.* 1990; Silva e Cordeiro, 1988).

1.2.1.1.1 Depósitos Au de Diadema

O *Greenstone Belt* Sapucaia, ou Faixa Sapucaia (Hirata *et al.* 1982), representa um lineamento positivo com direção aproximada E-W (Serra de Diadema) entre a Serra dos Carajás, ao norte, e a Serra das Andorinhas, ao sul (Fig. 17). É caracterizado por extensas zonas de cisalhamento com orientação geral WNW-ESE, encurvadas na sua porção central por uma transtensão regional. A evolução deformacional da Zona de Cisalhamento de Diadema foi controlada por um movimento oblíquo dextral de alto ângulo, que originou repetidas fases de compressão e extensão, atuando como conduto para a percolação de fluídos hidrotermais responsáveis pela mineralização aurífera (Oliveira, 1993b; Oliveira e Leonardos, 1990; Oliveira *et al.* 1995).

O *Greenstone Belt* Sapucaia é constituído por três unidades principais:

- Unidade Máfica-Ultramáfica diferenciada, com área restrita de ocorrência, representada por dunitos, peridotitos, piroxenitos e gabros metamorfizados;
- Unidade Vulcânica Intermediária a Máfica, com ampla distribuição, composta por basaltos e andesitos basálticos intensamente transformados pelo metamorfismo e pelo intemperismo;
- Unidade Vulcânica Ácida e Sedimentar, caracterizada por riolitos e dacitos profundamente deformados e metamorfizados, associados a formações ferríferas bandadas silicatadas (chamosita, almandina, grunerita, clo-

ritóide, biotita), carbonatadas (siderita, ankerita) e oxidadas (magnetita), e a metapelitos finos ricos em sericita, quartzo e turmalina.

As anomalias investigadas no bloco central do *Greens-tone Belt* Sapucaia (Fig. 18) são:

- Main Zone:** a mineralização aurífera é representada por veios e *boudins* de quartzo com turmalina e ankerita, brechados, concordantes com a foliação milonítica e encaixados na seqüência metavulcânica ácida. O ouro ocupa uma posição intergranular entre os prismas de turmalina.
 - West Zone:** a mineralização aurífera é constituída por *rods* achatados e alongados, com formas lenticulares, associados a metavulcânicas intermediárias a máficas,
- Serra do Deoti:** as ocorrências auríferas aparecem no contato entre as metavulcânicas, intermediárias a máficas, e as meta-ultramáficas intensamente deformadas e hidrotermalizadas. As hospedeiras são afetadas por um sistema irregular de veios de quartzo e carbonatos, e por vênulas de fuchsite. O conjunto é recortado por veios sigmoidais de quartzo com fino envelope de fuchsite.
 - Muriçoca Norte:** nessa anomalia a foliação milonítica desenvolvida sobre metavulcânicas ácidas e subvulcânicas porfiríticas foi recortada por veios e vênulas ricas

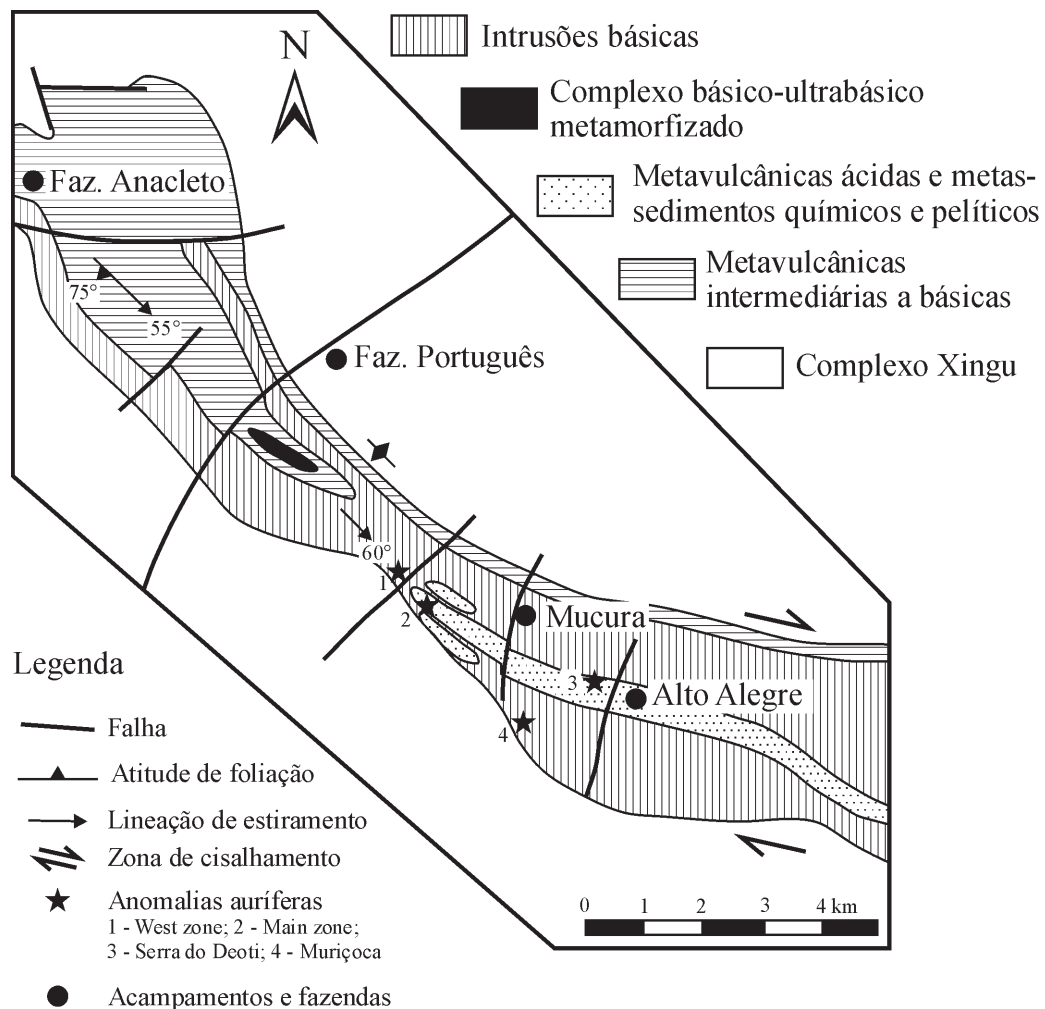


Fig. 18 – Mapa geológico esquemático do bloco central do *Greenstone Belt* Sapucaia (segundo Oliveira *et al.*, 1995) – Veja localização na Fig. 17.

em pirita. O ouro encontra-se associado a fraturas existentes na pirita, calcopirita, bismutinita e bismuto.

O hidrotermalismo, bem desenvolvido sobre as metavulcânicas intermediárias e máficas, apresenta associações minerais que permitem distinguir três estágios de alteração hidrotermal:

- i) Estágio inicial: clorita I (clinocloro)-carbonato;
- ii) Estágio intermediário: albita-carbonato e clorita II-sericita;
- iii) Estágio avançado: muscovita-carbonato e quartzo-pirita.

1.2.1.1.2 Depósitos Au de Babaçu-Lagoa Seca

Na região compreendida entre as cidades de Rio Maria e de Xinguara (Fig. 17), as rochas pertencentes ao *Greens-tone Belt* Andorinhas foram afetadas por extensas zonas de cisalhamento denominadas: Zona de Cisalhamento Principal (ZCP); Zona de Cisalhamento Mamão (ZCM); Zona de Cisalhamento da Viúva (ZCV), e Zona de Cisalhamento Basal (ZCB). Essas zonas de cisalhamento mostram, em geral, um caráter transcorrente sinistral acentuado, com movimentação reversa indicativa de um transporte regional para SSE.

1.2.1.1.2.1 Depósito Au de Babaçu

Segundo Huhn (1992), os corpos de minério, denominados Babaçu, Mamão, Lagoa Seca, Tatu-Frango, Peladinho e Serqueiro, situam-se no interior das zonas de cisalhamento Mamão e Viúva, sendo associados a veios de quartzo encaixados em diversas litologias (principalmente rochas máficas) hidrotermalmente alteradas. Os principais controles estruturais que governam a distribuição e a geometria dos corpos de minério são de dois tipos:

- i) Faixas transtensionais secundárias geradas em domínios transcorrentes: esse tipo representa o caso mais freqüente, sendo ilustrado pelas ocorrências Babaçu, Lagoa Seca, Serrinha e Peladinha. Os veios de quartzo distribuem-se paralelamente à foliação milonítica principal, sendo acompanhadas por vênulas subordinadas preenchendo fraturas T, R e P. O controle principal dos corpos de minério é relacionado à lineação de estiramento com mergulho moderado a forte.
- ii) Interseção das zonas de cisalhamento que compõem o arranjo conjugado: esse tipo é mais raro, como no caso das ocorrências de Serqueira e Malvinas, onde os veios de quartzo formam um verdadeiro *stockwork*.

No Depósito Babaçu (Huhn, 1992), quatro zonas de alteração hidrotermal envolvem os corpos de minério,

tendo sido desenvolvidas a partir das vulcânicas máficas encaixantes já metamorizadas:

- Zona actinolítica, marginal da zona clorítica com a associação actinolita, quartzo, turmalina, carbonato, albita e epidoto;
- Zona clorítica, com 150 m de espessura, envolvendo a zona carbonática, composta por clorita, carbonato, albita, quartzo, magnetita, pirita e epidoto. Nessa zona, a textura original das rochas encontra-se ainda preservada;
- Zona carbonática, com 50 m de espessura, constituída por carbonato, albita e quartzo. Nessa zona, que possui um aspecto bandado característico, a textura original da rocha desaparece;
- Zona pirítica, com 50 cm a 1 m de espessura, apresenta pirita, quartzo, carbonato, muscovita/sericita, biotita e turmalina. Dois tipos de pirita estão presentes: pirita fina (0,02 mm) intensamente corroída e cataclada; pirita em grãos maiores com faces cristalinas preservadas. O ouro aparece também disseminado nos veios de quartzo.

Três tipos de veios de quartzo foram registrados, os quais acompanham a evolução da zona de cisalhamento em função do tempo:

- i) Veios de quartzo cinza microssacaroidal, subparalelos à foliação milonítica, muito recristalizados, com pirita fina associada;
- ii) Veios de quartzo branco e cinza microssacaroidal, subparalelos à foliação milonítica com posicionamento sin a tarditectônico em relação à ZCM;
- iii) Veios de quartzo leitoso, discretos, com 1 a 3 cm de espessura, preenchidos por quartzo fibroso perpendicular às paredes.

O estudo das inclusões fluidas presentes nas diferentes gerações de quartzo permitiu evidenciar quatro tipos de fluidos (Fig. 19):

- Tipos I e II, caracterizados pelo sistema $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$, no qual as inclusões do tipo I se mostram mais densas, mais ricas em N_2 e pobres em H_2O , enquanto as inclusões do tipo II são mais ricas em CO_2 e H_2O , menos densas, com salinidade de 3 a 6% eq. peso NaCl. As temperaturas de homogeneização são mais altas, variando entre 450 e 200°C.
- Tipos III e IV, caracterizadas pelo sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl}$, onde as inclusões são francamente aquosas, com salinidade moderada no tipo III (16% eq. peso NaCl) e decrescente nas inclusões do tipo IV (2-4% eq. peso NaCl). As temperaturas de homogeneização são mais baixas, ficando em torno de 150 a 120°C.

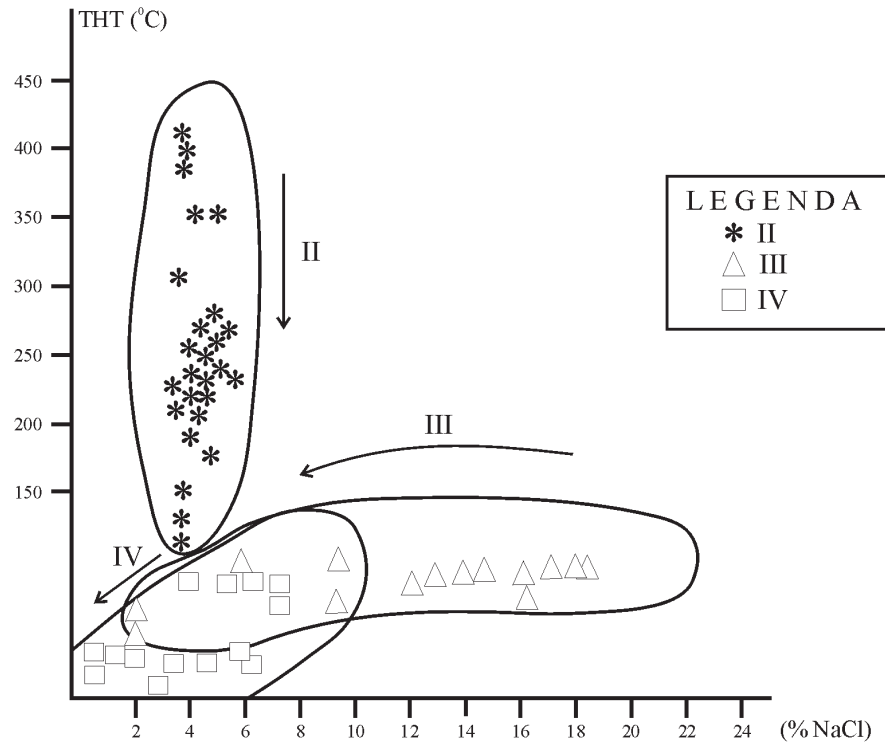


Fig. 19 – Diagrama THT x %NaCl para as inclusões fluidas II, III e IV de Babaçu (segundo Huhn, 1991).

Huhn (1992) classifica o Depósito Babaçu como do tipo *Lode* arqueano, com os fluidos hidrotermais percorrendo a zona de cisalhamento após o pico do metamorfismo, em função de reativações sucessivas no tempo e no espaço, induzindo o desenvolvimento da mineralização por processo de *crack-seal*, em três estágios principais:

- Estágio precoce: caracterizado pelos veios de quartzo cinza microssacaroidal com pirita fina, encaixados na foliação milonítica, com teor de ouro da ordem de 1-3 g/t;
- Estágio intermediário: com nova geração de quartzo branco e cinza microssacaroidal, que constitui a geração mais importante da ZCM, à qual se associa intensa brechação hidráulica hidrotermal. Os fluidos relacionados a esse estágio pertencem ao sistema $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$, com temperatura variando de 200 a 400°C e pressões de 0,8 a 2,2 kb. A origem dos fluidos é considerada como provavelmente metamórfica;
- Estágio tardio: caracterizado pelo fraturamento dos veios anteriores e pelo preenchimento das fraturas por quartzo leitoso, o ouro aparecendo livre nas microfissuras. Os fluidos associados a esse estágio de mineralização são aquosos ($\text{H}_2\text{O-NaCl}$), de baixa temperatura (100-200°C), provavelmente de origem meteórica e responsáveis por importante remobilização do ouro.

1.2.1.1.2.2 Depósito Au de Lagoa Seca

O Depósito Aurífero de Lagoa Seca, descrito por Souza (1999), singulariza-se em relação aos outros depósitos conhecidos nos *greenstone belts* da Província Rio Maria em função de sua localização na seqüência superior do GB Andorinhas e da ausência de veios de quartzo. Encaixado em metagrauvascas, intercaladas com metassiltitos e *sills* de metaultramáficas, e cortadas por diques de dacito, o depósito de ouro encontra-se associado à Zona de Cisalhamento Lagoa Seca, transcorrente sinistral, de direção NE-SW, que provocou o metamorfismo de fácies xisto-verde (zona da clorita) nas rochas encaixantes da mineralização. Os corpos de minério estão associados a zonas de dilatação (fraturas R e P) geradas durante a fase de deformação tardia, sendo acompanhados por intensas alterações hidrotermais sem geração de quartzo. Os halos de alteração apresentam duas fases de carbonatização/propilitização concomitantes e posteriores ao cisalhamento, o qual é caracterizado por silicificação, potassificação e sulfetação, sucessivamente. A mineralização aurífera acompanha a fase de sulfetação com pirita, pirrotita e calcopirita e enriquecimento em Au, Ag, Cu, Zn, As, Fe, Ni, Co, Ba. O ouro deposita-se junto aos sulfetos, principalmente junto à pirita, por reação dos fluidos mineralizantes com a metagrauvasca

rica em magnetita, induzindo a instabilidade dos complexos de enxofre responsáveis pelo seu transporte. As condições de P e T de precipitação do ouro determinadas a partir das paragênese mineral e do geotermômetro da clorita foram, respectivamente, de 2 a 4 kb e entre 270 e 310°C.

O ouro, com alta razão Au/Ag (9:1), e com granulação fina (3 a 20µ), ocorre em fraturas, na pirita, ou no centro de piritas zonadas, onde aparecem diversas inclusões de magnetita, pirrotita e calcopirita. O minério piritoso de alto teor (3 a 50 g/t) situa-se na interface da metaultramáfica com a metagrauvaca hidrotermalizada, enquanto o minério de baixo teor (0,5 a 3 g/t) se encontra no mesmo contato quando afetado pelos diques de dacito encaixados na zona de cisalhamento.

Segundo Souza (1999), em relação aos outros depósitos de tipo *Lode* associados ao quartzo, o Depósito de Lagoa Seca se distingue pelos valores homogêneos de $\delta^{13}\text{C}$ (entre -7,09 e -7,98‰), os quais sugerem, para o CO_2 , uma origem magmática/mantélica semelhante à observada para os depósitos Igarapé Bahia ($\delta^{13}\text{C}$ entre -5,83 e -7,82‰) e Cumaru (-5 a -10‰), contrastando, assim, com a assinatura de $\delta^{13}\text{C}$ (entre -2,03 e -3,59‰) dos depósitos de Diadema (Fig. 20) relacionados a fluidos de origem metamórfica (Oliveira, 1993b).

1.2.1.2 Depósitos Au-Cu-Bi-Mo do tipo *Lode* Porfirítico

Esse tipo de depósito, definido por Santos (1995), Santos e Leonardos (1995), Santos *et al.* (1998), Leonardos *et al.* (1991), é associado ao Granodiorito Cumaru (Macambira *et al.* 1986) intrusivo no flanco sul do *Greenstone Belt* Gradaús (Fig. 17), que é constituído por meta-andesitos, metabasaltos, actinolita xistos, clorita-talco xistos, na base, passando para metadacitos/riodacitos, meta-andesitos, metatufos e meta-ignimbritos, intercalados com metapelitos e formações ferríferas bandadas, na sua porção superior. Esse conjunto metavulcânico-sedimentar é afetado por deformação e metamorfismo de fácies xisto-verde, provocados por intensas zonas de cisalhamento, as quais desenvolveram uma foliação milonítica que varia de NS a NE-SW, e mergulha fortemente para W e NW. O Pluton Cumaru, datado em 2,82Ga por U-Pb sobre zircão (Lafon e Scheller, 1994), é um pouco mais jovem que o Granodiorito Rio Maria, datado em 2,88Ga por Macambira e Lancelot (1992), e bem mais antigo que o Granito anorogênico de Gradaús datado em 1,88Ga (Dall'Agnol *et al.* 1994). É constituído predominantemente por um granodiorito cinza

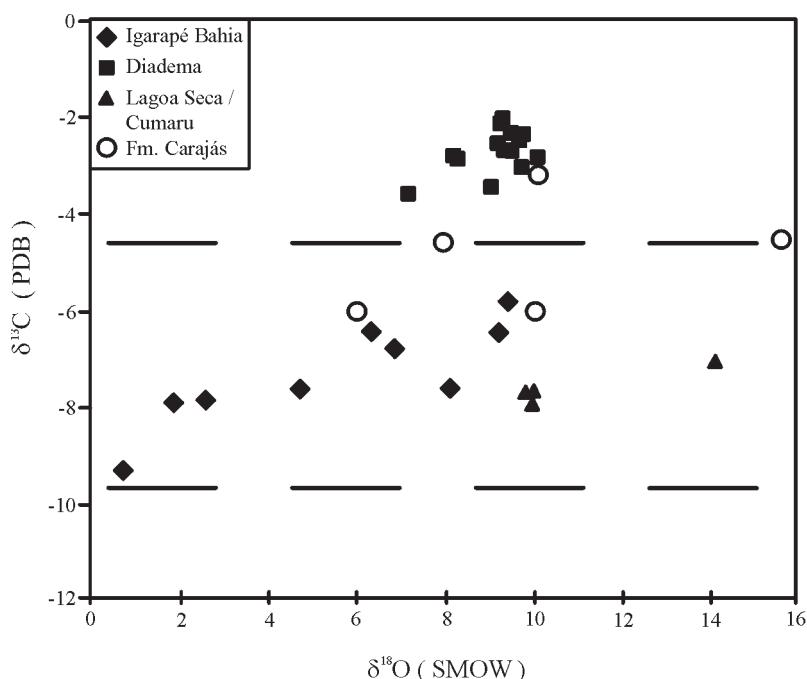


Fig. 20 – Variação de isótopos de carbono e oxigênio para diferentes depósitos auríferos na Província Mineral de Carajás. A linha tracejada indica o campo de variação de $\delta^{13}\text{C}$ para o Depósito de Cumaru (segundo Souza, 1999).

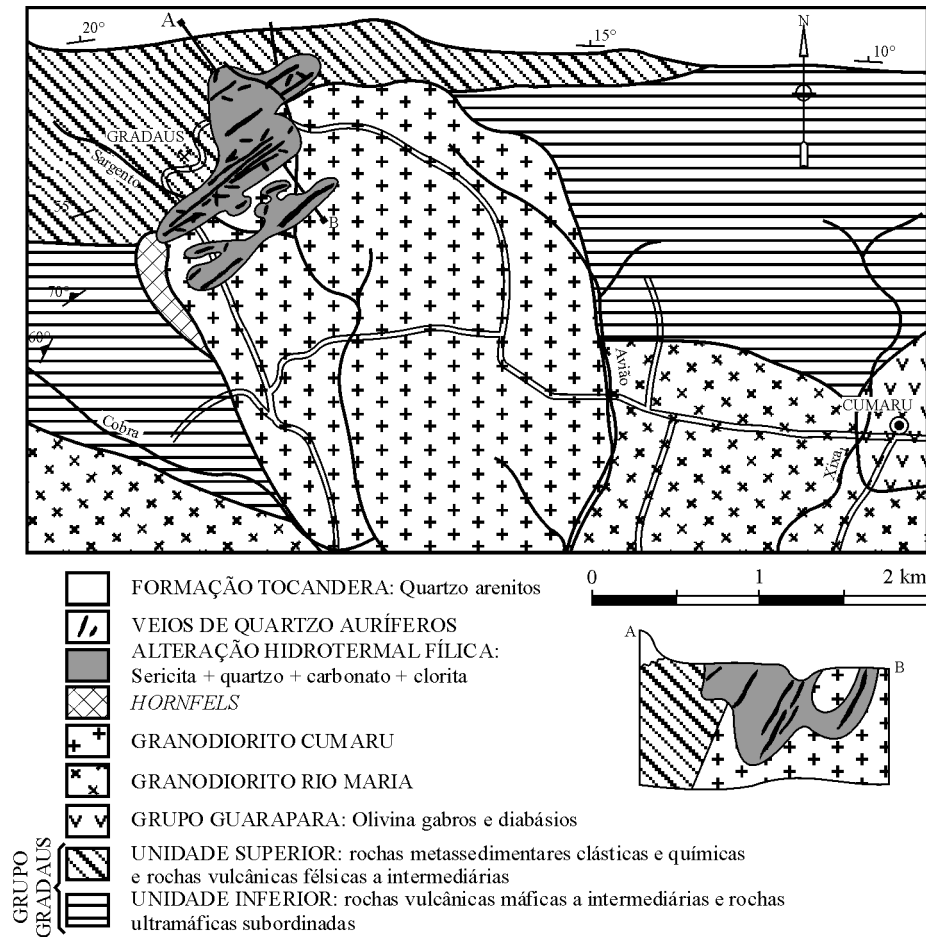


Fig. 21 – Mapa geológico do Depósito de Ouro de Cumaru (segundo Santos, 1995).

e por porções restritas de monzogranito avermelhado tardio, que apresenta teores de ouro entre 1,0 e 10 ppb. A intrusão, precedida de intensa carbonatação hidrotermal ao longo das bandas de cisalhamento, provocou a formação de escarnitos bandados nos milonitos carbonatizados, cujas bandas são compostas pela alternância de quartzo sacaroidal e calcita + tremolita-actinolita + diopside-hedenbergita + epidoto-zoisita-wollastonita + grossularita + titanita + apatita.

O depósito de ouro, situado na borda NW da intrusão (Fig. 21), foi descoberto por garimpeiros em 1980, e pesquisado pelas minerações Brumadinho e Gradaús até 1990. É constituído por um enxame de filões e filonetes de quartzo aurífero sulfetado com dimensões milimétricas a métricas, que formam um verdadeiro *stockwork* em volta de veios maiores, compostos por quartzo + pirita, com altos teores de ouro (10 ppm), e orientados N30-50E/40-60NW. São envolvidos por uma ganga hidrotermal apresentando

teores de alguns ppm de ouro na forma de impregnações em microfissuras. Essa ganga hidrotermal é formada por intensa alteração filítica pervasiva, com aspecto brechóide, composta por sericita/muscovita + quartzo, a qual se sobrepõe à uma alteração propilítica (calcita-clorita-albita-epidoto) e potássica (quartzo + K-feldspato + sulfetos). As zonas auríferas apresentam-se brechadas, sendo originadas por fraturamento hidráulico. Os fragmentos angulosos de quartzo e pirita precoce são cimentados por quartzo secundário, sericita e calcita. A mineralização aurífera encontra-se associada, predominantemente, à pirita, na forma de grãos diminutos (0,02 a 0,08 mm) e, subordinadamente, à calcopirita, bismutinita ou quartzo, e preenche microfissuras entre os cristais de sulfetos. Agregados intersticiais tardios de calcopirita, pirita e magnetita preenchem os espaços entre os cristais maiores de pirita precoce. A molibdenita é restrita a microfissuras precoces, e é interpretada como representante de uma paragênese anterior de temperatura

mais alta. Assim fica caracterizada a associação metálica Au-Cu-Bi-Mo.

As temperaturas calculadas para a cristalização da clorita hidrotermal de Cumaru variam de 300 a 350°C, faixa intermediária entre os campos de estabilidade da illita e da biotita. Esses dados, combinados com a determinação das isócoras obtidas a partir das inclusões fluidas, permitem definir pressões de aprisionamento dos fluidos e da formação do depósito como variando entre 1,3 e 3,8 kb (Fig. 22).

O estudo das inclusões fluidas permite definir três tipos de fluidos hidrotermais: o primeiro, $H_2O-CO_2-NaCl/CO_2/H_2O-CO_2-NaCl-NaCO_3$, é relacionado à evolução da Zona de Cisalhamento da Serra Ruim; o segundo é representado pelas salmouras do sistema $H_2O-NaCl-KCl-CaCl_2$ associadas à intrusão do Granodiorito Cumaru; o terceiro correspondente às inclusões aquosas tardias interpretadas como de origem meteórica.

A interação desses fluidos deve ter ocorrido, provocando o aumento da salinidade do fluido aquocarbônico e a precipitação do ouro (Fig. 23).

Os diagramas AFM e K-Na-Ca mostram, para o Granodiorito Cumaru, uma pronunciada tendência calcialcalina (Fig. 24a), enquanto os padrões de elementos traços imó-

veis (Rb, Nb, Y, Yb, Ta) (Fig. 24b), e as baixas razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} , em torno de 0,70311 (Lafon *et al.* 1990), são compatíveis com granitóides de arco vulcânico de tipo I (Santos e Leonardos, 1995).

O conjunto dos dados obtidos por Santos e Leonardos (1995), Santos *et al.* (1998) evidencia:

- i) O caráter calcialcalino do Granodiorito Cumaru, compatível com granitóide de arco vulcânico e a sua metalogenia Au-Cu-Bi-Mo, que constituem forte evidência em favor de um regime de tectônica de placas para a região dos *greenstone belts* de Rio Maria, no sul do Pará;
- ii) A influência de fluidos aquocarbônicos circulando numa zona de cisalhamento.

Essas observações levaram esses pesquisadores a propor uma origem mista para o Depósito Au de Cumaru, e a classificá-lo como do tipo *Lode* Porfírico (Fig. 25).

1.2.2 Província Carajás

Após a individualização e a deformação das seqüências *greenstone belts*, bem como do plutonismo associado na região de Rio Maria, considera-se a existência de uma crosta

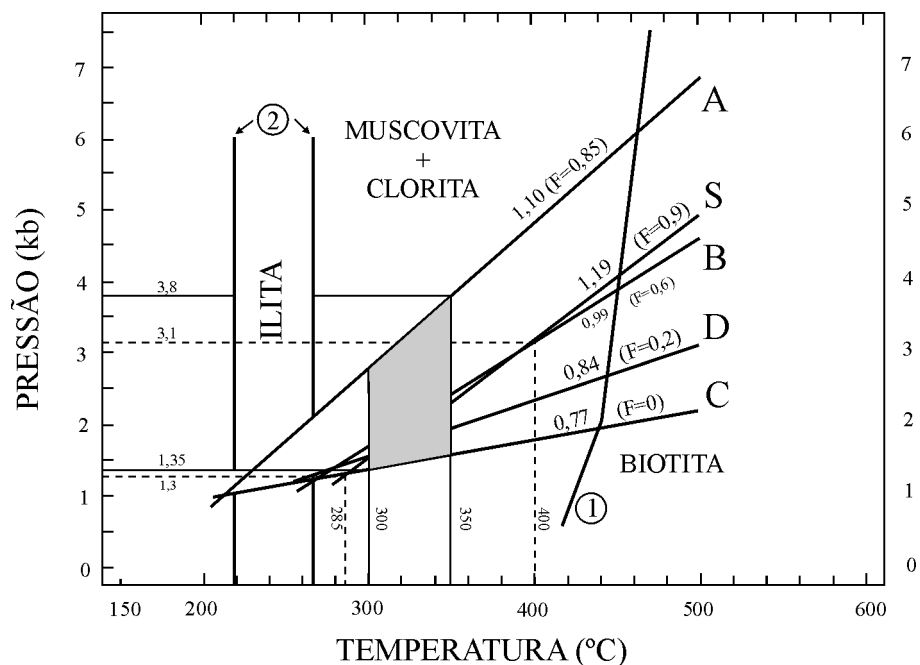


Fig. 22 – Condições de temperatura e de pressão para o Depósito de Ouro de Cumaru (segundo Santos *et al.*, 1998).

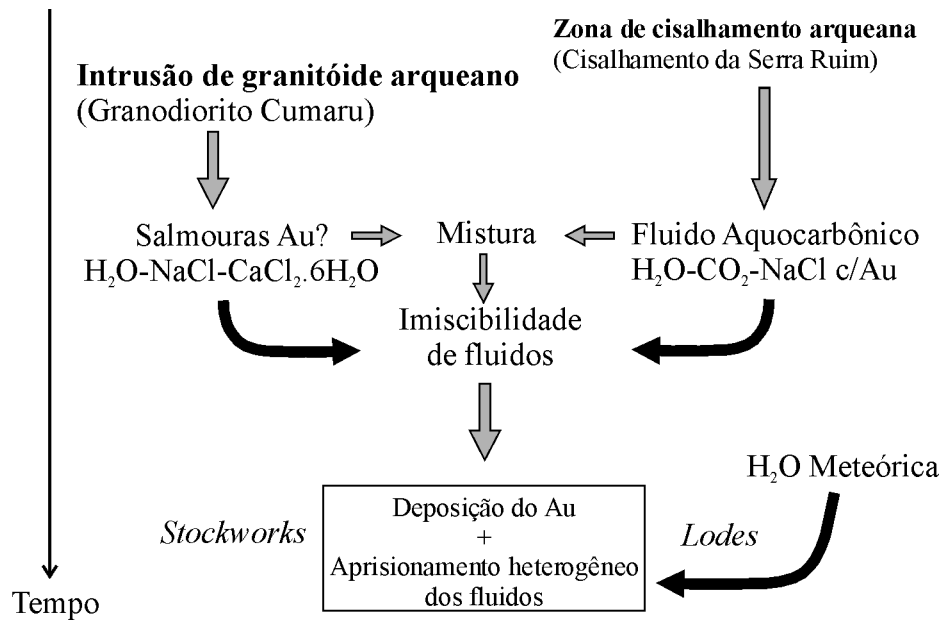


Fig. 23 – Evolução de fluidos e modelo genético proposto para o Depósito Aurífero de Cumaru (segundo Santos *et al.*, 1998).

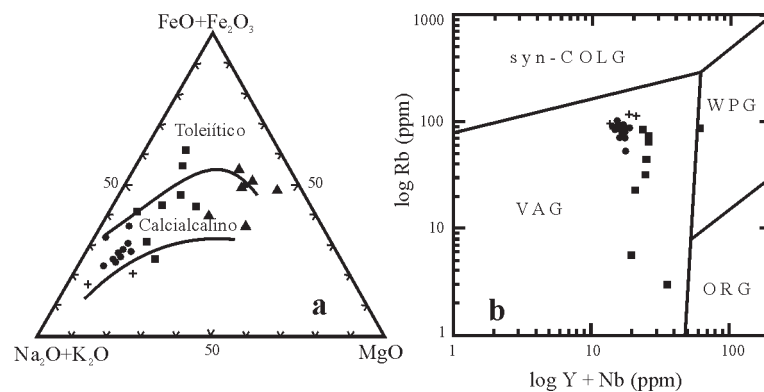


Fig. 24 – Distribuição do Granodiorito Cumaru e rochas vulcânicas associadas em: a) Diagrama AFM; b) Diagrama log Rb-log Y+Nb (segundo Santos *et al.*, 1998). Campos, segundo Pearce *et al.* (1984): ORG – granitos de cadeias oceânicas; WPG – granitos intraplacas, VAG – granitos de arcos vulcânicos; Syn-COLG – granitos sincolisionais; ● Granodiorito Cumaru; + Granodiorito Rio Maria; ■ rochas vulcânicas félsicas; ▲ rochas vulcânicas máficas.

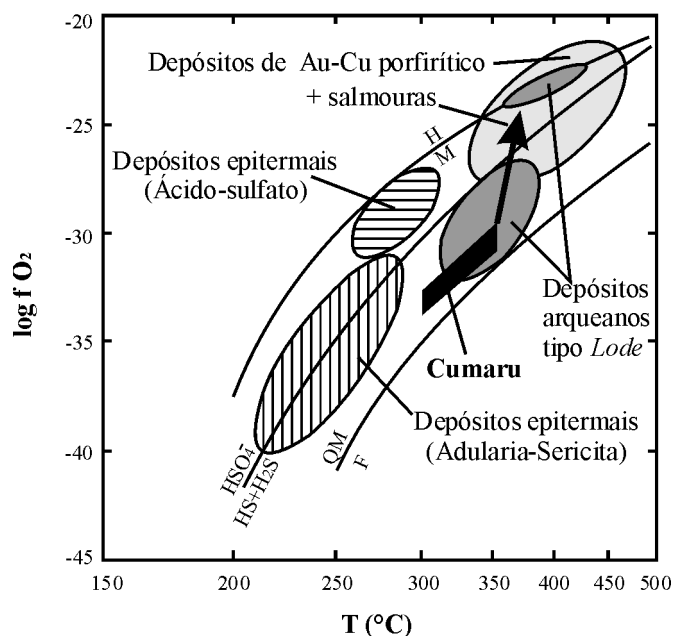


Fig. 25 – Diagrama T-fO₂ mostrando o estado de oxirredução dos fluidos mineralizantes do Depósito de Ouro de Cumaru (campo preto) e suas relações com os tampões quartzo-fayalita-magnetita (Q-F-M) e hematita-magnetita (H-M). Também são mostradas os campos T-fO₂ dos principais tipos de depósitos de ouro apresentados por Huston & Large (1989) (segundo Santos *et al.*, 1998).

siálica já consolidada, sobre a qual se depositará a seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Grão-Pará, datada em 2,76Ga (Machado *et al.* 1991; Gibbs *et al.* 1986; Wirth *et al.* 1986), e as seqüências correlatas dos grupos Igarapé Bahia, Pojuca e Salobo, às quais sucede a sedimentação do Grupo Águas Claras ainda no Arqueano (2,645Ga). Diversas gerações de intrusões máficas e ultramáficas datadas em 2,76Ga (Machado *et al.* 1991) e 2,645Ga (Dias *et al.* 1996), e de corpos graníticos pertencentes às suítes Plaquê (2,74 Ga), Sossego/Cristalino (2,74 a 2,57 Ga) e Estrêla/Old Salobo (2,57 Ga), são registradas na província. A deformação e o metamorfismo regional associados à zonas de cisalhamento regionais ocorreram de 2,7Ga (Pinheiro e Holdsworth, 1997) até 2,5-2,58Ga (Machado *et al.* 1991), marcando, assim, a estabilização final da área, e caracterizando, para nós, autores desta obra, o Evento Carajás. Na transição Paleo/Mesoproterozóico (1,88 Ga), várias intrusões de granitos anorogênicos da Suíte Granito Central de Carajás/Young Salobo afetaram a região.

A esse conjunto são associados os depósitos Cr, Fe, Cu-Au, Mn, Au e W que caracterizam a Província Polimetálica de Carajás (Fig. 26) (Santos, 1983).

1.2.2.1 Depósitos de ferro da Serra dos Carajás

* Contexto geológico

Os enormes depósitos de ferro da Serra dos Carajás (Fig. 26) são associados à seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Grão-Pará descrita inicialmente por Tolbert *et al.* (1971) e por Beisiegel *et al.* (1973) como composta por três unidades principais:

- Unidade vulcânica máfica inferior, denominada Fm. Parauapebas, constituída essencialmente por derrames maciços, porfiríticos e amigdaloidais de basaltos e andesitos basálticos associados com riolitos e aglomerados de brechas, além de níveis de tufo subordinados (Gibbs *et al.* 1986; Wirth *et al.* 1986; Meirelles, 1986; Meirelles e Dardenne, 1993; Dardenne *et al.* 1988; Teixeira, 1994).
- Unidade de jaspilitos intermediária, denominada Fm. Carajás, composta por uma formação ferrífera bandada, mostrando alternância de bandas de *chert* e de óxidos de ferro, com hematita preponderante e magnetita subordinada (Tolbert *et al.* 1971; Meirelles, 1986;

PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

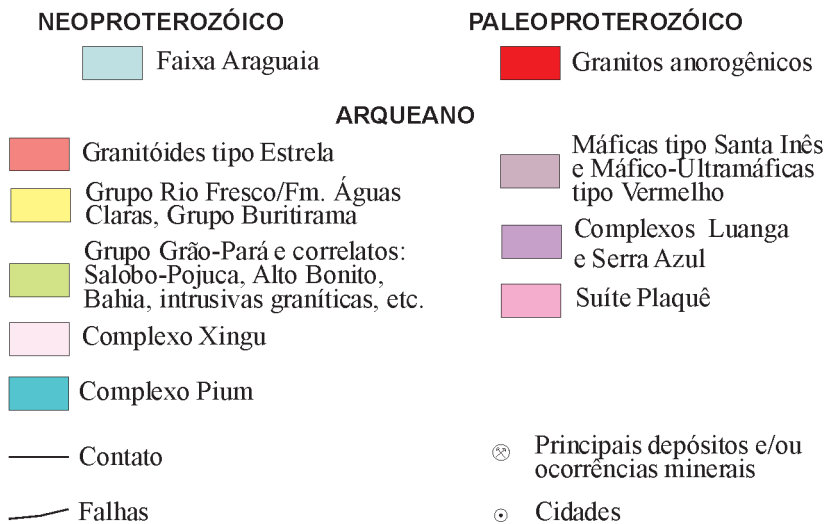
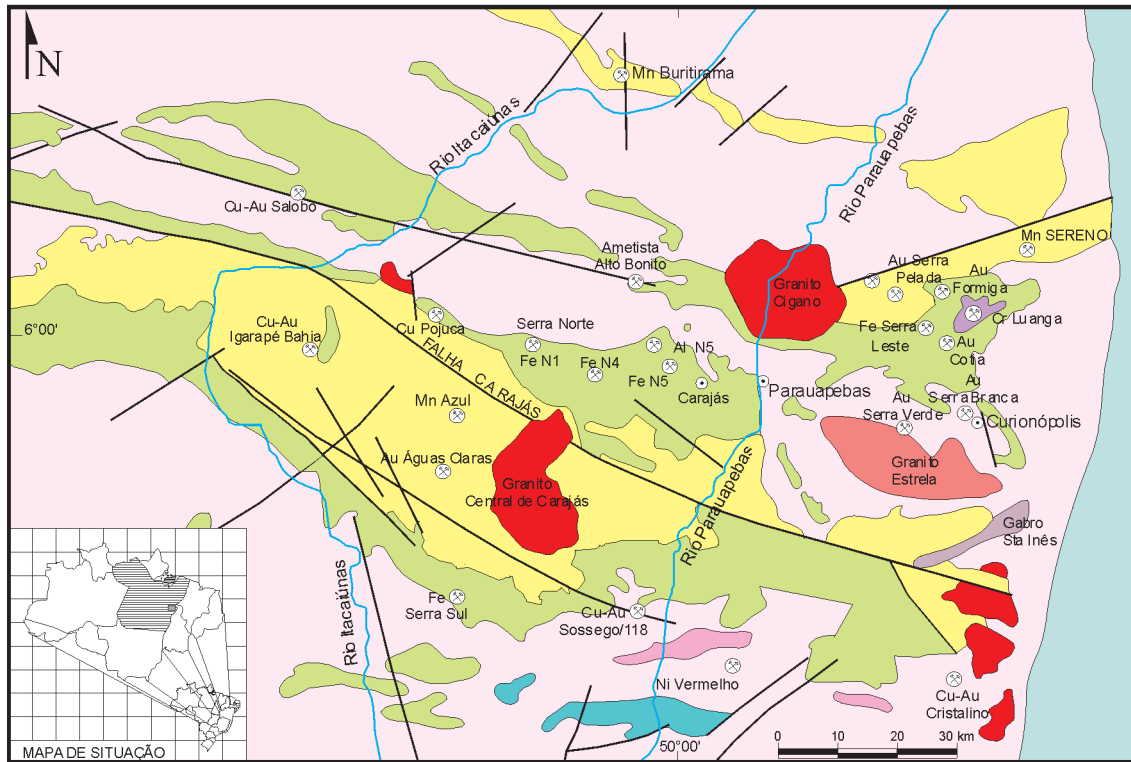


Fig. 26 – Mapa geológico simplificado da Província Carajás (adaptado de Docege, 1988; Souza, 1994; Lindenmayer *et al.*, 1998).

Meirelles e Dardenne, 1993; Macambira e Silva, 1995). Tolbert *et al.* (1971) assinalam a presença de dolomita na base dos jaspilitos.

- Unidade vulcânica máfica superior, representada também por derrames maciços porfiríticos e amigdaloidais de basaltos e andesitos basálticos, semelhantes aos da unidade máfica inferior, intercalados com horizontes piroclásticos. Teixeira (1994) correlacionou essa unidade máfica superior à seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Igarapé Bahia, sem contudo apresentar argumentos convincentes. Para os autores, esses dois grupos são contemporâneos e correlatos no seu conjunto (Dardenne *et al.* 1988; Meirelles, 1986; Ferreira Filho, 1985; Ferreira Filho e Danni, 1985).

Sills e diques de rochas máficas a intermediárias, as quais apresentam texturas granulares, ofíticas e granofricas, são intrusivos nas três unidades anteriormente definidas.

As rochas que compõem o Grupo Grão-Pará, e ocupam o vasto sinforma da Serra dos Carajás, orientado WNW-ESE, não apresentam indício de metamorfismo nas porções central e norte. A deformação, crescente nas bordas da bacia, é limitada por zonas de cisalhamento regionais, as quais induzem uma deformação intensa e o desenvolvimento de metamorfismo xisto-verde a anfibolito. Em contrapartida, as rochas vulcânicas máficas das unidades inferior e superior foram afetadas por intensa espilitização que modificou profundamente a composição mineralógica original, provocando a aparição de uma paragênese secundária composta por clorita, actinolita, Na-plagioclásio, quartzo, calcita, titanita e K-feldspato. Entretanto, texturas originais (*quench*, intergranular, subofítica) e estruturas primárias (amigdaloidal e fluidal) são ainda bem visíveis e preservadas localmente.

As análises geoquímicas das vulcânicas máficas com texturas preservadas, realizadas sucessivamente por Wirth *et al.* (1986), Gibbs *et al.* (1986), Ferreira Filho (1985), Meirelles (1986), Dardenne *et al.* (1988), Teixeira e Eggler (1994) e Teixeira (1994), forneceram resultados muito semelhantes, evidenciando um vulcanismo basáltico com médio a alto teor de K, Ba e Rb. As proporções relativas e absolutas dos elementos menos móveis (Zr, Ti, P, ETR, Nb, Hf, Th e Ta) registradas nas vulcânicas máficas são semelhantes às encontradas nos basaltos de arco magmático. Tal semelhança é graficamente observada nos diagramas Ti-Cr, Ti-Zr e Hf/3-Th-Ta (Fig. 27a e 27b) e no de terras raras (Fig. 28). Esses dados, junto com os baixos teores de Zr, Nb e Ti encontrados e as altas razões Sr⁸⁵/Sr⁸⁶ (0,7057) assinaladas, levaram Meirelles (1986), Dardenne

et al. (1988), Meirelles e Dardenne (1993) a considerar a a origem do rifteamento e do vulcanismo rico em potássio do Grupo Grão-Pará como associada a um ambiente de arco vulcânico maduro e relacionada a um mecanismo de subducção. Essa interpretação, também defendida com modificações por Teixeira e Eggler (1994) e Teixeira (1994), contrapõe-se às conclusões de Wirth *et al.* (1986), Gibbs *et al.* (1986) e Lindenmayer *et al.* (1995), os quais consideram o vulcanismo Grão-Pará como toleítico, originado num ambiente intraplaca semelhante ao vulcanismo da Bacia do Paraná, cuja composição original foi modificada por alteração hidrotermal.

* Mineralização

Ao longo da Serra dos Carajás, o Grupo Grão-Pará é dividido em três segmentos: Serra Norte, Serra Leste e Serra Sul (Fig. 26), onde o grau de metamorfismo varia sensivelmente, sendo nitidamente mais elevado na Serra Sul. Neste último segmento, a influência da zona de cisalhamento de alto ângulo provocou a completa recristalização dos jaspilitos, conduzindo à formação de verdadeiros itabiritos.

O desenvolvimento atual da mineração a céu aberto do enorme Depósito de Ferro de Carajás interessa principalmente aos corpos N4 e N8, onde o metamorfismo é ausente e limitado a zonas de cisalhamento locais. Nessas áreas, o protominério é constituído por uma camada de jaspilitos, com espessura variando entre 100 e 400 m, totalmente preservados, que foram descritos por Meirelles (1986) e Meirelles e Dardenne (1993). A característica mais marcante desses jaspilitos é a presença de bandas alternadas de minerais de ferro (hematita e magnetita) e de jaspe (SiO₂), as quais definem macroscopicamente mesobandas com espessuras respectivas de 2-30 mm e de 2-40 mm. Ao microscópio, observam-se microbandas com espessuras inferiores a 1 mm. Esse bandamento, que predomina amplamente, evidencia uma precipitação rítmica em condições tranqüilas, refletindo as flutuações químicas das soluções mineralizantes. Estruturas sinsedimentares do tipo *scour and fill* são comuns nos jaspilitos dos corpos N4 e N8, formando pequenas calhas ou canais de erosão preenchidos por fragmentos de *chert* e/ou banda ferruginosa. Nota-se também a presença freqüente de esferulitos (Φ entre 0,01 e 0,05 mm) que mostram um núcleo arredondado de hematita, o qual é circundado por uma auréola de sílica microcristalina. Tais estruturas, descritas inicialmente por Meirelles (1986) e, posteriormente, por Macambira e Silva (1995), são interpretadas como possíveis relictos de microfósseis (bactérias) capazes de precipitar a sílica biologicamente. Uma outra alternativa con-

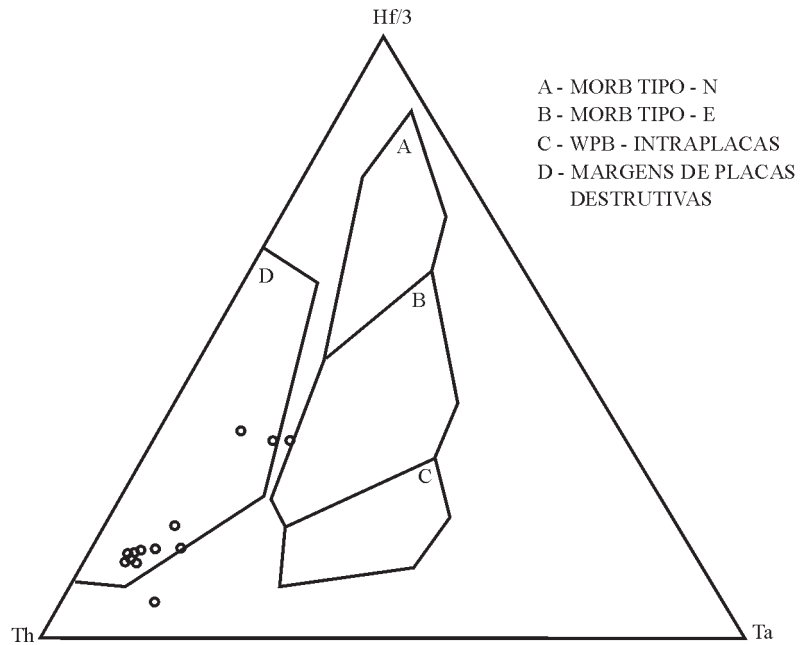


Fig. 27a – Diagrama Hf/3-Th-Ta para as rochas basálticas do Grupo Grão-Pará, segundo Wood *et al.* (1979), (segundo Gibbs *et al.*, 1986; Teixeira, 1994).

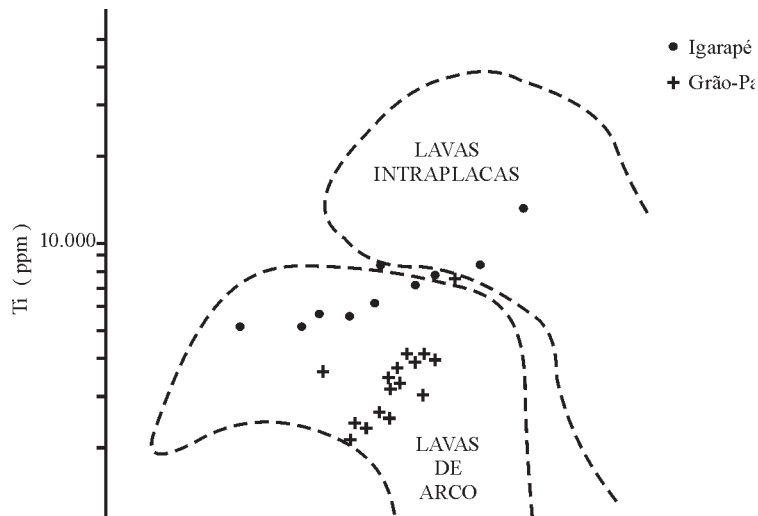


Fig. 27b – Diagrama Ti-Zr para as vulcânicas máficas dos grupos Igarapé Bahia e Grão-Pará (segundo Dardenne *et al.*, 1988).

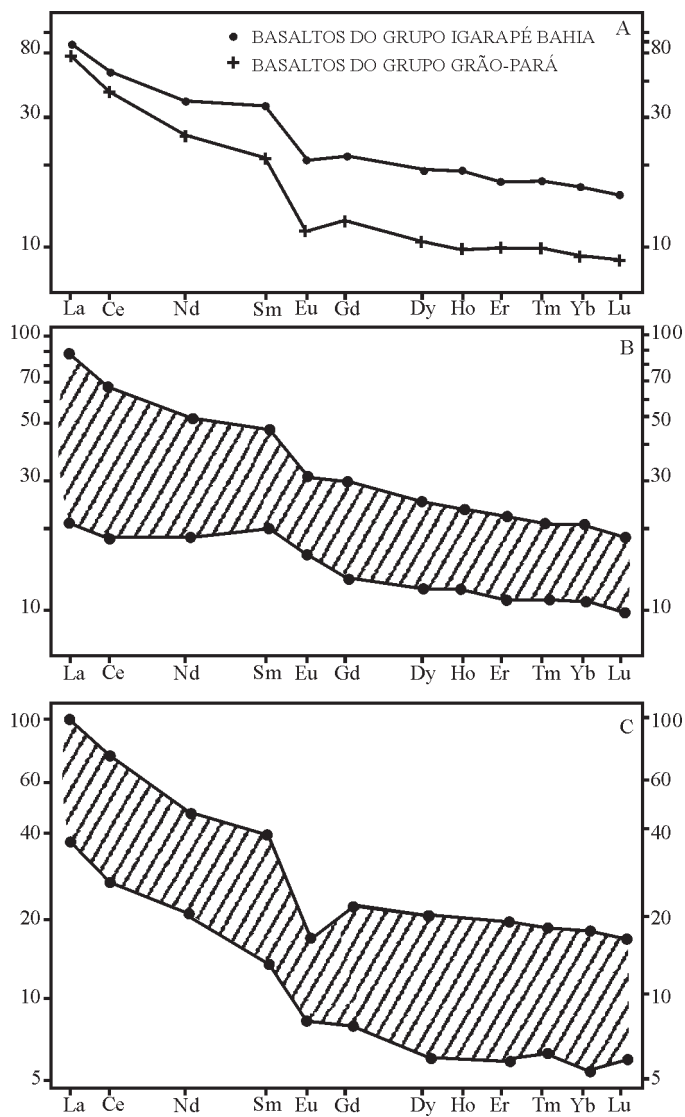


Fig. 28 – Curvas padrão de ETR normalizadas aos condritos para as rochas basálticas dos grupos Grão-Pará e Igarapé Bahia: A – média de 15 amostras; B – intervalo de variação para os basaltos do Grupo Igarapé Bahia; C – intervalo de variação para os basaltos do Grupo Grão-Pará (segundo Dardenne *et al.*, 1988).

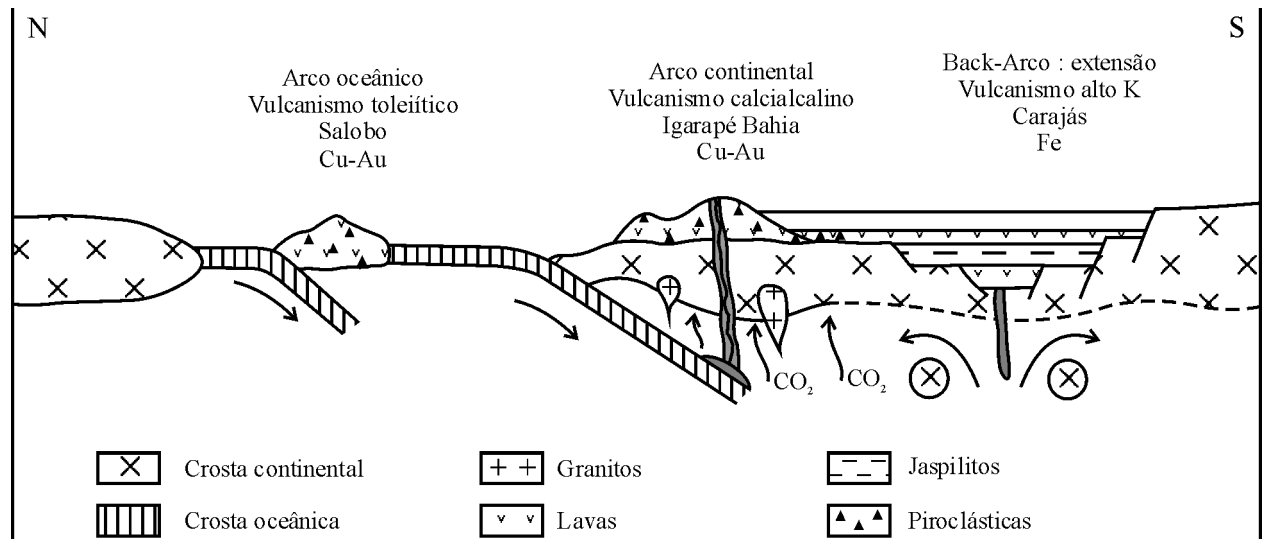


Fig. 29 – Modelo geotectônico esquemático da Província Carajás (2,76Ga) (segundo Dardenne *et al.*, 1988, modificado).

siste em microconcreções de origem puramente química. Nesses jaspilitos, destacam-se feições diagenéticas sin a pós-deposicionais, anteriores à litificação completa do sedimento, como fenômenos de *slumping* com desenvolvimento de brechas intraformacionais a partir de um material plástico, nódulos e vênulas de desidratação (*quick-sand*) sob efeito da pressão da sobrecarga sedimentar (Meirelles, 1986; Meirelles e Dardenne, 1993).

As mesobandas silicosas são compostas por sílica criptocristalina, ligeiramente recristalizada em calcedônia e quartzo, colorida em diversas tonalidades de vermelho em função da disseminação de uma fina poeira de hematita. As mesobandas hematíticas são constituídas essencialmente por uma hematita muito fina, com proporções subordinadas de sílica disseminada e de cristais euédricos maiores de magnetita.

As mesobandas magnéticas são geralmente lenticulares, sendo compostas essencialmente por cristais octaédricos coalescidos de magnetita (textura glomeroporfirítica) com quantidade subordinada de sílica recristalizada. Localmente, observam-se inclusões de hematita nos cristais de magnetita. Geralmente esses cristais de magnetita se encontram total ou parcialmente martitizados, e as lamelas de substituição da hematita crescem a partir das bordas dos cristais de magnetita. Finos cristais subédricos de pirita ocorrem aleatoriamente dispersos tanto nas mesobandas silicosas como nas ferruginosas.

A presença de dolomita na base dos jaspilitos é assinalada por Tolbert *et al.* (1971), Teixeira (1994) e Macambira *et al.* (1999). Esse carbonato apresenta feições características de substituição e deve pertencer a uma fase hidrotermal rica em CO₂ posterior à formação dos jaspilitos, segundo os dados isotópicos do carbono e oxigênio (Fig. 20) obtidos por Sial *et al.* (1999).

O estudo geoquímico dos jaspilitos da Serra dos Carajás (Meirelles, 1986; Meirelles e Dardenne, 1993) mostra:

- teores muito baixos em alumínio, elementos alcalinos e alcalino-terrosos;
- pequenas anomalias de V, Ti, Cu e Zn, com valores intermediários entre os registrados para os BIFs de tipo Lago Superior e de tipo Algoma;
- uma ligeira anomalia positiva em európio;
- um espectro de distribuição das terras raras muito semelhante ao espectro observado para as vulcânicas máficas da unidade inferior (Fig. 30), notando-se um ligeiro enriquecimento em ETRs.

Em razão desses dados, a origem dos jaspilitos da Serra dos Carajás é relacionada à precipitação química de bandas silicosas e ferruginosas, a partir de fluidos hidrotermais oriundos da lixiviação dos basaltos pelas circulações convectivas da água do mar infiltrada em profundidade nas fraturas geradas pelo rifteamento. Nesse sentido, o Depósito de Ferro de Carajás distingue-se nitidamente do tipo Lago

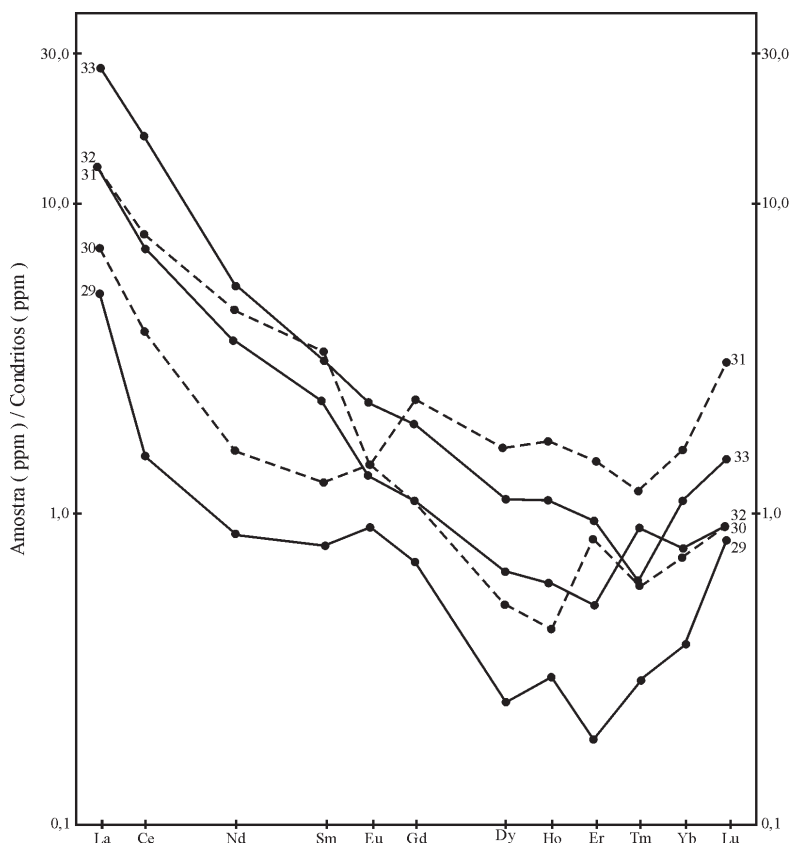


Fig. 30 – Curvas padrão de ETRs normalizadas aos condritos dos jaspilitos do Corpo N-4, Serra dos Carajás (segundo Meirelles, 1986; Meirelles e Dardenne, 1993).

Superior pelo seu acentuado caráter vulcanogênico. Entretanto, ele não é considerado do tipo Algoma em função da natureza oxidada dos minerais de ferro, hematita e magnetita, bem como das características geoquímicas já relatadas. Conseqüentemente, o depósito de ferro é classificado como de tipo Carajás (Meirelles, 1986; Hoppe *et al.* 1987; Hoppe e Schobbenhaus, 1990; Meirelles e Dardenne, 1993). Internacionalmente, os depósitos que se assemelham mais ao tipo Carajás são os de Hamersley, na Austrália (Trendall, 1983; Morris e Horwitz, 1983; Harmsworth *et al.* 1990).

O minério de ferro atualmente explorado em Carajás foi originado a partir da atuação dos mecanismos de alteração laterítica que provocaram essencialmente uma dessilicificação (lixiviação supergênica da sílica) dos jaspilitos e uma concentração residual da hematita (Fig. 31). Na porção superior do perfil de alteração, observa-se também a transformação da hematita e da magnetita originais em goethita pulverulenta, a qual é frequentemente contaminada pelo fósforo de

origem orgânica. A espessura da zona de alteração varia entre 100 e 150 m.

A produção atual da jazida de Carajás é da ordem de 54 Mt/ano de minério com teor médio de 60,9% Fe. As reservas totais foram estimadas como superiores a 18 bilhões t de minério com teores entre 60 e 67% Fe. No depósito N4E, as reservas mineráveis foram calculadas em cerca de 1,251 bilhões t de minério com teor médio de 60,9% Fe (Coelho, 1986).

1.2.2.2 Depósito de Cromita de Luanga

Segundo Suita (1988, 1996), Suita e Nilson (1991), o Complexo Máfico-Ultramáfico de Luanga (Fig. 26) representa um corpo diferenciado acamadado de filiação toleítica, intrusivo na porção basal do *Greenstone Belt* Rio Novo (Docegeo, 1988). Deformado e metamorizado nas fácies anfíbilito e xisto-verde, o complexo, datado em $2,763 \pm 6$ Ma, por Machado *et al.* (1991), corresponde a um conjunto de rochas

cumuladas, de grão médio a grosso, iniciando-se com dunitos e peridotitos, na base, gradando para ortopiroxenitos com níveis de cromititos associados e transicionando para noritos e leuconoritos na porção superior. As rochas hospedeiras dos cromititos são ortopiroxenitos (bronzitito com cumulos de ortopiroxênio) e peridotitos (harzburgito com cumulos de olivina) na porção basal, e noritos (cumulos de plagioclásio) na porção superior. Essas observações comprovam o caráter ortomagmático estratiforme do depósito de cromita que se situa na porção central da área Luanga. Os corpos de cromititos formam camadas onduladas, de 1,10 a 1,20 m de espessura, orientadas segundo a direção geral N30-50E, com cerca de 1.300 m de comprimento e 240 m de largura aparente. Essas camadas encontram-se dobradas e rompidas por falhas sucessivas que mergulham para leste.

O minério apresenta-se na forma maciça e disseminada, sendo caracterizado como cromita alto Fe, com relação $Cr/Fe \cong 1,0$; $Fe_2O_3 = 13,9\%$; $Cr_2O_3 = 33,1\%$ e $Al_2O_3 = 18,1\%$. Os grãos de cromita mostram uma zonação de origem metamórfica, com o núcleo rico em Cr e Al, e a borda rica em Fe^{3+} . No diagrama $Cr \times Fe^{3+} \times Al$, as análises dos grãos de cromita evidenciam que, após a cristalização magmática, e durante o metamorfismo, ocorreu a separação de duas fases de Cr-espinélio, as quais se posicionam no campo dos espinélios metamórficos.

Segundo Suita (1996), os cromititos maciços menos alterados do Complexo de Luanga são enriquecidos em EGP, com teores atingindo até 3,23 g/t de EGP + Au e 3,0 g/t de Pt + Pd. Esses cromititos são ricos em Pt, mostrando altas razões Pt/Pt + Pd, Pd/Ir e Pd/Ir (Pd = Rh + Pt + Pd; Ir = Os + Ir + Ru). Os minerais mais comuns são arsenietos ($PtAs$ e $PdAs_2$), ligas metálicas (Pt-Pd; Pt-Rh e Pt-Cu), metais nativos (Pt e Pd) e raros sulfetos.

Esses minerais, geralmente com formas anédricas a subédricas, ocorrem inclusos na cromita, englobados em silicatos serpentinizados, inclusos na cromita metamorfozada, e disseminados na ganga silicática alterada em associação com sulfetos (pirrotita, calcopirita, marcassita e pirita) e, mais raramente, com arsenietos de Ni.

1.2.2.3 Depósitos de cobre-ouro

São agrupados sob essa denominação os depósitos de Igarapé Bahia/Alemão, Pojuca e Salobo, além dos novos alvos atualmente em fase de avaliação econômica, como os depósitos de Sossego, Cristalino, S_{118} , dentre outros.

Todos esses depósitos mostram como principal característica a associação metálica Fe-Cu-Au-U-ETR.

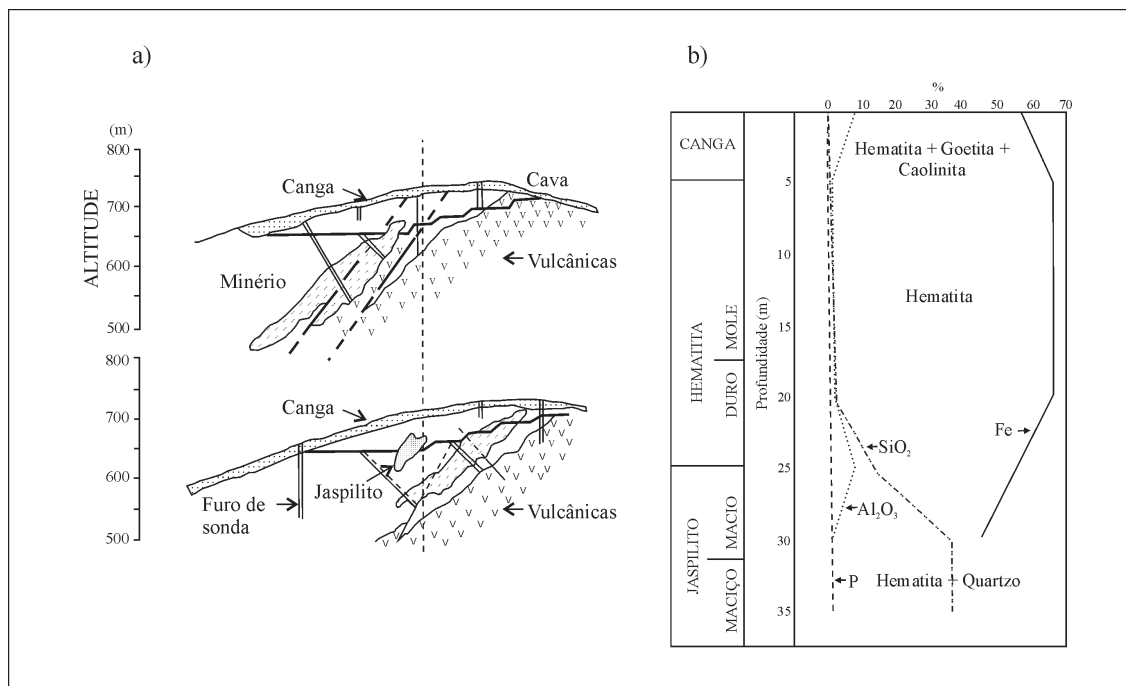


Fig. 31 – Mina de Ferro: Corpo N4-Carajás. a) Seção geológica da mina b) Perfil de alteração dos jaspilitos (segundo Coelho, 1986).

1.2.2.3.1 Depósitos Cu-Au de Igarapé Bahia e Alemão

* *Quadro geológico regional*

Os depósitos Cu-Au de Igarapé Bahia e Alemão são associados à seqüência vulcano-sedimentar denominada Grupo Igarapé Bahia (Hirata *et al.* 1982; Docegeo, 1988). Essa seqüência, conhecida unicamente por sondagem, é aqui correlacionada ao Grupo Grão-Pará como um todo (Ferreira Filho, 1985; Ferreira Filho e Danni, 1985; Meirelles, 1986; Dardenne *et al.* 1988). Outros autores consideram-na como uma seqüência sobreposta ao Grupo Grão-Pará (Teixeira, 1994). O Grupo Igarapé Bahia é recoberto em discordância pelos sedimentos do Grupo Águas Claras (Soares *et al.* 1999; Nogueira *et al.* 1995).

A seqüência vulcano-sedimentar é predominantemente constituída por rochas vulcânicas e piroclásticas na sua porção basal (Fm. Groto do Vizinho), e por um conjunto de rochas piroclásticas e clásticas finas na sua porção superior (Fm. Sumidouro). As intrusões de *sills* e diques gabróicos são mais abundantes na base da seqüência. Os derrames maciços de basaltos, com texturas originais intergranulares a subofíticas preservadas, sofreram intensa espilitização caracterizada pelo desenvolvimento de uma mineralogia secundária composta por actinolita, clorita, quartzo, albita e epidoto, com os minerais primários, como o piroxênio e o Ca-plagioclásio sendo raramente preservados (Ferreira Filho, 1985). A espilitização provocou um enriquecimento em Na₂O, K₂O, H₂O e CO₂ na composição basáltica original, assim como um aumento nos teores de Rb, Ba e Cs. As rochas piroclásticas, intermediárias a ácidas, representam típicos fluxos piroclásticos, com uma unidade massiva mais grossa na base, sobreposta por uma unidade superior laminada mais fina. Texturas piroclásticas primárias, como *pumices* e *shards*, são amplamente preservadas e facilmente identificáveis.

Os sedimentos vulcanoclásticos e clásticos são intercalados com rochas vulcânicas e piroclásticas, e mostram variações desde rochas maciças e grossas até pelitos finos bem laminados.

Os estudos geoquímicos, desenvolvidos sobre as rochas vulcânicas máficas, por Ferreira Filho (1985), permitem classificá-las como basaltos andesíticos e andesitos basálticos subalcalinos, enquanto o enriquecimento em K, Rb e Ba, juntamente com o conteúdo de Ti, Zr, P, as razões Ce/Yb (Fig. 27), e as curvas padrões de ETR normalizadas aos condritos (Fig. 28), conduzem a considerar o vulcanismo do Grupo Igarapé Bahia como muito semelhante ao padrão observado nos arcos vulcânicos calcialcalinos modernos (Fig. 29) (Ferreira Filho, 1985; Ferreira Filho e Danni, 1985; Dardenne *et al.* 1988). Essas conclusões são muito diferentes das apresen-

tadas por Lindenmayer (1990) e Lindenmayer *et al.* (1995, 1998), que consideram o vulcanismo máfico como toleítico e continental em ambiente intraplacas.

* *Mineralização*

Os depósitos Cu-Au Igarapé Bahia (Fig. 32) e Alemão (Fig. 33) representam praticamente um único conjunto mineralizado. O Depósito Alemão é uma extensão não-afflorante do Depósito Igarapé Bahia, descoberta por geofísica (Soares *et al.* 1999; Barreira *et al.* 1999).

Nesse conjunto, três tipos de mineralizações são conhecidos: vulcano-sedimentar, hidrotermal e supergênica.

- a) Mineralização vulcano-sedimentar: conhecida por sondagem antes da descoberta dos outros tipos de mineralizações, ocorre na forma de calcopirita e pirita disseminadas, associadas à clorita, principalmente nas rochas sedimentares e ritmitos, bem como nas formações ferríferas bandadas compostas por magnetita, fluorita e calcopirita (Ferreira Filho, 1985; Ferreira Filho e Danni, 1985). Até o presente momento, esse tipo de mineralização não apresenta interesse econômico. Almada e Villas (1999) estendem essa origem à mineralização hidrotermal, descrita a seguir, e classificam o Depósito de Igarapé Bahia como do tipo *Beshi*.
- b) Mineralização hidrotermal: investigada por sondagem, apresenta dois tipos de minério: venular e brechado.
 - O minério venular ocorre na forma de pequenos veios (0,7 a 2,7 cm de espessura), os quais interceptam as diversas litologias, sendo bordejados por um envelope de clorita e preenchidos pelas associações: calcita-quartzo-calcopirita; quartzo-magnetita-calcopirita; quartzo-calcopirita (Ferreira Filho, 1985; Ferreira Filho e Danni, 1985; Lindenmayer *et al.* 1998; Althoff *et al.* 1994; Tallarico *et al.* 1998, 2000). Molibdenita e digenita (Althoff *et al.* 1994), assim como uraninita (Angélica *et al.* 1996) e fluorita foram descritas.
 - O minério brechado encontra-se associado a brechas hidráulicas situadas preferencialmente nos contatos verticalizados das intrusões dos *sills* de quartzo dioritos granofíricos com as rochas sedimentares e rochas vulcânicas máficas. Essas brechas polimíticas são constituídas por fragmentos angulares das rochas encaixantes e de formações ferríferas ricas em magnetita e quartzo. Em função da natureza do cimento hidrotermal, essas brechas são classificadas como clorita brechas, siderita brechas e magnetita brechas, mineralizadas predominantemente em calcopirita, pirita, calcosita e covelita (Barreira *et al.* 1999; Soares *et al.* 1999; Lindenmayer *et al.*

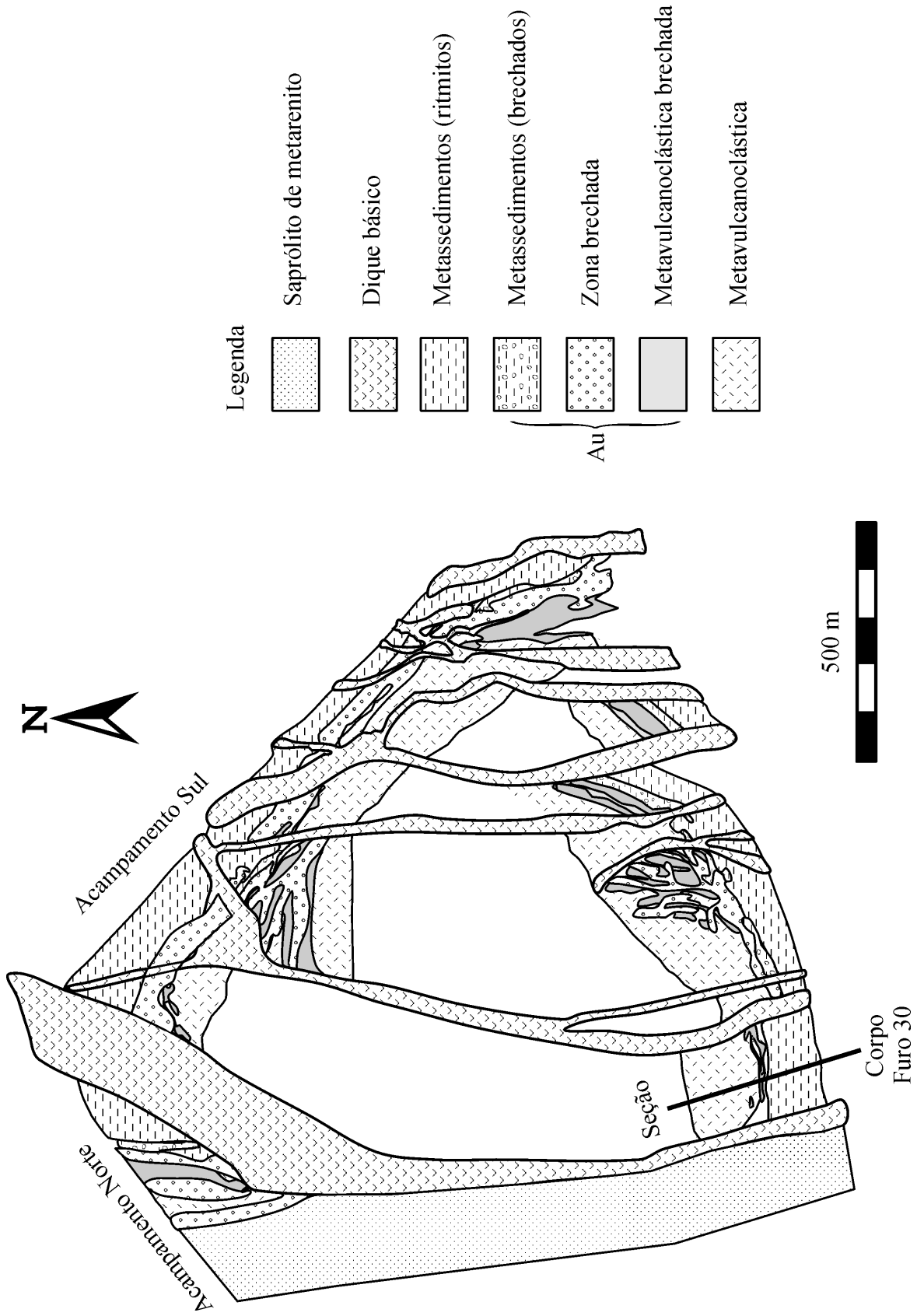
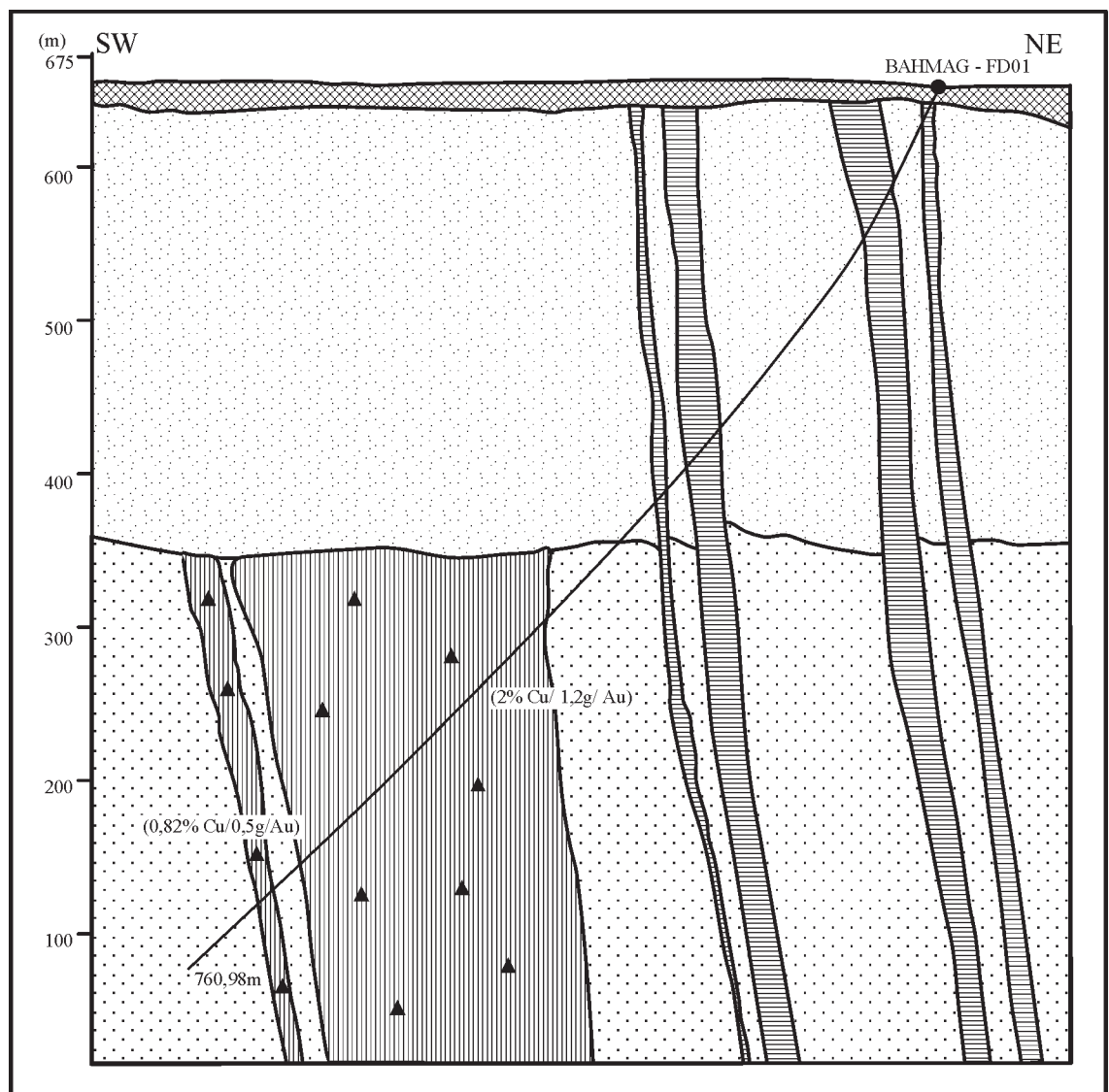


Fig. 32 – Mapa geológico da Mina Igarapé Bahia (segundo Soares *et al.*, 1999). Ver localização na Fig. 26.



Legenda

0 50 100 150 m






-  Crosta laterítica/ solo
-  Formação Águas Claras – metarenitos
-  Grupo IG-Bahia – metabasaltos, metandesitos, piroclásticas ácidas, formações ferríferas, cherts e metarritmitos.
-  Gabros/ Dioritos
-  Zonas mineralizadas – brechas magnetíticas e brechas cloríticas sulfetadas (cpx/bo).

Fig. 33 – Seção esquemática do Depósito Cu-Au Alemão (segundo Barreira *et al.*, 1999; Soares *et al.*, 1999).

1998; Tallarico *et al.* 1998, 2000). Diversos tipos de veios cortam as brechas mineralizadas, os mais freqüentes sendo compostos por: calcita-calcopirita-fluorita-stilpnomelano; ankerita-calcopirita-ouro; siderita-calcita-quartzo-clorita-calcopirita; calcopirita-biotita-K-feldspato-turmalina-ETR-minerais. A mineralização é acompanhada por intensa alteração hidrotermal representada pela assembléia clorita-quartzo-albita-carbonato. O ouro aparece na forma de finas partículas (5 a 20 μm) inclusas nos minerais da ganga (quartzo, siderita e clorita), na calcopirita e, às vezes, na magnetita (Tallarico *et al.* 2000). As brechas mineralizadas apresentam anomalias de Fe, Cu, U, Au, Ag, Be, F, P e ETR (La e Ce), além de Mn, Ca, Mo e Zn.

Em Igarapé Bahia, a mineralização hipógena primária aparece abaixo de 200 m de profundidade, e as reservas desse minério foram estimadas em aproximadamente 219 Mt com 0,86 g/t Au e 1,4% Cu. No Depósito Alemão, as reservas de minério foram calculadas em 170 Mt com 1,5% Cu e 0,82 g/t Au (ou em 113 Mt de minério com 1,98% Cu e 0,94 g/t Au).

- c) Mineralização supergênica do Igarapé Bahia: a alteração laterítica foi responsável pelo desenvolvimento de um espesso manto de alteração, e deu origem a um minério laterítico composto principalmente por hematita, maghemita, goethita, com gibbsita, caulinita e quartzo subordinados, onde o ouro e o cobre foram lixiviados e reconcentrados (Zang e Fyfe, 1993; Costa *et al.* 1996; Costa, 1997). A zona de oxidação, que se estende até 150 m de profundidade, possui uma reserva de ouro estimada, em 1999, em 18,5 Mt de minério com 1,97 g/t Au. A produção anual é da ordem de 10t de ouro. Até 1999, cerca de 60 t Au foram extraídas (Tallarico *et al.* 2000). Na zona de cimentação, entre 150 e 200 m, na qual as soluções supergênicas precipitam, foi definido um minério de cobre e ouro de origem secundária, cujas reservas são de 9,5 Mt com teores de 3,83% Cu e 2,45 g/t Au.

Segundo Lindenmayer *et al.* (1998), os fluidos responsáveis pelo processo de cloritização generalizada, pela mineralização primária, ricos em CO_2 , U, ETR, Cu, Ag, Mo, F e Cl e possuidores de salinidade elevada, são relacionados a uma fonte magmática associada às intrusões dos granitos anorogênicos em 1,88Ga. Entretanto, outros pesquisadores, como Huhn e Nascimento (1997), Oliveira *et al.* (1998) e Tallarico *et al.* (2000b), associam a instalação da suíte hidrotermal às intrusões datadas entre 2,74

e 2,55Ga. A temperatura dos fluidos mineralizantes, determinada a partir da composição das cloritas hidrotermais, fica compreendida entre 300 e 370°C (Tallarico *et al.* 2000b). A composição isotópica dos carbonatos associados às mineralizações indica para δC^{13} uma fonte homogênea magmática (Fig. 20), que sofre processo de mistura com soluções superficiais (Tallarico *et al.* 2000b).

O conjunto desses dados: alteração, mineralogia do minério e composição dos fluidos, levou os autores supracitados a considerar os depósitos Cu-Au de Igarapé Bahia e Alemão como análogos aos depósitos hidrotermais do tipo *Olympic Dam* relacionados a intrusões graníticas, caracterizadas pela associação Fe-óxidos-(Cu-Au-U-ETR), conforme definida por Hitzman *et al.* (1992). Entretanto, esses pesquisadores consideram plausível um modelo genético polifásico, que envolve a superposição de processos vulcanogênicos exalativos associados ao vulcanismo com os processos magmáticos relacionados às intrusões dioríticas, hipótese essa reforçada pelas datações Pb-Pb dos sulfetos, que forneceram idades de 2,76Ga (Macambira, informação verbal).

1.2.2.3.2 Depósito Cu-Zn-Au de Pojuca

Situada na borda norte da Serra dos Carajás, a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Pojuca, que hospeda o Depósito Cu-Zn-Au, é constituída por um espesso pacote de ortoanfibolitos intercalados por um horizonte de BIF e sobreposto por uma unidade de metarenitos e metassiltitos, com o conjunto sendo cortado por *sills* e diques de metagabros e metadiabásios (Farias *et al.* 1984; Medeiros Neto e Villas, 1985; Medeiros Neto, 1986). Essa seqüência vulcano-sedimentar foi intrudida em 1,88Ga pelo Granito Anorogênico Pojuca. Segundo os pesquisadores antes citados, o depósito apresenta dois tipos de mineralizações:

- Mineralização associada à Formação Ferrífera: ocorre nas formas de sulfetos bandados e disseminados, de sulfetos maciços e de brechas silicosas. Embora tenha sido descrita como estratiforme de origem vulcano-sedimentar (Medeiros Neto e Villas, 1985), a mineralização associada às brechas silicosas lembra muito à das brechas hidráulicas de origem hidrotermal descritas no Igarapé Bahia.
- Mineralização associada a veios hidrotermais de natureza quartzo-feldspática: corta todas as litologias da seqüência vulcano-sedimentar e é acompanhada por alteração propilítica simétrica em relação ao eixo dos veios. Os principais minerais são: quartzo, ouro, fluorita, calcita, turmalina, albita e microclínio juntos com calco-

pirita, pirrotita, esfalerita e bornita, além de moli-bdenita, ilmenita, pirita, marcassita, cobaltita, hematita, mackinavita, cubanita e pentlandita. Esses veios quartzo-feldspáticos parecem corresponder às remobilizações originadas pela intrusão do Granito Anorogênico Pojuca, em 1,88Ga (Medeiros Neto, 1986). Nas imediações do Granito Pojuca, o mesmo tipo de mineralização tem sido descrito e relacionado à intrusão do Granito Gameleira, datado em 1,88Ga (Pimentel e Lindenmayer, informação verbal).

1.2.2.3.3 Depósito Cu-Au de Salobo

Descoberto pela Docege em 1977, o Depósito Cu-Au de Salobo (Farias e Sauesserig, 1982), situado 30 km ao norte da Serra dos Carajás (Fig.26), está hospedado na seqüência vulcano-sedimentar homônima que se encontra verticalizada, a qual recobre discordantemente os gnaisses trondjemíticos do embasamento (Fig.34a e 34b). É constituída por quartzitos, anfibólitos, metagrauvas e formações ferríferas ricas em magnetita, às quais está associada a mineralização de cobre e ouro. É limitada por extensas zonas de cisalhamento orientadas WNW-ESE, e intrudida por dois granitóides distintos:

- Um granito deformado, sintectônico, foliado e milonitizado, datado em 2,57Ga (Machado *et al.* 1991), denominado *Old Salobo Granite* (OSG);
- Um quartzo-sienito não deformado, intrusivo na forma de dique, datado em 1,88Ga, acompanhado por metamorfismo de contato e intensa alteração hidrotermal, denominado *Young Salobo Granite* (YSG).

O minério de Salobo, estudado principalmente por Lindenmayer (1990,1998, 1999), Lindenmayer e Fyfe (1994), é constituído predominantemente por bornita e calcocita, disseminadas ou maciças, sempre associadas a lentes de magnetita. Os minerais de ganga consistem de fayalita, grunerita, Fe-biotita, greenalita, hastingsita, turmalina, quartzo, grafita e ilmenita. O minério está hospedado em formações ferríferas silicatadas com magnetita, fayalita e grunerita e em BIFs aluminosas com almandina, Fe-biotita, grunerita, e magnetita. As formações ferríferas e as lentes de magnetita-bornita-calcocita encontram-se tectonicamente foliadas e até milonitizadas, mostrando texturas de fluxo plástico, milonitização e brechação. Com a intrusão do quartzo-sienito porfirítico (YSG), as formações ferríferas e a mineralização sofreram metamorfismo de contato na fácies piroxênio *hornfels* (750°C), ao qual sucede alteração potássica (650-550°C;

2,5 kb) com formação de biotita e percolação de fluidos oxidantes ricos em sais (52-34% eq. peso NaCl), segundo Réquia *et al.* (1997), seguida por intensa propilitização caracterizada por uma cloritização generalizada provocada por fluidos menos salinos (21-1,2% eq. peso NaCl) e temperaturas mais baixas (350-270°C) em condições dúctil-rúpteis. Os veios tardios mineralizados contêm calcopirita, molibdenita, uraninita, estilpnomelano, allanita, quartzo, epidoto, fluorita, clorita, Co-pentlandita, covelita, digenita, hematita, cobre nativo e ouro.

O modelo genético, proposto inicialmente por Hutchinson e adotado por Farias e Saueressig (1982) e Lindenmayer (1990), classifica o Depósito de Salobo como vulcanogênico de tipo VMS. Posteriormente, Lindenmayer e Fyfe (1994) e Althoff *et al.* (1994) propuseram uma origem mista: exalativa para o cobre e epigenética para Au-Mo-U, a partir do sistema hidrotermal instalado após a intrusão do YSG. Réquia *et al.* (1997) sugerem a associação da mineralização a um sistema metamórfico-hidrotermal ou à colocação do OSG. Mais tarde, Lindenmayer (1998, 1999) considerou o Depósito de Salobo como do tipo Cu-pórfiro. Atualmente, Lindenmayer inclui o Depósito de Salobo, assim como todos os depósitos Cu-Au da região, no modelo Fe-Cu-Au-U-ETR de Hitzman *et al.* (1992), cuja mineralização é relacionada às intrusões dos granitos anorogênicos, em 1,88Ga. Esse modelo Fe-Cu-Au-U-ETR já tinha sido proposto, por Huhn e Nascimento (1997), para os depósitos Cu-Au da Província Carajás em relação com intrusões de granitos arqueanos. Um ponto fundamental para resolver as controvérsias consiste na observação de que os corpos maciços de magnetita-bornita-calcocita foram afetados pela deformação originada pelas zonas de cisalhamento, a qual foi datada entre 2,7 e 2,5Ga (Pinheiro e Holdsworth, 1997; Machado *et al.* 1991). Esses dados são concordantes com a datação em 2,76Ga (Pb-Pb) da mineralização primária realizada sobre a calcosina e a magnetita, a qual foi seguida por metasomatismo envolvendo a percolação de fluidos enriquecidos em B, U e Th, entre 2,6 e 2,5Ga (Mellito e Tassinari, 1998).

1.2.2.3.4 Depósitos Cu-Au de Sossego-Cristalino-S₁₁₈

Os novos depósitos Cu-Au, denominados Sossego, Cristalino e S₁₁₈, situam-se ao sul da Serra de Carajás (Fig. 26). Segundo Huhn *et al.* (1999), esses depósitos seriam associados a intrusões de dioritos e quartzo-dioritos, cuja idade fica entre 2,74 e 2,57 Ga, na seqüência vulcânica do Grupo Grão-Pará, verticalizada e metamorfizada nas fácies xisto-verde a anfibólito. A mineralização é encontrada em zonas brechadas e hidrotermalizadas, formando um tipo de *stockwork*, tanto nas vul-

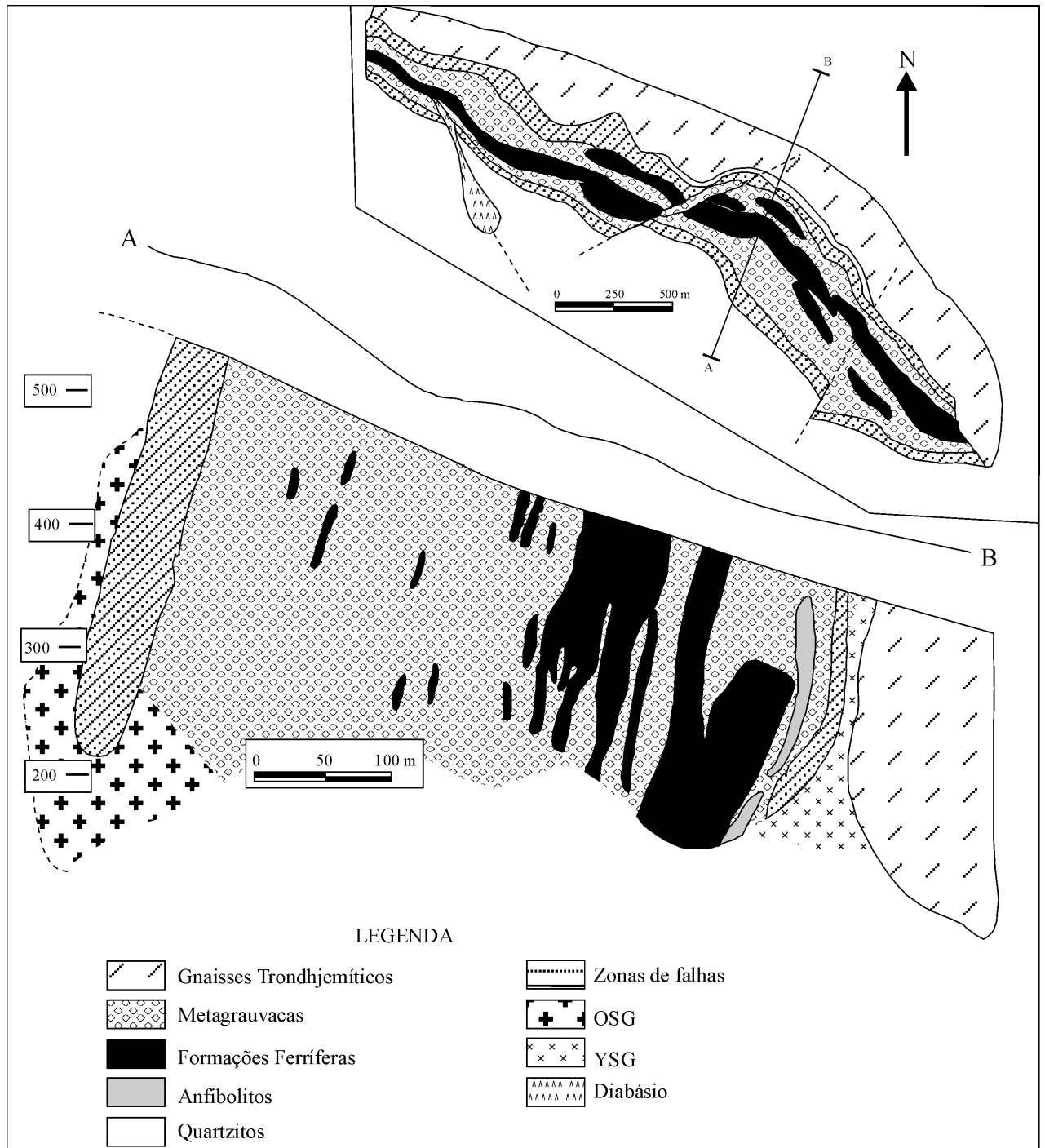


Fig. 34a, b – Mapa e seção geológicas esquemáticas do Depósito Cu-Au de Salobo (segundo Lindenmayer, 1990, 1999; modificado).

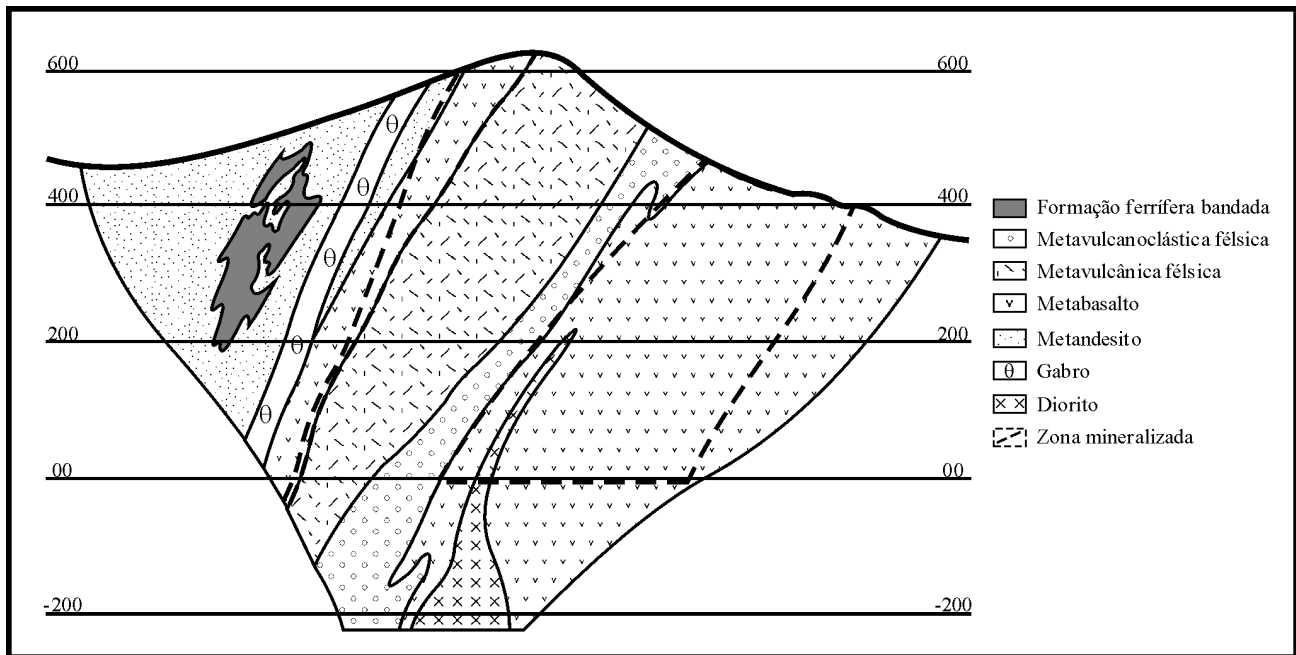


Fig. 35 – Seção geológica esquemática do Depósito Cu-Au de Cristalino (segundo Docegeo, 2000; inédito). Ver localização na Fig. 26.

cânicas encaixantes como nos corpos dioríticos (Fig. 35). A mineralização é acompanhada por um nítido enriquecimento em magnetita, apatita e allanita, além de alterações hidrotermais das mais variadas, incluindo microclinização e biotitização (alterações potássicas), albitização e escapolitização (alterações sódicas), cloritização, carbonatação, silicificação e turmalinização. A mineralogia do minério é constituída por calcopirita, pirita, magnetita, bravoíta, willerita, cobaltita, vesita e ouro. Os primeiros furos realizados indicaram teores de 1,4% Cu e 0,25 g/t Au, cujo potencial foi estimado como superior a 200 Mt de minério de cobre. A localização dos corpos intrusivos ao sul da Serra de Carajás, a afinidade alcalina e a abundância de escapolita e fluorita sugerem um posicionamento pós-tectônico e intraplaca para o magmatismo responsável pelas mineralizações. Huhn *et al.* (1999) consideram que esses novos depósitos mostram feições comuns com os depósitos Cu-Au de Alemão, Igarapé Bahia, Pojuca e Salobo, o que torna provável o enquadramento desses depósitos no modelo Fe-Cu-Au-U-ETR de Hitzman *et al.* (1992), conforme inicialmente proposto por Huhn e Nascimento (1997).

1.2.2.4 Depósitos de manganês

O Grupo Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995), originalmente descrito sob a denominação regionalmente mais abrangente de Grupo Rio Fresco (Barbosa *et al.* 1966), que

ficou restrita à seqüência vulcano-sedimentar paleoproterozóica ocorrendo ao sul e a sudoeste das províncias Rio Maria e Carajás, consiste em uma megaseqüência sedimentar arqueana, cuja distribuição é limitada à Serra dos Carajás e a pequenas manchas isoladas sobrepostas aos *greens-tone belts*. Essa seqüência foi dividida em dois membros:

- Mb. Inferior, composto por argilitos e siltitos, com arenitos subordinados, relacionados a um ambiente marinho profundo;
- Mb. Superior, representado principalmente por arenitos e conglomerados depositados em ambiente litorâneo a fluvial entrelaçado.

Nas bordas da sinforma de Carajás, o Grupo Águas Claras se sobrepõe em discordância angular às seqüências vulcano-sedimentares Igarapé Bahia e Pojuca, o que traduz a existência de um evento tectônico, provavelmente relacionado à reativação das zonas de cisalhamento que limitam a Serra dos Carajás, anterior à deposição desse grupo e síncrono às intrusões granitóides datadas em 2,74Ga.

Ao Grupo Águas Claras são diretamente associados os depósitos de manganês do Azul e do Sereno, aos quais é correlacionado o Depósito de Buritirama.

Hospedados nos sedimentos do Grupo Águas Claras, encontram-se os depósitos de Ouro de Serra Pelada e cobre-ouro de Águas Claras, encaixados em fraturas que afetaram a cobertura sedimentar em épocas distintas.

1.2.2.4.1 Depósitos Mn de Azul/Sereno

A Jazida de Manganês do Azul, situada 10 km ao sul do depósito de ferro Serra Norte (N4), da Serra de Carajás, foi descoberta no final de 1971, e as investigações relativas à economicidade do depósito foram concluídas no início de 1977 (Anderson *et al.* 1974; Beisiegel *et al.* 1973; Bernadelli e Beisiegel, 1978; Bernadelli, 1982).

O depósito, orientado E-W, ocorre numa área de aproximadamente 5 x 1 km, associado aos sedimentos pelíticos da Fm. Azul do Grupo Águas Claras (anteriormente denominado Rio Fresco). Tal seqüência sedimentar ocupa a parte central do sinclinal da Serra dos Carajás, cujo eixo se estende na direção noroeste (Fig. 26). Os sedimentos são representados por conglomerados, os quais contêm seixos de jaspilitos, por arenitos brancos, siltitos e folhelhos pretos ricos em matéria orgânica e depositados numa plataforma marinha cujo ambiente evoluiu lateralmente de litorâneo a bacinal profundo.

A mineralização primária ou protominério de manganês (Bernadelli e Beisiegel, 1978; Valarelli *et al.* 1978) é associada a seqüência pelítica na forma de duas unidades manganêsíferas que afloram no núcleo de um anticlinal assimétrico com eixo E-W, mergulhando para oeste na região da mina (Fig. 36). É composta essencialmente

por rodocrosita (30-50%), quartzo (15-30%), filossilicatos (15-25%), feldspato (0-10%) e matéria orgânica.

A mineralização secundária, de origem laterítica, desenvolveu-se a partir da alteração e do enriquecimento supergênico da Unidade Manganêsífera Inferior, constituindo o essencial do minério explorado, o qual é classificado em duas categorias:

- Depósitos subsuperficiais, representados por pelitos manganêsíferos (20-30% Mn), com camadas cuja espessura varia de 20 a 60 m, e por bióxidos de manganês (teor médio 46% Mn), com espessura média de 15 m, na forma de nsutita.
- Depósitos superficiais, constituídos por pisólitos, blocos, plaquetas e brechas manganêsíferas. O material pisolítico pode atingir até 20 m de espessura. Após deslaminagem, o conteúdo de manganês do material pisolítico varia de 14 a 18%. Blocos e plaquetas (material detrítico) ocorrem associados, representando o minério mais rico da Mina de Manganês do Azul, com teor médio de 45% Mn, com a criptomelana como principal mineral.

Em fevereiro de 1996, as reservas constavam de 13,4 Mt de material detrítico, 31,06 Mt de material pelítico e 9,9 Mt de bióxido de manganês totalizando 54,36Mt. Em 1995, a produção de minério metalúrgico foi de 1.183.578 t, e a de bióxido de manganês de 70.381 t.

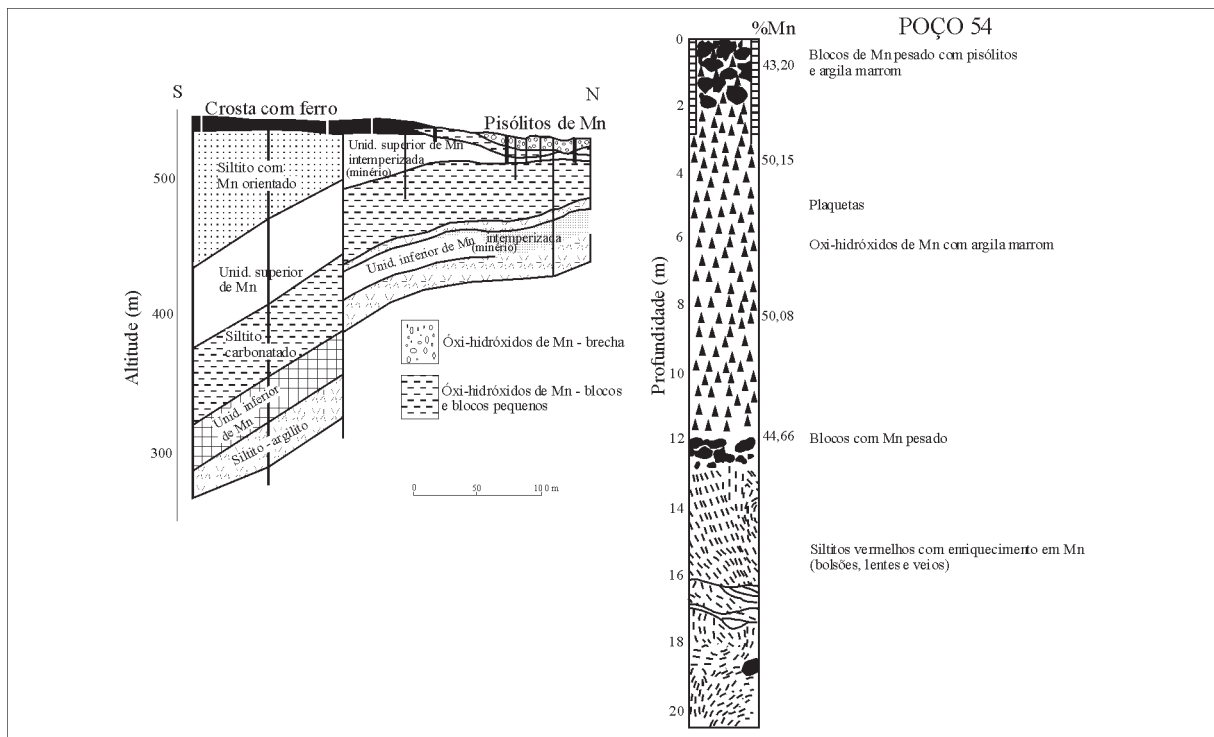


Fig. 36 – Seção geológica do Depósito Mn de Azul, Carajás (segundo Bernardelli, 1982; Costa, 1997). Ver localização na Fig. 26.

* *Modelo genético*

Apesar de alguns autores proporem um modelo vulcano-sedimentar para o Depósito de Manganês do Azul, não foi comprovada até agora a associação da mineralização com o vulcanismo Grão-Pará ou Igarapé Bahia. Na realidade, trata-se de um depósito de manganês ímpar na literatura geológica internacional, tanto por sua idade neoarqueana superior, como por sua natureza sedimentar e por sua situação paleogeográfica na bacia.

A Jazida de Manganês do Azul pertence à categoria dos depósitos marinhos singenéticos, na margem de bacias anóxicas (Force e Cannon, 1986; Force e Maynard, 1991), que são responsáveis pela maior parte da produção e das reservas mundiais desse elemento: Nikopol-Chiatura, no Oligoceno da Ucrânia; Molango, no Cretáceo do México; Groote Eylandt, no Cretáceo Médio da Austrália. Todos eles tomam por modelo o exemplo atual e recente da sedimentação do Mar Negro (Degens e Ross, 1974; Degens e Stoffers, 1976), onde o manganês precipita na forma de óxidos e/ou carbonatos na passagem de um ambiente profundo anóxico para um ambiente de águas rasas oxigenadas numa bacia estratificada (Fig. 37). Os óxidos de manganês são bem variados, os mais comuns são nsutita, psilomelana, criptomelana e pirolusita. Esses óxidos podem ocorrer numa forma pulverulenta ou como oóides (oólitos e

pisólitos), cuja precipitação é de natureza bioquímica. Os carbonatos de manganês são essencialmente rodocrosita e manganita. Esses carbonatos podem ser precipitados diretamente a partir da água do mar ou representar o produto de substituição, durante a diagênese precoce, dos óxidos formados anteriormente. É freqüente a presença de microesferas nesses carbonatos.

Nas bacias estratificadas, as zonas mais profundas constituem o sítio de deposição de folhelhos pretos ricos em matéria orgânica, representando assim o equivalente lateral dos depósitos de manganês que ocorrem associados a seqüências sedimentares condensadas, avançando em transgressão sobre a plataforma cratônica. Esse tipo de sedimentação é característico de bacias cratônicas desenvolvidas com nível de mar alto.

No caso do Depósito de Manganês do Azul, a mineralização original de rodocrosita deve ter se desenvolvido na zona do talude, entre a plataforma e a bacia profunda, com a rodocrosita como um produto diagenético precoce formado a partir de matéria orgânica, talvez com atuação de bactérias, conforme identificação feita por Lindenmayer *et al.* (1993).

Tendo em vista a ausência de afloramentos que permitissem observar a transição para a plataforma oxidante, é possível aventar a possibilidade da existência de um depósito oxidado de

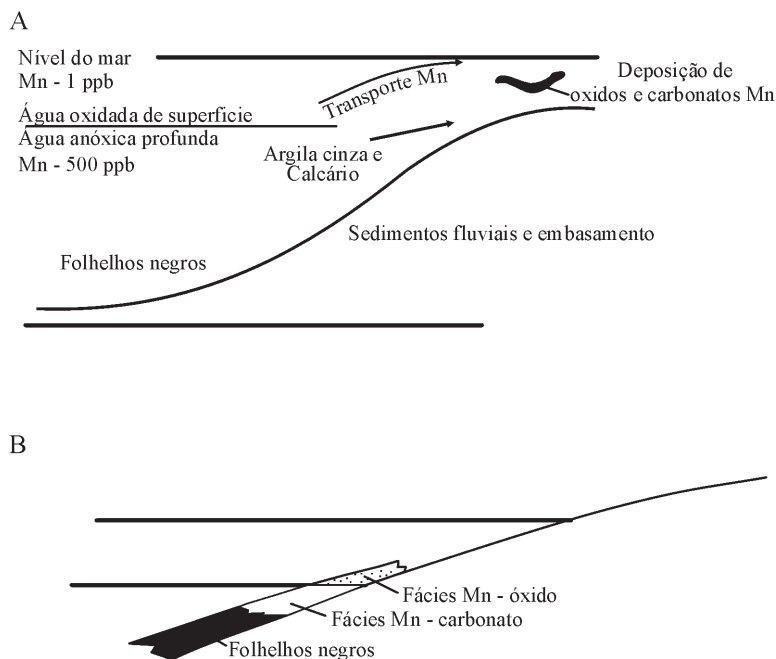


Fig. 37 – Modelo deposicional simplificado para o manganês na margem de bacias estratificadas. A) distribuição das fácies na bacia; B) zonação mineralógica do manganês (segundo Force e Cannon, 1986; Force e Maynard, 1991).

manganês de grande porte, estendendo-se paralelamente à borda da bacia, situada a leste e orientada NW-SE, em posição semelhante à daquela que é ocupada pelo Depósito do Sereno nas proximidades da Serra Pelada (Fig. 26), onde diversos corpos de minério foram identificados (Vieira e Brauer, 1996).

1.2.2.4.2 Depósito Mn de Buritirama

No norte da Província Mineral de Carajás, a Serra de Buritirama é constituída por metassedimentos agrupados sob a denominação Grupo Buritirama, que se sobrepõe em discordância ao embasamento granito-gnáissico (Anderson *et al.* 1974; Beisiegel *et al.* 1973). A seqüência metassedimentar (Fig. 38) é representada, da base para o topo, por quartzitos micáceos, micaxistos com intercalações e lentes de mármores, rochas calcissilicatadas manganíferas, quartzitos bandados, micaxistos variados. Os protominérios de manganês (Andrade *et al.* 1986) são compostos por braunita, haussmanita, Mn-calcita, Mn-Kutnahorita, piroxanguita, rodonita, tefróita, espessartita, anfibólio manganífero e pirofanita. Esses protominérios foram classificados como mármores calcissilicáticos, piroxanguita-mármores, braunita-mármores, tefróita-alabandita-mármores e xistos calcissilicatados. O estudo das paragêneses e das inclusões fluidas permitiu estabelecer, para os metassedimentos e os protominérios, um metamorfismo de fácies anfibólito, com temperaturas da ordem de 550°C, e pressões vizinhas de 1,5 kb (Bello *et al.* 1978; Valarelli *et al.* 1978).

A jazida é resultado do intemperismo laterítico que afetou os diversos tipos de minério, com o minério de manganês ocorrendo na forma de blocos, plaquetas, pisólitos e laterita manganésifera terrosa e sendo constituído essencialmente por criptomelana, nsutita e litioflorita.

Descoberto em 1967 pela Companhia Meridional de Mineração, o depósito foi estudado, sucessivamente, pela Amazônia Mineração S.A. e pela Mineração Colorado Ltda. até 1984, quando então as reservas de manganês foram estimadas em 18,5 Mt de minério com teores variando entre 40,6 e 54,29% Mn.

Há muitas dúvidas em relação ao posicionamento estratigráfico do Grupo Buritirama, em função do metamorfismo na fácies anfibólito que afetou a seqüência sedimentar. As paragêneses dos protominérios apresentam muitas afinidades com as encontradas na Serra do Navio (Amapá) ou na Jazida de Lafaiete (Minas Gerais), as quais estão inseridas num contexto relacionado a *greenstone belt*. Entretanto, a ausência até agora, de rochas vulcânicas associadas, pode sugerir uma correlação desse grupo com o Grupo Águas Claras, o que significaria admitir o envolvimento dessa seqüência em metamorfismo de grau mais elevado.

1.2.2.5 Depósitos Au de Serra Pelada/Serra Leste

O Depósito de Ouro de Serra Pelada/ Serra Leste, descoberto em 1970 e famoso pelo elevado número de garimpeiros (40 mil) que trabalhou na sua exploração artesanal, encontra-se hospedado nos sedimentos do Grupo Águas Claras, na porção leste da Província Carajás. Na área, o embasamento da seqüência sedimentar é constituído por gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu, pela Seqüência Vulcano-Sedimentar (*greenstone belt*) Rio Novo, a qual é intrudida pelo Complexo Máfico-Ultramáfico diferenciado Luanga e por diversas unidades do Grupo Grão-Pará. A seqüência sedimentar do Grupo Águas Claras, constituída por conglomerados, are-

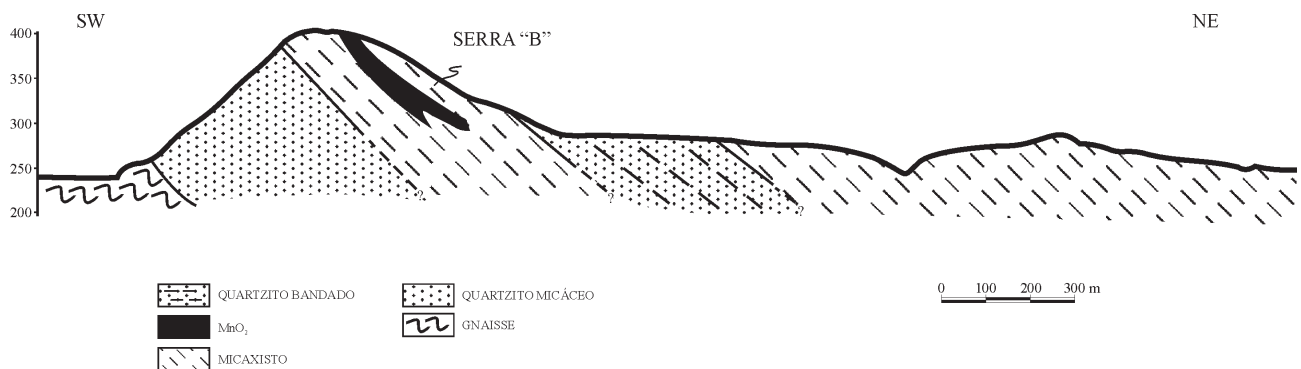


Fig. 38 – Seção geológica esquemática do Depósito Mn de Buritirama (segundo Andrade *et al.*, 1986). Ver localização na Fig. 26.

nitos, dolomitos/calcários e siltitos cinza, vermelhos e carbonosos, apresenta uma estrutura sinclinal recumbente, cujo eixo mergulha 15-25° para SW (Meireles *et al.* 1982; Meireles e Silva, 1988). Corpos maciços e diques de dioritos, de provável idade arqueana, são intrusivos na área, assim como o Granito Anorogênico Cigano, datado em 1,88Ga (Machado *et al.* 1991).

A mineralização Au-(Pd-Pt), situada no flanco do sinclinal recumbente (Meireles *et al.* 1982; Meireles e Silva, 1988), segue grosseiramente o contato entre os dolomitos e os siltitos carbonosos que parecem ter controlado a descarga de fluidos. Os corpos mineralizados, freqüentemente associados a brechas com fragmentos de siltitos carbonosos, dolomitos e elementos silicificados, são envolvidos por uma auréola de silicificação que atinge de 5 a 50 m de espessura. Toda a mineralização conhecida encontra-se no domínio de intensa oxidação supergênica, a qual se estende até 300 m de profundidade, onde um contato brusco com os dolomitos frescos é observado. Segundo Tallarico *et al.* (2000), a mineralogia dominante é composta por carbono amorfo, quartzo, sericita, caulinita, hematita, goethita, óxidos de manganês, traços de turmalina, carbonatos, clorita e magnetita. Raras e minúsculas relíquias de sulfetos primários foram identificadas por microscopia eletrônica, tais como: pirita, calcopirita, arsenopirita, covelita, bornita e galena, além de sulfetos de níquel (millerita/pentlandita) e de níquel-cobalto-cobre (carrolita e siegenita), que são responsáveis pela assinatura geoquímica anômala do minério: até 200 ppm Co, 1.000 ppm Ni e 4.000 ppm Cu. O ouro é livre e rico em

paládio (1 a 8% Pd), contendo ainda prata (c. 0,5% Ag), ferro (0,5 a 1% Fe) e cobre (c. 0,5% Cu). As partículas de ouro nativo mostram uma granulometria compreendida entre 4 e 60 µm. Os mecanismos de oxidação têm um papel fundamental na mineralização de ouro, provocando um aumento significativo da pureza e do teor, assim como o desenvolvimento de grandes pepitas de ouro maciço (pesando até 6 kg) e de enormes agregados dendríticos e esqueléticos de ouro (os quais chegam a pesar de 26 a 62 kg), e foram intensamente procurados pelos garimpeiros na época de exploração do Garimpo de Serra Pelada que, entre 1980 e 1984, produziu cerca de 32,6 t Au.

Tallarico *et al.* (2000a) descrevem metamorfismo de contato, evidenciado pela presença de actinolita; e hidrotermalismo, acompanhado por cloritização generalizada e relacionado a mineralização. Os dois eventos são atribuídos às intrusões dioríticas. De acordo com esses autores, a paragênese pirrotita-pirita-magnetita, em presença de calcopirita, teria precipitado a partir de fluidos com temperatura da ordem de 300°C, com alta fO_2 e moderado conteúdo em enxofre, evoluindo em função da formação de hematita e bornita para uma fO_2 mais elevada, e uma atividade do enxofre menor, o transporte de Au, Cu, Ag, Hg e EGP sendo realizado, em condições ácidas, por complexos de cloro.

Entretanto, é importante sublinhar a importância do controle estrutural da mineralização (Fig. 39a, 39b e 39c), que é associada a um sistema transtensivo dextral, orientado NNE-SSW, desenvolvido entre duas zonas de cisalhamento regional de direção ENE-WNW (Freitas-Silva,

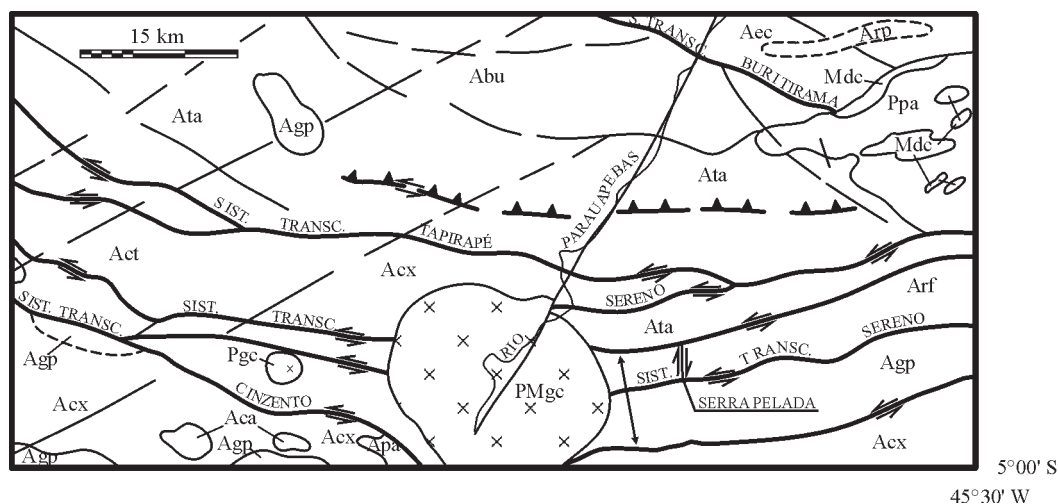


Fig. 39a – Estruturação do Sistema Transcorrente Sereno: Aec = Enderbitto Cajazeiras; Acx = Complexo Xingu; Ata = Grupo Tapirapé; Agp = Grupo Grão-Pará; Arf = Grupo Rio Fresco; Ppa = Grupo Paredão; PMgc = Granito Cigano; Mdc = Diabásio Cururu (segundo Oliveira *et al.*, 1994).

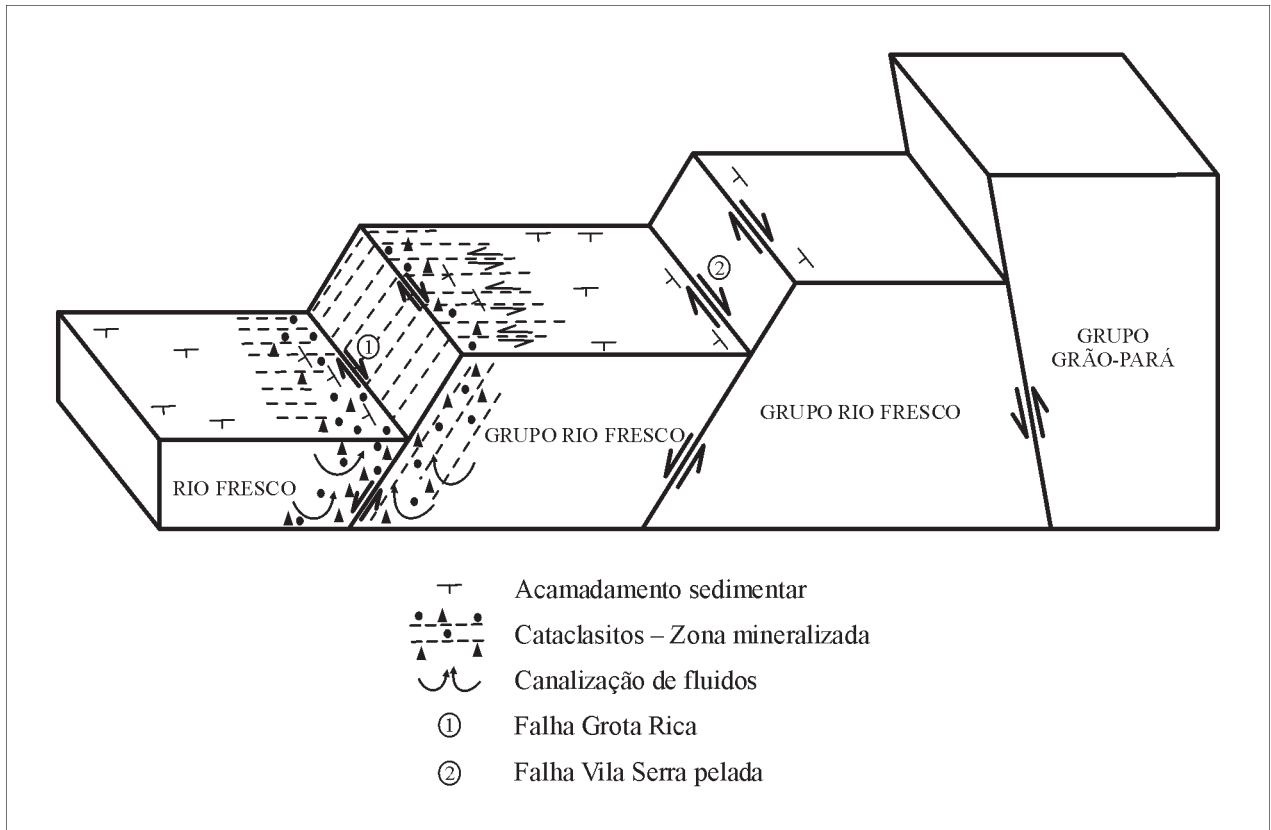


Fig. 39b – Bloco diagrama esquemático com a articulação de blocos na região do Depósito Au de Serra Pelada (segundo Freitas-Silva, 1999).

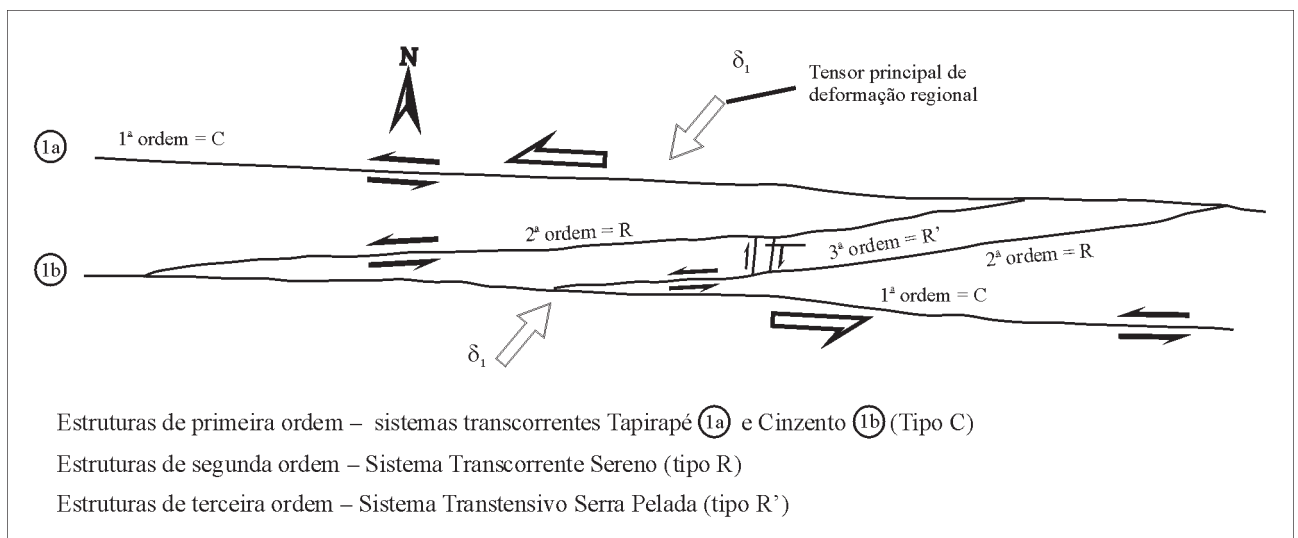


Fig. 39c – Representação esquemática do condicionamento em uma estrutura de terceira ordem do tipo R' do Depósito Au de Serra Pelada (segundo Freitas-Silva, 1999).

1999). Essa observação pode significar que o hidrotermalismo mineralizante não é obrigatoriamente associado às intrusões dioríticas que são afetadas pelo cisalhamento, e pode ser relacionado à movimentação das zonas de cisalhamento regionais atuantes de 2,7Ga (Pinheiro e Holdsworth, 1997) a 2,5Ga (Machado *et al.* 1991). Estudos preliminares de inclusões fluidas (Freitas-Silva, informação verbal) mostram inclusões primárias no quartzo: H₂O bifásicas; CO₂ monofásicas e bifásicas; H₂O-CO₂ bifásicas e trifásicas, com salinidade moderada a baixa e temperaturas entre 150 e 200°C. Esses dados sugerem uma origem tectônica para os fluidos hidrotermais, o que abre novas perspectivas para a prospecção de jazidas semelhantes na área, em estruturas transtensivas paralelas, orientadas segundo uma direção vizinha de NS.

1.2.2.6 Depósitos de níquel laterítico associados aos complexos máfico-ultramáficos

Na área do Grande Carajás, uma série de intrusões de complexos máfico-ultramáficos diferenciados, conhecidos como Vermelho, Onça, Jacaré-Jacarezinho, balizam o final do Arqueano na região, tendo sido datados desde 2,65Ga (Dias *et al.* 1996) até 2,3Ga (Macambira, informação verbal). Esses complexos, que estão sendo investigados para mineralizações sulfetadas de Ni e EGP, apresentam importantes depósitos de Ni laterítico, os quais serão tratados mais adiante, no capítulo relativo ao Cenozóico.

1.2.2.7 Depósitos minerais associados aos granitos anorogênicos paleoproterozóicos das províncias Rio Maria e Carajás

Os granitos paleoproterozóicos das províncias Rio Maria e Carajás (Fig. 17 e 26) possuem idade aproximada de 1,88Ga (Dall'Agnol *et al.* 1994). Formam diversos batólitos e *stocks* graníticos intrusivos, tanto no conjunto granito-*greenstone* de Rio Maria como nas diversas seqüências vulcano-sedimentares e sedimentares de Carajás. São granitos não-foliados, posicionados em nível crustal elevado, intrusivos numa crosta rígida, e cortam indistintamente as rochas encaixantes. Xenólitos são comumente encontrados, e o metamorfismo de contato atinge a fácies hornblenda-*hornfels* (Dall'Agnol *et al.* 1987). Em geral, são biotita monzonitos e sienogranitos com texturas Rapakivi frequentes, principalmente nos granitos da Serra dos Carajás e Redenção. Têm caráter metaluminoso, altas razões K₂O/MgO, são enriquecidos em Rb e ETR pesados, e pos-

suem baixo conteúdo de Sr e Ba. Esses granitos situam-se no campo dos granitos intraplacas no diagrama de Pearce *et al.* (1984), mostrando afinidades com os granitos anorogênicos, a sua origem sendo relacionada à fusão parcial da crosta inferior. Esses granitos foram subdivididos em três grupos, por Dall'Agnol *et al.* (1994), em função da susceptibilidade magnética (SM):

- Granitos com alta SM, que contêm magnetita, tipo Jamon e Musa, às vezes com mineralizações de tungstênio associadas;
- Granitos com SM moderada, tipo Carajás, Cigano e Pojuca, às vezes com mineralizações Cu-Mo;
- Granitos com baixa SM, tipo Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo e Benedita, freqüentemente mineralizados em estanho.

1.2.2.7.1 Depósito Cu-Au de Águas Claras

O Depósito Cu-Au de Águas Claras (Fig. 40) encontra-se associado a zonas de cisalhamento e a falhas gravitacionais orientadas N20 a N40E/70NW, que afetam os sedimentos do Grupo Águas Claras, os quais são representados por siltitos e arenitos intrudidos por *sills* e diques de diabásio. Segundo Cordeiro e Silva (1986), Soares *et al.* (1994) e Silva e Villas (1998), a mineralização primária é de origem hidrotermal e caracteriza-se, na primeira fase, por veios de quartzo maciço com cassiterita e wolframita, acompanhados por silicificação das rochas máficas e turmalinização dos sedimentos. A segunda fase da mineralização hidrotermal é marcada por cloritização e sericitização, intensa brechação dos veios de quartzo e precipitação de sulfetos, como calcopirita, pirita e arsenopirita dominantes, com pirrotita, esfalerita, estanita, cobaltita, bismutinita e galena subordinadas, além de magnetita. O ouro, rico em prata (25%), aparece em grãos irregulares (0,01 a 0,26 mm) nos contatos entre os cristais de pirita e calcopirita, inclusos na arsenopirita e isolados na massa de calcopirita. A origem da mineralização Au-Cu-Sn-W pode ser relacionada à intrusão do Granito Central de Carajás, datada em 1,88 Ga. As reservas do depósito têm sido estimadas em 9,5 Mt de minério, com 2,43 g/t Au (Silva e Villas, 1998).

O intemperismo laterítico provocou a formação de *gossan*, em superfície, e de mineralização secundária constituída por ouro, na forma de pepitas, associado à goethita, limonita, hematita e martita, além de quartzo, caulinita e turmalina. Esse manto de alteração é explorado em apoio à Mina de Igarapé Bahia.

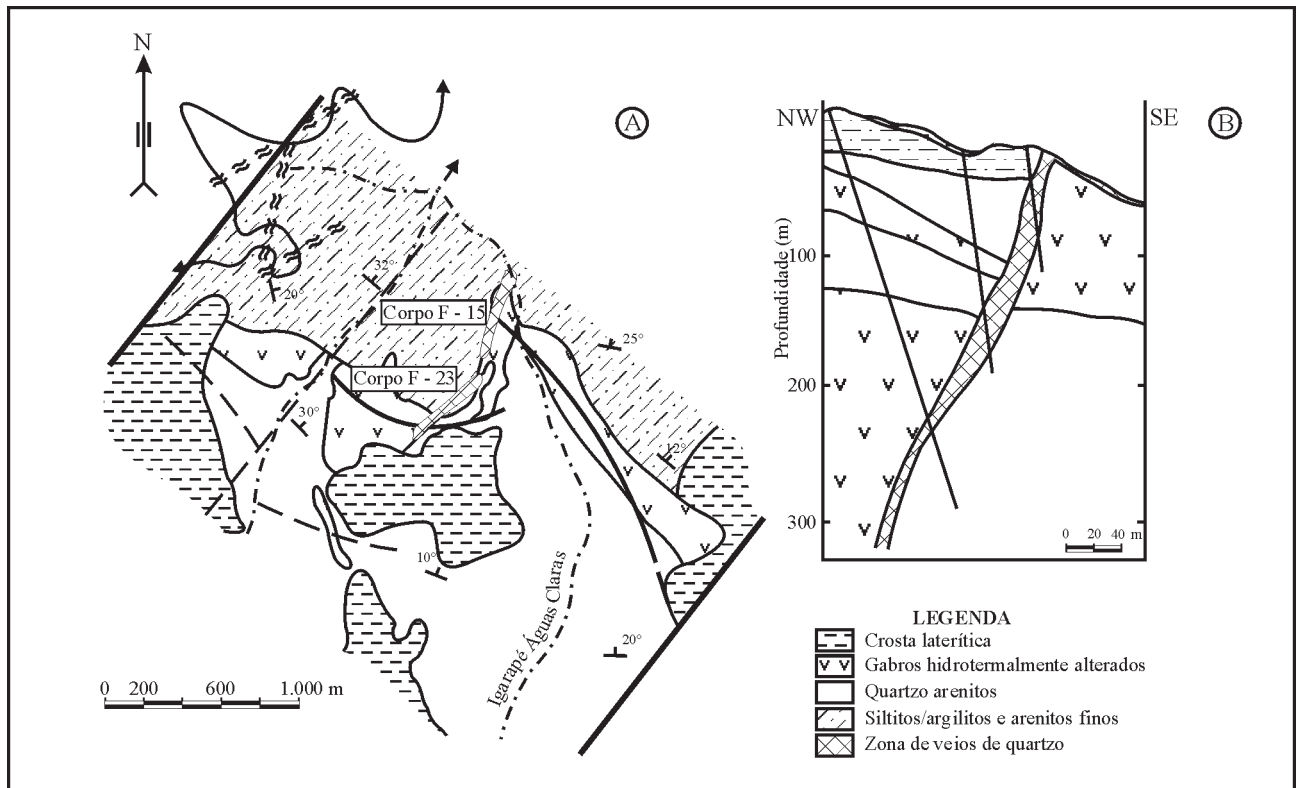


Fig. 40 – Depósito Au de Águas Claras, região de Carajás (segundo Silva e Villas, 1998) A. – Mapa geológico; B. – Seção esquemática NW-SE do sistema de veios Águas Claras. Ver localização na Fig. 26.

1.2.2.7.2 Depósito W da Pedra Preta

O Depósito de Wolframita da Pedra Preta (Cordeiro e Silva, 1986; Rios *et al.* 1998) é associado à intrusão do Granito Anorogênico Musa. A mineralização está contida em veios de quartzo de direção geral N80W, subverticais, que cortam a seqüência vulcano-sedimentar (Fig. 41). Junto com o quartzo ocorrem, além da wolframita, topázio, muscovita, turmalina, pirita, pirrotita e calcopirita. No contato com os veios mais possantes, a wolframita encontra-se também disseminada nas rochas encaixantes intensamente silicificadas. As reservas de minério foram estimadas em torno de 320 mil t com teor médio de 1,03% WO_3 .

1.2.2.7.3 Mineralizações associadas ao Granito Central da Serra dos Carajás

No Granito Central, duas fácies principais, com texturas Rapakivi, são encontradas: (a) anfibólio-biotita sienogranito com granulação grossa e textura hipidiomórfica granular; (b) anfibólio-biotita sienogranito com textura porfirítica e fenocristais imersos numa matriz fina de mesma

composição. Os minerais acessórios mais comuns são allanita, ilmenita, magnetita, zircão e apatita. Observa-se, ainda, diques de microgranito e bolsões pegmatíticos.

Na evolução desse granito, identifica-se um estágio hidrotermal responsável pela alteração observada e pela formação de veios mineralizados preenchendo planos de fraturas verticalizados (Dall'Agnol *et al.* 1997). Segundo Rios *et al.* (1995a, 1995b), três tipos de veios foram identificados:

- i) Veios com calcita e sulfetos (calcopirita e pirita);
- ii) Veios com quartzo, turmalina, clorita, epidoto, albita, calcita, fluorita e sulfetos tardios (calcopirita, pirita e molibdenita);
- iii) Veios de sulfetos com calcopirita, pirita, molibdenita, bornita e covelita.

As temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas contidas no quartzo variam entre 550 e 190°C. Uma relação do Depósito Cu-Au de Águas Claras com esse evento hidrotermal do Granito Central foi anteriormente sugerida.

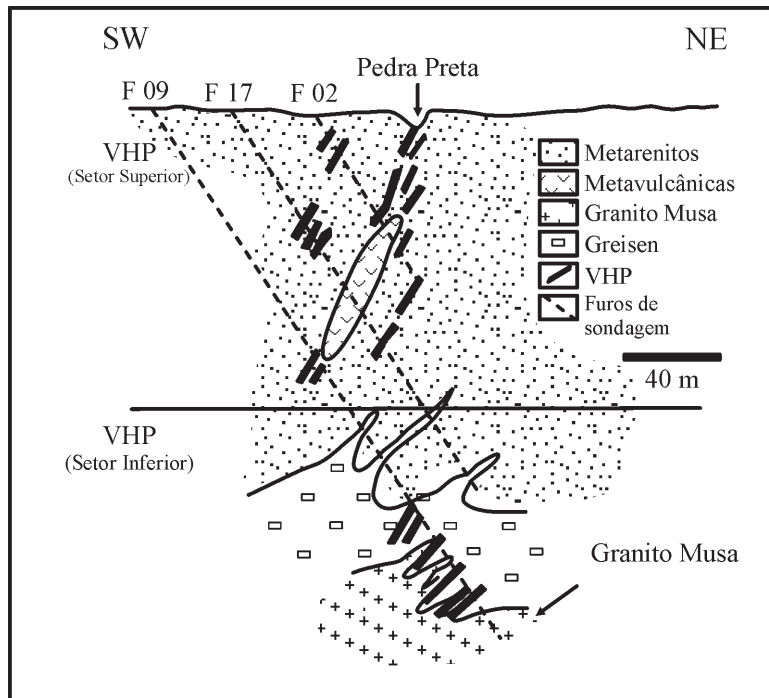


Fig. 41 – Seção SW-NE da Jazida de Wolframita da Pedra Preta (segundo Santos, 1987; Rios *et al.*, 1998).

1.2.2.7.4 Depósito Cu-Au do Granito Pojuca/Gameleira

O Granito Anorogênico de Pojuca, intrusivo no grupo homônimo, apresenta-se sob as fácies leucocrática e holo-leucocrática (Villas, 1999), compostas por K-feldspato/albita, biotita, allanita e hornblenda, além de zircão, titanita, apatita, torita, uranotorita, polícrásio e microlita como minerais acessórios. Apresenta importante alteração hidrotermal caracterizada pela presença de clorita, epidoto, fluorita, fengita, topázio, stilpnomelano, turmalina e minerais ricos em Ca, Y e ETR. A essa fase pneumatolítica/hidrotermal são associados sulfetos tais como: pirita, calcopirita e esfalerita, geralmente concentrados em veios que preenchem fraturas.

1.2.3 Província Tapajós

Tapajós, a maior província aurífera do Brasil, situa-se na parte central do Escudo Brasil-Central, entre o Rio Tapajós, as cabeceiras dos rios Crepori e Jamaxim, a Serra do Cachimbo e o Rio Iriri (Fig. 42). O embasamento dessa província con-

siste de duas unidades principais: a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, de idade paleoproterozóica (2,0-2,4Ga), e a Suíte Metamórfica Jacareacanga, possivelmente também paleoproterozóica (>2,1Ga). A unidade Cuiú-Cuiú compreende gnaisses, migmatitos, granitóides e anfíbolitos; e a unidade Jacareacanga representa uma seqüência supracrustal vulcano-sedimentar deformada e metamorfozada em grau xisto-verde. As relações dessa unidade com a Cuiú-Cuiú são desconhecidas. Ambas as suítes foram intrudidas por plutões e batólitos granodioríticos e monzodioríticos da Suíte Intrusiva Parauari, sin a tarditectônica (1,9-2,0Ga). Os granitóides Parauari são calcialcalinos e frequentemente têm textura Rapakivi. Todas essas unidades formam o embasamento de uma extensa cobertura de rochas vulcânicas subaéreas ácidas a intermediárias, referidas como Grupo Iriri (1,87-1,89Ga), bem como de uma suíte intrusiva co-magmática, anorogênica, denominada Maloquinha (1,80-1,87Ga). O magmatismo Iriri-Maloquinha foi formado durante regime predominantemente extensional. As rochas vulcânicas e seus plutões subvulcânicos não estão deformados penetrativamente. As rochas vulcânicas, com piroclásticas e sedimentos subordinados, possuem mergulhos fracos, exceto nas proximidades das falhas. Rochas

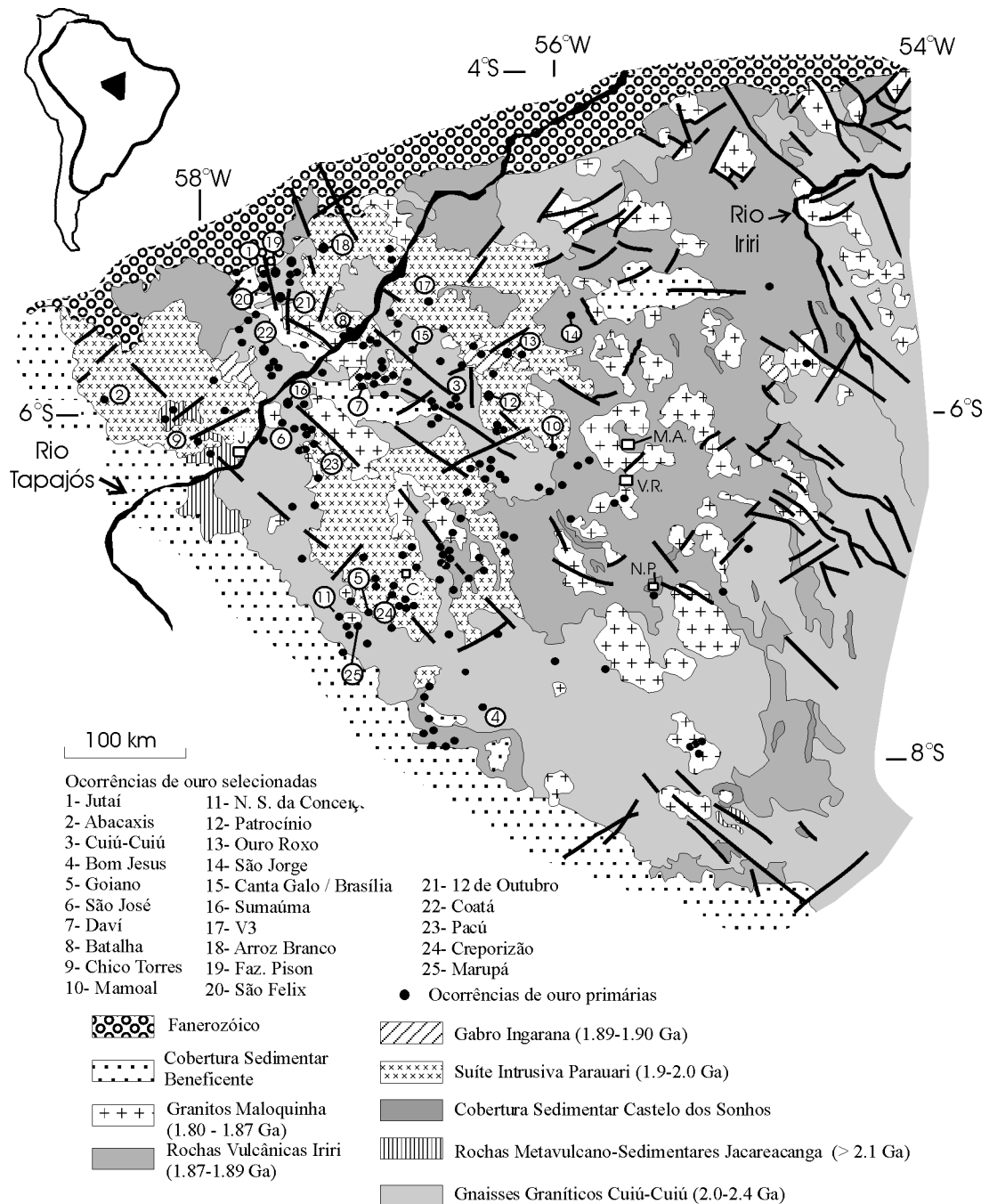


Fig. 42 – Mapa geológico simplificado da Província Tapajós, ilustrativo da distribuição das principais ocorrências de ouro primário (Schobbenhaus *et al.*, 1981; Faraco e Carvalho, 1994a; Robert, 1996; e outros referidos no texto). J. = Jacareacanga; M. A. = Morais Almeida; N. P. = Novo Progresso; V. R. = Vila Riozinho; C.= Creporizão.

sedimentares clásticas da Formação Castelo dos Sonhos, de origem fluvial, estão sotopostas ao Grupo Iriri. Geralmente formam cristas quartzíticas alongadas. Uma intrusão gabrítica denominada de Ingarana (1,89-1,90Ga) corta a Suíte Intrusiva Parauari e o embasamento Cuiú-Cuiú. Todas essas unidades são sobrepostas discordantemente pela cobertura sedimentar, localmente vulcânica, de caráter tafrogênico, do Grupo Beneficente. *Sills* e diques básicos Crepori intrudiram essa unidade em cerca de 1,69Ga, e também rochas máfico-ultramáficas de Cachoeira Seca, datadas entre 1,2 e 1,1Ga.

Os Granitóides Maloquinha, com quimismo alcalino a subalcalino, intrudem o Parauari e as vulcânicas Iriri. Esses granitóides mais jovens são mais fracionados que os Granitóides Parauari, tendo $Rb/Sr > 1$, e altas razões Nb/Zr e Gd/Yb . As Intrusivas Maloquinha têm uma colocação muito rasa, apresentam textura porfirítica e são frequentemente avermelhadas. Além disso, possuem anomalias de F, Zr, ETR, Y, Sn, Au e Cu.

Ocorrências primárias de ouro se localizam principalmente no domínio ocidental da província, em rochas de unidades do embasamento e em intrusões Maloquinha, com relativamente poucas ocorrências na cobertura vulcânica Iriri. Essa distribuição dos depósitos de ouro pode refletir a influência da profundidade do nível de erosão em expor certos estilos de mineralização de ouro (Fig. 43) (Robert, 1996; Coutinho *et al.* 1998a; Jacobi, 1999).

Dentre as diversas ocorrências de ouro primário (Robert, 1996; Coutinho *et al.* 1998a), dois estilos principais de mineralização estão presentes: 1) veios de quartzo e 2) mineralização disseminada/zonas de *stockwork*. Veios de quartzo são o estilo de mineralização mais comum e foram observados, por exemplo, nas localidades de Abacaxis, Bom Jesus, Goiano, São José, Daví, Batalha, Chico Torres, Mamoal, Cuiú-Cuiú e Nossa Senhora da Conceição. Em geral são estreitos e descontínuos. Muitas vezes o ouro é visível e ocorre em manchas ricas. Os teores podem ser muito altos. A alteração hidrotermal é restrita aos veios e nunca é pervasiva. A mineralização disseminada e *stockwork* foi observada em Jutaí e em Abacaxis.

As principais características dos veios de quartzo podem ser assim sumarizadas:

- a) Os veios são polimetálicos com a presença comum de pirita e possuem proporções variáveis de calcopirita, galena, esfalerita, pirrotita e molibdenita. Alguns veios contêm feldspato alcalino, ametista e fluorita; carbonatos são comuns;
- b) Nas ocorrências predominam desde o quartzo maciço até estruturas bandadas de quartzo; contudo, estruturas

de quartzo em pente e estruturas de *open-space filling* também são comuns;

- c) A alteração associada consiste de sericita-pirita proximal (Bom Jesus), ou de K-feldspato (Batalha), ou de assembléias minerais periféricas de clorita-epidoto-calcita (Bom Jesus, Daví), ou de clorita/sericita-sulfeto-carbonato (Ouro Roxo);
- d) Os veios são associados espacialmente com falhas rúpteis, e há pelo menos evidência local de veios sendo diretamente colocados em falhas rúpteis ativas (Bom Jesus, Goiano). Essas características são típicas de veios formados em níveis relativamente rasos na crosta, e indicam uma afinidade epitermal para os veios da Província Tapajós;
- e) Veios de quartzo ocorrem em várias rochas hospedeiras: embasamento granítico (Goiano), granito Maloquinha (Bom Jesus), e arenito fedspático não-metamórfico (Abacaxis);
- f) A ausência de deformações penetrativas e de metamorfismo significativo nas intrusivas Maloquinha, assim como nos arenitos em Abacaxis, pode significar que os veios tenham sido formados em níveis crustais rasos, o que é coerente com o ambiente inferido para os próprios veios;
- g) A similaridade das características dos veios, apesar da diversidade dos tipos de rochas hospedeiras e das idades, sugere que os veios de quartzo tenham idade similar. Portanto, os veios são contemporâneos ou mais jovens que as intrusões Maloquinha (Robert, 1996).

A ausência de ocorrências de ouro primário no Grupo Beneficente sugere que os veios sejam mais antigos que este. Ainda segundo Robert (1996), a melhor interpretação, considerando-se os dados disponíveis, é a de que os veios de quartzo foram formados durante o evento gerador do magmatismo Maloquinha, e são datados do final do Paleoproterozóico (1,80-1,87Ga). Uma possível exceção é representada pelos veios na ocorrência São José, onde eles são paralelos à foliação penetrativa em granitóides do embasamento, e foram boudinados ao longo dos planos de foliação. A implicação dessa boudinage é a de que os veios experimentam parte da deformação do embasamento e, portanto, são mais antigos (2,0-2,4Ga), ou seja, da base do Paleoproterozóico. Esse fato, segundo Robert (1996), levanta a importante possibilidade da existência de dois eventos geradores de veios de quartzo auríferos na Província Tapajós: veios mesotermiais no embasamento, no Paleoproterozóico antigo; e veios epitermais, no Paleoproterozóico jovem. Trabalhos adicionais deverão testar essa possibilidade. Finalmente, é importante observar que, se

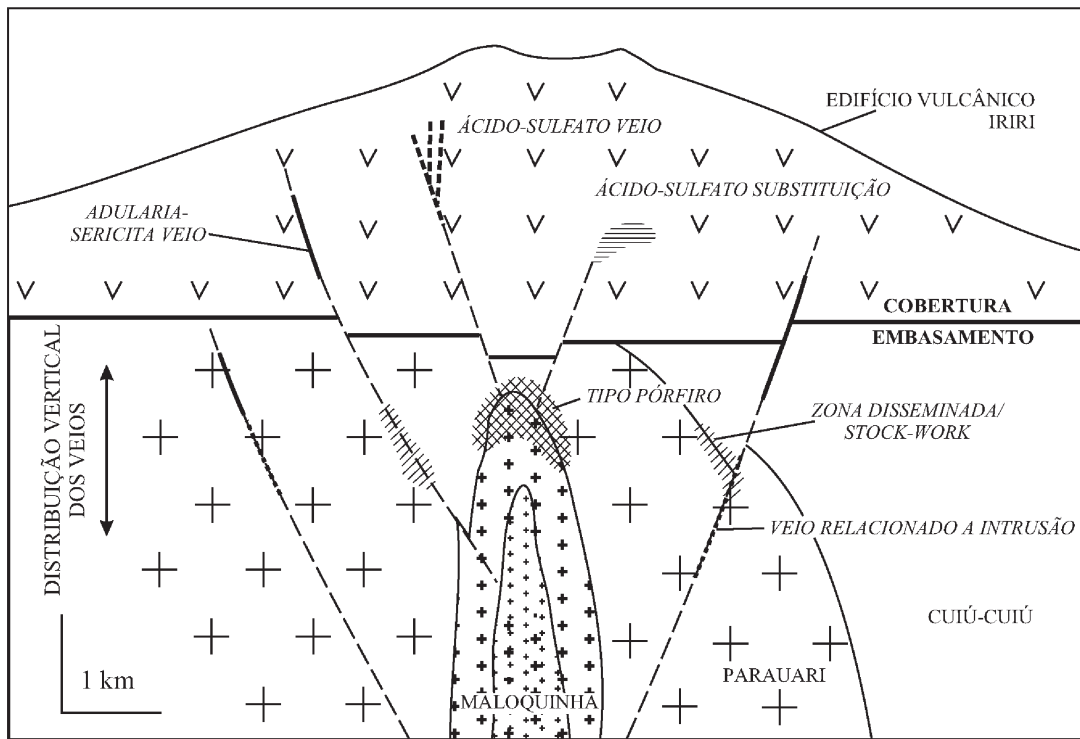


Fig. 43 – Modelo geológico esquemático de um sistema hidrotermal aurífero centrado sobre uma intrusão granítica do tipo Maloquinha (segundo Robert, 1996).

os veios de quartzo são relacionados ao evento magmático Iriri-Maloquinha, eles não são abundantes na cobertura vulcânica Iriri. A tendência é a de que ocorram nas unidades litológicas, abaixo dessa cobertura e dentro das intrusões Maloquinha.

A presença de zonas de sulfetos auríferos disseminados no granodiorito de Abacaxis, e de *stockwork* fracos e moderados em Jutá e em São Jorge, é altamente significativa. Mostra que a mineralização disseminada, e na forma de *stockwork*, geralmente associada com ambiente “pórfiro” (Sillitoe, 1991 *apud* Robert, 1996), pode representar um alvo de exploração válido para a Província Tapajós. Em Abacaxis, o granodiorito hospedeiro da mineralização sulfetada disseminada é intrusivo nos arenitos e nos siltitos não-metamórficos, os quais são considerados como equivalentes laterais das vulcânicas Iriri. Isso implicaria que o granodiorito pertence à Suíte Intrusiva Maloquinha, e que a mineralização disseminada pode ter a mesma idade dos veios de quartzo.

Como anteriormente referido, os veios de quartzo têm afinidades epitermais. Mais especificamente, eles têm várias características comuns aos depósitos epitermais do tipo adularia-sericita (Heald *et al.* 1987 *apud* Robert, 1996).

Esses incluem alteração de K-feldspato/sericita/clorita; fraca sulfetação nos veios (esfalerita, calcopirita, galena); presença de hematita e adularia (Jacobi, 1999; Dreher *et al.* 1998) em alguns veios; falta de alunita hipógena, enargita-tenantita e argilização avançada. No entanto, os veios de Tapajós têm alguns poucos pontos que os afastam do clássico modelo do tipo adularia-sericita: os veios ocorrem predominantemente no embasamento em relação à cobertura vulcânica; muitos são polimetálicos e não mostram uma separação vertical de metais básicos e preciosos, como enfatizado por Buchanan (1981 *apud* Robert, 1996). Os veios têm alguma similaridade com o que Sillitoe (1991 *apud* Robert, 1996) denominou de veios relacionados a plutões, que são transicionais, em caráter, entre os veios epitermais com adularia-sericita e os veios mesotermiais, e ocorrem em profundidade um pouco maior que a dos veios epitermais. Jacobi (1999) assinala uma série de ocorrências Au-Cu-Mo-Ag com características de depósitos epitermais, onde a mineralização (anomalia V3) é associada a brechas silicificadas ricas em pirofilita e em hematita, e a brechas silicificadas ricas em pirofilita e em sulfetos disseminados, com pirita predominante. Segundo o referido autor, a mineralização principal (Au) encontra-se nas

fácies ricas em hematita, com reservas estimadas superiores a 100 Mt de minério com baixo teor Au. Essas fácies mineralizadas são encaixadas nas vulcânicas e nos sedimentos que preenchem a estrutura em colapso de uma caldeira centrada sobre uma intrusão de granito com tendência alcalina tipo Maloquinha (Fig. 44).

Em contraposição, Delgado *et al.* (2000) observaram que existe um estreito relacionamento espacial entre os campos auríferos, as fácies graníticas e granodioríticas da Suíte Parauari e as rochas gabróicas da Suíte Ingarana. As mineralizações de ouro estão hospedadas, tanto nas rochas granitóides e gabróicas, como em rochas metamórficas mais antigas, na periferia dessas intrusões. Os veios de quartzo-sulfetos portadores de ouro, colocados em regime rúptil-dúctil, estão relacionados às intrusões granodioríticas (Chico Torres, Pacuí, Marupá), enquanto os depósitos de regime rúptil do tipo Veio e *Stockwork* estão, em sua maioria, associados a intrusões graníticas (Batalha, Arroz Branco, Serra do Bico), ou a rochas vulcânicas ou subvulcânicas correlatas (Fazenda Pison, 12 de Outubro, São Felix, Coatá), ou a rochas gabróicas (Jutaí, Davi). Os depósitos do tipo *Stockwork* de Jutaí (em gabros), Nova Chico Torres (em granodioritos), Fazenda Pison, São Felix e Coatá (em andesitos e tufos), independentemente da rocha hospedeira

são distribuídos geometricamente em volta de batólitos da Suíte Parauari. Esses autores ainda destacam o controle das mineralizações de ouro associado a um metalotecto estrutural – o sistema de falhas Tapajós do tipo *strike-slip*, de direções NW-SE e NNW-SSE.

Por outro lado, Delgado *et al.* (2000) consideram que existem poucos veios de quartzo auríferos nos granitóides da Suíte Maloquinha (Batalha, Penedo, Mamoal), os quais são extensionais, maciços ou com estrutura *comb*. Alguns poucos corpos dessa suíte têm relação proximal com pequenos campos de mineração de ouro, onde as mineralizações estão hospedadas em litologias da Suíte Parauari (Serra do Bicó; extremo norte do Distrito Pacú). Em conclusão, os referidos autores salientam a ausência de uma relação consistente entre os principais campos mineralizados e a Suíte Maloquinha, sugerindo que a sua influência na concentração de ouro na Província Tapajós é muito restrita.

Mais de 90% do ouro produzido na Província Tapajós foram extraídos de milhares de *placers* que geraram cerca de 159 t de ouro entre 1959 e 1996. Garimpos do tipo Cuiú-Cuiú, Canta Galo, Abacaxis e Patrocínio são exemplos clássicos desses grandes sistemas de *placers* auríferos recentes. O ouro é encontrado também em *paleoplacers* (terciários) extremamente ricos, 10-20 m abaixo da super-

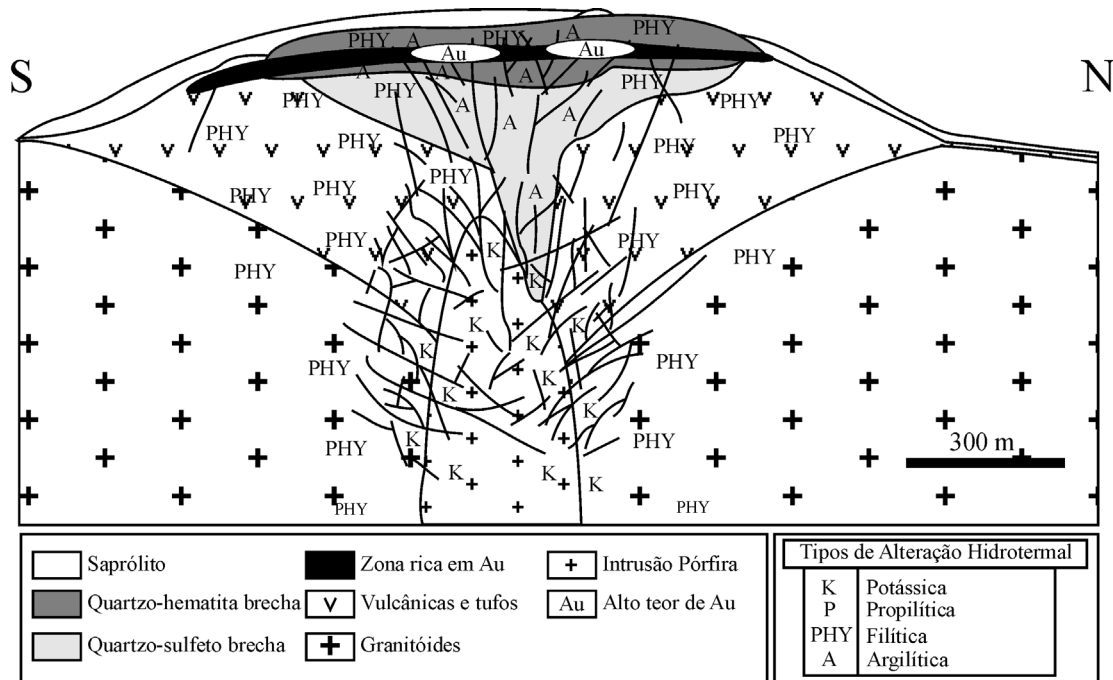


Fig. 44 – Seção esquemática do depósito epitermal V3 (segundo Jacobi, 1999).

ficie recente (Nova Brasília), ou em paleoterraços acima da superfície atual (Sumaúma) (Robert, 1996; Dreher *et al.* 1999; Martini, 1998; Costa e Carvalho, 1999; Coutinho *et al.* 1998a; Jacobi, 1999).

1.2.4 Província Alta Floresta

Essa província, também essencialmente aurífera como a anterior, situa-se entre a Serra do Cachimbo, ao norte; a Serra dos Caiabís e a Chapada dos Dardanelos, ao sul; a região de Peixoto de Azevedo/Matupá, a leste, e o Rio Aripuanã, a oeste (Fig. 45).

O nível do conhecimento regional da geologia dessa província restringe-se, de forma geral, à escala de 1:1.000.000. Atualmente, encontra-se em execução o mapeamento geológico na escala de 1:250.000, pelo Serviço Geológico do Brasil. De acordo com Tassinari (1996), a região aqui enfocada corresponde ao limite das províncias geocronológicas ou faixas tectônicas: Ventuari-Tapajós (1,9-1,8Ga), ao norte, e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55Ga), ao sul, definidas por esse autor essencialmente com base em datações geocronológicas e em dados disponíveis sobre a geologia. Esse limite passa, aproximadamente, ao longo das cidades de Matupá-Alta Floresta-Paranaíta-Apiacás. Essas duas províncias geocronológicas, ou faixas tectônicas, são interpretadas por Tassinari (1996) e Teixeira *et al.* (1989) como desenvolvidas em arcos magmáticos originados de colisões dirigidas contra bloco continental situado a leste (Província Amazônia Central) (Fig. 46).

O embasamento da Província Alta Floresta consiste essencialmente de granitóides de composição granítica a monzogranítica, e de gnaisses graníticos a tonalíticos. Ocorrem ainda xistos, rochas máficas e ultramáficas, BIFs, migmatitos e outras rochas. No embasamento da Província Alta Floresta ocorrem grandes batólitos (granitóides tipo Juruena) isotrópicos a foliados, bandados, de composição monzogranítica a granodiorítica. Os batólitos do tipo Juruena ainda não foram, porém, devidamente cartografados. Datações U-Pb recentes de diversas amostras de granitóides do embasamento, coletadas entre Apiacás e Peixoto de Azevedo, indicam um intervalo de idades entre 1,9 e 1,8Ga para essas intrusivas (Jica/MMAJ, 2000). Por outro lado, uma dezena de datações K-Ar obtidas em granitos das áreas de Apiacás e Paranaíta, mostram que essas rochas sofreram retrabalhamento isotópico entre, aproximadamente, 1350 e 1100Ma (Jica/MMAJ, 1999) (Evento Jarí-Falsino ou K'Mudku).

Superpostas ao embasamento antes referido ocorrem rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, de tendência calcialcalina, incluindo-se aí também rochas piroclásticas (Grupo Teles Pires). Existem poucas datações seguras disponíveis para esse vulcanismo correlacionado por diversos autores ao Grupo Iriri. Datações U-Pb de vulcânicas Teles Pires, próximo a NW de Apiacás, e ao norte de Matupá, indicam idades magmáticas de 1,78Ga (Jica/MMAJ, 2000) e \approx 1,8Ga (C. Schobbenhaus, informação verbal), ou seja, aproximadamente 70 a 100Ma mais jovens que as vulcânicas Iriri aflorantes na Província Tapajós, datadas entre 1,87 e 1,89Ga. As vulcânicas Teles Pires são cortadas por intrusões graníticas (granitos Teles Pires) de morfologia comumente circular, à semelhança da Suíte Intrusiva Maloquina, que ocorrem associadas a rochas subvulcânicas de tendência alaskuítica. Datação U-Pb desse granito forneceu idade de \approx 1,76Ga (J. Orestes Santos, informação escrita).

As vulcânicas e os granitos Teles Pires são recobertos por sedimentos plataformais mesoproterozóicos do Grupo Beneficente, com espessura superior a 1000 metros. Esse grupo foi depositado provavelmente entre 1,8 e 1,5Ga em um rifte continental de direção SE-NW. Morfologicamente, é representado por um extenso *plateau*, a Chapada ou Serra do Cachimbo. O Grupo Beneficente é constituído por sedimentos continentais e marinhos rasos, clásticos e carbonáticos. Também registram-se intercalações de rochas piroclásticas. Datação Rb-Sr em rocha desse grupo forneceu idade de 1,4Ga, interpretada como de diagênese dos sedimentos (Tassinari *et al.* 1978). Na região de Aripuanã ocorrem rochas sedimentares e vulcânicas associadas, de baixo grau metamórfico, pertencentes à seqüência vulcano-sedimentar Aripuanã-Roosevelt (1,77 - 1,76Ga). Idades K-Ar e Rb-Sr de \approx 1,5Ga e \approx 1,45Ga obtidas, respectivamente, em diabásios e rochas alcalinas que cortam esse grupo, representam idades mínimas para sua sedimentação (Bezerra *et al.* 1990; Iwanuch, 1999). O limite sul da Província Alta Floresta é representado por dois importantes acidentes fisiográficos: a Serra dos Caiabís e a Chapada dos Dardanelos que sustentam uma seqüência sedimentar continental: a Formação Dardanelos. Esta formação está superposta às vulcânicas Teles Pires, ao Grupo Beneficente e ao embasamento. Basaltos alcalinos intercalados nessa unidade forneceram idade K-Ar entre 1,4 - 1,2Ga. À noroeste da província, na região do domo do Sucunduri, o Grupo Beneficente é recoberto por sedimentos continentais da Formação Prosperança, talvez de idade neoproterozóica.

O ouro representa a mineralização mais importante relacionada a esta província. Secundariamente, são referidas mineralizações de metais básicos. Mineralizações de

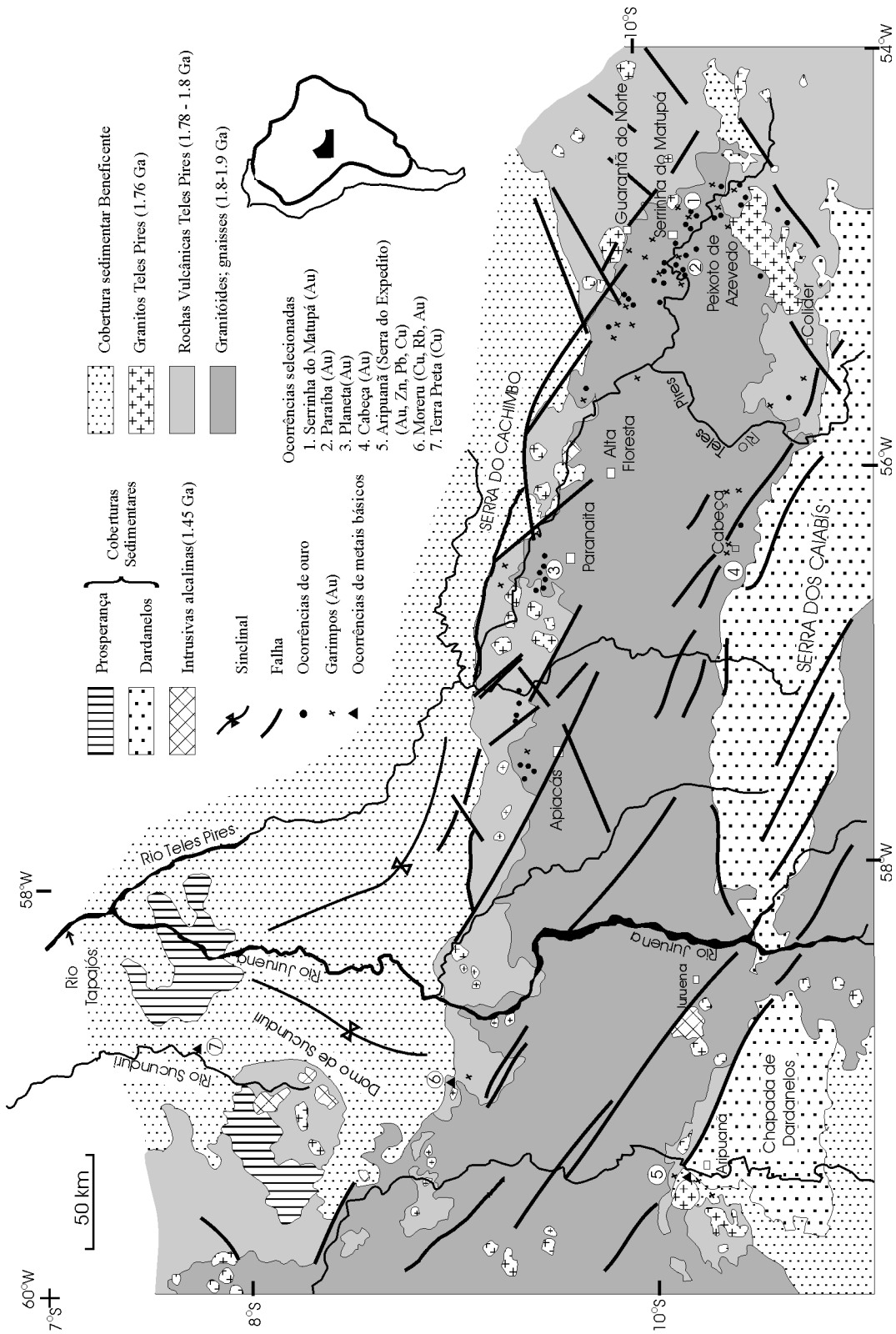


Fig. 45 – Mapa geológico simplificado da Província Alta Floresta no Escudo Brasil-Central (segundo Schobbenhaus *et al.*, 1981; Jica-MIMAJ, 1999; Carvalho e Figueiredo, 1982; Paes de Barros *et al.*, 1999).

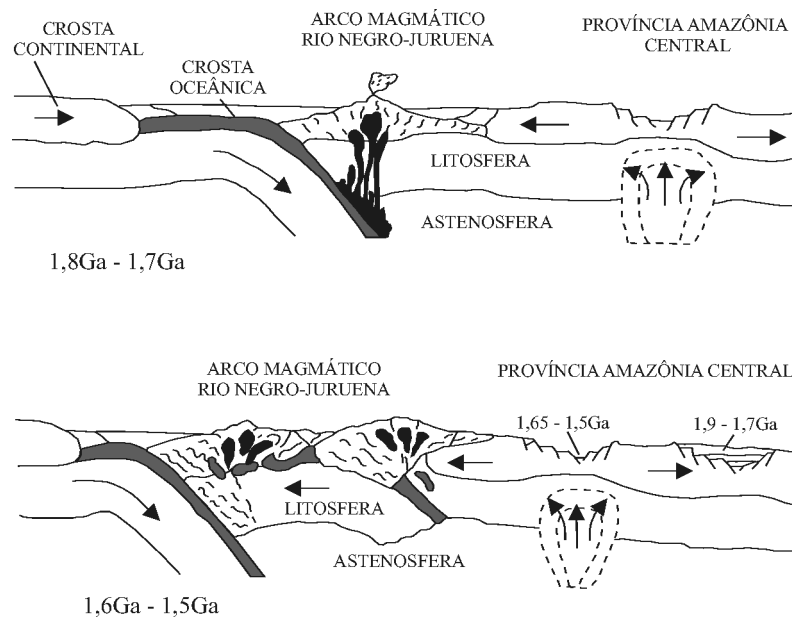


Fig. 46 – Modelo tectônico para o desenvolvimento da Orogênese Rio Negro-Juruena, Cráton Amazônico (segundo Tassinari *et al.*, 1996)

ouro, tanto aluvionares quanto primárias, são amplamente distribuídas na província, por mais de 500 km, em especial ao longo da borda sul do Gráben do Cachimbo, com direção WNW. A maioria dessas mineralizações é ainda pouco estudada. A exploração iniciou-se em 1966, com a descoberta de ouro, por garimpeiros, no Rio Juruena. As produções oficial e estimada de garimpos em depósitos aluvionares, entre 1982 e 1995 (DNPM), foram de 112 t e 148 t de ouro, respectivamente (áreas de Peixoto de Azevedo, Colider, Matupá, Terra Nova do Norte, Guarantã do Norte, Alta Floresta, Apiacás, Paranaíta e Aripuanã).

Paes de Barros *et al.* (1999) dividiram as ocorrências de mineralizações de ouro em quatro diferentes distritos: Peixoto de Azevedo, Teles Pires, Cabeça e Aripuanã.

Segundo esses autores, na área de Peixoto de Azevedo, que se estende da região do entorno dessa cidade até a região de Alta Floresta, importantes mineralizações de ouro estão alojadas em bandas de cisalhamento e em estruturas extensionais de direção NNW e WNW. As zonas de cisalhamento dúcteis podem ser caracterizadas como persistentes lineamentos sustentados principalmente por quartzomilonitos com desenvolvimento de ampla alteração pervasiva do tipo silicificação, cloritização, sericitização, epidotização e propilitização. Dezenas de mineralizações estão alojadas em fraturas de cisalhamento, como nas ocorrências de Paraíba, Cubu, Pezão, Edu, Edson Goiano, Mineiro e outros. Na ocor-

rência de Serrinha do Guarantã há mineralizações em forma de veios encaixadas em talco-clorita-xistos que constituem megaenclaves de natureza ultramáfica.

Depósitos vinculados a apófises e *stocks* graníticos, frequentemente relacionados ao magmatismo Teles Pires, ocorrem como veios, venulações e *stockworks*, como nos garimpos de Pé Quente, Trairão, Aluizio, Naiuram, dentre outros. A área de Teles Pires (Paes de Barros *et al.* 1999) distribui-se em uma faixa de direção EW a NW-SE desde Paranaíta, passando por Apiacás, até o Rio Juruena, por mais de 200 km de extensão. De forma geral, as mineralizações nessa região relacionam-se a uma assembléia granítica pré-magmatismo Teles Pires, configurando corpos batolíticos representados por biotita monzogranitos equigranulares cinza-claros. Nas proximidades das zonas mineralizadas ocorrem, nas fácies mais alteradas, grandes cristais de quartzo azulado associado a uma paragênese de epidoto, clorita e pirita. As mineralizações auríferas conhecidas aparecem na forma de veios de quartzo sulfetados e de disseminações alojadas em bandas de cisalhamento múltiplas e pouco espaçadas. Um outro contexto das mineralizações ocorre na região garimpeira do Planeta, onde as mineralizações de ouro estão posicionadas na zona de contato de biotita granito Teles Pires com granitos do embasamento. Constatou-se também mineralização associada a subvulcânicas ácidas com bolsões e disseminações de pirita com teores superiores a 10 g/t.

Na região do Cabeça, as mineralizações auríferas ocorrem em ambiente de uma provável seqüência vulcano-sedimentar em variados estágios de cataclase, localmente intrudida por granitóides pré-Teles Pires. Essa seqüência está condicionada a uma zona de cisalhamento dúctil N70-80W. Corpos filonéanos auríferos de pequena largura e alto teor estão alojados ao longo das direções N20-30E e N5-15W.

A mineralização primária de ouro na Província Alta Floresta pode ser dividida em três tipos: (1) veios de quartzo hospedados em zonas de cisalhamento, (2) tipo pórfiro ou disseminado e (3) *stockwork*. Esses tipos são exemplificados nas ocorrências do Paraíba, Matupá e Novo Planeta, respectivamente. Mineralizações de ouro e metais básicos são descritas na região de Aripuanã, Moreru e Pedra Preta (Fig. 45).

1.2.4.1 Mineralização Au do tipo Veio de Quartzo hospedado em zona de cisalhamento

É relacionada a uma zona de cisalhamento dúctil de direção regional NW-SE que corta toda a província. Essa zona de cisalhamento tem largura de vários quilômetros, envolvendo algumas dezenas de filões importantes de ouro e centenas de veios menores. Esse tipo de mineralização é exemplificado na mina subterrânea do Paraíba, que tem sido considerada a mais importante área de veios hospedados em zona de cisalhamento, com reserva de $\cong 4,3$ t de ouro (Paes de Barros, 1994). As zonas de filões e vênulas de quartzo têm direções preferenciais de N20-60E, NNE, N30-60W e E-W. O filão (*lode*) Paraíba apresenta uma rede de veios de quartzo portadores de ouro e cobre, os quais exibem bandas paralelas com diferentes quantidades de sulfetos (Jica/MMAJ, 1999).

1.2.4.2 Mineralização Au do tipo Pórfiro (disseminado)

O Depósito de Ouro de Serrinha encontra-se associado ao Granito Serrinha do Matupá, situado no extremo norte do Mato Grosso.

Esse granito, datado em 1872 ± 12 Ma por Pb-Pb em zircão, apresenta-se como um corpo de biotita monzogranito, equigranular a porfírico, com rara hornblenda e magnetita, ilmenita, titanita, zircão, fluorapatita, allanita e monazita como minerais acessórios (Moura, 1998; Botelho e Moura, 1998).

O Granito Matupá é calcialcalino, metaluminoso a peraluminoso, semelhante aos granitos do tipo I oxidado, gera-

dos em ambiente de arco vulcânico ou pós-colisional (Fig. 47). Geoquimicamente é caracterizado por $\text{SiO}_2 = 68-75\%$, $\text{MgO/TiO}_2 = 2,56$, $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O} > 1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13-14\%$, $\text{CaO} = 1-2\%$, apresentando conteúdo elevado de Ba e Sr, quantidades moderadas de Zr e Rb e baixos teores de Nb, Y, Ta, Ga, Zn, F, Cs e Li. O estado de oxidação dos magmas constitui um caráter fundamental em relação ao potencial mineralizante das rochas graníticas, as mineralizações Cu-Au sendo associadas aos tipos mais oxidados. Nesse sentido, a Província Au de Alta Floresta possui muitas semelhanças com a Província Au de Tapajós (Coutinho *et al.* 1998). Segundo Botelho e Moura (1998), os granitos calcialcalinos da província apresentam elevadas razões MgO/TiO_2 (2,6), concentrações moderadas de Zr (100-249 ppm) e baixos teores de Nb (15 ppm) e de Y (9 ppm), além de mostrar importante fracionamento das terras raras ($\text{La/Yb} = 30$) e fracas anomalias de Eu.

O Granito Matupá foi afetado por intensa alteração hidrotermal, a qual se manifesta inicialmente por intensa microclinizacão. À fase de alteração hidrotermal inicial, sucederam-se fases de albitizacão, cloritizacão, sericitizacão, piritizacão e carbonatacão (Moura, 1998). A mineralizacão de ouro no Depósito Serrinha é disseminada e restringe-se às áreas de mais intensa alteracão hidrotermal do Granito Matupá. Os teores de ouro aumentam com a piritizacão. Magnetita hidrotermal e rutilo acompanham normalmente a pirita. O minério possui baixos teores de Ag, Cu, Pt, Pd, Te, Se, Mo, Bi e Sn.

Duas gerações de ouro e três de pirita foram identificadas por Moura (1998):

- i) Ouro associado à pirita precoce, com elevada razão Au/Ag;
- ii) Ouro associado à segunda geracão de pirita, com enriquecimento relativo em Ag e ocorrência de minerais de Te, Bi, Ag e Pb, como tetradimita, hessita, tsumoíta, altaíta e aikinita;
- iii) Terceira geracão de pirita desprovida de ouro.

O ouro aparece na forma nativa, incluso e preenchendo as fraturas das duas primeiras gerações de pirita.

Os valores dos isótopos de enxofre obtidos para as piritas de Serrinha variam de +1,3‰ a +3,5‰, sendo compatíveis com um fluido mineralizante oriundo do próprio granito.

O estudo das inclusões fluidas colocou em evidência circulacão de fluidos pertencentes inicialmente ao sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2-(\text{CH}_4)$, CO_2 e $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ com temperatura de 330°C e pressão variando de 0,5 a 1,3 kb, resultando provavelmente de processos de imiscibilidade (Moura, 1988). A evoluçao final do sistema hidrotermal (Fig. 48) foi dominada por mistura de fluidos salinos e meteóricos

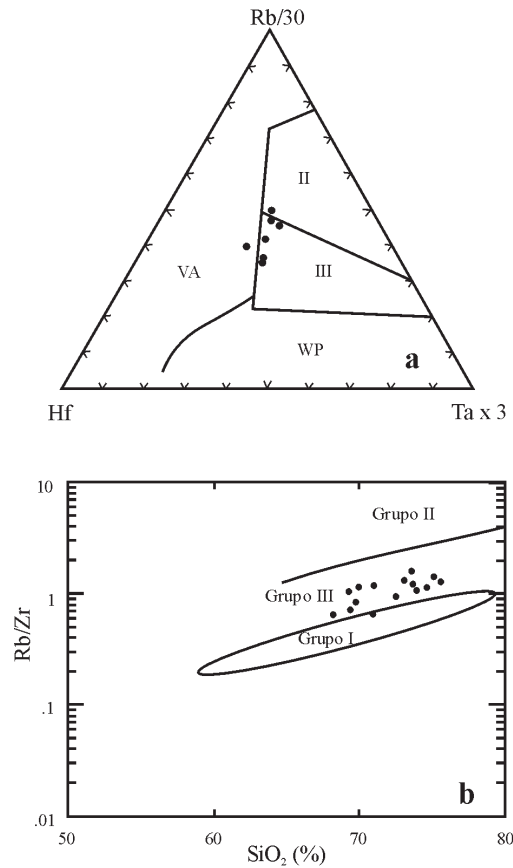


Fig. 47 – Distribuição das amostras do Granito Matupá nos diagramas de Harris *et al.* (1986). (a): arco vulcânico (VA), intra-placa (WP), sincolisional (II) e tardi a pós-colisional (III); (b): Grupo I (arco vulcânico), Grupo II (sincolisional) e Grupo III (tardi a pós-colisional).

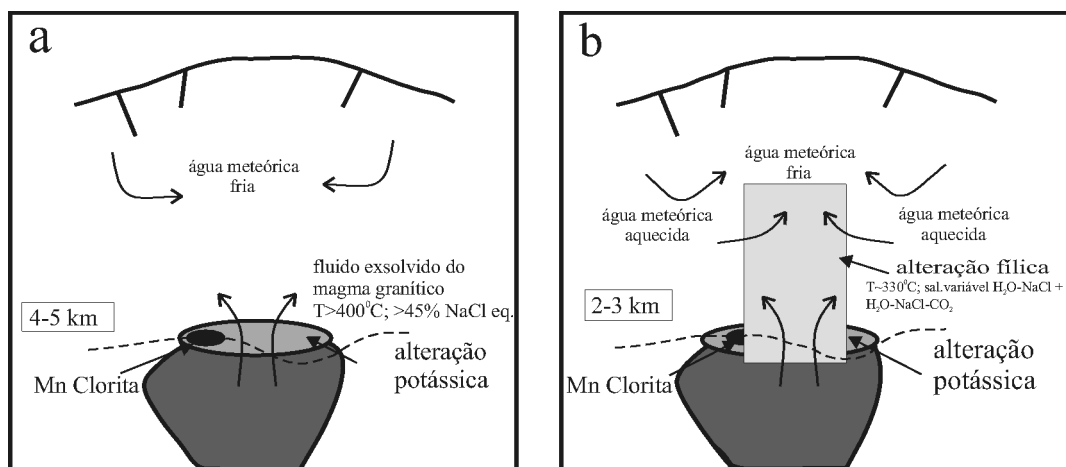


Fig. 48 – Modelo de circulação dos fluidos para o Depósito Au Serrinha no Granito Matupá (segundo Moura, 1998).

e de fluidos ricos em cálcio. O transporte do ouro ocorreu provavelmente na forma de complexos cloretados, em fluidos oxidados, altamente salinos e ácidos, a precipitação do ouro acontecendo em decorrência da diminuição da temperatura, imiscibilidade e/ou do aumento do pH.

Segundo Moura (1998), e Botelho e Moura (1998), as características da mineralização de ouro do Depósito Serrinha sugerem a classificação dele como do tipo ouro pórfiro (Sillitoe, 1991).

1.2.4.3 Mineralização Au de Tipo *Stockwork*

É relacionada à Suíte Intrusiva Teles Pires e controlada por lineamentos regionais ou zonas de cisalhamento. Esse tipo de mineralização é visto na área de Novo Planeta, na borda de um monzogranito do tipo Teles Pires, alongado E-W, que coincide com marcante zona de cisalhamento segundo essa mesma direção. Esse monzogranito é intrudido em granitóides do embasamento e em vulcânicas Teles Pires, evidenciado pela presença de diques e apófises do corpo intrusivo (Jica/MMAJ, 1999; Veiga, 1988). Segundo Botelho e Moura (1998), Botelho *et al.* (1997), esses granitos mostram um caráter alcalino oxidado acentuado e podem, a exemplo dos granitos calcialcalinos, também ser caracterizados como granitos de arcos vulcânicos, o que permite explicar as relações deles com numerosos depósitos e ocorrências de ouro associados.

1.2.4.4 Depósitos Pb-Zn-Cu-Au de Aripuanã

* Contexto geológico

Na área da Serra do Expedito, cerca de 14 km ao norte de Aripuanã, mineralizações de metais básicos e ouro ocorrem associadas a uma seqüência vulcano-sedimentar, com predomínio de rochas vulcânicas e, secundariamente, sedimentos detríticos e químicos, de certa forma também relacionados ao processo vulcânico (Fig. 49 e Fig. 50). Essa seqüência apresenta-se deformada, metamorfozada em fácies xisto-verde e intrudida por granitos de tendência alásquítica (Granito Aripuanã). Tanto a seqüência vulcano-sedimentar, como o Granito Aripuanã, estão estruturados segundo a direção NW-SE e acompanhados de zonas de cisalhamento também segundo essa direção. O nome dessa seqüência vulcano-sedimentar, Roosevelt-Aripuanã, foi em parte proposto (J. Scandola, informação verbal) mediante a utilização de denominação anterior dada por Leal *et al.* (1978). Esses autores reconheceram nessa região as Vulcânicas Roosevelt, que se estendem

para oeste, no vale do Rio Roosevelt. Em trabalho de prospecção realizado pela Empresa de Mineração Rio Aripuanã Ltda., na Serra do Expedito (Costa, 1999), a Seqüência Roosevelt-Aripuanã é correlacionada ao Supergrupo Uatumã e posicionada sobre o Complexo Xingu (granitóides, dioritos, xistos). A Seqüência Vulcano-Sedimentar Roosevelt-Aripuanã encontra-se recoberta por rochas sedimentares, principalmente psamíticas, da Formação Dardanelos. Neder *et al.* (2000) obtiveram duas datações geocronológicas (U-Pb, SHRIMP) para as rochas da área da Serra do Expedito: uma amostra de um dacito intercalado na Seqüência Roosevelt-Aripuanã foi datado em 1762 ± 6 Ma e uma amostra do Granito Aripuanã em 1755 ± 5 Ma. Em área contígua, a oeste da Serra do Expedito, datações obtidas por M. Pimentel, da Universidade de Brasília, indicam idade U-Pb convencional de 1770 Ma tanto para as vulcânicas Roosevelt como para o Granito Aripuanã (informação verbal de J. Marques da Empresa AngloAmerican). Esses resultados sugerem um caráter cogenético para essas rochas e, por outro lado, permitem estabelecer uma correlação com o magmatismo Teles Pires, aflorante na borda sul da Serra do Cachimbo, e comumente incluído por diversos autores no Supergrupo Uatumã. A oeste de Aripuanã ainda ocorre um granito alcalino de forma circular em torno do qual as unidades da Seqüência Roosevelt-Aripuanã estão amoldadas, o que sugere uma idade menor para essa intrusão.

Na área da Serra do Expedito, Costa (1999) relata uma predominância de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias sobre as sedimentares na Seqüência Roosevelt-Aripuanã. Três unidades litológicas principais foram reconhecidas da base para o topo:

- a) Uma seqüência vulcânica basal de natureza ácida a intermediária, incluindo derrames de lavas e camadas tufáceas;
- b) Uma seqüência intermediária transicional;
- c) Uma seqüência sedimentar superior de metargilitos, meta-tufos e *metacherts* interestratificados.

As vulcânicas félsicas ocupam principalmente as partes sul e sudeste da área de pesquisa e, subordinadamente, o setor noroeste, onde aparecem em lentes descontínuas intercaladas no pacote de rochas sedimentares.

As vulcânicas félsicas basais são representadas por lavas de composição riódacítica a dacítica, e por tufos porfiríticos. Intercalam-se camadas de lapilli-tufos e de tufos de cristal, além de cinzas vulcânicas foliadas, as quais podem gradar para os sedimentos do pacote. A petrografia dessas rochas é complicada por causa da semelhança delas com rochas sedimentares, possibilitando a inclusão de siltitos, de argilitos e mesmo de grauvacas finas nas unidades vulcânicas. Os tufos de maneira geral têm matriz sericitizada. As feições mais notáveis nessas litologias são uma epidotização do compo-

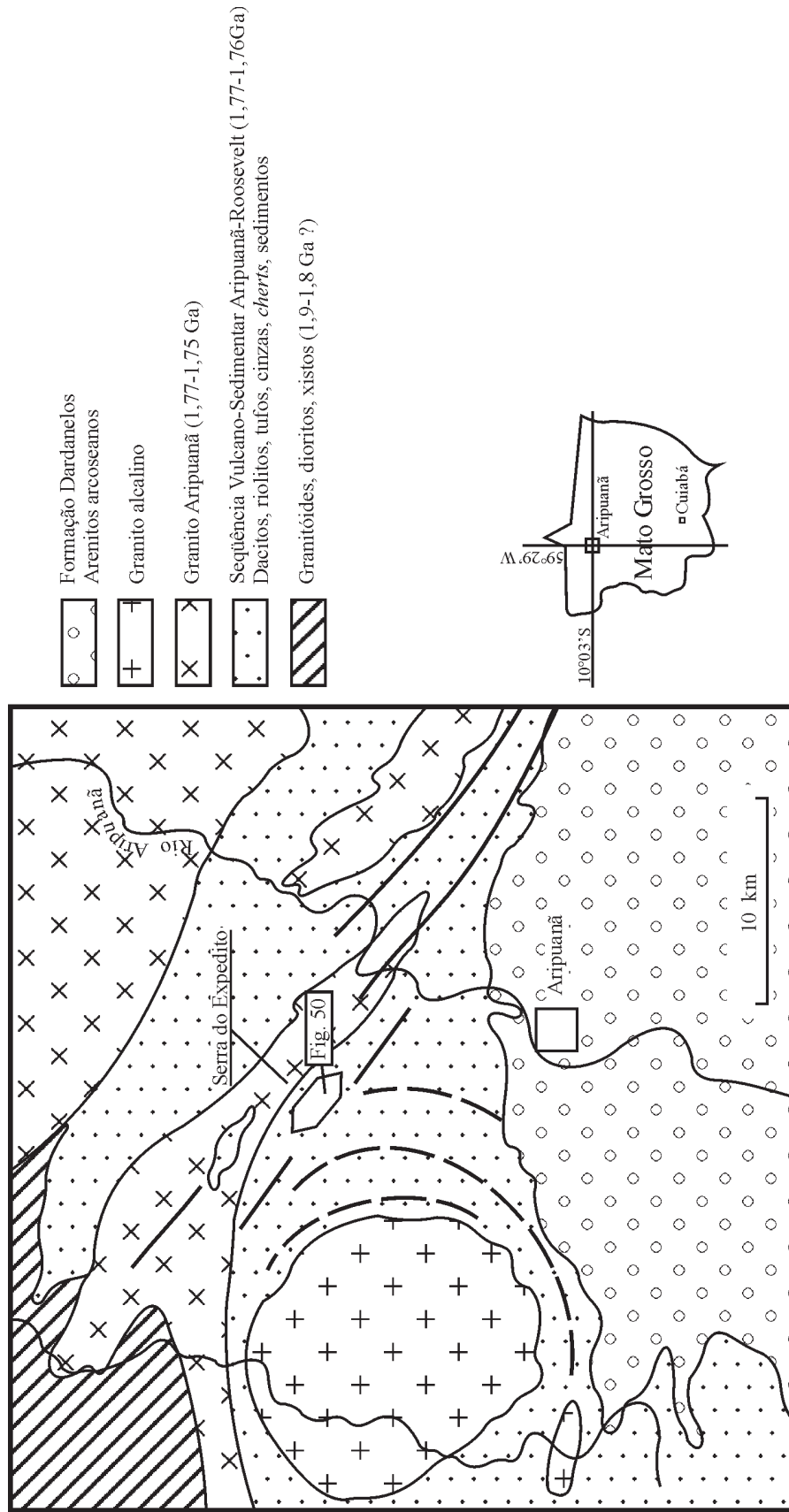


Fig. 49 – Mapa geológico regional da área de Aripuanã, norte do Mato Grosso (segundo Costa, 1999).

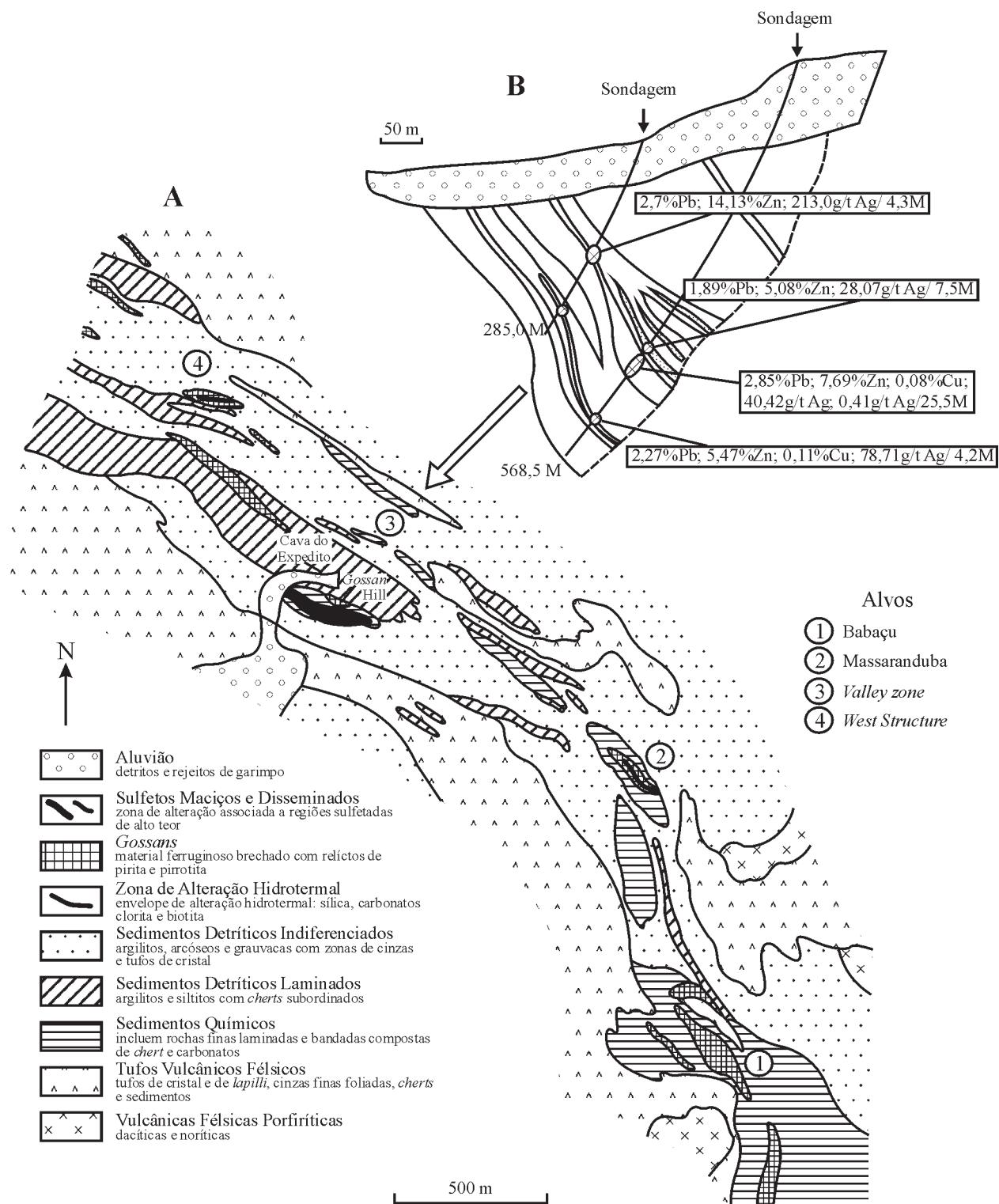


Fig. 50 – (A) Mapa geológico da Sequência Vulcano-Sedimentar da Serra do Expedito, mineralizada com sulfetos de Zn, Pb, Ag, Cu e Au (segundo Costa, 1999). Ver localização na Fig. 49. (B) Seção transversal na Valley Zone com indicação dos teores das mineralizações em diversos níveis.

nente microcristalino feldspático e um grande número de bandas de material carbonático amorfo. Dacitos e riocitos têm textura porfirítica com matriz microcristalina geralmente sericitizada.

A seqüência sedimentar de topo, com ~500 m de espessura, é formada por sedimentos de granulação fina a média, sendo composta de argilitos arcósiolos avermelhados, por vezes bastante endurecidos por cimento silicoso, siltitos, arcósiolos, grauvas, sedimentos químicos e leitos vulcânicos intercalados. Os sedimentos químicos são *cherts* finamente laminados, criptocristalinos, provavelmente representando exalitos que ocorrem em lentes descontínuas. Também ocorrem metacalcários e brechas escarníticas.

Essa assembléia litológica tem estruturação geral N50°-60°W, com mergulhos na superfície entre 35° e 70° NE. Em escala de afloramento ocorrem com frequência dobras isoclinais com variações bruscas de atitude. A magnetometria terrestre indica a existência de uma grande falha E-W, imediatamente ao norte de *Gossan Hill*, coincidente com proeminente feição topográfica. Há evidências de que o dobramento antecede os falhamentos de orientação E-W.

* Mineralizações

Os trabalhos de pesquisa revelaram uma faixa de rochas vulcânicas e sedimentares, orientada NW-SE, hospedeira de mineralização sulfetada de Zn, Pb, Ag, Cu e Au de extensão superior a 10 km, ultrapassando os limites pesquisados. Nessa faixa foram identificadas quatro zonas mineralizadas denominadas *West Structure*, *Valley Zone*, *Massaranduba* e *Babaçu*. Essas mineralizações, que ocorrem na forma de lentes de sulfetos maciços ou semimacidos, têm normalmente expressão superficial na zona oxidada sob a forma de *gossans*. A mineralização econômica, porém, restringe-se ao minério sulfetado (não-oxidado e não-aflorante). Os corpos sulfetados subaflorantes foram muito bem delineados por intensa campanha de sondagens.

À campanha de prospecção da Mineração Aripuanã deve ser creditado o mérito da descoberta de um novo ambiente metalogenético altamente prospectivo para metais básicos, no âmbito de uma seqüência vulcano-sedimentar datada em ~1,75Ga.

Trincheiras em alguns *gossans* resultaram em valores de 1,3% Pb; 0,3-0,4% Zn; e 0,4-3,4 g/t Au. *Gossan Hill* é reconhecida como a expressão superficial da mineralização sulfetada da *Valley Zone*, que compreende pirita e pirrotita disseminadas a maciças com mineralização de sulfetos de Pb e Zn, contidos em um envelope de intensa alteração, com clorita, biotita e magnetita. As pesquisas da Mineração Aripuanã iniciaram-se na cava do Expedito, onde garimpeiros

trabalharam mineralizações sulfetadas associadas com veios de quartzo em zona de cisalhamento de 6 m de largura, orientação NW-SE e mergulho para NE, em associação com rochas aparentemente de origem sedimentar. Dessa escavação estima-se que a extração de 2650 Moz de Au (75 kg), a partir de um minério com teores máximos de 160 g/t Au.

Um programa de cerca de dezesseis mil metros de sondagens demonstrou que a mineralização sulfetada normalmente ocorre na unidade intermediária félsica ou na base da unidade sedimentar. A mineralização é, no geral, concordante com a estratigrafia, porém podem ocorrer remobilizações em estruturas que a cortam. Os sulfetos ocorrem em zonas com forte alteração clorítica, sericitica e calcissilicática, biotitização e magnetita disseminada com intensidade variável. Segundo Costa (1999), as evidências disponíveis permitem a interpretação de que a mineralização foi originalmente estratiforme (*stratabound*). Compressão dirigida para SW levou ao dobramento com formação de um anticlinal nas vizinhanças de *Gossan Hill*. Uma foliação regular e, possivelmente, efeitos de cisalhamento, desenvolveram-se subparalelamente, cortando transversalmente a direção do acamamento. Como resultado ocorreu então a remobilização da mineralização em estruturas paralelas à foliação. A mineralização continua aberta para leste e em profundidade. Ocorrem, ainda, zonas de brechação e *stringers* silicificados sugerindo zonas alimentadoras do sistema gerador da mineralização (*feeders* ou *stockworks*). Ainda segundo Costa (1999), a predominância da pirrotita e da magnetita indicam ambiente genético e deposicional relativamente pobre em enxofre, o que, associado à ocorrência de sedimentos químicos e de uma assembléia calcissilicática dentro da seqüência mineralizada, sugere afinidades com depósitos do tipo VMS. Entretanto, a morfologia dos depósitos de Aripuanã e a geologia dos sedimentos hospedeiros também apresentam características comuns aos depósitos Sedex.

Conclui-se, portanto, que a gênese do Depósito de Sulfetos Polimetálicos de Aripuanã é ainda objeto de discussão, uma vez que, no âmbito atual dos conhecimentos, exibe dupla característica: de um lado, analogia com os depósitos do tipo Sedex (sedimentar-exalativo) e, de outro, semelhança com os depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos do tipo VMS. A presença de horizontes mineralizados empilhados, associados a zonas de cisalhamento, com veios de quartzo, *stockworks* e mineralização de Au e Cu, sugere adicionalmente um modelo de mineralização cíclica, alimentada a partir de *vents* ricos em Cu e Au, com potencial para a extensão da mineralização conhecida, e mesmo para a identificação de outros horizontes

mineralizados (Costa, 1999). Segundo J. Nigel Grant da AngloAmerican (*Press Release, Karmin Exploration Inc.* nº 2000-03), o condicionamento do Depósito de Aripuanã tem similaridades com o do Distrito de Flin Flon, no Canadá.

Neder *et al.* (2000) admitem que a íntima associação das lentes de minério com as rochas vulcânicas sugere uma origem exalativa. No entanto, e segundo também esses autores, a ausência de típicas texturas exalativas, a intensa alteração calcissilicática e o caráter sindeformacional do depósito não coadunam com o clássico modelo VMS. Por isso eles propõem um modelo de substituição hidrotermal epizonal relacionado a uma intrusão.

A reserva total (medida + inferida) para um teor de corte de 3% de Zn é da ordem de 12,7 milhões de toneladas com teores de 1,60% Pb; 7,89% Zn; 0,08% Cu; 54,21 g/t Ag e 0,22 g/t Au. As reservas estimadas são da ordem de 40 milhões de toneladas com teores de 7,5 a 8,5% Zn (Mário Costa, informação verbal).

1.2.4.5 Depósito Au de Moreru

Na área Cedro Bom, vale do Rio Moreru, situada a cerca de 250 km a NNW da cidade de Aripuanã, Pinho e Chemale (1998) e Pinho *et al.* (1999) descrevem vulcânicas ácidas (1,81Ga) e rochas piroclásticas com mineralização de Au associada à pirita, calcopirita, galena e ilmenita. Os sulfetos ocorrem na forma disseminada ou em bandas maciças em corpos subvulcânicos e em veios de quartzo-carbonato-clorita que cortam os riolitos. Coutinho *et al.* (1998b), por outro lado, relatam a existência de uma zona rica em sulfetos e ouro nas áreas denominadas Zona de Baixa Pressão e Danuza (Fig. 51), próximo à área de Cedro Bom.

A maior parte da região é representada por rochas vulcânicas do Grupo Teles Pires, o qual é coberto a NE por arenitos e conglomerado basal do Grupo Beneficente. Um ignimbrito do Grupo Teles Pires foi datado em 1,81Ga (U-Pb) por Pinho *et al.* (1999). Segundo Coutinho *et al.* (1998b), o Grupo Teles Pires, na região do Rio Moreru, é composto, nas suas partes mediana e superior, de lavas riolíticas e andesíticas, e de rochas vulcanoclásticas. Na sua porção basal ocorrem mais comumente vulcânicas básicas. Ocorrem também intercalações de rochas epiclásticas representadas principalmente por *debris-flows*, arenitos e siltitos. A área é cortada por diversas falhas orientadas principalmente NS e NE-SW.

Na área da Zona de Baixa Pressão foram realizados dois furos de sonda, de aproximadamente 240 metros cada um, cujo perfil típico é representado por uma seqüência

de rochas vulcanoclásticas félsicas com intercalações de andesitos, rochas máficas e com finas camadas de rochas sedimentares. Alterações hidrotermais representadas principalmente por epidotização, feldspatização e sericitização são comuns. Em geral essas alterações estão associadas a zonas de falhas subverticais que apresentam alta concentração de veios de carbonato. Os sulfetos (principalmente a pirita com alguma arsenopirita, calcopirita e galena) podem representar até 40% do volume da rocha. Em alguns intervalos, os resultados de análises químicas indicam enriquecimento em ouro. Os teores mais elevados de Cu ocorrem entre 174 e 190 m com 2136 ppm Cu, e os teores mais altos de Pb e Zn entre 138 e 142 m com 2219 ppm Pb e até 1513 ppm Zn. Os teores de sulfetos e ouro aumentam com a profundidade, e é possível que os furos somente tenham cortado a zona de *stockwork* de um depósito vulcanogênico maior (Coutinho *et al.* 1998b).

Três diferentes tipos de mineralização de ouro são identificados na região de Moreru:

- i) O tipo filoneano com veios de quartzo ricos em sulfetos e em ouro, geralmente encaixados em rochas vulcânicas félsicas, hidrotermalmente alteradas. Essa mineralização é bem caracterizada no garimpo abandonado “Filão”, localizado a cerca de 5 km ao sul de Cedro Bom;
- ii) O segundo tipo é observado na Zona de Baixa Pressão, onde o ouro se associa a sulfetos em rochas vulcânicas félsicas com pouca deformação mas elevada alteração, e apresenta, de acordo com Coutinho *et al.* (1998b), potencial para grandes depósitos de ouro (tipo disseminado?);
- iii) O terceiro tipo é aluvial e coluvial.

1.2.4.6 Depósitos Cu de Terra Preta

Na área de Terra Preta, cabeceira do Rio Sucunduri, (Fig. 45), Carvalho e Figueiredo, (1982) descrevem uma seqüência marinha do Grupo Beneficente constituída das seguintes unidades litoestratigráficas (Fig. 52):

- 1) Unidade I, detrítica basal, com mais ou menos 220 m de espessura, e formada por conglomerados e arenitos. Os conglomerados basais (E = 13 a 60 m) mostram seixos arredondados, de 5 a 45 cm de diâmetros, de riolitos, tufos e quartzo, numa matriz arcossiana cinza-claro a cinza-médio, e acamadamento gradacional. Gradam para quartzo arenitos e arcósios com estratificações cruzadas e marcas de ondas. Apresentam níveis métricos ricos em glauconita.
- 2) Unidade II (215 m), clastoquímica, em contato abrupto com a unidade anterior, é constituída por intercalações

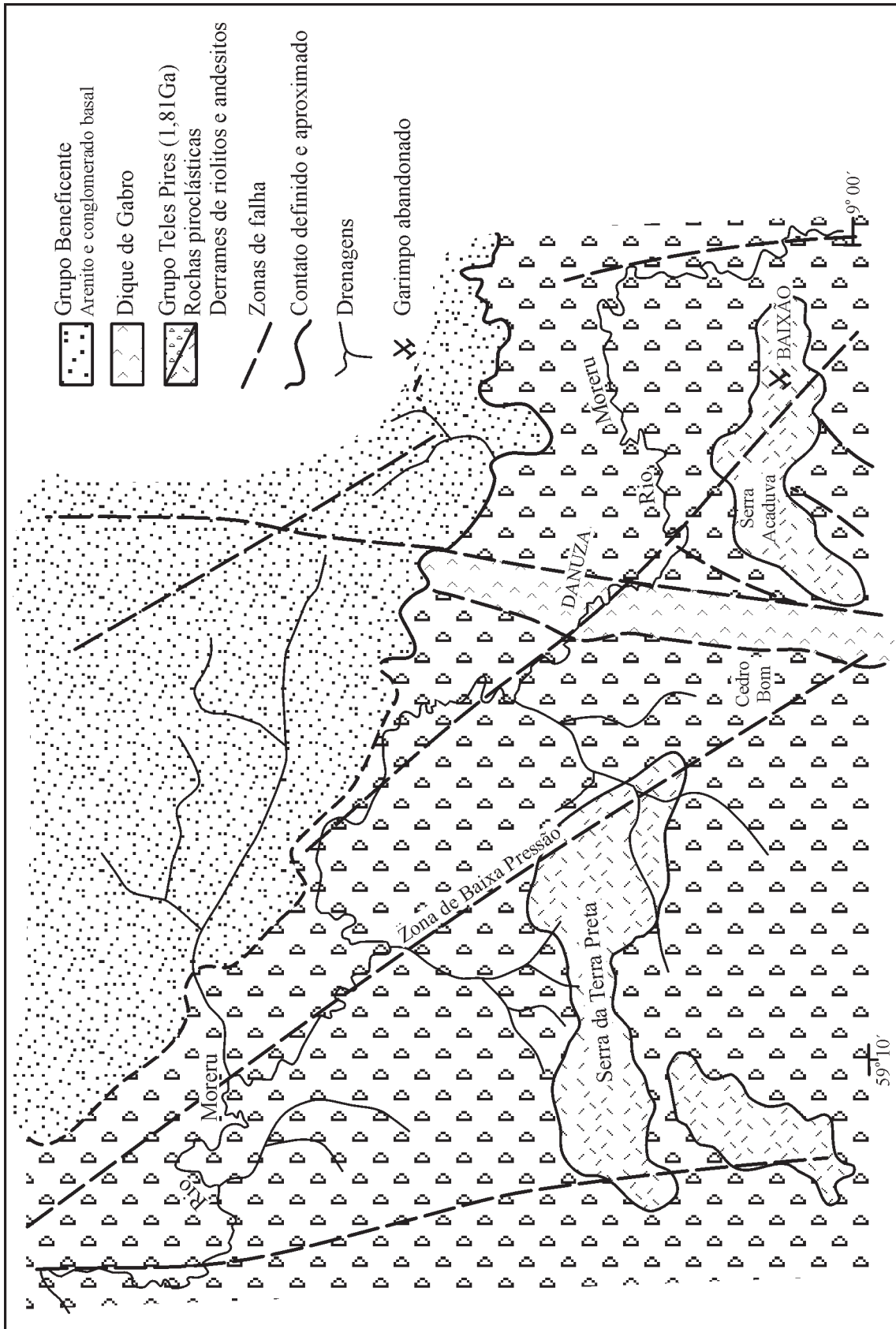


Fig. 51 – Mapa geológico da área do Rio Moreiru, Mato Grosso (segundo Coutinho *et al.*, 1998b; Pinho *et al.*, 1999). Ver localização na Fig. 45.

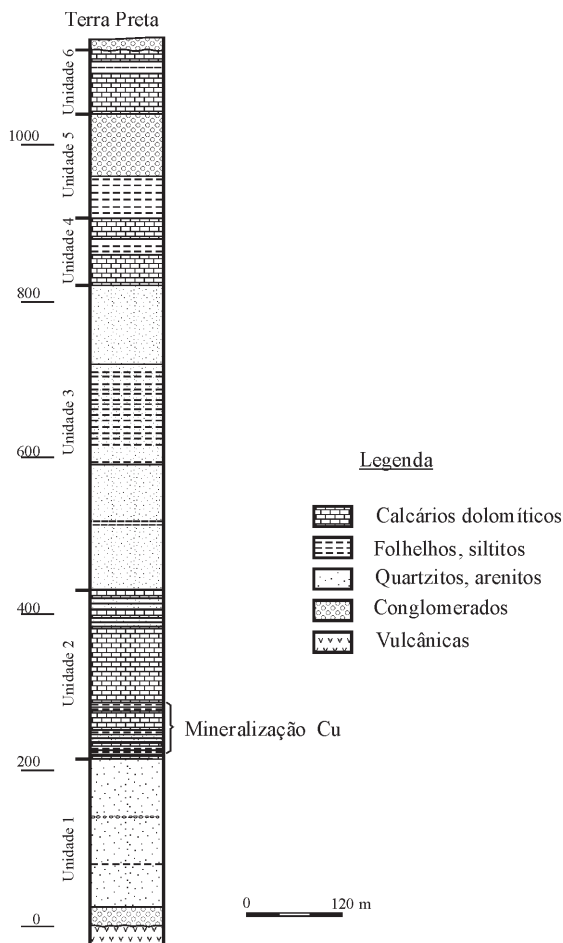


Fig. 52 – Coluna litoestratigráfica do Grupo Beneficente na região de Terra Preta (Cu), (segundo Carvalho e Figueiredo, 1982).

de calcarenitos, arenitos róseos e argilitos escuros na zona de transição, passa a calcarenitos e dolarenitos maciços com intercalações de argilitos carbonosos e camadas com estruturas estromatolíticas, na zona intermediária, e termina, na zona superior, com intercalações de argilito cinza, calcarenitos, dolarenitos, dolomitos estromatolíticos e arenitos finos.

- 3) Unidade III (390 m), clástica intermediária, é caracterizada por arenitos róseos a avermelhados, finos a médios, quartzosos a feldspáticos, com marcas onduladas e estratificações cruzadas, passando para siltitos e argilitos e, finalmente, para arenitos cinza a róseos.
- 4) Unidade IV (90 m), clastoquímica intermediária, é dominada por dolarenitos, dolomitos estromatolíticos,

calcários oolíticos, brechas intraformacionais e silexitos, intercalados com níveis de arenitos e siltitos.

A mineralização de cobre situa-se no topo da unidade I clástica basal, e na base da unidade II clastoquímica inferior. Ocorre na forma de calcopirita e bornita, acompanhadas por pirita, galena, esfalerita e magnetita. É direta ou indiretamente associada à presença de magnesita, barita e colofana.

Essa mineralização encontra-se em arenitos compactos escuros, em arenitos calcíferos e argilitos, em calcarenitos e em camadas maciças de calcários magnesianos com barita e estromatólitos. Os teores encontrados são muito variáveis, entre 0,1 e 3% Cu, chegando a constituir horizontes mineralizados de 7 m de espessura com 0,35% Cu. As mineralizações mais importantes parecem se concentrar perto dos paleoaltos e nas paleobacias fechadas. Essas características levaram os geólogos da Mineração Morro Vermelho a comparar as mineralizações de Terra Preta com os depósitos da *Copper Belt* da Zâmbia (Roan Inferior do Supergrupo Katanga).

1.2.5 Distrito Aurífero do Alto Jauru

O Distrito do Alto Jauru, incluído na Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,5Ga), situa-se no Mato Grosso, porção sudoeste do Cráton Amazônico (Fig. 53). Esse distrito está estruturado em três faixas vulcano-sedimentares orientadas N25W, separadas por granito-gnaisses e denominadas, de leste para oeste, Cabaçal, Araputanga, Jauru ou Quatro Meninas (Fig. 54), constituindo o *Greenstone Belt* do Alto Jauru (Monteiro *et al.* 1988). A seqüência vulcano-sedimentar é dividida em três unidades:

- 1) Unidade basal vulcânica máfico-ultramáfica da Fm. Mata Preta;
- 2) Unidade intermediária vulcânica ácida da Fm. Manoel Leme;
- 3) Unidade superior sedimentar da Fm. Rancho Grande.

Essa seqüência é intrudida por rochas plutônicas gnaisificadas de composição tonalítica. A sua idade situa-se entre 2,0 e 1,7Ga (Gerald *et al.* 1996; Pinho, 1996). O Depósito Au de Cabaçal, associado a uma faixa vulcano-sedimentar formada em ambiente de arco de ilha (Pinho *et al.* 1997), está hospedado em uma seqüência de tufos e rochas vulcanoclásticas intercalados com níveis de *chert* da Fm. Manoel Leme (Monteiro *et al.* 1988). Três principais tipos de mineralização têm sido reconhecidos:

- i) Associada à zona de cisalhamento;
- ii) Tipo sulfeto vulcanogênico maciço (VMS);
- iii) Disseminada em corpos de tonalito (Pinho *et al.* 1997).

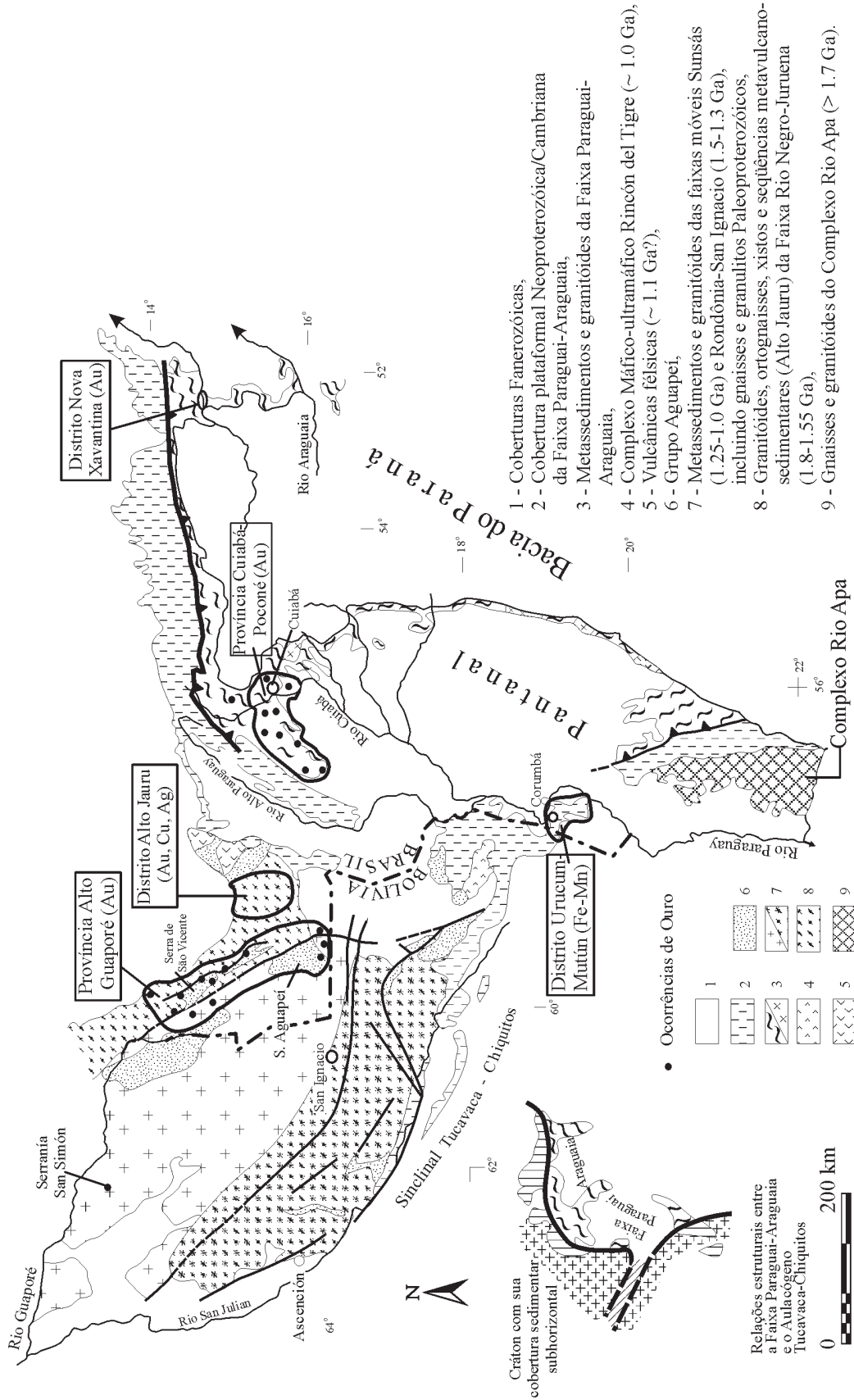


Fig. 53 – Mapa geológico esquemático da porção sudoeste do Cráton Amazônico e das faixas Paraguai e Araguaia, com a localização das províncias Alto Guaporé e Cuiabá-Poconé e dos distritos Alto Jauru, Nova Xavantina e Urucum-Mutún (modificado segundo Trompette, 1994; Litherland, 1986; Schobbenhaus *et al.*, 1981; Tassinari e Macambira, 1999 e outras fontes referidas no texto).

A mineralização, que se apresenta disseminada, bandada, venulada, brechóide e maciça, é composta por sulfetos, como calcopirita, pirita, pirrotita, marcassita, esfalerita, cubanita, galena e molibdenita em associação com selenetos, teluretos e ligas Au-Ag e Au-Bi (Pinho, 1996; Pinho *et al.* 1997). As reservas totais do Depósito de Cabaçal foram estimadas em 1,8 Moz Au; 0,6 Moz Ag; e em 43 mil t Cu (Souza, 1988). Os dados petroquímicos (Fig. 55a) apresentados por Pinho *et al.* (1997) permitem evidenciar uma zonação geotectônica das faixas vulcano-sedimentares (Fig. 55b):

- a) A Faixa Quatro Meninas (ou Jauru) representa basaltos toleííticos de fundo oceânico;
- b) A Faixa Araputanga, para a qual não há ainda dados geoquímicos consistentes, é constituída essencialmente

por basaltos toleííticos com estruturas em *pillow*;

- c) A Faixa Cabaçal mostra um caráter bimodal com a seqüência vulcânica máfica basal sendo composta de basaltos toleííticos, e a seqüência vulcânica félsica intermediária apresentando um caráter calcialcalino. Essas características evidenciam, para o Depósito de Cabaçal, um ambiente de arco de ilha bem definido.

1.2.6 Província Aurífera do Alto Guaporé

Na porção sudoeste do Cráton Amazônico (Fig. 53), observa-se, entre 1,2 e 1,0Ga, a individualização da margem passiva Sunsás, a qual representa uma zona de expansão

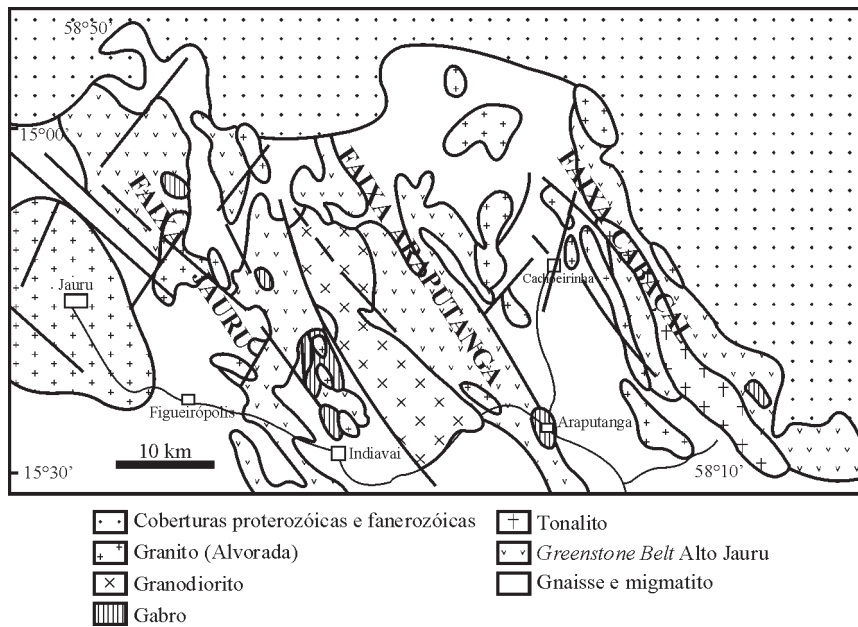


Fig. 54 – Mapa geológico esquemático do Distrito Alto Jauru (segundo Monteiro *et al.*, 1988). Ver situação na Fig. 53.

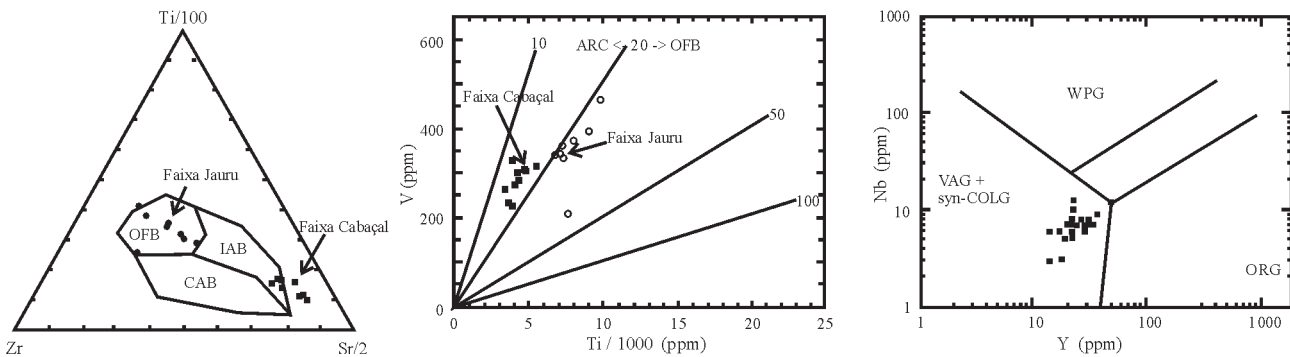


Fig. 55a – Diagramas geoquímicos característicos das rochas vulcânicas do Alto Jauru (segundo Pinho *et al.*, 1997).

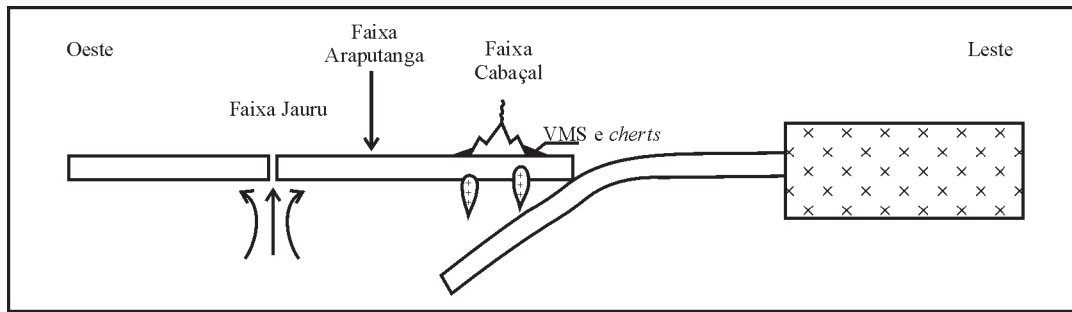


Fig. 55b – Modelo geotectônico para o Distrito do Alto Jauru (segundo Pinho *et al.*, 1997)

oceânica entre Amazônia e Laurentia, e o desenvolvimento do aulacógeno Aguapeí por rifteamento intracontinental (Sães e Fragoso Cesar, 1994; Sães, 1999). O fechamento dessa bacia, decorrente da colisão dos crátons Amazônico e Grenvillia, provocou a formação do cinturão colisional Grenville-Sunsás, a inversão do rifte Aguapeí e a amalgamação do Supercontinente Rodínia em 1,0Ga (Fig. 56).

A deformação tectônica relacionada ao Evento Sunsás reflete-se no desenvolvimento de um extenso cinturão de cisalhamento orientado N20W, de caráter dextral, que afeta particularmente a zona central do rifte Aguapeí, e ao qual são associados os principais depósitos e ocorrências de ouro.

A Província Aurífera do Alto Guaporé (Sães *et al.* 1991; Silva e Rizzotto, 1994; Geraldès *et al.* 1996; Sães, 1999), explorada inicialmente pelos bandeirantes, no século XVIII, conheceu a partir da década de 1980 um novo período de prospecção e exploração por garimpeiros e empresas de mineração. Os depósitos de ouro distribuem-se em três áreas mais representativas, caracterizadas pela Mina de São Vicente e o Depósito de São Francisco Xavier, ao norte; pelo Complexo Lavrinha, no centro; e pelo Depósito Pau-a-Pique, ao sul (Fig. 57).

As mineralizações auríferas são associadas a veios de quartzo que se encontram hospedados em zonas de cisalhamento, situadas no contato dos metassedimentos do Grupo Aguapeí com os granito-gnaisses do embasamento, ou encaixadas na própria Sequência Aguapeí. Os veios de quartzo mineralizados apresentam texturas *comb*, substituição e sacaroidal.

A Mina de Pau-a-Pique, que produziu, de 1987 a 1991 cerca de 1 t Au com minério apresentando teores médios de 4 g/t Au (atingindo localmente até 20 g/t Au), localiza-se numa zona de cisalhamento orientada N10W/70SW afetando igualmente as rochas tonalíticas do embasamento, bem como os arenitos e os conglomerados do Grupo Aguapeí, os quais se encontram intensamente milonitizados (Sães, 1999). Os veios de quartzo aurífero, com espessuras

de 2 a 50 cm, preenchem fraturas de tensão com padrão ramificado ou anastomosado, as quais são envolvidas por halos de alteração hidrotermal, compostos por cubos de pirita, turmalina, magnetita e sericita.

Na área da Lavrinha, a mineralização é condicionada por um espesso pacote de milonitos hidrotermalizados com veios de quartzo sulfetados e auríferos, situados na superfície de descolamento cobertura sedimentar/granitóides do embasamento. O ouro está associado à pirita e à magnetita, acompanhadas por sericitização pervasiva, além de epidoto, rutilo, clorita e carbonato subordinados. A mineralização, com temperatura entre 300 e 330°C, foi datada por K-Ar no intervalo de 918 a 964Ma (Geraldès *et al.* 1996).

Na Mina de São Vicente, explorada a céu aberto, os veios de quartzo sulfetados e auríferos são encaixados numa zona de cisalhamento de alto ângulo que afeta arenitos e conglomerados do Grupo Aguapeí. Duas fases de mineralização (Fig. 58) foram evidenciadas:

- i) Uma primeira fase sindeformacional, com ouro fino associado a zonas cloríticas, cujos teores giram em torno de 0,6 g/t Au;
- ii) Uma segunda fase, extensional, com ouro mais grosso associado à sílica e aos sulfetos, com teores médios da ordem de 1,0 g/t Au. Nos sulfetos, a pirita é predominante, enquanto calcopirita, galena e arsenopirita são subordinadas.

1.2.7 Província Estanífera de Rondônia

Descoberta em 1952, no então Território de Rondônia (Fig. 59), a cassiterita tem sido explorada até hoje por garimpeiros e por companhias de mineração. A produção total estimada até 1995 foi de aproximadamente 220 mil t de estanho. A produção anual foi da ordem de 7.500t de estanho, a partir dos distritos mineiros de Bom Futuro e Santa Barbara, ainda em operação (Bettencourt *et al.* 1997).

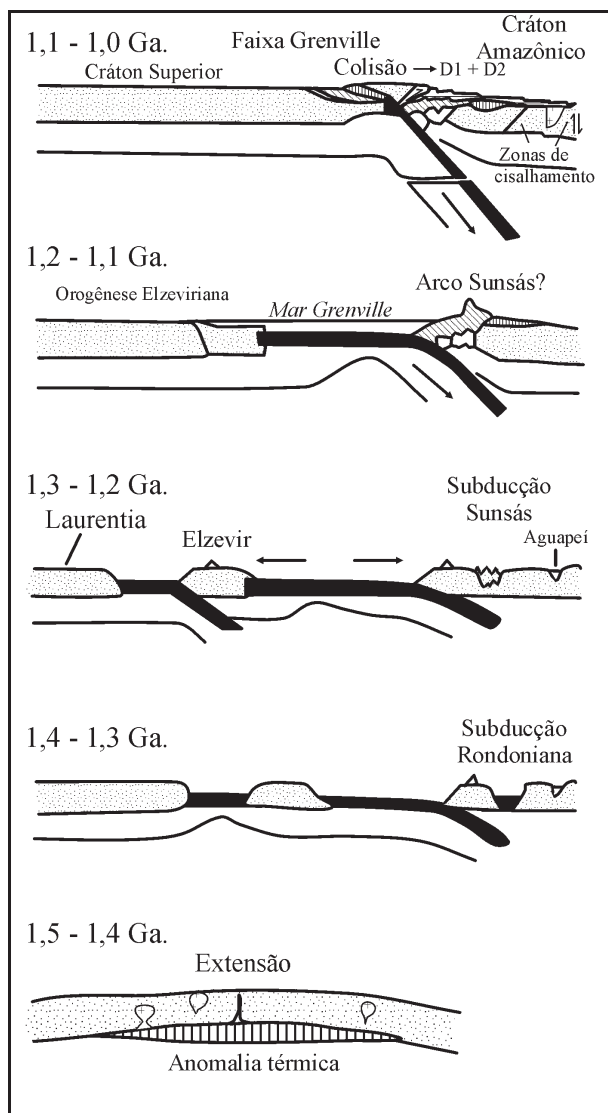


Fig. 56 – Modelo de evolução durante o Mesoproterozóico indicando a relação entre Grenvillia e Amazônia (segundo Sadowski e Bettencourt, 1996; Sães e Frago Cesar, 1994).

Os primeiros estudos dos granitos e das mineralizações estaníferas associadas foram feitos por Kloosterman (1968) que os denominou *Younger Granites of Rondônia* (YGR). A esses estudos seguiram-se os trabalhos de Leal *et al.* (1976), Litherland *et al.* (1986), Priem *et al.* (1989), Teixeira *et al.* (1989), Sadowski e Bettencourt (1996) e as sucessivas sínteses elaboradas por Bettencourt *et al.* (1987, 1998, 1995, 1997, 1999).

Utilizando critérios geológicos, mineralógicos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos, Bettencourt *et al.*

(1997) distinguiram sete suítes de granitos Rapakivi denominadas: Serra da Providência (1,6Ga), Santo Antônio (1,4Ga), Teotônio (1,38Ga), Alto Candeias (1,34Ga), São Lourenço-Caripunas (1,3Ga), Santa Clara (1,08Ga) e *Older Granites of Rondônia* (0,99Ga).

A maior parte dos granitos Rapakivi consiste de sienogranitos e monzogranitos com biotita e anfibólio. São geralmente subalcalinos, possuem caráter metaluminoso a ligeiramente peraluminoso e mostram características geoquímicas próprias de granitos anorogênicos de tipo A e de granitos intraplacas.

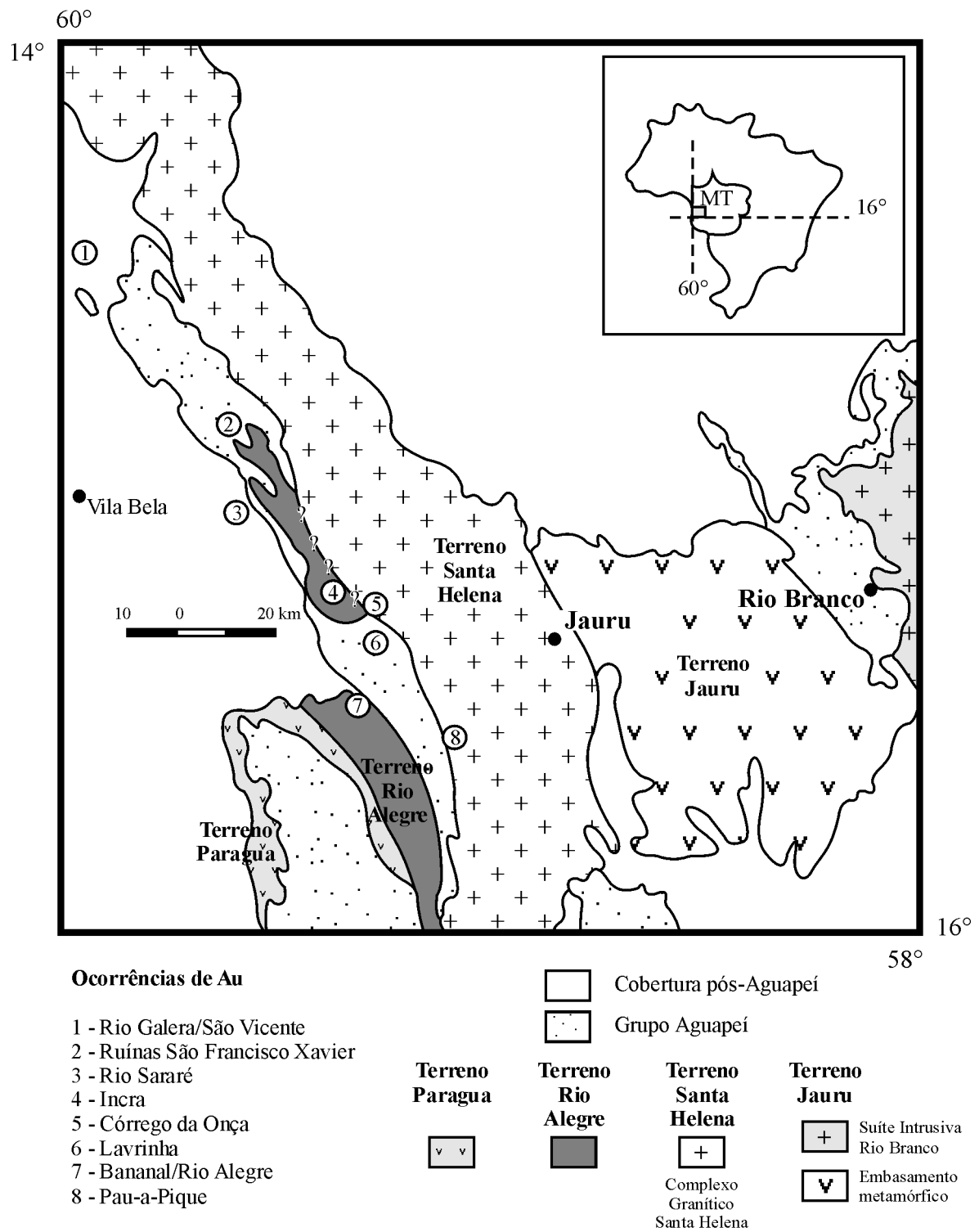


Fig. 57 – Mapa de localização das principais ocorrências auríferas da Província Guaporé (segundo Sães, 1999).

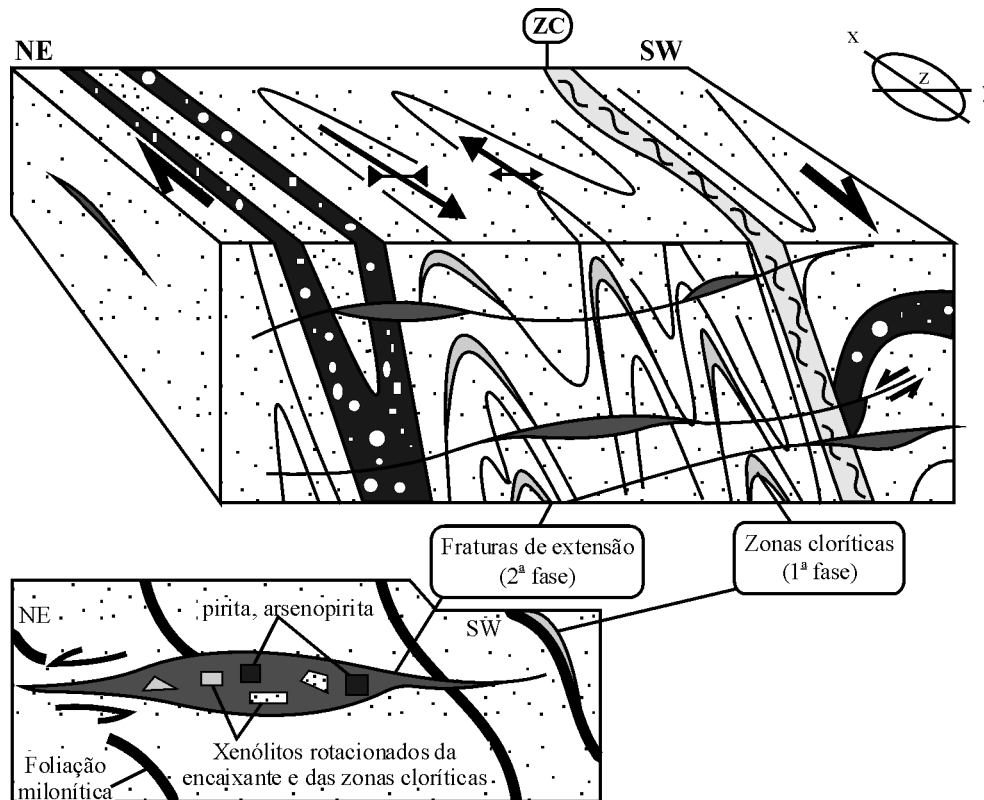


Fig. 58 – Tipologia da Mineralização Aurífera do Morro de São Vicente, município de Vila Bela da Santíssima Trindade (segundo Sães, 1999).

Os depósitos Sn e metais associados (W, Sn, Ta, Cu, Zn, Pb) são especialmente ligados às últimas fases graníticas das suítes São Lourenço-Caripunas (SLC) e *Younger Granites* de Rondônia (YGR).

1.2.7.1 Depósitos Sn da Suíte São-Lourenço-Caripunas (SLC)

As rochas plutônicas e vulcânicas dessa suíte (Priem *et al.* 1989; Bettencourt *et al.* 1995, 1997) são representadas essencialmente por sienogranitos e alcali-feldspato granitos com biotita predominante e hornblenda, augita e fayalita subordinadas. Os minerais acessórios são principalmente zircão, apatita, ilmenita, fluorita e, mais raramente, magnetita, esfero e allanita.

A mineralização é espacialmente associada a biotita sienogranitos e alcali-feldspato granitos equigranulares, finos a médios, na forma de greisens com cassiterita e veios de quartzo com cassiterita, wolframita subordinada e sulfetos de Cu-Pb-Zn-Fe.

1.2.7.2 Depósitos Sn da Suíte *Younger Granites* de Rondônia (YGR)

Os YGR ocorrem principalmente nos maciços de Massangana, Ariquemes, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá que se concentram na porção central da província (Fig. 59).

Três exemplos de depósitos Sn da Suíte YGR foram escolhidos para ilustrar os principais tipos de mineralizações aparecendo na província: Maciço Massangana, Maciço Santa Bárbara e Distrito Bom Futuro.

1.2.7.2.1 Maciço Massangana

Quatro fases intrusivas foram diferenciadas por Bettencourt *et al.* (1997) no Maciço de Massangana (Fig. 60):

- Fase Massangana, precoce e dominante, constituída por biotita granitos grossos, porfiríticos com megacristais tabulares e ovóides de K-feldspato;

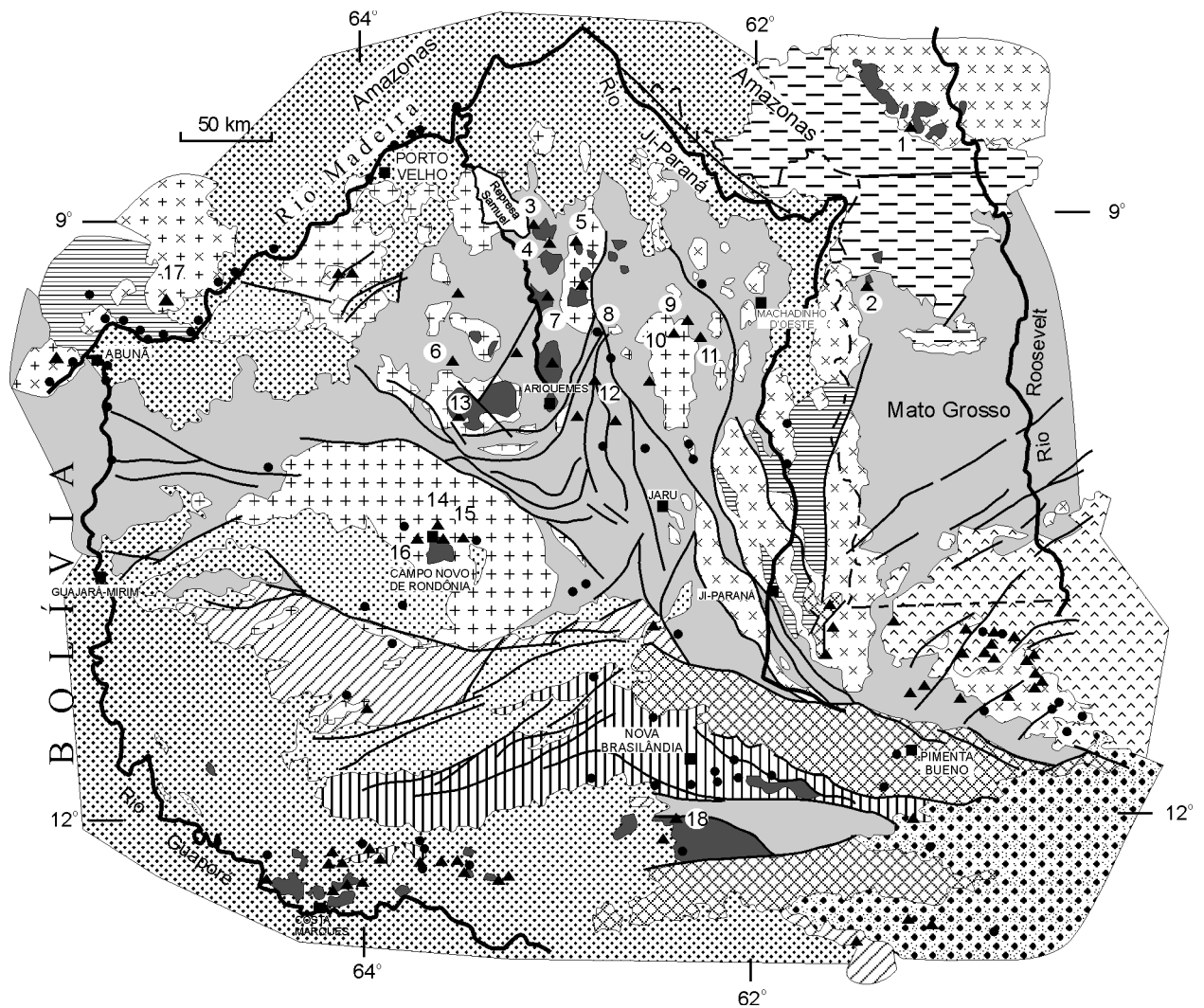


Fig. 59a – Mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia (simplificado de Scandolaro *et al.*, 1987)

- Fases Bom Jardim e São Domingos, compostas por biotita granitos equigranulares, grossos, médios e finos, com raros fenocristais de K-feldspato;
- Fase Taboca tardia, representada essencialmente por hornblenda sienitos e quartzo sienitos que cortam os granitos Bom Jardim.

A mineralização primária está associada aos granitos Bom Jardim e São Domingos, e é encontrada essencialmente na forma de veios de quartzo com cassiterita dominante e wolframita subordinada, de greisens com cassiterita, pegmatitos com berilo, topázio, cassiterita e columbo-tantalita subordinada.

A cassiterita foi explorada em *placers* aluvionares por trinta anos, junto com grandes cristais de topázio azul.

1.2.7.2.2 Maciço Santa Bárbara

Com uma forma subcircular de mais ou menos 5 km de diâmetro, o Maciço de Santa Bárbara (Fig. 61) é constituído por três unidades graníticas principais (Bettencourt *et al.* 1997):

- Biotita-alcalifeldspato granito equigranular, grosso a médio (Serra Azul);
- Biotita-alcalifeldspato granito porfirítico (Serra do Cícero);
- Biotita-alcalifeldspato granito, médio a fino (Santa Bárbara).

Diversos tipos de alteração tardia a pós-magmática, como microclinização, albitização, greisenização, silicificação e argilização foram reconhecidos, principalmente no Granito Santa Bárbara, ao qual a mineralização é espacial-

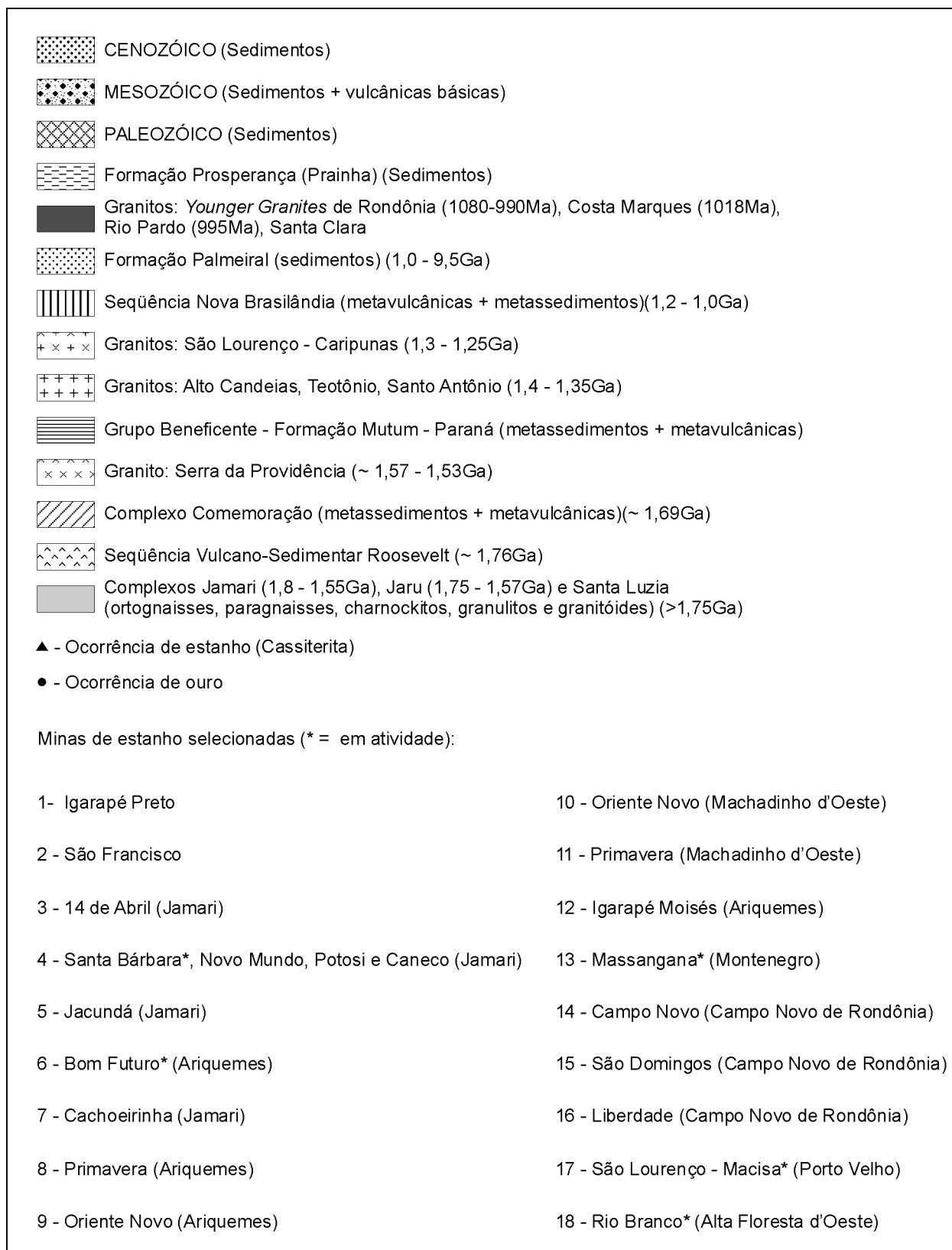


Fig. 59b – Legenda do mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia.

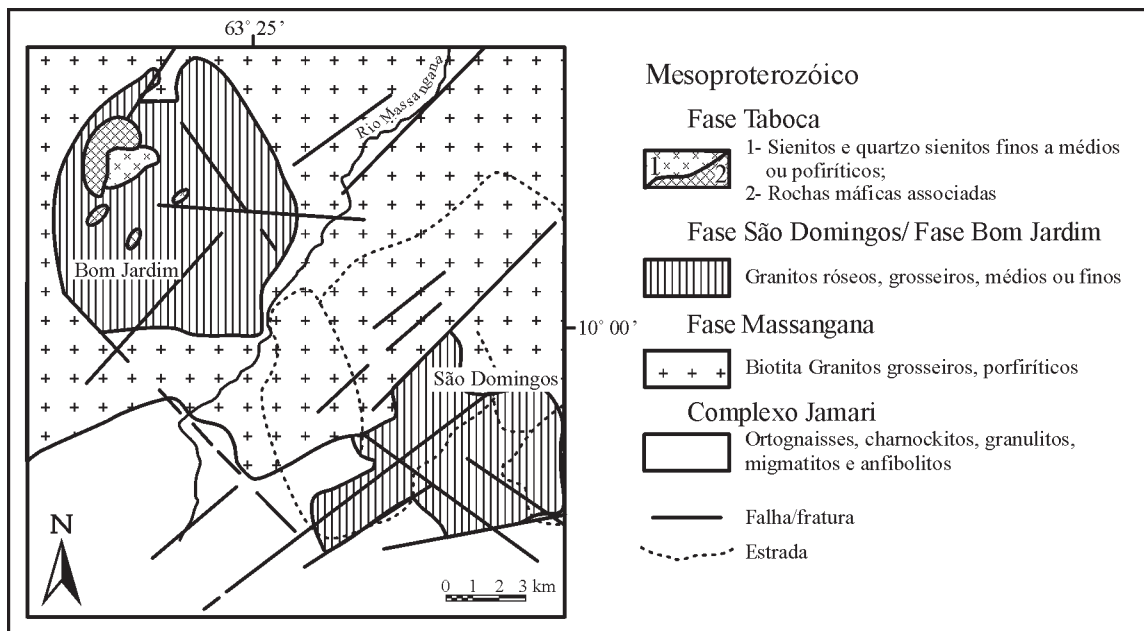


Fig. 60 – Mapa geológico de parte do Maciço Massangana e área adjacente (segundo Bettencourt *et al.*, 1997).

mente relacionada. Ocorre na forma de corpo de greisens com cassiterita, Li-micas e topázio, e em forma de veios de quartzo com cassiterita e wolframita subordinada orientados preferencialmente NE. Na Serra da Onça, corpos de greisens e veios de quartzo semelhantes aos conhecidos no Granito Santa Bárbara são encaixados nos gnaisses do embasamento. Nessa área a cassiterita foi explorada em *placers* aluvionares.

1.2.7.2.3 Distrito Bom Futuro

O Distrito Bom Futuro é formado por duas colinas isoladas numa região plana, denominadas Bom Futuro (Fig. 62a) e Palanqueta (Fig. 62b).

a) Bom Futuro – Constitui um relevo residual com 100 m de desnível em forma de bumerangue, onde a cassiterita é intensamente explorada desde 1987. A estrutura compreende dois centros subvulcânicos encaixados em gnaisses e em anfibolitos, que definem um sistema de dois *pipes* interligados por um conduto de mais ou menos 25 m de largura (Villanova e Franke, 1995). Um corpo em forma de dique, composto por topázio-quartzo-feldspato pórfiro (riolito) ocorre sobretudo no *pipe* oriental. A cassiterita é encontrada em associação com veios e vênulas de quartzo dispostos geralmente

em forma anelar, os quais mergulham para fora, e com uma estrutura em *stockwork*. Nessa colina, destacam-se as fácies de brechas subvulcânicas suportadas pelos clastos e/ou pela matriz. Os clastos são compostos por fragmentos angulosos de gnaisses, anfibolitos, granitos e rochas ácidas subvulcânicas, cujo tamanho varia de alguns centímetros a vários metros, envolvidos por uma matriz de topázio-quartzo-feldspato pórfiro.

b) Palanqueta – Com uma forma semicircular, essa colina é composta de três fácies graníticas: granito porfírico, granito fino e albita granito, aos quais são associados corpos de greisens (Silva *et al.* 1995). A fácies predominante é o albita granito de cor rósea, com textura porfírica e fenocristais subédricos a eúédricos de quartzo, microclínio, topázio, mica verde a marrom, fluorita, minerais opacos e cassiterita. Os greisens são constituídos principalmente por quartzo, Li-mica, topázio, fluorita e menores proporções de sulfetos (galena, esfalerita, calcopirita), cassiterita e, localmente, wolframita.

Numa tentativa de síntese, Bettencourt *et al.* (1997) concluem que a suíte subalcalina dos YGR apresenta três fácies graníticas distintas:

a) Fase precoce, somente identificada no Maciço de Massangana, formada por biotita sienogranitos grossos, com

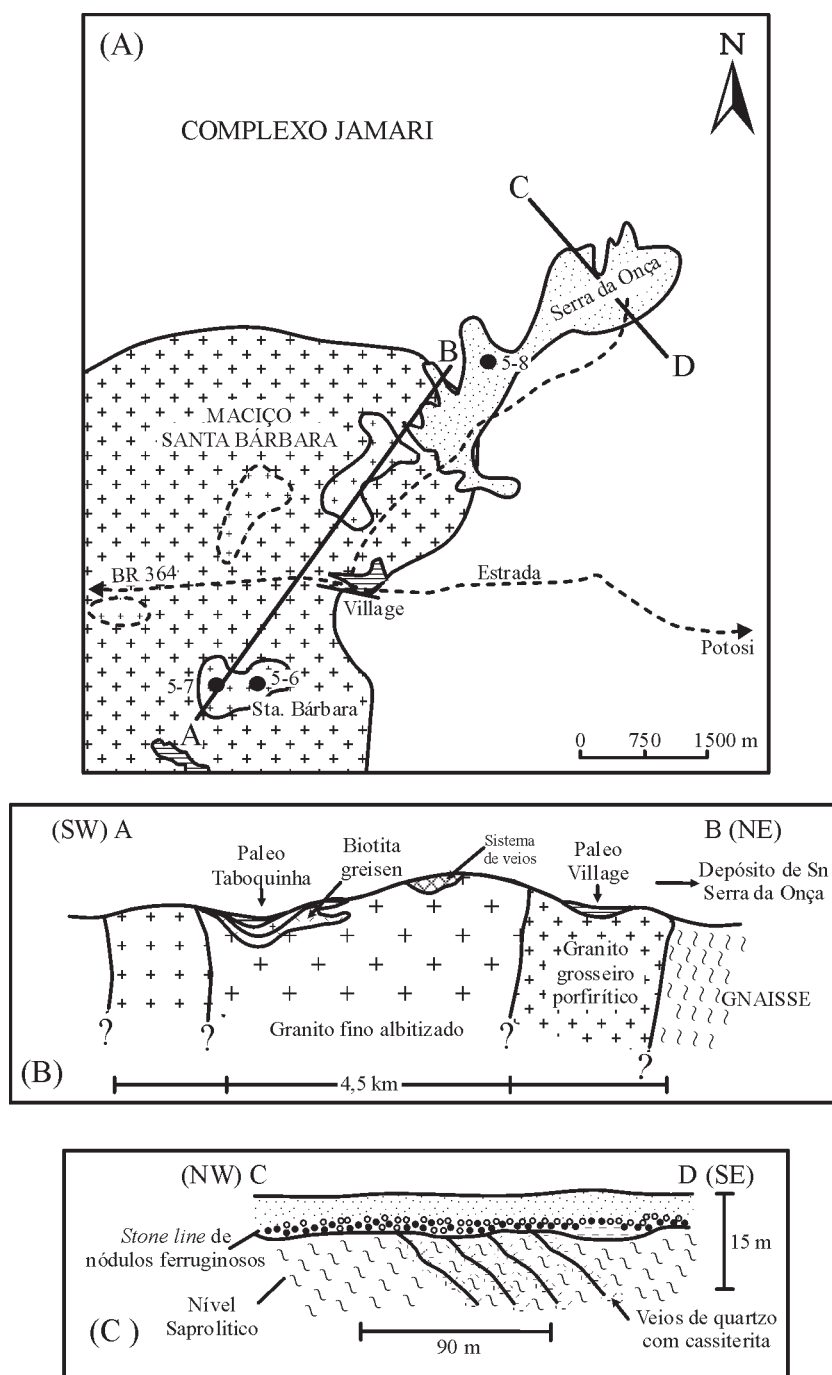


Fig 61 – Mapa e seções geológicas do Maciço Santa Bárbara (segundo Bettencourt *et al.*, 1997). (A) Mapa geológico; (B) Seção ilustrativa das mineralizações primárias e secundárias de cassiterita; (C) Seção do depósito de Serra da Onça.

hornblenda subordinada e minerais acessórios tais como zircão, apatita, ilmenita, magnetita e fluorita.

- b) Fase intermediária, composta essencialmente de sienogranitos e alcali-feldspato granitos médios a finos, equigranulares, com biotita e, localmente, hornblenda, cujos minerais acessórios mais comuns são zircão, monazita, ilmenita e fluorita.
- c) Fase tardia, compreendendo principalmente topázio-Li mica-albita granitos e topázio-quartzo-feldspato pórfiros.

As principais mineralizações de estanho e metais associados são espacialmente relacionadas a essas duas últimas fases, sobretudo na forma Li-mica-albita granitos com cassiterita disseminada e columbo-tantalita menor; pegmatitos com topázio, berilo, cassiterita e columbo-tantalita subordinada; corpos de greisens com cassiterita; veios de quartzo com cassiterita e wolframita; veios de quartzo com sulfetos de Cu-Pb-Zn-Fe.

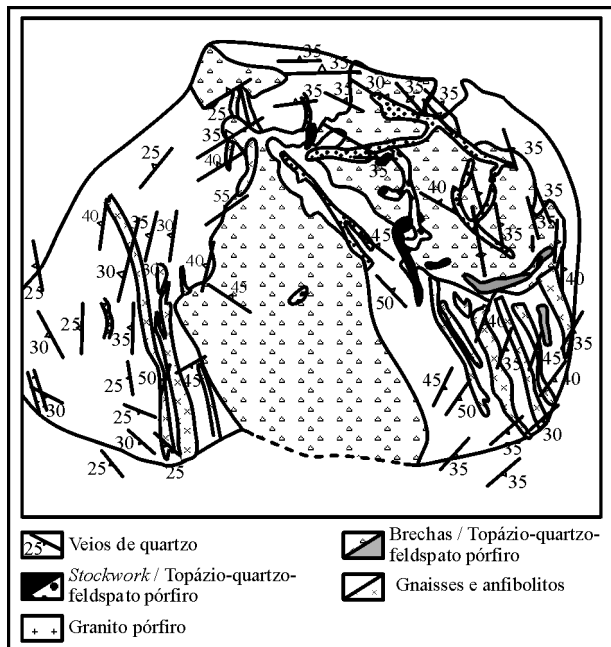


Fig. 62a – Mapa geológico de Bom Futuro (segundo Bettencourt *et al.*, 1997).

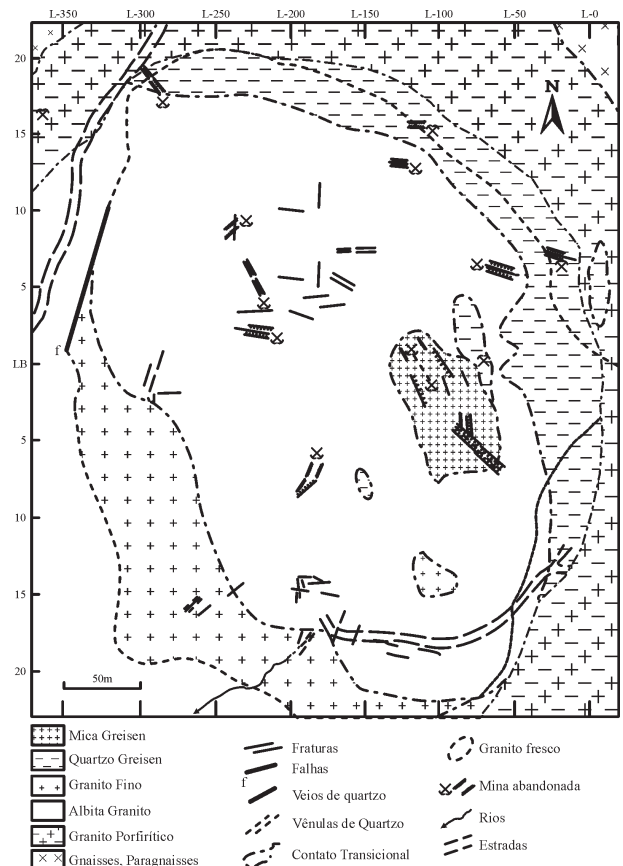


Fig. 62b – Mapa geológico da Palanqueta (segundo Bettencourt *et al.*, 1997).

O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO (Almeida, 1977; Alkmin *et al.* 1993) (Fig. 63), cuja evolução iniciou no Arqueano e terminou no Meso/Neoproterozóico, representa uma unidade maior da Plataforma Sul-Americana, e é delimitado pelas faixas móveis neoproterozóicas do Ciclo Brasileiro denominadas: F. Brasília, F. Rio Preto, F. Riacho do Pontal, F. Sergipana, F. Araçuaí, F. Alto Rio Grande e F. Ribeira (Almeida *et al.* 1981, 1976; Fuck *et al.* 1993; Brito Neves *et al.* 1999).

Internamente, o Cráton do São Francisco pode ser dividido em três compartimentos principais orientados grosseiramente norte-sul (Barbosa, 1997): C. Oriental; C. Central; C. Ocidental; os quais afloram em extensas áreas dos Estados da Bahia, de Minas Gerais e de Goiás, cujos limites correspondem a grandes acidentes tectônicos, também com direção norte-sul: limite tectônico das bacias marginais costeiras; lineamento Contendas-Jacobina; lineamento Espinhaço; limite da zona externa da Faixa Brasília com a zona cratônica.

Importantes depósitos minerais são conhecidos nesses três compartimentos, os mais notáveis são associados a:

- Terrenos Granito-*Greenstones*: Au e Mn do GB Rio das Velhas (QF); Au do GB Rio Itapicuru (BA); Magnesita do GB Brumado (BA); Ba do GB Mundo Novo (BA);
- Complexos Máfico-Ultramáficos: Fe-Ti-V dos *Sills* do Rio Jacaré e de Campo Alegre de Lourdes (BA); Cr de Campo Formoso-Jacurici (BA); Cu de Caraíba (BA) e Serrote da Laje (AL);
- Sequências Sedimentar-Exalativas: Fe do Supergrupo Minas (MG), Pb-Zn de Boquira (BA); Fe-Mn de Urandi-Licínio de Almeida (BA);
- Sequências Sedimentares: Au-U-Pi de Jacobina (BA) e Moeda (QF); Diamante da Chapada Diamantina (BA); P₂O₅ e Pb-Zn do Grupo Una da Bacia de Irecê.
- Urânio associado aos albititos de Lagoa Real (BA).

2.1 O Compartimento Oriental

No Compartimento Oriental (Fig. 64), distinguem-se dois núcleos mais antigos arqueanos: o Bloco Jequié, ao sul, e o Bloco Serrinha, ao norte.

O Bloco Jequié é formado por rochas plutônicas, migmatitos e sequências vulcano-sedimentares metamorfozadas na fácies granulito. Esse bloco mostra uma história deformacional e metamórfica complexa (Barbosa, 1997), atestando, assim, uma evolução policíclica, com idades isotópicas de 3,2Ga, 2,7Ga e 2,0Ga, bem como o envolvimento desses terrenos nos diversos eventos tectônicos maiores que afetaram a área.

O Bloco Serrinha é constituído por gnaisses bandados, anfibolitos e ortognaisses granodioríticos do Complexo Santa Luz, que inclui intrusões de complexos máfico-ultramáficos diferenciados com cromita associada como a jazida de Pedras Pretas, perto de Santa Luz (Carvalho Filho *et al.* 1986). Nesses blocos, encaixam-se as sequências vulcano-sedimentares do tipo *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e do Rio Capim, de idade paleoproterozóica.

Esses blocos são margeados pelos cinturões granulíticos Itabuna e Salvador-Curaçá, os quais se reportam ao Paleoproterozóico.

O Cinturão Itabuna, situado a leste do Bloco Jequié, sobre o qual se encontra empurrado, compreende associações magmáticas toleíticas a shoshoníticas, que ilustram um processo de acreção crustal por adjunção, entre 2,6 e 2,2Ga, de um arco de ilha contra o Bloco Jequié (Barbosa, 1997). Esse cinturão prolonga-se provavelmente ao norte pelo Cinturão Salvador-Esplanada.

O Cinturão Salvador-Curaçá junta-se, ao sul, com o cinturão Itabuna, mas pode ser considerado mais jovem em virtude de a idade a ele atribuída ser de aproximadamente 2,1Ga. É representado por tonalitos calcialcalinos, granodioritos, ortognaisses e intrusões de corpos diferenciados

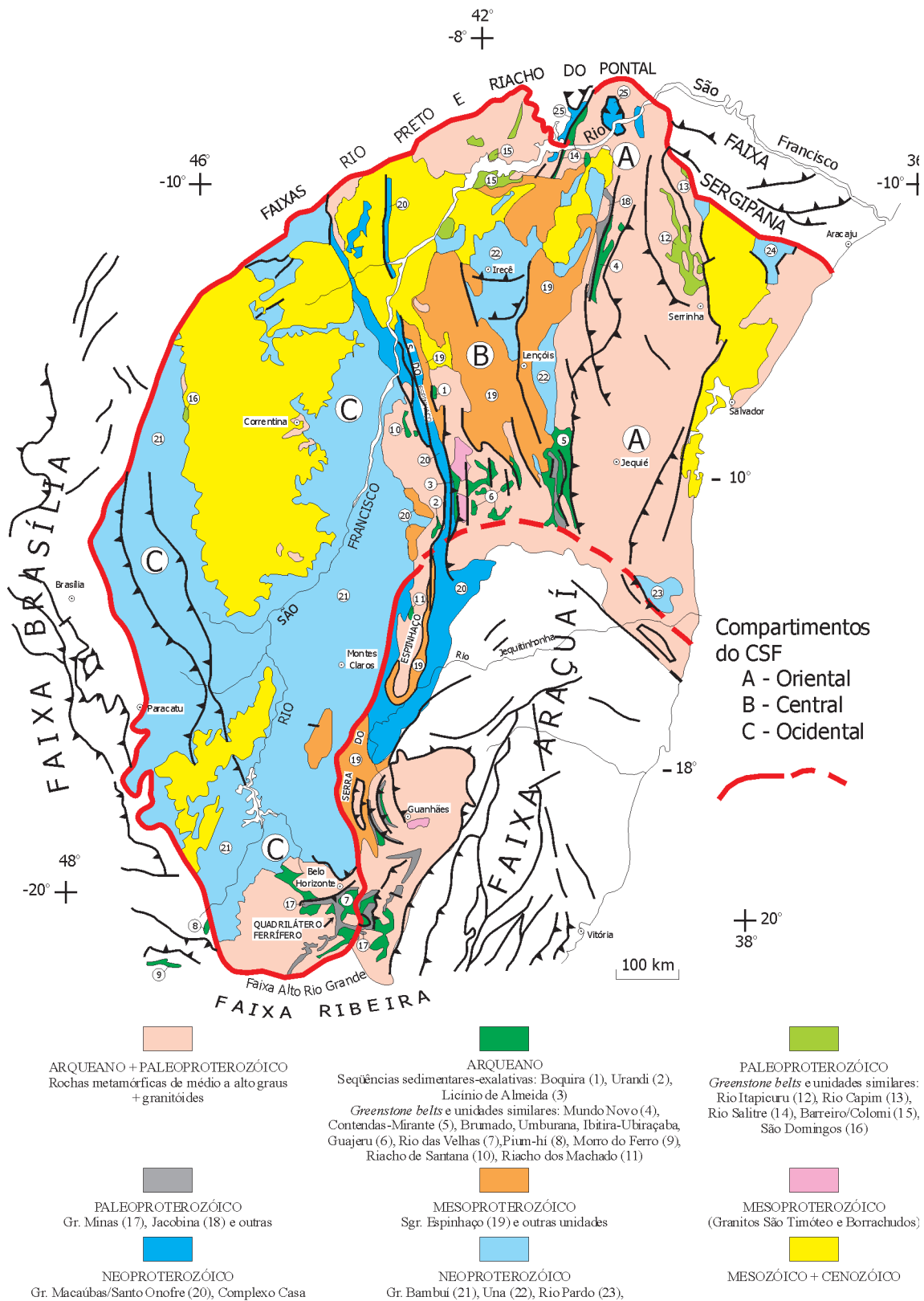


Fig. 63a – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco (segundo Schobbenhaus e Bellizzia, 2000; com modificações). Limites do cráton segundo Almeida (1977), Alkmim *et al.* (1993) e Baars (1997).

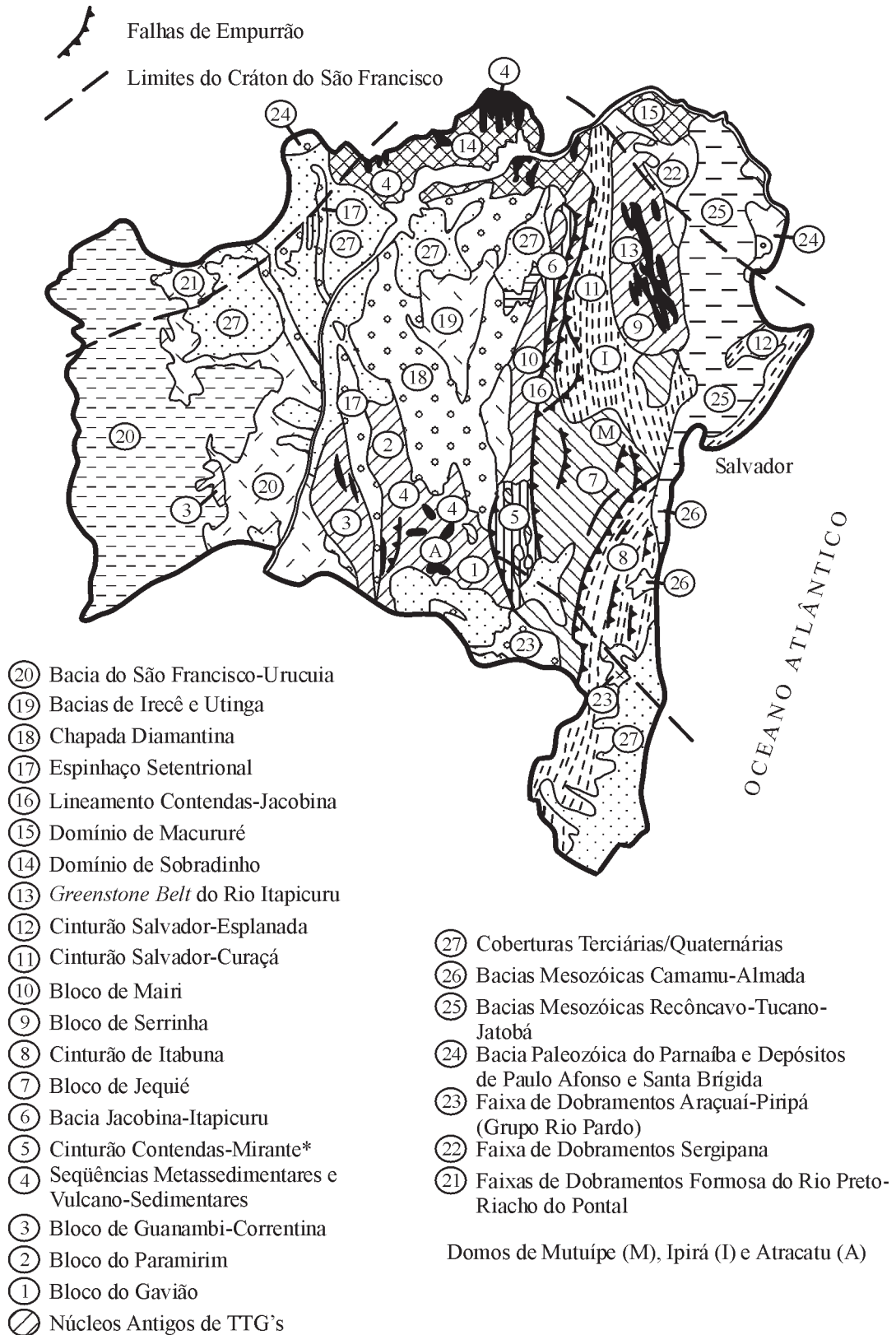


Fig. 64 – Mapa geológico esquemático do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia (segundo Barbosa e Dominguez, 1996).

máficos e ultramáficos. O conjunto sofreu processo de granulitização durante o Evento Transamazônico.

Ao Compartimento Oriental são agregadas as unidades pertencentes ao GB Mundo Novo e à seqüência rifte da Serra da Jacobina, que o limita na sua porção ocidental.

Ao norte, o Domínio Macururé representa uma extensão do Bloco Serrinha envolvida na deformação da Faixa Sergipana durante o Evento Brasileiro.

2.1.1 Depósito de Barita de Itapura

Localizado perto de Miguel Calmon, o Depósito de Barita de Itapura é mal conhecido, sendo descrito na forma de veios hidrotermais cortando a unidade metassedimentar do GB Mundo Novo (Castro *et al.* 1997). Entretanto, observam-se formações ferríferas bandadas e horizontes de barita estratiforme intercalados com níveis de *chert*, o que permite levantar a hipótese de uma origem exalativa, numa fácies distal da seqüência vulcano-sedimentar.

Em 1997, as reservas do depósito eram calculadas em aproximadamente 164.635 t de minério em 86,50% BaSO₄ (DNPM, 1998).

No GBMN, definido por Mascarenhas e Silva (1994), são assinaladas ainda algumas ocorrências de ouro e de metais base (Cu-Pb-Zn) na Fazenda Coqueiro, onde disseminações e níveis de sulfetos maciços (pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, galena e ouro associado) foram encontrados junto às rochas vulcânicas máficas e félsicas intercaladas com metassedimentos pelíticos e químicos.

2.1.2 Província Aurífera do Rio Itapicuru

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Fig. 65), descrito por Mascarenhas (1973), Kishida (1979), Davison *et al.* (1988), encontra-se hospedado no Bloco Serrinha. A seqüência vulcano-sedimentar é composta por:

- i) Uma unidade vulcânica máfica basal de filiação toleítica, rica em ferro, de fundo oceânico tipo MORB;
- ii) Uma unidade vulcânica, intermediária a félsica, calcialcalina com características de arco continental;
- iii) Uma unidade sedimentar superior constituída por turbiditos, *cherts* e BIFs.

O conjunto é intrudido por granitóides do tipo I, sin a tarditectônicos, os quais conferem à área uma estrutura de domos e quilhas orientados NS, muito característica. A evolução das supracrustais e dos granitóides ocorreu

no intervalo de tempo compreendido entre 2,2Ga (basaltos) e 2,0Ga (granitóides sintectônicos), determinado por datações geocronológicas Pb-Pb e U-Pb em zircões (Silva, 1992; Silva e Cunha, 1999). O conjunto supracrustal encontra-se metamorfozido na fácies xisto-verde. Três eventos distintos têm sido reconhecidos:

- Evento M1, hidrotermal de fundo oceânico acompanhado por oxidação e hidratação (espilitização);
- Evento M2, dinamotermal, responsável pelas paragêneses da fácies xisto-verde;
- Evento M3, essencialmente termal, restrito às bordas das intrusões tardi e pós-tectônicas.

Conforme modelo de evolução do tipo colisão arco-conti-nente (Fig. 66), proposto por Silva (1992), as vulcânicas máficas do GBRI teriam resultado de uma tectônica extensional de retroarco, enquanto as vulcânicas intermediárias e félsicas seriam o produto do próprio arco situado a oeste, e o conjunto envolveria uma subducção de oeste para leste.

Importantes concentrações de ouro são encontradas nos distritos da Fazenda Maria Preta, ao norte, e da Faixa Weber, ao sul, do GBRI (Kishida *et al.* 1991).

2.1.2.1 Fazenda Maria Preta

O Distrito da Fazenda Maria Preta (Coelho e Freitas-Silva, 1998; Alves da Silva *et al.*, 1998) consiste num grupo de pequenos depósitos, conhecidos sob a denominação de Antas I, Antas II, Antas III, W, Mari, C1, C1-Norte, M1 e M11, possuidor de reservas estimadas em 12,5 t de Au, as quais foram exploradas por mineração a céu aberto até o início de 1998. Esses depósitos se localizam na porção norte do GBRI, em três zonas de cisalhamento dúctil sinistral de segunda ordem, orientadas NS/50-70W e paralelas à zona de cisalhamento principal situada mais a leste. Essas zonas de cisalhamento afetam as unidades: Rebôlo (basaltos intercalados com tufos, brechas, sedimentos químicos e filitos), Maria Preta (andesitos com intercalações de lentes piroclásticas e metassedimentos); Riacho Seco (quartzo-clorita-sericita xistos, grauvacas, conglomerados, quartzo-grafita xistos e tufos), as quais são controladas pela anisotropia existente entre rochas mais competentes (dacitos, dioritos e gabros) e menos competentes (tufos e metassedimentos).

A maioria dos depósitos de ouro hospeda-se em veios de quartzo, que são acompanhados por alteração hidrotermal das rochas encaixantes. Esses veios de quartzo foram classificados por Coelho e Freitas-Silva (1998) como:

- i) Veios de cisalhamento, os mais freqüentes, paralelos ou

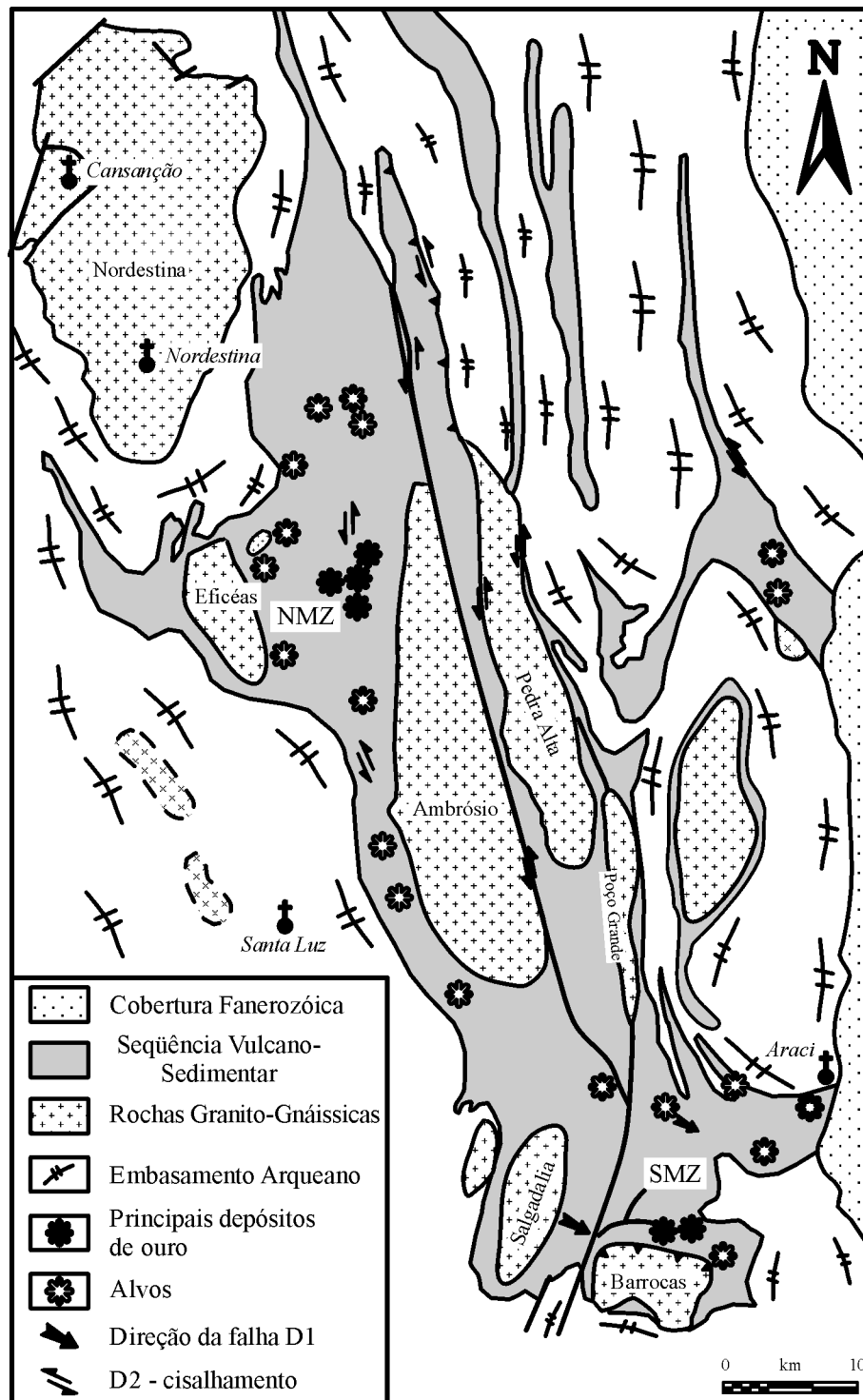


Fig. 65 – Mapa geológico simplificado do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, com a localização dos depósitos Maria Preta e Faixa Weber (segundo Alves da Silva *et al.*, 1998).

- subparalelos à foliação principal, com espessura decimétrica a métrica, e comprimento métrico a decamétrico;
- ii) Veios extensionais, pouco comuns;
- iii) Veios de brechas, considerados como brechas hidráulicas que afetam principalmente dacitos e tufos;
- iv) Veios de preenchimento de fratura;
- v) Veios em *stockwork*, os quais formam vênulas em rochas dacíticas pouco ou não foliadas e hidrotermalmente alteradas (silicificação, albitização e piritização).

Em geral, a alteração hidrotermal em volta dos veios consiste em silicificação, carbonatização, acompanhada por clorita e sericita; e em sulfetação (pirita, arsenopirita e pirrotita). O ouro é encontrado em estado livre no quartzo e nos sulfetos. A origem dos fluidos é considerada metamórfica (Alves da Silva *et al.* 1998).

Em conclusão: o principal controle das mineralizações auríferas consiste na geometria tabular dos veios de quartzo que hospedam os corpos mineralizados, os quais preenchem os espaços abertos ao longo das zonas de cisalhamento de segunda ordem. Um controle secundário é exercido pela lineação de estiramento, a qual reorienta os corpos mineralizados segundo essa direção.

2.1.2.2 Faixa Weber

Os depósitos da Faixa Weber (Fig. 67) (Santos *et al.* 1988; Teixeira *et al.* 1990; Reinhardt e Davison, 1990; Alves da Silva *et al.* 1998) são encontrados ao sul numa virgacão E-W correspondente a uma zona de cavalgamento, resultando numa posição estratigráfica invertida das diversas unidades que, de sul para norte, são compostas pelas seguintes unidades:

- Unidade Incó, composta por carbonato-clorita xistos, representando basaltos;
- Unidade Fazenda Brasileiro, que contém as mais importantes concentrações de ouro;
- Unidade Canto, constituída por sedimentos pelíticos carbonosos intercalados com rochas vulcânicas piroclásticas;
- Unidade Abóbora, representada por uma espessa seqüência de basaltos com finas intercalações sedimentares.

A Unidade Fazenda Brasileiro (Fig. 68), que contém as mais importantes concentrações de ouro (Fazenda Brasileiro, Riacho do Incó, Dor de Dente Este, Dor de Dente e Pau-a-Pique), apresenta internamente três seqüências distintas:

- Seqüência de xistos grafitosos, que capeia a principal zona mineralizada;
- Seqüência de xistos com quartzo, clorita e magnetita, a qual forma dois horizontes com 20 m e 3 m de espessura respectiva, que hospeda as mineralizações;
- Seqüência intermediária, composta de sericita-clorita-carbonato xistos e plagioclásio-actinolita xistos, esses últimos correspondentes a corpos gabróicos alterados.

Na Mina Fazenda Brasileiro as mineralizações são encaixadas nos horizontes de quartzo-clorita-magnetita xisto mais ou menos grafitoso, cujas reservas foram estimadas em 150 t Au com o minério contendo 7-8 g/t Au, e uma produção anual vizinha de 4,5 t Au (1998). Os corpos mineralizados podem atingir até 500 m de comprimento e 40 m de espessura, e são paralelos à lineação de estiramento dúctil. Esses corpos relacionam-se a diversas gerações de veios de quartzo e sulfetos asso-

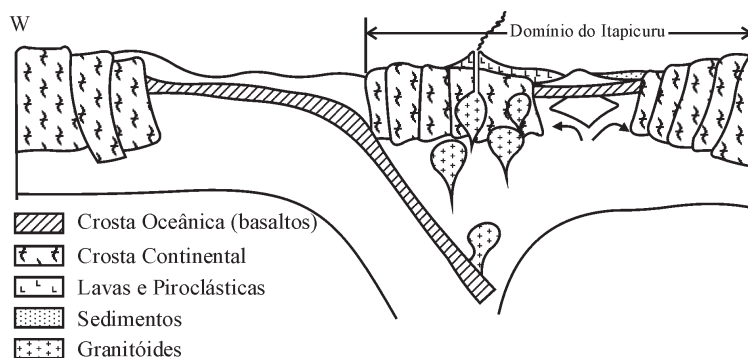


Fig. 66 – Modelo de evolução geotectônica para o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (segundo Silva, 1992).

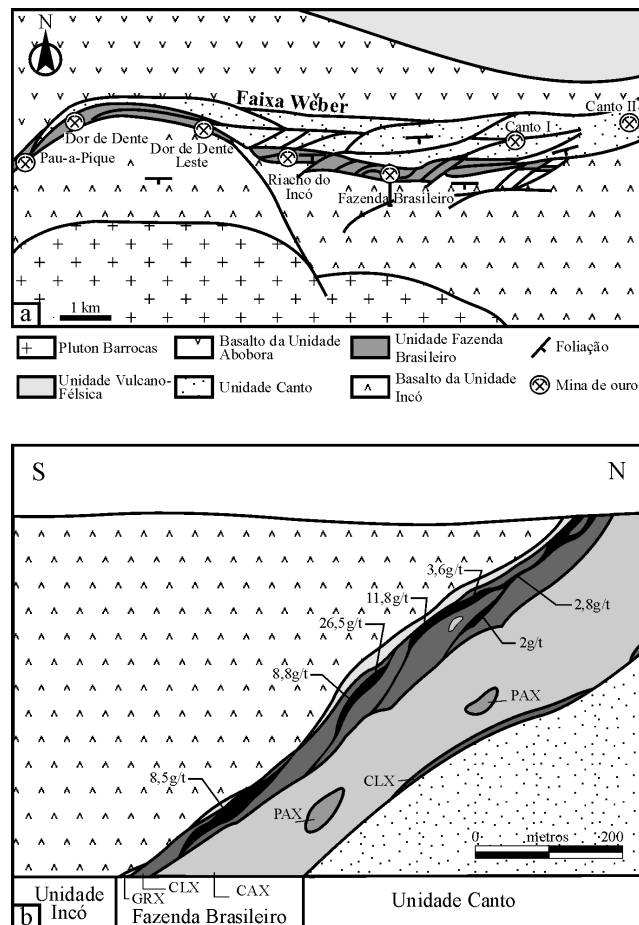


Fig. 67 – a) Mapa geológico da Faixa Weber. b) Seção geológica da Mina Fazenda Brasileiro (segundo Alves da Silva *et al.*, 1998).

ciados, os quais podem constituir um verdadeiro halo de alteração sulfetada com pirita, pirrotita, arsenopirita, carbonato e albita. Os veios mineralizados V_2 e V_3 são discordantes em relação à foliação principal, enquanto os veios V_1 , concordantes e boudinados, são estéreis. A arsenopirita é considerada o sulfeto mais importante por estar sempre associada ao ouro. Entretanto, em outras minas da Faixa Weber, como na Mina da Fazenda Riacho do Incó, o ouro pode estar associado preferencialmente à pirrotita. O ouro aparece no estado livre, e está localizado nos contatos dos grãos, nas microfaturas e em oclusões junto aos sulfetos. Na Mina Canto I e na Mina Canto II, que se situam na Unidade Canto, a mineralização é associada a feldspato-sericita-quartzo xistos e feldspato-sericita-clorita-quartzo xistos, interpretados como pertencentes a uma seqüência piroclástica de aglo-

merados e tufos, cujos corpos mineralizados mostram a mesma história deformacional observada na Unidade Fazenda Brasileiro (Alves da Silva *et al.* 1998). A mineralização principal, entretanto, ocorre preferencialmente em veios de quartzo paralelos ou subparalelos à foliação milonítica, e são interpretados como veios de cisalhamento com dezenas de metros de comprimento e alguns metros de largura, onde o controle da arsenopirita, dos sulfetos e das litologias ricas em ferro é menos importante do que na Unidade Fazenda Brasileiro.

As circulações de fluidos hidrotermais, que foram a origem das mineralizações da Faixa Weber, foram relacionadas aos eventos D_2 e D_3 que afetaram a área, tendo sido em grande parte canalizadas pelas zonas de cisalhamento da fase D_1 (Alves da Silva *et al.* 1998). A fonte do ouro foi relacionada à lixiviação desse metal contido nos basaltos

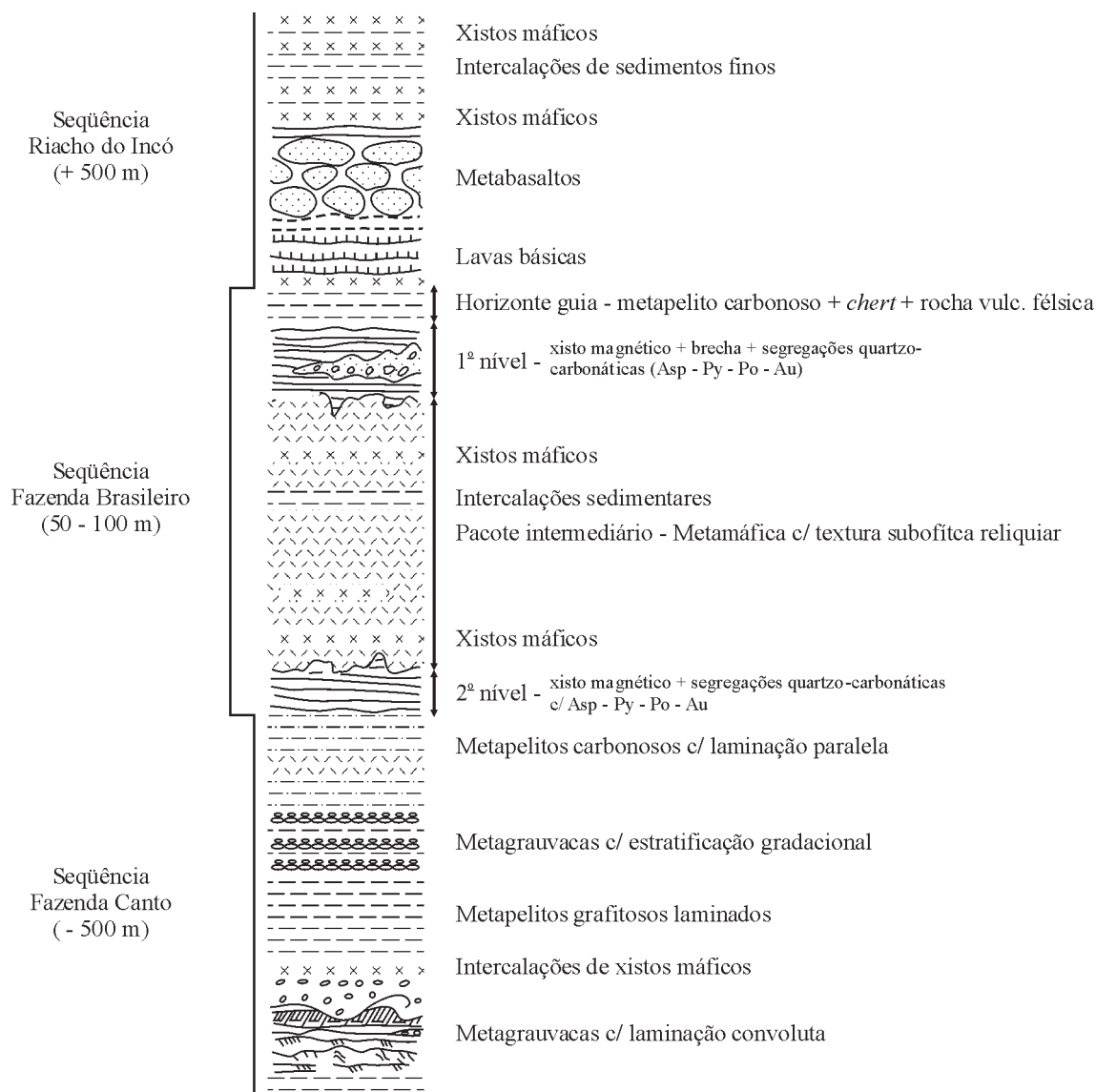


Fig. 68 – Coluna litoestratigráfica da Faixa Weber (segundo Santos *et al.*, 1988).

por meio dos fluidos gerados pelas intrusões graníticas, a partir da desidratação da pilha vulcano-sedimentar.

2.1.3 Distrito de Cobre do Rio Curaçá

O Depósito de Cobre de Carafba (D'El Rey Silva e Oliveira, 1999; Lindenmayer, 1981), localizado no Vale do Rio Curaçá, está associado a um complexo máfico-ultramáfico intrusivo no cinturão de alto grau Salvador-Curaçá, originado pela colisão dos blocos continentais Serrinha e Mairi, por volta de 2,0Ga. A seqüência é constituída por:

- i) Gnaisses com intercalações de anfibolitos, paragneisses, BIFs, rochas calcissilicatadas, olivina mármores e quartzitos na base;
- ii) Gabros, gabronoritos, leucogabros, peridotitos, olivina-piroxenitos, hiperstenitos ricos em Cu, melanoritos e noritos na unidade intermediária;
- iii) Gnaisses migmatíticos com intrusões de granitos sintectônicos (tonalitos e granodioritos) na unidade superior.

O conjunto encontra-se verticalizado, tendo sido polideformado e polimetamorfizado pelas fases F_1/F_2 de baixo ângulo, e pela fase F_3 , resultante de um esforço compres-

sivo E-W que deu origem a dobras apertadas e abertas com plano axial verticalizado e eixo N-S subhorizontalizado com caimento suave para sul. Esta última fase, F_3 , é acompanhada por cisalhamentos dúcteis orientados NNW e NNE. Toda a evolução tectônica está compreendida entre 2,2 e 1,9Ga. A mineralização principal é associada aos hiperstenitos, cuja cor varia de marrom-escuro a negra, com textura granoblástica grosseira geralmente equigranular e, mais raramente, inequigranular a pegmatóide, compostos por hiperstênio, hornblenda, biotita, plagioclásio, com apatita, zircão e granada como acessórios. É constituída essencialmente de magnetita, calcopirita e bornita disseminadas, além de calcosita e ilmenita subordinadas. Nos noritos de coloração cinza-médio, ocorre alguma mineralização de magnetita, ilmenita e apatita.

Geralmente, o Depósito Cu de Caraíba é considerado como um *sill* estratificado, derivado de magma toleítico intrudido pré ou sintectonicamente à fase de deformação D_1 (D'El Rey Silva, 1985, 1996, 1999; Lindenmayer, 1981). Entretanto, Oliveira (1989) advoga em favor de uma origem via intrusões múltiplas de diques pós- ou sin- F_3 (Oliveira e Lafon, 1995), o que não parece condizer com a deformação observada, a de uma filiação calcálica semelhante à dos corpos de noritos maciços (Oliveira e Tarney, 1995).

A mineralização sulfetada, disseminada ou na forma de corpos maciços irregulares nos hiperstenitos, encontra-se intensamente deformada e apresenta forma característica de cogumelo (Fig. 69). Explorado desde 1978 por mineração a céu aberto e subterrânea, pela Caraíba Mineração S.A., o depósito produziu até 1998 cerca de 600 Mt de minério com um teor de 1,6% Cu. Em 1996, as reservas da Mina Caraíba eram da ordem de 42 Mt de minério com 1,82% Cu. Na área da CVRD, situada ao norte, são conhecidas reservas cuja estimativa é de, aproximadamente, 54,5 Mt de minério com 1,03% Cu.

2.1.4 Depósito de Cobre do Serrote da Laje

O Depósito do Serrote da Laje (Horbach e Marimon, 1988), situado perto da cidade de Arapiraca, no Estado de Alagoas (Fig. 70), encontra-se encaixado em gnaisses e rochas calcissilicatadas do Maciço Pernambuco-Alagoas, ao norte da Faixa Dobrada Sergipana. Hospeda-se em rochas máficas e ultramáficas, com idade provável de aproximadamente 2,2Ga, as quais se apresentam na forma de um *sill* com cerca de 1.500 m de comprimento e 100 a 400 m de espessura. Segundo Horbach e Marimon (1988), o depósito foi afetado por sucessivas deformações e metamorfismos de

fácies granulito, anfíbolito e xisto-verde. O *sill* é constituído por metahiperstenitos, níveis ricos em magnetita, magnetita-biotita xistos, anfíbolitos, metagabros e metanoritos/anortositos, que se encontram intercalados e devem refletir a diferenciação magmática. A mineralização encontra-se disseminada preferencialmente nos hiperstenitos e nos magnetita-biotita xistos e, em grau menor, nos noritos. É caracterizada por uma alta razão Cu/Ni, e apresenta muita semelhança com a do Depósito de Cobre de Caraíba (Lindenmayer, 1981). Os principais minerais do minério (Horbach e Marimon, 1988; Figueiredo, 1992) são óxidos como magnetita-ilmenita, e sulfetos como calcopirita, bornita, pirrotita e pentlandita, os quais ocorrem intersticialmente em espaços intergranulares à magnetita e aos silicatos. Além da pentlandita, ocorrem outros sulfetos de Ni e Co: milerita e godlevskita com teores elevados de Co (0,5-3%), V (0,5%), Ni (0,3%) e Cr (1,5 a 2,0%), enquanto a ilmenita é depletada em Ni, V e Cr, e enriquecida em Fe^{3+} (3,7 a 5,5%).

O metamorfismo da fácies xisto-verde é relacionado a fraturas e a zonas de cisalhamento que se mostram enriquecidas em Au e Ag, além de Fe, Zn e As. As reservas do Depósito do Serrote da Laje (Horbach e Marimon, 1988; Figueiredo, 1992), foram estimadas em 60 Mt de minério com 0,8% Cu e 0,22 g/t Au, além de teores significativos em V, Ag, Ni, Co, Ga, Te, Pt e Pd.

A origem da mineralização é relacionada à diferenciação magmática e à separação da fase sulfetada, a partir de um magma toleítico intrudido na forma de *sill* numa seqüência sedimentar, em regime extensional antes da deformação e do metamorfismo do Evento Transamazônico (Horbach e Marimon, 1988; Figueiredo, 1992).

2.1.5 Distritos de cromita do Rio Jacurici e Campo Formoso

Os depósitos de cromita do Vale do Rio Jacurici e de Campo Formoso são associados a complexos máfico-ultramáficos, e apresentam importantes reservas desse mineral.

2.1.5.1 Depósitos do Rio Jacurici

Ao longo do Vale do Rio Jacurici são conhecidos cerca de quinze corpos máfico-ultramáficos mineralizados em cromo. Os diversos corpos são descontínuos e encaixados concordantemente na foliação gnáissica regional. As minas em produção pertencem à Mineração Vale do Jacurici, sub-

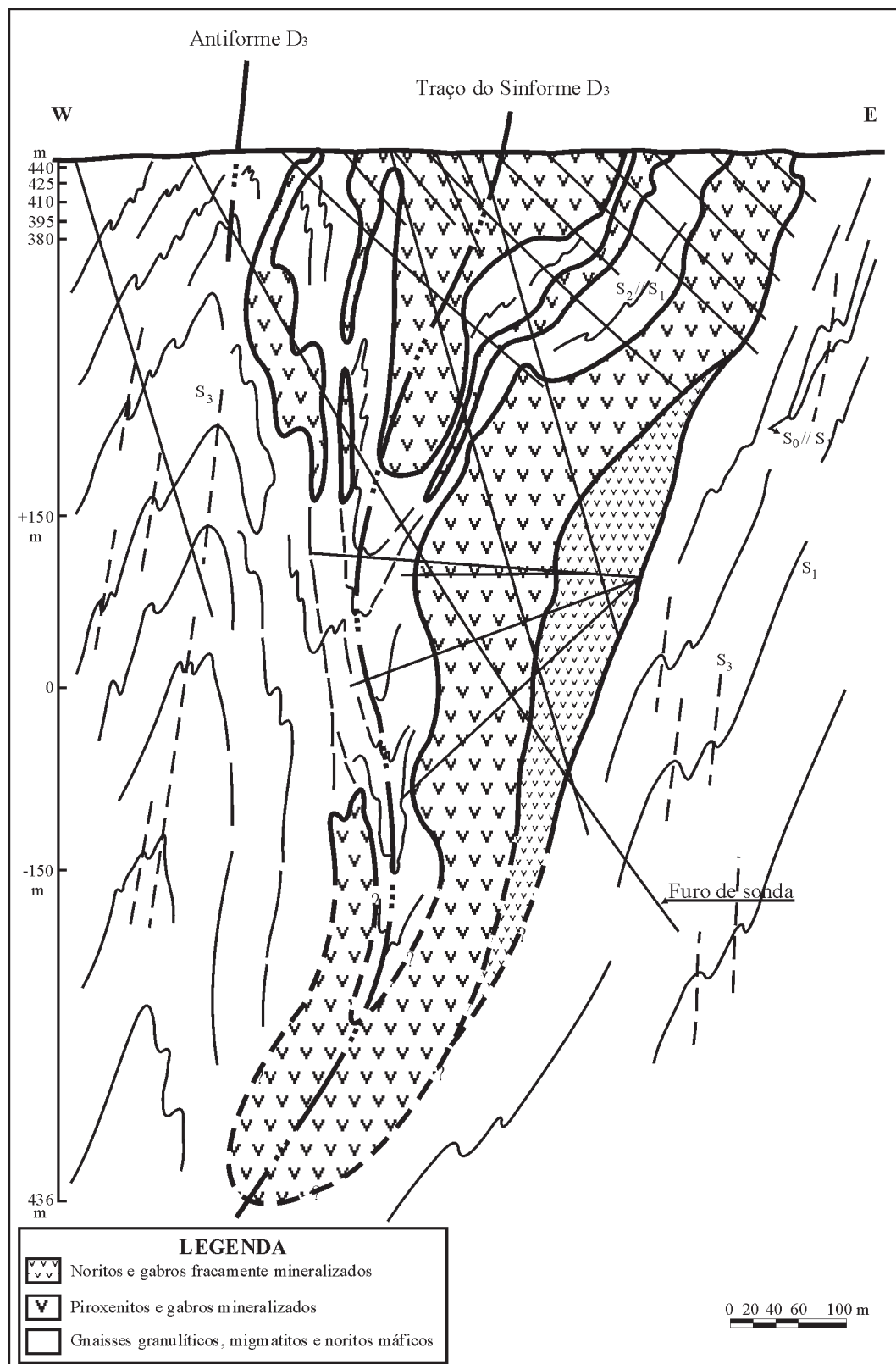


Fig. 69 – Seção geológica da Mina Caraíba (segundo D'el Rey e Oliveira, 1999).

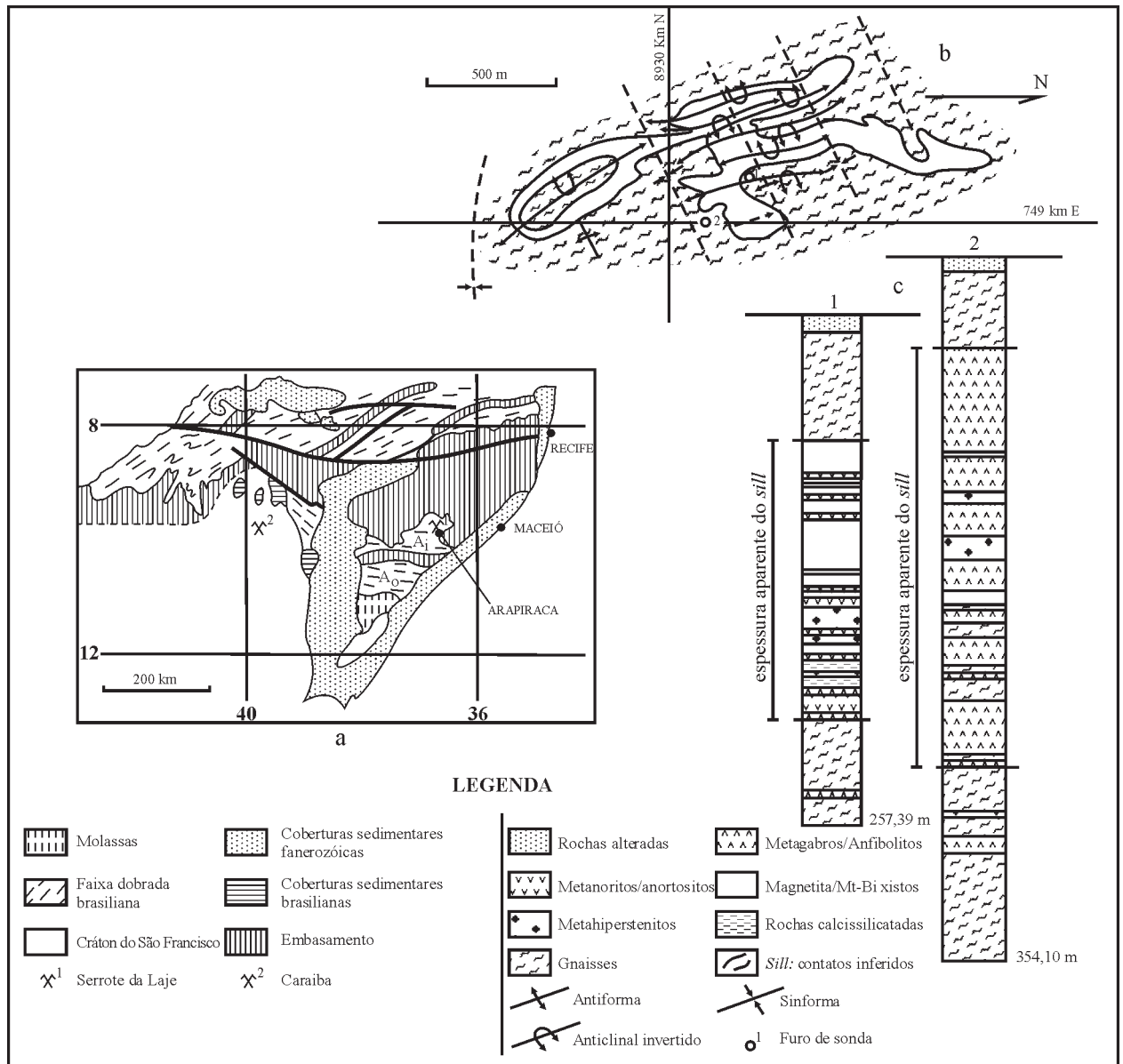


Fig. 70 – Sill do Serrote da Laje: a) Localização; b) Mapa geológico esquemático; c) Principais litologias do sill (segundo Figueiredo, 1992).

sidiária da Companhia Ferro-Ligas da Bahia (Ferbas). Os depósitos de Medrado e Ipueira estão associados a um complexo máfico-ultramáfico (Fig. 71), com cerca de 7 km de extensão e 300 m de largura, intrusivo no cinturão Salvador-Curaçá e interpretado inicialmente como um sill estratificado (Barbosa de Deus e Viana, 1982), que desenha uma grande sinforma orientada norte-sul em contato, na base, com granulitos quartzo-feldspáticos e, no topo, com uma seqüência metassedimentar composta de serpentina-mármore, diopsídio e *metachert*.

O sill é formado, da base para o topo, por dunitos (120 m) intercalados com níveis de harzburgitos, por harzburgitos (até 60 m), por piroxenitos (5 m), e por gabros (35 m); os quais apresentam feições de cumulados muito características. No sill, destaca-se um horizonte de cromitito com espessura média de 7 m (5 a 15 m), que marca uma importante mudança em sua composição: abaixo predominam os dunitos, enquanto acima prevalecem os harzburgitos. Outras camadas menores de cromitito, com espessura de 0,3 a 1,1 m ocorrem ao longo do sill,

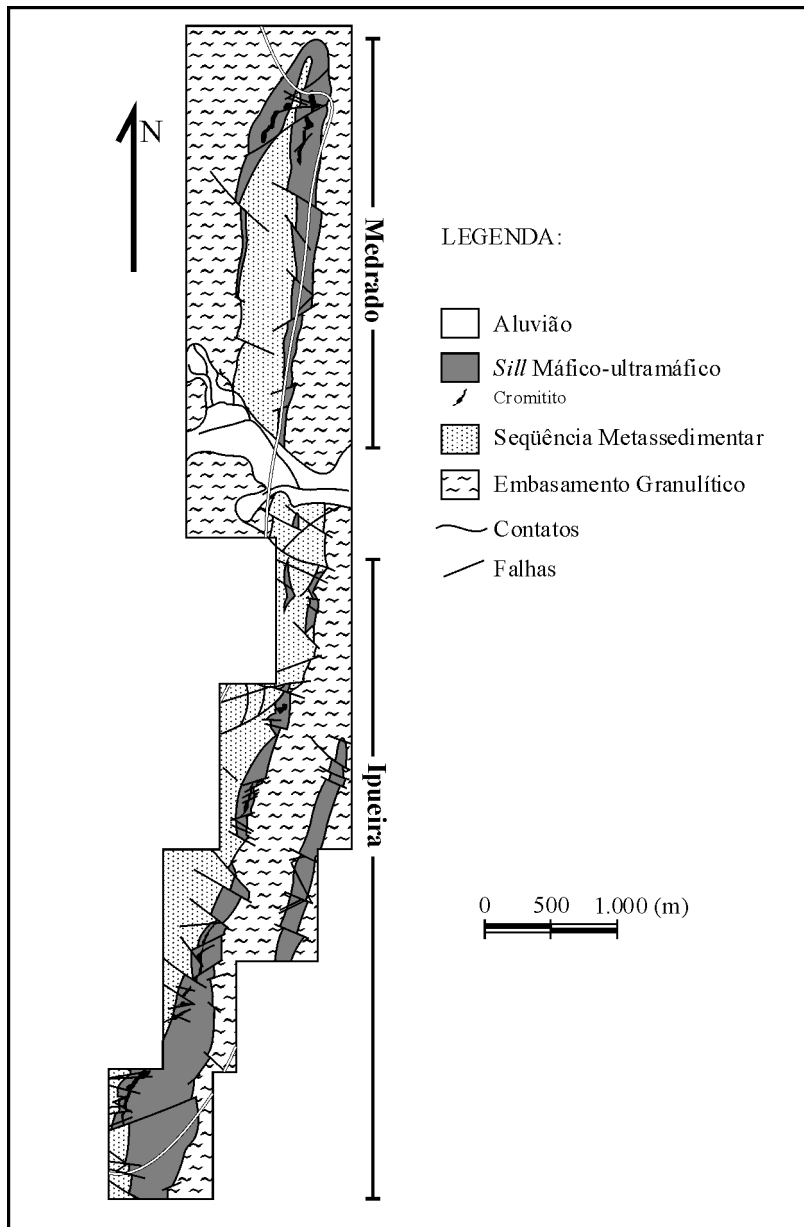


Fig. 71 – Mapa geológico integrado do *Sill* Ipeúira-Medrado (segundo Marques, 1999).

mas sem continuidade lateral. Os grãos de cromita, com diâmetro de 0,2 a 0,8 mm, subédricos e finos, constituem mais de 90% da rocha, o restante sendo representado por ortopiroxênio *intercumulus* (5 a 10%). A cromita apresenta alto teor de cromo (48,8% Cr_2O_3), e Al_2O_3 (17,2 a 20,5%), baixos teores de TiO_2 (0,06 a 0,32%) e Fe (2,5 a 6%), razão $\text{Cr}/\text{Fe} \cong 2,1$ e $\text{Cr}/\text{Al} \cong 3,2$.

O estudo da variação composicional dos silicatos, realizado por Barbosa de Deus e Viana (1982), mostra

um decréscimo no teor Fo e En das olivinas e piroxênios, da base para o topo do *sill*, o que é compatível com os complexos estratiformes. Entretanto, a variação críptica dos minerais e, notadamente, um aumento significativo de MgO abaixo do nível principal de cromitito, sugerem a injeção de magma primitivo durante a formação do nível principal de cromitito (Marques, 1999; Barbosa de Deus e Viana, 1982).

As reservas de cromita da região foram estimadas em cerca de 10,2 Mt de minério com teor superior a 30%

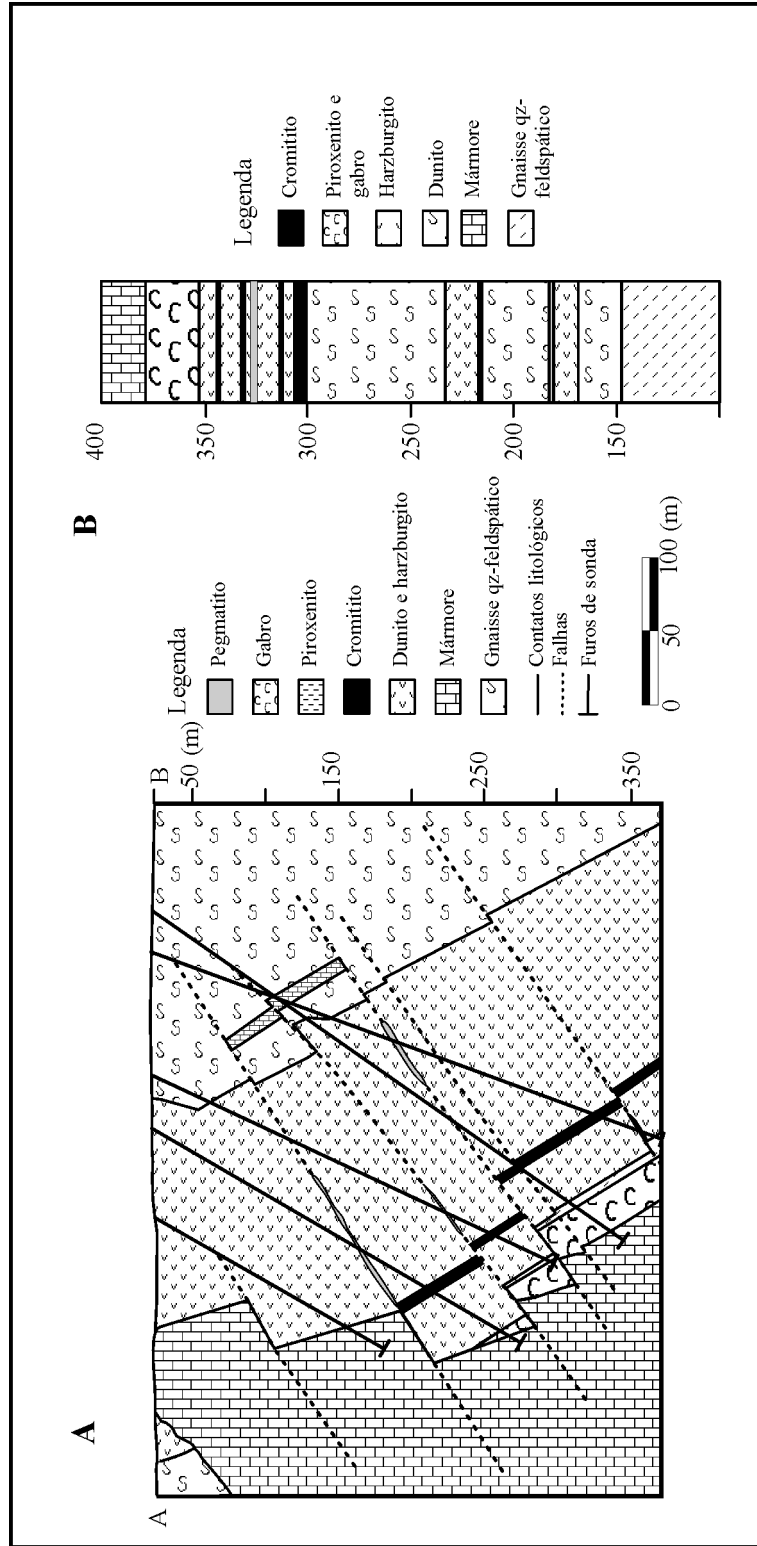


Fig. 72 – Seção geológica (A) e coluna estratigráfica (B) do Sill Ipueira (segundo Marques, 1999).

Cr_2O_3 . A produção anual (1998) das minas de Medrado e Ipueira é de aproximadamente 500 mil t de minério (Mello *et al.* 1986; DNPM, 1998).

2.1.5.2 Depósitos de Campo Formoso

O Complexo de Campo Formoso, com cerca de 40 km de comprimento e 900 m de espessura, é intrusivo nas rochas granulíticas do Bloco Mairi, sendo cortado pelo granito Campo Formoso, datado em 2,0Ga (Sabaté *et al.* 1990), e recoberto em discordância pelo Grupo Jacobina.

É formado, da base para o topo, por actinolita gnaisse, tremolita-actinolita serpentinito e serpentina-clorita-carbonato-talco xisto. As duas unidades superiores, que correspondem a cumalados peridotíticos serpentinizados, apresentam sete camadas de cromititos maciços (Fig. 73), disseminados e fitados, quatro dos quais mostram real importância econômica (Barbosa de Deus *et al.* 1982; Duarte e Fontes, 1986). Os grãos de cromita são euédricos, com diâmetro médio de 1 mm, apresentam textura em rede e, eventualmente, textura de olivina oclusa. A cromita é rica em Cr_2O_3 (até 60%), apresenta teores baixos de MgO (5-14%), TiO_2 (0,1-0,3%), Al_2O_3

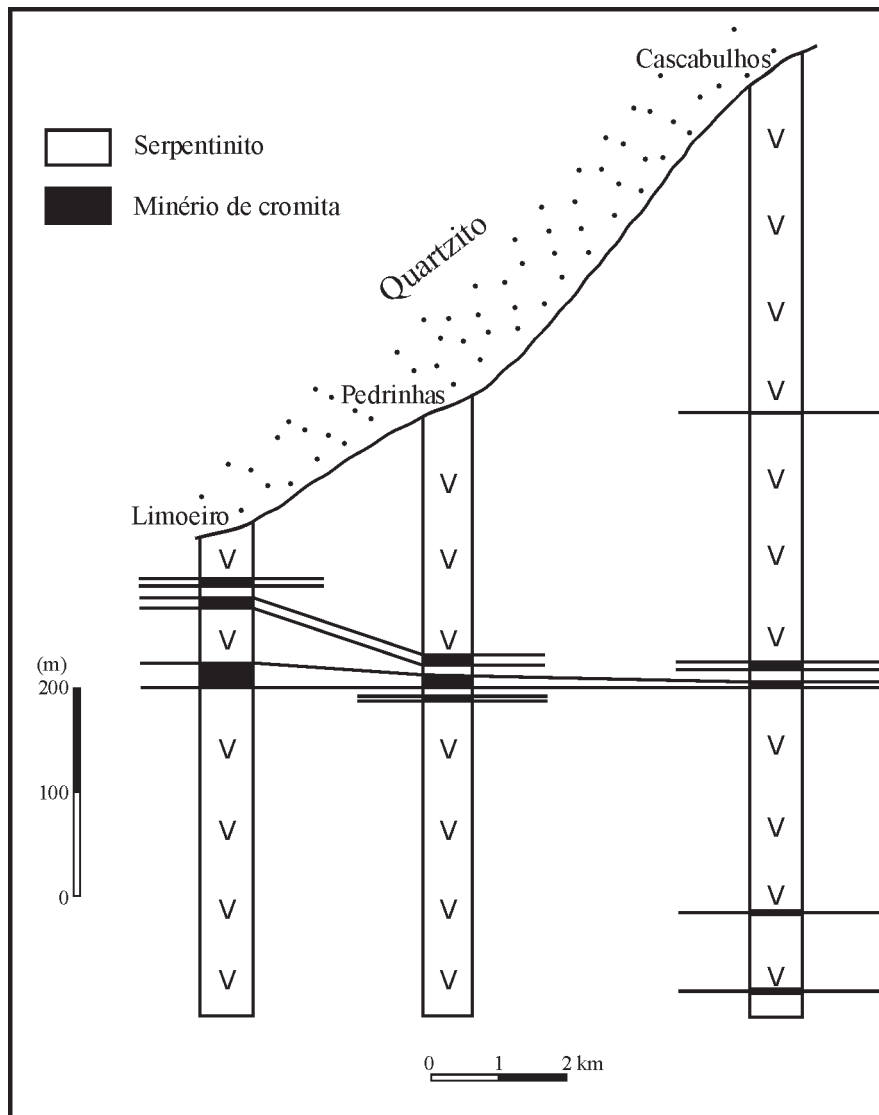


Fig. 73 – Correlação estratigráfica dos níveis de cromita no Complexo de Campo Formoso (segundo Barbosa de Deus *et al.*, 1982).

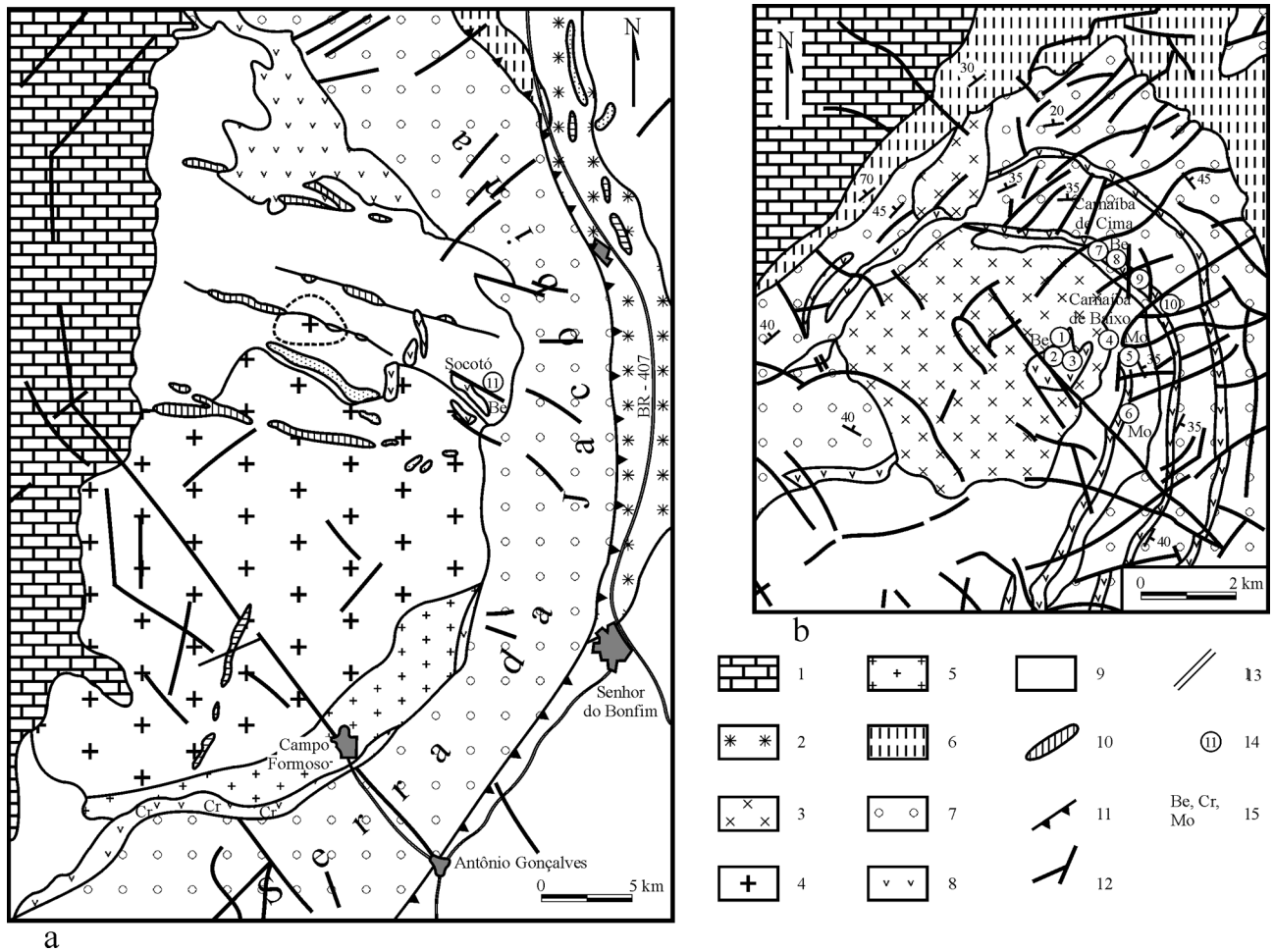


Fig. 74 – Mapas geológicos dos distritos de Carnaíba (b) e Campo Formoso (a), Bahia (segundo Giuliani *et al.*, 1990). 1 – Cobertura carbonática proterozóica; 2 – Granitóide Jaguari; 3 – Leucogranito Carnaíba; 4 – Leucogranito porfirítico a fino Campo Formoso; 5 – Leucogranito grosseiro Campo Formoso; 6 – Clorita xisto; 7 – Grupo Serra de Jacobina; 8 – Serpentinito; 9 – Gnaiss arqueano; 10 – Zona silicificada; 11 – Empurrão; 12 – Falha; 13 – Estrada; 14 – Poços de prospecção; 15 – Be: Esmeralda; Cr: Cromita; Mo: Molibdenita.

(9-15%), e possui altas razões Cr/Al ($\cong 6,5$) e Cr/Fe ($\cong 3,0$). Além de cromita, magnetita, ilmenita e sulfetos (millerita, pentlandita e polydimita) são presentes como minerais acessórios. Associadas aos sulfetos, que são posteriores à cromita, foram encontradas anomalias em elementos do Grupo da Platina.

2.1.6 Depósitos de esmeralda de Carnaíba e Socotó

As jazidas de esmeralda são encaixadas no Complexo de Campo Formoso, de idade paleoproterozóica, formado por rochas ultramáficas serpentinizadas com importantes níveis

de cromita, metamorizado na fácies xisto-verde a anfibolito durante o Evento Transamazônico ($\cong 2,0\text{Ga}$), e intrudido por granitos peraluminosos também de idade transamazônica. O conjunto é sobreposto em discordância pelos metassedimentos conglomeráticos do Grupo Jacobina.

2.1.6.1 Depósitos de Carnaíba

Os depósitos de Carnaíba (Fig. 74), descobertos em 1963 e produtores de cerca de 294 t de esmeralda e 146 t de molibdenita, entre 1970 e 1993 (Giuliani *et al.* 1997), encontram-se relacionados à intrusão do granito peraluminoso de Carnaíba e, mais particularmente, aos pegmatitos que lhes

são associados. As jazidas de Carnaíba (Couto e Almeida, 1982; Rudowski *et al.* 1987; Giuliani e Couto, 1988; Giuliani *et al.* 1990; Couto *et al.* 1991) situam-se:

- i) Na zona de endocontato do granito, em *roof-pendants*, como nas minas de Bode, Lagarto e Gavião, cujos fluidos circulam ao longo do contato com o granito;
- ii) Na zona de exocontato, nas escamas de serpentinitos isoladas no embasamento, longe do contato com o granito, como nas minas de Braúlia e Marota, ou imbricadas nos quartzitos, como nas minas de Trecho Novo, Trecho Velho, Bica e Cabra, onde os flogopititos se situam no contato entre os serpentinitos e os quartzitos, ou se desenvolvem numa rede de fraturas.

2.1.6.2 Depósitos de Socotó

Os depósitos de Socotó (Fig. 74), descobertos em 1983, e produtores de cerca de 35 t de esmeraldas até 1993, encontram-se relacionados ao pluton granítico de Campo Formoso e aos pegmatitos que lhe são associados (Rudowski, 1989). Situam-se numa escama de serpentinito isolada no embasamento granito-gnáissico, onde os flogopititos seguem as fraturas paralelas à foliação dos serpentinitos e os veios de pegmatitos.

Os flogopititos podem ter uma extensão da ordem de 200 a 300 m e uma espessura de alguns metros, e a sua geometria é controlada pelas estruturas que têm guiado a percolação dos fluidos, notadamente os veios de aplopegmatitos que contêm granada, apatita e berilo. Nos serpentinitos, os pegmatitos são feldspatizados (desquartzificação), e transformados em plagioclasitos (pegmatóides). As esmeraldas ocorrem nos plagioclasitos (albita e cleavelandita), e mais comumente nos flogopititos (teor médio 12 g/t), às vezes nos veios com turmalina e plagioclásio e nos quartzitos. São acompanhadas por alessandrita (Mina de Bode), fenacita (Mina de Socotó), scheelita (minas de Marota e Braúlia), moli-bdenita (Mina de Marota).

Um segundo estágio de mineralização caracteriza-se pelo desenvolvimento de um sistema de veios e filões de quartzo com muscovita que alteram parcialmente as estruturas mineralizadas anteriores, e provocam a muscovitização e a cloritização dos flogopititos, bem como a sericitização dos plagioclasitos. Esses filões podem conter molibdenita (minas de Trecho Velho, Marota, Braúlia, Socotó), scheelita (Braúlia), turmalina (Bode, Socotó), e berilo amarelo. As datações K-Ar e Ar-Ar dos flogopititos (Giuliani *et al.* 1994) confirmaram a idade

Transamazônica da mineralização: $1960 \pm 28\text{Ma}$, $1979 \pm 28\text{Ma}$, $1973 \pm 20\text{Ma}$, o que indica que a formação dos flogopititos foi contemporânea do resfriamento do Granito de Carnaíba.

Nos depósitos de Carnaíba e de Socotó, o metassomatismo, provocado pela percolação dos fluidos hidrotermais ao longo dos planos de anisotropia, conduz à formação de colunas metassomáticas (Rudowski *et al.* 1987, 1990; Rudowski, 1989; Giuliani *et al.* 1997), cujo resultado é a individualização de sete zonas metassomáticas (Fig. 75) em volta de uma zona central de plagioclasito, que é bordada por uma banda simétrica de flogopitito e pode atingir até 2 m de espessura. A esmeralda cristaliza-se na zonas de plagioclasito e flogopitito, onde a cromita vem sendo dissolvida pelos fluidos hidrotermais, com a frente do desaparecimento do espinélio marcando o limite externo da zona de precipitação da esmeralda.

Dois tipos de inclusões foram evidenciados nas esmeraldas de Carnaíba e Socotó: i) tubulares (dimensão superior a 200 μm) segundo o eixo C do cristal, bifásicas a polifásicas; ii) indentadas (de 5 e 30 μm), polifásicas e dispersas no cristal. As inclusões sólidas mostram flogopita, anfibólio, molibdenita e esmeralda, além de minerais de saturação, tais como cloretos complexos de Na, K, Fe, Mn, Ca e Mg. As inclusões fluidas aquocarbônicas pertencem ao sistema $\text{H}_2\text{O} - (\text{NaCl}, \text{CaCl}_2 - (\text{Fe}, \text{Mg})\text{Cl}_2 \pm \text{KCl}) - (\pm \text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \pm \text{CH}_4)$. As temperaturas de homogeneização em fase líquida são vizinhas de 300°C.

Os depósitos de Carnaíba e Socotó foram classificados como associados a pegmatitos (Giuliani *et al.* 1997).

Outras ocorrências de esmeraldas são conhecidas ao sul do Depósito de Carnaíba, na região de Anagé (Casse-danne *et al.* 1966), onde são exploradas por garimpeiros, desde 1970, nos locais denominados Sossego, Fazenda Pombos, Piabanha, Fazenda Lagoinha, Fazenda Açude, Juca e Lagoa Funda. Para a ocorrência de Pombos, Santos e Souza (1985) estimaram uma reserva de 70 mil m^3 com um teor de 1,5 g/m^3 . A mineralização é associada a anfibólitos e a talco xistos da Sequência Vulcano-Sedimentar Contendas-Mirante (Arqueano). É recortada por pegmatitos com K-feldspato, quartzo, muscovita, granada, turmalina e berilo, relacionados a intrusões graníticas. O metassomatismo se desenvolveu nos talco xistos a partir dos planos de fratura e nas bordas dos filões de pegmatito, conduzindo, assim, à formação de plagioclasitos e flogopititos com esmeralda. A mineralização é cortada por veios de quartzo com turmalina e molibdenita, que provocam a muscovitização e a cloritização dos flogopititos.

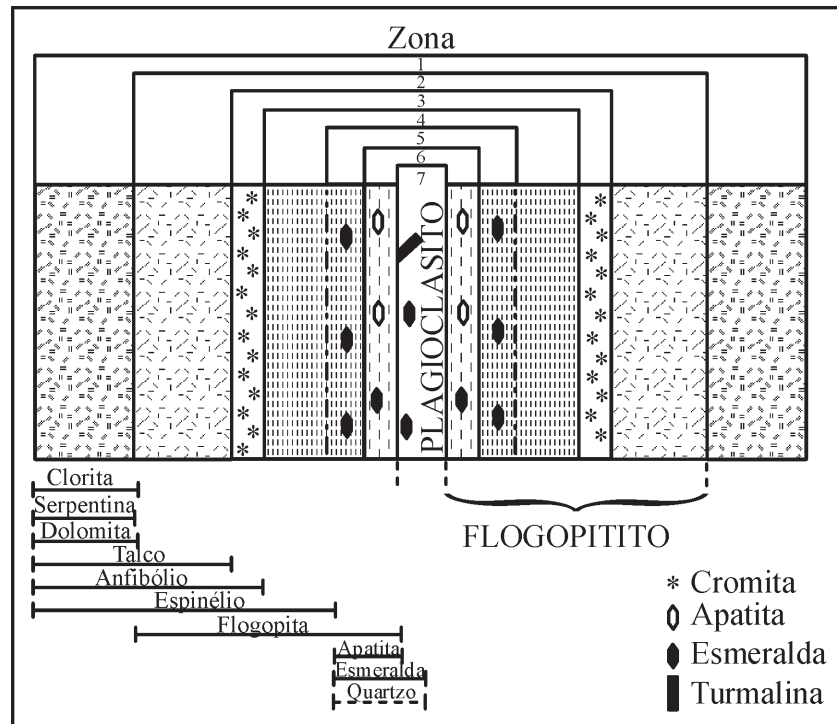


Fig. 75 – Coluna metassomática desenvolvida em volta de um veio de pegmatito, Cava Braúlia, Carnaíba (segundo Rudowski *et al.*, 1987; Giuliani *et al.*, 1997).

2.1.7 Depósito Au-U-Pi de Jacobina

A descoberta do ouro na Serra da Jacobina, no início do século XVII, deu origem à exploração desse elemento por garimpagem e por companhias de mineração, cujas atividades principais se desenvolveram nos anos de 1880 a 1896, e de 1930 a 1960. Em 1973, os trabalhos de pesquisa desenvolvidos pela Unigeo culminaram com a instalação da Mineração Morro Velho S.A., que encerrou as suas atividades em 1996.

Os estudos de Leo, Cox e Carvalho (1964) estabeleceram os grandes traços da geologia da área. A denominação Grupo Jacobina corresponde a uma espessa seqüência de metasedimentos clásticos verticalizados, a qual repousa sobre um embasamento granito-gnáissico, tido como arqueano, e é intrudida por *sills* e diques de rochas máficas (Fig. 76). Essa seqüência foi dividida em três formações, as quais são, da base para o topo:

- i) Formação Serra do Córrego, constituída por conglomerados e quartzitos fluviais, os quais contêm as principais mineralizações auríferas;

- ii) Formação Rio do Ouro, igualmente composta de conglomerados e quartzitos fluviais;
- iii) Formação Cruz das Almas, essencialmente pelítica, com ambiente de sedimentação marinho.

As mineralizações Au-U-Pi são associadas a níveis conglomeráticos da Serra do Córrego (Fig. 76), tendo sido comparadas aos seus análogos do Witwatersrand, na África do Sul, já em 1935, por Leonardos, e detalhadas sucessivamente por Cox (1967), Baldini e Takai (1978), Molinari (1983), Molinari e Scarpelli (1988) e Scarpelli (1991). Os conglomerados caracterizam-se pela abundância dos seixos de quartzo de veio (até 97%), neles notando-se ainda a presença de quartzito e de *chert*. Os minerais pesados acessórios mais comuns são: turmalina, zircão, torita, monazita, magnetita e cromita. Os quartzitos associados mostram frequentemente estratificações cruzadas que indicam paleocorrentes atuando no sentido leste para oeste. A cor esverdeada, comum e característica dos quartzitos, é devida à presença de fuchsite.

Os horizontes conglomeráticos mais favoráveis para a concentração do ouro apresentam seixos médios e peque-

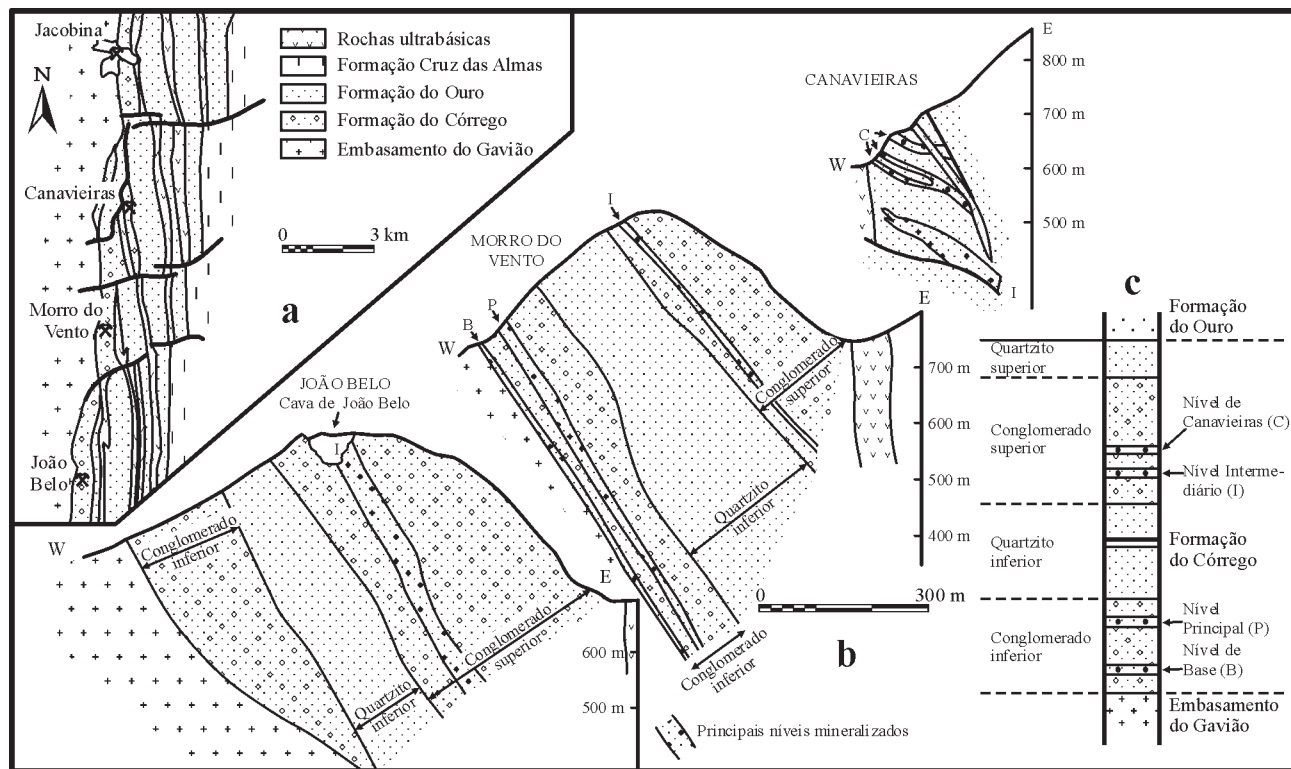


Fig. 76 – Localização geológica das mineralizações da Serra de Jacobina. a – mapa geológico simplificado; b – seções dos principais depósitos; c – coluna litoestratigráfica (segundo Ledru e Bouchot, 1993).

nos, com bom empacotamento, assim como elevado grau de esfericidade e arredondamento. A presença de pirita é constante na forma de cristais idiomórficos ou de nódulos, com diâmetro de 1 a 3 mm, e pode constituir até 90% da matriz dos conglomerados. Quando oxidados, esses níveis piritosos conferem aos conglomerados uma coloração avermelhada bem característica. Importante silicificação desenvolveu-se nos horizontes quartzíticos e conglomeráticos.

A presença de urânio é assinalada na forma de uraninita e brannerita (White, 1957). Os horizontes conglomeráticos mineralizados, sujeitos à exploração, são denominados *Basal Reef*, *Main Reef*, *Intermediário* e *Canavieiras* (Fig. 76), os quais contêm teores de ouro variando entre 2 e 10 g/t. O ouro aparece em grãos arredondados e subarredondados, com diâmetro entre 0,03 e 0,3 mm, contendo 22% Ag, em média. Outros sulfetos: calcocita, bornita, calcopirita, covellita, digenita, esfalerita, galena e molibdenita ocorrem como minerais acessórios subordinados.

A origem do ouro é classificada como detrítica (Cox, 1967; Baldini e Takai, 1978; Molinari, 1983; Molinari e Scarpelli, 1988; Scarpelli, 1991), assim como o é a da pirita e a da uraninita, por comparação direta com os depósitos homólo-

gos de Witwatersrand (Pretorius, 1975; Minter, 1978). O ouro e a pirita são relacionados à erosão de *greenstone belts* mais antigos, enquanto a uraninita provém do embasamento granítico. A concentração desses minerais pesados ocorre mecanicamente em associação preferencial com os horizontes conglomeráticos, e caracteriza o modelo de *Paleoplacer*.

Em oposição aos modelos tradicionais, diversos pesquisadores (Phillips *et al.* 1987; Vinchon, 1989; Clemmey, 1981) contrapõem observações desfavoráveis à origem detrítica do ouro, da pirita e da uraninita, assim como a presença de piritas porosas consideradas de origem diagenética, a forma euédrica de certas piritas, a presença de cimento de pirita, a remobilização do ouro ao longo de planos de cisalhamento e a associação com minerais metamórficos (sericita, fuchcita, turmalina e rutilo), e com sulfetos neoformados (calcopirita, pirrotita, esfalerita, ilmenita e molibdenita). Essas observações levaram esses pesquisadores a propor um modelo de *paleoplacer* modificado em função da circulação de fluidos metamórfico-hidrotermais. Para o Depósito de Ouro de Jacobina, essa posição foi enfatizada por Ledru e Bouchot (1993), e por Milési *et al.* (1996), sem entretanto descartar formalmente uma origem detrítica primordial.

2.2 O Compartimento Central

No Compartimento Central (Fig. 64), compreendido entre os lineamentos da Serra da Jacobina, a leste, e da Serra do Espinhaço, a oeste, encontram-se os terrenos mais antigos conhecidos no Escudo Atlântico ($\cong 3,4\text{Ga}$), os quais caracterizam o Bloco Gavião/Paramirim. Tal bloco é constituído por uma associação de gnaisses, anfíbolitos e ortognaisses de natureza tonalítica/granodiorítica. Nesse núcleo antigo estão encravadas seqüências vulcano-sedimentares de tipo *greenstone belt*, como Umburana, Ibitira-Ubiraçaba, Guajeru e Brumado, e seqüências metassedimentar-exalativas como Boquira e Urandi-Licínio de Almeida.

Ao norte do Rio São Francisco, esse núcleo mais antigo se prolonga sob a denominação Bloco de Sobradinho, onde se observam seqüências vulcano-sedimentares assimiladas a *greenstone belts*, como os complexos Barreiro e Salitre; e seqüências metassedimentares conhecidas como complexos Colomi e Casa Nova.

Grande parte desse compartimento é recoberta em sua porção central pelos sedimentos cratônicos mesoproterozóicos da Chapada Diamantina, e neoproterozóicos da Bacia do Irecê.

Na sua borda sudeste, as unidades pertencentes ao lineamento Contendas-Jacobina, que envolvem o Bloco Mairi e a Seqüência Vulcano-Sedimentar Contendas-Mirante, são incluídas no Compartimento Central.

2.2.1 Depósitos minerais associados a *greenstone belts*

Nos *greenstone belts* do Compartimento Central são registradas numerosas ocorrências de ouro e metais bases, além de grandes depósitos de magnesita.

2.2.1.1 Ocorrências de ouro e metais bases

No Bloco Gavião, ocorrem diversas seqüências vulcânicas supracrustais similares a *greenstone belts*: Umburana (GBU), Ibitira-Ubiraçaba, Brumado, Guajeru e Contendas-Mirante (GBCM). Essa última se situa no âmbito do lineamento Jacobina-Contendas Mirante, e é aqui incorporada ao Bloco Central para facilitar a exposição. Até o momento, numerosos indícios de mineralizações auríferas e de metais base (Cu,Pb,Zn) são conhecidos nas diversas unidades do GBU e do GBCM, e são objeto de atividades de prospecção (Silva e Cunha, 1999).

2.2.1.2 Depósitos de magnesita da Serra das Éguas

Sobre o embasamento do Bloco Gavião, constituído por gnaisses e migmatitos, repousa a espessa seqüência vulcano-sedimentar do GB Brumado, de idade arqueana e caracterizada por três unidades (Fig. 77):

- i) Unidade Ultramáfica Inferior ($\cong 2000\text{ m}$), com os derrames ultramáficos intercalados por níveis sílico-carbonáticos e carbonáticos;
- ii) Unidade Intermediária ($\cong 500\text{ m}$), composta essencialmente por sedimentos químicos, como magnesititos e dolomitos com intercalações de tufos e derrames ultramáficos;
- iii) Unidade Superior ($\cong 700\text{ m}$), representada por quartzitos, quartzitos ferruginosos e itabiritos com intercalações de tufos e derrames vulcânicos.

A Serra das Éguas (Fig. 78), perto de Brumado, contém os maiores depósitos de magnesita do Brasil, com reservas da ordem de 150 Mt e produção de 1,7 Mt de minério por ano; as reservas de talco foram estimadas em aproximadamente 1 Mt, a produção anual sendo de 30 mil t (Oliveira *et al.* 1997b).

As principais características dos depósitos de magnesita são: o caráter sedimentar dos magnesititos, a continuidade e a potência das camadas, assim como a associação íntima com os dolomitos. Esses dados indicam uma origem por precipitação química da magnesita, o que assemelha as jazidas da Serra das Éguas aos depósitos de tipo *Vetsch*. Entretanto, a presença de vulcanismo ultramáfico submarino, associado à sedimentação, sugere a possibilidade de esse vulcanismo ter contribuído significativamente para o fornecimento do magnésio envolvido na precipitação da magnesita. A magnesita, assim como a dolomita, apresenta-se sob diversas fácies: fina, cristalina e até espática, branca e avermelhada, silicosa e ferruginosa. Essas variações refletem as condições de precipitação da magnesita, e aí se observa em geral uma contribuição maior de ferro, na base; e de sílica, no topo. O contexto paleogeográfico corresponde à invasão da zona cratônica por um golfo marinho evoluindo para uma bacia múltipla, na qual predominam condições evaporíticas e ocorre vulcanismo submarino ultramáfico.

A origem do talco é associada a circulações de fluidos hidrotermais metamórficos ricos em sílica nas zonas de cisalhamento, os quais reagem com a magnesita para formar o talco.

Outros depósitos de magnesita são conhecidos em Sento Sé (Bahia), no Bloco Sobradinho, onde são associados aos dolomitos e aos calcários dolomíticos da Unidade Castelão, do Complexo Colomi (Oliveira, 1997a).

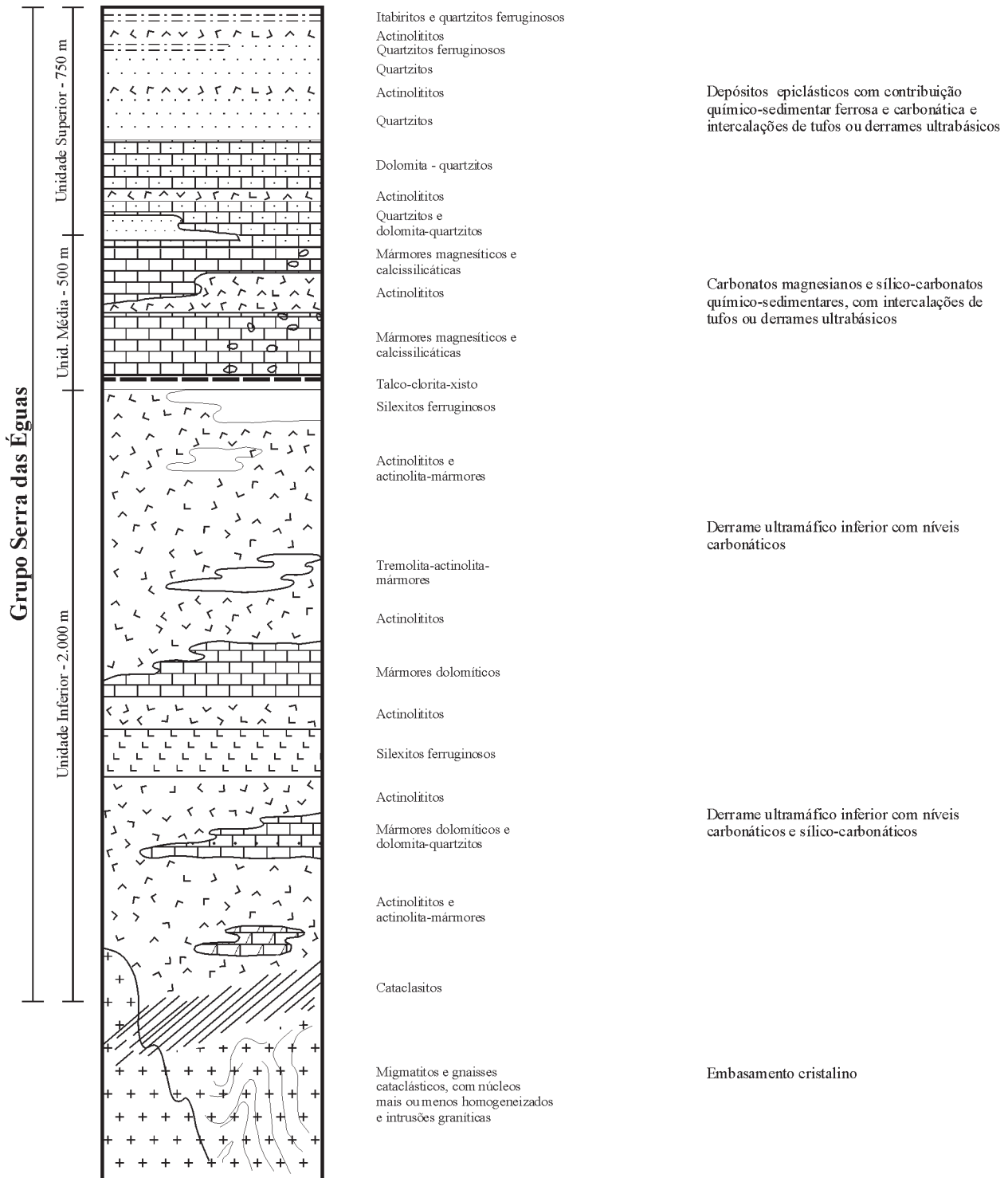


Fig. 77 – Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Serra das Éguas (segundo Oliveira *et al.*, 1997b).

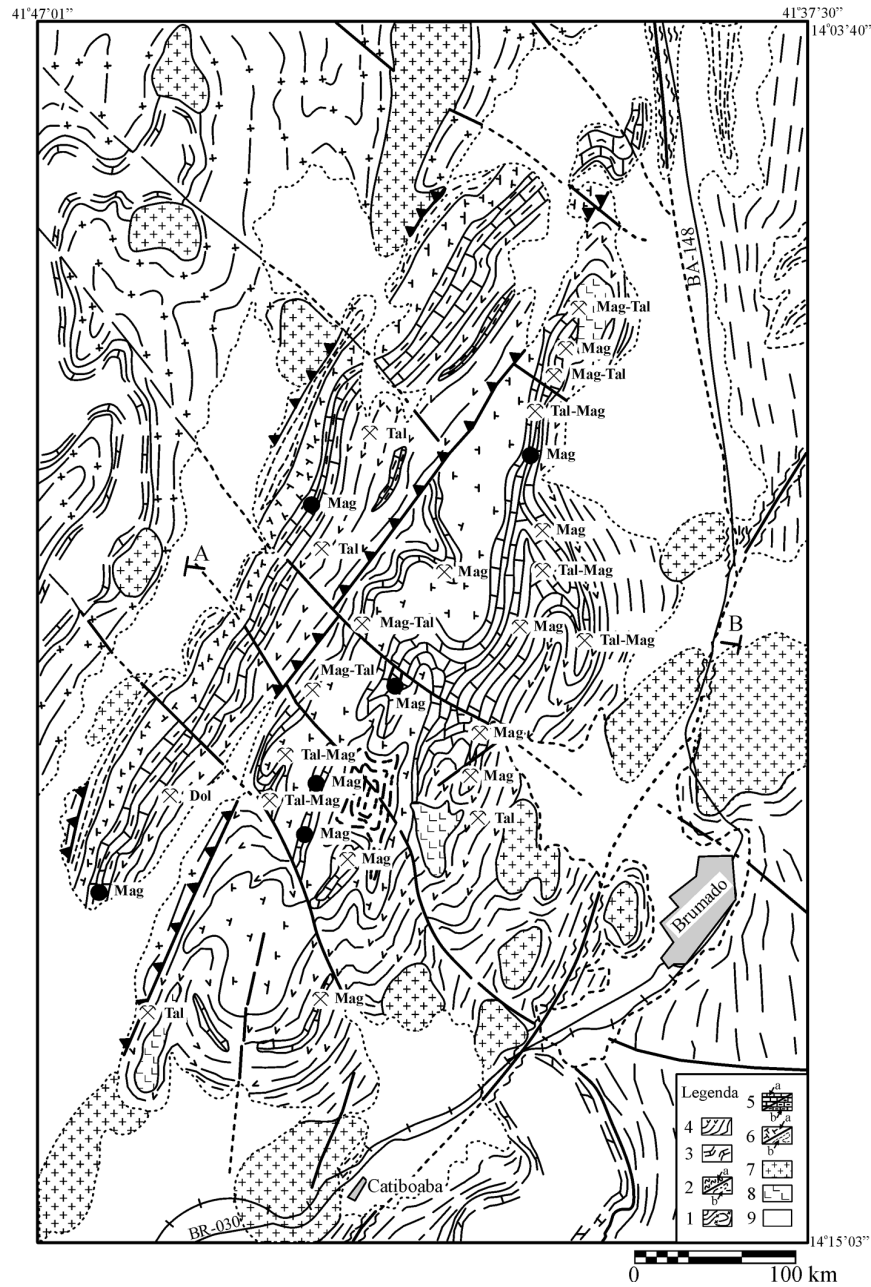


Fig. 78 – Mapa geológico esquemático da Serra das Éguas, indicativo da distribuição dos depósitos de magnesita (mag) e de talco (tal) (segundo Oliveira *et al.*, 1997b). *Complexo metamórfico-migmatítico*: 1 – migmatitos com núcleos mais ou menos homogeneizados; 2 – biotita-gnaisses (a) e sericita-quartzitos subordinados (b); *Complexo metamórfico de Brumado*: 3 – não-diferenciado; 4 – Unidade Inferior (actinolitos, actinolita-mármore e mármore dolomíticos); 5 – Unidade Média (mármore magnesítico (a) e calcissilicáticas (b)); 6 – Unidade Superior (quartzitos, dolomita-quartzitos (a) e itabiritos (b)); *Pré-cambriano inferior a médio*: 7 – Granitos à microclina; Idade não definida, silicificações superficiais: 8 – silexitos ferruginosos; *Quaternário*: 9 – Coluviões.

2.2.2 Depósitos de ferro-titânio-vanádio-fosfato

Importantes reservas de Fe-Ti-V são conhecidas na Bahia, associadas aos *sills* máfico-ultramáficos do Rio Jacaré e de Campo Alegre de Lourdes.

2.2.2.1 Depósitos Fe-Ti-V-Pt do *Sill* do Rio Jacaré

Intrudido no GBCM, ao longo do lineamento Jacobina-Contendas Mirante, o *sill* estratificado do Rio Jacaré (Galvão *et al.* 1986; Brito, 1984), cuja idade varia de 2,8-2,9Ga (Brito *et al.* 1999) ou 2,4Ga (Marinho, 1991), consiste no alvo potencial mais bem definido para mineralizações de Fe-Ti-V. O Depósito Fe-Ti-V da Fazenda Gulçari está associado ao *Sill* do Rio Jacaré, que é dividido em duas zonas:

- i) Zona Inferior (400 m), constituída de gabro, gabrodiorito e anortosito com aspecto geralmente maciço e grosso sem magnetita;
- ii) Zona Superior Estratificada (600 m), composta de gabros médios a grosseiros, com acamadamento rítmico do Membro Inferior, evidenciado pela alternância de magnetitito e piroxenito na base, passando gradualmente para melanogabros com bandas piroxeníticas no Membro Central, e para gabros acamadados intercalados com níveis de piroxenitos e magnetititos no Membro Superior.

Injeções sucessivas de magma são invocadas para explicar a repetição dos horizontes de piroxenitos e de magnetititos.

O Depósito Fe-Ti-V da Fazenda Gulçari (Fig. 79) acha-se encaixado no Membro Inferior da Zona Estratificada do *sill*. Possui uma forma ovalada (400 × 150 m), assimilada a um *pipe*, com zonação grosseiramente concêntrica, e mostra uma auréola externa de hornblendito gradando para piroxenitos, magnetita-piroxenitos e magnetitito no centro. Texturas pegmatoidais são frequentemente observadas nas diversas auréolas. Há dois tipos de minérios: maciço e disseminado. A mineralização revela-se composta essencialmente de titanomagnetita, ilmenita e ulvoespínélio. A ilmenita forma grãos isolados ou filonetes de exsolução na magnetita. Alguns sulfetos (< 1%) aparecem disseminados. A ganga é constituída por augita diopsidítica. As reservas da Faz. Gulçari foram calculadas em 6,1 Mt de minério com teor médio 1,27% V₂O₅. Importantes anomalias de EGP na forma de ligas, arsenietos e, subordinadamente, sulfetos, têm sido reconhecidas como

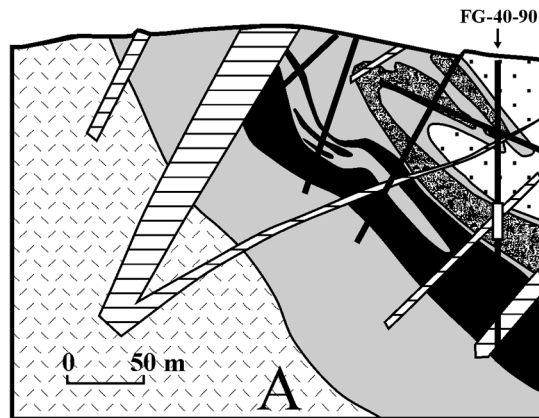
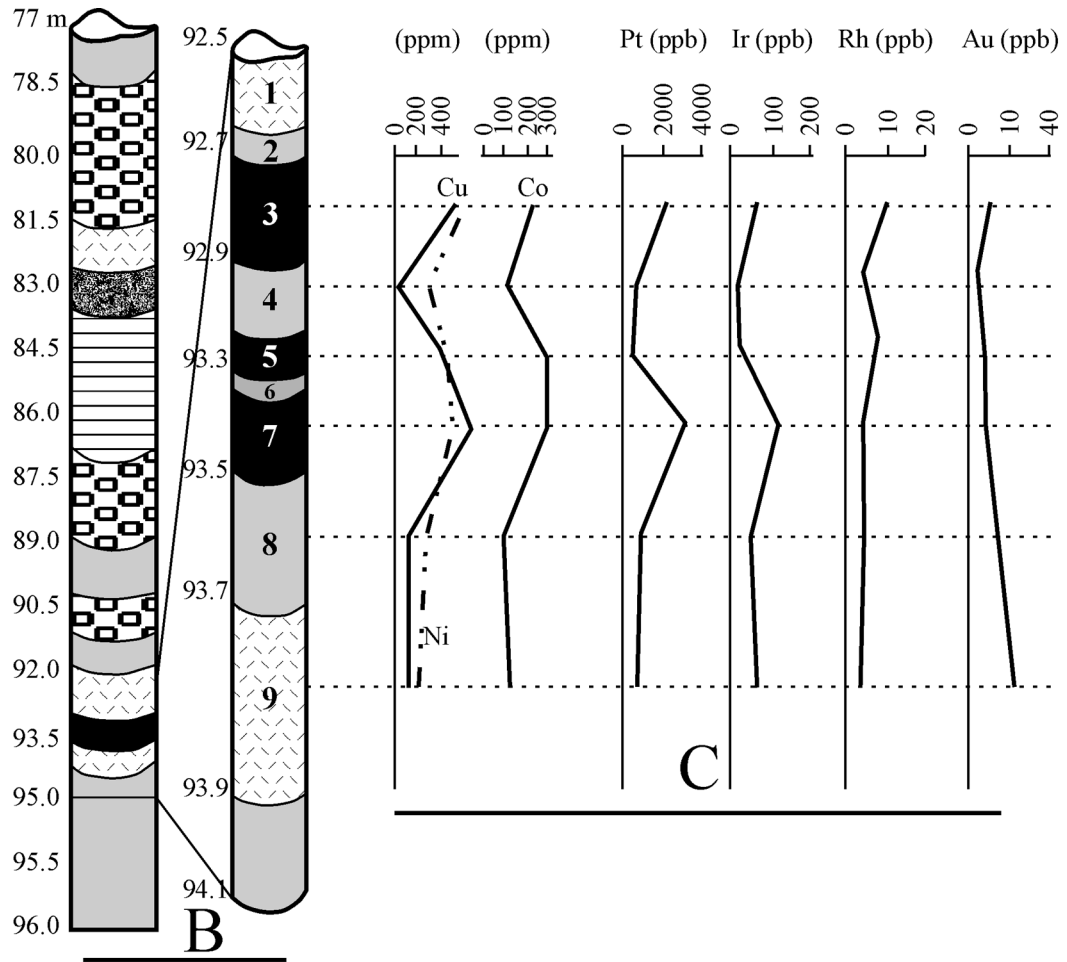
associadas aos magnetititos, e atualmente são investigadas (Brito, comunicação verbal).

2.2.2.2 Depósitos Fe-Ti-V de Campo Alegre de Lourdes

No Domínio de Sobradinho, ao norte do Compartimento Central, os depósitos Fe-Ti-V de Campo Alegre de Lourdes (Couto, 1989; Sampaio *et al.* 1986) ocorrem em uma série de morros alongados segundo a direção norte-sul, numa faixa com aproximadamente 11 km de comprimento e 1,5 km de largura. Os corpos de minério são lenticulares e hospedam uma seqüência de metagabros e metanortositos encaixados concordantemente nos gnaisses migmatíticos regionais. O minério original, não oxidado, é composto de titanomagnetita e ilmenita predominantes, tendo rutilo, sulfetos (pirita, calcopirita, pirrotita, esfalerita, pentlandita e arsenopirita) e titanita como minerais acessórios, além de uma ganga dominada por feldspato e clorita. Na superfície, o minério oxidado, de cor avermelhada, é onipresente e caracterizado pela martitização da titanomagnetita, pela oxidação dos sulfetos e pela transformação de ilmenita, rutilo e titanita em leucoxênio, anatásio e material amorfo. Conhecido desde 1973, o Depósito Fe-Ti-V de Campo Alegre de Lourdes foi investigado pela CBPM, entre 1976 e 1978, e suas reservas foram estimadas em cerca de 100 Mt de minério com 45% Fe, 21% TiO₂ e 0,71% V₂O₅.

2.2.2.3 Depósitos de fosfato de Angico dos Dias

Na região de Campo Alegre de Lourdes, é também conhecida a importante ocorrência de carbonatito de Angico dos Dias (Silva *et al.* 1988, 1997). O complexo carbonatítico, intrusivo nas rochas gnáissico-migmatíticas do embasamento da Faixa Riacho do Pontal, é constituído de dois corpos principais de carbonatitos, com orientação N20E, que mergulham de 20 a 45° para NW. Os carbonatitos, datados em 2011 ± 6Ma por U-Pb sobre baddeleyita e zircão, são compostos por olivina-apatita sovito, biotita-apatita sovito e magnetita-olivina-apatita sovito, e são envolvidos por extensa auréola zonada, de natureza sienítica, que representa um cortejo de fenitos reomórficos e metassomáticos produzidos pela ação do magma carbonatítico de alta temperatura, rico em sódio e voláteis, sobre os milonito-gnaisses leucocráticos do embasamento (Lapin *et al.* 1999). A apatita verde-clara dos carbonatitos encontra-se associada à calcita (predominante), junto com dolo-



Legenda

- 1 - Gabro, gabro-norito, anortosito; 2 - Pegmatito; 3 - Piroxenito e camadas de magnetitito; 4 - Piroxenito e gabro subordinado; 5 - Gabros acamados; 6 - Gabros interacamados com anortosito e piroxenito subordinado.

— Intervalo amostrado

Fig. 79 – A – Seção geológica do Depósito Sill do Rio Jacaré; B – Perfil da zona mineralizada; C – Distribuição dos elementos Cu, Ni, Co, Pt, Ir, Rh e Au (segundo Brito, 1984).

mita, biotita, magnetita, olivina serpentizada, além de minerais acessórios como monazita, baddeleyita, antofilita, estroncianita, sulfetos (pirita, pirrotita e galena), witherita, carbonatos de elementos terras raras e celestita. Esses carbonatitos são pobres em Mg e em Ba e enriquecidos em P_2O_5 (8% apatita), além de ETR e Zr, e classificados como carbonatitos lineares de cinturões móveis (Lapin *et al.* 1999).

As reservas de minério residual, composto de apatita com granulação grosseira em matriz de argilo-minerais e de óxidos/hidróxidos de ferro, foram estimadas em 15 Mt com 15,4% P_2O_5 .

2.2.3 Depósito Pb-Zn de Boquira

Descoberto em 1952, o Depósito de Boquira (Fig. 80) produziu, entre 1959 e 1992, cerca de 650 mil t de Pb + Zn. Situado no Vale do Rio Paramirim, o depósito Pb-Zn está hospedado na Fm. Boquira (Fleischer e Espourteille, 1998, 1999; Espourteille e Fleischer, 1988; Carvalho *et al.* 1982, 1997a), constituída por quartzitos, anfibolitos, mármore, BIFs e clorita-granada-biotita xistos que passam transi-

cionalmente aos gnaisses e migmatitos do Bloco Paramirim. A Fm. Boquira, que é intrudida por granitos e pegmatitos, desaparece em direção a NW sob a cobertura mesoproterozóica do Espinhaço Setentrional. Os horizontes mineralizados, intensamente dobrados e afetados por zonas de cisalhamento (Fig. 81, 82), mostram um bandamento característico e aparecem sob as fácies de quartzo-magnetita, silicato-magnetita e carbonato-silicato anfibolitos. A mineralização, datada em 2,7Ga por Pb-Pb sobre galena, é composta essencialmente de galena rica em prata ($Ag \cong 260$ g/t) e de esfalerita associadas à pirita e calcopirita subordinadas. Perto da superfície, essa mineralização encontra-se afetada pelo intemperismo (até 20 m), com a formação de minério oxidado representado por cerussita, smithsonita, limonita e anglesita, além de piromorfita, hemimorfita, hidrozincoita, crisocola, bornita, covelita, malaquita e azurita, em proporções menores.

O caráter estratiforme da mineralização, intimamente associada ao bandamento primário das formações ferríferas bandadas, bem como a ausência de vulcanismo associado, sugerem uma origem sedimentar-exalativa para a mineralização (Misi *et al.* 1996, 1998, 1999).

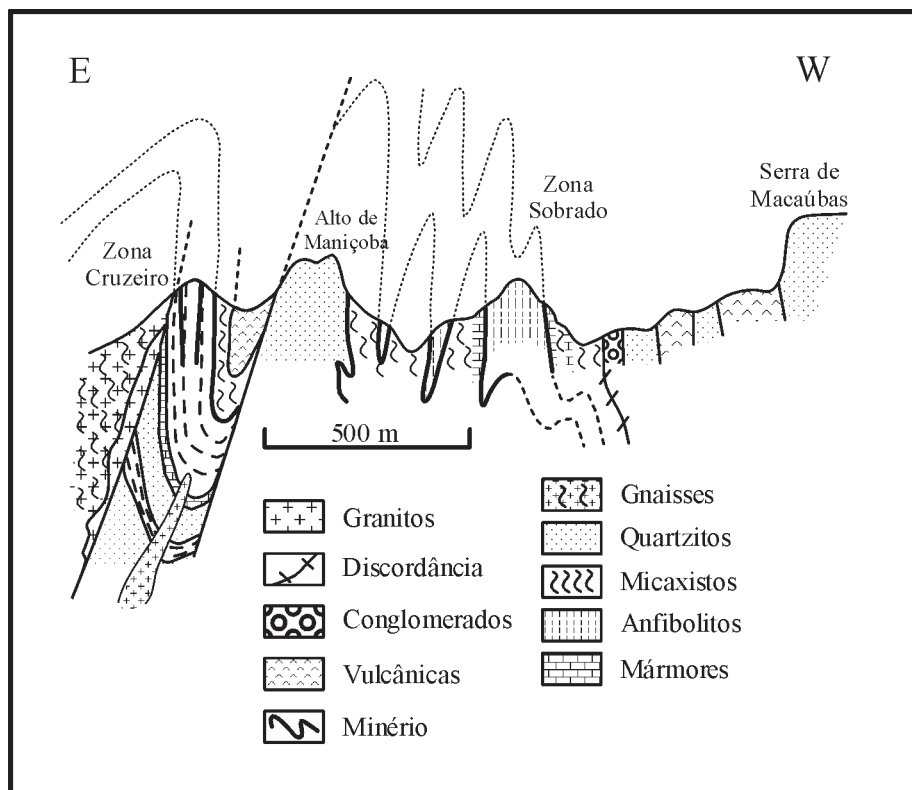


Fig. 80 – Seção geológica do Depósito de Boquira (segundo Fleischer, 1976; Espourteille e Fleischer, 1980).

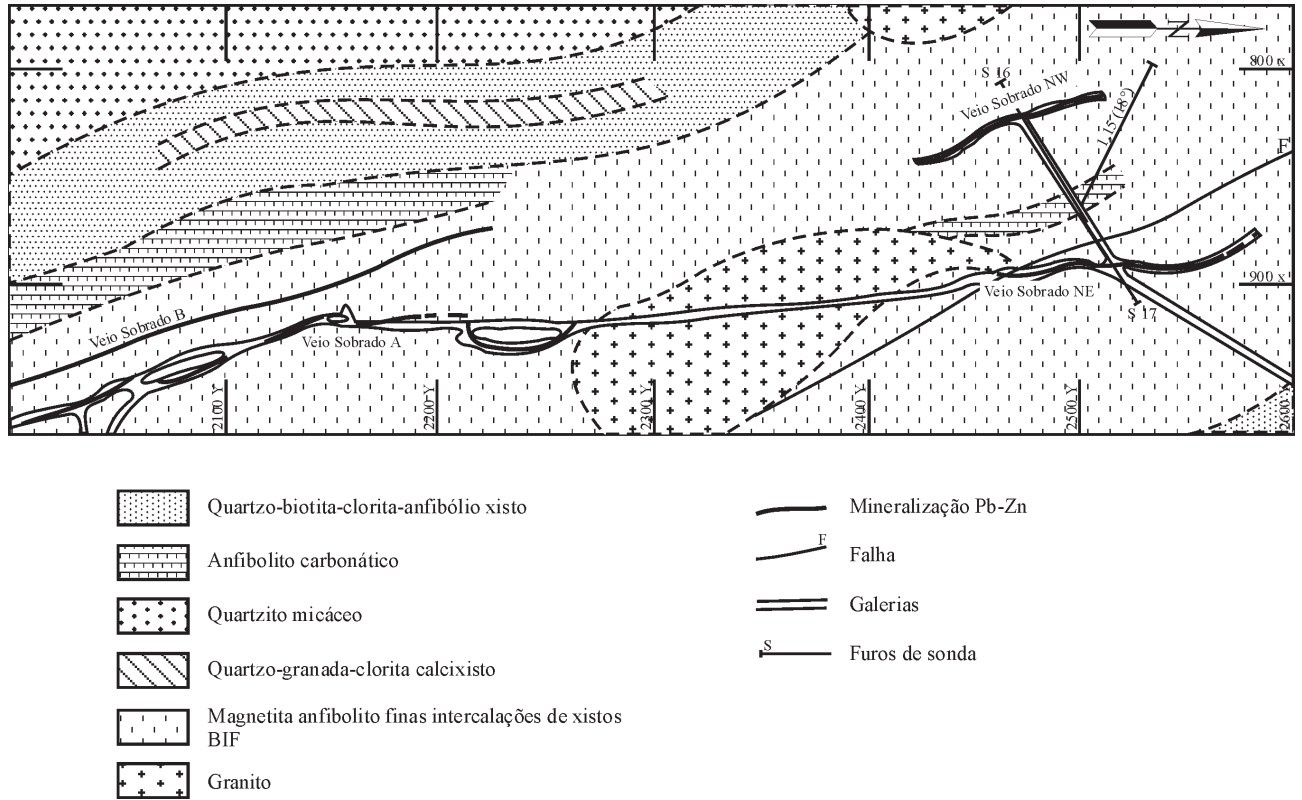


Fig. 81 – Mapa geológico esquemático do Veio Sobrado (segundo Espourteille e Fleischer, 1988).

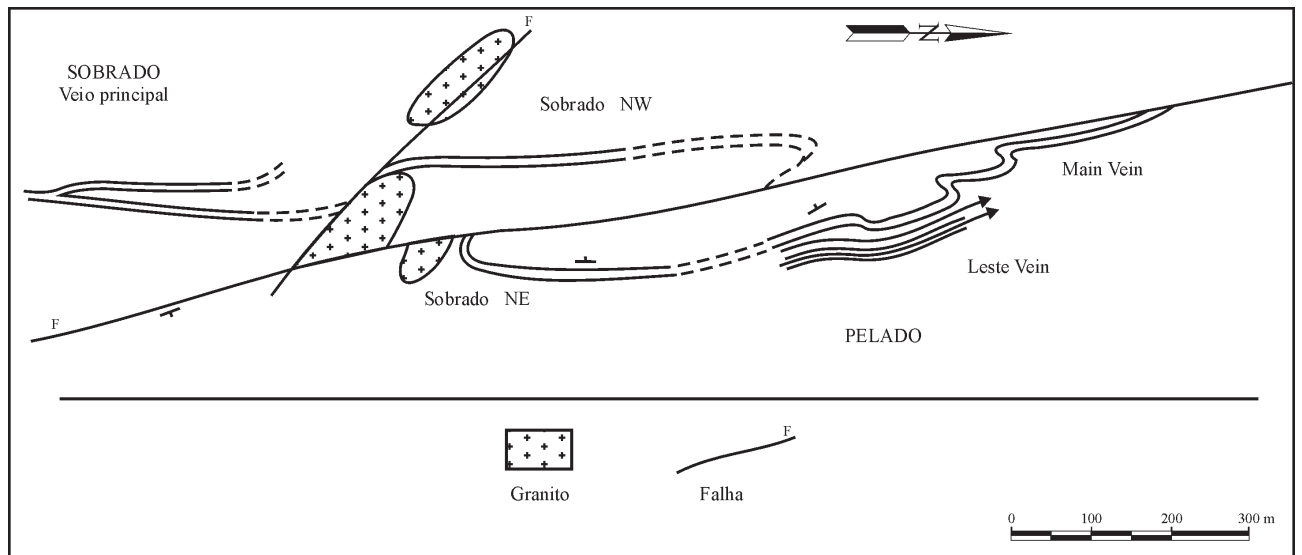


Fig. 82 – Interpretação esquemática da junção dos veios Pelado e Sobrado (segundo Espourteille e Fleischer, 1988).

2.2.4 Depósitos Fe-Mn de Urandi-Licínio de Almeida

O complexo denominado Licínio de Almeida, considerado por Mascarenhas (1979) como uma seqüência vulcano-sedimentar do tipo *greenstone belt* pertencente ao Paleoproterozóico ou ao Arqueano, é representado, na realidade, pelas seqüências predominantemente metassedimentares (Silva e Cunha, 1999) de Urandi e Licínio de Almeida, as quais se estendem segundo uma direção norte-sul, a oeste e a leste da Serra do Espinhaço, respectivamente. Caracterizam-se pela presença de dezenas de ocorrências e pequenos depósitos de manganês. Os principais são conhecidos como Barnabé, Pedra Preta, Tauá e Bandarra (Basílio e Brondi, 1986; Ribeiro Filho, 1966).

No Depósito de Bandarra, distinguem-se (Machado, 1983):

- i) Uma seqüência basal de micaxistos;
- ii) Uma seqüência intermediária composta por BIFs, a qual contém os depósitos de manganês;
- iii) Uma seqüência superior constituída por micaxistos, anfíbolitos e quartzitos micáceos.

O protominério de manganês, que forma pequenas lentes e camadas intercaladas na formação ferrífera de tipo itabirito, é composto de óxidos (jacobsita, hausmanita, bixbyita, hematita), silicatos (espessartita, tefroíta, alleganyita, anfibólio e mica manganésíferos) e carbonatos (kutnahorita, manganocalcita, manganodolomita). Machado (1983) considera esse protominério intermediário entre os termos gonditos e queluzitos em virtude do seu caráter misto, denominando-o “bandarrito”. O minério, que provém da alteração supergênica dos óxidos, silicatos e carbonatos de manganês, é caracterizado pela presença de criptomelana e pirolusita. Divide-se em duas categorias com alto e baixo teor de ferro; o teor médio de manganês sendo de 30% Mn.

Tendo em vista a ausência de ligação com vulcanismo proximal, os depósitos de manganês do Complexo Licínio de Almeida são tidos como do tipo sedimentar-exalativo (Sedex) por Silva e Cunha (1999). Nesse sentido, uma correlação com o Depósito de Boquira pode ser esboçada.

2.2.5 Depósitos diamantíferos da Chapada Diamantina

A região da Chapada Diamantina (Bahia), onde se localizam as cidades de Lençóis, Andaraí, Mucugê e Xique-Xique (Fig. 83), já foi famosa no século XIX por sua

produção de diamante, quando conheceu um extraordinário desenvolvimento. Os conglomerados diamantíferos do Mesoproterozóico ocorrem nas formações Tombador e Morro do Chapéu, na porção superior do Grupo Chapada Diamantina (Fig. 84), e nos aluviões e coluviões originados pelo intemperismo e pela erosão das camadas conglomeráticas em decorrência da atuação dos rios, os quais foram lavrados essencialmente por garimpeiros.

Os campos diamantíferos, que são largamente distribuídos na Chapada Diamantina, ocupam uma faixa de cerca de 300 km de comprimento de um extremo ao outro, e dividem-se em cinco áreas diferentes: Lençóis-Andaraí-Mucugê, Santo Inácio, Piatã-Serra do Bastião, Chapada Velha e Morro do Chapéu. À exceção do campo do Morro do Chapéu, de extensão restrita, todos os outros são relacionados à Fm. Tombador, que representa a mais importante unidade portadora de diamante na Chapada Diamantina (Fig. 84). Os conglomerados dessa formação foram depositados principalmente por rios entrelaçados na forma de barras de seixos intercaladas com bancos de areia com estratificações cruzadas, indicam um transporte preferencial de leste para oeste (Montes, 1977). Esses conglomerados mostram importante contribuição de quartzitos intraformacionais, além de quartzo branco de veio e de quartzitos verdes provenientes do Supergrupo Jacobina (Montes, 1977b; Montes *et al.* 1981; Sá *et al.* 1982; Sampaio *et al.* 1994; Misi e Silva, 1996; Schobbenhaus, 1993). A fonte dos diamantes permanece especulativa. Entretanto, as medidas de paleocorrentes na Fm. Tombador, indicativas de uma direção de transporte de ENE para WSW, aliadas à ausência de minerais satélites do diamante, sugerem uma fonte extrabacinal para os diamantes. Os conglomerados do Morro do Chapéu têm ocorrência limitada aos arredores da cidade homônima, e são caracterizados por canais de origem fluvial que se sobrepõem a um ambiente deltáico, datado em 1,2Ga por U-Pb sobre os carbonatos da Fm. Caboclo sotoposta (Babinski *et al.* 1993).

A presença, na região de Barra do Mendes, de *plugs* e *sills* de metaltramáficas diamantíferas, intrusivas no embasamento e na base do Grupo Chapada Diamantina (Sá Rego, informação verbal), pode representar uma possível fonte para os diamantes da região.

Um traço característico da Chapada Diamantina é a abundância de carbonado associado às gemas de diamante, daí ter sido o principal produtor mundial de carbonado. O carbonado, geralmente maior que as gemas, apresenta uma coloração cinza a preta. Um carbonado pesando 3.167 quilates foi registrado em 1895 perto da cidade de Lençóis, talvez o maior desse tipo no mundo inteiro. Os carbonados são encontrados somente no Brasil (Bahia) e na República Centro Africana,

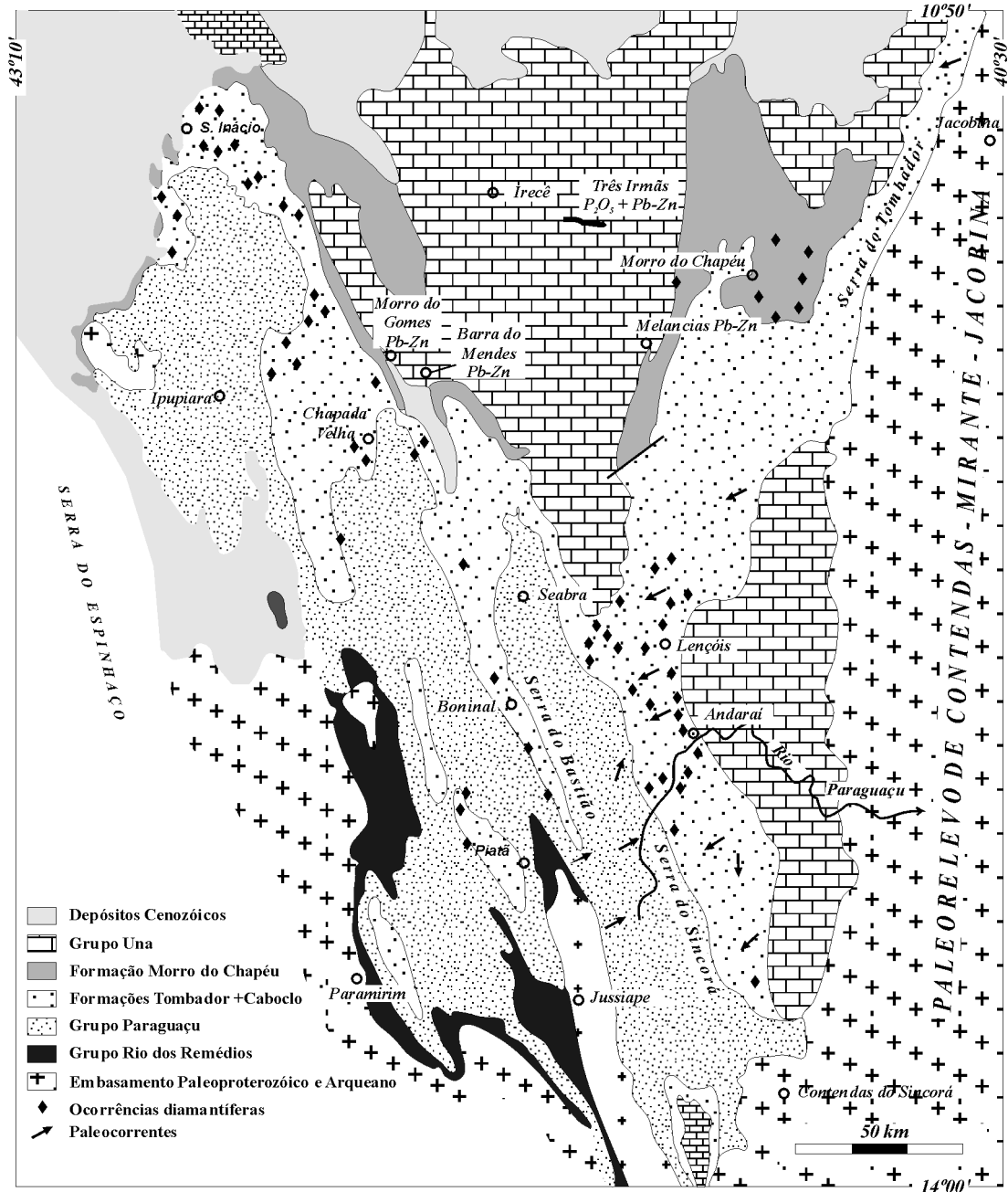


Fig. 83 – Mapa geológico da Chapada Diamantina, com a localização dos distritos diamantíferos (segundo Sá, 1982; Schobbenhaus, 1993) e dos depósitos de Pb, Zn e P₂O₅ (segundo Misi, 1979; Bomfim, 1986).

numa área que integra originalmente o Cráton do São Francisco. Segundo Haggerty (1999), eles são constituídos por agregados policristalinos de microdiamantes, e mostram uma textura porosa e um aspecto superficial de escória. Nos carbonados, os cristais possuem tamanho muito variável, de 30 a 100 µm até 1 mm, todos embalados numa matriz extremamente coesa de micro e nanodiamantes. Não contêm inclusões de minerais mantélicos, têm baixos teores de nitrogênio, mostram valores de $\delta^{13}C$ variáveis de -21 a -34‰, e possuem inclusões minerais de Fe, Ti, Si, SiC e ligas Fe-Cr. Essas caracte-

rísticas dos carbonados os afastam do grupo das rochas kimberlíticas. A origem deles permanece enigmática, e é geralmente relacionada à queda de meteoritos (Haggerty, 1999).

Na região, os diamantes do tipo gema são pequenos e pesam, em geral, menos de um quilate. As maiores concentrações de diamante são encontradas em *placers* aluviais ao longo dos rios Paraguaçu, Santo Antônio e São José, com reservas estimadas em mais de 1,5 M de quilates. No seu conjunto, as reservas da Chapada Diamantina são consideradas como possuidoras de mais de 3,8 M de quilates.

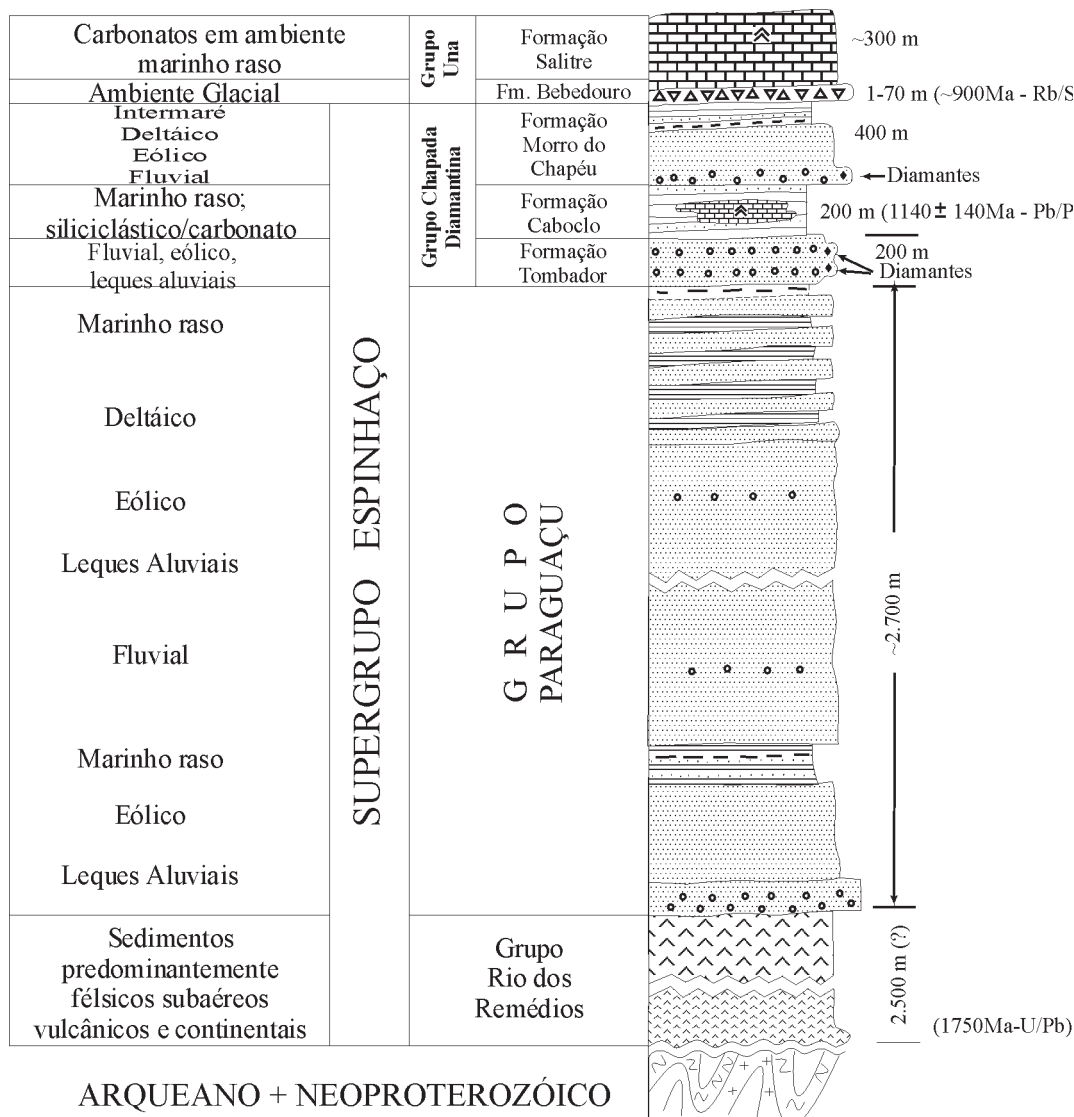


Fig. 84a – Coluna geológica da Chapada Diamantina, Bahia central, indicando a posição estratigráfica das unidades diamantíferas (segundo Montes, 1977; Pedreira, 1988; Bomfim e Pedreira, 1990; Schobbenhaus, 1993; Misi e Silva, 1996. Dados radiométricos segundo Macedo e Bonhomme, 1994; Schobbenhaus et al., 1994).

	Litofácies	Interpretação
FORMAÇÃO CABOCLÓ	Corpos sigmoidais de arenito fino Estratificação cruzada tipo espinha de peixe	Intermaré
	Conglomerado diamantífero clasto- e matriz-suportado com intercaramento de arenitos e microconglomerados (~12 m).	Interdigitação de leques aluviais e rios entrelaçados proximais
FORMAÇÃO TOMBADOR	Arenito médio a grosso, localmente seixoso, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares.	Sistema fluvial com rios entrelaçados
	Conglomerados diamantíferos clasto-suportados. Tamanho médio dos clastos: 12 cm	Leques aluviais
	Arenito médio a grosso, localmente seixoso, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares.	Sistema fluvial com rios entrelaçados
GRUPO PARAGUAÇU	Corpos sigmoidais de arenito fino Estratificações cruzadas tipo espinha de peixe	Prodelta

Fig. 84b – Coluna geológica esquemática da região de Andaraí, indicativa da posição estratigráfica de dois importantes níveis de conglomerados diamantíferos intercalados na Formação Tombador (segundo Montes, 1977; Bomfim e Pedreira, 1990).

2.2.6 Depósitos minerais da Bacia de Irecê

No Compartimento Central do CSF, as seqüências detríticas mesoproterozóicas do Grupo Chapada Diamantina são cobertas em discordância pelas seqüências glacial e carbonática pertencentes aos grupos Bebedouro e Una, respectivamente. O Grupo Una contém depósitos e ocorrências de fosfato, chumbo, zinco, fluorita e barita.

2.2.6.1 Depósito de Fosfato da Fazenda Três Irmãs

Na Bacia de Irecê, o depósito de fosfato, descoberto em 1985 pela CPRM (Bomfim, 1986), e situado na Fazenda Três Irmãs, encontra-se associado à fácies de estromatólitos colunares do tipo Jurusania Krylov (Srivastava, 1986) intercalados com níveis de dolarenitos, que apresentam estratificações cruzadas, pertencentes à Formação Salitre do Grupo Una (Neoproterozóico), equivalente do Grupo Bambuí no sinclínório de Irecê. Essa unidade dolomítica e fosfatada, com aproximadamente 18 m de espessura (Fig. 85), é sobreposta por uma

seqüência de dolossiltitos silicificados, ricos em sulfetos. Três tipos de fosforitos primários são nela encontrados: Fosforito Estromatolítico Colunar; Fosforito Estromatolítico Laminar; Fosforito Intraclástico. Os teores de P_2O_5 mais elevados são registrados nos Fosforitos Estromatolíticos Colunares com concentrações superiores a 20%. Esses fosforitos são constituídos por fluorapatita, micro a criptocristalina, associada à calcita e dolomita, além de quartzo e microclínio detríticos, vênulas de fluorita, quartzo microcristalino, pirita, esfalerita e galena (Misi, 1992; Misi e Kyle, 1994; Kyle e Misi, 1997). Os fosforitos intraclásticos são produtos da erosão dos fosforitos estromatolíticos colunares e laminares, e formam o material intercolunar e os níveis intercalados com os horizontes de estromatólitos colunares e laminares. A fosfatização é precoce, tendo ocorrido numa fase sindiagenética anterior à dolomitização e intimamente associada ao desenvolvimento das comunidades cianobacterianas que formam as laminações estromatolíticas. Existe ainda uma indefinição quanto ao tempo da precipitação da fluorapatita: diretamente, a partir da atividade bacteriana, ou como substituição precoce de lâminas carbonatadas ricas em matéria orgânica.

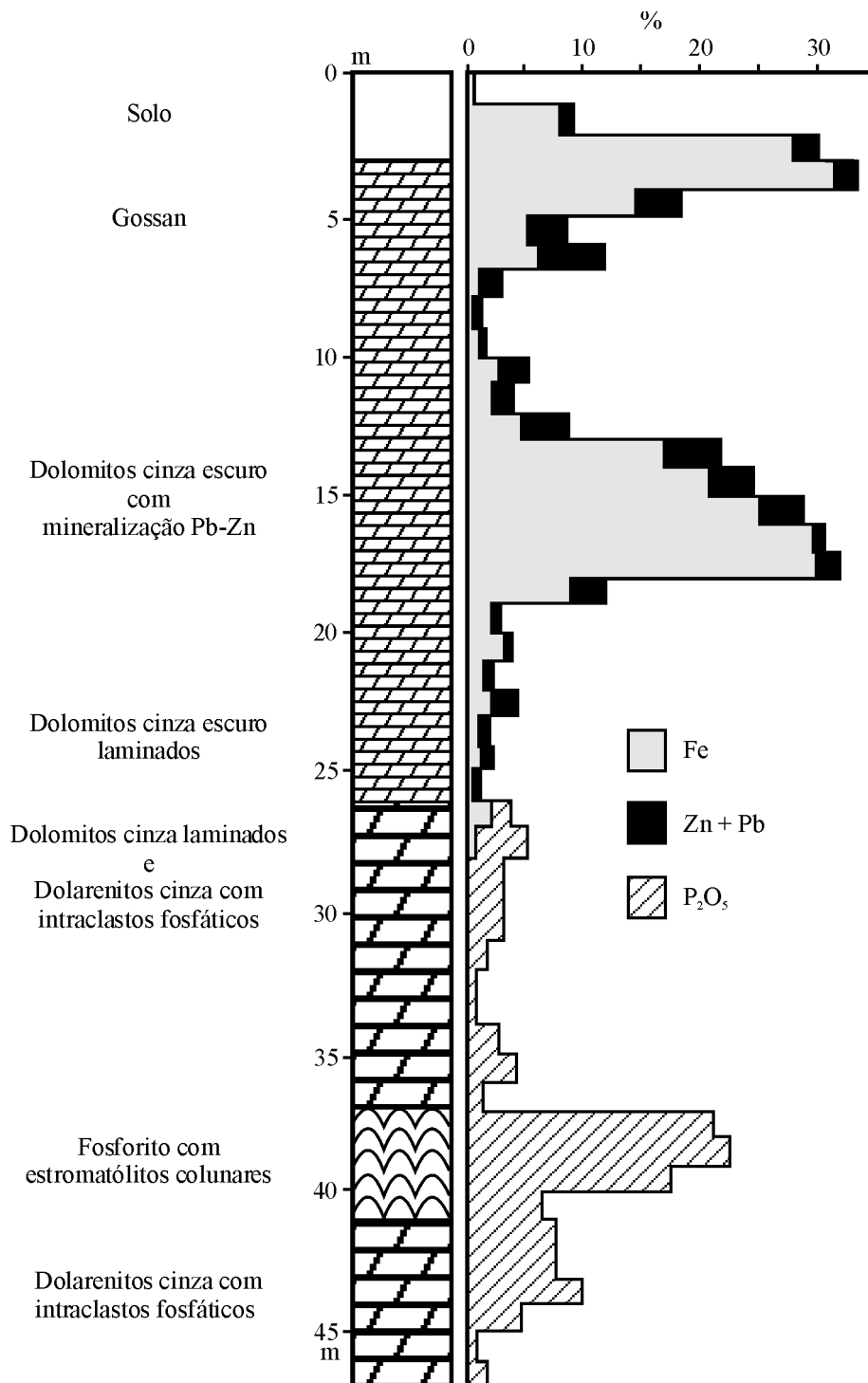


Fig. 85 – Coluna litoestratigráfica da área Três Irmãs, indicativa da distribuição de Pb + Zn + Fe e P₂O₅ (segundo Kyle e Misi, 1997).

Os fosforitos secundários resultam da alteração supergênica dos fosforitos primários a partir da lixiviação preferencial dos carbonatos, a qual induz um enriquecimento significativo em fosfato, com esse tipo de minério atingindo teores superiores a 30% (até 38% P_2O_5). As reservas estimadas do Depósito de Irecê são da ordem de 40 Mt de minério com teor médio de 14% P_2O_5 . Grande parte delas é proveniente do retrabalhamento mecânico dos fosforitos e de sua acumulação na forma de coluviões nas imediações em volta dos afloramentos.

2.2.6.2 Depósitos Pb-Zn do Grupo Una

Na Bacia de Irecê (BA), as ocorrências de Pb-Zn- CaF_2 -Ba são frequentes. As principais sendo conhecidas sob as denominações de Barra do Mendes, Morro do Gomes, Melancias e Três Irmãs. Todas as mineralizações situam-se na porção superior do primeiro ciclo carbonático regressivo do Grupo Una, e são associadas a níveis dolomíticos silicosos de águas rasas até evaporíticas (Misi, 1979). Os corpos mineralizados são mais ou menos concordantes ou discordantes, possuindo um caráter *strata-bound* acentuado. O Depósito Pb-Zn da Fazenda Três Irmãs (Flint, 1979) hospeda-se em dolossilitos e dolomitos silicificados sobrepostos aos fosforitos descritos anteriormente (Fig. 85). A mineralização sulfetada, composta de pirita, esfalerita e galena rica em prata, encontra-se associada a nódulos de barita e mostra claros indícios de substituição de sulfatos e sulfetos preexistentes, tais como anidrita e pirita (Misi e Kyle, 1994; Kyle e Misi, 1997). As reservas do depósito foram estimadas pela Riofinex, e pela CBPM, em cerca de 1,5 Mt com 8% Pb+Zn e 120 g/t Ag.

Na Bacia de Utinga (BA), o Depósito de Nova Redenção (Moraes Filho e Leal, 1991) é constituído por galena, esfalerita, pirita, barita e hematita, com elevados teores de prata. A mineralização cimenta brechas e preenche fraturas NNW-SSE verticalizadas, desenvolvidas em dolarenitos silicificados.

Os isótopos de chumbo das ocorrências da Bacia de Irecê indicam uma idade vizinha de 0,6Ga, e não evidenciam contribuição de chumbo radiogênico, o que pode traduzir uma fonte local do chumbo restrita à própria bacia, explicando, assim, a reduzida importância econômica dos depósitos.

2.2.7 Distrito Uranífero de Lagoa Real

Nessa área, situada perto de Caetité (BA), a leste da Serra do Espinhaço, o embasamento arqueano granito-

gnáissico e migmatítico (Complexo Lagoa Real) é intrudido por vários corpos graníticos porfiríticos, conhecidos como granito São Timóteo, datado em 1,74Ga (Turpin *et al.* 1988; Cordani *et al.* 1992; Pimentel *et al.* 1994). Os gnaisses do Complexo Lagoa Real e o granito São Timóteo são afetados por zonas de cisalhamento regionais, ao longo das quais se localizam uma série de corpos de albitos lenticulares que hospedam as mineralizações uraníferas (Geisel Sobrinho *et al.* 1980; Brito *et al.* 1984; Lobato *et al.* 1982, 1983). Esses albitos distribuem-se ao longo de dois alinhamentos principais e mostram que os processos de cisalhamento, de metassomatismo sódico e de mineralização são contemporâneos (Lobato e Fyfe, 1990).

Os albitos mineralizados constituem corpos lenticulares, métricos a quilométricos, com espessura variável de alguns centímetros até uma centena de metros, mergulham segundo uma lineação de origem cataclástica e formam “charutos” alongados que podem atingir até 850 m de profundidade, como na jazida da Rabicha (Oliveira *et al.* 1985) (Fig. 86), que se encontra em fase inicial de mineração. A mineralização é composta essencialmente de uraninita na forma de cristais microcristalinos e microgranulares ($\Phi \cong 0,023$ mm). A mineralização, cuja idade havia sido avaliada em torno de 1,5Ga (Turpin *et al.* 1988; Cordani *et al.* 1992), e relacionada a um Evento Espinhaço hipotético (Lobato e Fyfe, 1990), parece ser de 960Ma, determinada por U-Pb sobre titanita (Pimentel *et al.* inédito), e ter sofrido recristalização e remobilização em aproximadamente 500Ma, isto é, durante o Evento Tectono-Termal Brasileiro (Pimentel *et al.* 1994).

Lagoa Real é o distrito uranífero mais importante do Brasil, com reservas totais avaliadas em 93.190 t U_3O_8 .

2.3 O Compartimento Ocidental

Limitado a oeste pela Faixa Brasília (Fig. 63), o Compartimento Ocidental, que se encontra em grande parte coberto pelos sedimentos cratônicos neoproterozóicos do Grupo Bambuí e pelos sedimentos cretácicos do Grupo Urucuaia, aflora em duas áreas distintas caracterizadas como o Bloco Guanambi-Correntina-São Domingos, ao norte; e o Bloco do Quadrilátero Ferrífero, ao sul.

O Bloco Guanambi-Correntina-São Domingos é constituído daquilo que parece ser um batólito arqueano, no qual são encaixadas as seqüências vulcano-sedimentares de

As seqüências vulcano-sedimentares de Correntina e São Domingos, isoladas e tidas como paleoproterozóicas ou arqueanas, mostram essencialmente mineralizações de ouro associadas a zonas de cisalhamento regionais que afetam metavulcânicas máficas, metagrauvas, *metacherts* e BIFs intrudidos por corpos tonalíticos (Faria *et al.* 1986; Teixeira *et al.*, 1982; Freitas-Silva e Oliveira, 1999). Na área de São Domingos, pequenas ocorrências de cassiterita foram também registradas, e são associadas a granitóides intrusivos.

2.3.2 Província Au-Fe-Mn do Quadrilátero Ferrífero

A história do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 87) (Noce, 1995) e de regiões adjacentes correlatas a leste-nordeste, sul-sudoeste e oeste-noroeste, começa no Paleoarqueano, por volta de 3,3-3,2Ga, e é pouco conhecida até 2,85Ga. Nesse intervalo, os registros geocronológicos são pontuais e abrangem principalmente terrenos granito-gnáissicos e *greenstone belts* isolados, como os de Pium-hi e Morro do Ferro datados em 3,1Ga (Machado e Schrank, 1989) e em 2,99Ga, respectivamente (Pimentel, comunicação verbal). O principal resultado dessa evolução mais antiga consiste na aglutinação, durante o evento Pré-Rio das Velhas (Noce *et al.* 1998), de blocos continentais isolados, contribuindo assim para a formação de uma crosta continental mais extensa durante o Mesoarqueano, afetada pelos diversos eventos ocorridos durante o Neoarqueano, entre 2,8 e 2,6Ga.

No Ciclo Rio das Velhas (2780-2700Ma), proposto por Carneiro (1992), ocorreram, simultaneamente, a formação do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (GBRV) e a individualização de corpos tonalíticos, granodioríticos e graníticos entre 2780 e 2770Ga (Noce, 1995; Machado *et al.* 1992; Machado e Carneiro, 1992). O Supergrupo Rio das Velhas (Dorr, 1969) é dividido nos grupos: Quebra Osso, Nova Lima e Maquiné (Fig. 88). O Grupo Quebra Osso é caracterizado pela presença de rochas vulcânicas ultramáficas komatiíticas com texturas *spinifex*. O Grupo Nova Lima é constituído por rochas vulcânicas komatiíticas e toleííticas associadas a BIFs do tipo Algoma, por filitos com clorita e grafita, por grauvas, por vulcânicas félsicas e por rochas piroclásticas. O Grupo Maquiné, no topo, representa uma seqüência predominantemente metassedimentar, formada por conglomerados, quartzitos, filitos e grauvas, e subdivide-se nas formações Palmital e Casa Forte.

O período final da evolução arqueana é marcado por intrusões graníticas, de 2612Ma, por deformação e metamorfismo de 2610/2590Ma (Romano, 1989; Romano *et al.*

1991; Machado *et al.* 1992; Machado e Carneiro, 1992), caracterizando, assim, o Evento Rio das Velhas. Os raros registros preservados da deformação arqueana consistem em zonas de cisalhamento transcorrente, subvertical, orientadas NS (Endo *et al.* 1996). Assim, o Ciclo Rio das Velhas culminou com a consolidação de uma extensa área cratônica que representa uma plataforma continental estável para a instalação das faixas móveis paleoproterozóicas.

O Ciclo Transamazônico (2,6-2,0Ga) consiste numa série de processos sedimentares, tectônicos e magmáticos ilustrados pela evolução do Supergrupo Minas (Fig. 89), proposta por Marshak e Alkmim (1989) e por Marshak *et al.* (1992). A sedimentação do SGM, definido por Dorr (1969) (Fig. 88), começou provavelmente por volta de 2575Ma em protobacias geradas pelo rifteamento da plataforma arqueana (Renger *et al.* 1994), com a deposição das formações Moeda e Batatal do Grupo Caraça. A esse período de instabilidade sucedeu um longo intervalo de estabilidade tectônica, marcado pela sedimentação plattformal dos itabiritos da Fm. Cauê e dos dolomitos da Fm. Gandarela, os quais pertencem ao Grupo Itabira. À Fm. Gandarela, Babinski *et al.* (1992, 1995) atribuem a idade de 2420Ma. O Grupo Itabira foi recoberto em discordância erosiva pelos sedimentos do Grupo Piracicaba (Fm. Cercadinho, Fecho do Funil e Tabões/Barreiro), por volta de 2400Ma, o que, segundo Noce (1995), marcaria o início de um período de expansão oceânica, a leste e ao sul do Quadrilátero Ferrífero, com reflexos na plataforma. O processo de subducção da crosta oceânica, marcado pela intrusão do Batólito Alto Maranhão em 2124 Ma, culmina com a colisão havida entre 2065 e 2035Ma, relacionada ao Evento Transamazônico, a qual é contemporânea da sedimentação sinorogênica de tipo *flysch* da Fm. Sabará, e antecede a deposição dos sedimentos molássicos do Grupo Itacolomi. O Evento Transamazônico é responsável pela individualização do extenso Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985) que contorna a borda sul do CSF, e prolonga-se a nordeste na região de Morro do Pilar, Conceição do Mato Dentro, Alvorada de Minas e Serro, onde sua definição é prejudicada pelos eventos tectônicos ocorridos durante o Meso e Neoproterozóico. Nessa área, o Cinturão Mineiro envolve não somente unidades atribuídas ao SGM, mas também seqüências vulcano-sedimentares correlacionadas ao GBRV, como as de Serro, Alvorada de Minas, Conceição do Mato Dentro e Riacho dos Machados. Na região que se estende a nordeste do QF, após o Evento Transamazônico seguiu-se um longo período de estabilização e cratonização da área, o qual só foi rompido, por volta de 1,75Ga, pelo início do rifte Espinhaço, e manifesta-se pelo

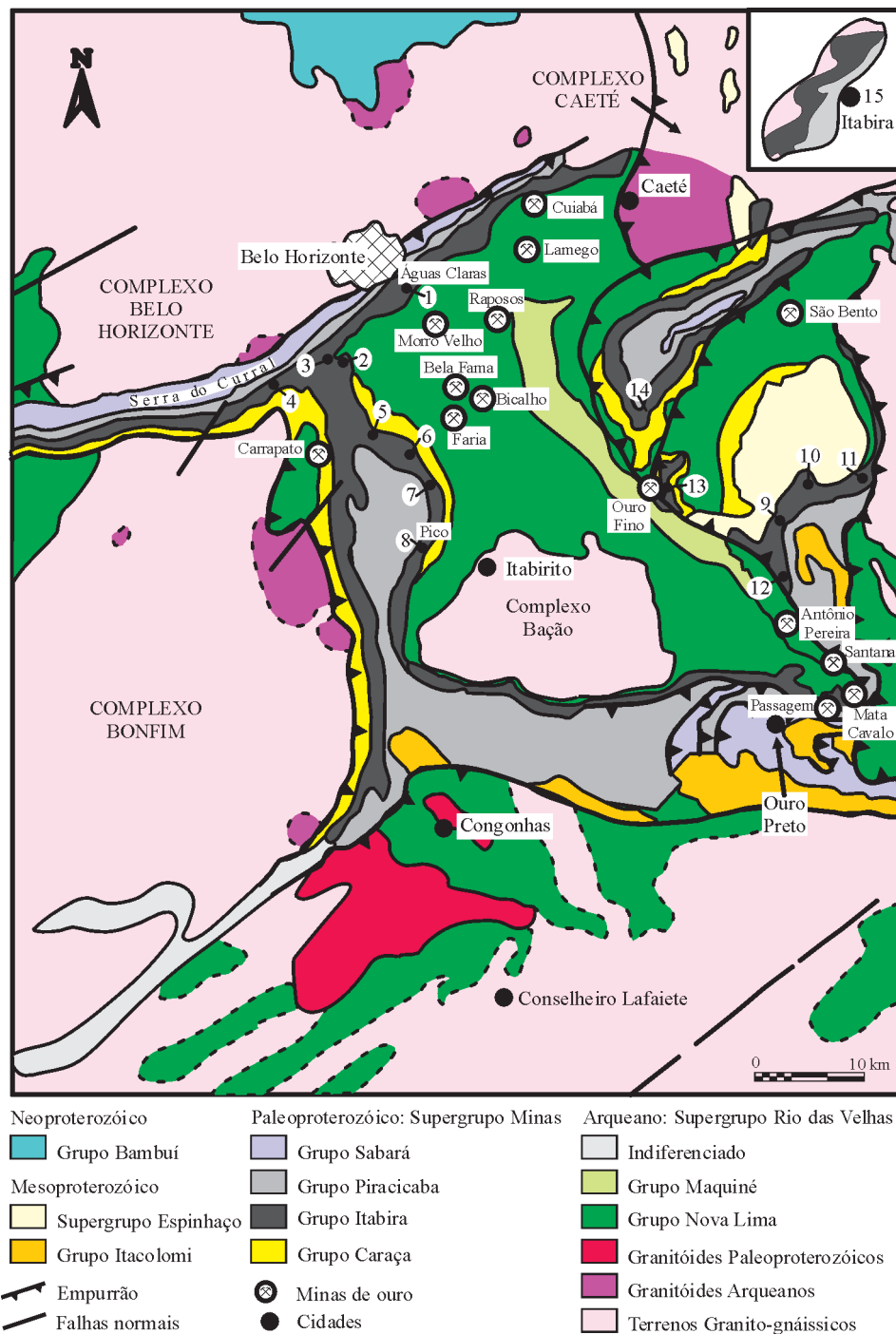


Fig. 87 – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (segundo Noce, 1995; Pedrosa-Soares *et al.*, 1994a), com os principais depósitos de ouro e de ferro. Depósitos de ouro: ⊗ Depósitos de ferro: ● 1 - Águas Claras; 2 - Mutuca; 3 - Capão Xavier; 4 - Jangada/Samambaia; 5 - Tamanduá; 6 - Serra/Capitão do Mato; 7 - Abóboras; 8 - Pico; 9 - Miguel Congo; 10 - Alegria; 11 - Fazendão; 12 - Timbopeba; 13 - Capanema; 14 - Gandarela; 15 - Itabira.

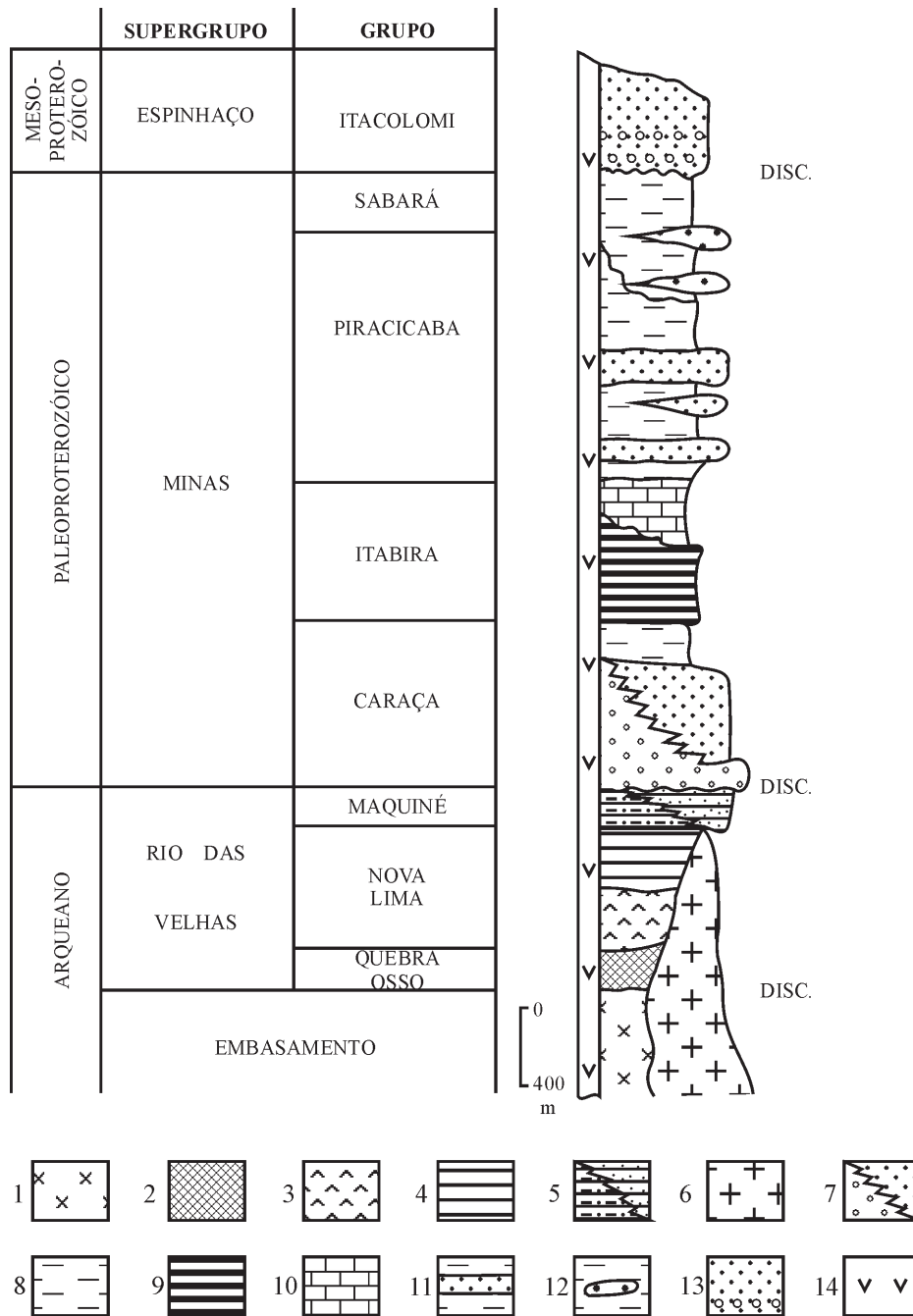


Fig. 88 – Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (segundo Marshak e Alkmim, 1989; Chemale Jr *et al.*, 1991). 1 = Embasamento granito-gnáissico, 2 = Rochas ultramáficas, 3 = Rochas máficas, 4 = Unidade químico-clástica, 5 = Unidade clástica, 6 = Tonalitos, 7 = Fm. Moeda: Conglomerados e quartzitos, 8 = Fm. Batatal: filitos carbonosos, 9 = Fm. Cauê: Itabiritos, 10 = Fm. Gandarela: dolomitos, 11 = Quartzitos e filitos, 12 = Conglomerados e filitos, 13 = Conglomerados e quartzitos, 14 = *Sills* e diques de diabásio.

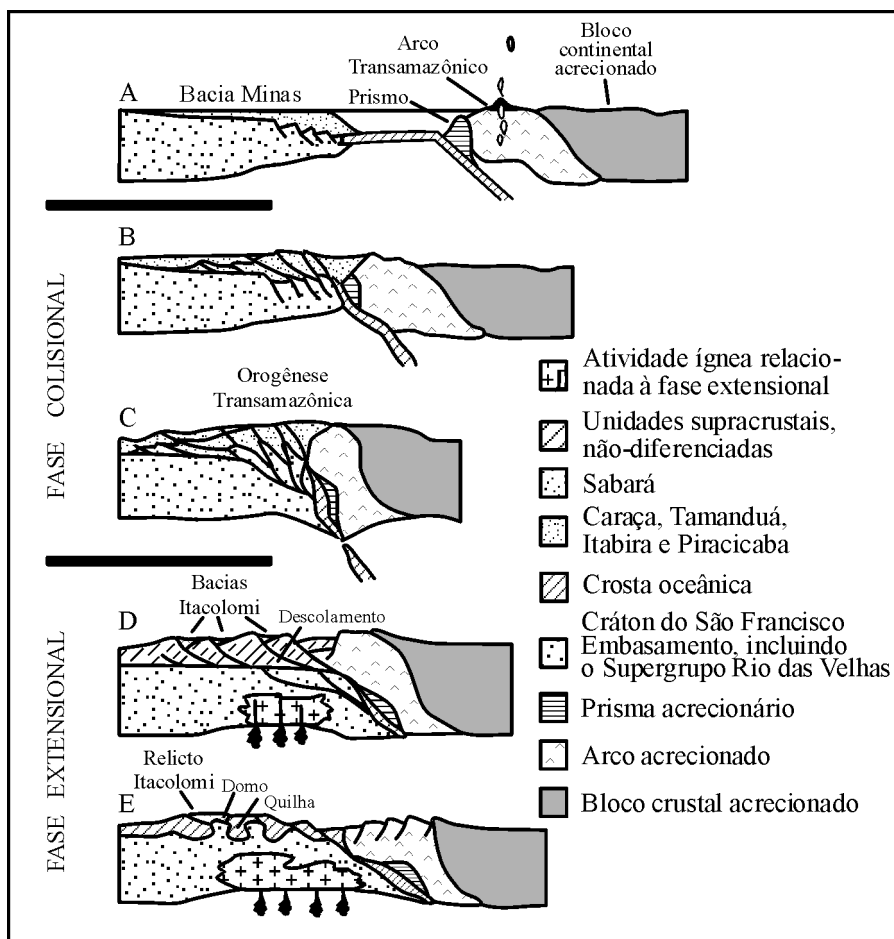


Fig. 89 – Seção transversal ilustrando o modelo de evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero antes e durante a Orogênese Transamazônica (segundo Marshak e Alkmin, 1989).

- (A) Configuração pré-Transamazônica. O Supergrupo Minas representa a plataforma continental de uma margem passiva;
- (B) Colisão inicial com o arco Transamazônico e bloco continental acrecionado. A Bacia Foreland Sabará estende-se ao interior do cráton;
- (C) Deformação do Sabará durante o estágio colisional final;
- (D) Colapso extensional inicial com desenvolvimento de um núcleo metamórfico e descolamento;
- (E) Com a contínua extensão e aquecimento da crosta, o cinturão dobrado evolui para uma província com estilo de domo e de quilha.

vulcanismo ácido continental e pela intrusão de granitos anorogênicos do tipo Borrachudo. Sucedendo ao magmatismo continental, ocorre a sedimentação mesoproterozóica do Supergrupo Espinhaço e, posteriormente, a do Grupo Macaúbas, a qual marca o começo do Ciclo Brasileiro.

A área do Bloco do QF *s.s.* permaneceu estável durante todo o Mesoproterozóico e praticamente até o final do

Neoproterozóico, quando então foi afetada pelo Evento Brasileiro em virtude dos sistemas de dobramentos e de cavalgamentos desenvolvidos na Faixa Araçuaí, a nordeste; na Faixa Alto Rio Grande, ao sul; e na Faixa Brasília, a oeste (Lobato e Pedrosa-Soares, 1993; Pedrosa-Soares *et al.* 1994a e b). A influência da deformação Brasileira sob a estruturação do QF consiste num assunto controverso

(ver discussão mais adiante), em razão do paralelismo das estruturas desenvolvidas. Entretanto, há um consenso em relação à variação do grau metamórfico induzido pelo Evento Brasileiro no QF de leste para oeste, o qual é mais alto e mais sensível a leste da Zona de Cisalhamento Cambotas (ZCC), e diminui rapidamente em direção a oeste após a ZCC.

2.3.2.1 Depósitos minerais associados aos *greenstone belts* Antigos ($\geq 3,0\text{Ga}$)

Na zona limítrofe entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Brasília, no sudoeste de Minas Gerais, são encontrados os *greenstone belts* mais antigos do compartimento ocidental: o GB Pium-hi, datado em $3115 \pm 10\text{Ma}$ (Machado e Schrank, 1989), e o GB Morro do Ferro, cuja idade é de cerca de $3,0\text{Ga}$ (Noce, 1995), o que permite diferenciar essas seqüências vulcano-sedimentares do GB Rio das Velhas, ao qual são geralmente correlacionadas.

2.3.2.1.1 Depósito de Cromita de Pium-hi

O GB Pium-hi, que ocupa uma posição ímpar no contexto tectônico regional, é profundamente afetado pela tectônica do Ciclo Brasileiro, e pode representar um alto do embasamento ou um *lambeau* dele envolvido no sistema de *nappes* e de empurrões da Faixa Brasília (Schrank e Silva, 1993). É representado por um pacote de rochas vulcano-sedimentares com espessura vizinha de 3.000 m , formado pelos grupos Ribeirão Araras, Paciência e Lavapés. Schrank (1982) descreve três suítes vulcânicas distintas: uma suíte komatiítica, onde predominam basaltos komatiíticos; uma suíte toleítica; e uma suíte calcialcalina.

A mineralização de cromita está associada a peridotitos serpentiniticos e tálcicos do Grupo Lavapés, onde se observam ainda restos de cumulos de olivina e piroxênio, sendo classificada como do tipo estratiforme (Pinheiro, 1988). Os níveis de cromititos são muito deformados, cisalhados e boudinados pela tectônica do Ciclo Brasileiro, e refletem o caráter alóctone do Grupo Lavapés, o qual contrasta com a autoctonia do Grupo Ribeirão Araras, e justifica o fato de tê-lo assimilado a uma *mélange* tectônica (Schrank *et al.* 1984; Schrank e Silva, 1993).

2.3.2.1.2 Depósito Ni-Cu-Co-Pt de O'Toole

O GB Morro do Ferro (Fig. 64), cujas características foram definidas por Teixeira (1978) e Teixeira e Danni (1979),

aparece como uma janela tectônica do embasamento, com 30 km de largura sobre 180 km de comprimento, aberta nas superfícies de cavalgamento do complexo de *nappes* de Passos e Guaxupé (Schrank *et al.* 1990). O conjunto de terrenos granito-*greenstone*, denominado Cinturão de Campos Gerais, é caracterizado por uma tectônica transcorrente, de idade arqueana, com foliação milonítica subvertical e uma lineação de estiramento subhorizontal, onde fatias de *greenstone* formam três faixas estreitas conhecidas como Fortaleza de Minas, Alpinópolis e Bom Jesus da Penha-Jacuí (Teixeira *et al.* 1987). As rochas que envolvem os segmentos vulcano-sedimentares são compostas de tonalitos e granodioritos bem preservados no meio de ortognaisses granodioríticos bandados e miloníticos. O segmento de Fortaleza de Minas (Fig. 90a) é dividido em duas unidades:

- i) Unidade Morro do Níquel, que contém o Depósito O'Toole, representada por uma sucessão de derrames komatiíticos maciços e diferenciados, com zonas basais cumuláticas e zonas superiores com textura *spinifex*, além de estruturas almofadadas e brechas de fluxo, intercaladas com sedimentos químicos e tufaceos, e cobertas por uma pilha de 200 m de metassedimentos e basaltos toleíticos;
- ii) Unidade Morro do Ferro, constituída por metassedimentos químicos, clásticos e tufaceos intercalados com metavulcânicas komatiíticas e toleíticas.

O conjunto foi metamorfozido na transição entre as fácies xisto-verde e anfibolito ($400\text{-}500^\circ\text{C}$ e $3\text{-}5\text{ kb}$).

O Depósito O'Toole, hospedado na unidade komatiítica constituída por olivina peridotito, peridotito, piroxênio e basalto, apresenta minério brechado, disseminado, bandado e em *stringer* (Brenner *et al.* 1990; Cruz *et al.* 1986; Teixeira *et al.* 1987). A mineralização consiste em pirrotita, pentlandita, calcopirita, cobaltita e EGP, e é relacionada a um único derrame de peridotito (Fig. 90b,c), com o minério maciço, na base, e o minério disseminado na parte superior. O corpo de minério, tabular e subvertical, com uma extensão de 1.600 m , uma espessura média de 4 m , e uma profundidade de 500 m , encontra-se intensamente envolvido na tectônica transcorrente. As reservas foram estimadas em $6,6\text{ Mt}$ de minério com $2,2\%$ Ni; $0,4\%$ Cu; $0,05\%$ Co e $1,2\text{ ppm}$ EGP + Au. O Depósito O'Toole é semelhante a outros depósitos Ni do tipo Kambalda, associados a seqüências komatiíticas arqueanas (Duke, 1990). Entretanto, a mineralização ocupa uma posição não usual na seqüência ultramáfica, situando-se na porção superior da seqüência e não na base, como é geralmente observado.

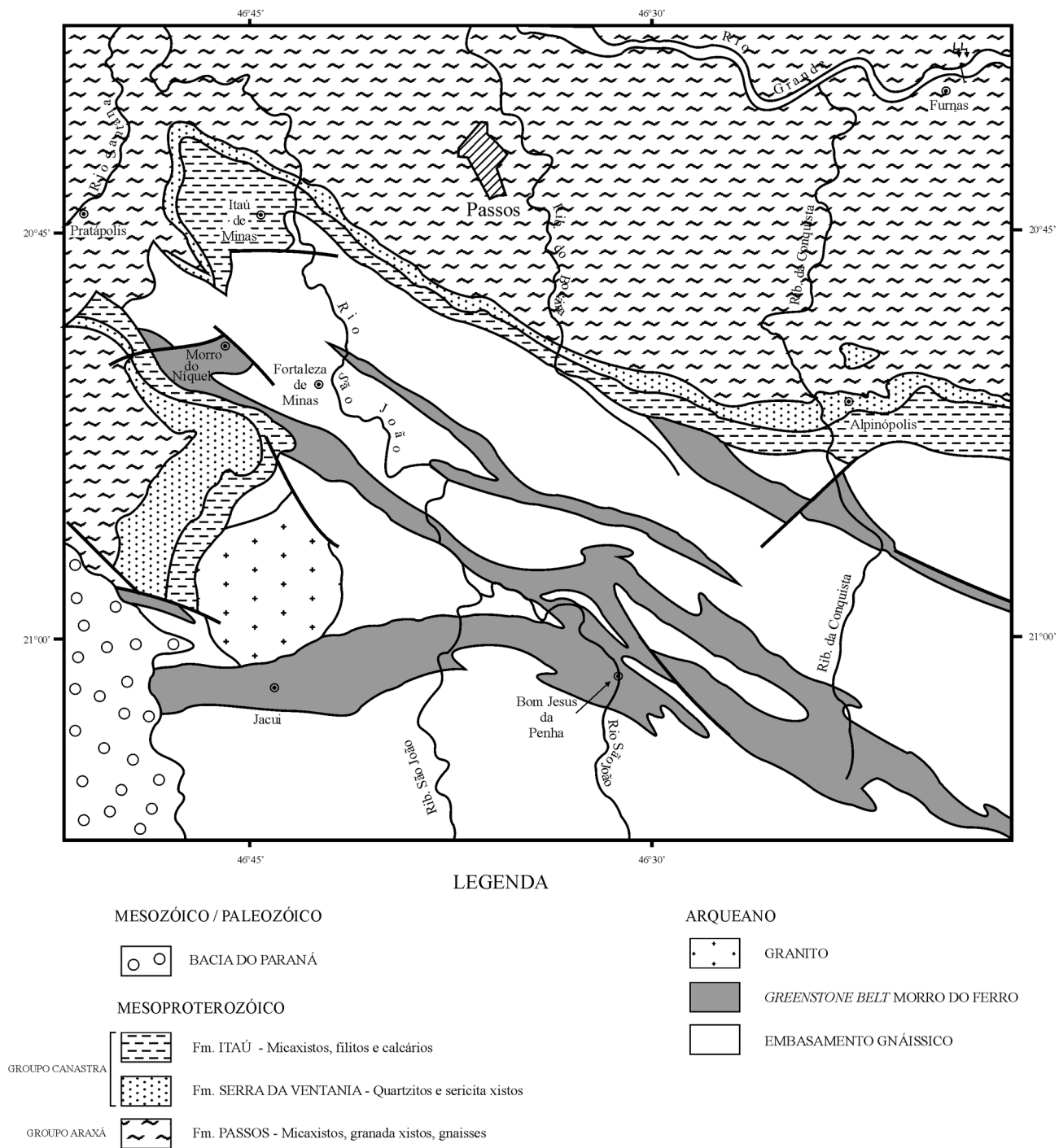


Fig. 90a – Mapa geológico esquemático da região de Fortaleza de Minas (segundo Cruz *et al*, 1986).

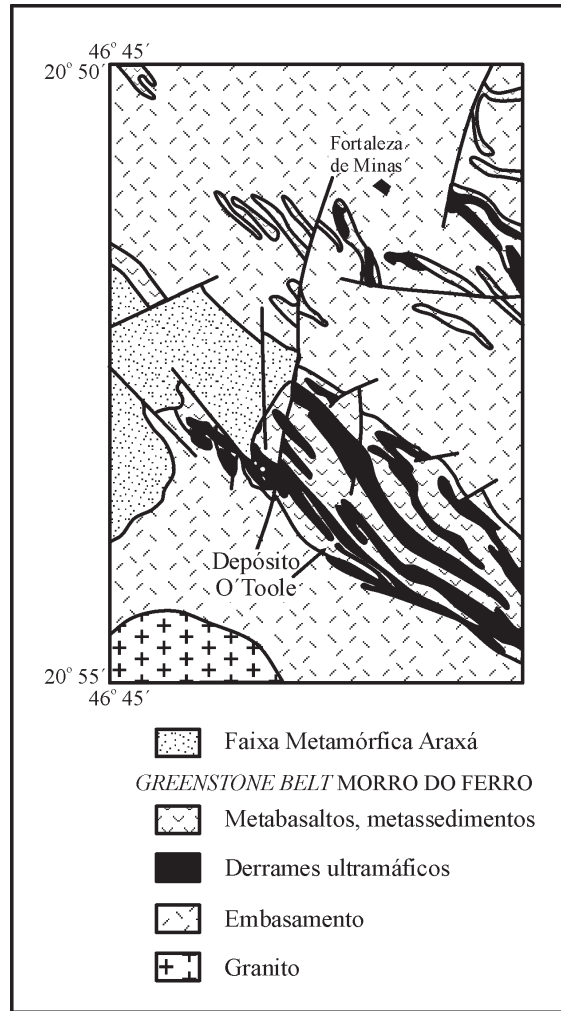


Fig. 90b – Geologia local do *Greenstone Belt* Morro do Ferro (segundo Brenner *et al.*, 1990).

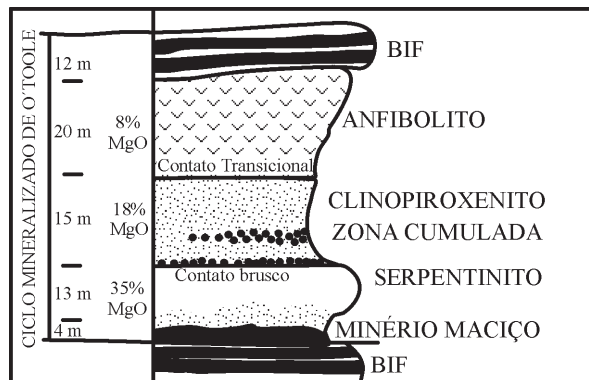


Fig. 90c – Litoestratigrafia detalhada do ciclo vulcânico mineralizado no Depósito O'Toole (segundo Brenner *et al.*, 1990). BIF = Formação ferrífera bandada.

2.3.2.1.3 Depósito Ni Laterítico do Morro do Níquel

Na mesma unidade basal, o Depósito de Níquel Laterítico do Morro do Níquel vem sendo minerado desde 1962. Tal depósito será descrito junto aos outros depósitos de níquel laterítico gerados durante o Cenozóico.

2.3.2.2 Depósitos minerais associados ao Greenstone Belt Rio das Velhas (GBRV)

No Quadrilátero Ferrífero (Fig. 87), o GB Rio das Velhas é internacionalmente conhecido por hospedar, numa área relativamente restrita, uma série de depósitos de ouro de classe mundial, além de depósitos de manganês de menor porte.

2.3.2.2.1 Depósitos de ouro

Os distritos auríferos de Nova Lima-Caeté e de Barão de Cocais, situados a leste e a sudeste de Belo Horizonte, são

relacionados ao Grupo Nova Lima e contêm os mais famosos depósitos de ouro do Brasil: Morro Velho (>470 t Au), Cuiabá (>180 t Au), Lamego (>10 t Au), Raposos (>40 t Au), Bicalho, Bela Fama, Faria, Brumal (>30 t Au), Juca Vieira, São Bento (>80 t Au), Santa Quitéria, dentre outros (Ladeira, 1980, 1988, 1991; Ribeiro-Rodrigues, 1998; Sales, 1998; Ribeiro Rodrigues *et al.* 1996; Lobato *et al.* 1998; Vieira e Oliveira, 1988; Abreu *et al.* 1988).

Em regra geral, os corpos mineralizados possuem uma forma alongada, são controlados pela lineação de estiramento S135E que coincide com o eixo de dobras em bainha ou tubulares (Fig. 91), as quais mostram xistosidade de plano axial, e são associadas a zonas de cisalhamento que variam de dúctil a dúctil-rúptil, quilométricas, relacionadas a cavalgamentos, rampas oblíquas e falhas transcorrentes. Os corpos sulfetados concentram-se no centro dessas zonas de cisalhamento, os quais apresentam dimensões variáveis: 0,5 a 20 m de espessura; 10 a 300 m de largura; e 800 a 5.000 m de comprimento ao longo da lineação de estiramento. Essas zonas de cisalhamento são acompanhadas por intensa alteração hidrotermal nas rochas máficas e ultra-

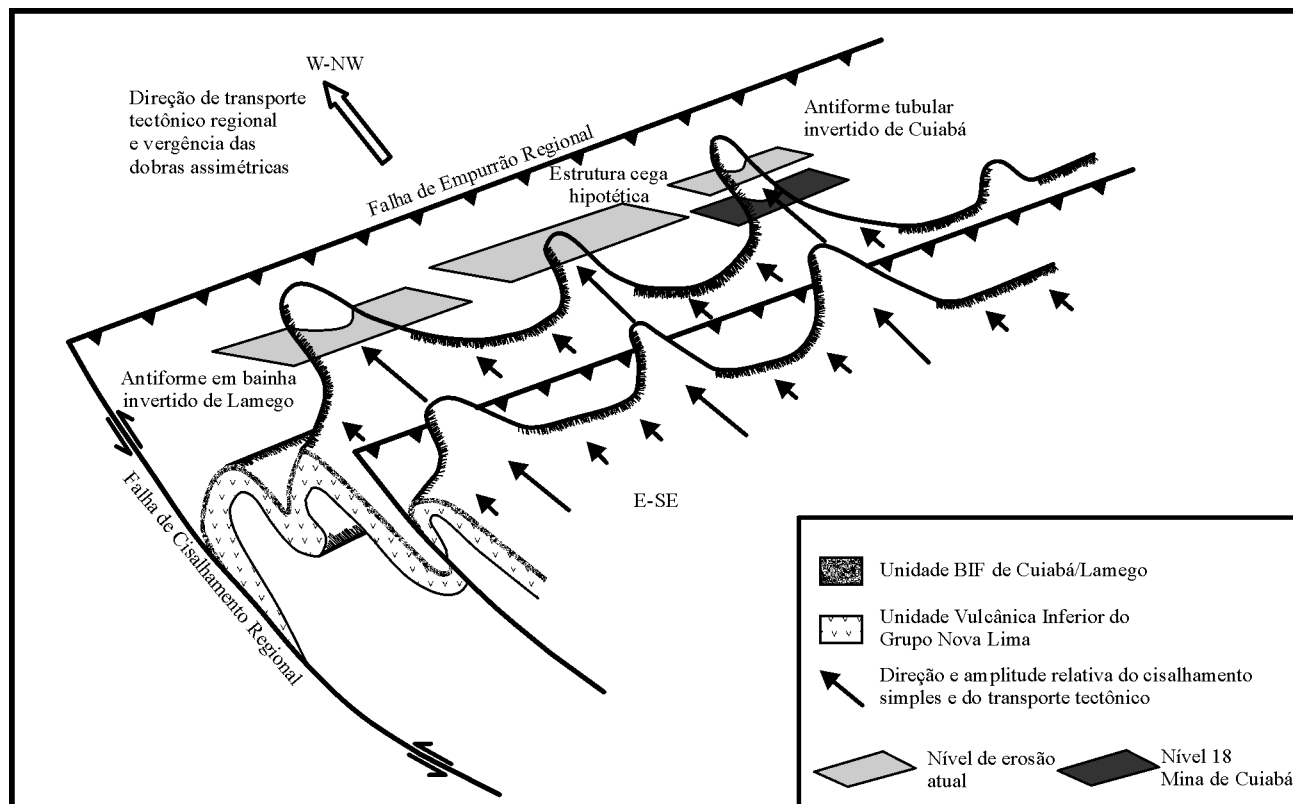


Fig. 91 – Seção esquemática com uma interpretação das estruturas olhadas de Cuiabá e Lamego (segundo Sales, 1998).

máficas, colocada em evidência em todas as minas dos distritos de Nova Lima-Caeté e Barão dos Cocais (Vieira, 1987b; 1988, 1991; Lobato *et al.* 1998; Lobato e Vieira, 1998).

A alteração hidrotermal caracteriza-se pelo desenvolvimento de diversas zonas envolvendo os corpos de minério:

- Uma zona de cloritização externa;
- Uma zona de carbonatação (ankerita) intermediária;
- Uma zona interna acompanhada por sericitização, albitização, silicificação, turmalinização e, sobretudo, sulfetação.

A mineralização sulfetada ocorre preferencialmente por substituição ao longo dos BIFs tipo Algoma, os quais são caracterizados por um bandamento rico em magnetita e/ou siderita, como nos depósitos de Cuiabá (Fig. 92, 93), Lamego (Fig. 94), Raposos (Fig. 95), Faria e São Bento (Fig. 96), ou de um horizonte carbonatado que, embora geralmente maciço, às vezes é finamente bandado, denominado Lapa Seca e composto principalmente por siderita e ankerita com quartzo, albita, sericita e sulfetos, como nos depósitos de Morro Velho, Bicalho e Bela Fama. Geralmente essa mineralização sulfetada junto aos BIFs apresenta um núcleo central de sulfetos maciços envolvido por minério bandado espetacular.

A peculiar fácies da Lapa Seca, inicialmente considerada como um hidrotermalito exalativo precipitado diretamente no fundo da bacia (Ladeira, 1980, 1988, 1991), é atualmente interpretada como um produto da alteração hidrotermal carbonatada que acompanha a zona de cisalhamento sobre rochas vulcânicas félsicas (Lobato *et al.* 1998).

Apesar de os depósitos de ouro se encontrarem preferencialmente associados a zonas de cisalhamento afetando as fácies BIF e Lapa Seca, alguns depósitos e muitas zonas mineralizadas de diversas jazidas são relacionados exclusivamente ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento ocorrendo em xistos máficos, e são acompanhadas por alteração hidrotermal carbonatada e por veios de quartzo, como nos depósitos de Juca Vieira (Fig. 97), Córrego do Sítio e Bela Fama.

Vieira (1987) distinguiu três tipos de mineralizações em virtude da associação mineral presente, do tipo de rocha hospedeira e do estilo tectônico:

- i) Tipo 1: com pirrotita rica em ouro dominante, associada à pirita e à arsenopirita subordinadas, tendo magnetita, calcopirita, ilmenita e hematita como minerais acessórios. É associado a *shear zones*, que variam de dúcteis a dúctil-rúpteis, em BIFs e Lapa Seca, paralelas ou subparalelas ao bandamento (fase D₁). Esse tipo de mineralização predomina nas jazidas de

Morro Velho, São Bento, Raposos, Faria, Morro da Glória e Bicalho, e é subordinado nas minas de Cuiabá, Lamego e Juca Vieira;

- ii) Tipo 2: com pirita e arsenopirita auríferas dominantes preenchendo fraturas D₂ e substituindo siderita ou magnetita dos BIFs e da Lapa Seca. Essa associação pirita-arsenopirita predomina nas jazidas de Cuiabá e Lamego, sendo mais restrita nas minas de Morro Velho, São Bento, Raposos, Faria, Morro da Glória e Bicalho;
- iii) Tipo 3: com pirita, arsenopirita e, localmente, pirrotita disseminadas em xistos alterados hidrotermalmente, para sericita dominante e carbonatos subordinados, as quais estão intimamente associadas a veios de quartzo geralmente boudinados. Esse tipo de mineralização, onde o ouro se concentra nos sulfetos em volta dos veios de quartzo e/ou disseminados nos xistos, é comum nos depósitos de Juca Vieira, Córrego do Sítio e Bela Fama, mas de ocorrência restrita nas minas de Morro Velho, Cuiabá e Bicalho.

A noroeste do QF, as seqüências vulcano-sedimentares de Pitangui-Pará de Minas e Mateus Leme-Esmeraldal, correlacionáveis ao GBRV, são caracterizadas pela presença de rochas peraluminosas a corindon-cianitamuscovita e pirofilita, classificadas como amalgatolitos, cuja origem é relacionada à extensa atividade hidrotermal exalativa pós-vulcânica, em condições mesotermiais a epitermais sobre rochas vulcânicas félsicas (Romano, 1989; Teixeira e Kuyumjian, 1991). Essas rochas peraluminosas apresentam sulfetos disseminados que contêm ouro. Na região de Pitangui, os depósitos Au de Pontal, Faina, Setinoco e Turmalina são associados a tufos, anfíbolitos, BIFs e quartzo-sericita xistos hidrotermalmente alterados ao longo de estruturas tectônicas (Frizzo *et al.* 1991).

** Comentários sobre os depósitos Au do Grupo Nova Lima*

As principais controvérsias e dúvidas pertencentes aos depósitos auríferos contidos no Grupo Nova Lima concernem à natureza e à idade da mineralização original, à cronologia relativa da mineralização e da deformação, e, finalmente, à idade da deformação. As opiniões sobre tal assunto são resumidas e comentadas a seguir:

- a) A mineralização original é sindeposicional e diretamente associada à formação dos BIFs, a estruturação final resultando das tectônicas superimpostas (Ladeira, 1980, 1988, 1991; Sales, 1998). Um argumento importante em favor dessa hipótese decorre da datação em

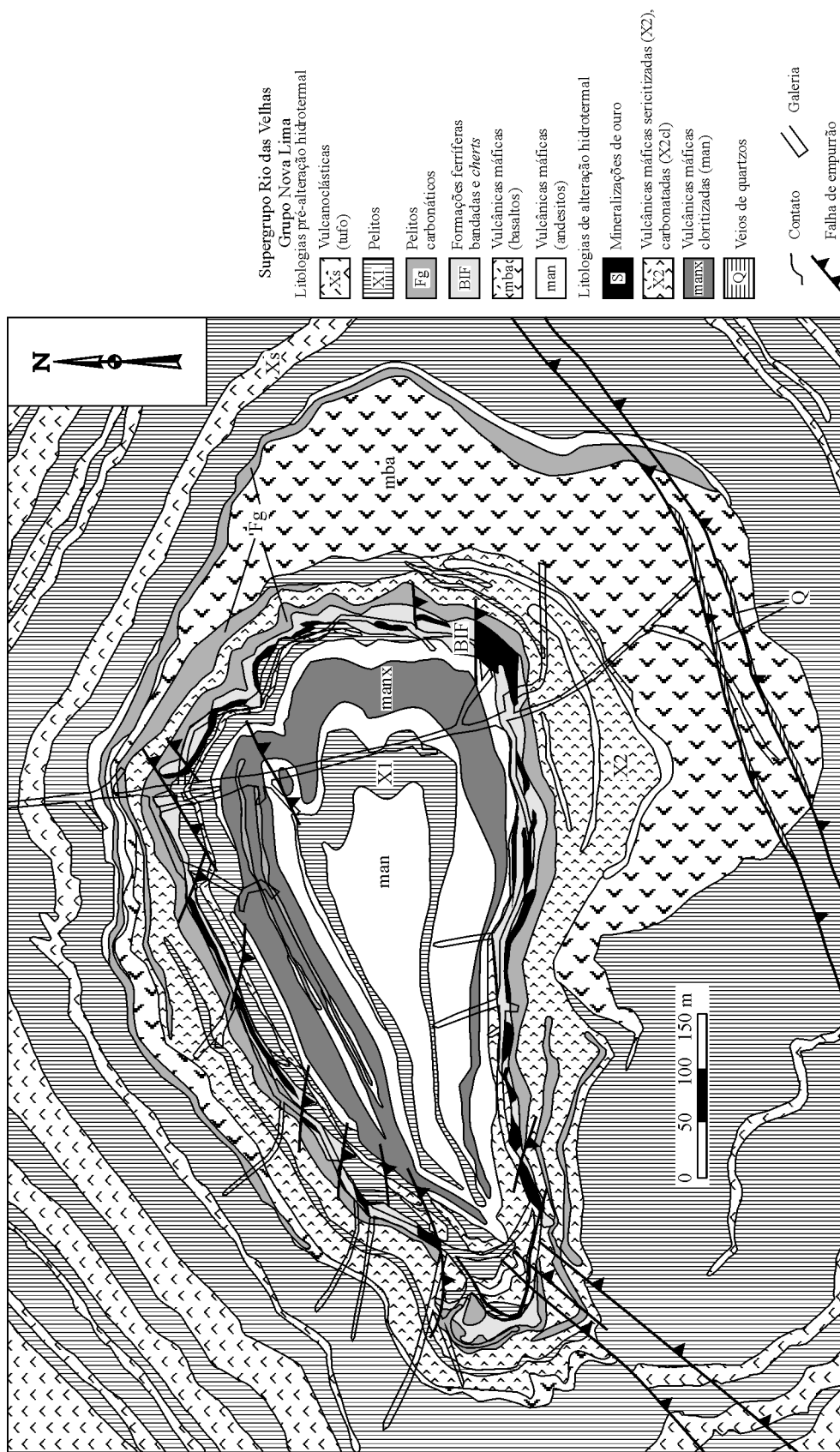


Fig. 92 – Mapa geológico da Mina de Cuiabá, nível nº 3 (segundo Vial, 1980; Vieira e Simões, 1992; Ribeiro-Rodrigues, 1998).

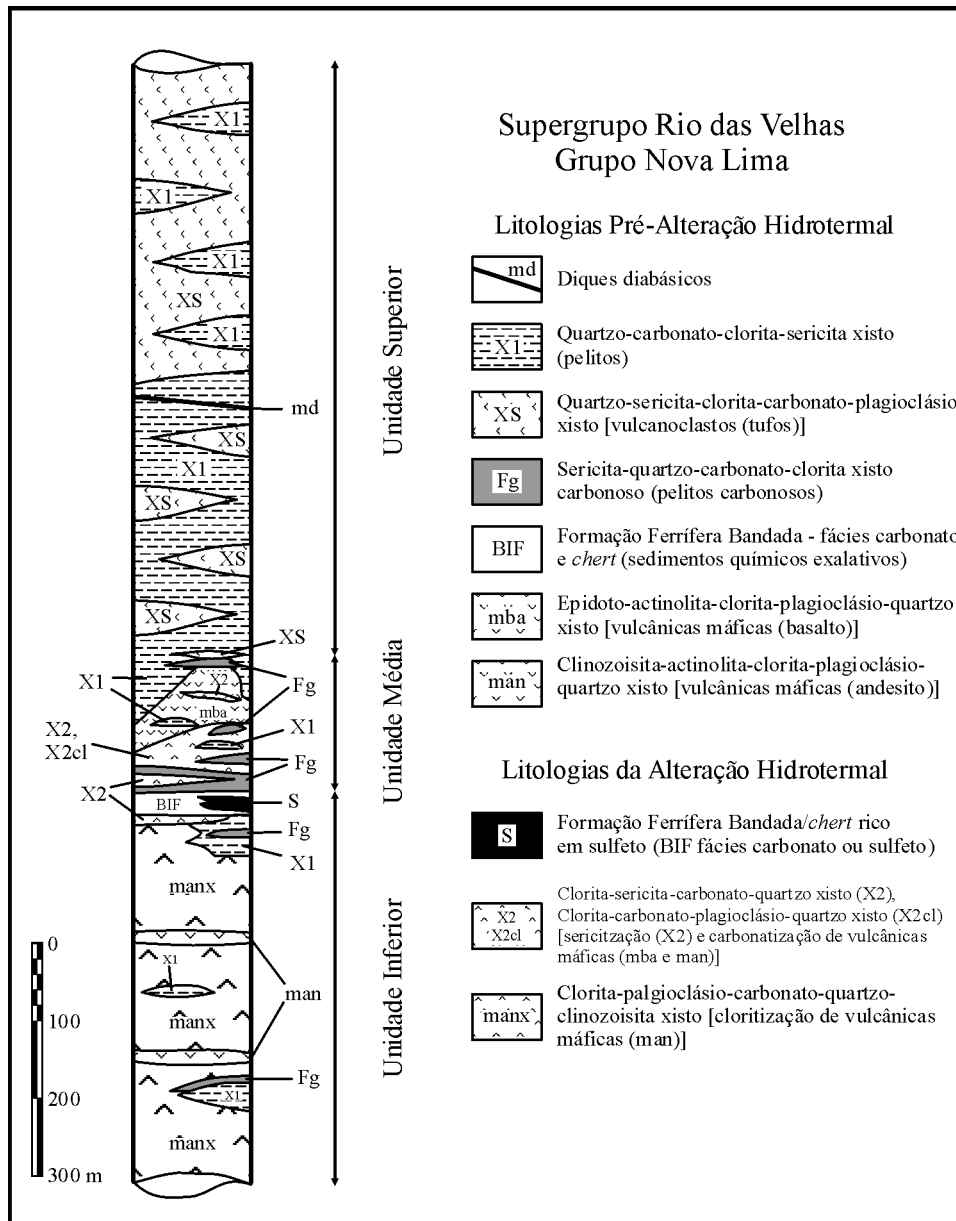


Fig. 93 – Coluna litoestratigráfica da Mina de Cuiabá (segundo Vial, 1980; Vieira e Simões, 1992; Ribeiro-Rodrigues, 1998; Sales, 1998).

2,7Ga obtida para os sulfetos, pelo método Pb-Pb (De Witt *et al.*, 1994; Thorpe *et al.* 1984).

- b) A mineralização original é epigenética e associada a mecanismos de substituição preferencial provocados pela percolação dos fluidos mineralizantes canalizados pelas zonas de cisalhamento (Vieira, 1987b, 1988, 1991; Lobato *et al.* 1998; Lobato e Vieira, 1998; Ribeiro-Rodrigues, 1998).
- c) A idade da tectônica geradora dos fluidos mineralizantes e das zonas de cisalhamento é objeto de discussão

em função do paralelismo das estruturas induzido pelos sucessivos eventos tectônicos registrados na área:

- Tectônica mineralizante arqueana do Evento Rio das Velhas (2,6Ga), associada às zonas de cisalhamento NS (Endo *et al.* 1996) e mascarada pelos eventos Transamazônico e Brasileiro (Junqueira, 1997; Ladeira, 1980, 1988, 1991);
- Tectônica mineralizante paleoproterozóica do Evento Transamazônico (2,0Ga), caracterizada pela lineação

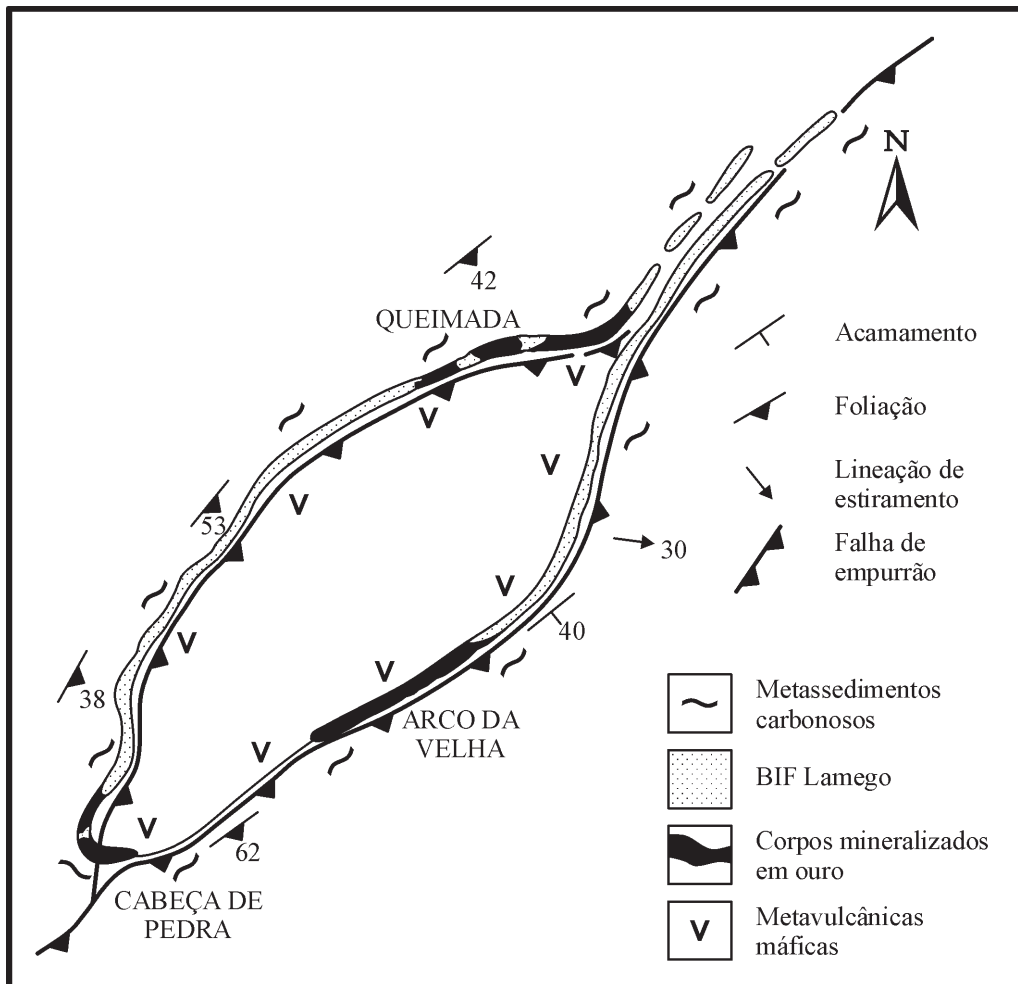


Fig. 94 – Mapa geológico simplificado da Mina de Ouro Lamego (segundo Sales, 1998).

110-120, moderadamente a não afetada pela tectônica referente ao Evento Brasileiro (Marshak e Alkmin, 1989; Marshak *et al.* 1992; Ribeiro-Rodrigues, 1998);

- Tectônica mineralizante neoproterozóica do Evento Brasileiro (0,6Ga), caracterizada pela lineação 110-120, apagando, assim, em grande parte, as feições tectônicas relacionadas aos eventos anteriores (Chauvet *et al.* 1994; Chemale Jr. *et al.* 1991; Schrank *et al.* 1996).

Essas duas últimas hipóteses implicam em importante consequência por admitirem a possibilidade de todas as mineralizações auríferas do QF estarem relacionadas a um único evento tectônico Transamazônico ou Brasileiro, com algumas delas sendo associadas à fase compressiva, e outras à fase de alívio extensional.

2.3.2.2.2 Depósitos de manganês

Na região de Conselheiro Lafaiete-Ritápolis-Nazareno (Fig. 98), ao sul do QF, numerosas ocorrências de manganês são associadas à seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Barbacena, correlacionado ao Grupo Nova Lima do GBRV (Dorr, 1969). É constituída, na sua porção inferior, por um espesso pacote de metavulcânicas máficas e ultramáficas intercaladas com níveis de BIF e *metachert*, sobreposto por metapelitos grafitosos com intercalações de *metachert*, BIF e níveis manganésiferos (Pires, 1977, 1983). O conjunto encontra-se intensamente dobrado e metamorfozado na fácies xisto-verde alto a anfíbolito, e é afetado por intrusões sintectônicas de dioritos e granodioritos.

Os níveis manganésiferos são de dois tipos (Pires, 1983, 1977):

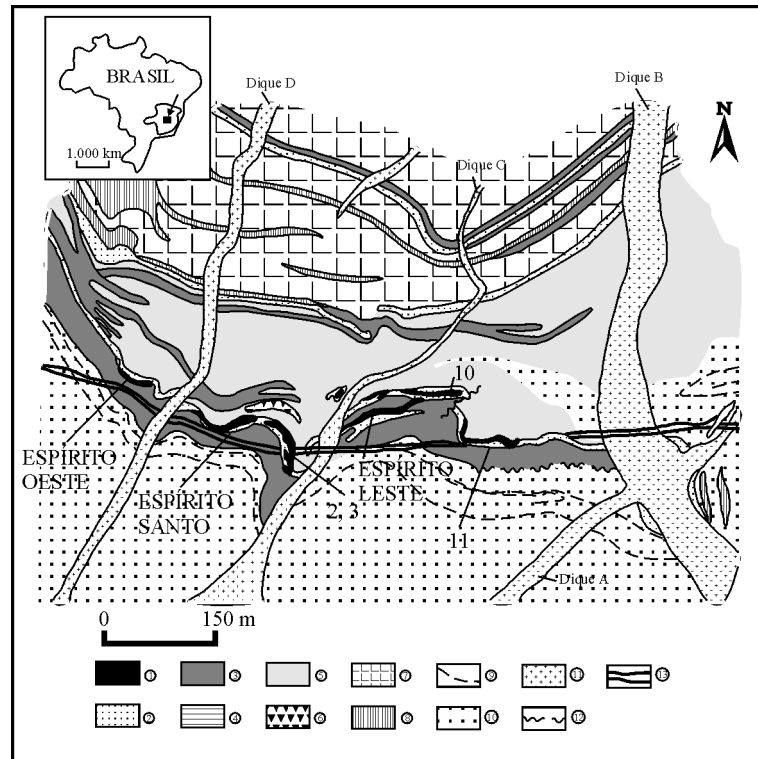


Fig. 95 – Mapa geológico simplificado do Depósito de Ouro de Raposos, nível no 2400. 1= minério de ouro; 2 = BIF; 3, 6, 7, 8 = metavulcânicas máficas; 4 = metavulcânicas ultramáficas alteradas; 5 = metavulcânicas ultramáficas; 9 = Lapa Seca; 10 = metapelito carbonático; 11 = diques máficos; 12 = falha ou zona de cisalhamento; 13 = *drift offset*. As principais mineralizações de ouro são: o Espírito Santo Oeste, Espírito Santo, nº 2, nº 3, Espírito Santo Leste, nº 10 e nº 11 (segundo Vial, 1980).

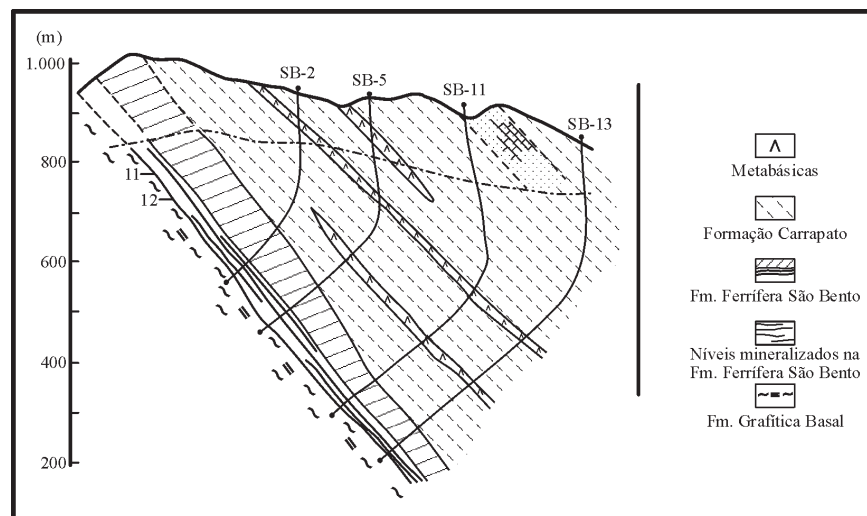


Fig. 96 – Seção geológica simplificada da Mina de São Bento. Quatro camadas distintas de BIFs mineralizadas ocorrem na porção inferior da Formação Ferrífera São Bento (segundo Abreu *et al.*, 1988).

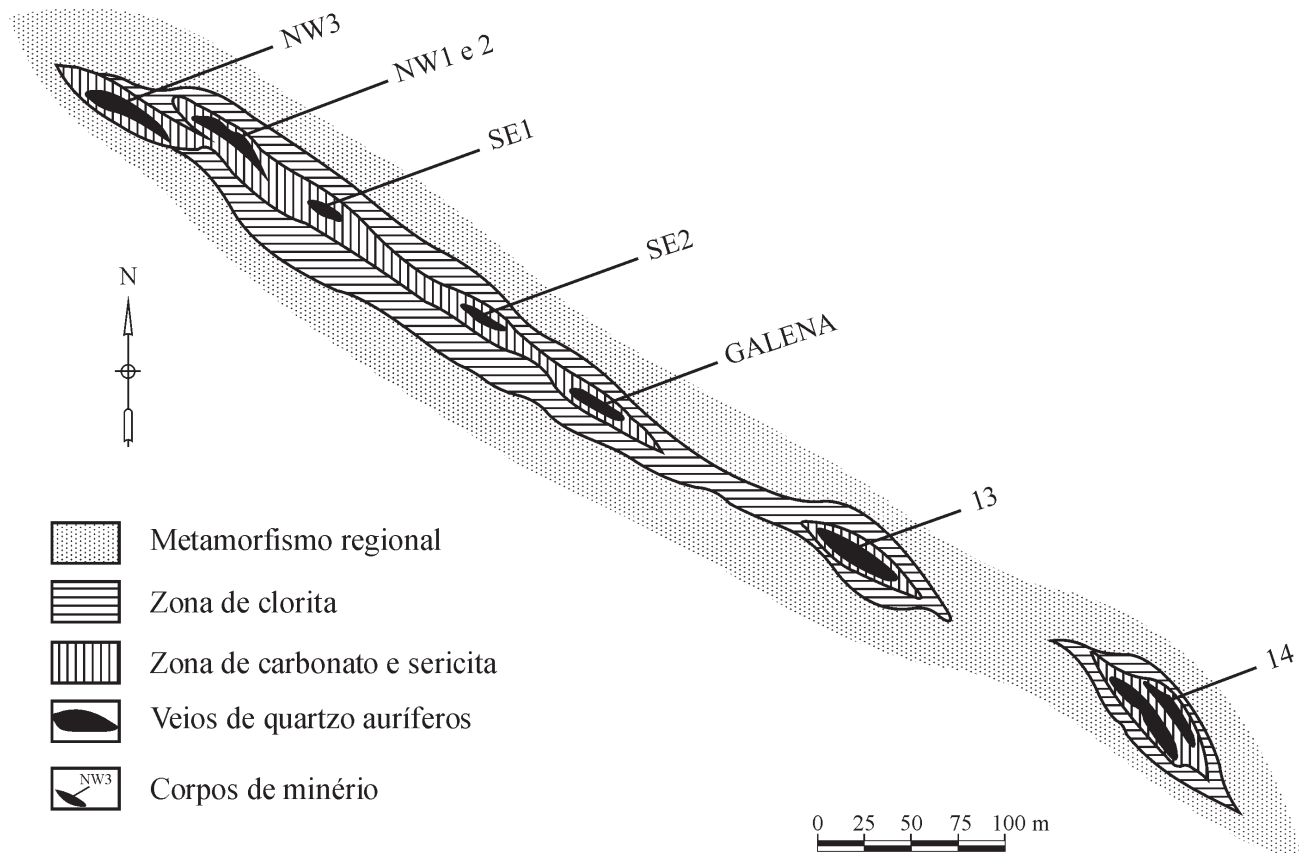


Fig. 97 – Distribuição das zonas de alteração hidrotermal na Mina de Juca Vieira (segundo Vieira, 1987).

- i) Gonditos, compostos essencialmente por quartzo e espessartita, mostrando, às vezes, um fino bandamento com laminações alternantes de espessartita e quartzo. Variedades de gonditos apresentam rodonita, Mn-cumingtonita e tefroíta;
- ii) Queluzitos, formados predominantemente por rodocrosita. Essas rochas são deficientes em SiO_2 , e não apresentam quartzo. Os minerais associados mais frequentes são: rodocrosita, espessartita, tefroíta e Mn-cumingtonita. Possuem geralmente um aspecto maciço, raramente bandado, com granulação fina a muito fina.

Tomando-se por exemplo a jazida do Morro da Mina (Fig. 98), a mineração tem se desenvolvido inicialmente sobre os produtos de alteração laterítica dos protominérios. O perfil de alteração é geralmente mais espesso sobre o protominério carbonático (queluzito), cujo resultado é um minério mais enriquecido em manganês (teor médio da ordem de 46% Mn). Esse minério é composto essen-

cialmente por criptomelana e pirolusita, que representam o estágio final do intemperismo, o estágio inicial sendo caracterizado pela formação de litioflorita, manganosita e manganita. Sobre o protominério silicoso (gonditos) o perfil de alteração é menos profundo, e o minério oxidado de manganês possui teores mais baixos (teor médio por volta de 30% Mn), apresentando ainda enriquecimento em SiO_2 e Al_2O_3 .

Com o esgotamento do minério oxidado de manganês durante os anos 1970, a atividade de mineração concentrou-se na exploração do protominério carbonático (queluzito), o qual apresenta teores mais elevados em manganês (teor médio entre 30 e 31% Mn). Em 1997, a produção anual de manganês girou em torno de 150 mil t, e as reservas foram estimadas em 3 Mt de minério.

O controle stratigráfico e litológico da mineralização, assim como a sua associação ao vulcanismo máfico e ultramáfico submarino, constituem fortes argumentos em favor da origem vulcanogênica exalativa da mineralização original (Pires, 1977).

2.3.2.3 Depósitos minerais associados ao Supergrupo Minas (SGM)

O SGM (Fig. 87, 88), que se sobrepõe em discordância angular e erosiva ao GBRV, contém importantes depósitos minerais como Au-U-Pi na Fm. Moeda e Fe, Fe-Mn na Fm. Cauê, além dos depósitos de ouro e topázio relacionados a tectônica dos Eventos Transamazônico e Brasileiro.

2.3.2.3.1 Depósitos Au-U-Pi da Fm. Moeda

Em todo o Quadrilátero Ferrífero, numerosos trabalhos antigos de mineração são conhecidos ao longo do contato discordante entre o Supergrupo Rio das Velhas e a Formação Moeda (Grupo Caraça), base do Supergrupo Minas (Fig. 88). Os trabalhos mais importantes se localizam nos flancos dos sinclinais Moeda, Gandarela e Ouro Fino (Renger *et al.* 1988).

No sinclinal de Gandarela, a Fm. Moeda foi dividida em três unidades (Villaça, 1981; Villaça e Moura, 1981, 1985), que servem de referência para a litoestratigrafia local (Fig. 99) apesar das importantes variações laterais de fácies observadas em escala regional.

- Unidade I: inferior, com espessura de 50 a 100 m, representada por conglomerados e quartzitos fluviais;

- Unidade II: intermediária, com espessura de 0 a 50 m, constituída por quartzitos, finos a médios, maciços e homogêneos, depositados em ambiente marinho;
- Unidade III: superior, com espessura da ordem de 150 m, composta de uma alternância cíclica de conglomerados e quartzitos fluviais, que passam transicionalmente para os filitos marinhos sericíticos e carbonosos da Fm. Batatal.

As principais ocorrências mineralizadas situam-se nos conglomerados basais da Unidade I, e são caracterizadas pela associação ouro-uraninita-pirita detríticos. Esses conglomerados mostram caráter monomítico a oligomítico, e são compostos essencialmente por seixos de quartzo branco e cinza. Em certos locais, como no sinclinal de Ouro Fino, o caráter polimítico é mais acentuado com a presença de seixos de filitos, formações ferríferas bandadas e metavulcânicas pertencentes ao Grupo Nova Lima, além de seixos quartzíticos intraformacionais provenientes da própria seqüência deposicional. Os minerais mais comuns na matriz dos conglomerados são: zircão, turmalina, monazita e rutilo. Grãos isolados de matéria orgânica são frequentes, e podem representar até 3% da matriz dos conglomerados.

O urânio, pesquisado pela Nuclebras, aparece na forma de uraninita detrítica, brannerita e coffinita secundárias

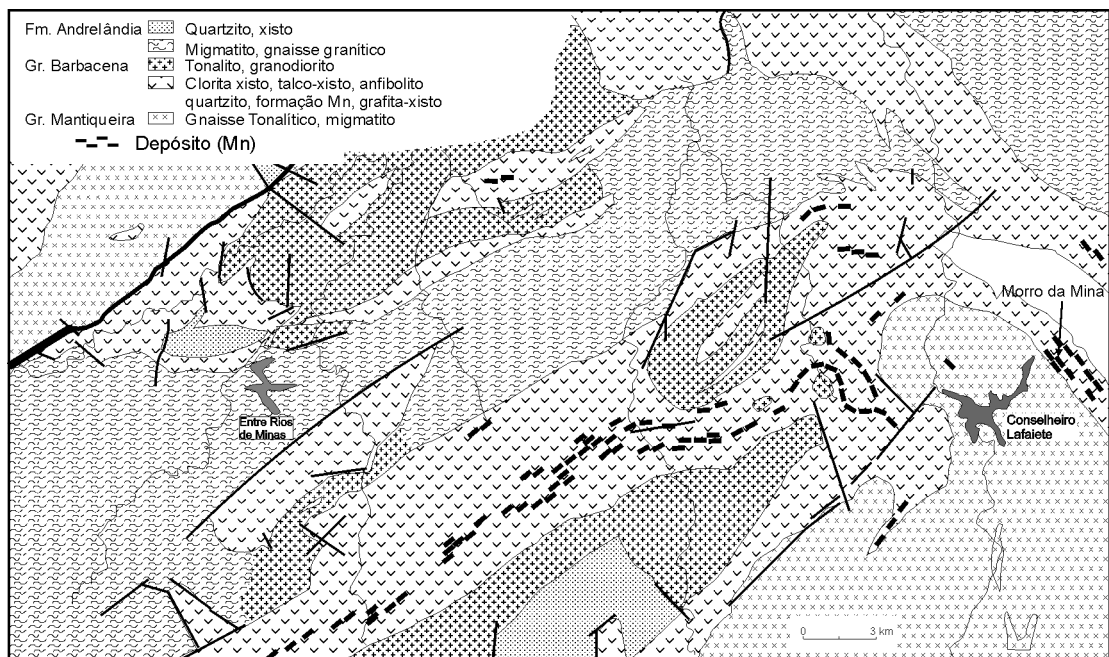


Fig. 98 – Mapa do Distrito Mn de Conselheiro Lafaiete, MG (segundo Pires, 1977).

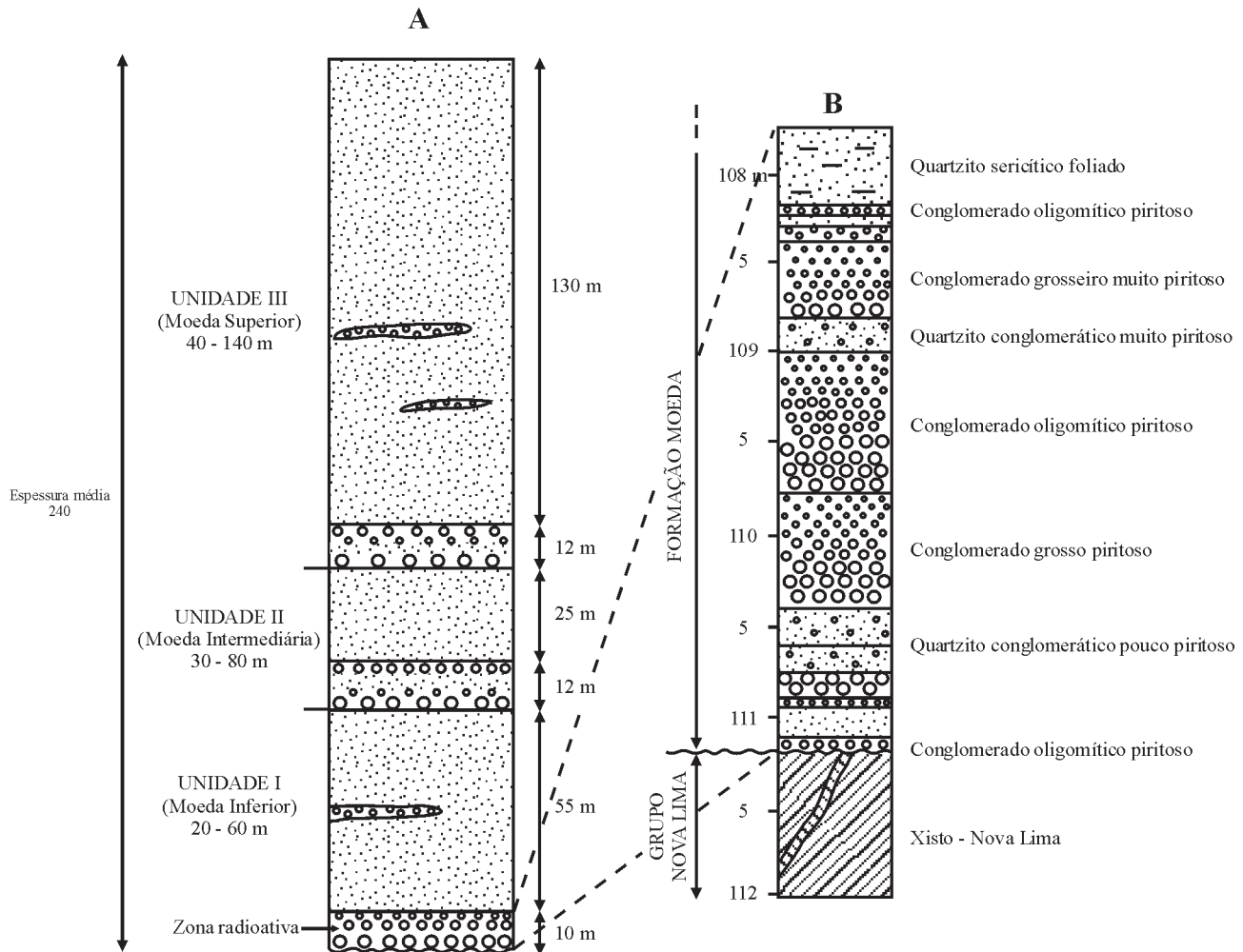


Fig. 99 – A) Unidades da Formação Moeda no Sinclinal de Gandarela. B) Seção-tipo do conglomerado basal da Fm. Moeda, mineralizado em Au-U-Pi no Sinclinal de Gandarela (segundo Villaça, 1981).

(Villaça, 1981), com as concentrações desse elemento variando entre 50 e 800 ppm.

A pirita consiste no mineral mais abundante e visível nos conglomerados, apresentando-se sob três hábitos principais (Maranhão, 1979; Villaça, 1981; Minter *et al.* 1990; Renger *et al.* 1988):

- i) Pirita compacta detrítica, em grãos esféricos e arredondados;
- ii) Pirita porosa neoformada, em grãos de 5 a 10 mm de diâmetro, que podem atingir 30 mm ou mais, com forma esferoidal e/ou achatada e mostram texturas lamelares, concêntricas e fibrorradiais. Esse tipo de pirita contém inclusões de ouro e de material argilo-carbonoso;
- iii) Pirita eúdrica recristalizada em cubos bem formados, às vezes formando cimento acrescido em volta da pirita compacta detrítica.

No sinclinal de Ouro Fino, o ouro ocorre disperso na matriz dos conglomerados e/ou associado às piritas porosas na forma de partículas de 10 a 20 μ de diâmetro inclusas nas piritas ou na borda delas. Contém cerca de 5% Cu, 12% Ag e 2% Hg. Os teores de ouro no conglomerado mineralizado são da ordem de 5 a 10 g/t. As concentrações maiores encontram-se na base, nos primeiros 30 cm acima do contato. Existe uma boa correlação entre a concentração de piritas detríticas e o teor em ouro, as quais podem constituir verdadeiros níveis de minerais pesados (Minter *et al.* 1990; Renger *et al.* 1988). Além da pirita, outros sulfetos, tais como arsenopirita, pirrotita, calcopirita, covellita, calcocita e gersdorffita, foram identificados.

O ambiente de sedimentação dos conglomerados e dos quartzitos associados foi interpretado como um sistema de leques aluviais e de rios entrelaçados se movimentando de

norte para sul, e depositando barras seixosas e arenosas em clima árido a desértico. Nessas condições, uma origem como *paleoplacers* do tipo Witwatersrand foi proposta por Minter *et al.* (1990), Renger *et al.* (1988), Maranhão (1979). Entretanto, a influência da tectônica dúctil-rúptil sobre a geometria do depósito, assinalada por Fonseca (1990), e a importância das modificações observadas na mineralização original, as quais são decorrentes dessa tectônica, permitem sugerir uma classificação de “*Paleoplacer Modificado*” nos termos apresentados por Clemmey (1981), Phillips *et al.* (1987), Milési *et al.* (1996).

2.3.2.3.2 Depósitos de itabiritos da Fm. Cauê

No QF, aos conglomerados e aos quartzitos da Fm. Moeda, assim como aos filitos sericíticos e carbonosos da Fm. Batatal, sucedem em transição os itabiritos da Fm. Cauê e os dolomitos da Fm. Gandarela, que constituem o Grupo Itabira (Fig. 88) e caracterizam a instalação de uma plataforma marinha de aproximadamente 2,4Ga (Babinski *et al.* 1992, 1995). Os itabiritos da Fm. Cauê são geralmente preservados em posições sinformais e fortemente afetados pelos cavalgamentos e pelas zonas de cisalhamento associados ao Evento Transamazônico. Aos itabiritos relacionam-se os enormes depósitos de ferro do QF (Fig. 100a e 100b), cujas principais minas (Gomes, 1986; Barcelos e Büchi, 1986) são denominadas: Águas Claras, Alegria,

Capanema, Cauê, Chacrinha, Conceição, Dois Córregos, Esmeril, Mutuca, Onça, Periquito, Pico e Timbopeba, as quais foram responsáveis, em 1998, por uma produção da ordem de 200 Mt de minério, com um teor de 60 a 65% Fe. As reservas são estimadas em aproximadamente 29 bilhões t de minério com teor entre 50 e 65% Fe (Coelho, 1986).

O termo itabirito reflete, por definição, a transformação de um BIF-óxido Fe por metamorfismo (James, 1954). Nas porções menos deformadas do QF, isto é, na sua porção ocidental, as feições primárias dos BIFs são ainda preservadas, permitindo observar o bandamento primário formado por laminações alternantes de quartzo e de óxidos de ferro com espessuras milimétricas (microbandas) a centimétricas (mesobandas), segundo a classificação de Trendall (1983). Em certas jazidas, como a de Águas Claras, o bandamento primário é realçado pela presença de dolomita nas laminações silicosas. Assim se define dois tipos de itabiritos, que constituem o protominério de todas as jazidas do QF: Itabirito comum ou silicoso e/ou Itabirito dolomítico, nos quais o teor de ferro varia de 20 a 50%. Nos dois tipos de itabiritos a hematita é predominante, e a magnetita aparece subordinadamente. Entretanto, estudos mineralógicos das fácies mais preservadas do metamorfismo indicam como minerais originais sindiagenéticos hematita e magnetita (Rosiére *et al.* 1993). Com a deformação e o metamorfismo subsequentes, seguidos pelo intemperismo, uma seqüência de gerações de óxidos de ferro, definida por Rosiére *et al.* (1993) para os depósitos do QF, resulta num

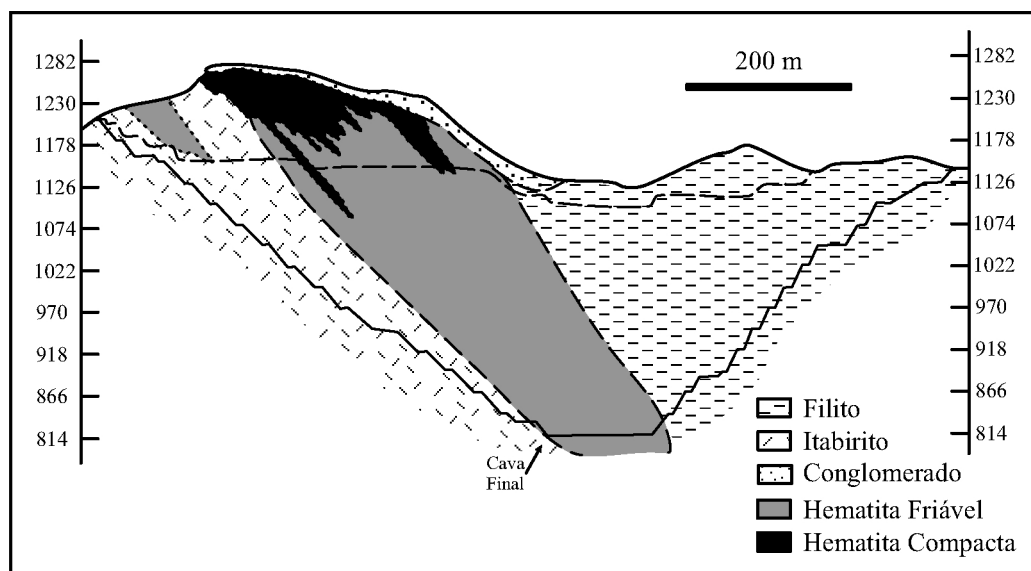


Fig. 100a – Seção geológica da Mina de Águas Claras (segundo Gomes, 1986).

aumento significativo e quase absoluto da hematita nos itabiritos e nos minérios. A denominação de minério rico é utilizada para corpos de alto teor Fe, quimicamente mais homogêneos e constituídos quase inteiramente por óxidos de ferro, os quais são assim distinguidos: i) minérios compactos, maciços, bandados e laminados, foliados (xistosos), lineados e brechados, com hematita predominante; ii) minérios pulverulentos, foliados e lineados, grosseiros a finos, às vezes sem estrutura interna (*blue-dust*).

A ocorrência desses tipos está fortemente condicionada à estruturação tectônica, em zonas de alta e de baixa deformação, e influenciada por fluidos metamórficos. Entretanto, os corpos de hematita compacta, freqüentemente preservados em posições sinclinais, têm apresentado todas as deformações tectônicas e metamórficas observadas na área, o que significa que eles representam fácies sedimentares originais interdigitadas com os itabiritos laminados. Esses itabiritos são classificados como BIF do tipo Lago Superior, os quais apresentam baixo teor em elementos traços e uma anomalia negativa em európio (Fryer, 1983; Raposo, 1995; Raposo e Ladeira, 1993).

Uma origem sedimentar-exalativa, a partir de salmouras hidrotermais depositadas quimicamente no fundo da bacia, é proposta aqui para os itabiritos, com a fonte do ferro e da sílica resultando da lixiviação pela água do mar infiltrada em profundidade, em decorrência das circulações convectivas induzidas pelo processo de rifteamento, das

vulcânicas máficas e ultramáficas sotopostas pertencentes ao GB Rio das Velhas (Raposo, 1995), ou das rochas vulcânicas máficas da porção superior do manto relacionadas aos processos de rifteamento e à expansão oceânica incipiente do Ciclo Minas.

Os itabiritos apresentam-se duros ou friáveis, com diferentes graus de enriquecimento dependendo da intensidade dos processos supergênicos associados à alteração laterítica. A intensa percolação da água de origem superficial provoca a lixiviação da sílica e a concentração relativa do ferro na forma de hematita residual friável e de goethita neoformada. Quando atua sobre os itabiritos dolomíticos, a alteração laterítica é particularmente profunda e desenvolve corpos de minérios pulverulentos extremamente ricos (*blue-dust*).

2.3.2.3 Depósitos Fe-Mn de Miguel Congo

A Mina Fe-Mn de Miguel Congo (Barcelos e Büchi, 1986), localizada na parte SE do QF, flanco NE da Serra de Antônio Pereira, situa-se perto da base da Fm. Cauê, acima de um nível de itabirito dolomítico e anfibolítico (actinolita-tremolita) bastante decomposto e de cor alaranjada, com espessura vizinha de 20-25 m, o qual ocorre ao longo de toda a Serra de Antônio Pereira, de Mariana até Timbopeba. O horizonte Fe-Mn, concordante com a foliação

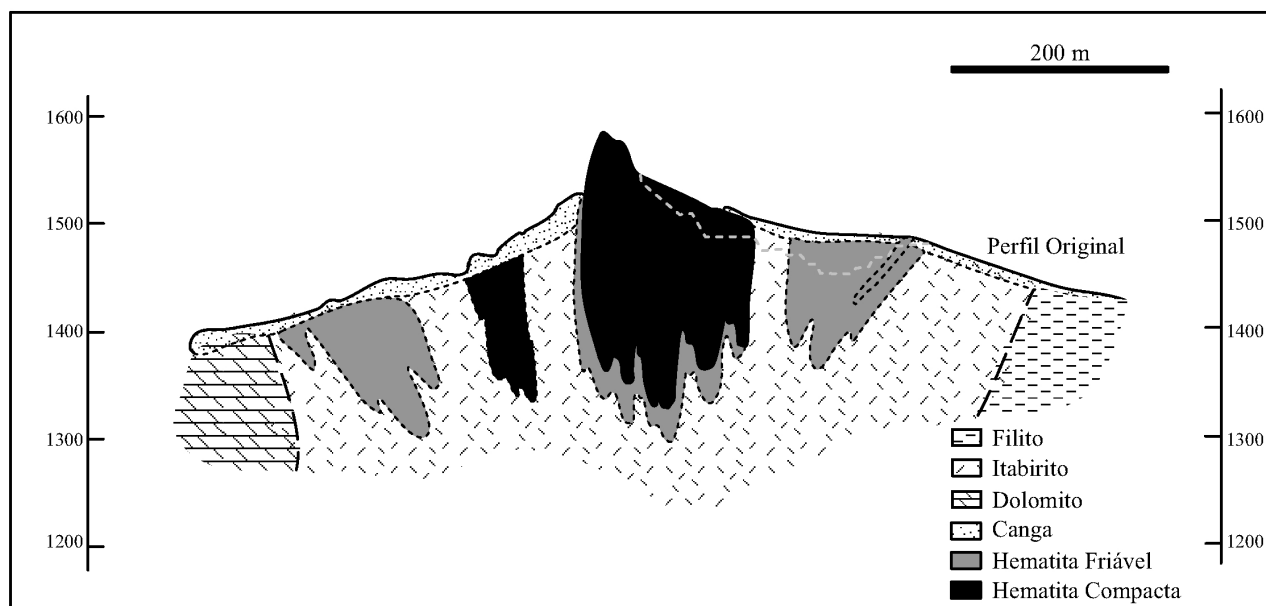


Fig. 100b – Seção geológica da Mina do Pico de Itabirito (segundo Gomes, 1986).

principal, com espessura variável de 0,5 a 20 m (3 m em média), encontra-se tectonicamente repetido por falhas em duas e até seis camadas distintas intercaladas com itabiritos manganésíferos ou não, friáveis a semicompactos. O minério de ferro-manganês é constituído essencialmente por psilomelana e pirolusita associadas à nsutita, ramsdelita, rancieita, manganita, braunita e espessartita.

- Fe-Mn friável, terroso, pobre em Mn (15 a 25%);
- Fe-Mn semicompacto, com teores Mn mais elevados (25-35%);
- Fe-Mn compacto, com brilho metálico, com teores Mn muito elevados (35-45%), restrito à charneira de dobras e às zonas brechadas.

O minério possui geralmente uma soma Fe + Mn em torno de 55%, e uma razão Fe/Mn vizinha de 1,3%, o teor médio de Mn ficando da ordem de 24%. Em 1983, as reservas eram estimadas em aproximadamente 9 Mt de minério. Trata-se evidentemente de um minério laterítico originado do intemperismo supergênico. Essa camada de Fe-Mn é formada originalmente por um protominério de Mn carbonático com teores de Mn variando entre 5 e 7%, na forma de kutnahorita ou Mn-dolomita, associada à magnetita, à espessartita e à hematita. Essa camada enriquecida em Mn é conhecida regionalmente nessa borda oriental do QF, em Conta História, Alegria e Timbopeba.

2.3.2.4 Depósitos minerais associados ao Evento Transamazônico/Brasiliiano

No QF, os depósitos de ouro e de topázio encontram-se encaixados em diversas litologias pertencentes a diferentes formações do SGM. O principal controle desses depósitos é estrutural e relacionado à tectônica do Evento Transamazônico e/ou Brasiliiano.

2.3.2.4.1 Depósitos de ouro do Distrito de Mariana

Perto de Ouro Preto e Mariana, uma série de minas de ouro: Veloso, Palácio Velho ou Chico Rei, Bom Jesus das Flores, Taquaral, Passagem, Mata Cavalo, Morro Redondo, Morro Santana, Rocinha e Antônio Pereira (Fig. 87) integra o Distrito de Mariana (Duarte e Pires, 1996; Chauvet e Menezes, 1992; Chauvet *et al.* 1994; Vial, 1988), o qual se estende sobre mais de 23 km em volta do anticlinal de Mariana, cuja zona axial tem orientação N55-60W e

eixo mergulhando com 10-15° para sudeste. O conhecimento dessas mineralizações auríferas remonta ao final do século XVII, quando foi descoberto o ouro no Brasil, o qual foi intensamente lavrado durante os séculos XVIII e XIX. Nessas minas a mineração permanece até hoje, muito embora de forma esporádica.

2.3.2.4.1.1 Depósito Au de Passagem de Mariana

A Mina de Passagem, localizada próximo ao nariz do anticlinal de Mariana, situa-se na zona de contato entre os xistos do Grupo Nova Lima e os itabiritos do SGM, a qual é caracterizada como uma zona de cisalhamento, subparalela à superfície da xistosidade Sn e do acamamento S₀. Segundo Vial (1988), as rochas encaixantes dos corpos mineralizados pertencem a diversas formações tectonicamente imbricadas: quartzo-carbonato-biotita-sericita xistos (G. Nova Lima); quartzito sericítico branco (Fm. Moeda); filitos sericíticos brancos e grafitosos (Fm. Batatal); rocha carbonática bandada cinza, rica em ankerita (Fm Batatal); itabiritos dolomíticos com cumingtomita e Mn-magnetita (Fm. Cauê); anfíbolito na base dos itabiritos.

Dois tipos de minério ocorrem na Mina de Passagem (Fig. 101):

- Anfibólio xisto, rico em pirrotita, encontrado somente nos níveis inferiores da mina, na forma de lente hospedada no itabirito dolomítico;
- Veios de quartzo branco, ricos em turmalina (dravita) com ankerita, sericita e sulfetos, constituindo o principal minério. O principal sulfeto é a arsenopirita, associada em proporções menores à pirrotita, além de pirita, calcopirita, galena, bertierita e löllingita subordinadas. O ouro é associado à arsenopirita e ocorre nas fraturas desse mineral que é mais abundante no minério rico em turmalina. Pode também aparecer, em pequenas proporções, na pirita, na pirrotita, na calcopirita e na ganga quartzosa. Na Mina de Santana, o ouro forma inclusões na pirrotita.

Turmalinitos ocorrem geralmente nas bordas dos veios de quartzo e são alongados subparalelamente ao bandamento e à xistosidade das rochas encaixantes (Fleischer e Routhier, 1973). Os corpos de minério são alongados no sentido da lineação de estiramento (090-120), e contínuos por mais de 1.000 m, mostram largura horizontal variável de 10 a 90 m e potência média de 1 a 3 m, com espessuras que chegam a até 15 m.

A produção acumulada da Mina de Passagem desde o final do século XVII foi estimada em aproximadamente 60 t

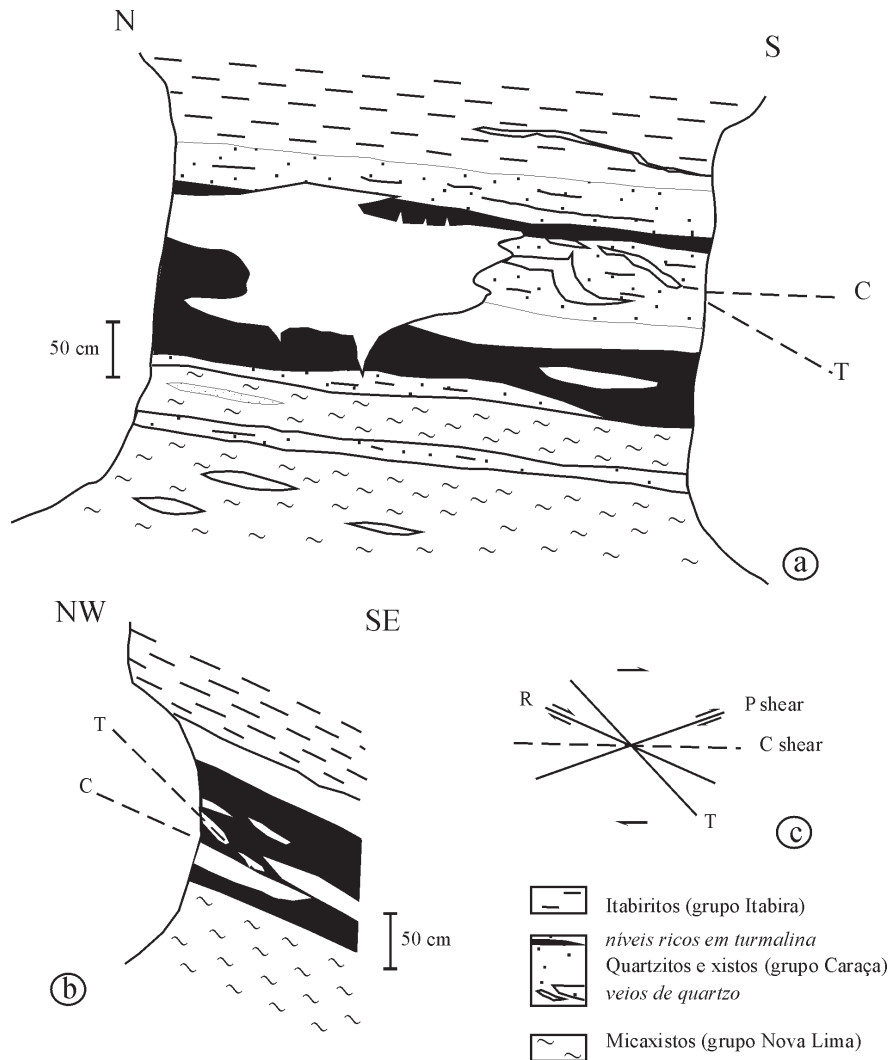


Fig. 101 – Representação esquemática das relações geométricas entre veios de quartzo mineralizado e foliação na (a) Mina Passagem de Mariana e (b) Mina Morro de Santana; (c) ângulo sistemático formado pela foliação (plano C) e o veio (plano T) (segundo Chauvet e Menezes, 1992; Chauvet *et al.*, 1994).

Au. A produção registrada desde 1864 até 1973 foi calculada em cerca de 4 Mt de minério com 8,30 g/t Au (Vial, 1988).

A alteração hidrotermal que acompanha a mineralização é caracterizada pela formação inicial de clorita e sericita, e pelo desenvolvimento em um estágio mais avançado de carbonatos (ankerita), turmalina, quartzo e sulfetos. Essa alteração se sobrepõe às paragênese metamórficas relacionadas ao cavalgamento Transamazônico. Esse cavalgamento é posterior ao soerguimento do anticlinal de Mariana, uma vez que as direções das lineações ficam constantes nos dois flancos do anticli-

nal (Chauvet e Menezes, 1992; Chauvet *et al.* 1994, Schrank *et al.* 1996). A geometria dos veios de quartzo e suas relações com as rochas encaixantes mostram que eles se desenvolveram após a principal fase de cisalhamento que acompanha o cavalgamento. A percolação dos fluidos mineralizantes é associada a uma fase em extensão relacionada ao deslizamento por gravidade das *nappes*, o qual ocorre imediatamente após o cavalgamento (Chauvet e Menezes, 1992; Chauvet *et al.* 1994). Estes últimos autores consideram que o principal evento tectônico registrado na área é brasileiro. Outros, como

Marshak e Alkmin (1989) e Marshak *et al.* (1992), atribuem essa tectônica ao Evento Transamazônico.

2.3.2.4.1.2 Depósito Au de Antônio Pereira

O Depósito de Antônio Pereira (Fig. 87), localizado no flanco nordeste do anticlinal de Mariana, corresponde a uma área de 6 km x 1 km explorada por garimpeiros durante mais de duzentos anos, e conhecida como Lavra do Bugre. Encontra-se encaixado em dolomitos, dolomitos ferruginosos, dolomitos silicosos e manganíferos, da Fm. Gandarela, intercalados com itabiritos silicosos, dolomíticos e manganíferos da Fm. Cauê, os quais são afetados por intenso intemperismo, que, por sua vez, é responsável pela formação de um manto de alteração com espessura superior a 150 m. A alteração supergênica resultou na dissolução dos carbonatos e na substituição deles por uma trama de óxidos e hidróxidos de Fe ± Mn misturados com caulinita, denominada “borra de café”, a qual confere às rochas encaixantes extrema friabilidade, alta porosidade e baixa densidade.

Segundo Ribeiro (1998), na porção leste da área pode-se observar, nos dolomitos da Fm. Gandarela, o sistema de veios mineralizados, parcialmente ou totalmente alterados numa massa friável argilo-arenosa, de coloração vermelho-escura a amarela, que constitui o minério chamado “Bugre”. Os veios auríferos são de dois tipos (Fig. 102):

i) Veios tipo I: orientados 070/20°, subparalelos a S_1 e S_0 , freqüentemente boudinados, com espessura de 10

a 20 cm e grande continuidade lateral, compostos de dolomita, quartzo e arsenopirita predominantes, além de clorita, fluorita, pirita, pirrotita, calcita e turmalina subordinadas, e raras ocorrências de grafita, calcopirita, escorodita, zircão, rutilo e bismutinita. Esses veios foram formados num importante processo de deslizamento interestratal decorrente da deformação extensional. Neles os teores médios de ouro são de 20 g/t, atingindo localmente 180 ppm.

ii) Veios tipo II: tardios, orientados N20E, com espessura de 30 a 40 cm e grande continuidade lateral, mergulhando fortemente para SE ou NW. Correspondem à *tension gashes* e são preenchidos por quartzo, arsenopirita e dolomita, com calcita e clorita subordinadas. Nesse tipo de veio os teores de ouro são mais elevados em relação aos veios anteriores, e atingem 100 g/t Au.

Esses veios, tipos I e II, preenchem fraturas P e T desenvolvidas durante o processo de cisalhamento originado na fase extensional que sucedeu aos cavalgamentos regionais. Em ambos os tipos o quartzo é associado à arsenopirita, em que aparece nas zonas de crescimento, nas clivagens e nas fraturas, em partículas irregulares, de diâmetro maior variando entre 400 e 700 μm em média. Hg é presença constante na liga com o ouro, cujo teor médio vai de 2,6% até 5,7%, junto com Ag (1%).

O “Bugre” resulta da alteração do material que compõe os veios e consiste num saprolito vermelho quartzo-goetf-

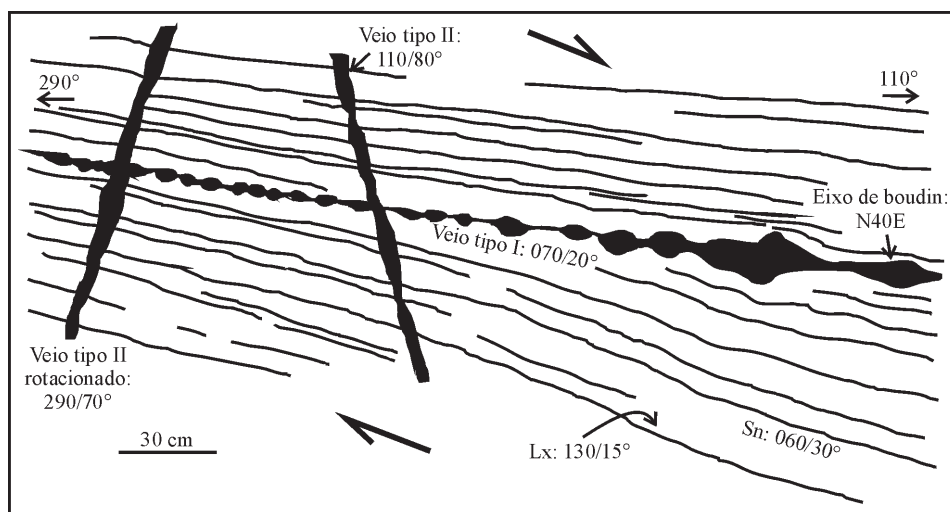


Fig. 102 – Condicionamento dos veios quartzo-carbonáticos sulfetados nos dolomitos encaixantes do Depósito Au de Antônio Pereira, representativo da deformação com evidências de movimentação normal (segundo Ribeiro, 1998).

tico com importante contribuição de magnetita martitizada, hematita e caulinita, além de turmalina, criptomelana e piro-lusita que aparecem aí como minerais acessórios. Contém os maiores teores de ouro (de 3 a 10 g/t) e altos teores de arsênio. As partículas de ouro mostram formas que vão de globulares a irregulares, com diâmetros médios de 200 μm , nas massas de goethita e limonita. Além de Hg (1,2%) e de Ag (1,6%), contém traços de Sb, sendo notável a ausência de Cu.

Conforme salientado por Ribeiro (1998), o ambiente tectônico e as características mineralógicas da mineralização primária do Depósito de Antônio Pereira são muito semelhantes às feições observadas no Depósito de Passagem de Mariana.

As condições de T de precipitação dos minerais componentes dos veios mineralizados foram determinadas a partir da composição das cloritas e dos carbonatos, e estabelecidas em $319 \pm 45^\circ\text{C}$. Os estudos de inclusões fluidas, realizadas por Ribeiro (1998), sobre o quartzo e a dolomita dos veios, mostram inclusões primárias e pseudo-secundárias carbônicas e aquocarbônicas, enquanto as secundárias são aquosas. A presença de CH_4 , N_2 ou H_2S foi evidenciada na fase gasosa de CO_2 , enquanto a salinidade é baixa,

2-6% eq. peso NaCl, e as temperaturas de homogeneização variam de 220° a 310°C . As condições de P foram calculadas em torno de 3 kb.

A alteração hidrotermal, na forma de halos simétricos em volta dos veios, tem expressão muito restrita (alguns centímetros) com introdução de clorita, quartzo, arsenopirita, pirita e turmalina nas rochas encaixantes, o que demonstra uma baixa razão fluido/rocha.

Do ponto de vista genético, Ribeiro (1998) sugere mistura de fluidos metamórficos com baixa salinidade, os quais comportam elementos como As, Hg, Be e Bi.

2.3.2.4.2 Depósitos de topázio

Os famosos depósitos de topázio Imperial da região de Ouro Preto, com a sua cor alaranjada típica, são associados a diversas litologias pertencentes a diferentes formações do SGM. Entretanto, verifica-se uma concentração dos depósitos nas formações dos grupos Piracicaba e Itabira, no sinclinal de Dom Bosco. As principais ocorrências (Fig. 103a) em rochas são conhecidas sob as seguin-

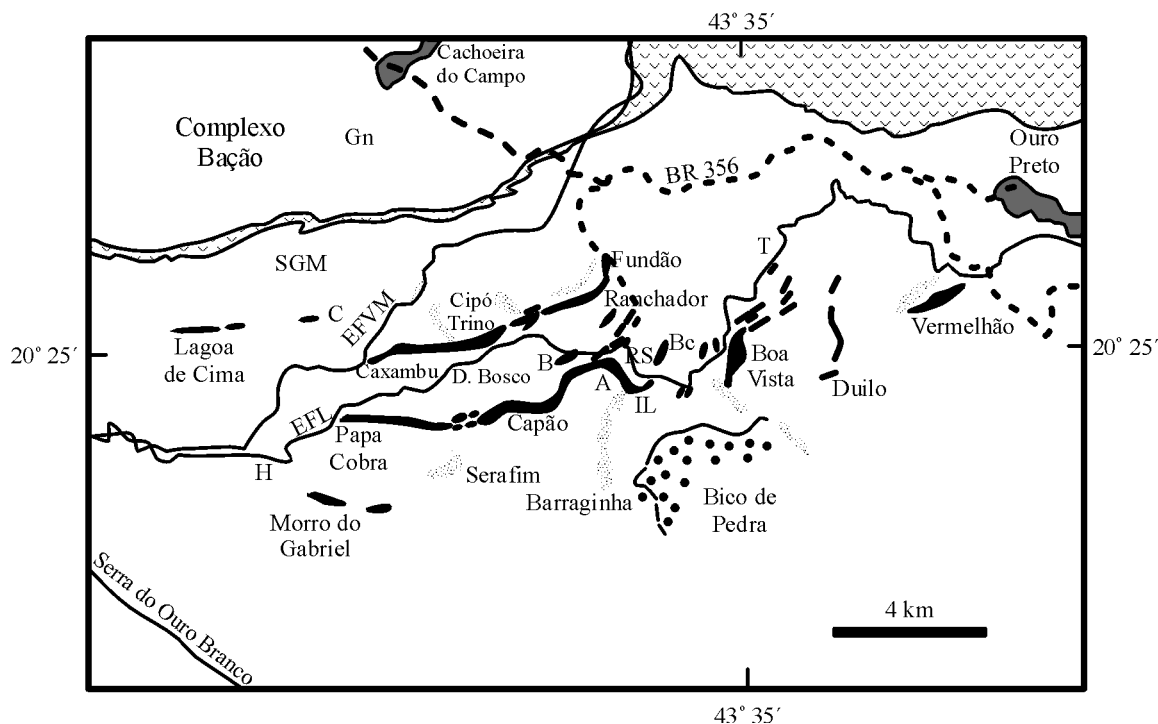



Fig. 103a – Mapa de situação dos depósitos de topázio do Distrito de Ouro Preto (segundo Pires *et al.*, 1983).  Simbologia: horizonte BT: B – Bora; A – Adão; IL – Israel Lucas; BC – Brocotó. Gn – gnaiss e migmatitos, vv – Nova Lima; SGM – Supergrupo Minas; RS – Rodrigo Silva; C – Cumbi; H – Hargreaves; T – Topázios.

tes denominações: Capão, Boa Vista, Trino, Vermelhão, Adão, Israel, Brocotó, Fazenda Lagoa de Cima, Vira Saia; enquanto depósitos de aluviões são encontrados nos locais conhecidos por Ranchador, Morro da Mata, Barriguinha... (Pires *et al.* 1983; Ferreira, 1991).

Pires *et al.* (1983) destacam a relação das jazidas de topázio com um horizonte BT (Fig. 103b), frequentemente

boudinado, estratigraficamente controlado, representado por uma massa que vai de marrom-escuro a preto, composta de argilas impregnadas por óxidos de ferro e manganês, e cortada por veios concordantes e discordantes de caulinita, com topázio, euclásio, quartzo murion, hematita specular e quartzo leitoso, além de bolsões e geodos com cristais de quartzo límpido, topázio, hematita e muscovita

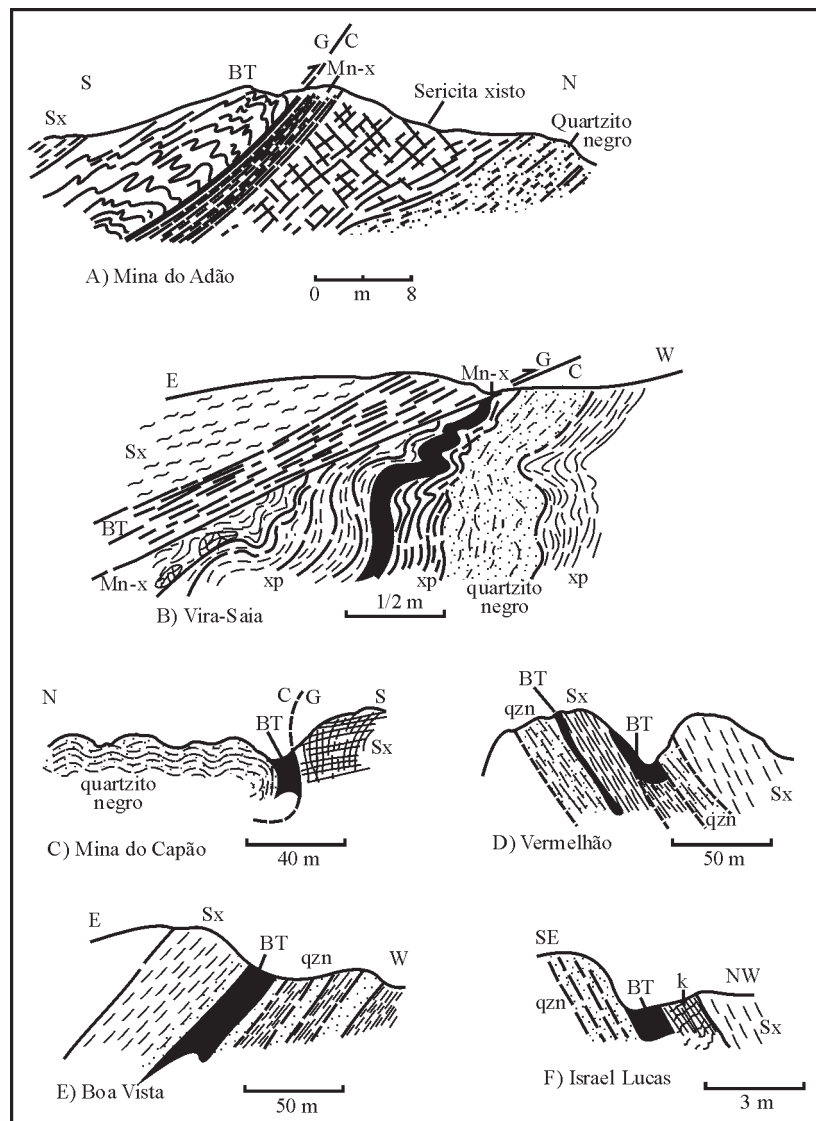


Fig. 103b – Perfis através das jazidas de topázio, com o controle estratigráfico do horizonte-BT (segundo Pires *et al.*, 1983).

Simbologias: Sx – sericita xisto; qzn – quartzito negro; xp – sericita-xisto prateado; BT – horizonte mineralizado com topázio; Mn – x – xisto manganêsífero; K – venulações de caulinita; C – Formação Cercadinho; G – Formação Gandarela.

verde. Esse horizonte BT ocorre no topo de um magnetita-sericita xisto da Fm. Cercadinho, onde podem ser observados micropismas de topázio orientados paralelamente à xistosidade.

Outros pesquisadores (Ferreira, 1991), porém, destacam a ocorrência de topázios em veios de direção N20E que cortam xistos dolomíticos e dolomitos da Fm. Fecho do Funil, e são também associados a uma massa argilosa caulínica impregnada por óxidos de ferro e manganês.

As duas direções apresentadas pelos veios, que contêm os topázios, são análogas às encontradas no Depósito Au de Antônio Pereira, o que implica a sugestão de um mesmo controle estrutural para os referidos depósitos.

2.3.2.4.3 Depósitos Au das minas de Cauê

Apesar de se encontrarem na área de influência da Faixa Araçuaí e, conseqüentemente, do Evento Brasileiro, os depósitos de ouro da região de Itabira são tratados aqui em razão de suas semelhanças com as outras jazidas do QF, o que permite estabelecer comparações diretas entre as diversas jazidas.

Os depósitos de ouro das minas de Cauê, Conceição e Periquito, no Distrito de Itabira (Fig. 104), são tipicamente

associados aos itabiritos tipo Lago Superior da Fm. Cauê (G. Itabira) do SGM. Aparecem numa forma muito especial de minério, denominada Jacutinga, a qual se caracteriza pela cor preta, pela friabilidade, pela ausência de sulfetos, pela presença de quartzo, de óxidos de ferro, como hematita granular e especular, magnetita, limonita e goethita, e de óxidos de manganês, pela associação com talco, caulinita, apatita, monazita e turmalina, e, sobretudo, pelos teores muito elevados de ouro associado ao paládio e, mais subordinadamente, à platina. As principais ocorrências de Jacutinga no QF se distribuem nas seguintes minas: Gongo Soco, Morro Água Quente, Cata Preta, Maquiné e Itabira, algumas das quais vêm sendo exploradas desde o final do século XVII (1690), contudo o auge da mineração só ocorreu em meados do século XIX. No relato da produção histórica do ouro (Galbiatti, 1999), destacam-se as produções de 12.887 kg Au na Mina de Gongo Soco no período de 1826 a 1856; de 5.277 kg Au na Mina Maquiné, entre 1865 e 1896; e de 905 kg Au na Mina Sete de Itabira, entre 1852 e 1854.

A exploração de ouro na Jacutinga foi retomada, desde 1983, como subproduto nas minas de ferro de Conceição, Periquito e Cauê, a partir dos corpos denominados Conceição, Periquito, X, Y, Noroeste, Área Central, Aba Norte e Aba Leste (Fig. 104), cuja produção acumulada, até 1997, é de 6,7 t Au.

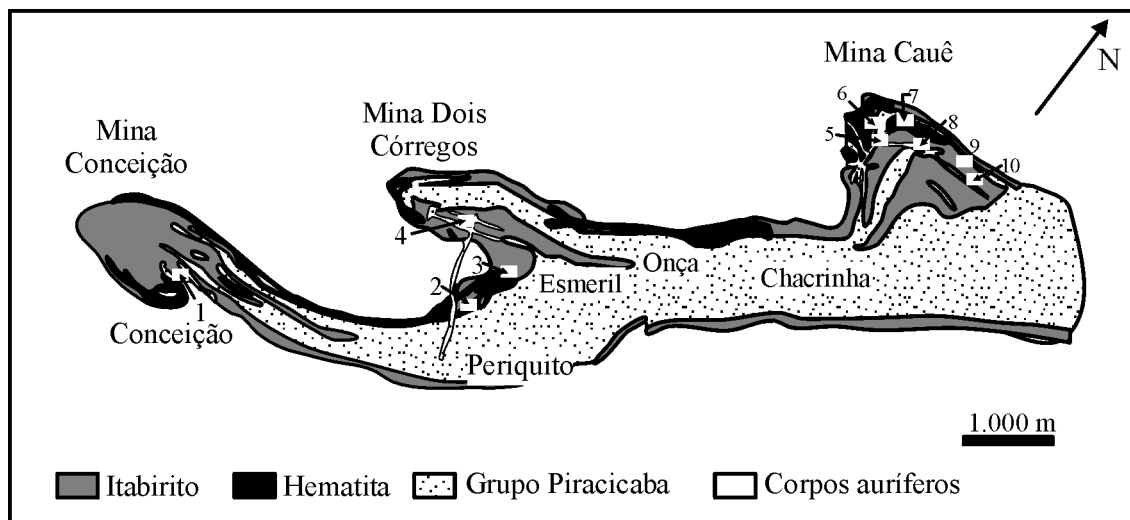


Fig. 104 – Mapa simplificado do sinclínório de Itabira, com as minas de ferro e os corpos auríferos (segundo Galbiatti, 1999).

- | | | |
|--------------------------|--------------------|------------------------|
| 1 - Corpo Conceição | 5 - Corpo Y | 8 - Corpo Área Central |
| 2 e 3 - Corpos Periquito | 6 - Corpo X | 9 - Aba Norte |
| 4 - Corpo Dois Córregos | 7 - Corpo Noroeste | 10 - Aba Leste |

Os corpos auríferos da Mina Cauê situam-se preferencialmente no contato dos itabiritos friáveis com os corpos de hematita pulverulenta/compacta. O minério apresenta-se na forma de bandas e sub-bandas de goethita, magnetita, quartzo, caulim e hematita. Os minerais acessórios são: talco, caulim, especularita, turmalina, ilmenita, magnetita, epidoto, muscovita, zirconita, monazita, rutilo, barita, stibnita, ligas Sb-Sn e arsenopirita (Galbiatti, 1999). O ouro ocorre mais frequentemente associado às bandas com hematita e goethita e, subordinadamente, com quartzo, magnetita e especularita, com teores muito variáveis, encontradas em volta de buchos extremamente ricos (Fig. 105a e 105b). Os minerais do grupo da platina (EGP) são paladseíta, isomertieíta, arsenopaladinita, hongshífta, Pd e Pt nativos e tetraauricuprita (Olivo, 1994; Galbiatti, 1999).

Enquanto Olivo (1994), Olivo *et al.* (1995, 1994, 1993), Leão de Sá e Borges (1991), Cabral e Pires (1995) e Cabral (1996) associam o hidrotermalismo responsável pela formação da Jacutinga ao metamorfismo que acompanha a deformação principal D_1 do Evento Transamazônico, o principal controle dos corpos de minério sendo governado pela lineação de estiramento L_{e1} ; Galbiatti (1999) e Galbiatti *et al.* (1999) relacionam a fase hidrotermal mineralizante a uma transcorrência dextral, posterior ao evento D_1 , orientada N80E a EW, e ao sistema de fraturas que lhe é associado (Fig. 105c), os corpos de minério preenchendo preferencialmente as fraturas R e T. Essa transcorrência é relacionada, por Galbiatti (1999), ao Evento Brasileiro.

Destaca-se, na interpretação de Olivo *et al.* (1995), o papel do itabirito dolomítico na precipitação do ouro por elevação do pH, bem como na formação dos minerais acessórios, tais como talco e flogopita. Entretanto, segundo Galbiatti (1999) a existência de itabirito dolomítico na Mina de Cauê não foi comprovada e, se presente, só ocorreria na porção superior da Fm. Cauê ou na base da Fm. Piracicaba.

Todos os autores concordam que os fluidos mineralizantes sejam ácidos, oxidantes e ricos em cloro, apresentando temperaturas elevadas, e que o transporte do ouro seja efetuado por cloretos complexos.

Os estudos de inclusões fluidas, realizados por Freitas-Silva (Galbiatti, 1999) sobre o quartzo, mostram que tal minério não apresenta textura milonítica e contém dois tipos de inclusões:

- i) Inclusões aquocarbônicas trifásicas com salinidade que varia de alta a muito alta (acima de 50% eq. peso NaCl), com temperaturas de homogeneização variando entre 180 e 450°C e até mesmo acima de 450°C quando ocorre a decrepitação das inclusões;
- ii) Inclusões aquosas com salinidade variável de mode-

rada a baixa (inferior a 15% eq. peso NaCl), com temperaturas de homogeneização em torno de 180°C.

Essas observações levam à mistura de dois fluidos: o primeiro aquocarbônico muito quente e muito salino de origem profunda; o outro aquoso, bem menos quente e menos salino, de origem superficial (Galbiatti, 1999). A fonte do ouro e do paládio nos fluidos mineralizantes é também objeto de controvérsia:

- i) Olivo *et al.* (1995) sugerem uma origem associada à lixiviação das rochas máficas e ultramáficas do GBRV pelos fluidos metamórficos;
- ii) Cabral e Pires (1995) e Cabral (1996) propõem uma fonte do ouro e do paládio a partir da lixiviação dos itabiritos da Fm. Cauê, os quais contêm baixos teores desses elementos (da ordem do ppb), pelos fluidos metamórficos;
- iii) Galbiatti (1999) assevera que os fluidos mineralizantes são de origem magmática granítica, os quais, na sua ascensão, provocaram a lixiviação do ouro e do paládio a partir das rochas máficas e ultramáficas do GBRV. Finalmente, parece fundamental o papel do intemperismo laterítico nas transformações mineralógicas observadas, no minério original, por Olivo e Gamons (1996).

* *Comentários gerais sobre os depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero.*

Segundo Noce *et al.* (1998), os dados geocronológicos disponíveis, obtidos principalmente por U-Pb sobre titanita e monazita provenientes de gnaisses, granitóides, anfibolitos e pegmatitos, são indicativos do fato de o Evento Transamazônico ser preponderante na estruturação do QF. A influência do Evento Brasileiro tem um papel menor que o esperado na evolução estrutural do QF, e manifesta-se pela reativação de estruturas mais antigas, especialmente na porção leste da área, onde importante perturbação dos sistemas isotópicos Rb-Sr e K-Ar foi verificada (Noce *et al.* 1998). Conseqüentemente, a tendência atual é a de se considerar os principais controles estruturais das mineralizações auríferas, contidas tanto em rochas arqueanas como em rochas paleoproterozóicas, como relacionados às fases tectônicas compressional e extensional do Evento Transamazônico. Entretanto, as datações Pb-Pb sobre sulfetos (De Witt *et al.* 1994; Thorpe *et al.* 1984) sugerem uma idade arqueana para as mineralizações auríferas originais dos depósitos encaixados no Grupo Nova Lima. A adoção dessa última hipótese permite definir várias etapas para a individualização e remobilização dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero: mineralizações auríferas arqueanas; mineralizações auríferas paleoproterozóicas; e mineralizações auríferas brasileiras.

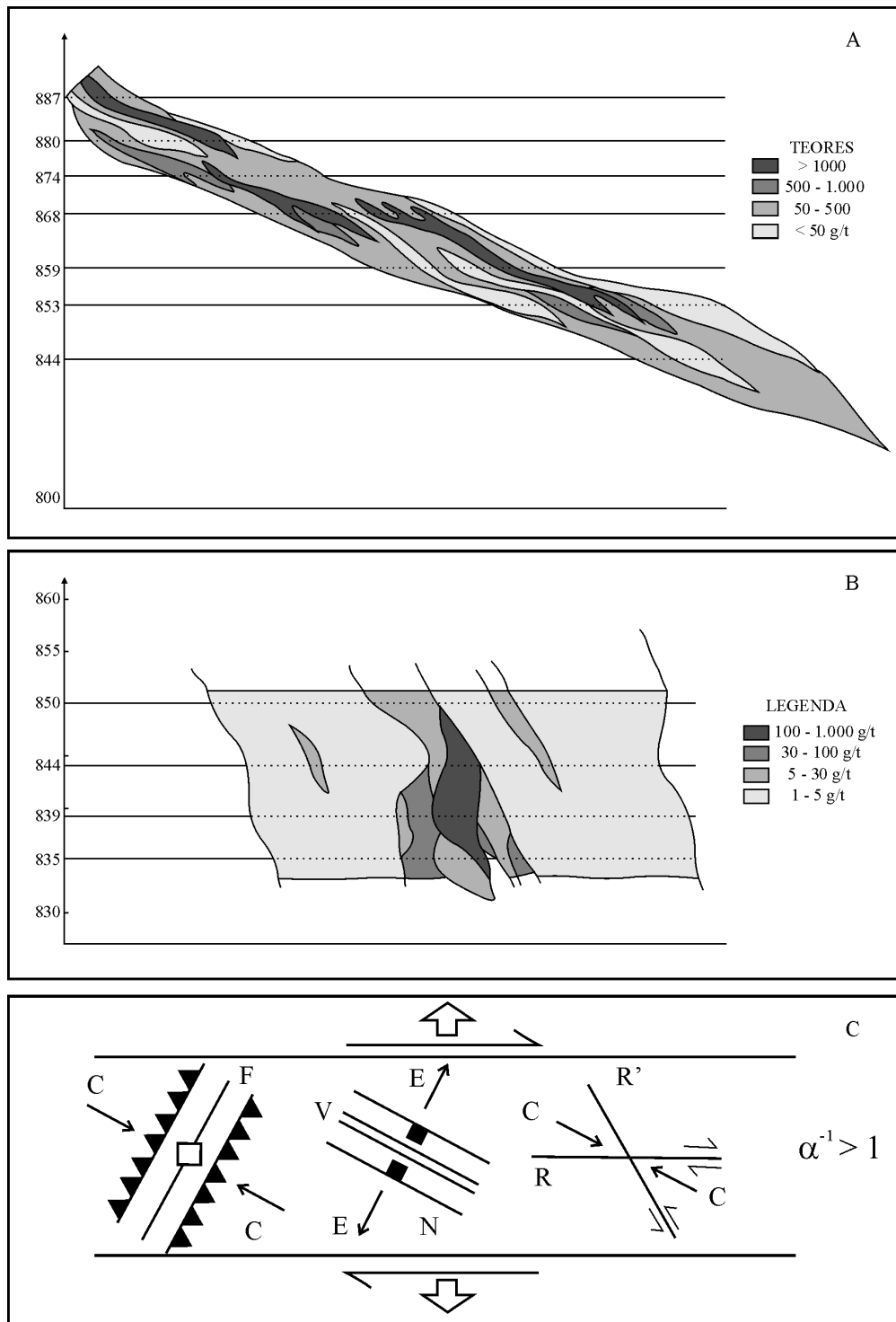


Fig. 105 – Controles dos Depósitos Au na Mina Cauê (segundo Galbiatti, 1999). (A) Seção longitudinal no corpo Y. (B) Seção longitudinal vertical caracterizando o *plunge* da mineralização no corpo Aba Norte 1. (C) Esquema do posicionamento do campo de tensão na situação da transcorrência na Aba Norte do Cauê.

As Faixas Dobradas do Neoproterozóico e as Coberturas Correlatas

COM EXCEÇÃO DA PROVÍNCIA BORBOREMA, que consiste numa rede de faixas móveis anastomosadas em volta de núcleos menores mais antigos, as faixas dobradas neoproterozóicas do Brasil (Fig. 106) resultam da *collage* originada das colisões que envolveram as grandes áreas cratônicas, como a do Cráton Amazônico, a do Cráton do São Francisco e a do Cráton do Rio de La Plata (Almeida, 1977; Almeida *et al.* 1981, 1976; Fuck *et al.* 1993; Brito Neves *et al.* 1999).

3.1 A Faixa Brasília e o Maciço de Goiás

A Faixa de Dobramentos Brasília (Fig. 107) estende-se sobre mais de 1.000 km, numa direção vizinha de norte-sul, ao longo da margem ocidental do CSF (Almeida, 1977; Marini *et al.* 1984a, b; Fuck *et al.* 1993). De modo geral, as diversas unidades litoestratigráficas da FDB mostram, de leste para oeste, uma deformação progressivamente mais intensa acompanhada por um metamorfismo crescente, o que reflete a polaridade da faixa e a vergência para leste em direção ao CSF (Dardenne, 1978, 2000). Essas características permitem a individualização de três zonas tectônicas distintas: Zona Cratônica, Zona Externa e Zona Interna (Fuck *et al.* 1993). A megainflexão dos Pirineus (Marini *et al.* 1984a, b; Fonseca *et al.* 1995; Araújo Filho, 1999; Lacerda Filho *et al.* 1999), orientada grosseiramente EW, permite dividir a FDB em dois segmentos distintos, setentrional e meridional, os quais apresentam uma evolução tectônica diferenciada durante o Ciclo Brasileiro.

Na zona interna da FDB, os terrenos mais antigos encontram-se profundamente envolvidos pela deformação e pelo metamorfismo brasileiro, razão pela qual tais terrenos são abordados juntamente com a evolução tectônica da FDB.

3.1.1 Depósitos minerais do Maciço de Goiás

Ocupando uma área de forma ovalar na porção noroeste de Goiás, o Maciço de Goiás (Fig. 108a) contém terrenos granito-*greenstones*, com idade arqueana compreendida entre 3,0 e 2,5Ga (Queiroz, 2000; Queiroz *et al.* 1999) e terrenos vulcano-sedimentares paleoproterozóicos pertencentes à Seqüência Santa Terezinha (Biondi, 1990; Kuyumjian *et al.* 1999; Oliveira e Pimentel, 1998).

Nesse contexto, destacam-se as seqüências vulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt*: Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Goiás Velho, que são preservadas em sinformas alongadas isoladas por núcleos do complexo granito-gnáissico, constituído por gnaisses tonalíticos e granodioríticos, denominados: Anta, Caiamar, Hidrolina, Itaporanga, Caiçara e Uvá (Fig. 108b). Essas seqüências vulcano-sedimentares, inicialmente definidas por Danni e Ribeiro (1978), foram reconhecidas como *greenstone belts* por Sabóia (1979), e posteriormente detalhadas por Danni *et al.* (1981, 1982), Danni (1988), Jost e Oliveira (1991) e Jost *et al.* (2000) (Fig. 109). Queiroz (2000), Queiroz *et al.* (1999) evidenciaram, por datação U-Pb, a influência de três eventos tectono-metamórficos, atuando sucessivamente no fim do Arqueano (2,6Ga), do Paleoproterozóico (2,0Ga) e do Neoproterozóico (0,6Ga).

3.1.1.1 Depósitos minerais do *Greenstone Belt* Crixás

A Faixa Crixás (Fig. 110) consiste, até o presente momento, na área mais importante do ponto de vista econômico, haja vista nela se concentrar a exploração do ouro, em grande escala, feita pela Mineração Serra Grande S.A. que produziu, em 1998, cerca de 4,5 t Au. Registra-se, ainda, a

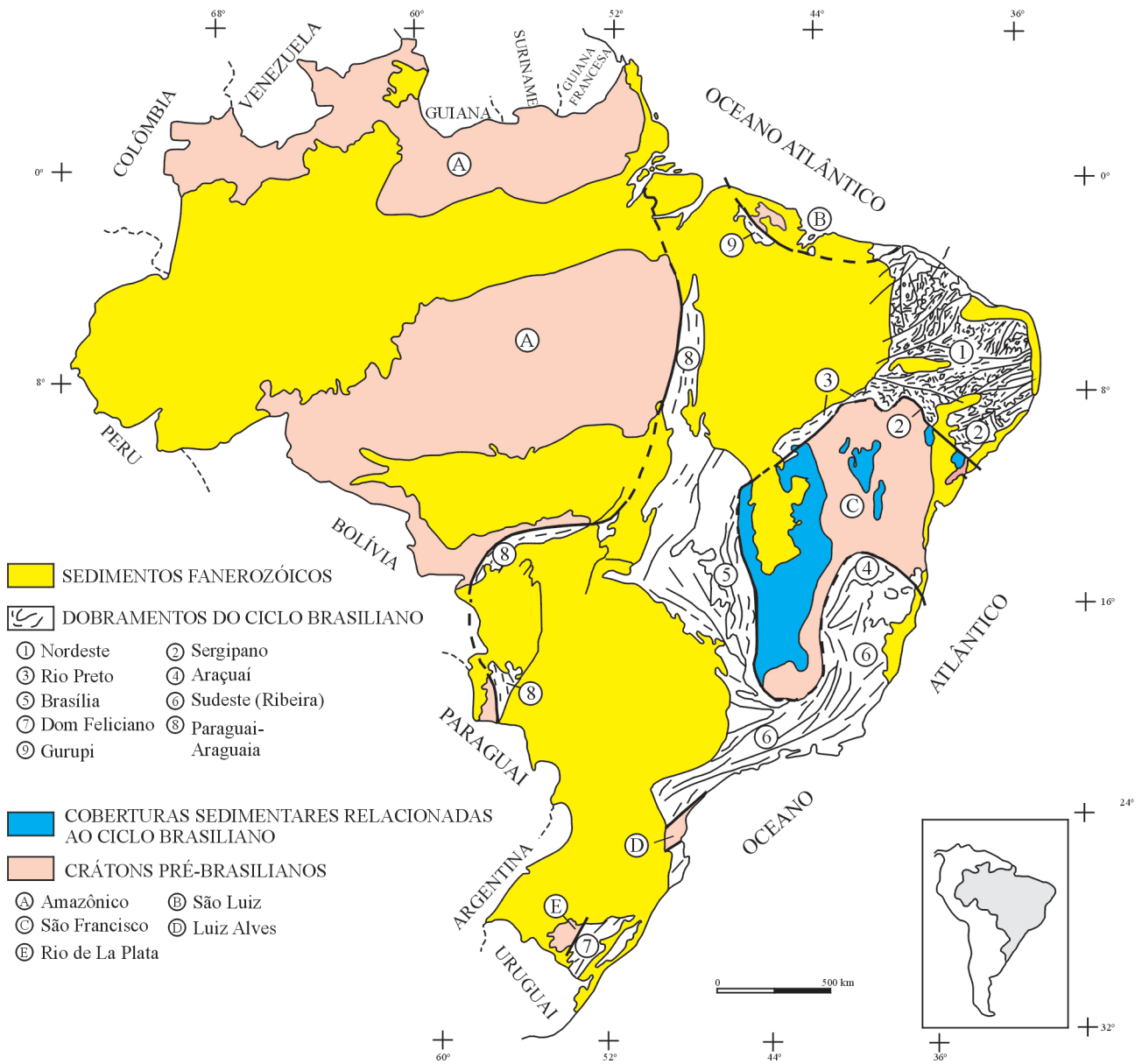


Fig. 106 – Dobramentos do Ciclo Brasileiro e crátons correlatos (segundo Schobbenhaus e Campos, 1984; com modificações).

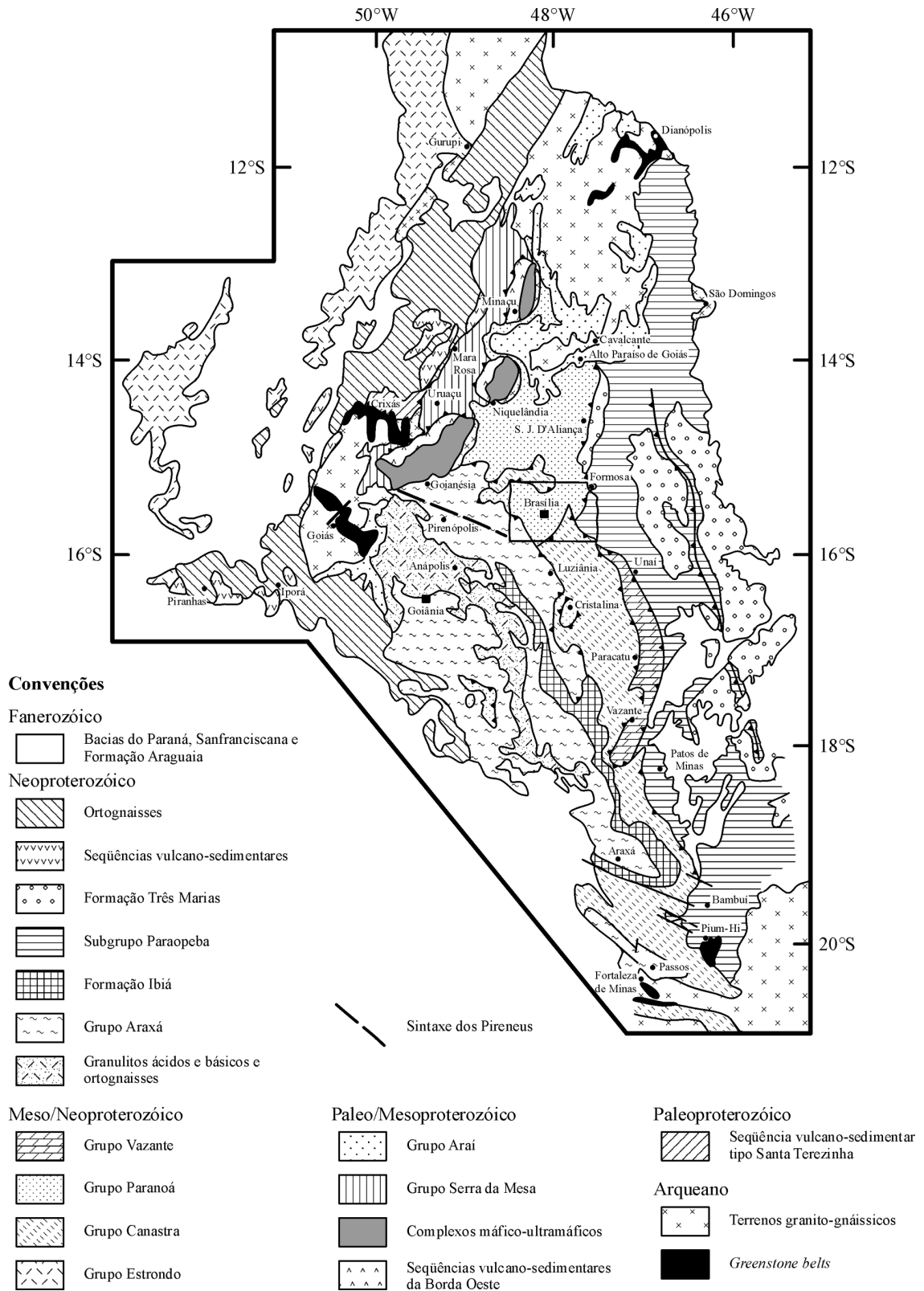


Fig. 107 – Mapa geológico da Faixa Brasília (segundo Dardenne, 2000).

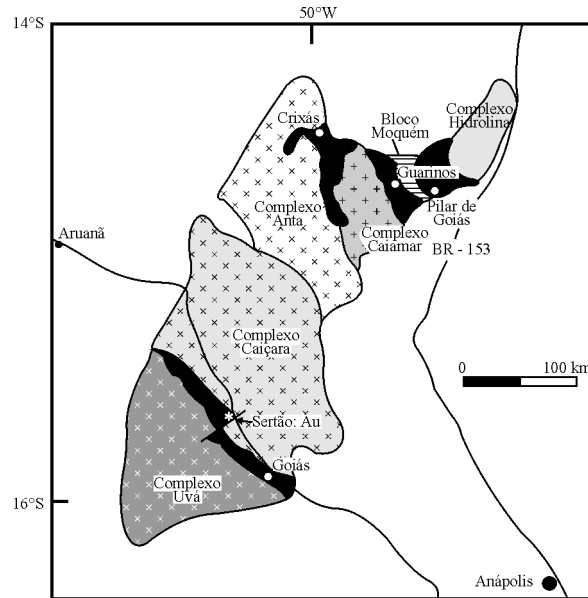


Fig. 108a – Mapa regional com a indicação dos diferentes complexos granito-greens-tones do Maciço de Goiás (segundo Jost *et al.*, 2000).

descoberta, pela WMC, do pequeno depósito de níquel sulfetado de Boa Vista.

Os principais depósitos de ouro do GB Crixás são conhecidos sob as denominações de Mina III, Mina Nova, Meia Pataca/Pomplex e Mina Inglesa.

3.1.1.1.1 Depósitos Au de Mina III/Mina Nova/Mina Pomplex

Segundo Magalhães (1991), Magalhães e Nilson (1996), as mineralizações auríferas são confinadas a faixas com maiores intensidades de deformação, correspondentes aos planos de empurrões e de estruturas subsidiárias associadas ao cinturão de cisalhamento Córrego Geral-Meia Pataca.

a) Mina III

A jazida, descoberta pela Inco, em 1974, numa área anteriormente trabalhada pelos bandeirantes, e situada a 2,5 km ao sul da cidade de Crixás, é explorada, por lavra subterrânea, desde 1990, pela Mineração Serra Grande S.A.. Em 1994, as reservas eram da ordem de 4,8 Mt de minério, com teor médio de 10,12 g/t Au (Carvalho, 1999).

A mineralização aurífera (Yamaoka e Araújo, 1988), encontrada na base dos metassedimentos da Fm. Ribeirão

das Antas, perto do contato com as metavulcânicas máficas da Formação Rio Vermelho, é constituída por três horizontes mineralizados (Fig. 111): um nível inferior e um nível superior apresentando ambos uma distribuição homogênea dos corpos de minério, e um nível intermediário cuja distribuição é mais descontínua.

- O nível inferior é composto por veios de quartzo, com espessura que varia de 0,5 a 5 m, concordantes com a foliação principal, e por xistos carbonosos que contêm sulfetos disseminados (arsenopirita e/ou pirrotita) quando próximos aos veios (Fortes e Coelho, 1997; Fortes, 1996). Os corpos de minério são descontínuos, com extensão aproximada de 500 m ao longo da direção principal, e de 1.200 m ao longo do *plunge*. O teor médio deste horizonte é da ordem de 12 g/t Au com a razão Au/Ag variável de 8,90 a 10,63. Nesse nível, o ouro ocorre preferencialmente associado ao quartzo e ao material carbonoso, sendo mais rara a associação dele com carbonatos e sulfetos.
- O nível superior é representado por uma zona de sulfetos maciços (pirrotita e/ou arsenopirita), com espessura de 0,5 a 2 m, associada a mármores Fe-dolomíticos, quartzo-clorita-carbonato-sericita xistos, pirrotita-magnetita-biotita xistos, clorita granada xistos, granaditos,

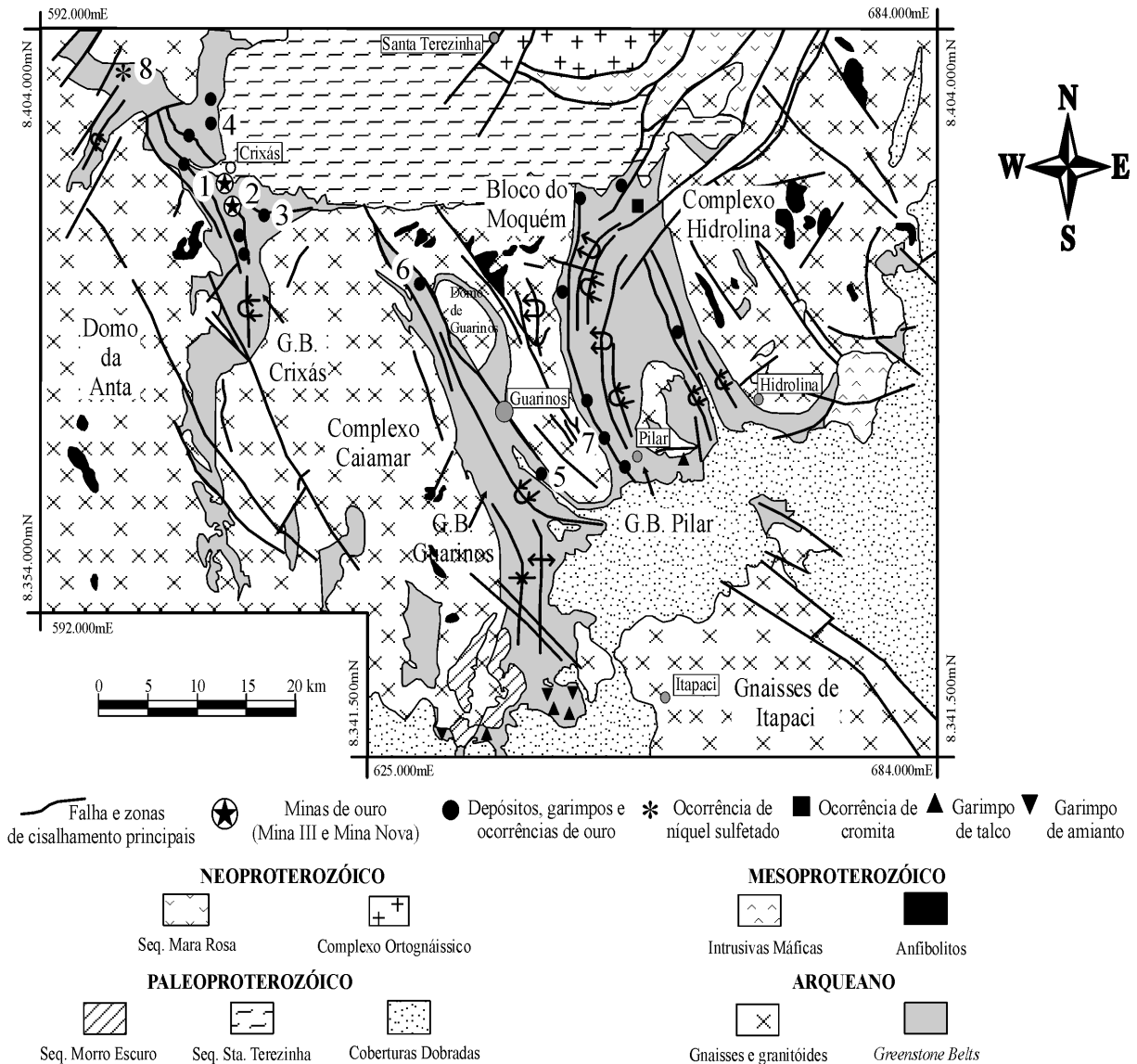


Fig. 108b – Mapa geológico simplificado dos terrenos granito-greenstones de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás (segundo Carvalho, 1999).

1 – Mina III; 2 – Mina Nova; 3 – Meia Pataca/Pomplex; 4 – Mina Inglesa; 5 – Maria Lázara; 6 – Caiamar; 7 – Cachoeira do Ogó; 8 – Boa Vista

muscovita xistos, muscovita-clorita xistos e mármores com biotita (Fortes e Coelho, 1997; Fortes, 1996). Os corpos de minério são também descontínuos com extensão de 50 a 200 m ao longo da direção, e de 400 m ao longo do *plunge*. Nesse nível, distinguem-se dois tipos de minério: rico em arsenopirita e rico em pirrotita. No primeiro tipo, o ouro aparece em inclusões, nas bordas e nas fraturas da arsenopirita, e mais raramente

incluso no quartzo e na ilmenita. No segundo tipo, o ouro ocorre preferencialmente nas bordas dos grãos de pirrotita, no contato entre os sulfetos ou entre pirrotita e ganga. Nesse nível a razão Au/Ag varia de 10,11 a 15,13. A mineralização é acompanhada por importantes processos de alteração hidrotermal, manifestando-se por silicificação, sericitização, carbonatação e cloritização (Fortes, 1996).

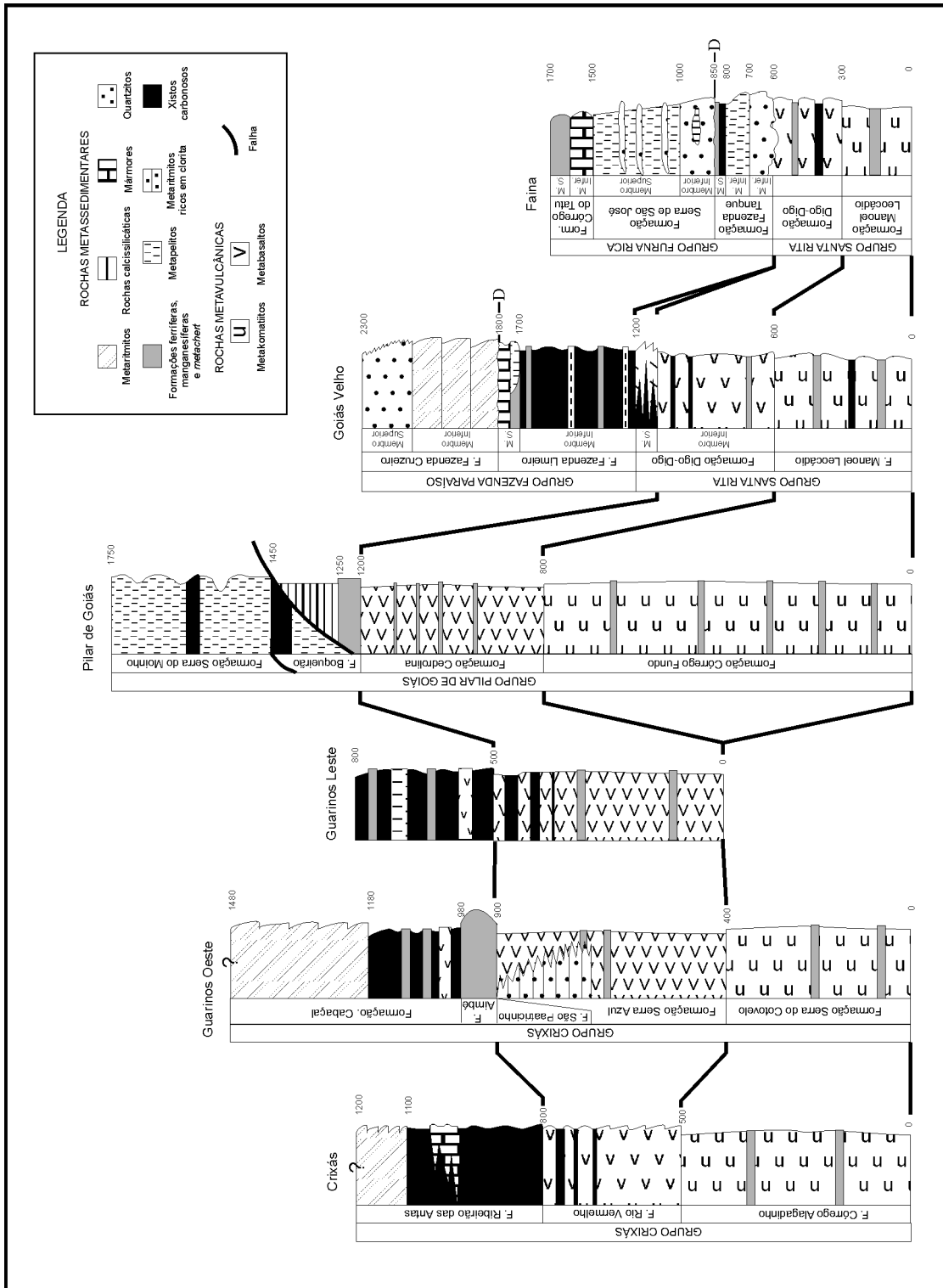


Fig. 109 – Colunas estratigráficas comparativas entre os *greenstones belts* Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Goiás Velho e Faina (Jost et al., 2000).

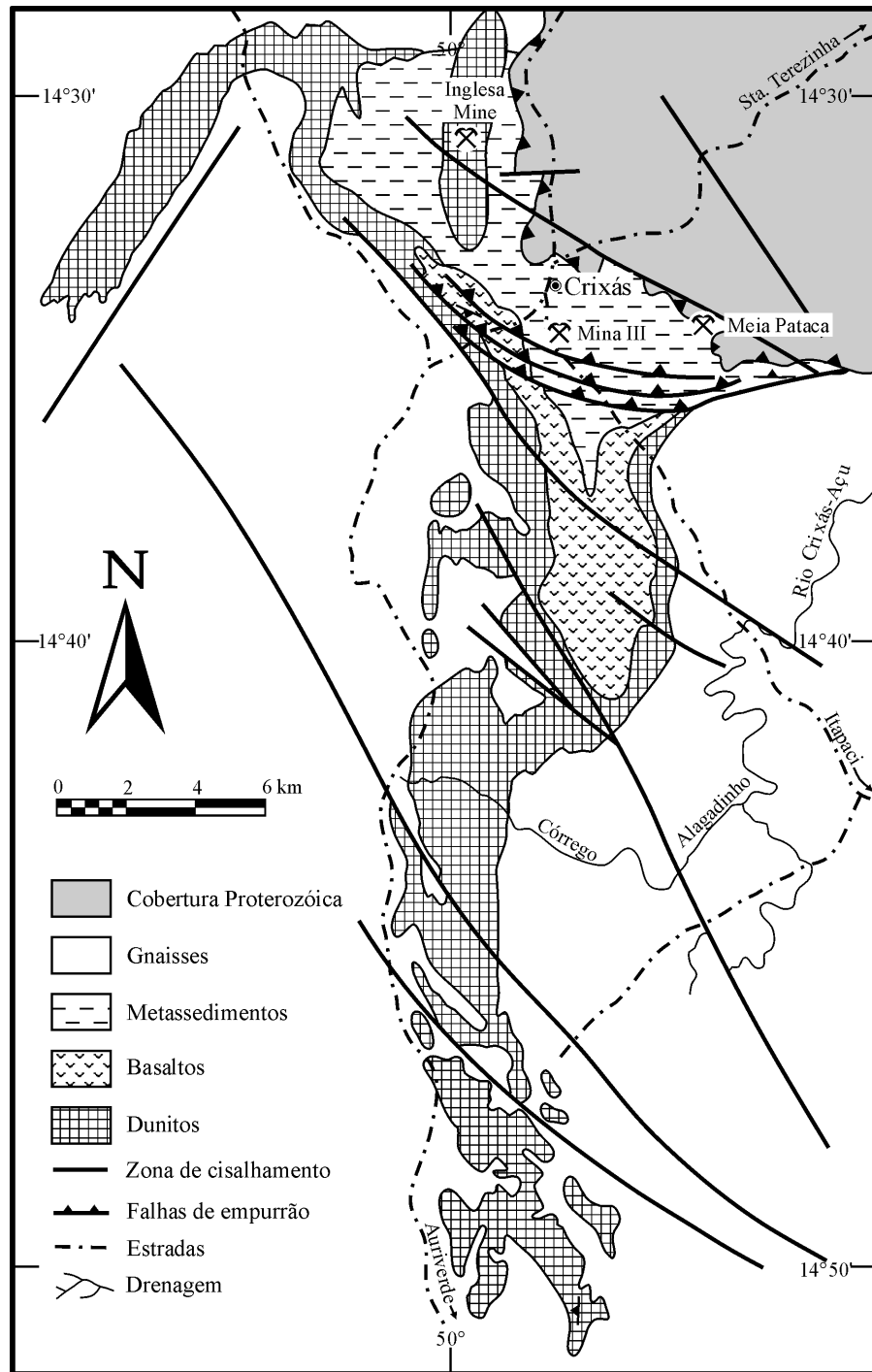


Fig. 110 – Mapa geológico do Greenstone Belt Crixás (segundo Magalhães, 1991).

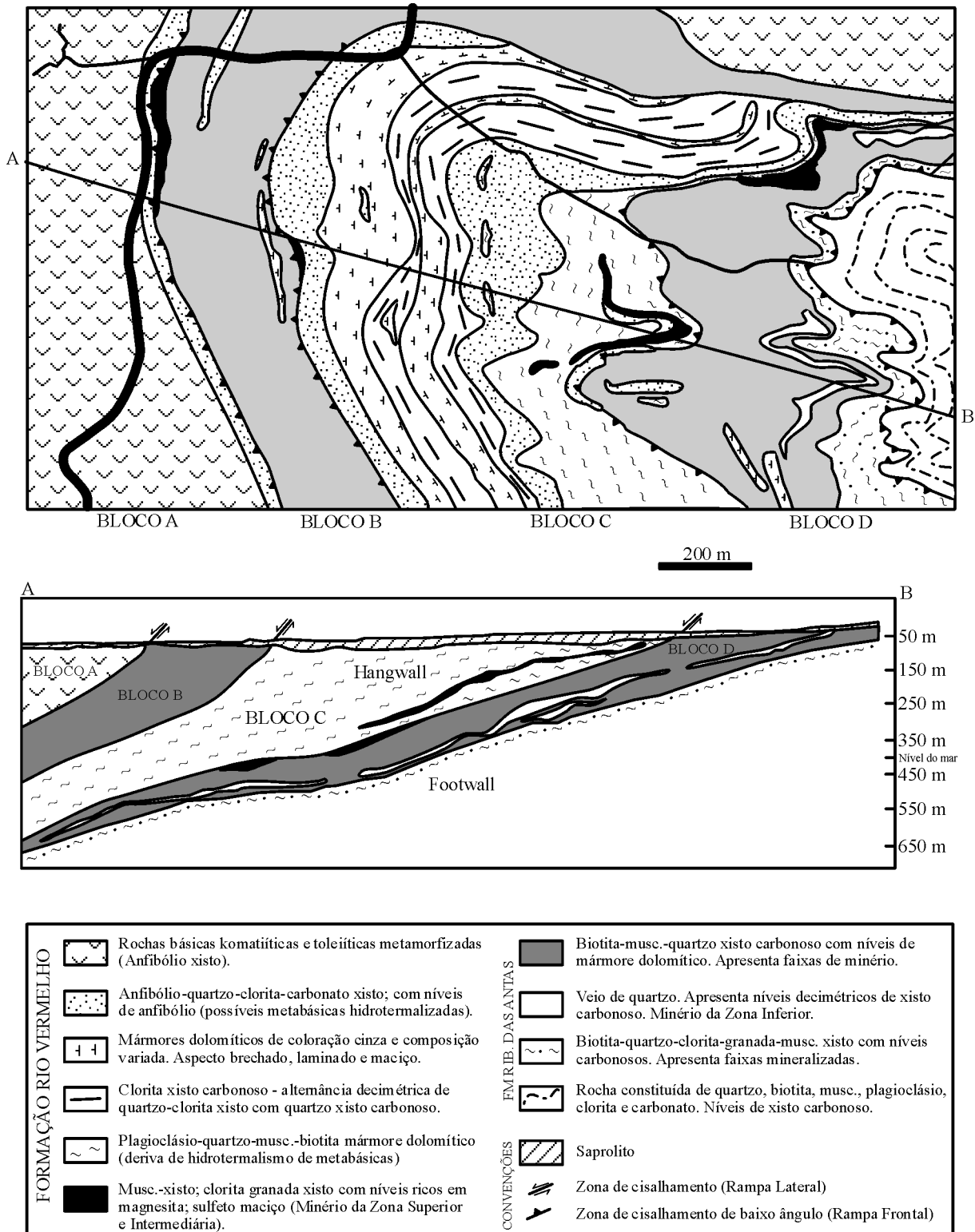


Fig. 111 – Mapa geológico de superfície e seção longitudinal da Mina III (segundo Yamaoka e Araújo, 1988; Portocarrero, 1996; Coelho, 1999).

O controle estrutural do depósito está relacionado a dobras assimétricas recumbentes, cujos flancos são paralelos à foliação de plano axial principal com atitude N40-80E/10-20NW. O *plunge* dos corpos de minério é subparalelo ao eixo dessas dobras: 5-20°/N65-85°W (Fortes, 1996).

Segundo Thomson e Fyfe (1990), e Fortes *et al.* (1997), a mineralização aurífera é associada ao processo de alteração hidrotermal, representada pelos muscovita xistos e desenvolvida na zona de cisalhamento após o pico do metamorfismo Brasileiro, tendo sido datada em 500 ± 5 Ma por K-Ar e Ar-Ar. A admissão dessa hipótese desvincula totalmente a origem da mineralização aurífera do seu contexto geológico, isto é, da seqüência vulcano-sedimentar de tipo *Greenstone Belt* de Crixás. Uma outra possibilidade consiste em admitir que a intensidade do metamorfismo brasileiro provocou um completo reequilíbrio das paragêneses geradas nos eventos metamórficos anteriores.

b) Mina Nova

A jazida da Mina Nova, descoberta em 1989 e explorada desde 1996 pela Mineração Serra Grande S.A., situa-se perto da Mina III, localizando-se a 1 km ao sul da cidade de Crixás. A reserva inicial foi estimada em 3 Mt de minério com teor médio de 6 g/t Au. Segundo Portocarrero (1996), a estratigrafia local encontra-se invertida, e mostra, da base para o topo, a seguinte sucessão: biotita-sericita-quartzo xistos; xistos carbonosos com intercalações de mármores; metavulcânicas máficas.

A mineralização aurífera é associada ao horizonte de xistos carbonosos, eventualmente no seu contato com os mármores, clorita-granada xistos e veios de quartzo. É acompanhada por um halo de alteração carbonática com espessura de 9 a 12 m, condicionado a uma zona de maior intensidade de cisalhamento dúctil-rúptil com atitude N60-65W/5-10NE. Estão presentes nela dobras recumbentes com eixos paralelos às lineações de interseção, de crenulação e *boudins* de quartzo que indicam o *plunge* da mineralização com atitude 5-20°/N60-75W.

O minério do tipo I consiste em um horizonte (1,5 a 2,8 m de espessura) de xistos carbonosos com disseminação (5 a 10% de sulfetos) de pirrotita e arsenopirita com calcopirita subordinada, e com veios de quartzo, centimétricos a decimétricos, concordantes (Portocarrero, 1996). O ouro ocorre incluso na arsenopirita, no carbonato e no quartzo, preenchendo fraturas da pirrotita, e no contato dos sulfetos com a ganga (Fortes e Coelho, 1997).

O minério de tipo II é representado por um horizonte (0,3 a 1,7 m de espessura) de sericita-carbonato xisto com arsenopirita disseminada, sotoposto ao minério do tipo I.

O ouro ocorre associado à mica branca e à pirrotita, ou incluso e preenchendo fraturas da arsenopirita.

Nos minérios de tipo I e II, a razão média Au/Ag é de 14,6: diminuindo quando o ouro se encontra associado à arsenopirita, e aumentando quando ele ocorre relacionado a carbonato, mica branca e pirrotita. O minério de tipo III consiste em raros e finos veios de quartzo leitoso com ouro, arsenopirita e pirrotita disseminados.

c) Meia Pataca/Pompex

A jazida de Meia Pataca, também conhecida como Mina Pompex ou corpo M1, descoberta em 1979 pela Metago, e lavrada a céu aberto, experimentalmente, entre 1984 e 1987, situa-se a cerca de 5 km a leste da cidade de Crixás. As reservas foram estimadas em 160 mil t de minério oxidado com teor médio de 2,55 g/t Au e 460 mil t de minério não alterado com teor médio de 2,2 g/t Au. Segundo Magalhães *et al.* (1988) e Magalhães (1991), a mineralização, com 180 m de extensão e 2 a 3 m de espessura, encontra-se hospedada em xistos carbonosos calcíferos da Fm. Ribeirão das Antas, no contato com os granada-cloritóide-clorita xistos, e é correlacionável ao horizonte inferior da Mina III. Ocorre na forma disseminada com pirita, arsenopirita e pirrotita associadas a processos de alteração hidrotermal, tais como feldspatização, carbonatação e sulfetação.

O controle estrutural do depósito é condicionado por falhas de empurrão com direção aproximadamente E-W, e mergulho suave para norte, às quais se associam lineações de estiramento mineral com caimento desde subhorizontal até 15° para oeste. Esse conjunto de feições faz parte do Cinturão de Cisalhamento Córrego Geral-Meia Pataca.

3.1.1.1.2 Depósito Au da Mina Inglesa

A jazida da Mina Inglesa (Fig. 110), também conhecida como Garimpo do Chapéu do Sol, localiza-se cerca de 5,5 km a noroeste da cidade de Crixás. Lavrada entre 1918 e 1922, objeto de sondagem no final da década de 1970, a área foi invadida por garimpeiros no início de 1980, os quais a ocupam até hoje.

A mineralização encontra-se associada a rochas metaultramáficas sobrepostas à unidade metassedimentar Fm. Ribeirão das Antas, o que torna o seu posicionamento litoestratigráfico duvidoso e, às vezes, até mesmo polêmico, sendo interpretado como:

- i) Equivalente da Fm. Córrego do Alagadinho, unidade inferior do Grupo Crixás, tectonicamente colocada

- sobre as demais unidades do *greenstone belt* (Carvalho, 1999; Fortes, 1996);
- ii) Recorrência do magmatismo ultramáfico, denominada Unidade Metaultramáfica Superior (Kuyumjian, 1981; Kuyumjian e Dardenne, 1983) por causa do seu posicionamento estratigráfico. É separada como Seqüência Mina Inglesa (Costa, 1996) em virtude das diferenças geoquímicas observadas nos padrões de ETRL e na razão Al_2O_3/TiO_2 das duas unidades ultramáficas entre si, da presença de intercalações de metavulcânicas intermediárias, e da ocorrência de pequenos corpos intrusivos de granitóides (Kuyumjian e Costa, 1999). Os granitóides intrusivos na seqüência vulcano-sedimentar são tonalitos, granodioritos e granitos calcialcalinos, meta a peraluminosos, às vezes ricos em potássio (Kuyumjian e Costa, 1999).

A mineralização aurífera é associada a veios de quartzo encaixados em talco-clorita xistos com intercalações de clorita xistos, micaxistos carbonosos, biotita xistos e formações ferríferas bandadas. Os veios de quartzo são tabulares, com espessura variando de 1,8 a 5,0 m, direção geral N30-40E, e estão estruturalmente alojados em zonas de charneiras de dobras isoclinais recumbentes com eixo N30E/10-20°, que corresponde ao *plunge* da mineralização. A foliação principal mostra atitude NS/15-40W, anterior àquela associada aos veios de quartzo mineralizados.

Os veios de quartzo leitoso possuem granulação fina e contêm mineralização disseminada de galena, esfalerita, arsenopirita e pirrotita, sendo também comum a presença de turmalina e, mais raramente, de magnetita, hematita e ilmenita (Kuyumjian, 1981). O ouro ocorre tanto incluso entre os grãos de quartzo como incluso na galena e no contato entre quartzo e galena. Existe uma nítida correlação positiva entre ouro e chumbo (Fortes e Coelho, 1997). O teor médio de ouro é de 12,35 g/t, e, localmente, chega a 450 g/t. A mineralização é acompanhada por processos de alteração hidrotermal ainda pouco estudados, manifestando-se pela presença de sericita e biotita associadas à potassificação e silicificação e, localmente, à carbonatação e turmalinização (Costa, 1996).

Estudos de inclusões fluidas (Fortes, 1996) indicaram salinidades de 10 a 15% eq. peso de NaCl, e temperaturas de homogeneização em torno de 230°C para o fluido aquoso.

Kuyumjian e Costa (1999) consideram que as mineralizações da seqüência Mina Inglesa mostram evidências de processo vulcano-exalativo, além de mecanismos de segregação e de reconcentração tectono-metamórficas atribuídas ao Evento Brasileiro.

3.1.1.1.3 Depósito Ni de Boa Vista

Localizado na aba NW do GB Crixás (Fig. 108), o Depósito de Boa Vista (Costa Jr *et al.* 1997) encontra-se hospedado numa seqüência de metaultramáficas (talco-clorita-serpentina xistos) e metabásicas (actinolita-albita-clorita xistos) com algumas intercalações de metassedimentos, BIFs e *metacherts*. As estruturas e texturas vulcânicas primárias, preservadas somente em zonas de baixa deformação, permitem definir, localmente, dois tipos de derrames vulcânicos (Fig. 112a): derrames com cumulos de olivina; derrames com texturas *spinifex*. Nessas rochas, a olivina está sendo substituída preferencialmente por clorita, talco, tremolita e magnetita. As rochas ultramáficas apresentam as características geoquímicas de lavas komatiíticas com conteúdo de MgO variável de 22,1 a 28,7% em peso, típico de komatiitos peridotíticos. A mineralização sulfetada (Costa Jr *et al.* 1997) situa-se sempre na porção inferior da seqüência ultramáfica que se sobrepõe a uma seqüência máfica (Fig. 112b), e é constituída, da base para o topo, por uma zona de sulfetos maciços, que passa progressivamente a uma zona com textura em rede e, finalmente, a uma zona com sulfetos disseminados. A mineralogia, que é composta essencialmente de pirrotita (> 70%) associada à pentlandita e calcopirita, com magnetita e esfalerita subordinadas, e traços de galena, representa uma paragênese típica de sulfetos magmáticos associados a rochas ultramáficas. Toda a pentlandita, presente como agregados policristalinos, lamelas

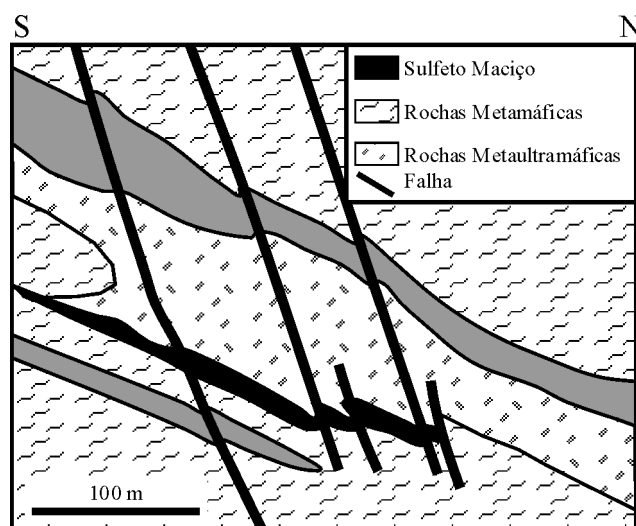


Fig. 112a – Seção esquemática através do Depósito de Boa Vista (segundo Costa Jr. *et al.*, 1997).

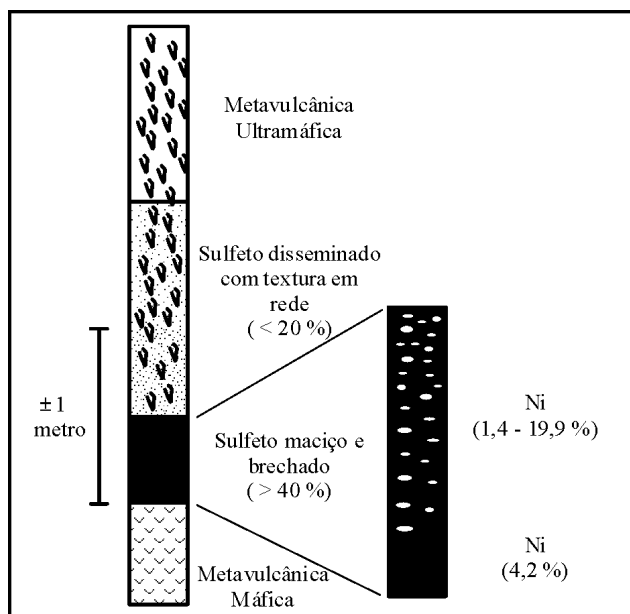


Fig. 112b – Seção esquemática através de uma zona mineralizada do Depósito de Boa Vista (segundo Costa Jr. *et al.* 1997).

de exsolução na pirrotita e coroas de exsolução na borda dos cristais de pirrotita, parece originada por exsolução a partir da pirrotita, o que sugere a sua existência na forma de monossulfeto em solução sólida na fase primária de alta temperatura. A composição química do minério sulfeto é também condizente com uma origem magmática primária da mineralização de níquel, por mostrar uma razão Ni/Cr compatível com o líquido sulfetado segregado a partir de komatítos peridotíticos (Costa Jr *et al.* 1997). O Depósito de Níquel Sulfetado de Boa Vista é a primeira ocorrência desse tipo no GB Crixás, o que ilustra a associação dele com derrames ultramáficos específicos, e abre, assim, perspectivas favoráveis à prospecção de depósitos do tipo Kambalda (Duke, 1990) na região.

3.1.1.2 Depósitos minerais do *Greenstone Belt* Guarinos

Os depósitos de ouro da Faixa Guarinos (Fig. 108) consistem em importantes prospectos hospedados em metassedimentos afetados por zonas de cisalhamento regionais acompanhadas por intensa alteração hidrotermal, e são conhecidos como Garimpo Maria Lázara e Mina Caiamar.

3.1.1.2.1 Depósito Au de Maria Lázara

O Depósito de Ouro Maria Lázara, situado a cerca de 8 km a sudeste da cidade de Guarinos, é associado a uma zona de cisalhamento dextral, denominada Carroça, com caráter dúctil e dimensões regionais, que se localiza no contato entre as rochas supracrustais do *Greenstone Belt* Guarinos e os gnaisses granodioríticos do Bloco do Moquém. A litostratigrafia da área é representada por metapelitos com intercalações de filitos carbonosos e de formações ferríferas bandadas, sotopostos por metabasaltos e sobrepostos por metagrauvas básicas. Nessa seqüência são encontrados pequenos corpos estirados sintectônicos de composição trondhjêmica, correlacionáveis aos trondhjemitos do domo de Guarinos.

As ocorrências auríferas são confinadas a uma faixa de milonitos e ultramilonitos com atitude N30-40W/40-80SW com forte hidrotermalismo associado, a zona de alteração hidrotermal atingindo 4 km de extensão, 100 m de largura média, com profundidade *down-dip* variável de 50 a 80 m (Pulz, 1990).

Segundo Pulz (1990), Pulz *et al.* (1991), a área de alteração hidrotermal pode ser dividida em três zonas (Fig. 113):

- i) Zona propilítica externa, caracterizada pelos processos de carbonatação, epidotização, muscovitização e albitização, com cerca de 400 m de espessura;
- ii) Zona potássica intermediária, com espessura variável entre 50 e 100 m, evidenciada pelos processos de biotitização, cloritização, turmalinização, sericitização e sulfetação (pirita e arsenopirita I). A passagem da zona propilítica para a zona potássica é gradual;
- iii) Zona sericitica interna, restrita ao redor dos veios encontrados na zona potássica, na forma de auréolas de 1 a 15 cm de espessura, e caracterizada pelos processos de sericitização, sulfetação (arsenopirita II, pirita, calcopirita, pirrotita, e esfalerita), turmalinização, cloritização e biotitização.

Segundo Lacerda (1991), há dois tipos de minério na área: o primeiro é constituído por granada-biotita milonitos com sulfetos grossos disseminados; o segundo é representado por veios e vênulas de quartzo, quartzo-carbonato e albita-carbonato, geralmente dobrados e brechados.

O ouro ocorre na maldonita, na forma nativa, e como compostos de Au-S-Te-Bi numa paragênese constituída principalmente de arsenopirita e pirita, além de calcopirita, pirrotita, galena, molibdenita, tetradimita-bismutinita, sulfotumoíta-joesita β e monazita subordinadas (Pulz *et al.* 1991). A razão Au/Ag varia de 90,8 a 99,3. Segundo Pulz

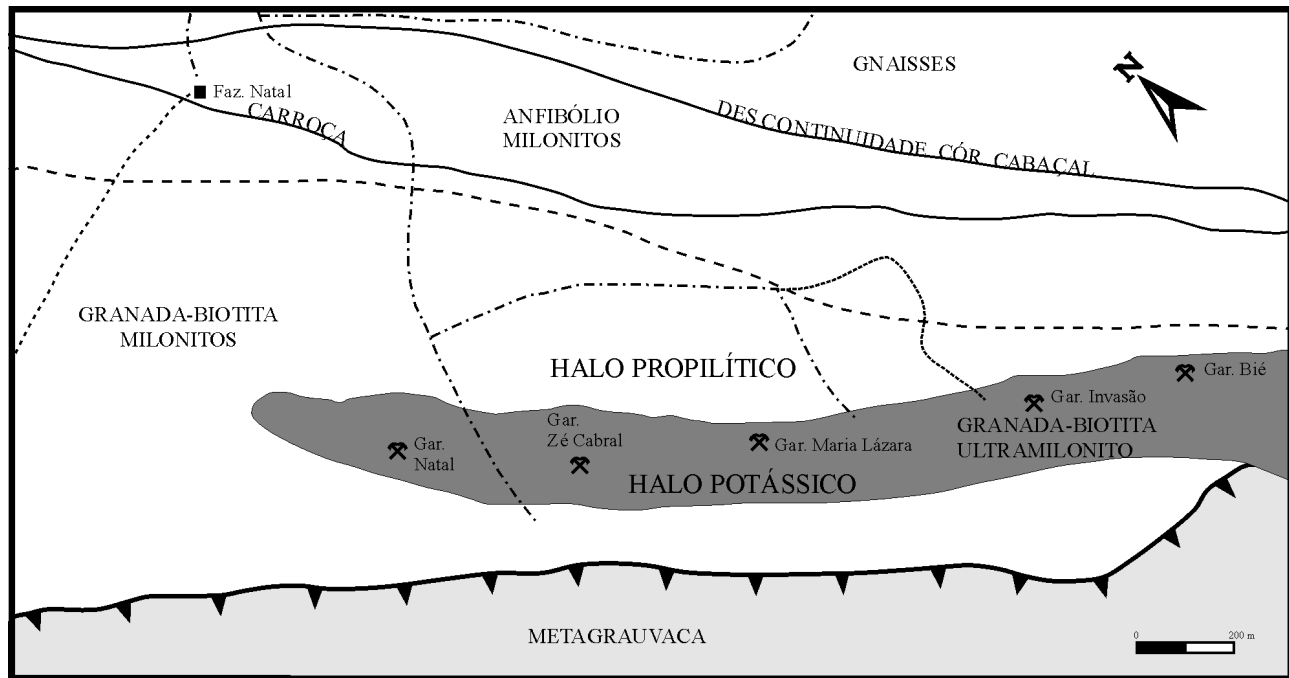


Fig. 113 – Distribuição dos halos de alteração hidrotermal nos garimpos de Maria Lázara (segundo Pulz, 1990).

(1990), o ouro apresenta uma relação positiva com Bi, Te e B, enquanto o arsênio indicaria somente a proximidade da zona mineralizada, e não a mineralização propriamente dita.

Estudos de inclusões fluidas (Pulz, 1990) indicam temperatura variável de 116 a 371°C. Os fluidos metassomáticos seriam derivados de fluidos metamórficos e graníticos, estes últimos responsáveis pela associação turmalina + molibdenita + calcopirita + pirita encontrada no depósito. Os fluidos metamórficos e magmáticos teriam sido gerados durante o último evento deformacional da região, mobilizados para armadilhas estruturais representadas pelas zonas de dilatação em sombras de pressão do Domo de Guarinos e canalizados através da Zona de Cisalhamento Carroça. Essa interpretação, feita por Pulz (1995), deve-se à idade K-Ar de 557 ± 11 Ma obtida em biotita da zona de alteração potássica.

3.1.1.2.2 Depósito Au da Mina Caiamar

A Jazida de Caiamar, situada na porção noroeste do *Greenstone Belt* Guarinos (Fig. 108), foi descoberta no final da década de 1980. Encontra-se em fase de retomada da produção, e suas reservas foram estimadas em cerca de 700 mil t de minério com teor médio de 7,44 g/t Au (Lacerda, 1991).

O depósito é encaixado em metassedimentos representados por biotita xistos finos na base, com níveis métricos de biotita anfibólitos, passando para xistos carbonosos, localmente granadíferos, e granada-biotita gnaisses, os quais hospedam a mineralização.

O minério é constituído pelos gnaisses, contendo de 2 a 3% de sulfetos (arsenopirita e pirita), ricos em biotita, turmalina e carbonatos hidrotermais, acompanhados por silicificação. A sua espessura varia de 1,5 a 12 m. É conhecido por sondagem até 150 m de profundidade.

O controle da mineralização é estrutural. Ela é delimitada por zona de cisalhamento com atitude NS/45W, e apresenta lineação mineral que mergulha 45° para sul, coincidente com o *plunge* da mineralização aurífera. Essa lineação NS é geralmente atribuída, na região, ao Evento Transamazônico.

3.1.1.3 Depósitos minerais do *Greenstone Belt* Pilar de Goiás

A maioria dos depósitos de ouro do *Greenstone Belt* Pilar de Goiás (Fig. 108) localiza-se na Serra do Moinho, a oeste da cidade de Pilar, e vem sendo explorada descontinuamente desde o início do século XVIII.

As mineralizações são encaixadas em rochas metassedimentares de origem química, e em rochas metavulcano-clásticas que pertencem à Fm. Serra do Moinho (Jost e Oliveira, 1991).

Os principais depósitos são conhecidos como Cachoeira do Ogó, e situam-se a aproximadamente 1,2 km a sudoeste da cidade de Pilar de Goiás. A seqüência vulcano-sedimentar é limitada, a oeste, pelos milonitos graníticos do Bloco do Moquém, e, a leste, pelas rochas calcissilicáticas da Fm. Boqueirão. Segundo Pulz (1995), nessa área, afloram, da base para o topo, anfíbolitos, xistos magnesianos, xistos feldspáticos, e biotita gnaisses de origem vulcanoclástica, exalitos, cineritos e metapelitos associados a diversas lentes de filitos carbonosos que se tornam mais abundantes na porção superior da seqüência.

A mineralização aurífera consiste em veios e vênulas de quartzo dobrados e brechados, encaixados nos metapelitos intercalados com filitos carbonosos, cinzas vulcânicas e formações ferríferas bandadas. O ouro encontra-se geralmente livre na superfície dos grãos de quartzo ou em contato com a galena, a esfalerita e/ou a pirrotita. Esses sulfetos ocorrem disseminados em volta dos veios de quartzo com baixos teores de ouro.

O controle estrutural do depósito é marcado pela interseção da foliação principal NW-SE com a zona de charneira da antiforme regional do Bloco do Moquém, responsável pela geração de uma zona de dilatação triangular onde se insere o Depósito da Cachoeira do Ogó. A foliação principal de plano axial das dobras recumbentes possui atitude N50W/35SW, com o eixo das dobras N50E correspondente ao *plunge* do minério. Sítios locais de dilatação na charneira das dobras resultaram em feições do tipo *saddle reef*.

A alteração hidrotermal na área é dividida em dois estágios:

- O primeiro corresponde a importante processo de carbonatação na escala do distrito mineiro;
- O segundo abrange os processos de alteração hidrotermal a nível do depósito, tais como carbonatação, silicificação, sulfetação, turmalinização e sericitização (Pulz, 1995).

A idade modelo obtida pelo método Pb-Pb, em galenas, forneceu um valor de 2025Ma. O modelo genético para o depósito envolve quatro estágios: os dois primeiros resultam de intensa atividade hidrotermal na pilha vulcano-sedimentar que provoca enriquecimento em ouro; as fases subsequentes seriam resultado de remobilizações decorrentes dos processos tectônicos superimpostos e da intrusão de granitóides na seqüência.

3.1.1.4 Depósitos de ouro do *Greenstone Belt* Goiás Velho

Na porção sul do Maciço de Goiás, a seqüência vulcano-sedimentar do GB Goiás Velho (Danni *et al.* 1981; Tomazolli e Nilson, 1986; Resende e Jost, 1995; Resende, 1997) é dividida em duas faixas denominadas Goiás e Faina (Fig. 108a). O ouro, explorado em aluviões pelos bandeirantes, ocorre associado a zonas hidrotermalizadas da seqüência *greenstone*, associadas a cisalhamentos, cujas ocorrências mais importantes se situam perto da cidade de Goiás. Recentemente foi descoberto, pela WMC, um pequeno depósito denominado Sertão, também relacionado à zona de cisalhamento intensamente hidrotermalizada, com carbonatação e sericitização, que afetam BIFs intercalados com a seqüência vulcânica ultramáfica (Osborne, informação escrita).

Sobreposto em discordância com a seqüência vulcano-sedimentar aparece um pacote de rochas clásticas que apresentam conglomerados, quartzitos, quartzo-muscovita xistos, o qual é denominado Seqüência da Serra do Cantagalo (Danni *et al.* 1981), e encontra-se, no segmento de Faina, sotoposta a dolomitos, *cherts* e itabiritos. As fácies conglomeráticas da Seqüência Cantagalo possuem mineralizações do tipo Witwatersrand com a associação Au-U-Pi detríticas, muito semelhante à observada na Formação Moeda do Supergrupo Minas, no Quadrilátero Ferrífero. Por analogia, essas unidades superiores foram consideradas como paleoproterozóicas, posição recentemente adotada com denominações diferentes por Resende *et al.* (1999).

A unidade química, constituída por dolomitos, *cherts* e itabiritos, deve ser equivalente à Formação Morro Escuro (Fig. 109), definida por Jost *et al.* (1989), e composta essencialmente por formações ferríferas bandadas (BIFs) ao sul de Crixás-Guarinos-Pilar de Goiás. A origem dos itabiritos é associada a processos sedimentar-exalativos (Sedex), que se manifestam na forma de ventos hidrotermais extremamente ricos em turmalina.

3.1.1.5 Depósitos de esmeralda de Santa Terezinha

Essas jazidas, descobertas em 1981 e explotadas até hoje por garimpeiros e pequenas companhias de mineração, situam-se 230 km a noroeste de Brasília, na Seqüência Vulcano-Sedimentar de Santa Terezinha, cuja idade é paleoproterozóica (Kuyumjian *et al.* 1999; Oliveira e Pimentel, 1998). Tal seqüência é constituída por talco-clorita xistos

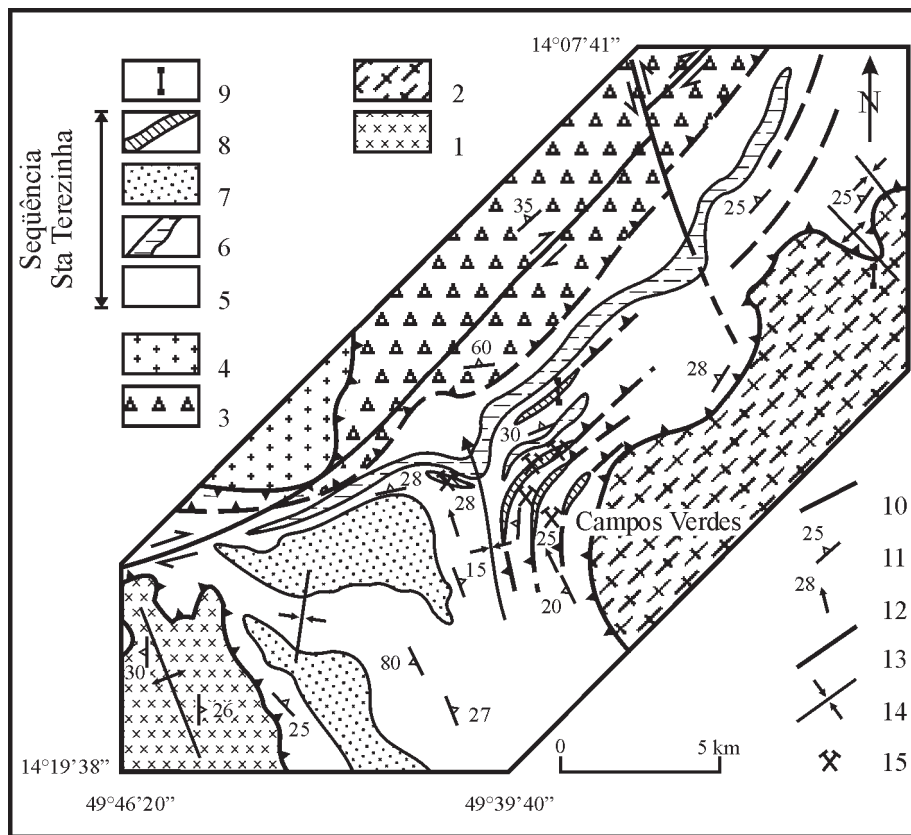


Fig. 114 – Mapa geológico do Distrito de Santa Terezinha, Goiás (segundo Gusmão Costa, 1986; Biondi, 1990).

1 – Biotita gnaiss arqueano; 2 – Anfibólio gnaiss e anfibolito arqueanos;
 3 – Gnaiss milonítico; 4 – Granito São José do Alegre; 5 – Clorita-muscovita xisto; 6 – Muscovita-magnetita xisto; 7 – Quartzito; 8 – Talco-clorita xisto; 9 – Dique de microgranito; 10 – Falha; 11 – Foliação; 12 – Lineação; 13 – Empurrão; 14 – Eixo de dobra; 15 – Minas de esmeralda.

(rochas ultramáficas), metatufos, *metacherts*, BIFs, muscovita-magnetita xistos e xistos grafitosos sobrepostos ao embasamento granito-gnáissico arqueano e intrudidos pelo Granito São José do Alegre (Fig. 114). A Sequência Vulcano-Sedimentar de Santa Terezinha é alóctone, e foi transportada, deformada e metamorfozada no final do Paleoproterozóico durante o Evento Transamazônico, ou seja, por volta de 2,0Ga (Biondi, 1990; Kuyumjian *et al.* 1999). Os cavalgamentos de baixo ângulo provocaram a formação de escamas tectônicas, bem como o desenvolvimento de dobras em bainha que variam de métricas a quilométricas (Biondi, 1990; D'El Rey Silva e Giuliani, 1988; Giuliani *et al.* 1990) com lineação 345/15-18°, as quais controlam os corpos mineralizados. A mineralização de esmeralda

é *strata-bound*, e está contida nos níveis de talco xistos carbonatados (dolomita, calcita e ankerita) submetidos à metassomatose potássica e acompanhada por flogopitização. A circulação dos fluidos hidrotermais foi guiada pelas zonas de cisalhamento, e as esmeraldas encontram-se nas zonas de flogopititos ou de quartzo-carbonatos (Biondi, 1990; D'El Rey Silva e Giuliani, 1988; Giuliani *et al.* 1997). Entretanto, as idades K-Ar e Ar-Ar determinadas para a mineralização de Santa Terezinha indicam cerca de 522Ma (Giuliani *et al.* 1997), o que sugere que as zonas de cisalhamento foram reativadas durante o Evento Brasileiro.

O minério rico carbonatado é constituído de dolomita, flogopita, quartzo, clorita, tremolita, magnetita, cromita, pirita e esmeralda, cujos teores podem atingir 800 g/m³,

na forma de prismas curtos, de 1 mm a 3 cm de diâmetro, disseminados e concentrados na borda das lentes dolomíticas (Giuliani *et al.* 1997). Segundo Biondi (1990), a rocha hidrotermalizada é enriquecida em Be (36-1260 ppm), Cr (920-2000 ppm), Ni (1220-1580 ppm) e F (3100-5500 ppm).

Os espectros dos flogopititos (Giuliani *et al.* 1997) são semelhantes aos dos granitos datados com aproximadamente 850Ma (Pimentel, informação verbal) que intrudem as seqüências vulcano-sedimentares. Essa constatação, aliada ao fato de os fluidos hidrotermais possuírem assinatura geoquímica vizinha da dos granitos enriquecidos em elementos higromagmáficos, pode sugerir um modelo genético diferente daquele que é associado a zonas de cisalhamento para as mineralizações de esmeralda de Santa Terezinha.

O estudo das inclusões das esmeraldas revelou inclusões sólidas compostas de cromita, picotita, magnesiocromita, flogopita, dolomita, ferro-pargasita, epidoto, actinolita, pirita, dumortierita, talco e pentlandita; enquanto as inclusões fluidas, pertencentes ao sistema $H_2O-CO_2-N_2-CH_4-NaCl$ são de três tipos: monofásicas carbônicas $CO_2-N_2-CH_4$ com densidades elevadas $dCO_2 = 0,74-0,91 g/cm^3$; monofásicas aquosas $H_2O-NaCl$, com salinidades compreendidas entre 1 e 17% eq. peso NaCl, e temperatura de homogeneização que varia de 300 a 450°C; bi a trifásicas aquocarbônicas $H_2-CO_2-N_2-CH_4-NaCl$, com salinidade compreendida entre 1 e 22% eq. peso NaCl e temperatura de homogeneização variável de 300 a 490°C.

Outras ocorrências de esmeralda são conhecidas na FDB nas regiões de Porangatu, Pirenópolis e Itaberá (Giuliani *et al.* 1997).

3.1.2 Depósitos minerais do Bloco Almas-Dianópolis-Cavalcante

O Bloco Almas-Dianópolis-Cavalcante representa, na realidade, um apêndice do Cráton do São Francisco que serviu de embasamento cratônico às coberturas da FDB. É constituído pelo complexo granito-*greenstone* basal, e por relíquias de uma cobertura metassedimentar denominada Formação Ticunzal, na qual são intrusivos granitos, sin a pós-colisionais, durante o Ciclo Transamazônico.

3.1.2.1 Depósitos Au de Almas-Dianópolis

Na região de Almas-Dianópolis (Fig. 115), os terrenos granito-*greenstones* do Tocantins, possivelmente do Paleoproterozóico (Pimentel e Botelho, 2000), apresentam estruturas dômicas compostas pelos complexos granito-gnáissicos,

e contornadas por estreitas faixas vulcano-sedimentares (Cruz e Kuyumjian, 1999). As seqüências vulcano-sedimentares do Grupo Riachão do Ouro são representadas pelas metavulcânicas máficas (basaltos) da Fm. Córrego Paiol, na base, e pelos metassedimentos (filitos sericíticos com intercalações de BIFs, quartzitos ricos em magnetita, turmalina quartzitos, *metacherts* e metaconglomerados) da Fm. Morro do Carneiro, no topo. Os granitóides intrusivos da área pertencem a duas suítes: a primeira com tonalito, granodiorito, trondhjemitito, quartzo-monzodiorito e quartzo-diorito, ricos em anfibólio; a segunda com tonalito, trondhjemitito, granodiorito e monzogranito, pobres em minerais máficos, com biotita dominante. Essas suítes possuem características químicas de granitóides de arco magmático, e foram classificadas como suíte TTG de baixo e alto Al_2O_3 , respectivamente (Padilha, 1984; Cruz e Kuyumjian, 1998).

O metamorfismo regional na área, que varia de xisto-verde a anfibolito, é atribuído ao Evento Transamazônico; enquanto o retrometamorfismo fica restrito a zonas de cisalhamento de direções N35-50W, sinistrais; e N40-65E, dextrais; formando um par conjugado resultante da compressão E-W durante o Ciclo Brasileiro.

As mineralizações auríferas, conhecidas desde o século XVII, foram avaliadas, durante os anos 1970, pela Docegeo. Na Jazida do Córrego Paiol as reservas foram estimadas em cerca de 3,4 t Au, a partir de minério oxidado com 1,53 g/t (Ribeiro *et al.* 1995). Em 1998, a produção de ouro foi de aproximadamente 490 kg Au.

As mineralizações auríferas encontram-se hospedadas em metavulcânicas, metassedimentos e granito-gnaisses afetados por zonas de cisalhamento (Cruz, 1993; Cruz e Kuyumjian, 1999).

a) Mineralizações auríferas em granito-gnaisses

Nos terrenos granito-gnaisses, as mineralizações auríferas são encontradas em veios de quartzo, nas zonas de cisalhamento N50W e N55E acompanhadas por alteração hidrotermal. No veio de quartzo, o ouro ocorre incluso na pirita e nos espaços intergranulares dos grãos de quartzo. Galena e calcopirita são muito subordinadas. O halo de alteração hidrotermal é restrito e caracterizado pelo desenvolvimento de quartzo, mica branca e albita na zona externa. Carbonatação e cloritização são incipientes no halo de alteração.

b) Mineralizações auríferas em metassedimentos

As ocorrências de ouro, hospedadas em rochas metassedimentares, são abundantes ao sul de Almas e perto de Conceição do Tocantins, tendo sido descritas em zonas de cisalhamento que afetam turmalina quartzitos (Garimpo Morro do

Carneiro), quartzitos argilo-ferruginosos (Garimpo do Urubu), BIFs (Garimpos Cajazeiros, Gerseu e Igrejinha), filitos carbonosos e metariodacitos. O ouro encontra-se preferencialmente associado a veios e a segregações quartzosas, na forma de palhetas finas livres no quartzo, com paragênese de pirita, pirrotita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita e sulfossais. A alteração hidrotermal envolve carbonatação, sericitização e cloritização.

c) Mineralizações auríferas em metabasaltos

Nos metabasaltos, as mineralizações de ouro ocorrem associadas, também, a veios de quartzo (Garimpo do Olavo e Mina dos Tapuios), mas sobretudo disseminadas no halo de alteração hidrotermal que acompanha as zonas de cisalhamento dextral de direção N20E, como nos garimpos do Refresco e do Arroz, e na Mina do Paiol.

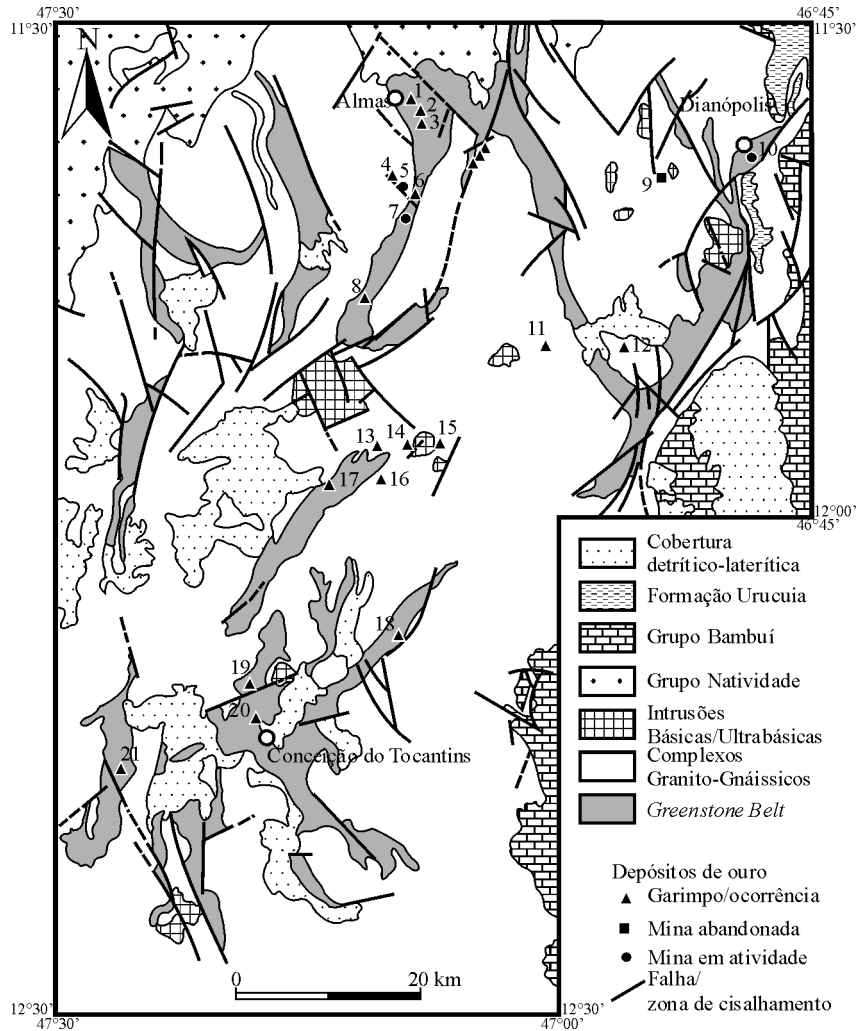


Fig. 115 – Mapa geológico dos terrenos granito-greenstones do Tocantins (segundo Padilha, 1984; Cruz e Kuyumjian, 1999).

Mineralizações: Garimpo do Arroz, 1; Garimpo do Refresco, 2; Garimpo do Vieira, 3; Garimpo Vira-Saia I, 4; Depósito Vira-Saia II, 5; Garimpo do Olavo, 6; Mina Córrego Paiol, 7; Garimpo do Urubu, 8; Mina da Faz. Santo Elias, 9; Mina dos Tapajós, 10; Garimpo Lagartixa, 11; Mina Terra Vermelha, 12; Faz. Curral Queimado, 13; Faz. Santaninha, 14 e 15; Faz. Misericórdia, 16; Faz. Poço de Ouro, 17; Garimpo São Felipe, 18; Garimpo Furtuosa, 19; Garimpo do Gerseu, 20; e Garimpo Cajazeira, 21.

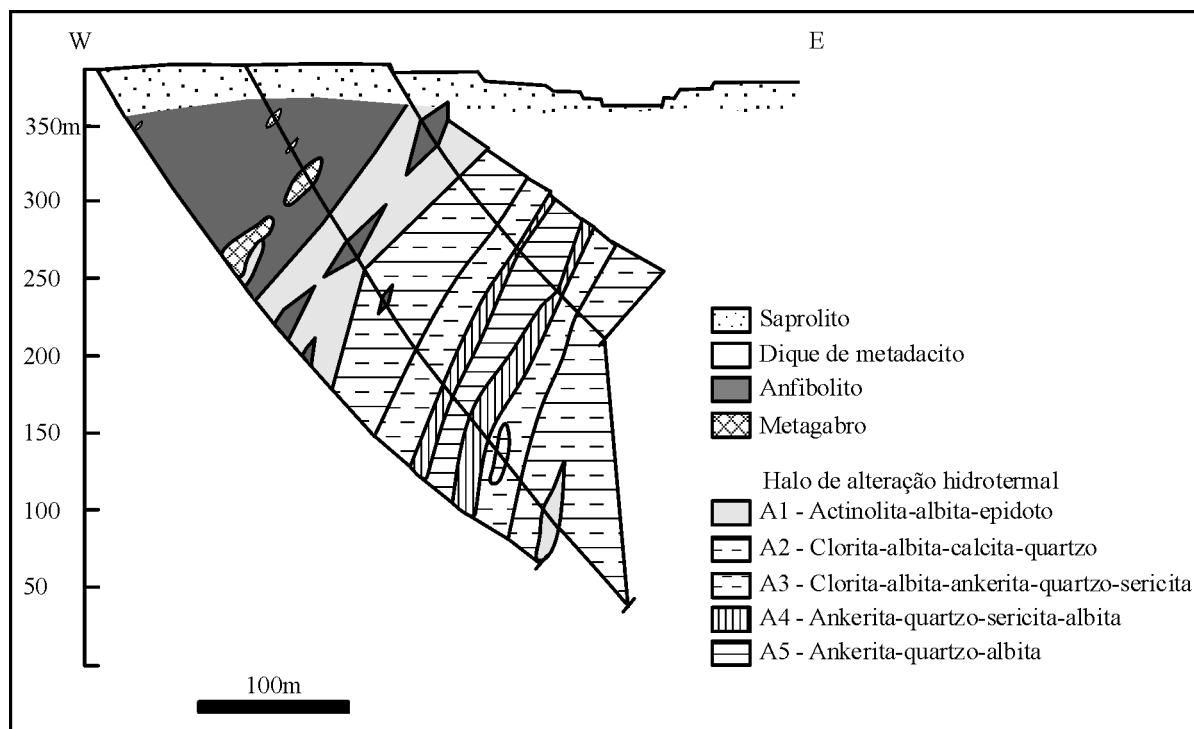


Fig. 116 – Seção geológica da Mina Córrego Paiol (segundo Cruz e Kuyumjian, 1999).

A Mina do Paiol (Cruz e Kuyumjian, 1999) está situada numa estrutura cisalhante NE, onde o halo de alteração se estende sobre uma área de 1.400 m de comprimento e até 330 m de largura. A mineralização aurífera (Fig. 116) foi reconhecida por sondagem até 400 m de profundidade. As rochas originais submetidas ao cisalhamento são metagabros, anfibolitos e diques de metadacitos. Cinco zonas de alteração hidrotermal foram identificadas em volta do cisalhamento, com associações minerais distribuídas desde a zona externa até o centro, da seguinte forma:

- i) Actinolita-albita-epidoto, em rocha foliada com titanita, ilmenita, pirita e calcopirita como minerais acessórios;
- ii) Clorita-albita-calcita-quartzo, em rocha bandada com cristais euédricos de pirita;
- iii) Clorita-albita-ankerita-quartzo-sericita, em rocha de aspecto bem bandado, rica em pirita;
- iv) Ankerita-quartzo-sericita-albita, em rocha de aspecto mais homogêneo, com pirita disseminada ao longo da foliação, contendo inclusões de calcopirita;
- v) Ankerita-quartzo-albita, em rocha de aspecto maciço e cor cinza-claro, mais rica em pirita disseminada ou concentrada em bandas milimétricas, junto com rutilo, ilmenita e titanita. Nessa zona, o ouro aparece asso-

ciado à pirita, em grãos finos, de 1 a 8 μm , inclusos nas bordas ou preenchendo fraturas da pirita.

Os fluidos mineralizantes, provavelmente ricos em CO_2 e S, transportaram o ouro na forma de tiocomplexos. A precipitação ocorreu devido à interação desses fluidos com rochas ricas em Fe ou com elevada razão $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{M1}$.

3.1.2.2 Depósito de Urânio da Raizaminha

Na região do Prospecto Rio Preto-Campos Belos, situada no norte do Estado de Goiás, uma série de anomalias de urânio foram descobertas e investigadas pela Nuclebras. Todas elas parecem relacionadas à Seqüência Metassedimentar da Fm. Ticunzal (Marini *et al.* 1978), a qual se situa estratigraficamente entre o complexo granito-gnáissico do embasamento com idades modelo Sm-Nd compreendidas entre 2,0-2,3Ga (Pimentel e Botelho, 2000) e os quartzitos do Grupo Araí, do Mesoproterozóico (1,77Ga, segundo Pimentel *et al.* 1991). Essa seqüência metassedimentar, constituída por paragneisses grafitosos, micaxistos com biotita e clorita, filitos grafitosos, metatufos, metaconglomerados e quartzitos xistosos, encontra-se intrudida

por granitos peraluminosos da Suíte Aurumina (2,1Ga), o que comprova a sua idade paleoproterozóica. A mineralização primária de Raizaminha é pouco conhecida e sua origem sujeita a controvérsias, em razão da intensa milonitização que afetou a Seqüência Ticunzal (Andrade *et al.* 1985; Forman e Waring, 1981). As sondagens realizadas colocaram em evidência a presença de uraninita que se concentra ao longo dos planos de foliação verticalizados dos paragneisses, clorita sericita e grafita xistos, o que sugere a associação dessa seqüência com fluidos hidrotermais que circulam ao longo de zonas de cisalhamento relacionadas ao Ciclo Transamazônico (Forman e Waring, 1981). Na superfície, extensos indícios de mineralização secundária com torbernita e autunita sublinham as anomalias radiométricas. Essas ocorrências de urânio lembram, em parte, por suas características, os depósitos do tipo relacionado à discordância, definidos no Saskatchewan, Canadá (Marmont, 1990).

3.1.2.3 Depósitos minerais associados à Suíte Aurumina

Os granitos pertencentes à Suíte Aurumina (Botelho *et al.* 1999) são intrusivos no embasamento granito-gnáissico e nos metassedimentos da Fm. Ticunzal, e ocorrem desde a região de Teresina-Cavalcante até o Rio Paranã, na região de Porto Real. São granitos peraluminosos, de cor cinza e grão médio a grosso, com foliação proeminente e com enclaves de material grafitoso. O Granito Aurumina é composto de quartzo, microclínio perfitico, biotita e muscovita. Os minerais acessórios são: zircão, apatita, monazita, torita, ilmenita e fluorita. Apresenta características mineralógicas, tais como muscovita magmática (TiO_2 entre 0,8 e 1,5%), e químicas ($\text{ISA} > 1$), de granito peraluminoso. Essa suíte, datada em 2129Ma (Sparrenberger e Tassinari, 1999), pode ter derivado de um magmatismo sincolisional Transamazônico ou de fusão crustal.

A esses granitos são associadas mineralizações de ouro, conforme ocorre em Aurumina, onde a mineralização se encontra em veios de quartzo com sericita, caulinita e grafita, de direção NE, relacionados à zona de cisalhamento N-NE. Nota-se a presença de fluorita na encaixante metasomatizada. O ouro (teor médio de 14 g/t), junto com a prata (teor médio 8 g/t), encontra-se disseminado no quartzo em associação com sulfetos de metais bases.

Na mesma região, ocorrências de cassiterita e de tantalita associadas a greisens e a pegmatitos são relacionadas a granitos semelhantes. À mineralização de cassiterita foi atribuída uma idade variável de 2023 a 2277Ma (Sparrenberger e Tassinari, 1998).

3.1.2.4 Depósito de Ouro de Pontal

A Mina de Pontal (Brejinho de Nazaré), localizada a mais ou menos 400 km ao norte de Brasília, é associada a um veio de quartzo encaixado em biotita-hornblenda ortognaisses com intercalações de anfíbolitos, afetados por uma deformação transcorrente dúctil que induziu a formação de uma foliação milonítica orientada N15-30E/60-70SE (Santos, 1989). Intrusões graníticas tardias, com injeções de pegmatitos associados, recortam os ortognaisses do embasamento.

O veio de quartzo aurífero foi explorado pela Metago, e forneceu cerca de 10 mil t de quartzo com 17,5 g/t Au, em média. Esse veio, em forma de lente, apresenta 120 m de comprimento, 0,50 m de espessura, e profundidade variável de 60 a 100 m. Encontra-se subparalelo à foliação milonítica, é deformado e boudinado, com eixo da deformação paralelo à lineação de estiramento presente nos ortognaisses, o que permite deduzir que a segregação do quartzo aurífero ocorre antes do final da deformação dúctil (Santos, 1989). Na base e no topo da lente quartzosa, observa-se um nítido enriquecimento em biotita e actinolita, as quais caracterizam uma alteração hidrotermal de alta temperatura. O minério é composto essencialmente de quartzo sacaroidal, cuja coloração varia de branca a cinza, com extinção ondulante, e com contatos suturados e indentados. O ouro é disseminado, em forma de cristais irregulares e eudrícos ($\Phi = 0,02$ a 0,6 mm) junto com sulfetos ($\pm 2\%$), tais como pirrotita, pirita, calcopirita, galena e esfalerita. Inclusões sólidas observadas no quartzo foram identificadas como actinolita, oligoclásio e mica. As inclusões fluidas multifásicas primárias do tipo S (Santos *et al.* 1991; Guilhaumou *et al.* 1990) contêm CH_4 e/ou $\text{CH}_4\text{-CO}_2$, além de diversos sólidos identificados como siderita, grafita, biotita, rutilo e actinolita. Essas inclusões, sincrônicas da precipitação do ouro, homogeneizam-se em temperaturas altas compreendidas entre 350 e 450°C, demonstrando que a deposição do ouro ocorreu em condições P-T compatíveis com o limite entre as fácies xisto-verde e anfíbolito. Outros tipos de inclusões mais tardias mostram as associações $\text{CO}_2\text{-CH}_4$, $\text{CH}_4\text{-H}_2\text{O}$ e, finalmente, H_2O , com temperaturas decrescentes de 300 até 180°C. O conjunto dessas características leva à classificação do Depósito de Pontal como metamórfico de alta temperatura.

3.1.3 Rife Intracontinental Paleoproterozóico

No segmento norte da FDB, a transição do final do Paleoproterozóico para o início do Mesoproterozóico

é marcada pelo desenvolvimento de um rifte intracontinental (Nilson *et al.* 1994; Brito Neves *et al.* 1996, 1999), cuja evolução é marcada por diferentes fases de intrusões e de sedimentação que se sucedem no espaço e no tempo, permitindo, portanto, que se definam vários estágios no processo de rifteamento (Dardenne, 2000):

- i) Estágio inicial ou pré-rifte, por volta de 2,0Ga (Correia *et al.* 1996, 1997), representado pela intrusão dos complexos máfico-ultramáficos estratiformes de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, alinhados sobre mais de 350 km.
- ii) Estágio principal ou sin-rifte, caracterizado pela intrusão dos granitos anorogênicos da Província Estanífera de Goiás, entre 1,77Ga e 1,58Ga, e acompanhado por depósitos clásticos de leques aluviais e rios entrelaçados, intercalados com derrames de vulcânicas máficas/

ácidas e rochas piroclásticas, que constituem a seqüência rifte do Grupo Araí.

- iii) Estágio final ou pós-rifte, correspondendo a fase *sag* de subsidência termal, evidenciada pela transgressão e pela sedimentação marinha da porção superior da seqüência pós-rifte do Grupo Araí e do seu equivalente metamórfico: o Grupo Serra da Mesa.

3.1.3.1 Depósitos minerais associados aos complexos máfico-ultramáficos (CMUs) de Barro Alto (BA), Niquelândia (NQ), Cana Brava (CB)

Os três CMUs (Fig. 117), que representam diferentes segmentos de uma estrutura linear conhecida como o cinturão granulítico de Goiás, são constituídos por duas seqüências

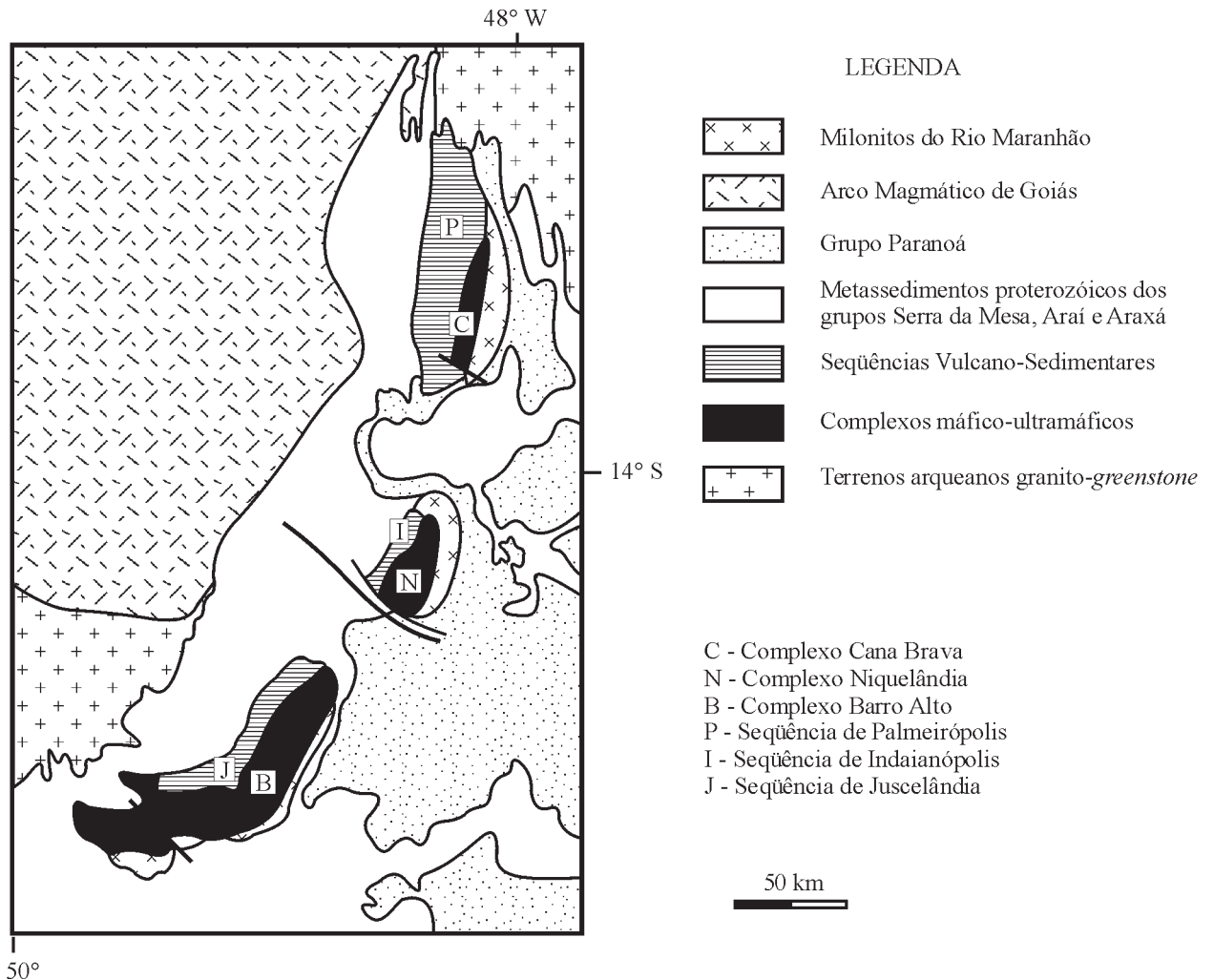


Fig. 117 – Distribuição dos complexos de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava, na Faixa Brasília (simplificado segundo Marini *et al.*, 1984b; Ferreira Filho *et al.*, 1995).

magmáticas, diferenciadas e individualizadas em Niquelândia (Fig. 118) por Danni *et al.* (1982) a partir de argumentos geológicos de campo, e petrologicamente comprovadas por Ferreira Filho *et al.* (1998): uma seqüência magmática inferior mais antiga, datada em aproximadamente 2,0Ga, por Correia *et al.* (1996, 1997); e uma seqüência magmática superior mais jovem, datada em 1,3Ga (Ferreira Filho e Pimentel, 1999; Correia *et al.* 1999).

A Seqüência Magmática Inferior (Unidade da Serra da Mantiqueira) é dividida em três zonas:

- i) Zona Máfica Inferior, constituída predominantemente de gabronorito com níveis menores de piroxenito, representantes de uma fácies de borda na base dos complexos;
- ii) Zona Ultramáfica Intermediária, composta essencialmente por dunitos com piroxenitos intercalados;
- iii) Zona Máfica Superior, dominada por gabronoritos, com intrusões de quartzo diorito.

A Seqüência Magmática Superior, (Unidade Serra dos Borges), formada por intercalações de leucotroctolito, anortosito e gabro, com piroxenito subordinado, apresenta níveis de óxidos Fe-Ti (magnetita e ilmenita). Correlações estratigráficas entre os três complexos (Fig. 119), baseadas em dados petrológicos consistentes, foram estabelecidas por Ferreira Filho *et al.* (1998).

Os três complexos foram intensamente tectonizados e afetados por metamorfismo progressivo, variando de granulito a anfibolito, datado em cerca de 780Ma, por Ferreira Filho *et al.* (1994), na fase precoce do Evento Brasileiro, e cujo soerguimento e exposição devem corresponder ao estágio colisional da FDB, por volta de 650Ma, na fase tardia do Evento Brasileiro. Uma feição tectônica importante consiste na presença de zonas de cisalhamento dúctil verticalizadas vizinhas de NS acompanhadas por processos de milonitização e do desenvolvimento de foliação milo-

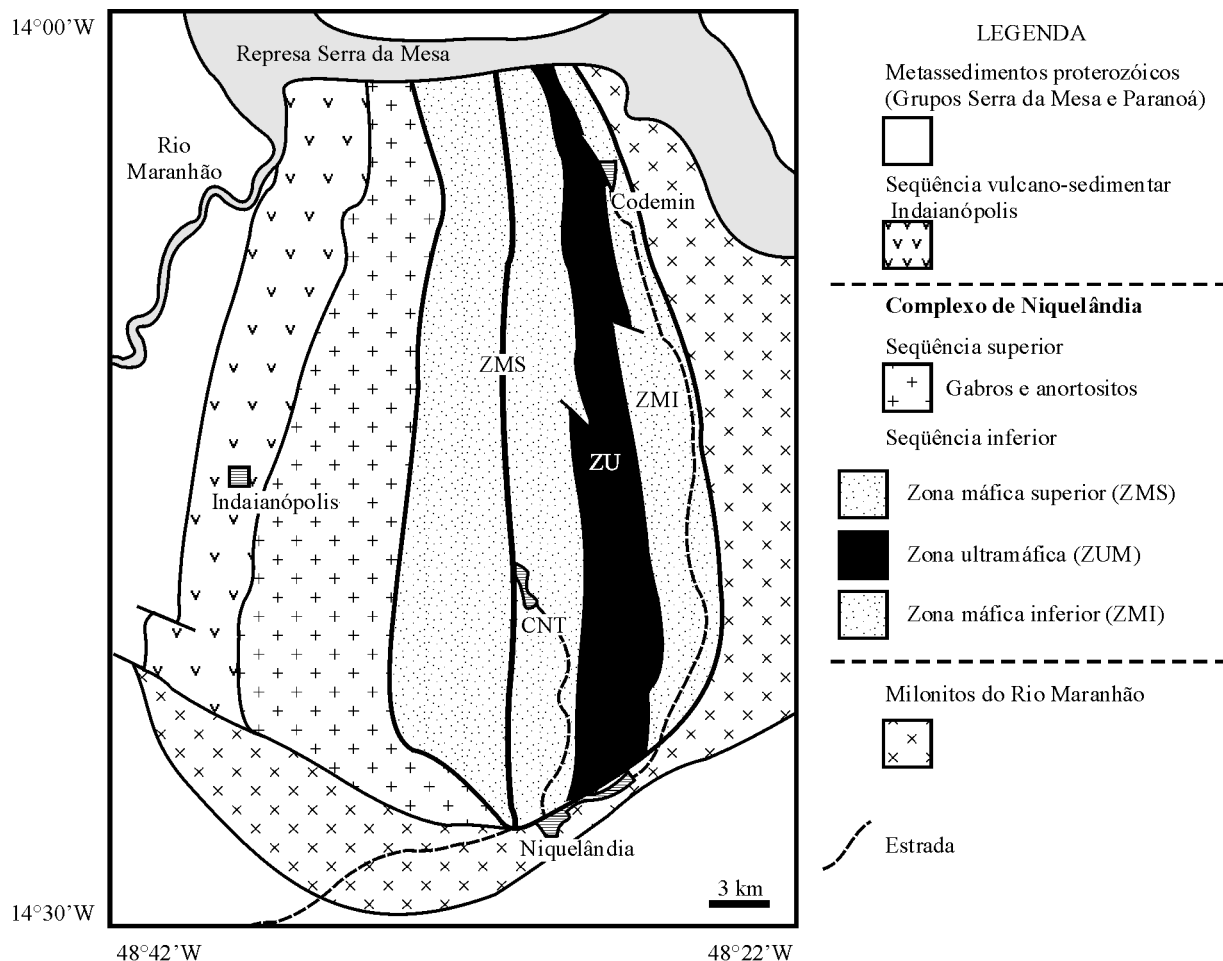


Fig. 118 – Geologia do Complexo de Niquelândia (segundo Ferreira Filho, 1999).

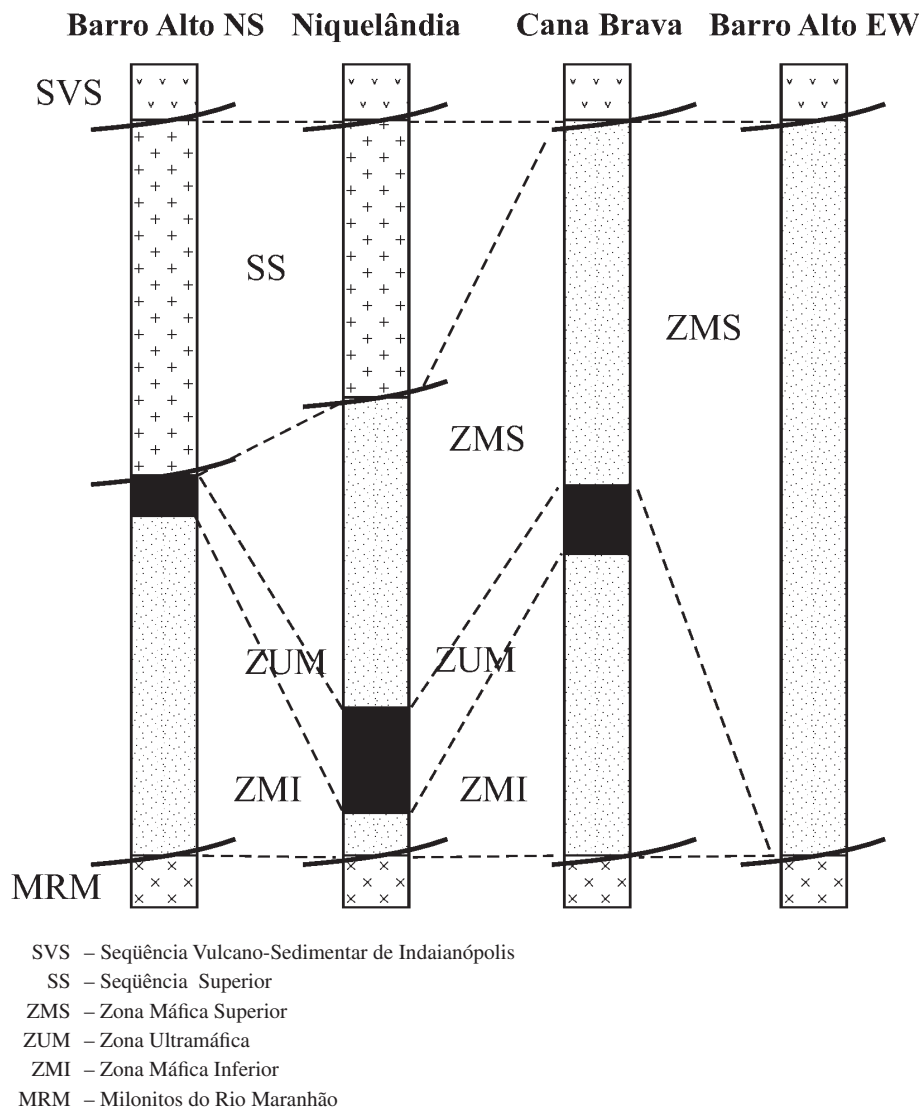


Fig. 119 – Correlações litoestratigráficas entre os complexos de Niquelândia, Cana Brava e Barro Alto (segundo Ferreira Filho, 1999).

nítica. A oeste, essas zonas de cisalhamento colocam em contato a Seqüência Magmática Superior com as seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, respectivamente.

3.1.3.1.1 Depósitos de níquel laterítico de Niquelândia e Barro Alto

Os depósitos de níquel laterítico de Niquelândia e Barro Alto possuem reservas da ordem de 60 Mt de minério com 1,45% Ni, e de 72,39 Mt de minério com 1,67% Ni, res-

pectivamente. Atualmente, só o depósito de Niquelândia se encontra intensamente explorado pelas companhias Níquel Tocantins e Codemin. A descrição dessas jazidas será abordada no quarto capítulo, juntamente com os outros depósitos de origem laterítica.

3.1.3.1.2 Depósito de Amianto de Cana Brava

A jazida de amianto do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava (Fig. 120), descoberta em 1962 por Milevski, perto da cidade de Minaçu, encontra-se associada aos ser-

pentinitos da Zona Ultramáfica da Sequência Magmática Inferior, na sua extremidade sudeste. A faixa mineralizada (Pamplona e Nagao, 1981; Ianhez *et al.* 1997), cuja extensão é de cerca de 6.300 m, mostra uma geometria grosseiramente tabular, com aproximadamente 1.500 m na direção E-W e 4.800 m na direção N-S, formando os corpos A, B, C e F com espessura média de 100 a 110 m, e com mergulho variável de 10 a 70° para NW e W. Esses corpos, que se estendem até profundidades da ordem de 290 m, estão separados por zonas de cisalhamento dextral orientadas de NE a EW. A foliação principal é milonítica, ficando mais ou menos paralela ao bandamento original, e é relacionada ao metamorfismo de fácies anfíbolito a xisto-verde, que conduziu à formação dos serpentinitos marrom do tipo I. As zonas de cisalhamento transversais, transcorrentes, inicialmente dúcteis (fácies xisto-verde) e posteriormente rúpteis, são responsáveis pelo desenvolvimento dos serpentinitos verdes do tipo II e das mineralizações mais importantes de crisotila (Hasui e Magalhães, 1990). A mineralização é do tipo *stockwork*, e restrita às fraturas em extensão distribuídas na massa

serpentinítica. O alongamento das fibras de crisotila em relação à parede da fratura permite classificar essas fibras em dois tipos: as fibras *slip* são orientadas paralelamente à fratura, enquanto as fibras *cross* são transversais à parede do veio. O comprimento das fibras varia de 1 a 20 mm, com uma média vizinha de 6 mm. Os minerais acessórios são: magnetita, hematita, clorita, carbonato e talco. Em 1991, as reservas medidas para os corpos A e B atingiam 122,89 Mt de minério com teor de fibra de 5,2%

3.1.3.1.3 Depósitos de EGP de Niquelândia e Cana Brava

Os trabalhos desenvolvidos sobre os CMUs BA, NQ e CB por Girardi e Kurat (1982), Rivalenti *et al.* (1982), Sighinolfi *et al.* (1983), Oliveira (1993a), Lima (1997), Suita (1996, 1998) e, principalmente, por Ferreira Filho (1999) e Ferreira Filho *et al.* (1995, 1998), permitiram estabelecer critérios objetivos de prospecção para os EGPs a partir de detalhados estudos petrológicos, mineralógicos e geoquí-

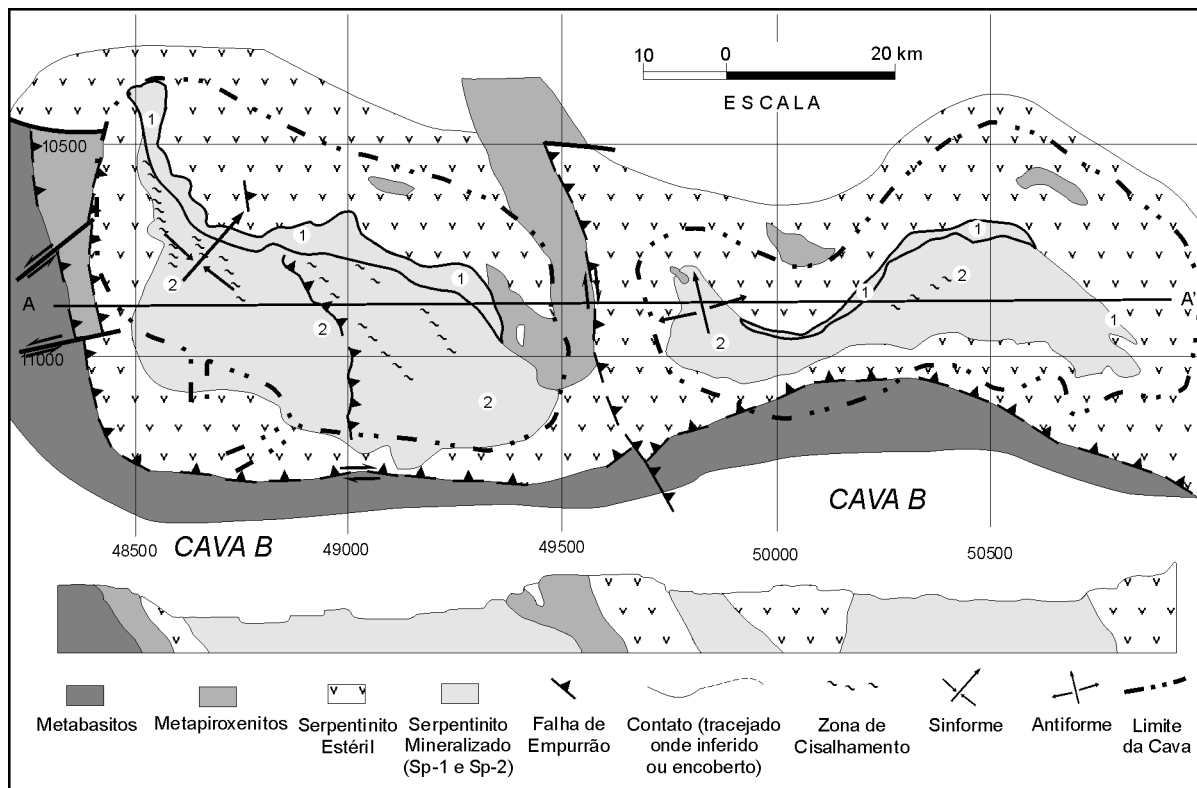


Fig. 120 – Geologia da Mina de Cana Brava (segundo Ianhez *et al.*, 1997).

micos, os quais resultaram na indicação da zona de transição entre o topo da zona ultramáfica inferior e a base da zona máfica superior, como o intervalo mais favorável para concentrações dos EGPs (Fig. 119).

A zona ultramáfica inferior é representada principalmente por dunito ± harzburgito (olivina + cumulado de espinélio cromífero) e piroxenito (ortopiroxênio + cumulado de clinopiroxênio). A seqüência de cristalização das fases *cumulus* precoces é: olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio, com dunito predominando na base, as intercalações de piroxenito aumentando progressivamente para o topo, enquanto as camadas de lherzolito, gabronorrito, norrito e os finos níveis de cromitito se mantêm subordinados. Os cromititos contêm MGP que ocorrem como inclusões na forma de sulfetos e ligas. Segundo Ferreira Filho *et al.* (1998), a variação críptica da composição da olivina (F_{093} a F_{085}), bem como a presença das unidades cíclicas, sugerem que a zona ultramáfica inferior foi formada por influxos sucessivos de magma. O contato com a zona máfica superior é gradacional e marcado pela aparição de cumulados de plagioclásio como uma das fases dominantes, os cumulados de olivina, rica em Mg, e de espinélio cromífero desaparecendo progressivamente para o topo.

A distribuição dos elementos, tais como EGP, Ni e S, mostra um enriquecimento desses elementos na zona ultramáfica inferior e na base da zona máfica superior, e um empobrecimento relativo nas outras unidades. Esse enriquecimento em EGP, Ni e S reflete a presença de sulfetos disseminados intersticiais entre os minerais cumulados na forma de pirrotita, calcopirita e pentlandita, assim como a presença de um magma saturado, ou perto da saturação, em enxofre.

Tendo em vista que a concentração dos EGPs é favorecida pela precipitação dos sulfetos, e situa-se geralmente em outros CMUs do mundo, como os de Stillwater e de Bushveld, perto ou logo abaixo da aparição de cumulados de plagioclásio (Naldrett *et al.* 1990), o intervalo correspondente à zona de transição entre a zona ultramáfica inferior e a zona máfica superior é particularmente favorável para encontrar concentrações econômicas de EGP na forma de sulfetos.

Recentemente, Medeiros e Ferreira Filho (1999) descreveram um horizonte mineralizado em EGP com cerca de 10 km de extensão, situado na base de uma unidade cíclica composta de harzburgito basal (olivina + cromita cumulado com ortopiroxênio e clinopiroxênio *intercumulus*), seguido de websterito (ortopiroxênio + clinopiroxênio cumulado com plagioclásio intersticial) na porção intermediária, e gabronorrito (ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio cumulado). A espessura de cada unidade cíclica

varia de 10 a 50 m. O horizonte mineralizado mostra teores de Pt + Pd de até 1,5 ppm, apresenta abundantes sulfetos intersticiais (pirrotita + pentlandita + calcopirita), e forte correlação de Pt-Pd com S e Ni, constituindo, assim, um marco estratigráfico diretamente ligado à evolução petrológica das rochas cumuláticas hospedeiras.

3.1.3.2 Província Estanífera de Goiás

A Província Estanífera de Goiás (Fig. 121), definida por Marini e Botelho (1986), abrange uma vasta região do norte do estado, que se caracteriza pela presença de granitos estaníferos de idade paleo/mesoproterozóica distribuídos em duas subprovíncias: Subprovíncia do Rio Paraná (SRP) e Subprovíncia do Rio Tocantins (SRT). Todos os depósitos importantes de estanho são associados a granitos anorogênicos de tipo A, geneticamente relacionados à evolução continental do Rifte Araí e ao vulcanismo bimodal contemporâneo.

Do ponto de vista geocronológico, esses granitos são divididos em dois grupos (Fig. 122) etários: 1,77Ga e 1,58Ga (Pimentel *et al.* 1991; Rossi *et al.* 1992). Os granitos mais antigos G_1 (1,77Ga) ocorrem somente na SRP, são fracamente anômalos em estanho e apresentam ocorrências de cassiterita de menor importância (Botelho e Moura, 1998). São potássicos e ricos em Fe, mostram afinidade alcalina, com razão $MgO/TiO_2 \leq 1$, são enriquecidos em F, Sn, Rb, Y, Th, Nb, Ga e ETR, e apresentam teores elevados de K, Ba, Nb, Zn, ETR e Y. Os granitos mais jovens G_2 (1,58Ga) ocorrem nas duas subprovíncias: SRP e SRT. Variam de metaluminosos a peraluminosos, são relativamente ricos em Fe, com baixa razão K/Na, são também enriquecidos em F, Sn, Rb, Y, Th, Nb, Ga e ETR, e mostram teores elevados de Li, Rb, Nb, Sn e Ta, assim como altas razões Nb/Ta e F/Li (Botelho e Moura, 1998). Os mais importantes depósitos de estanho são associados aos granitos G_2 . Segundo Bettencourt *et al.* (1997), a produção da PEG, desde 1960, foi da ordem de 15 mil t de Sn contido, enquanto as reservas totais giram em torno de 25 mil t de Sn contido. As características isotópicas de Nd para G_1 e G_2 são bastante semelhantes, o que sugere que suas fontes crustais e a evolução dos magmas graníticos originais foram similares. Entretanto, a grande variação observada nos valores iniciais de ϵ_{Nd} , de +3,4 a -14,0, com idades modelo compreendidas entre 2,0 a 2,7Ga, indica que eles podem resultar de diferentes graus de mistura de magmas máficos e félsicos derivados de fusão do embasamento siálico, ou que as fontes siálicas são heterogêneas em idade e em composi-

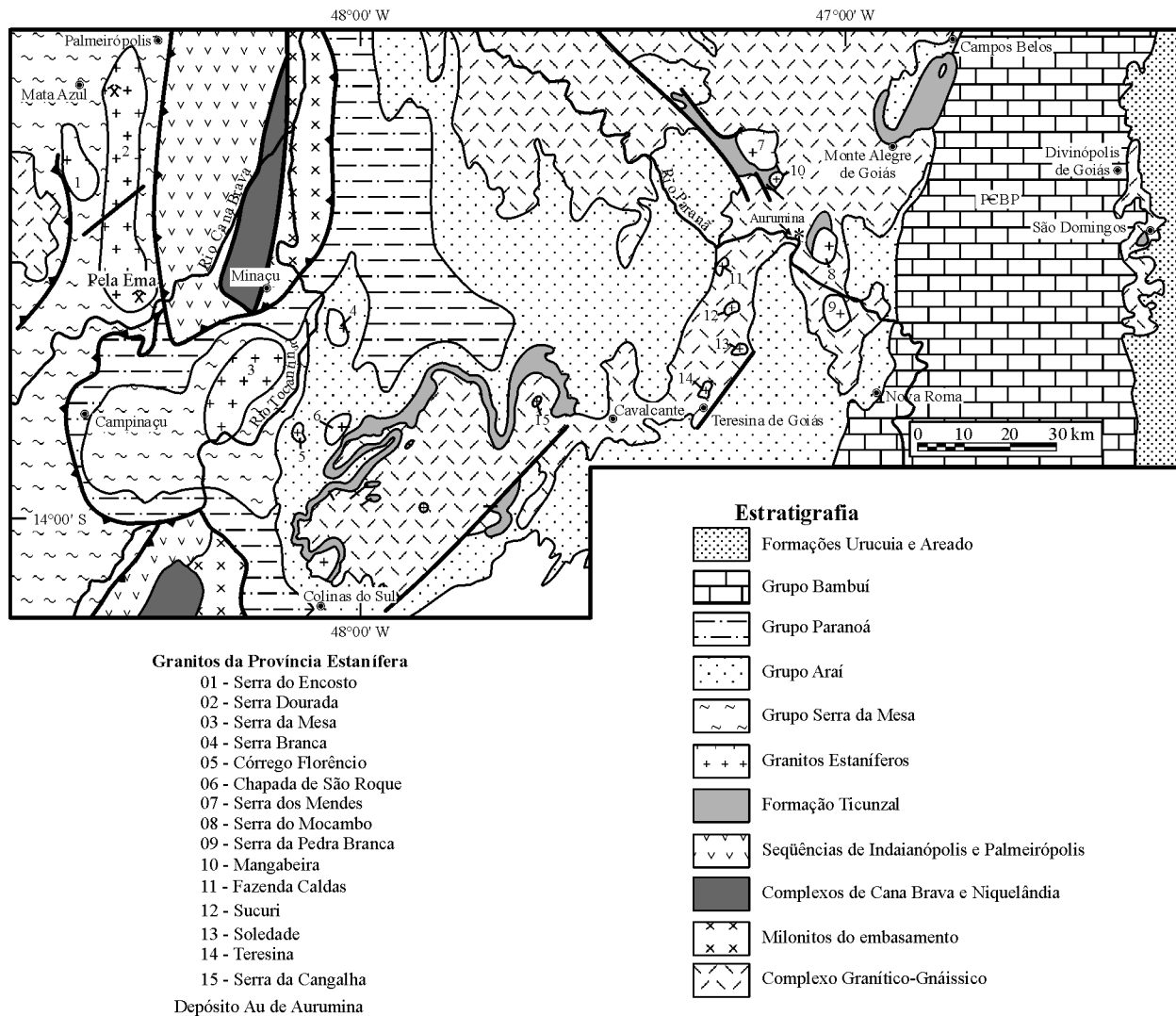


Fig. 121 – Mapa geológico regional da Província Estanífera de Goiás (segundo Marini e Botelho, 1986).

ção isotópica (Pimentel *et al.* 1999). A produção dos líquidos graníticos pode ter sua origem na fusão crustal induzida por aporte de calor propiciado pela colocação ou pela delaminação de magmas máficos.

3.1.3.2.1 Depósitos de estanho da Subprovíncia Rio Paranã

Aos granitos da SRP, denominados Serra do Mendes, Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira, Sucuri e Soledade, intrusivos no embasamento granito-gnáissico e/ou na Seqüência Metasedimentar Ticunzal, são associados numerosos depósitos de

estanho (Padilha e Laguna, 1981; Marini e Botelho, 1986), alguns dos quais serão rapidamente descritos a seguir:

3.1.3.2.1.1- Depósitos Sn associados ao Granito Pedra Branca

As principais mineralizações primárias do Maciço Granítico Pedra Branca (Fig. 123) são encontradas nos garimpos denominados Zona da Bacia, Faixa Placha e Manchão dos Baianos, enquanto mineralizações secundárias em aluviões são conhecidas como Grota Seca, Grota Rica, Grota do Jair e Garimpinho, (Botelho, 1984, 1992; Padilha e Laguna, 1981). Essas mineralizações são constituídas por:

a) Endogreisens: quartzo-muscovita greisens com fluorita,

cassiterita, topázio, magnetita e hematita; protolítico-quartzo greisens com cassiterita, fluorita, topázio, magnetita, hematita e sulfetos associados; granitos greisenizados com cassiterita e albita, além de quartzo, muscovita, fluorita e magnetita; veios de quartzo e cassiterita em fraturas do biotita granito.

- b) Exogreisens: encontrados nos gnaisses encaixantes, são representados por veios de quartzo com cassiterita e pela associação cassiterita, sulfetos e fluorita em zonas de cisalhamento. Esfalerita, estannita e cassiterita ricas em índio foram encontradas (Botelho e Moura, 1998).

3.1.3.2.1.2 Depósitos Sn associados ao Granito Mangabeira

As principais mineralizações primárias (Padilha e Laguna, 1981; Moura, 1993) localizam-se na zona greisenizada principal (Fig. 124) e no Morro Laranjinha, em forma de greisens, e são descritas como:

- Greisens a quartzo-topázio-zinnwaldita-micas Fe-Al litiníferas, com cassiterita, wolframita, löllingita e arsenopirita;
- Greisens a fengita litinífera e quartzo-fengita litinífera com cassiterita;
- Cassiterita e sulfetos disseminados no granito vermelho.

Nos greisens a quartzo-topázio foram encontrados minerais de índio (Botelho, 1992; Moura, 1993; Botelho e Moura 1998) associados à cassiterita enriquecida em índio (até 0,4% In).

3.1.3.2.1.3 Depósitos Sn associados ao Granito Sucuri
As mineralizações primárias, que cortam um granito a grão fino, foram classificadas por Bilal (1991) como:

- Veios a siderofilita (85%), no Garimpo de Vaca Velha, com granada, fenacita, fluorapatita, muscovita, wolframita-columbita, scheelita, albita tardia, helvita e quartzo abundante no centro dos veios;
- Veios a quartzo-muscovita, que cortam os veios a siderofilita, caracterizados por berilo, quartzo e muscovita, com helvita e albita tardia, e com sulfetos associados, tais como pirrotita, molibdenita, calcopirita e Bi nativo;
- Greisens nos garimpos dos Cachorros e de Vaca Velha, com quartzo-muscovita-albita, cassiterita, calcopirita, pirita, fluorapatita e fluorita. A albitização apresenta a associação albita-helvita-fenacita e sulfetos;
- Veios de albitito (Pedreira Tratex), tardios, que apagam as estruturas anteriores, são acompanhados pelo desa-

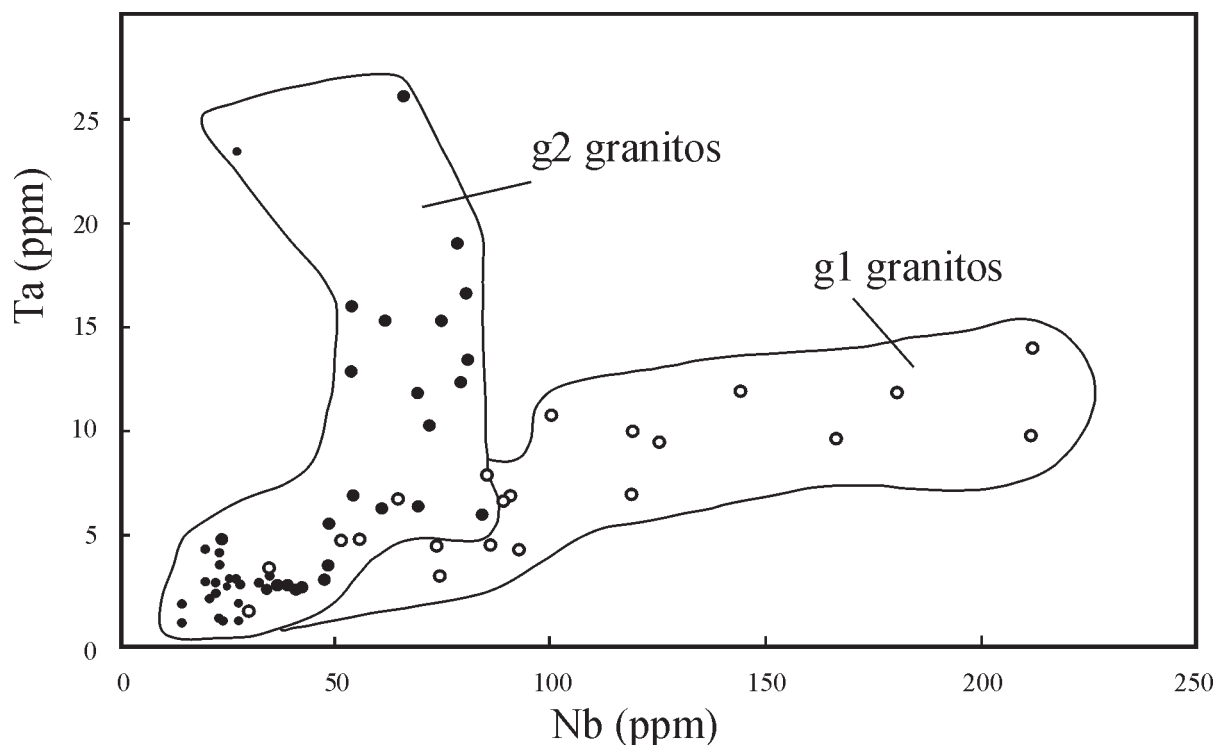


Fig. 122 – Diagrama Ta x Nb indicativo da diferença composicional entre os granitos g1 e g2 da Província Estanífera de Goiás (segundo Botelho e Moura, 1998).

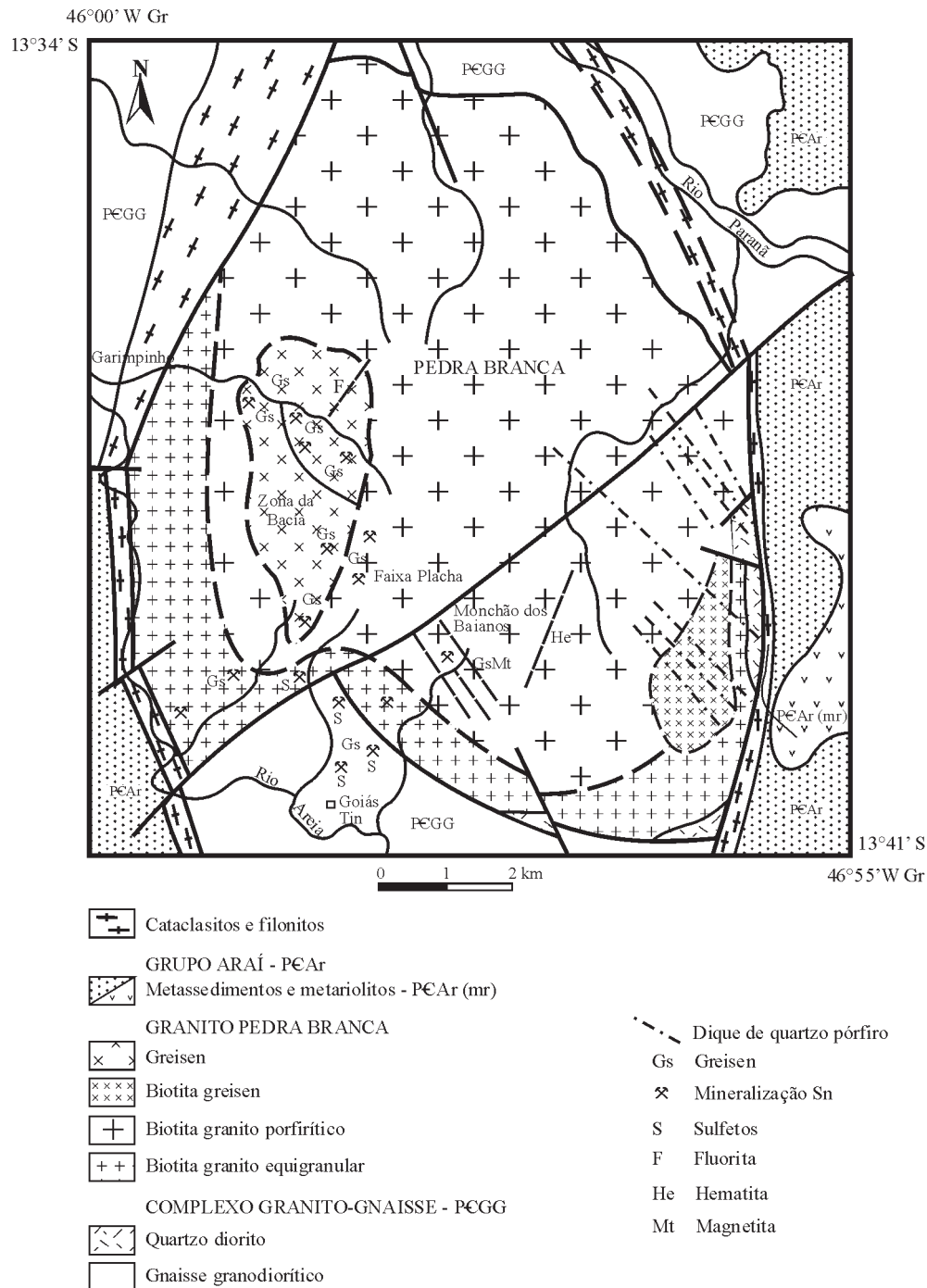


Fig. 123 – Mapa geológico do Granito Pedra Branca (segundo Botelho e Marini, 1985).

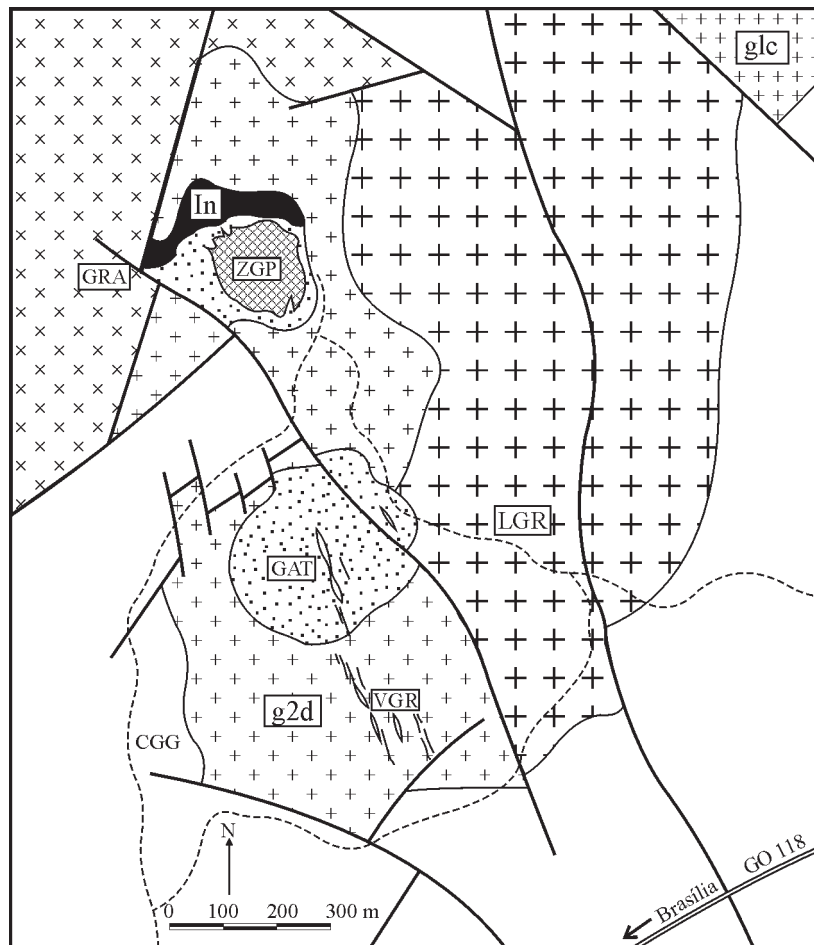


Fig. 124 – Mapa geológico da zona mineralizada do Maciço de Mangabeira (segundo Botelho e Moura, 1998). CGG – Complexo Granito-Gnaiss; GRA – Granito Aluminoso; g1c – Biotita granito róseo equigranular a porfírico; LGR – Leucogranito com Li-siderofilita; g2d – Granito róseo médio equigranular, freqüentemente greisenizado e albitizado; GAT – Zinnwaldita-topázio-albita granito; ZGP – Zona Greisenizada Principal; In – Li-mica-quartzo greisen rico em índio; VGR – veios de greisen.

parecimento do quartzo e mostram a associação albita-helvita e sulfetos, com esfalerita, estanita e cassiterita enriquecidas em índio.

3.1.3.2.2 Depósitos de estanho da Subprovíncia Tocantins

Na Subprovíncia Tocantins (Fig. 121), os depósitos de estanho são associados aos granitos de Serra Dourada, Serra do Encosto, Serra da Mesa e Serra Branca. Todos esses granitos são intru-

sivos nos paragneisses da Fm. Cachoeira das Éguas (Marini *et al.* 1984a, b), a qual é sobreposta em discordância erosiva pelo Grupo Serra da Mesa e/ou Grupo Araújo. São granitos a biotita e hornblenda, com grão grosseiro, médio e fino, às vezes porfiróides (Serra Branca), sempre mais ou menos foliados, principalmente nas bordas, e recortados por fácies de granitos pegmatóides e por pegmatitos não afetados pela deformação considerada de idade Brasiliana (Marini *et al.* 1984a, 1984b).

As principais mineralizações distribuem-se em torno do Granito Serra Dourada e do Granito Serra Branca. No

Granito Serra da Mesa, datado em 1,574Ga (Pimentel *et al.* 1991; Rossi *et al.* 1992), as mineralizações estaníferas são restritas a pegmatitos considerados brasileiros.

3.1.3.2.2.1 Depósitos Sn associados ao Granito Serra Branca

O biotita granito porfírico da Serra Branca não transformado, que ocupa a porção ocidental do maciço (Fig. 125), é caracterizado como um granito peraluminoso que apresenta porfiroblastos de ortoclásio ricos em inclusões fluidas primárias de composição aquocarbônica, e em minerais acessórios, tais como fluorita, topázio, zircão, esfeno, apatita e xenotima. Na porção oriental do maciço, o biotita granito sofreu transformações metassomáticas crescentes (Andrade, 1978; Andrade e Danni, 1978; Pinto-Coelho, 1996), que se manifestam por:

- Albitização precoce com precipitação de apatita e fluorita;
- Greisenização tardimagmática, extremamente importante, com a formação de greisens apicais na cúpula do granito, classificados como muscovita-greisens feldspáticos, muscovita-quartzo greisens feldspáticos, quartzo greisens lenticulares e em fraturas;
- Microclinização pervasiva posterior à mineralização, invadindo todas as fácies anteriores, os cristais de microclínio sendo desprovidos das inclusões fluidas primárias aquocarbônicas características do biotita granito.
- Individualização de filões de quartzo com cassiterita e fluorita, bem como de pegmatitos com microclínio e espodumênio.

A mineralização de estanho é associada aos diferentes tipos de greisens, e mostra a paragênese albita, muscovita,

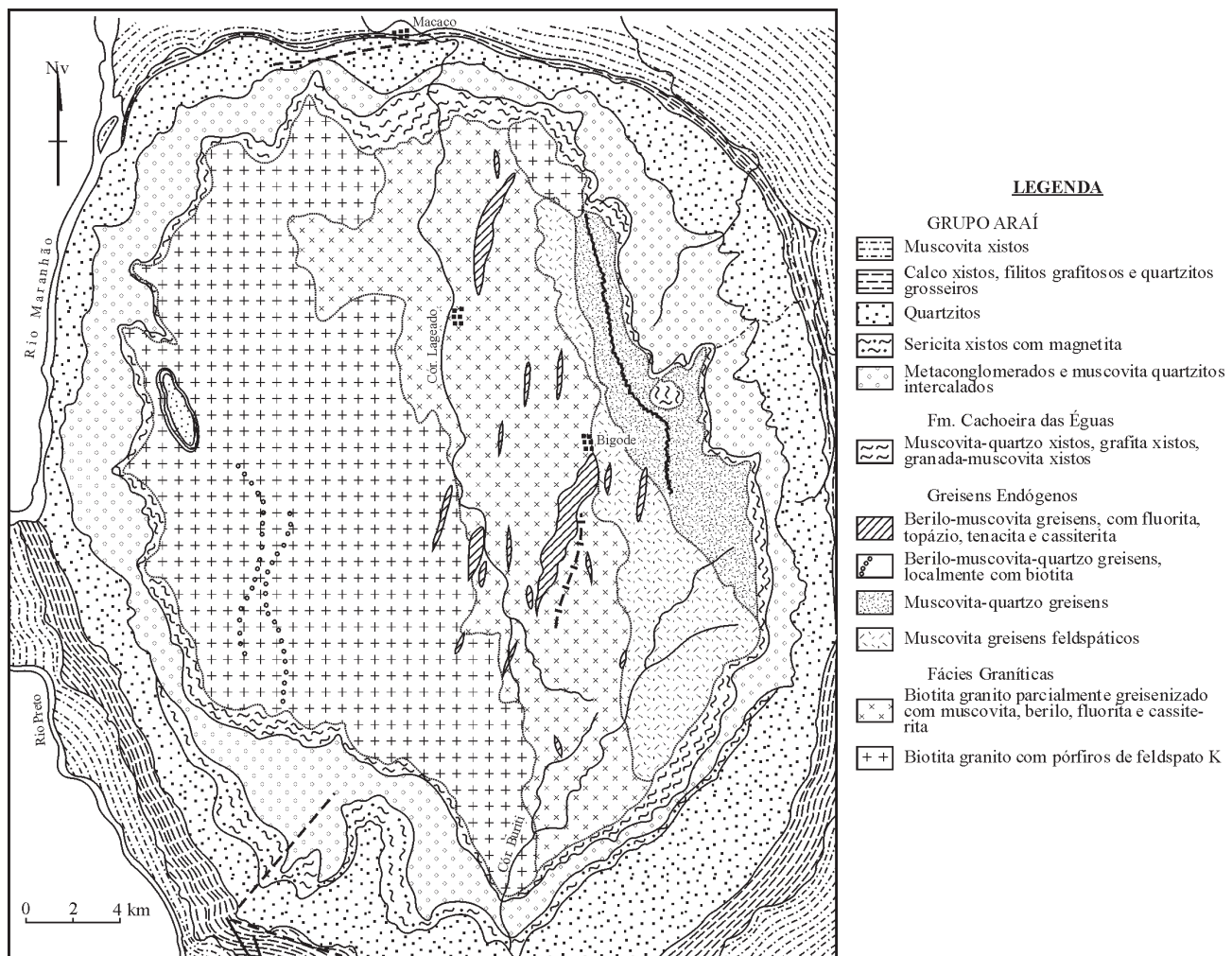


Fig. 125 – Mapa geológico da Serra Branca, Cavalcante-GO (segundo Andrade e Danni, 1978).

berilo, cassiterita, fluorita e topázio. Os minerais de berílio apresentam a seguinte sucessão mineral:

Fenacita → Fenacita + Berilo → Berilo.

A cassiterita aparece na forma de buchos, veios e vênulas maciças, ou disseminada nos greisens. Os greisens apresentam uma forte xistosidade superimposta, a qual é atribuída à deformação do Ciclo Brasileiro.

3.1.3.2.2- Depósitos Sn associados ao Granito Serra Dourada

O Maciço Serra Dourada apresenta-se na forma de um enorme domo granítico orientado norte-sul, constituído por:

- Granito fino a anfibólio, geralmente orientado (fácies de borda);
- Granito médio a biotita homogêneo (fácies central);
- Granito fino porfirítico em filões posteriores que recortam o granito a biotita;
- fácies de granito pegmatóide com pegmatitos associados (berilo, turmalina, muscovita e tantalita) são nitidamente posteriores e geralmente consideradas de idade brasileira.

Ao Granito Serra Dourada são associados diversos pequenos depósitos de estanho, cujos representantes mais significativos são conhecidos sob as denominações Mata Azul e Pela Ema.

a) Mata Azul: a mineralização de estanho (Bilal, 1991), localizada na porção noroeste do maciço, ocorre no granito a biotita, no qual aparece associada a zonas de albitização tardia (as mais ricas em cassiterita) que antecede a greisenização. A cassiterita é também relacionada a lentes de biotititos e lentes ricas em piroxênio. Nos biotititos, ela aparece na forma de lentes milimétricas paralelas à foliação, enquanto a pirrotita fica disseminada no conjunto da rocha.

Tanto as lentes de biotitito como as lentes de piroxênio são de origem metassomática. As lentes ricas em piroxênio são consideradas por Bilal (1991) como *endoskarns* que mostram a seguinte zonação mineralógica: zona externa de biotita marrom; zona de biotita verde enriquecida em Sn; zona de anfibólio; zona central de piroxênio, a granada sendo presente em todas elas.

b) Pela Ema: a mineralização de estanho de Pela Ema (Macambira, 1983), localizada na porção sudeste do maciço, encontra-se associada a endo e exogreisens ricos em quartzo e muscovita, nos quais a cassiterita aparece disseminada, junto com topázio, fluorita e, às vezes, wolframita, além de sulfetos como pirita, calco-

pirita e esfalerita. Aqui, também, uma fase de albitização antecede a formação dos greisens, assim como lentes de biotitito mineralizadas. Nessa área ocorre biotititos mineralizados com esmeralda e alexandrita, além de pegmatóides brasileiros ricos em muscovita, berilo e columbo-tantalita.

3.1.3.3 Depósitos minerais associados ao Grupo Araí

A sedimentação do Grupo Araí foi dividida em três estágios (Dardenne *et al.* 1999): estágio pré-rifte, representado por uma sedimentação de quartzitos predominantemente eólicos; estágio rifte, composto de conglomerados, brechas e quartzitos aluviais e fluviais, intercalados por derrames de lavas básicas e ácidas, e rochas piroclásticas; estágio pós-rifte ou sag, refletindo a fase de subsidência termal, constituído por quartzitos e metassiltitos calcíferos, que representam uma grande transgressão marinha com fácies litorâneas dominadas pelas marés, e com fácies de águas profundas dominadas pelas tempestades. Lateralmente, a Sequência Araí fica envolvida no metamorfismo de grau anfibolito, e é correlacionada ao Grupo Serra da Mesa (Marini *et al.* 1984a, b). Regionalmente, aos grupos Araí e Serra da Mesa é correlacionado o Grupo Serra Dourada (Danni *et al.* 1973, Dardenne *et al.* 1981), o qual ocorre na região de Goiás Velho.

Aos conglomerados da fase rifte dos grupos Araí e Serra Dourada são associadas algumas ocorrências de diamante, também desprovidas de minerais satélites característicos de kimberlitos, as quais parecem confirmar a existência de uma época do diamante em torno de 1,7Ga (Dardenne, 1982).

Por suas características, a sequência marinha do estágio pós-rifte apresenta-se, teoricamente, como favorável à prospecção de depósitos sedimentares do tipo Sedex (Large, 1983).

3.1.4 Depósitos minerais associados ao Ciclo Brasileiro

A reconstituição da evolução tectônica permite diferenciar algumas etapas fundamentais no desenvolvimento do Ciclo Brasileiro: Margem Passiva, Arco Magmático de Goiás, Eventos Brasileiros Precoce e Tardio, Intrusões Graníticas e Máfico-Ultramáfico sin a tectônicas (Dardenne, 2000).

3.1.4.1 Depósitos minerais associados ao desenvolvimento de Bacia de Margem Passiva no Meso/Neoproterozóico

O desenvolvimento da margem passiva é caracterizado pelos quartzitos, metapelitos, calcários e dolomitos sedimentados numa plataforma marinha dominada por marés e/ou tempestades, pertencentes aos grupos Paranoá e Canastra (Fuck *et al.* 1988, 1993; Faria, 1995). O Grupo Vazante, que aparece no segmento meridional da FDB, pode corresponder à porção superior carbonática e pelítica do Grupo Paranoá ou ao Grupo Jequitai na base do Grupo Bambuí.

A oeste dos CMUs, no segmento norte da FDB, a abertura de um oceano (Araújo e Nilson, 1988) em torno de 1,3Ga (Araújo, 1998, 1999; Correia *et al.* 1999) é marcada pelas seqüências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia.

3.1.4.1.1 Depósitos Pb-Zn (Cu) de Palmeirópolis/Juscelândia

A seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis é dividida em três unidades maiores (Figueiredo *et al.* 1981):

- i) Unidade inferior: constituída por anfíbolitos finos com intercalações de BIF e de *chert*, representativa de um episódio de vulcanismo submarino;
- ii) Unidade intermediária: composta essencialmente de metavulcânicas félsicas;
- iii) Unidade Superior: com metassedimentos pelíticos e químicos intercalados.

Os depósitos, descobertos pela CPRM em 1977, foram pesquisados por sondagem entre 1977 e 1989, e suas reservas foram estimadas em torno de 4 Mt de minério com 1,23% Cu, 4,64% Zn, 0,72% Pb e 25,1 g/t Ag.

Os corpos mineralizados de Palmeirópolis (Figueiredo *et al.* 1981; Araújo, 1988; Araújo e Nilson, 1988; Araujo *et al.* 1995) são hospedados na unidade anfíbolítica (Fig. 126). A mineralização é associada a uma zona de alteração hidrotermal originalmente clorítica, metamorfizada na fácies anfíbolito e caracterizada pela presença de antofilita e biotita. Essa zona de alteração hidrotermal é enriquecida em elementos traços (Cr, Ni, Co) e em elementos de terras raras.

A mineralização apresenta-se na forma de sulfetos maciços e disseminados, compostos principalmente de pirrotita, pirita, esfalerita, calcopirita e galena. Nela, arsenopirita, mackinawita, cubanita, molibdenita, ilmenita, mag-

netita e titanita são minerais acessórios. O minério, geralmente maciço, pode apresentar fácies brechadas e bandadas.

Segundo Araújo (1998, 1999), os depósitos de Palmeirópolis constituem exemplos típicos de sulfetos maciços vulcanogênicos (Tipo VMS) associados a um vulcanismo bimodal toleítico (Franklin *et al.* 1981, 1998; Lydon, 1990).

3.1.4.1.2 Depósito Pb-Zn de Castelão

Na região de Castelão (Barbosa, 1981), situada a oeste do Complexo de Niquelândia, ocorre uma seqüência de mica-xistos, calcixistos, calcários e dolomitos intercalados, que é correlacionada ao Grupo Paranoá. Os horizontes dolomíticos mostram uma série de ocorrências de esfalerita e galena estratiformes nas áreas conhecidas como Serra do Mucambinho, Morro Redondo, Morro do Tarã e Morro do Capão de Café. Em geral os teores são baixos, com Pb + Zn da ordem de 1%, raramente atingindo 5%. Tendo em vista o caráter eminentemente estratiforme da mineralização, essa foi considerada como de origem sedimentar-exalativa (Sedex).

3.1.4.2 Depósitos minerais associados ao Arco Magmático de Goiás

No segmento norte da FDB, o Arco Magmático de Goiás (Fig. 127), desenvolvido no Neoproterozóico entre 900 e 600Ma, é formado por gnaisses tonalíticos e dioríticos, sobrepostos pelas faixas vulcano-sedimentares oriental, central e ocidental, orientadas N20-30E, e representadas por metaultramáficas, metabasaltos, metatufos intermediários e félsicos, metagrauvas, mica-xistos, *metacherts*, BIFs e quartzitos metamorfizados no grau xisto-verde a anfíbolito (Arantes *et al.* 1981, 1991). Os anfíbolitos mostram afinidade toleítica e são relacionados ao magmatismo do arco (Palermo, 1996; Kuyumjian, 1989). Os metatonalitos e metadioritos têm caráter calcalino e composição de granitóides associados a arcos de ilhas imaturos (Pimentel *et al.* 1997). Corpos graníticos intrusivos, assim como gabros e dioritos, seguem a última fase de deformação datada em 600Ma. O Arco Magmático de Goiás contém diversos depósitos Au e Cu-Au originados nos diversos estágios da evolução da FDB (Fig. 128), os quais foram incluídos, por Oliveira *et al.* (2000), no Cinturão Au-Cu de Arenópolis-Mara Rosa: Depósito Au-Ag-Ba de Zacarias; depósitos Cu-Au de Chapada e Bom Jardim; depósitos Au de Posse e Fazenda Nova; Depósito Au-Cu-Bi de Mundinho.

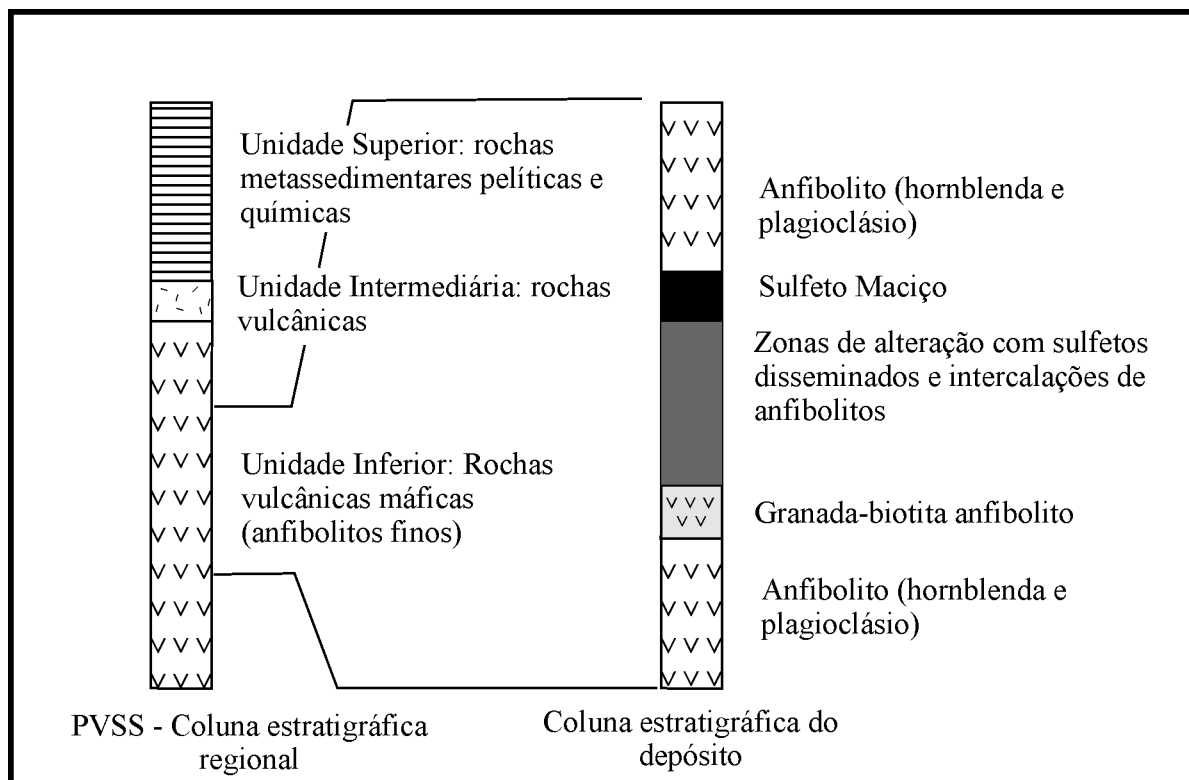


Fig. 126 – Colunas estratigráficas da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis e dos corpos mineralizados (segundo Araújo e Nilson, 1988; Araújo, 1998, 1999).

3.1.4.2.1 Depósito Au-Ag-Ba de Zacarias

Interpretado como um depósito vulcanogênico estratiforme (Poll, 1994; Arantes *et al.* 1991), o Depósito de Zacarias é concordante com os anfíbolitos encaixantes, a zona mineralizada sendo hospedada em lentes de quartzo e barita. A mineralização é composta de ouro, pirita, esfalerita, galena, calcopirita, espinelio zincífero, magnetita, freibergita e boulangerita, com tetraedrita/bourmonita, molibdenita e covelita subordinadas. O conteúdo de ouro é proporcional à barita, com concentração que vai de 3,0 a 15,0 g/t. Nos quartzitos com muscovita rica em bário, o teor de ouro é geralmente inferior a 3,0 g/t. A alteração hidrotermal é representada por xistos aluminosos e por quartzo-biotita xistos, e é acompanhada ainda por minerais como talco, clorita, epidoto, sericita, quartzo, K-feldspato e calcita (Poll, 1994).

3.1.4.2.2 Depósito Cu-Au de Chapada

O Depósito de Chapada encontra-se encaixado em quartzitos feldspáticos e em biotita xistos. A mineralização é constituída

de bornita, calcosita, esfalerita, galena, pirrotita e molibdenita. O ouro ocorre na calcopirita e entre os grãos de sulfetos tectonicamente deformados. Em volta da zona mineralizada ocorrem epidiositos, magnetita-pirita-quartzo-sericita xistos, estauroлита-gedrita xistos e microclínio xistos interpretados por Kuyumjian (1989, 1991, 1999) como zonas de alteração hidrotermal metamorfizadas. Essas observações levaram Kuyumjian (*op. cit.*) a propor uma origem vulcanogênica exalativa para o Depósito de Chapada. Em contrapartida, Richardson *et al.* (1986) sugeriram uma relação do Depósito de Chapada com um depósito do tipo *porphyry copper* em ambiente de arco de ilha. As reservas de Chapada foram estimadas em cerca de 30 Mt de minério oxidado com 0,6 g/t Au, e em aproximadamente 200 Mt de minério sulfetado com 0,4 g/t Au e 0,43% Cu. Ao sul, o Depósito Cu-Au de Bom Jardim de Goiás foi considerado como vulcanogênico (Seer, 1985).

3.1.4.2.3 Depósito Au de Posse

O Depósito de Posse é encaixado em microclínio gnaisses interpretados como vulcânicas ácidas hidrotermalmente alte-

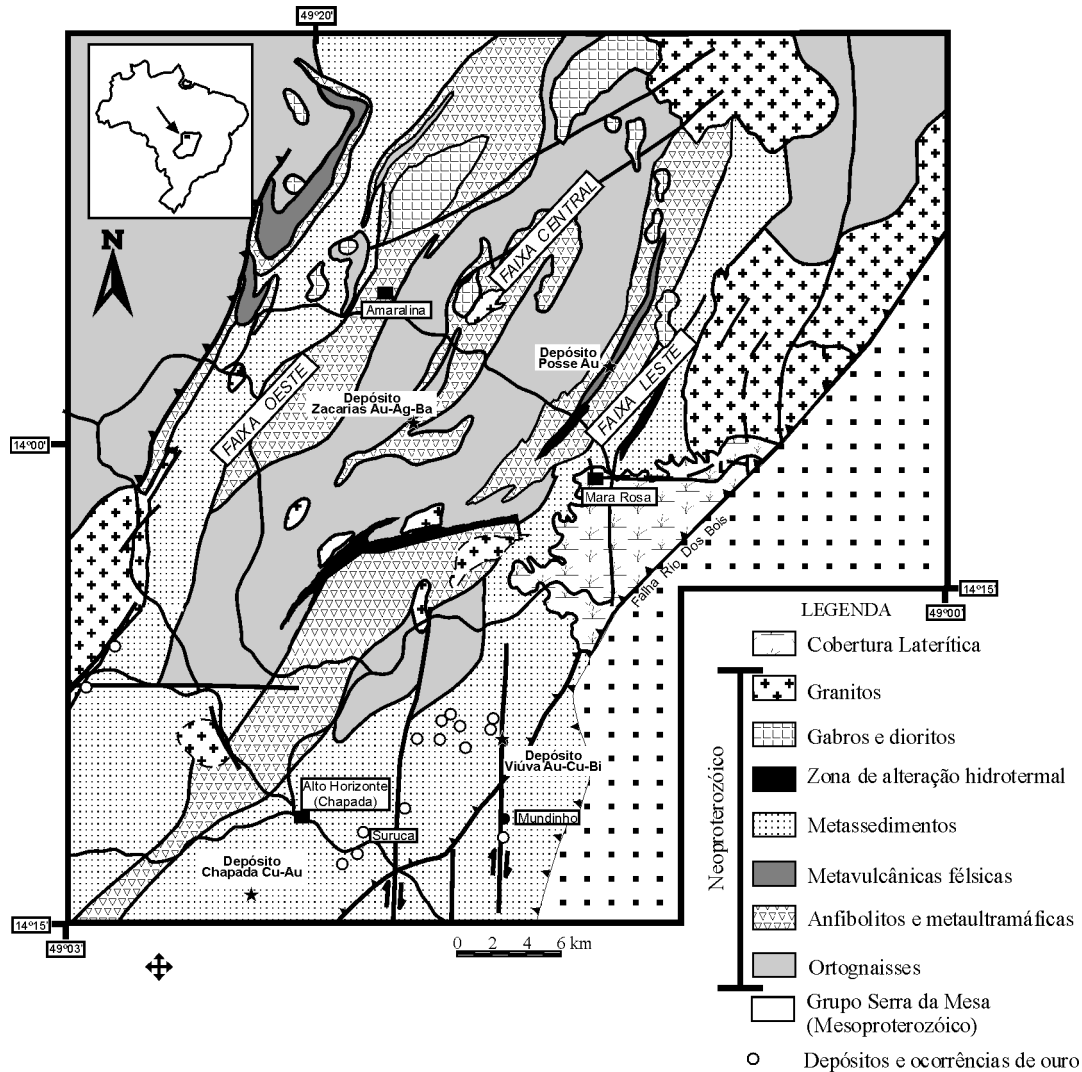


Fig. 127 – Mapa geológico da região de Chapada-Mara Rosa (segundo Oliveira *et al.*, 2000).

radas (Arantes *et al.* 1991) ou como intrusões graníticas alcalinas acompanhadas por sericitização e albitização, posteriormente metamorfizadas (Palermo, 1996). O principal evento mineralizante é associado a um processo de alteração hidrotermal pós-metamorfismo controlado por falha e acompanhado por halos de propilitização, albitização, sericitização, silicificação e carbonatação. A mineralização é composta de magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita, pirrotita e teluretos de Au, Ag, Bi, Pb e Fe.

3.1.4.2.4 Depósito Au-Cu-Bi de Mundinho

O Depósito de Mundinho é associado a intrusões gabrodioríticas pós-colisionais, ricas em magnetita, cuja idade

varia de 590 a 560Ma, relacionadas à extensão pós-orogênica. A mineralização ocorre na forma disseminada e na forma de veios associados a uma zona de transcorrência norte-sul.

Segundo Oliveira *et al.* (2000), os depósitos Au e Cu-Au do cinturão Arenópolis-Mara Rosa distribuem-se, no tempo e no espaço, seguindo o modelo que envolve a evolução contínua de um cinturão colisional (Harris *et al.* 1986), com o Depósito Au-Ag-Ba de Zacarias associado a processos vulcanogênicos exalativos num ambiente de subducção intra-oceânica, o Depósito Cu-Au de Chapada relacionado a rochas plutônicas ligadas a um arco intra-oceânico, o Depósito Au-Cu-Bi de Mundinho relacionado a intrusões graníticas que acompanham a extensão pós-colisional.

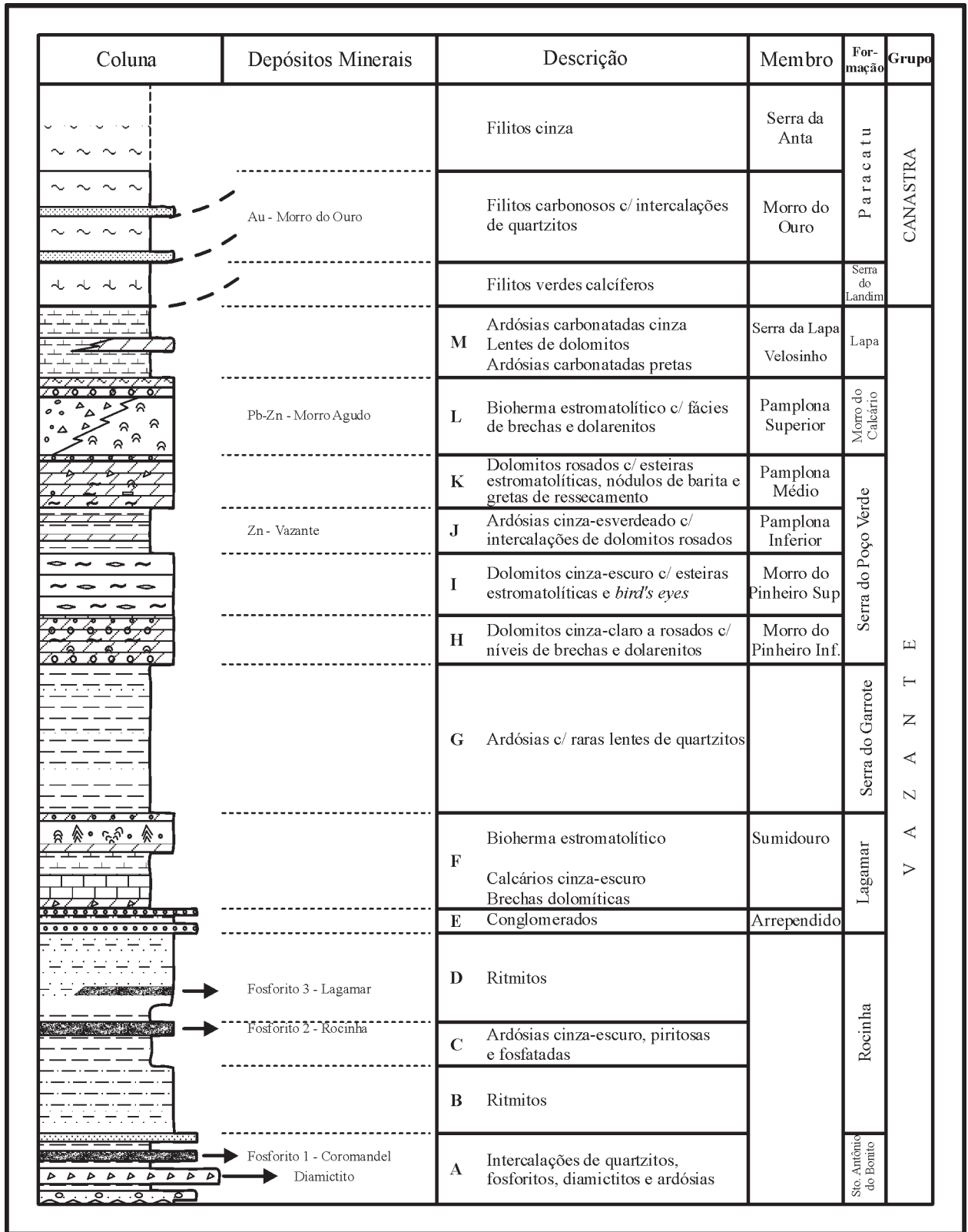


Fig. 128 – Coluna litoestratigráfica do Grupo Vazante (segundo Dardenne, 1998).

3.1.4.3 Depósitos minerais associados ao Grupo Vazante

O Grupo Vazante, localizado na porção noroeste de Minas Gerais, ocupa uma faixa alongada N-S (Fig. 106), com mais ou menos 250 km de comprimento entre as cidades de Unaí e Coromandel, e consiste em uma espessa seqüência argilo-dolomítica, dividida, da base para o topo, em sete formações (Fig. 128): Santo Antonio do Bonito, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Lapa (Dardenne *et al.* 1997).

A idade desse grupo não é bem definida. As correlações baseadas em estromatólitos colunares favorecem uma equivalência com o Grupo Paranoá, enquanto os diamictitos da base sugerem uma correlação com o Grupo Bambuí ou com o Grupo Jequitaiá. A essa seqüência são associados importantes depósitos de fosfato, chumbo e zinco, atualmente explorados.

3.1.4.3.1 Depósitos de fosfato de Rocinha e Lagamar

Os depósitos de fosfato de Rocinha e de Lagamar (Dardenne *et al.* 1986, 1997; Chaves *et al.* 1976; Da Rocha Araújo *et al.* 1992; Nogueira, 1993), situados no noroeste do Estado de Minas Gerais, estão inseridos na porção basal do Grupo Vazante (Fig. 129) (Proterozóico Médio a Superior), integrante da zona externa da FDB. Os fosforitos,

que são associados a ardósias carbonosas e carbonáticas de cor cinza-escuro intensamente microdobradas, ocorrem na forma de fosfarenitos, fosforuditos e fosfolutitos. Os fosfarenitos são constituídos de intraclastos e *pellets* fosfatados, imersos numa matriz de fosfomicrita criptocristalina. Às vezes, esses intraclastos são envolvidos por um cimento fibroso de apatita microcristalina límpida prismática. O mineral preponderante é uma fluorapatita, que resulta da lixiviação do CO₂ da carbonato-fluorapatita original por fluidos relacionados ao metamorfismo e ao intemperismo. A alteração supergênica culmina com o desenvolvimento de apatitas ricas em alumínio e em estrôncio, do tipo wavelita.

A origem dos fosfatos é relacionada à evolução da matéria orgânica em condições físico-químicas transicionais entre um ambiente redutor e um ambiente oxidante, em condições de águas frias relativamente profundas, representando provavelmente um sistema deposicional gracimarinho.

As reservas do Depósito Lagamar são da ordem de 5 Mt, com 30 a 35% P₂O₅, enquanto as do depósito de Rocinha atingem a 415 Mt, com 10 a 15% P₂O₅.

3.1.4.3.2 Depósito Pb-Zn de Morro Agudo

O Depósito Pb-Zn de Morro Agudo, hospedado nos dolomitos do Grupo Vazante (Fig. 128), situa-se no flanco oeste do bioherma estromatolítico do Morro do Calcário, onde

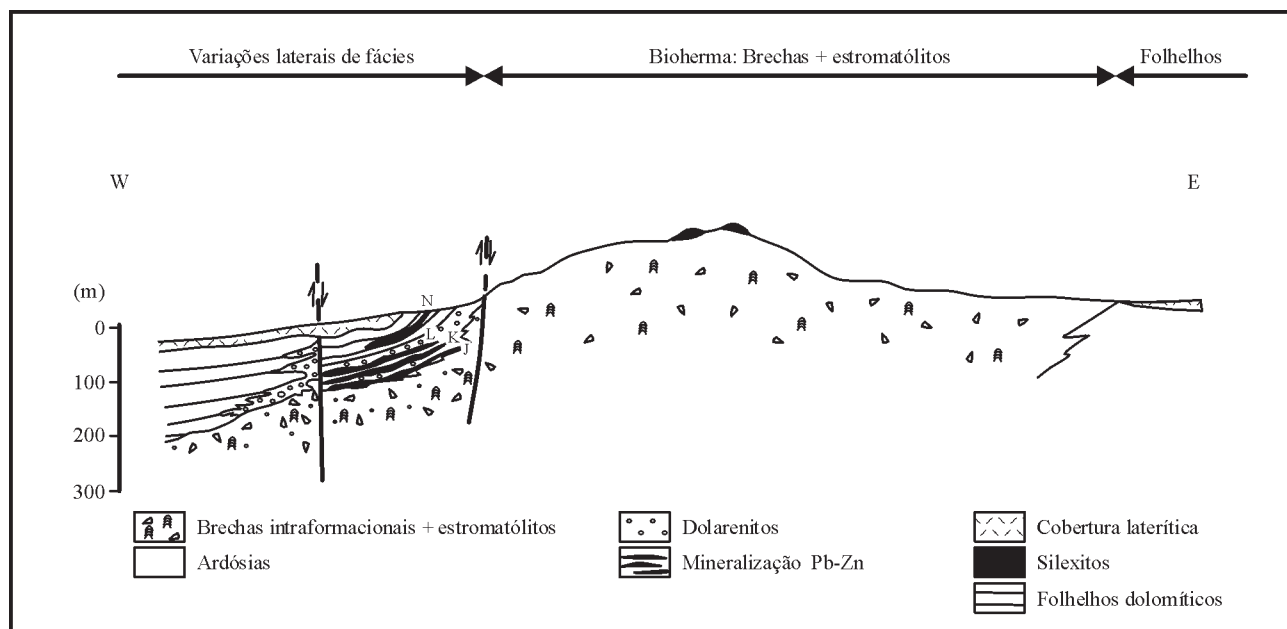


Fig. 129a – Seção geológica esquemática do Depósito Pb-Zn de Morro Agudo (segundo Dardenne, 1978; Dardenne e Freitas-Silva, 1998).

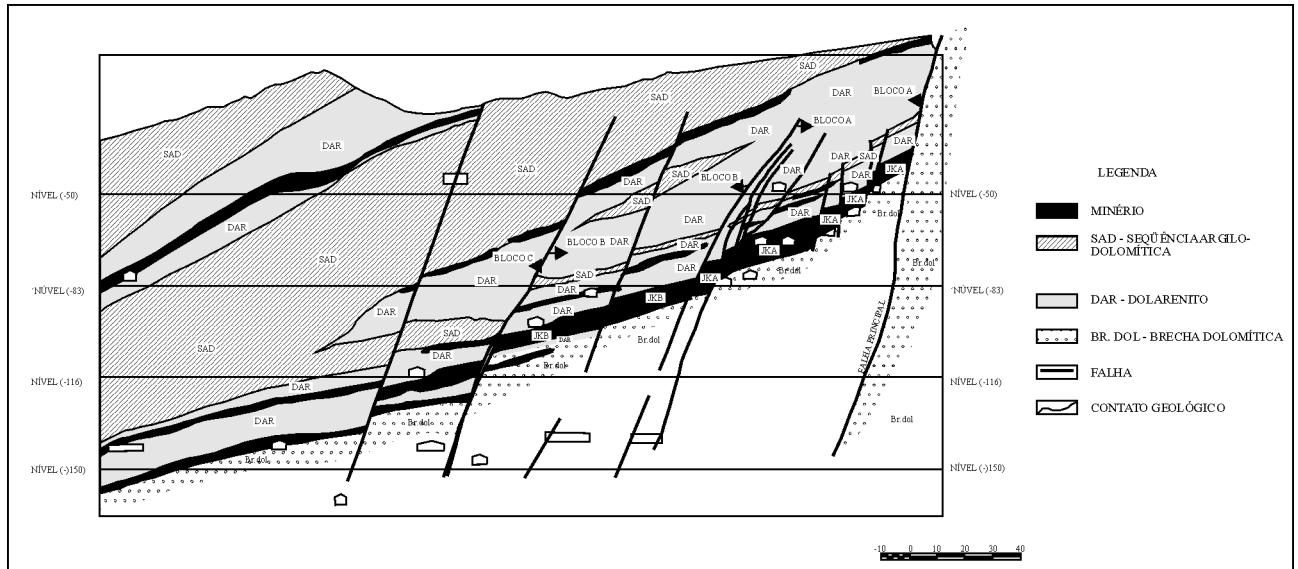


Fig. 129b – Perfil E-W na Mina de Morro Agudo, com localização dos níveis mineralizados (segundo Romagna e Costa, 1988).

a mineralização, essencialmente disseminada, encontra-se associada a fácies de brechas, brechas dolareníticas e dolarenitos, controladas por uma falha normal sinsedimentar orientada N10W (Fig. 129a e 129b), a qual é preenchida na sua porção superior por um pequeno filão de galena, esfalerita e barita (Dardenne, 1978, 1979; Madalosso e Valle, 1978; Madalosso, 1980). Essa mineralização é constituída essencialmente por esfalerita e galena predominantes, com pirita e barita subordinadas. A galena é muito pobre em prata, enquanto a esfalerita, amarelo-esverdeada e transparente, mostra enriquecimento em cádmio (300 ppm Cd). Essas fácies hospedam os níveis I, J, K, L, M (Romagna e Costa, 1988; Oliveira, 1998), onde a mineralização disseminada possui um caráter *strata-bound* bem definido, com a esfalerita e a galena formando um cimento que preenche a porosidade da rocha encaixante e substitui parcial ou totalmente os intraclastos e oólitos das brechas dolareníticas e dos dolarenitos. Os indícios de substituição dos elementos dolomíticos pelos sulfetos são bastante claros, e balizam todas as etapas da diagênese: desde a fase sindiagenética até as fases tardiagenéticas e epigenéticas (Dardenne, 1978, 1979). A substituição sindiagenética de um material dolomítico, ainda não consolidado, por esfalerita e galena é evidenciado pela cimentação precoce e por estruturas convolutas, em chamas, de compactação e deslizamento descritos por Dardenne (1978, 1979). No nível N, a mineralização, que apresenta um caráter estratiforme acentuado, é associada a um nível de *chert* branco e rosado

com laminações alternadas de sílica, galena, esfalerita e pirita, sendo esta última muito abundante nesse horizonte, a ponto de formar um nível maciço na base.

Os isótopos do chumbo (Fig. 130) mostram valores constantes para as razões Pb^{206}/Pb^{204} (17,7) e Pb^{207}/Pb^{204} (15,5), indicando idades que variam de 1,0-1,1Ga para galenas muito finas da primeira geração, que podem representar a idade da precipitação da galena ou da separação do chumbo, até idades em torno de 600Ma correspondentes à remobilização tectônica no final do Evento Brasileiro para as galenas grosseiras epigenéticas da última geração (Freitas-Silva e Dardenne, 1997; Freitas-Silva, 1996). Os dados isotópicos relativos ao enxofre mostram valores de $\delta^{34}S$ positivos para a esfalerita (+7,1 a +22‰), a galena (+14,0 a +34‰) e a pirita (+9,5‰), indicando, com isso, uma fonte de sulfato marinho para a origem dos sulfetos. Os sulfetos do nível N apresentam valores negativos de $\delta^{34}S$ (-0,5‰), o que sugere uma redução dos sulfatos por atividade bacteriana, a qual provoca a precipitação da pirita sindiagenética, bem como a substituição posterior dela pela esfalerita e pela galena (Freitas-Silva e Dardenne, 1997).

Do ponto de vista geoquímico, as análises de inclusões fluidas realizadas na esfalerita amarelo-transparente indicam um fluido hidrotermal aquoso com salinidade variável (entre 2-3% e 15% eq. peso NaCl), e com temperatura de homogeneização compreendida entre 90 e 150°C (Fig. 131) (Dardenne e Freitas-Silva, 1998, 1999; Freitas-Silva e Dardenne, 1998). Temperaturas mais elevadas foram regis-

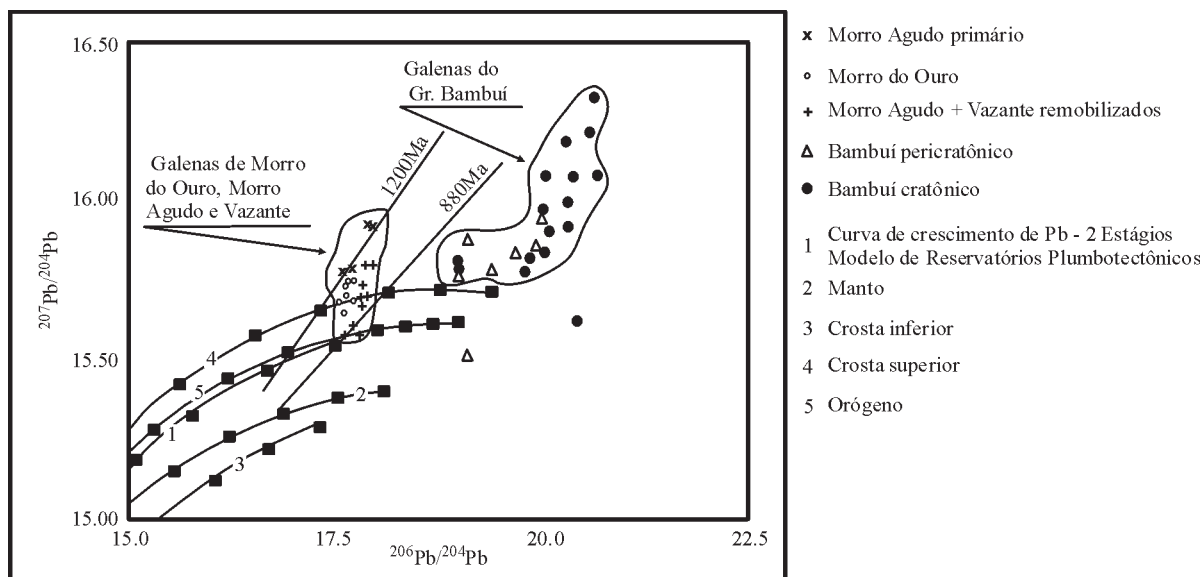


Fig. 130 – Padrão das galenas de Morro do Ouro, Morro Agudo, Vazante e Grupo Bambuí em relação ao modelo de reservatórios plumbotectônicos e aos intervalos da curva de crescimento de Pb em dois estágios no modelo plumbotectônico: 400Ma e 250Ma (segundo Freitas-Silva e Dardenne, 1997; Dardenne e Freitas-Silva, 1998).

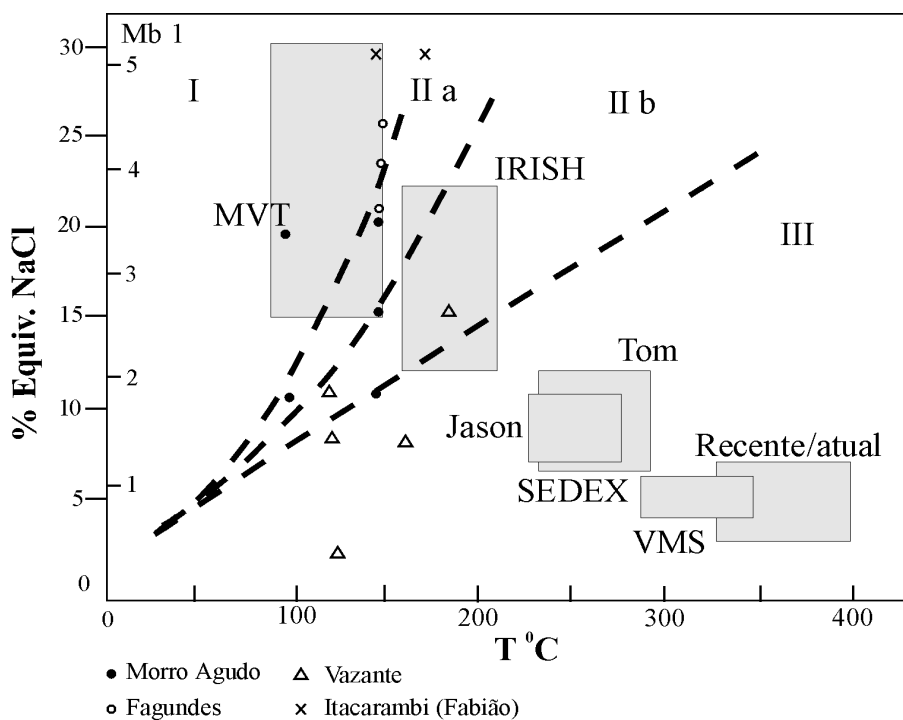


Fig. 131 – Distribuição dos valores médios de salinidade e de temperatura dos fluidos hidrotermais registrados em Fagundes, Morro Agudo, Vazante e Itacarambi (Fabião) em relação aos campos definidos por Sangster (1990) para depósitos recentes/atuais, vulcanogênicos tipo VMS, sedimentar-exalativos tipo Sedex, tipo *Irish* e tipo MVT.

tradas por Misi *et al.* (1998, 1999) a partir de inclusões fluidas e da composição isotópica de sulfetos, com valores variando de 100 a 260°C.

O conjunto de dados conduz à consideração do Depósito de Morro Agudo e de seus similares na região (Fagundes) como depósitos originados da expulsão progressiva dos fluidos conatos a partir da seqüência sedimentar bacial em direção aos altos fundos representados pelos biohermas estromatolíticas sob o efeito de compressão provocada pelo soerguimento da Faixa Brasília. Nesse sentido, o Depósito de Morro Agudo apresenta características semelhantes às do depósito irlandês de Navan (Hitzmann, 1995; Dardenne e Freitas-Silva, 1998, 1999; Hitzmann *et al.* 1995), sendo por isso classificado como do tipo Sedex por Dardenne (*in*: Pedrosa-Soares *et al.* 1994) e Misi *et al.* (1997, 1998, 1999).

Em 1998, as reservas da Jazida de Morro Agudo eram da ordem de 9,17 Mt com 6,21% Zn e 2,00% Pb. Em 1999, a produção foi da ordem de 600 mil t de minério sulfetado com 6,00% Pb+Zn. Entretanto, o prolongamento da jazida em profundidade, na direção noroeste, encontra-se ainda aberto.

3.1.4.3.3 Depósito Zn de Vazante

Perto da cidade de Vazante, o maior depósito de zinco do Brasil, descrito inicialmente por Moore (1956), Ladeira *et al.* (1963), Amaral (1968), Thorman e Nahas (1979), Casse-danne (1972, 1973), é associado a uma estrutura tectônica maior (± 12 km de comprimento), representada por uma zona de falha orientada N45E (Fig. 132), com mergulho forte de 50 a 70° para NW próximo a superfície, o qual se suaviza em profundidade. Essa zona de falha fica praticamente confinada ao intervalo de fácies ardósiana, a qual separa os dolomitos inferiores cinza-escuro com esteiras estromatolíticas dos dolomitos superiores rosados, pertencentes ao Grupo Vazante (Fig. 128) (Dardenne, 1979; Rigobello *et al.* 1988; Oliveira, 1998). A mineralização principal, contida na zona de falha (Fig. 133) e conhecida por sondagem até uma profundidade de 500 m, é constituída essencialmente por willemita associada a hematita e à zin-cita, com franklinita, smithsonita, esfalerita e galena subordinadas (Monteiro, 1997; Monteiro *et al.* 1996). O minério, extremamente rico, mostra teores da ordem de 40-45% Zn. A mineralização é acompanhada por intensa silicificação e sideritização dos dolomitos encaixantes que mostram fraturas preenchidas por veios e vênulas de siderita/ankerita e jaspe vermelho. A zona de falha mineralizada, que atinge uma largura superior a 15 m, é caracterizada por

um intenso cisalhamento da mineralização original, refletido pelas formas lenticulares e imbricadas dos *pods* de dolomitos, de minério willemítico e, às vezes, de minério sulfetado (Pinho, 1990; Pinho e Dardenne, 1989; Pinho *et al.* 1990; Rigobello *et al.* 1988; Dardenne e Freitas-Silva, 1998, 1999). Paralelamente à estrutura filoniana principal, encontra-se, a leste, uma mineralização cárstica denominada minério de calamina, a qual preenche cavidades de dissolução que podem atingir até 100 m de profundidade. Esse minério de calamina, também muito rico, é composto essencialmente por hemimorfita associada a óxidos e hidróxidos de zinco, além de hidrozincita.

A história da zona de falha do Depósito de Vazante (Pinho, 1990; Pinho e Dardenne, 1989; Pinho *et al.* 1990) pode ser resumida em três etapas que se sucedem no tempo e no espaço: fase de falha normal com preenchimento pela mineralização original, acompanhada por fraturamento dos dolomitos encaixantes e formação dos veios de siderita/ankerita; fase de falha inversa transcorrente (sinistral) associada à compressão do Evento Brasileiro provocando a lenticularização do minério e dos dolomitos, a silicificação das rochas encaixantes e o deslocamento dos veios verticalizados em função do deslizamento interestratal ocorrido; fase de falha normal coincidente com o relaxamento da compressão, associada ao preenchimento de fraturas por jaspe vermelho e por veios de sulfetos (esfalerita e galena).

O estudo das inclusões fluidas contidas na willemita mostrou a presença de inclusões aquosas monofásicas e bifásicas com salinidade variando entre 3 e 15% eq. peso NaCl e temperatura de homogeneização compreendida entre 65 e 180°C (Fig. 131) (Dardenne e Freitas-Silva, 1998, 1999; Freitas-Silva e Dardenne, 1998). Temperaturas mais elevadas foram registradas por Monteiro *et al.* (1996) a partir de inclusões fluidas, do geotermômetro da clorita e da composição isotópica dos sulfetos, com valores que variam de 100 a 260-290°C. Os dados isotópicos do chumbo obtidos na galena (Fig. 130) mostram uma razão Pb^{206}/Pb^{204} vizinha de 17,7, muito semelhante à razão encontrada no Depósito de Morro Agudo (Freitas-Silva e Dardenne, 1997). Os valores $\delta^{34}S$ da esfalerita e da galena são positivos e variam de +12,0‰ a 14,4‰. A depleção dos valores de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ observada na zona mineralizada e nos dolomitos encaixantes hidrotermalmente alterados, em comparação com os valores obtidos nos dolomitos estéreis indicam uma mistura, ao longo da zona de falha, dos fluidos hidrotermais com águas superficiais de origem meteórica.

O conjunto de dados geológicos, geoquímicos e isotópicos evidencia um modelo de depósito tipo Vazante, onde a mineralização hidrotermal original resultou do preenchi-

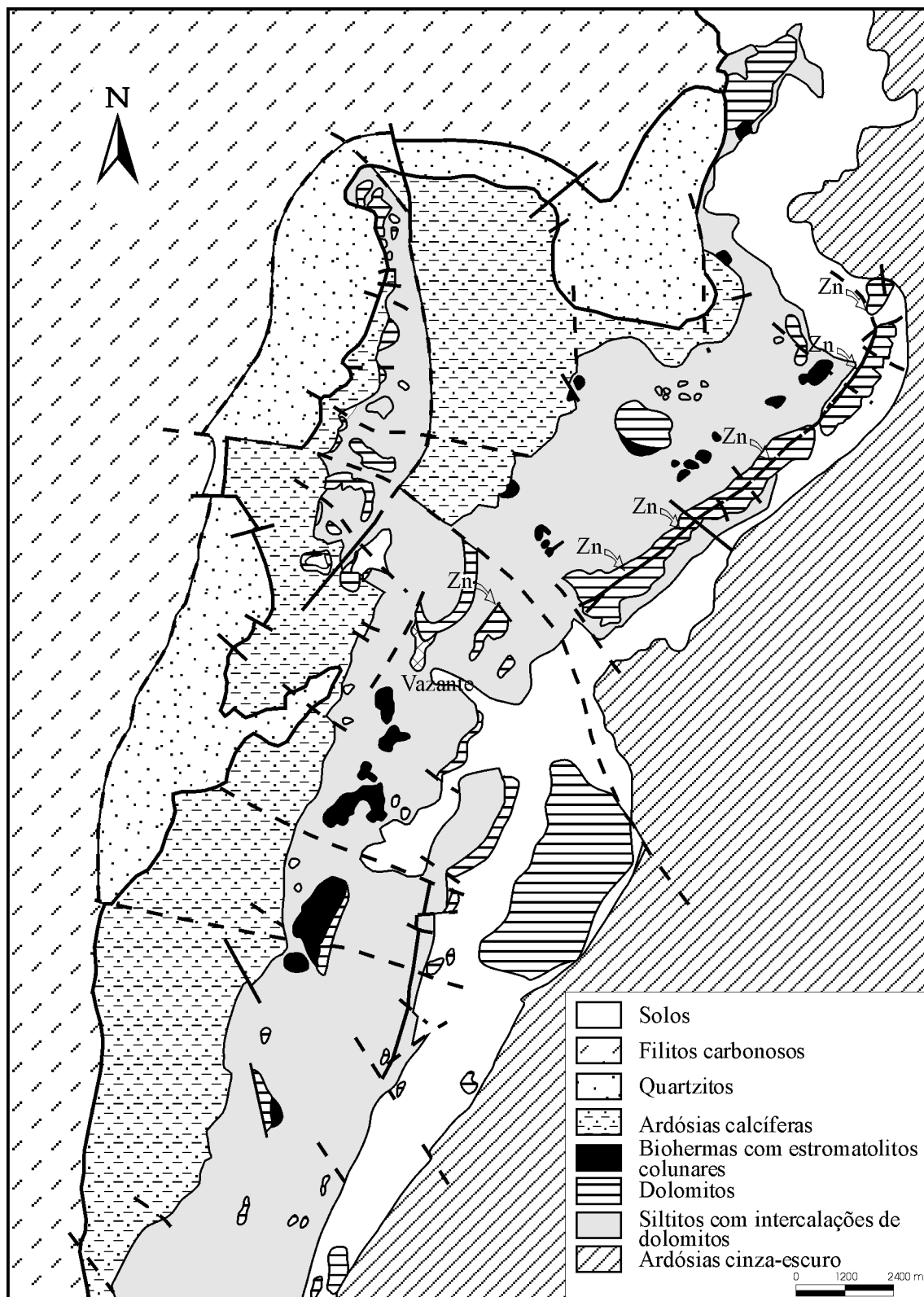


Fig. 132 – Mapa geológico esquemático da região de Vazante (segundo Dardenne, 1979).

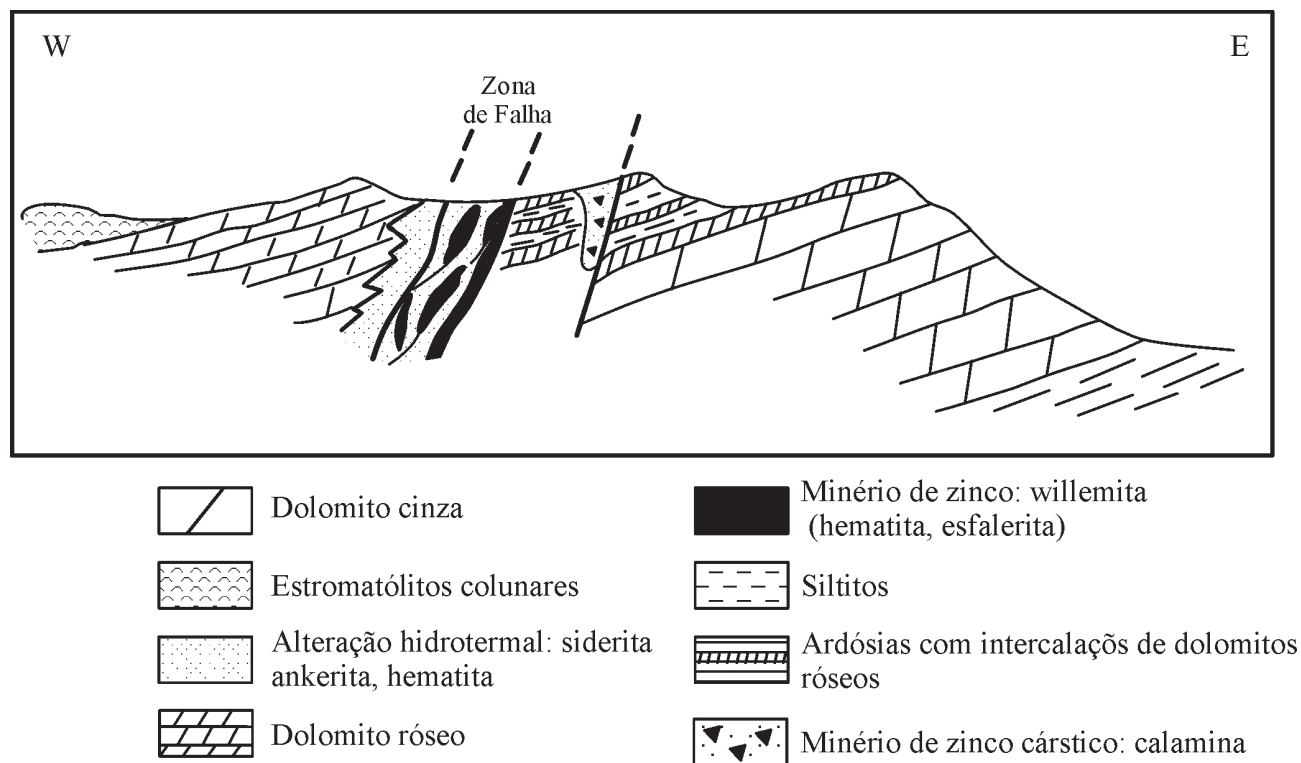


Fig. 133 – Seção geológica esquemática da Mina de Vazante (segundo Dardenne, 1978, 1979; Dardenne e Freitas-Silva, 1998, 1999).

mento de uma falha normal pelos fluidos conatos expulsos da pilha sedimentar bacinal, sob o efeito do início da compressão brasileira em direção aos altos fundos paleogeográficos, e foi submetida a processos de cisalhamento transcorrente durante o ápice da tectônica de inversão, a qual sucedeu a fase de alívio das tensões com o jogo normal da zona de falha.

Até 1998 cerca de 2 Mt de zinco foram produzidas na mina a céu aberto. Nessa data as reservas da Jazida de Vazante eram da ordem de 9 Mt de minério de willemita com 21,2% Zn, e de 2 Mt de minério de calamina com 17,25% Zn. Entretanto, menos da metade do minério willemítico foi reconhecido por sondagem em profundidade ao longo da falha longitudinal, o que torna a Jazida de Vazante um depósito de classe mundial.

3.1.4.4 Depósitos Pb-Zn-Ag-CaF₂ associados ao Grupo Bambuí

Com o soerguimento da FDB, desenvolveu-se uma depressão na frente da cadeia montanhosa, na qual se iniciou a deposição, em bacia de tipo *foreland*, dos sedimentos pelí-

ticos e carbonáticos do Grupo Bambuí. Essa sedimentação estende-se muito além da depressão original, recobrando, a leste, a maior parte do CSF, nos Estados de Minas Gerais, de Goiás e de Bahia.

Os principais pequenos depósitos e ocorrências Pb-Zn-Ag-CaF₂ de tipo *strata-bound*, atualmente desativados, são associados ao Grupo Bambuí e agrupam-se ao longo do vale do Rio São Francisco, perto das localidades de Januária (MG), Itacarambi (MG), Montalvânia (MG) e Serra do Ramalho (BA). Todos eles ocupam a mesma posição litoestratigráfica, e aparecem associados a um horizonte de dolomito rosado sacaroidal, regionalmente anômalo em chumbo e zinco. Esse horizonte dolomítico situa-se na parte superior do primeiro ciclo carbonático regressivo do Grupo Bambuí (Fig. 134), na zona cratônica (Dardenne, 1978, 1979). Em diversos locais, indícios de emergência foram observados no topo desse horizonte, o qual corresponde a um ambiente litorâneo agitado por correntes e marcado pela presença de intraclastos, oólitos e estratificações cruzadas. É sobreposto por dolomitos rosados litográficos com esteiras estromatolíticas e estruturas de *teepees*, as quais indicam um ambiente supralitorâneo.

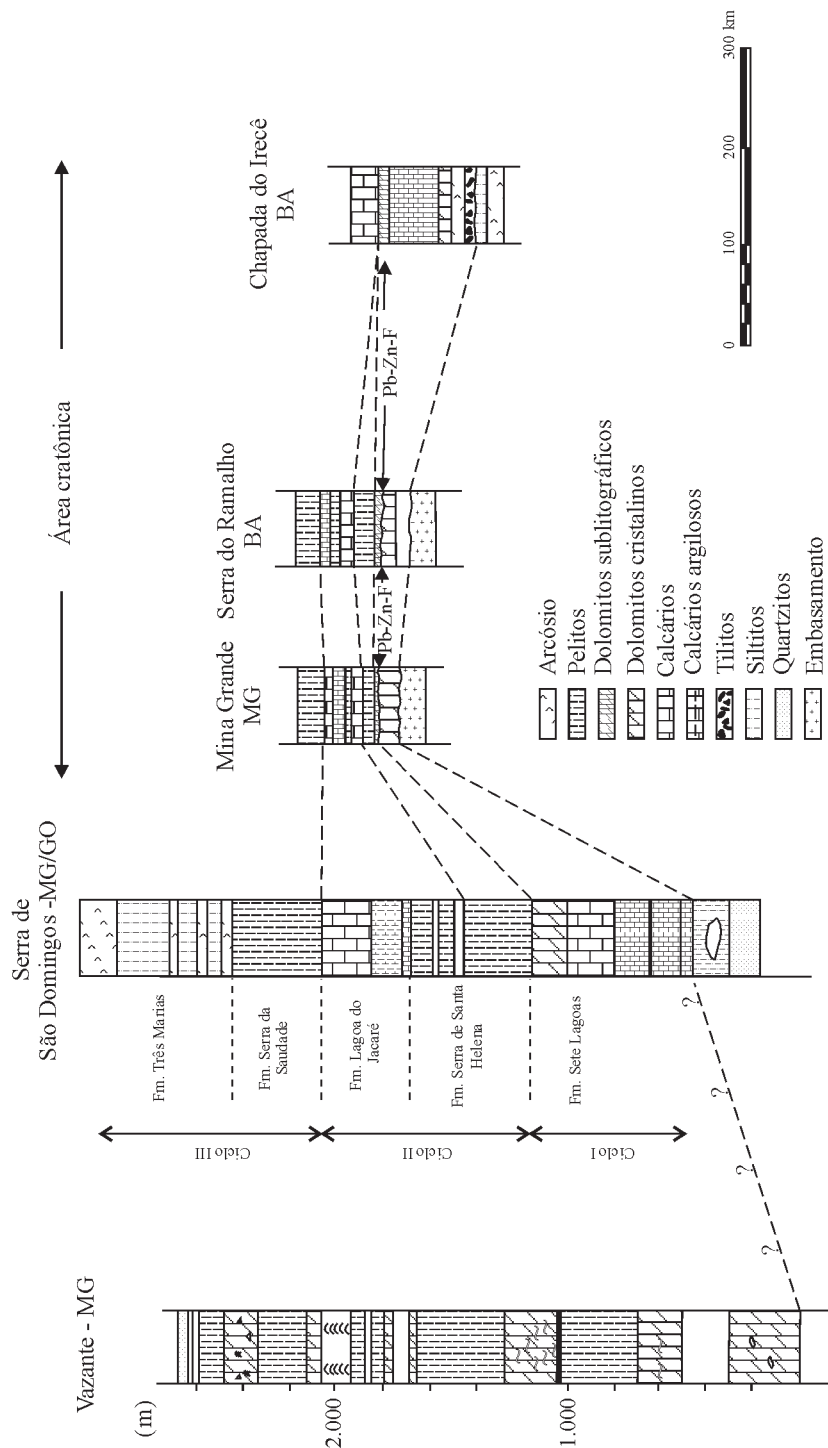


Fig. 134 – Variação de espessura do Grupo Bambuí e localização das mineralizações de Pb-Zn-F na área cratônica (segundo Dar-
denne, 1978, 1979).

As principais mineralizações, descritas por Moraes (1958), Cassedanne (1972, 1973), Beurlen (1974), Dardenne (1979), Lopes (1981), Dardenne e Freitas-Silva, 1998, 1999), ocorrem geralmente ao longo dessa descontinuidade existente entre os dois níveis dolomíticos, na forma de bolsões alongados e muitas vezes interligados. A mineralização é representada essencialmente por galena argentífera e esfalerita, com proporções variáveis de fluorita e presença eventual de barita. Numerosos minerais secundários de prata foram neoformados quando os bolsões mineralizados foram submetidos ao intemperismo. Uma silicificação importante aparece geralmente no teto desses bolsões e afeta os dolomitos litográficos, enquanto a dolomitização secundária predomina, na base, e conduz à formação do dolomito rosado sacaroidal. As evidências de dissolução, substituição e cimentação provocadas pela circulação de fluidos mineralizantes ao longo da discordância são bastante claras (Fig. 135), notadamente nos casos em que a fluorita, a dolomita e a calcita macrocristalinas aparecem como cimento de fragmentos dolomíticos parcial ou totalmente silicificados.

Ao longo do vale do Rio São Francisco, observa-se uma zonação mineralógica muito nítida no sentido SW-NE, com predominância da galena e da esfalerita na região SW, perto de Januária-Itacarambi, bem como o aumento da proporção de fluorita na região NE, perto de Montalvã-

nia e Campo Alegre, onde ela é preponderante. Em Campo Alegre, a fluorita mostra localmente um aspecto bandado muito característico em virtude de sua associação com níveis silicosos cinza-escuro. Na zona cratônica do Grupo Bambuí, que representa um alto paleogeográfico regional, as principais mineralizações são relacionadas ao desenvolvimento de altos fundos locais sindeposicionais (Dardenne, 1979).

Do ponto de vista geoquímico, os estudos de inclusões fluidas, realizados sobre a fluorita da Mina de Fabião, que se situa perto da Mina Grande (Itacarambi), mostram três tipos de inclusões: inclusões monofásicas de CO_2 ; inclusões aquosas bifásicas; inclusões aquosas trifásicas com cristais de halita. A salinidade observada varia de 15 a 30% eq. peso NaCl, enquanto a temperatura de homogeneização fica compreendida entre 100 e 200°C (Fig. 131).

Os isótopos do chumbo (Freitas-Silva e Dardenne, 1997) evidenciam a incorporação de chumbo radiogênico durante a migração dos fluidos mineralizantes (Fig. 130), provavelmente originados a partir dos pacotes sedimentares subjacentes ao Grupo Bambuí, e sobretudo a partir da lixiviação dos granito-gnaisses do embasamento granítico.

O conjunto dos dados geológicos, geoquímicos e isotópicos permite considerar essas mineralizações Pb-Zn-Ag- CaF_2 da zona cratônica como depósitos epigenéticos do tipo MVT (Andersson e Macqueen, 1990).

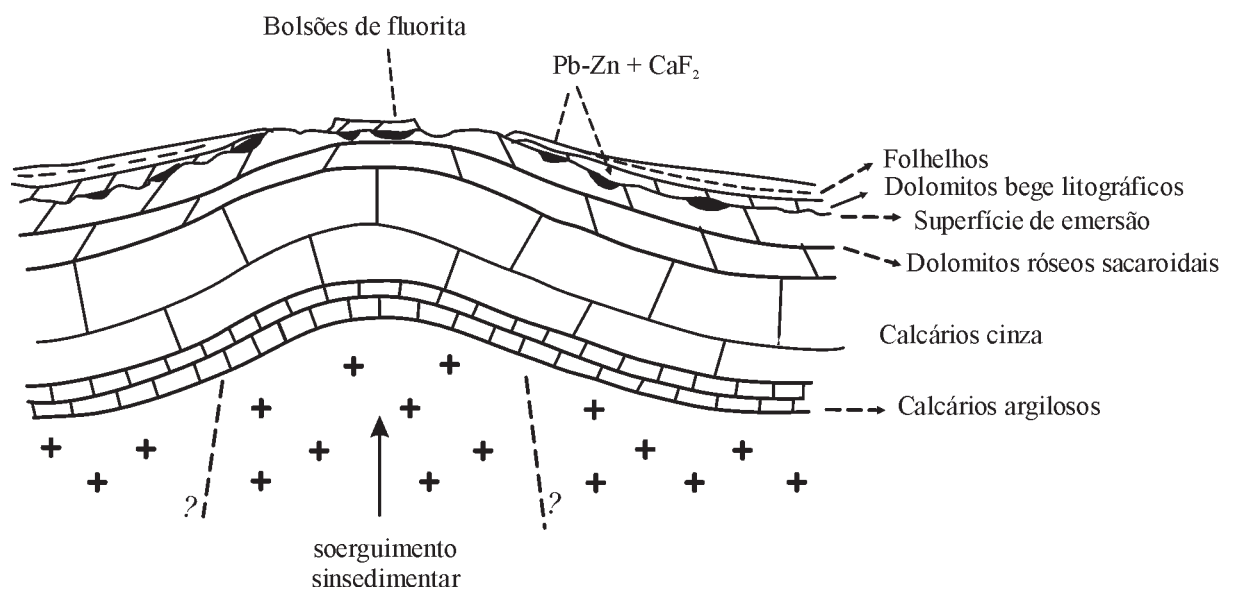


Fig. 135a – Depósitos de Pb-Zn- CaF_2 na Mina Grande, Itacarambi-MG (segundo Dardenne, 1979).

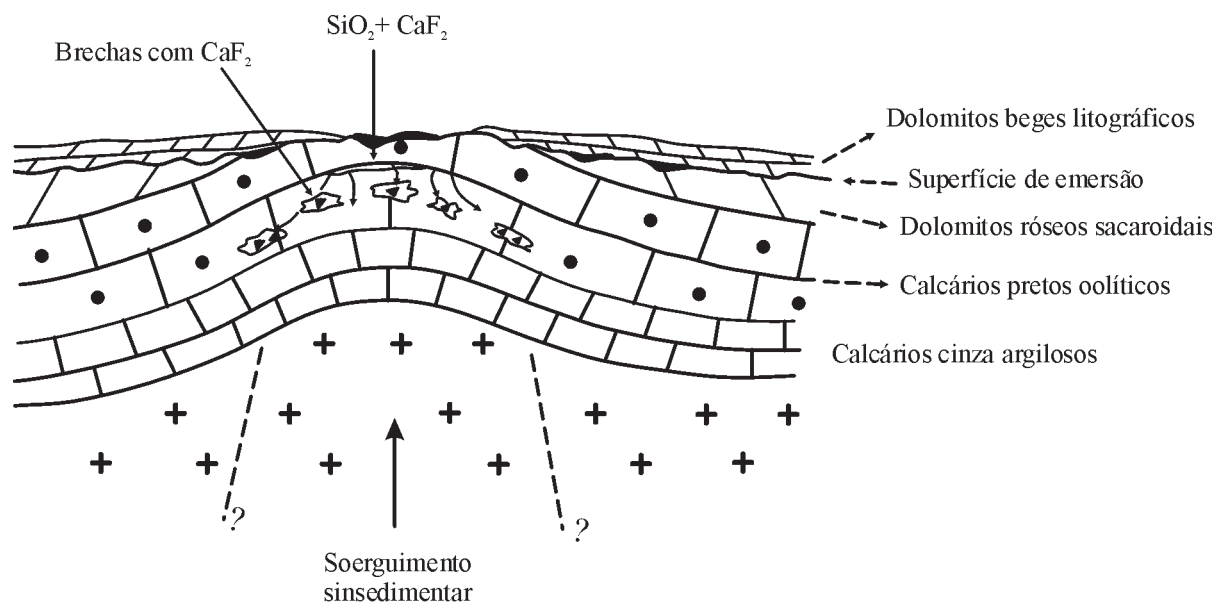


Fig. 135b – Depósitos CaF_2 em Campo Alegre, Serra do Ramalho-BA (segundo Dardenne, 1979).

3.1.4.5 Depósitos de ouro associados ao Evento Brasiliano na Zona Externa da Faixa Brasília

Na zona externa da Faixa Brasília, diversos depósitos de ouro são associados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento de alto ângulo: Buracão, Santa Rita, Rio do Carmo, Buraco do Ouro; e de baixo ângulo: Araxá, Luziânia, Morro do Ouro.

3.1.4.5.1 Depósitos de ouro de Minaçu-Niquelândia

Regionalmente, os depósitos de ouro ocorrem em veios de quartzo encaixados em rochas metassedimentares (fácies xisto-verde) pertencentes aos grupos Araí (Paleo/Mesoproterozóico) e Paranoá (Mesoproterozóico), os quais integram a zona externa da FDB (Fig. 107).

O Grupo Araí representa uma seqüência psamopelítica, continental a marinha, depositada num ambiente de rifte e constituída por metaconglomerados, quartzitos e metapelitos (Fuck *et al.* 1988). O Grupo Paranoá consiste essencialmente numa seqüência sedimentar marinha, composta por quartzitos, metassiltitos, ardósias e freqüentes lentes de metadolomitos e metacalcários (Faria, 1995; Fuck *et al.* 1988).

Os depósitos de ouro, conhecidos desde o início do século XVIII, e até hoje explorados esporadicamente por garimpeiros, concentram-se em dois distritos: Minaçu (Rio

do Carmo) e Niquelândia (Olivo e Marini, 1988; Lacerda, 1986, 1991). Olivo e Marini (1988) reconhecem dois tipos de depósitos em função da natureza das rochas encaixantes: depósitos de ouro hospedados em psamitos e ritmitos, como por exemplo: Vermelho, Fatura, Santo Antônio e Buracão, no Grupo Araí, e Fofoca, Muquém, Biquinha, Garimpo Novo, Garimpinho e Chapadinha, no Grupo Paranoá; e depósitos de ouro hospedados em rochas carbonáticas (dolomitos e calcários), como por exemplo: Rio do Carmo, Passa Três e Santa Rita, no Grupo Paranoá.

3.1.4.5.1.1 Depósitos Au do tipo Buracão

O Depósito do Buracão está encaixado em quartzitos e ritmitos (intercalações de filitos, filitos carbonosos e quartzitos) do Grupo Araí. A jazida é contida em veios de quartzo que preenchem duas direções principais de fraturas subverticais: N10E e N50E (Magalhães e Nilson, 1996). Os veios de quartzo N10E são orientados segundo o eixo b das dobras regionais, e alongados também segundo essa direção (centenas de metros de comprimento), com espessura de 3 a 4 m. São associados a zonas de cisalhamento e apresentam intensa alteração hidrotermal nas bordas, como cloritização e sericitização. O quartzo é maciço, macrocristalino, varia de límpido a leitoso, e contém várias proporções de pirita, calcopirita e arsenopirita. Os veios de quartzo orientados N50E são menos extensos (dezenas de metros) e menos espessos (1 m), com alteração hidrotermal muito restrita e até mesmo inexistente nas bordas. Esses veios corres-

pondem ao preenchimento de *tension gashes* abertas nos flancos das dobras regionais, as quais formam uma série de veios paralelos entre eles. O ouro é livre no quartzo e espacialmente relacionado aos sulfetos. Os teores variam entre 2 e 43,0 g/t Au. A produção total da Jazida do Buracão é estimada em cerca de 5 t de ouro (Magalhães e Nilson, 1996).

Os estudos de inclusões fluidas (Magalhães *et al.* 1998) mostram fluidos relativamente salinos (15% eq. peso NaCl) no sistema, com alguma percentagem de N_2 na fase carbônica. A fonte de N_2 é relacionada à presença de matéria carbonosa nos filitos. A temperatura de homogeneização fica compreendida entre 280 e 350°C para pressão de 1,5 a 3 kb. Os dados favorecem a um processo caracterizado pela mistura de dois fluidos: um fluido aquocarbônico heterogêneo e efervescente formado em profundidade a partir do metamorfismo e da devolatilização da pilha sedimentar; um fluido dominante aquoso, menos salino, mais frio, e de origem superficial. As características dos fluidos identificados nos depósitos de ouro encaixados em rochas do Grupo Paranoá são muito semelhantes. Por isso, uma mesma origem metamórfica tem sido proposta para todos eles (Magalhães *et al.* 1998).

3.1.4.5.1.2 Depósitos Au do tipo Santa Rita

O Depósito de Santa Rita está encaixado numa seqüência rítmica formada por quartzitos carbonosos, filitos muscovíticos e filitos carbonáticos intercalados com horizontes de dolomitos e calcários da porção superior do Grupo Paranoá.

O minério ocorre em veios e vênulas de quartzo-carbonato com sulfetos, estruturalmente controlados por falhas e fraturas de alto ângulo com direção preferencial WNW-ESE, que são relacionadas à reativação de estruturas NE-SW (Olivo e Marini, 1988; Olivo, 1989). Os veios, com 1cm a 1m de espessura e várias dezenas de metros de comprimento, são preenchidos por quartzo, Fe-dolomita, siderita, ankerita, calcita e pirita com pequenas e raras inclusões de calcopirita e pirrotita. A zona de alteração hidrotermal nas rochas encaixantes, que inclui albitização, carbonatação, silicificação, sericitização e piritização, caracteriza-se pelo desenvolvimento de macrocristais de siderita, e pelo enriquecimento em Co, Ni e As (Olivo, 1989; Giuliani *et al.* 1993). A pirita é aurífera, mas o ouro fica invisível e existe provavelmente sob a forma química na arsenopirita (Giuliani *et al.* 1993). O ouro nativo não foi encontrado nos veios que apresentam teores médios variando entre 0,1 e 10 g/t, atingindo, localmente, 60 g/t. O estudo das inclusões fluidas no quartzo (Giuliani *et al.* 1993) levou à identificação de dois fluidos: um fluido aquocarbônico $H_2O-CO_2-N_2$ muito salino com minerais

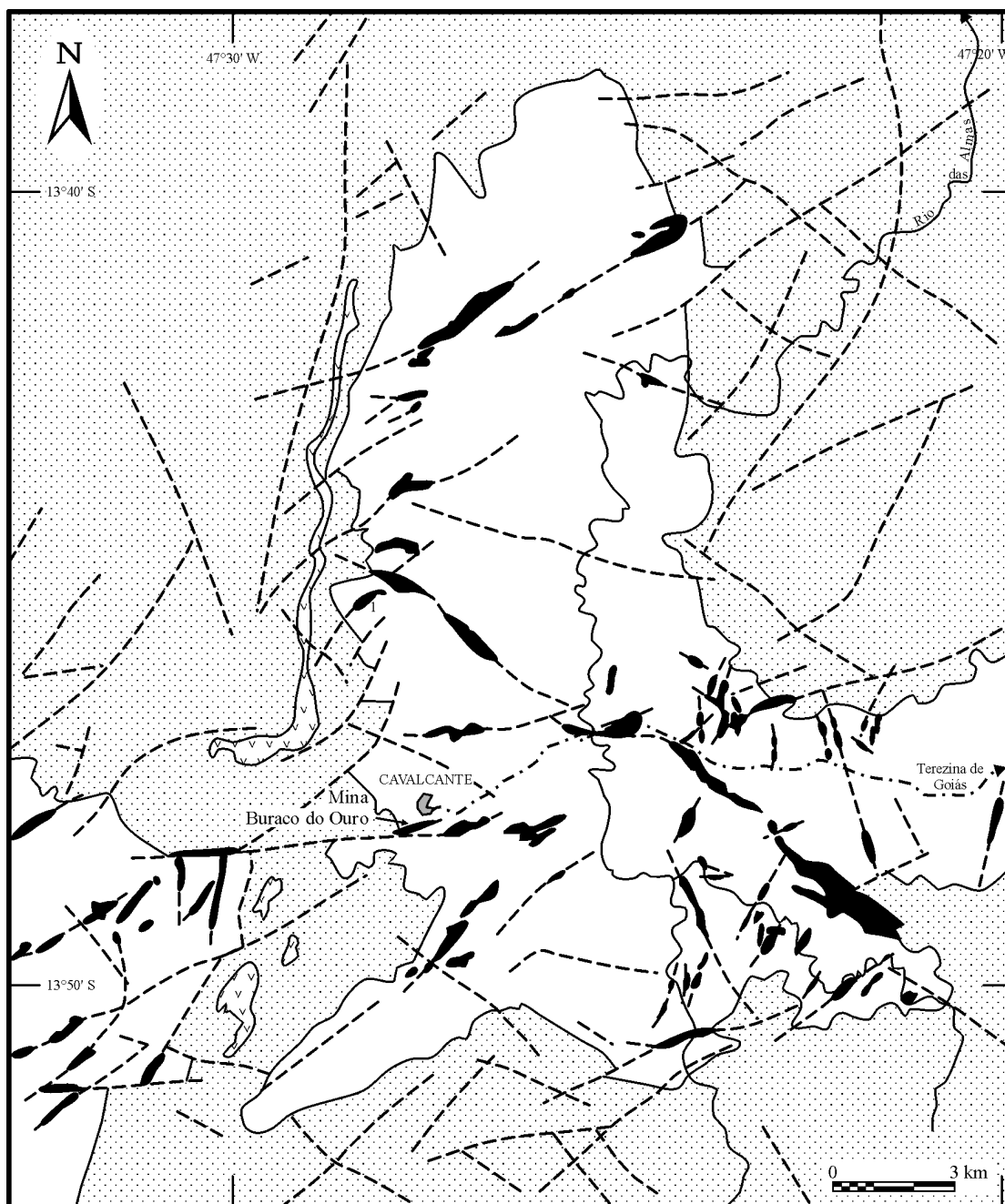
de saturação, como halita e silvita; um fluido aquocarbônico $H_2O-CO_2-N_2$ menos salino. Proporções elevadas de N_2 foram identificadas por espectrometria Raman na fase gasosa, assim como pequena percentagem de CH_4 . Durante o aquecimento, todas as inclusões decrepitam entre 200 e 300°C. O modelo proposto por Giuliani *et al.* (1993) para o Depósito Santa Rita envolve a mistura dos dois fluidos anteriormente definidos. O fluido com salinidade elevada ($H_2O-NaCl-KCl$) é relacionado à lixiviação de evaporitos de tipo *Sabkha*, conhecidos na base do Grupo Paranoá, enquanto o fluido carbônico ($H_2O-CO_2-N_2$) é considerado como de origem metamórfica.

3.1.4.5.2 Depósitos Au de Cavalcante

Na região de Cavalcante, nordeste do Estado de Goiás, dezenas de veios de quartzo auríferos subverticais (Fig. 136) cortam o embasamento granito-gnáissico Paleoproterozóico ($\approx 2,2Ga$) e os quartzitos do Grupo Araí ($\approx 1,7Ga$). Os veios de quartzo são considerados como hidrotermalitos silicosos por D'El Rey Silva e Senna Filho (1999), e são associados a zonas de cisalhamento verticais dúctil-rúpteis dextrais com direção N70E e sinistrais com direção N50W, formando um sistema conjugado relacionado à compressão vizinha de E-W do Evento Brasileiro.


Outros pesquisadores, Hippert e Massucatto (1998), interpretam esses veios de quartzo como *megaextension gashes* associadas a zonas de cisalhamento regionais de direção NE.

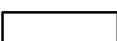
Nas imediações da cidade de Cavalcante, a Mina do Buraco do Ouro situa-se num veio de quartzo, explorado desde 1750 até hoje, o qual forma uma crista alongada orientada N60-70E com aproximadamente 500 m de comprimento, e largura variável de 20 a 25 m. O veio encontra-se hospedado em ortognaisses intensamente deformados e parcialmente transformados pela alteração hidrotermal que envolve cloritização, silicificação e sericitização. É preenchido essencialmente por quartzo maciço finamente cristalino, que contém pequena percentagem de sericita (< 3%) e alguns minerais subordinados, tais como turmalina, magnetita, pirita, galena e carbonatos. No veio de quartzo, os corpos de minério são controlados pela interseção da foliação C N60-70E subvertical com a foliação S com atitude N10-30E/75-80SE, a qual é marcada pela sericita. Esses corpos mineralizados mostram uma forma sigmoidal, com eixo maior, de 10 a 20 m paralelo à foliação S, e com eixo menor, de 3 a 5 m, mergulhando a aproximadamente 80° para NE. A continuidade desses corpos em profundidade pode




PALEO/MESOPROTEROZÓICO (Grupo Arai)

 Metassedimentos

 Metavulcânicas

 Embasamento: metassedimentos e granito-gnaisses

 Falhas e fraturas

 Veios de quartzo auríferos


 Estrada pavimentada

Fig. 136 – Distribuição dos depósitos de ouro, associados a veios de quartzo, na região de Cavalcante-GO (segundo D'el Rey Silva e Senna Filho, 1999).

atingir 90 m. O intervalo observado entre os diversos corpos mineralizados varia de 5 a 8 m até 20 m. A mineralização principal é representada por ouro nativo em grãos grosseiros (200 a 900 μm), com teores médios de 12-15 g/t Au. O ouro contém de 10 a 12% Ag. A principal característica da mineralização do Buraco do Ouro é a associação do ouro com minerais do grupo da platina (MGP) e Ag-Bi-S-Se minerais, identificados por Marchetto *et al.* (1993). Estudos preliminares mostram inclusões que contêm um fluido aquocarbônico com baixa salinidade (Freitas-Silva, informação verbal).

3.1.4.5.3 Depósito Au de Luziânia

No segmento sul da FDB, a compressão W-E do Evento Brasiliano provocou a formação de empurrões e cavalgamentos das seqüências metassedimentares Araxá e Canastra para leste, em direção ao Cráton do São Francisco.

Na área de Luziânia, o Grupo Canastra consiste em uma monótona seqüência de sericita-clorita xistos, filitos

carbonosos e carbonato xistos intercalados com finos níveis de *cherts* e quartzitos. As falhas de empurrão, que mostram uma geometria em rampas subhorizontalizadas e fortemente inclinadas, controlam as zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis com movimentação reversa dextral, que hospedam a mineralização de ouro (Fig. 137) (Hagemann *et al.* 1992). As dobras intrafoliares, as relações das superfícies S-C, a rotação e a deformação dos cubos de pirita, bem como a geometria dos *boudins* de quartzo, indicam um transporte para sudeste.

A mineralização de ouro é constituída essencialmente por veios e *boudins* de quartzo acompanhados por fraca alteração hidrotermal. O ouro é associado ao quartzo e às zonas mais ricas em sulfetos, tais como pirita, calcopirita, galena e traços de arsenopirita, tetraedrita, prata e rutilo (Hagemann *et al.* 1992). A alteração hidrotermal em volta dos *boudins* de quartzo manifesta-se pela presença de sericita e pirita, e menores proporções de carbonatos e clorita. O minério primário é enriquecido em As e Pb, enquanto Cu, Zn e Ni são lixiviados. Os *boudins* de quartzo desen-

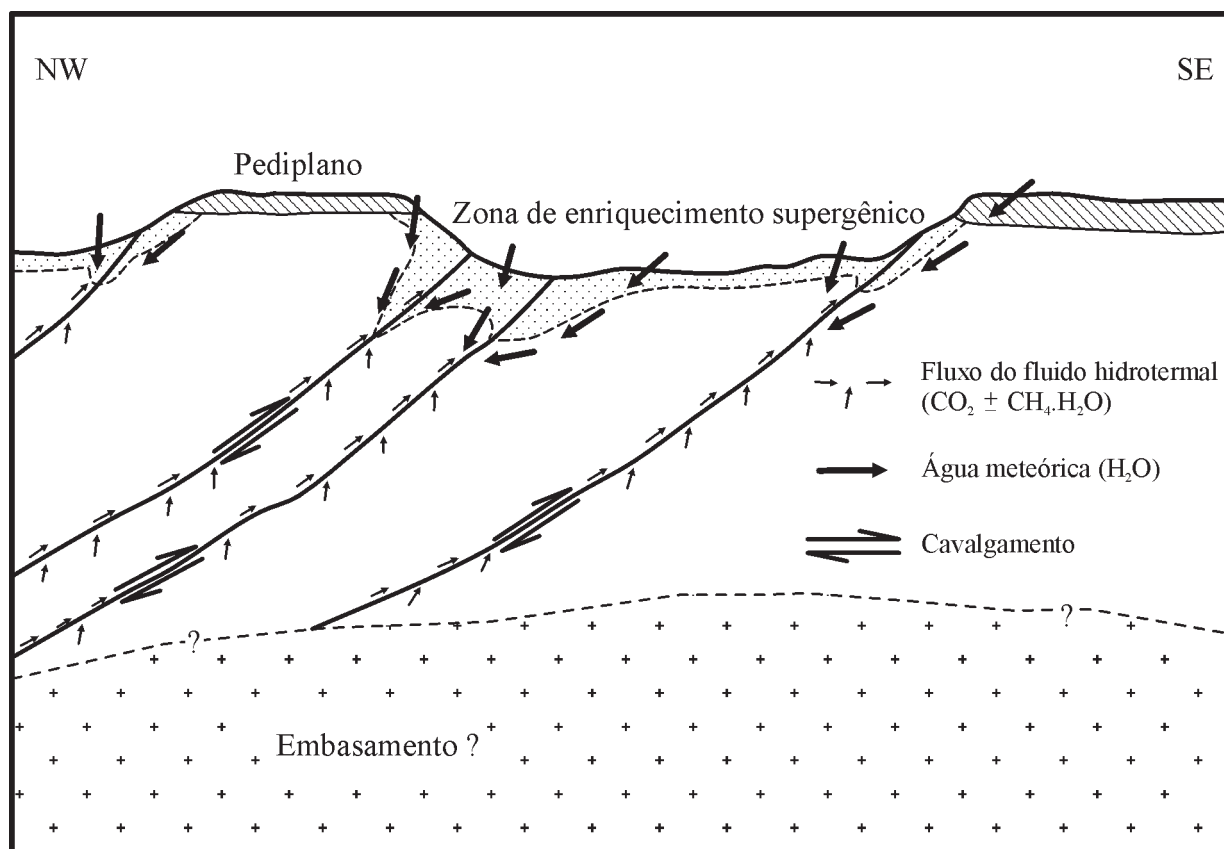


Fig. 137 – Seção geológica esquemática da área de Luziânia, ilustrando os cavalgamentos imbricados e o provável fluxo do fluido durante a mineralização (segundo Hagemann *et al.*, 1992).

volveram-se precocemente na zona de cisalhamento, com o quartzo mostrando evidências de recristalização e texturas granulares.

As inclusões fluidas no quartzo dos veios mineralizados e dos *boudins* mostram três tipos de fluidos: tipo 1, fluido carbônico $\text{CO}_2\text{-CH}_4$; tipo 2, fluido aquocarbônico $\text{H}_2\text{O-CO}_2$; tipo 3, fluido aquoso $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ com até 14% eq. peso NaCl. As condições P-T da formação do depósito foram determinadas por Hagemann *et al.* (1992) em aproximadamente 1,5-3 kb e $300 \pm 75^\circ\text{C}$. O modelo proposto envolve a expulsão de fluidos em profundidade, por causa do metamorfismo progressivo e da migração deles ao longo dos planos de cisalhamento que atuaram como zonas altamente permeáveis.

Em superfície, o intemperismo laterítico provocou importante lixiviação dos carbonatos, e também a alteração dos sulfetos para limonita e goethita, conduzindo, assim, à formação de *gossans* bem desenvolvidos sobre as zonas mineralizadas.

3.1.4.5.4 Depósito do Morro do Ouro

O Depósito do Morro do Ouro (Zini *et al.* 1988) encontra-se hospedado nos filitos carbonosos (Membro Morro do Ouro) da Formação Paracatu, do Grupo Canastra, que cavalga o Grupo Vazante na zona externa da Faixa Brasília (Dardenne, 2000, 1978; Campos Neto, 1984b). Essas rochas foram deformadas e metamorfizadas na fácies xisto-verde baixo (clorita) durante o último Evento Tectônico Brasileiro ($\cong 600\text{Ma}$). A deformação, que foi acomodada pelas falhas de cavalgamento regionais e, em menor escala, pelas dobras intrafoliares isoclinais e recumbentes, mostra um caráter dúctil-rúptil a rúptil durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento.

A mineralização é associada a uma estrutura monoclinial (Fig. 138a) desenvolvida internamente no Membro Morro do Ouro, e relacionada a uma falha de empurrão de caráter regional orientada N10W/15SW. Durante a deformação, o cavalgamento ocorreu com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento caracterizadas por foliação milonítica, foliações S/C, *boudinage* de veios de quartzo, lineações de estiramento e lineações minerais. A lineação de estiramento principal é constante e orientada S70W/15 (Freitas-Silva, 1996).

O ouro é disseminado nas segregações de quartzo metamórfico na forma de lentes (*boudins*), milimétricas a centimétricas, que contêm, também, arsenopirita, pirita, esfalerita, galena, siderita e sericita. A alteração hidrotermal é

restrita à proximidade dos *boudins*, os principais processos sendo piritização, sideritização e sericitização. O ouro ocorre geralmente sob a forma livre no quartzo, com uma pequena proporção sendo associada diretamente aos sulfetos. As partículas de ouro encontram-se preferencialmente concentradas nas bordas dos *boudins* e nas proximidades dos sulfetos (esfalerita e galena) e carbonatos (siderita). O teor médio dos *boudins*, que consistem em cerca de 20 a 25% do minério em volume, é da ordem de 2,5 ppm Au. No minério, como um todo, o teor de ouro é muito baixo, e fica em torno de 0,45 g/t Au. Três horizontes ricos em *boudins* têm sido distinguidos, na mina, do topo para base:

- Unidade C, com espessura variável de $E \cong 40$ m, representa um nível cinza-claro de filitos sericíticos mineralizados que foram afetados pelo intemperismo, o que provocou o desaparecimento completo dos sulfetos e da matéria carbonosa. Localmente, uma crosta laterítica, que foi intensamente lavrada pelos bandeirantes, encontra-se ainda preservada, com teores da ordem de 2 ppm Au;
- Unidade B₁, constitui um horizonte intermediário ($E \cong 40$ m), onde a matéria carbonosa dos filitos foi preservada da alteração, enquanto os sulfetos foram totalmente lixiviados;
- Unidade B₂, forma um horizonte preto ($E \cong 30$ m), onde tanto os sulfetos como a matéria carbonosa foram preservados da alteração laterítica;
- Unidade A-E ($E \cong 30$ m) é composta de filitos pretos praticamente isentos de *boudins* de quartzo e de sulfetos, e é considerado estéril.

O principal controle da mineralização é estrutural, e ela é associada a uma zona de transtensão (Fig. 138b) para a qual os fluidos mineralizantes foram canalizados durante o cisalhamento (Freitas-Silva, 1996; Freitas-Silva *et al.* 1991).

Os minerais do metamorfismo e do minério indicam condições de temperatura e pressão variáveis, de 2 a 3 kb e 350 a 370°C. Os estudos de inclusões fluidas (Freitas-Silva, 1996) mostram uma baixa salinidade (2% eq. peso NaCl) para os fluidos mineralizantes que pertencem ao sistema $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2\text{-NaCl}$, além de traços de HS^- e de hidrocarbonetos em cadeia. A composição das inclusões fluidas é variável: $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$; $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$; CO_2 monofásicas. Na fase CO_2 , a presença de CH_4 e de N_2 , junto com os hidrocarbonetos, evidencia a participação da matéria carbonosa dos filitos na fonte dos fluidos. A ocorrência de HS^- demonstra o papel dos tio-complexos no transporte do ouro. Os padrões de isócoras

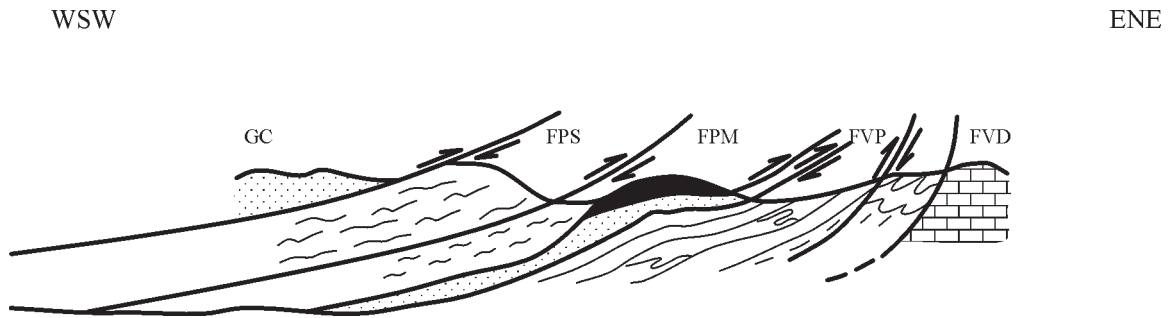


Fig. 138a – Representação esquemática das estruturas na Mina Morro do Ouro. FP = Formação Paracatu; S = Fácies Serra da Anta; FV = Formação Vazante; D = dolomitos; P = psamopelitos; GC = Grupo Canastra; preto = Depósito Aurífero do Morro do ouro (segundo Freitas-Silva *et al.*, 1991).

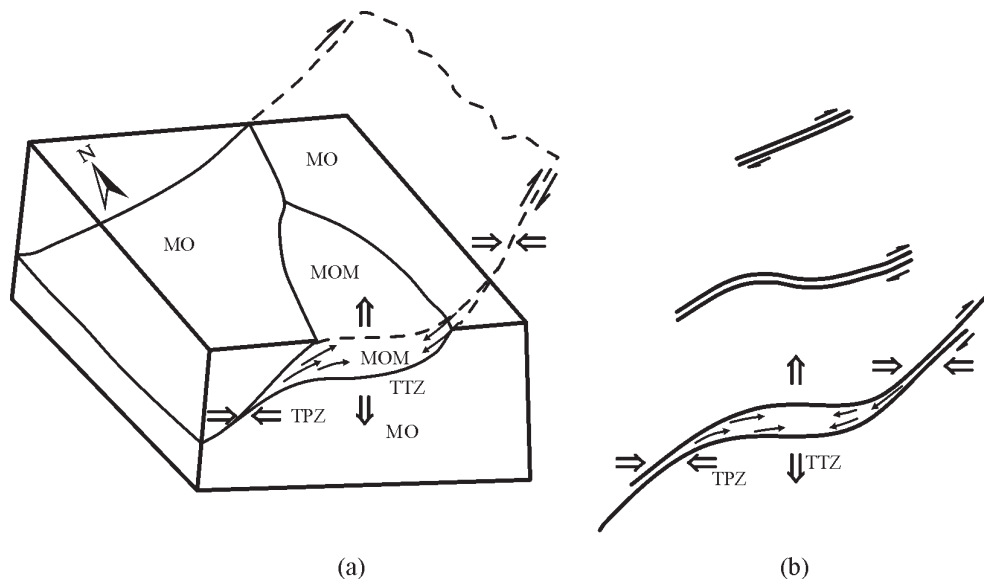


Fig. 138b – Representação esquemática do Depósito Aurífero do Morro do Ouro. (a) MO = Fácies Morro do Ouro; MOM = Depósito Morro do Ouro; TPZ = zona transpressiva; TTZ = zona transensiva; setas simples = direção da migração dos fluidos. (b) Estágios de evolução da mineralização aurífera (segundo Freitas-Silva *et al.*, 1991).

mostram que as inclusões aquocarbônicas, monofásicas e aquosas, foram trapeadas em condições de pressão distintas, indicando a ocorrência de um processo de imiscibilidade caracterizado como mecanismo de efervescência para temperaturas da ordem de 370°C.

Os isótopos do chumbo da galena (Freitas-Silva, 1996; Freitas-Silva e Dardenne, 1997) indicam uma idade de aproximadamente 1,0Ga, para a separação do chumbo, e de 600Ma, para a individualização da galena durante a tectônica relacionada ao Evento Brasileiro (Fig. 130).

Em conclusão, os filitos carbonosos têm exercido um importante controle sobre os processos mineralizantes,

constituindo a fonte dos fluidos e controlando as condições físico-químicas deles. A produção anual de ouro é vizinha de 8,0 t e as reservas superiores a 250 t Au.

3.1.4.6 Depósitos minerais associados ao magmatismo sin a tarditectônico do Ciclo Brasileiro

Ao evento colisional do Ciclo Brasileiro são relacionadas intrusões, sin a pós-tectônicas, de granitos estaníferos e de complexos máfico-ultramáficos diferenciados.

3.1.4.6.1 Depósitos Sn associados a granitos

No segmento meridional da FDB, diversas ocorrências de cassiterita são relacionadas às intrusões sin a tarditectônicas dos granitos peraluminosos de tipo S, encaixados nos metassedimentos do Grupo Araxá (Fig. 139). Na área ocupada pelo granito Sesmaria, as ocorrências de cassiterita são associadas a veios e greisens localizados na borda do biotita granito deformado. São constituídas de muscovita litinífera-fluorita-turmalina-albita-cassiterita e quartzo (Pereira *et al.* 1981).

Na Fazenda Encruzilhada, região de Ipameri, o depósito de cassiterita foi explorado entre 1959 e 1986, tendo produzido cerca de 2 mil Sn. A jazida encontra-se encaixada num horizonte de muscovita-biotita-turmalina xisto ou de muscovita-biotita granito fortemente foliado e milonitizado (Pires e Miano, 1984), intercalado com níveis quartzosos e xistosos na extremidade NW da estrutura antiformal da Serra do Paredão. O minério se apresenta em corpos lenticulares que formam bolsões maciços deforma-

dos e impregnações difusas concordantes com a foliação principal dos micaxistos e quartzitos da Serra do Paredão. A mineralização é composta de cassiterita, pirita, calcopirita e esfalerita com presença de turmalina, rutilo, hematita, ilmenita, topázio, clorita, apatita, carbonatos, albita e quartzo. Caracteriza-se, assim, o processo de albitização e greisenização de um corpo granítico, resultando num endogreisen mineralizado (Pires e Miano, 1994). Essa mineralização e suas rochas encaixantes foram deformadas, metamorfizadas e milonitizadas durante o Evento Brasileiro, conferindo, assim, caráter original pseudoconcordante ao horizonte mineralizado.

3.1.4.6.2 Depósitos Ni-Cu-Co de Americano do Brasil e Mangabal

Os complexos máfico-ultramáficos de Americano do Brasil e de Mangabal I/II representam intrusões sintectônicas a

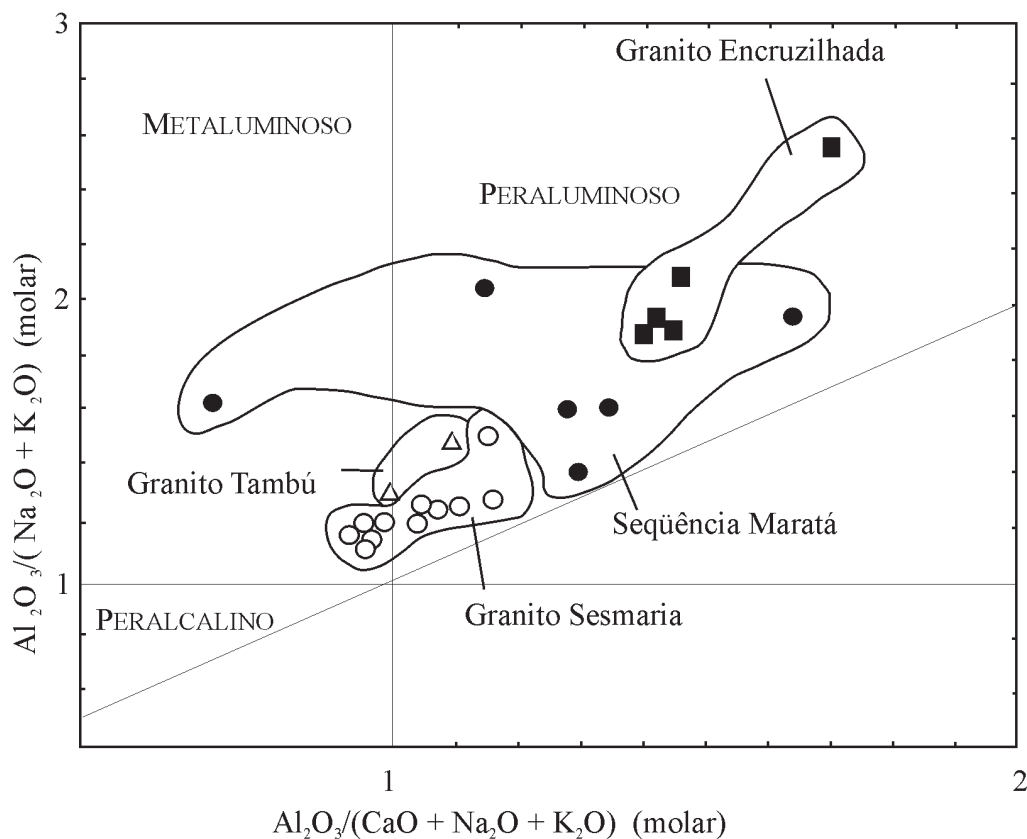


Fig. 139 – Diagrama de saturação em alumina para os granitóides Maratá, Tambú, Sesmaria e Encruzilhada, associados ao Grupo Araxá na porção sul da Faixa Brasília (segundo Pimentel *et al.*, 1999).

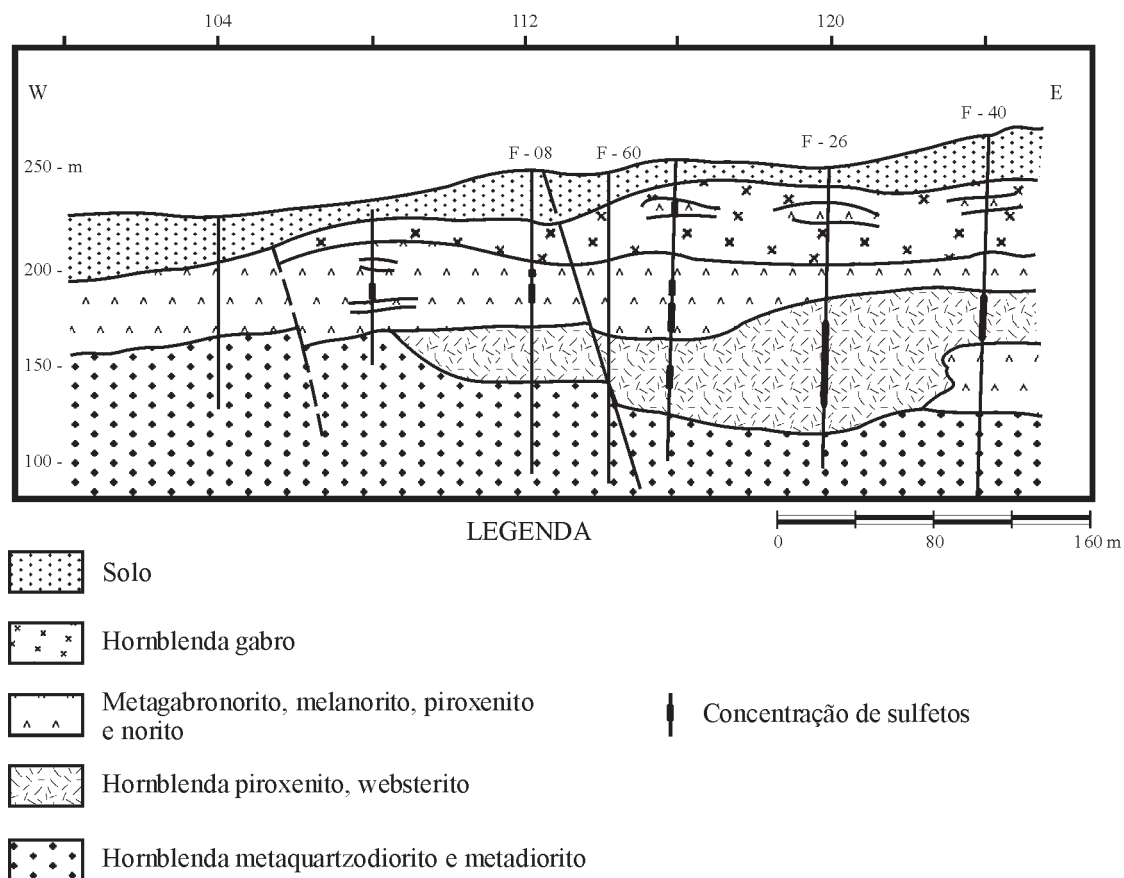


Fig. 140 – Seção geológica do Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil (segundo Nilson *et al.*, 1986).

pós-tectônicas, metamorfizadas nas fácies granulito e anfibolito, datadas em 612Ma (Nilson *et al.* 1997; Winge, 1995), resultantes da introdução de magma basáltico toleítico que se posicionou e se diferenciou *in situ*, num ambiente de arco magmático, com pequena ou nenhuma contaminação por crosta mais antiga. Os vários tipos de rochas presentes no complexo são produtos do fracionamento, da deposição por gravidade e acumulação. A seqüência de diferenciação e a separação das fases precocemente formadas originaram uma sucessão de cumulados, resultando num conjunto de rochas referidas, da base para o topo, como: dunitos, peridotitos (wehrlito, lherzolito e harzburgito), piroxenitos (websterito e clinopiroxenito), hornblenditos e diversos tipos de rochas gabróicas como melagabro, melagabronorito, olivina gabro, gabronorito, norito e hornblenda gabro (Nilson, 1981).

As mineralizações sulfetadas de cobre-níquel-cobalto (Nilson, 1981; Nilson *et al.* 1982, 1986; Pfrimer *et al.* 1981), que ocorrem na forma de disseminações, nódulos,

concentrações intersticiais e veios maciços, são associadas a dunitos/peridotitos, piroxenitos e melanoritos. Em Americano do Brasil, o mais importante corpo de minério (S1) possui uma forma lenticular irregular com 10 a 30 m de espessura (Fig. 140), e é formado por minério que vai de fracamente (10-20% sulfetos) a fortemente (20-40% sulfetos) disseminado e localmente semimacizo (70-90% sulfetos), concordante com o acamadamento primário dos cumulados piroxeníticos hospedeiros, situando-se na porção inferior da seqüência piroxenito-melanorito. O minério macizo (> 90% sulfetos) é restrito aos veios remobilizados discordantes em relação ao acamadamento. As reservas de Americano do Brasil foram estimadas em cerca de 5 Mt de minério com 0,62% Ni, 0,65% Cu e 0,04-0,15% Co.

Os principais sulfetos primários que compõem a mineralização são: pirrotita, pirita, pentlandita e calcopirita. Os minerais secundários são: marcassita, violarita e cubanita.

A origem proposta para a mineralização primária baseia-se em algumas feições texturais consideradas diagnósticas,

como a textura intersticial dos sulfetos em volta dos silicatos, principalmente olivina e ortopiroxênio, cimentando-os num arranjo semelhante a uma textura em rede, como a textura nodular e como a presença, na mineralização disseminada, de diminutos nódulos ou gôticulas. Essas feições sugerem uma origem magmática de alta temperatura para as concentrações de sulfetos. A forte partição de Ni, Cu e Co junto com EGP, em contraste com o comportamento de Zn, também favorece a uma origem magmática para os sulfetos (Nilson, 1981; Nilson *et al.* 1986; Pfrimer *et al.* 1981).

3.2 A Faixa Araçuaí

A Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida, 1977; Almeida *et al.* 1976, 1981), margeando as bordas sul e sudeste do CSF, no nordeste de Minas Gerais e fronteira com a Bahia, tem a forma de um arco com a concavidade voltada para sudeste (Fig. 106). Resulta do desenvolvimento de um rifte, o qual se iniciou em torno de 800Ma, pelo fraturamento de crosta continental, e foi alargando-se até atingir a formação de um fundo oceânico (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998; Fuck *et al.* 1993). O preenchimento do rifte é caracterizado pela deposição do Grupo Macaúbas, que se distribui em três domínios: continental, transicional e interno, os quais traduzem a zonação sedimentar da faixa (Uhlein, 1991; Pedrosa-Soares *et al.* 1992; Uhlein *et al.* 1994; Uhlein e Trompette, 1998). O fechamento do rifte a partir de 700Ma, que culminou no período orogênico principal, de 650 a 550Ma, provocou o desenvolvimento da deformação e do metamorfismo, resultando numa polaridade W-E e N-S, com a formação de uma série de empurrões nos domínios transicional/continental, além de fusões anatécicas e intrusões graníticas no domínio interno (Pedrosa-Soares *et al.* 1999, 1990).

Terrenos mais antigos, relacionados aos supergrupos Espinhaço, Minas e Rio das Velhas, são envolvidos na deformação e metamorfismo da Faixa Araçuaí, assim como unidades mais jovens, relacionadas ao Grupo Bambuí, no limite do CSF (Fig. 141). Os principais recursos minerais da F. Araçuaí são:

- Depósitos de cromita e ouro associados às seqüências vulcano-sedimentares de tipo *greenstone belt*, equivalentes do Supergrupo Rio das Velhas;
- Depósitos de itabiritos associados às seqüências sedimentar-exalativas equivalentes do Supergrupo Minas;
- Depósitos de diamante e fosfato associados à seqüência sedimentar do Supergrupo Espinhaço;
- Depósitos de ferro do tipo sedimentar-exalativo (Sedex) ocorrendo nos diamictitos do Grupo Macaúbas, na região de Porteirinha;

- Depósitos de grafita da Província Minas-Bahia, associados a xistos e gnaisses afetados por zonas de cisalhamentos;
- Província Pegmatítica Oriental do Brasil, famosa por seus minerais de coleção e por suas pedras semipreciosas, associada ao magmatismo granítico da zona interna da Faixa Araçuaí.

3.2.1 Depósitos associados a seqüências vulcano-sedimentares do tipo *greenstone belts*

No Cinturão Mineiro, diversas seqüências supracrustais vulcano-sedimentares foram reconhecidas e genericamente relacionadas ao SGRV.

3.2.1.1 Depósitos associados à Seqüência Vulcano-Sedimentar de Serro

A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Serro (Fig. 141), interpretada como um equivalente do GBRV no QF (Uhlein, 1982), é constituída basicamente por uma unidade máfica-ultramáfica, na base, e por uma unidade metassedimentar, no topo. Algumas ocorrências de ouro e cromo são associadas a essa seqüência. (Uhlein *et al.* 1983).

3.2.1.1.1 Depósitos de cromita de Serro/Alvorada de Minas

A cromita, descoberta em 1963 no Morro do Cruzeiro, perto da cidade de Serro, é hospedada em talco-carbonato xistos, formando um corpo estratiforme cuja espessura varia de 5 a 7 m. Na base desse horizonte predomina o cromitito maciço (cromita >75%), o qual se encontra em contato brusco com os talco xistos encaixantes, enquanto no topo a cromita aparece na forma disseminada. Esse tipo de minério (cromita entre 20 e 75%) apresenta um bandamento rítmico de origem magmática. O minério maciço, muito denso, é composto de cromita muito fina, euédrica a subédrica, com diâmetro entre 0,1 e 0,3 mm. Texturas primárias podem ainda ser reconhecidas, variando desde silicatos oclusos até intersticiais em rede, correspondendo a texturas *cumulus*. Os cristais de cromita são geralmente zonados com um núcleo escuro mais rico em Mg e em Al e uma auréola externa clara enriquecida em Fe³⁺. Essa zonação decorre provavelmente do metamorfismo. Observam-se microinclusões de rutilo nos grãos de cromita, cujo

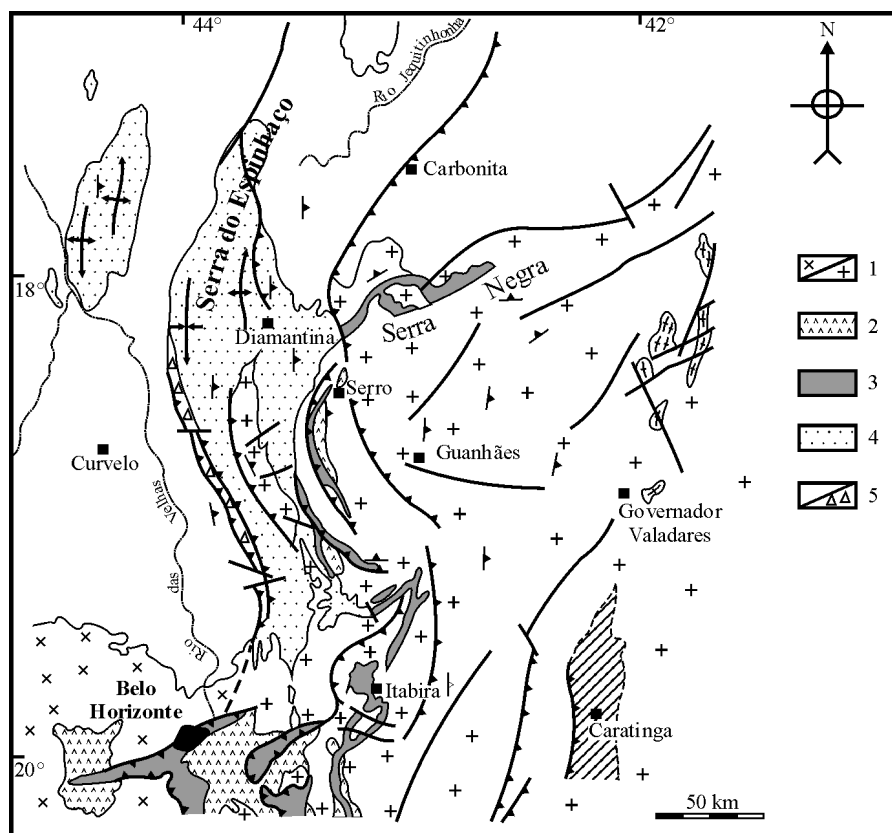


Fig. 141 – Mapa geológico da região compreendida entre o Quadrilátero Ferrífero e Diamantina (segundo Dossin *et al.*, 1987).

1 – Embasamento Granito-Gnáissico; 2 – Supergrupo Rio das Velhas; 3 – Supergrupo Minas; 4 – Supergrupo Espinhaço; 5 – Grupos Macaúbas e Bambuí indiferenciados.

número diminui em direção ao centro. Também ocorrem inclusões submicroscópicas de silicatos que devem corresponder a antigas olivinas inclusas na cromita. A composição química do núcleo das cromitas permitiu classificá-las como estratiformes por causa das razões Fe^{3+} -Cr-Al, sendo provavelmente associadas a corpos ultramáficos de natureza komatiítica.

Pesquisas realizadas na região de Serro/Alvorada de Minas estimaram as reservas de minério em aproximadamente 1 Mt, com 40% Cr_2O_3 e uma razão Cr/Fe variável de 1,7 a 2,2.

3.2.1.1.2 Depósito de Ouro de Zagaia

O ouro, explorado desde a segunda metade do século XVII, na forma de *placers*, é também conhecido em rocha nas antigas minas de Descoberto e de Zagaia, onde a minerali-

zação se encontra associada a talco-carbonato xistos sulfetados e a *metacherts* ferríferos com magnetita e grafita, respectivamente. Os corpos de minério possuem forte controle estrutural, alongando-se segundo a lineação S70-80E, 20-25° (Uhlein *et al.* 1983). A mineralização é acompanhada por alteração hidrotermal responsável por cloritização, carbonatação (dolomita/ankerita), sericitização e sulfetação (pirita, pirrotita e calcopirita). Nota-se também a presença de turmalina.

3.2.1.2 Depósito de Ouro Fino associado à Sequência Vulcano-Sedimentar de Riacho dos Machados

A Jazida de Ouro Fino, no Distrito de Porteirinha, é associada à Sequência Vulcano-Sedimentar de Riacho dos Machados, a qual se encontra encravada no Complexo Gra-

nito-Gnáissico de Porteirinha. Tal seqüência é composta por uma unidade de rochas máficas-ultramáficas, e por uma unidade de xistos aluminosos e quartzo feldspáticos, que hospeda o depósito de ouro, cujas relações não são bem estabelecidas (Fonseca *et al.* 1991; Lobato e Pedrosa-Soares, 1993).

A mineralização está associada aos xistos aluminosos e quartzo feldspáticos da Seqüência Ouro Fino, a qual se encontra intensamente hidrotermalizada ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis orientadas N20E/45SE, que controlam a distribuição do minério (Fonseca e Lobato, 1993; Fonseca, 1993). Os xistos aluminosos e quartzo-feldspáticos são produtos da alteração hidrotermal que afetou a seqüência:

- Estágio inicial com quartzo-biotita-plagioclásio xistos com granada, estauroлита e cianita, e quartzo-plagioclásio-flogopita xistos compatíveis com a fácies anfíbolito;
- Estágio intermediário com milonitos cloríticos e muscovíticos;
- Estágio final com quartzo-muscovita xistos sulfetados hospedando a mineralização (Fig. 142).

Os corpos mineralizados, com mais de 2 ppm Au, e orientados segundo a lineação de estiramento 140/38, apresentam a associação: quartzo, muscovita, turmalina, pirita, pirrotita e arsenopirita. O ouro aparece na forma de grãos muito finos ($\cong 400$ mesh) distribuídos preferencialmente ao

longo dos limites dos quartzos recristalizados, e na forma de inclusões em arsenopirita, pirita e pirrotita, assim como preenchendo fraturas do quartzo e dos sulfetos considerados como de origem metamórfica.

A idade das zonas de cisalhamento dúctil é considerada mais antiga de SE para NW, isto é, correlacionada ao Evento Transamazônico, enquanto cisalhamentos mais novos, brasileiros, afetam as rochas pertencentes ao Supergrupo Espinhaço e ao Grupo Macaúbas (Fonseca e Lobato, 1993; Fonseca *et al.* 1997, 1991).

O Depósito de Ouro Fino foi lavrado em mina a céu aberto pela Cia Vale do Rio Doce, e suas reservas foram estimadas em 3 Mt de minério, com teor médio de 2,2 g/t Au.

3.2.2 Depósitos de itabiritos

As formações ferríferas do tipo Lago Superior do QF se prolongam pela borda leste da Serra do Espinhaço, e consistem numa faixa descontínua, que vai desde o norte da cidade de Serro até Itabira, passando por Conceição do Mato Dentro e Morro do Pilar (Fig. 141).

Trabalhos de pesquisa foram desenvolvidos pela Cia Vale do Rio Doce nos itabiritos da Serra da Serpentina, perto de Conceição do Mato Dentro e de Morro do Pilar (Vilela e Santos, 1983; Vilela *et al.* 1983), onde as reservas de minério de ferro foram

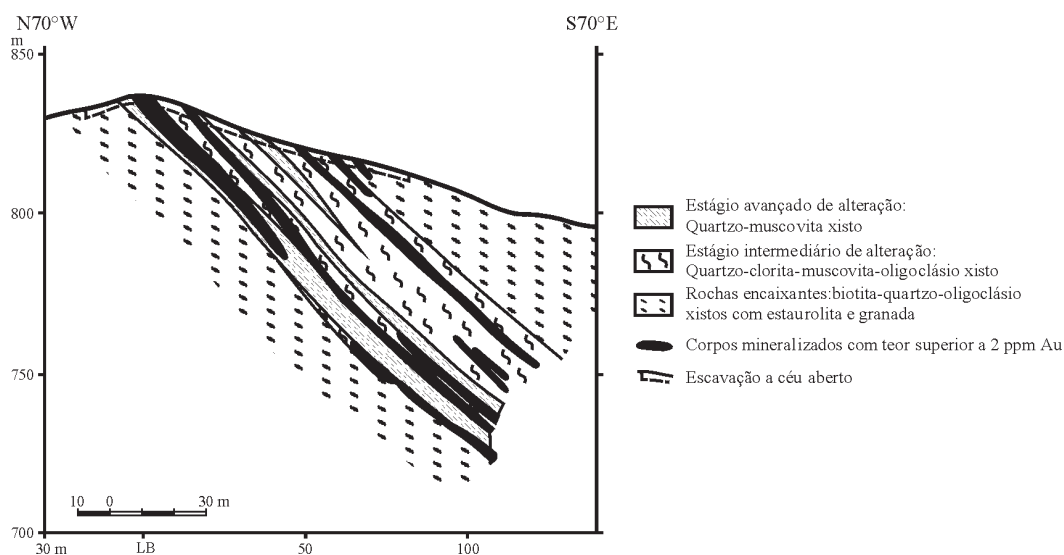


Fig. 142 – Seção geológica dos corpos mineralizados associados às zonas de alteração no Depósito Au de Riacho dos Machados (segundo Fonseca *et al.*, 1997).

estimadas em 260 Mt com 42% Fe e 226 Mt com 45,8% Fe, respectivamente. Algumas mineralizações de ouro são associadas a esses itabiritos e devem corresponder a depósitos do tipo Jacutinga.

Os trabalhos realizados por Dossin (1985) sobre os itabiritos da Serra da Serpentina, perto de Conceição do Mato Dentro, e por Uhlein (1982), na região de Serro, mostram que os BIFs são representados essencialmente pela fácies óxido. Esses itabiritos possuem bandamento típico evidenciado pela alternância de níveis hematíticos-magnetíticos com níveis ricos em quartzo. Muito localmente são observados itabiritos dolomíticos. A hematita predomina amplamente sobre a magnetita, a qual ocorre na forma de relictos e resiste ao processo de martitização. Os espectros de terra raras dos itabiritos mostram feições semelhantes às observadas nos BIFs do tipo Lago Superior (Fryer, 1983) com importante anomalia negativa de Eu, o que evidencia o caráter oxidante dos fluidos hidrotermais (Dossin *et al.* 1987), considerados pelos autores como sedimentar-exalativos (depósitos tipo Sedex).

3.2.3 Depósitos minerais associados ao Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço representa uma espessa seqüência sedimentar relacionada ao desenvolvimento de rifte mesoproterozóico, iniciado em torno de 1,75Ga, com o vulcanismo ácido associado na base. A essa seqüência são relacionados importantes *paleoplaceres* de diamante, intensamente explorados no século XIX, e significativas ocorrências de fosfato.

3.2.3.1 Depósitos de diamante da região de Diamantina

No Espinhaço Meridional, os conglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho (Dossin *et al.* 1984; Martins Neto, 1998) ocorrem na porção inferior do Supergrupo Espinhaço (Fig. 143), distinguindo-se dois tipos principais de fácies portadores de diamantes:

- a) Conglomerados do Mb Sopa, com abundantes seixos intraformacionais de quartzitos ferruginosos ou não, de filitos hematíticos, de riolitos e de quartzo branco de veio. Apresentam-se na forma de canais ou de lençóis de seixos (*sheet flood*), sempre com geometria lenticular. Segundo Haralyi *et al.* (1991), a geometria desses conglomerados desenha alinha-

mentos vizinhos de NS (Fig. 144), os quais Fleischer (1998) interpreta como pequenos grabens sin-sedimentares. Entretanto, os quartzitos que envolvem a Fm. Sopa mostram abundantes estratificações cruzadas que indicam, sistematicamente, um aporte de oeste para leste muito bem definido. Esses conglomerados representam as fácies mais grosseiras de leques aluviais transportados e depositados por rios entrelaçados na transição para um ambiente aquolacustre ou marinho (Chaves e Uhlein, 1991; Chaves *et al.* 1993; Uhlein *et al.* 1986; Martins Neto, 1998).

- b) Brechas diamantíferas do Mb Campo Sampaio, com matriz argilosa e seixos de quartzitos, representando *debris-flows*, que traduzem um transporte muito limitado, localizando-se estratigraficamente em posição ligeiramente superior aos conglomerados Sopa. Fleischer (1998) e Abreu *et al.* (1997), consideram essas brechas como de origem vulcânica (brechas de conduto) e possível fonte primária dos diamantes.

Os principais campos diamantíferos do Distrito de Diamantina são: Campo Sampaio-São João da Chapada, Sopa-Guinda e Extração.

Em geral, os teores de diamante são baixos, da ordem de 10 a 20 pontos/m³ nos horizontes mais favoráveis, e a exploração limita-se aos conglomerados alterados friáveis e aos aluviões das drenagens que retrabalham os conglomerados diamantíferos. As reservas da região de Diamantina foram estimadas em cerca de 15 M de quilates. (Fonte: DNPM, 1978). Em todos os casos, nota-se a ausência de minerais satélites do diamante relacionados a kimberlitos e lamproítos. Os minerais encontrados são ilmenita, titano-magnetita com texturas de exsolução e intercrescimento com óxidos de titânio, anatásio, leucóxênio e rara perovskita.

As principais controvérsias referem-se à fonte dos diamantes e à localização dessa fonte em relação à bacia de sedimentação: uma fonte próxima, intimamente associada ao desenvolvimento do rifte através de intrusões vulcânicas máficas sinsedimentares, as quais são principalmente relacionadas aos filitos hematíticos e às brechas encontradas na Fm. Sopa-Brumadinho (Abreu *et al.* 1997; Fleischer, 1998); uma fonte distante, cratônica, situada a oeste, no Cráton do São Francisco, atualmente coberta pelos sedimentos do Grupo Bambuí (Dossin *et al.* 1984; Karfunkel *et al.* 1994; Chaves *et al.* 1998). É provável que tenham ocorrido retrabalhamentos sucessivos dos *paleoplaceres* (Fig. 145) durante a fase inicial de evolução do Rifte Espinhaço (Chaves *et al.* 1998).

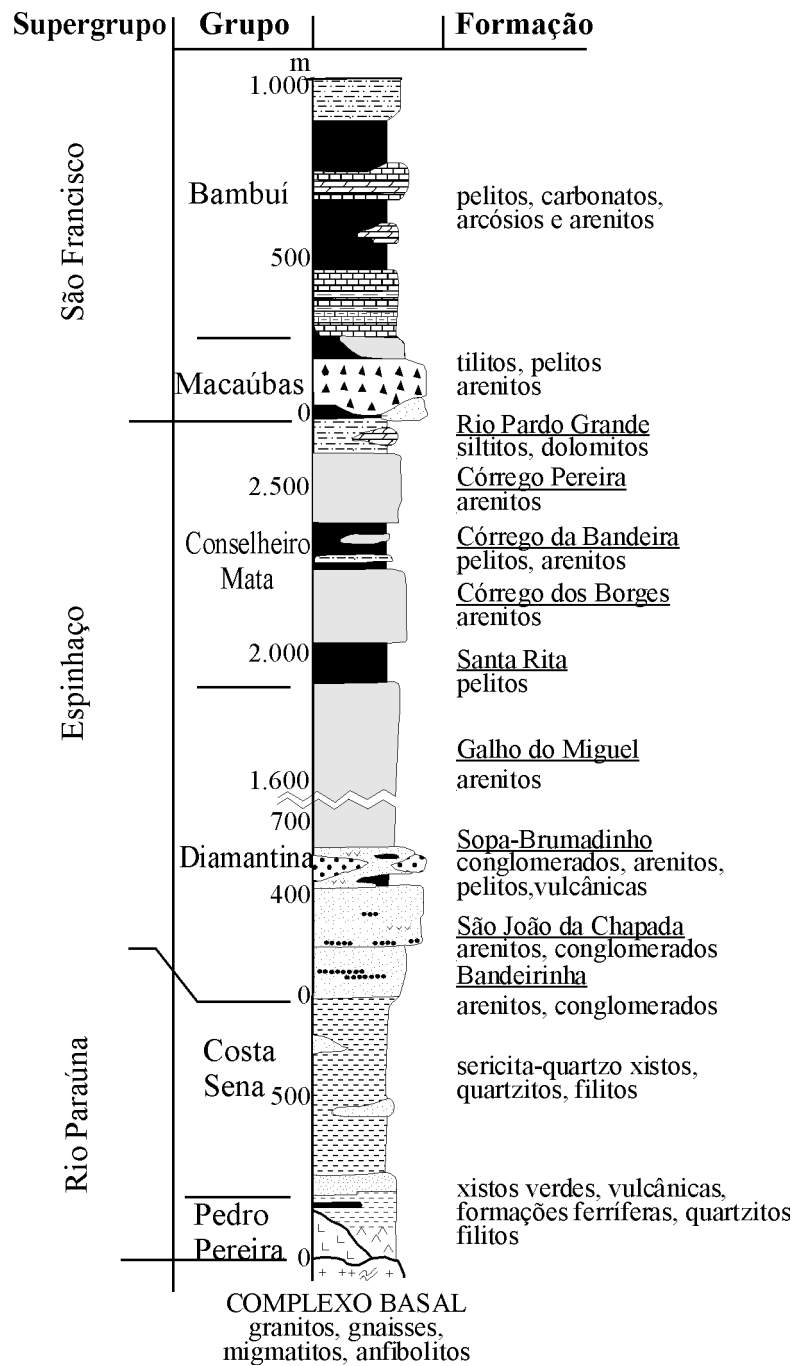


Fig. 143 – Litoestratigrafia da Serra do Espinhaço sul (segundo Dossin *et al.*, 1984; Martins-Neto, 1998).

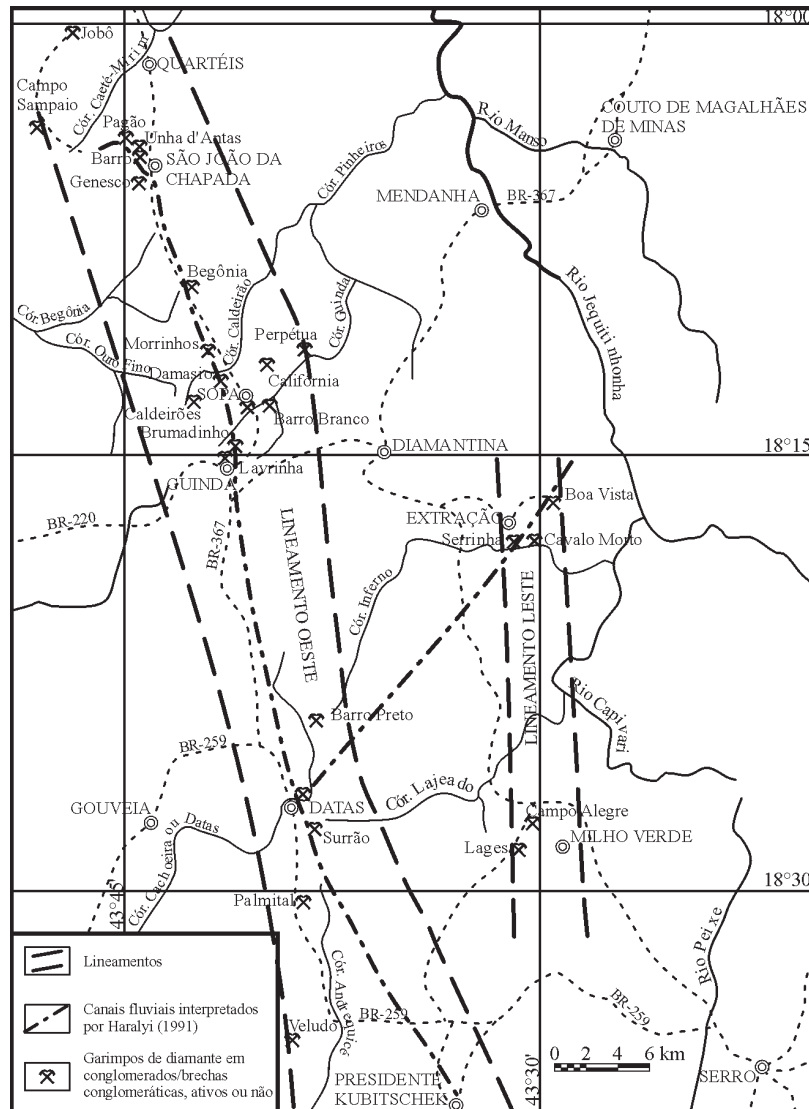


Fig. 144 – Distribuição linear dos conglomerados diamantíferos Sopa, no Distrito de Diamantina, sugestivo de dois sistemas de riftes paralelos (segundo Fleischer, 1998).

3.2.3.2 Depósitos de fosfato de Conceição do Mato Dentro

As primeiras descrições de ocorrências de rochas fosfáticas na Serra do Espinhaço Meridional devem-se a Soares Filho e Pinto (1987). Essas rochas, descritas por Fritzsons *et al.* (1990) e por Fritzsons e Nassif (1992), ocorrem ao longo de uma faixa orientada N20W, com 80 km de comprimento, e de 2 a 3 km de largura. As ocorrências mais promissoras foram estudadas pela Comig e por Mourão (1995), perto de Parauninha.

A unidade fosfática é representada por uma alternância de quartzitos micáceos e sericita-xistos, geralmente carbonáticos (calcita e dolomita), correlacionáveis ao nível F da Fm. Sopa-Brumadinho (Schöll e Fogaça, 1979). O seu contato inferior com os quartzitos e com os conglomerados polimíticos basais é, apesar de concordante, brusco, enquanto o seu contato superior com os quartzitos da Fm. Galho do Miguel é gradacional. Mineralogicamente, a unidade é composta por proporções variáveis de quartzo, microclínio, calcita/dolomita, sericita e apatita, e tem turmalina, zircão, rutilo, titanita, torita e opacos como mine-

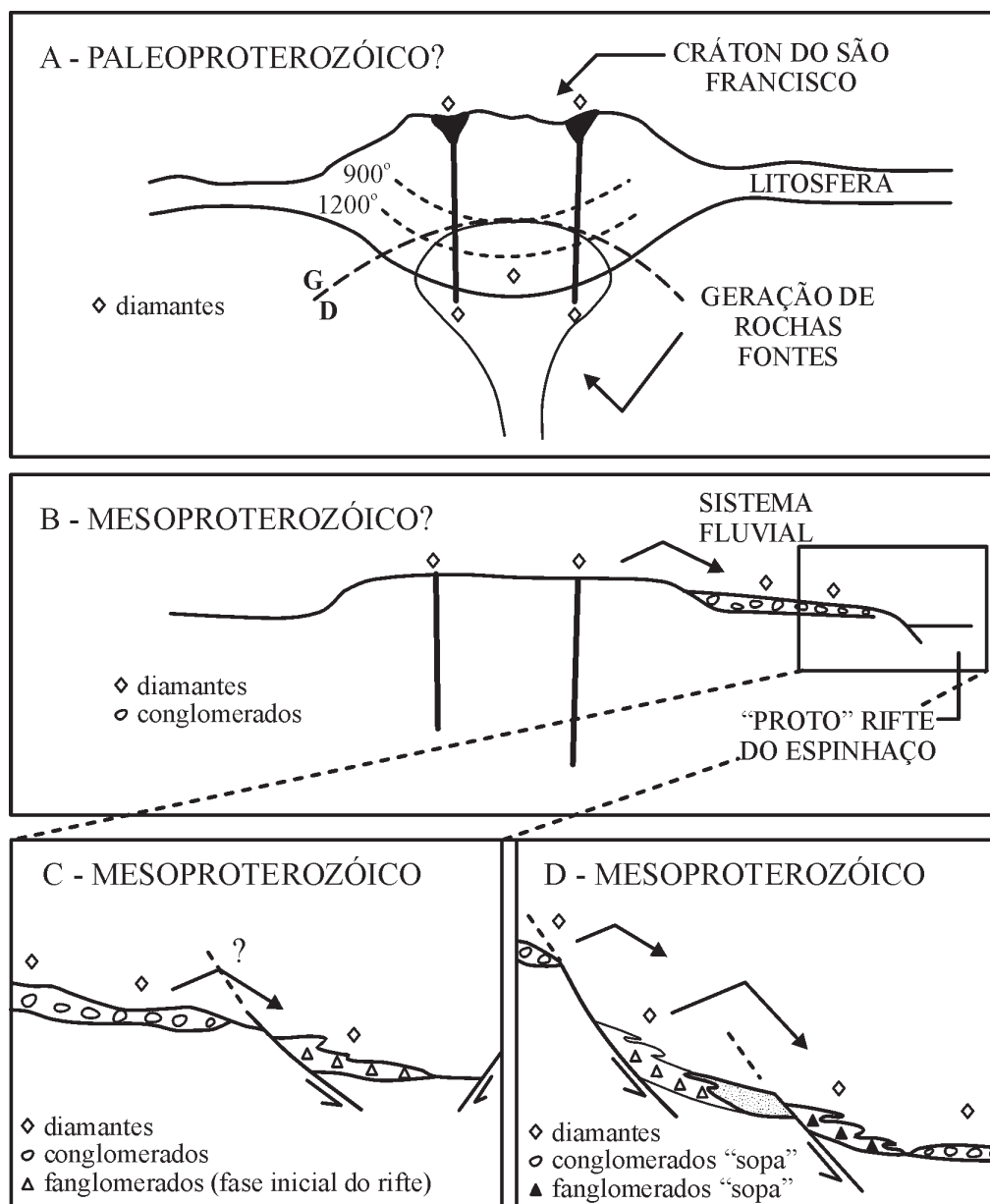


Fig. 145 – Modelo esquemático do aporte dos diamantes na Bacia do Espinhaço, desde uma fonte cratônica (segundo Chaves *et al.*, 1998).

rais acessórios mais comuns. Os teores dos níveis fosfatados variam de 2 a 12% P_2O_5 . O mineral de fosfato corresponde a flúor-hidroxiapatita, considerada como formada em ambiente sedimentar em virtude do seu conteúdo em elementos traços e terras raras.

No contexto da evolução da Bacia Espinhaço, a unidade fosfática associa-se ao período transgressivo que sucede à fase rifte inicial, e mostra uma seqüência condensada e um sistema fosfogênico de baixa produtividade orgânica (Mourão, 1995; Mourão *et al.* 1994; Mourão e Dardenne, 1996) tendo em vista a ausência de fácies carbonosas e/ou sulfetadas.

3.2.4 Depósitos minerais associados à Faixa Araçuaí s.s.

Na Faixa Araçuaí s.s., os depósitos minerais associam-se à fase inicial do rifte, à sedimentação glaciônica, ao metamorfismo e ao magmatismo granítico pós-colisional.

3.2.4.1 Depósitos de ferro de Porteirinha

Sob essa denominação (Fig. 146) são englobadas as jazidas de ferro que ocorrem nos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão-Mogol, no norte de Minas Gerais. Esses depósitos, descritos inicialmente por Schobbenhaus (1972a, 1972b) são hospedados em litologias pertencentes ao Grupo Macaúbas (Hettich, 1977). Foram estudados pela CVRD (Vilela, 1986), que bloqueou reservas medidas da ordem de 650 Mt de minério com 40 a 60% Fe.

Nessa área, as formações ferríferas são associadas ao Membro Riacho dos Poções da Fm. Nova Aurora, que é constituída predominantemente de diamictitos e quartzitos, com filitos subordinados. A Fm. Nova Aurora sobrepõe-se transicionalmente à Fm. Rio Peixe Bravo, representada essencialmente por filitos, com filitos grafitosos e quartzitos subordinados, que recobre os quartzitos do Supergrupo Espinhaço. O Mb Riacho dos Poções é caracterizado pela presença de diamictitos de cor cinza, que passam progressivamente a diamictitos hematíticos com um teor em Fe que pode atingir 60%. Aos diamictitos são associados horizontes de quartzitos hematíticos bandados, e níveis de xistos hematíticos ricos em sericita e quartzo. A hematita é fina e geralmente lamelar. O minério é relativamente rico em fosfato, com um teor médio de 0,33%. A origem dos depósitos de ferro de Porteirinha é considerada, nesta obra, como de natureza sedimentar-exalativa, e relacionada à abertura do Rifte Macaúbas, com idade de aproxi-

madamente 900Ma, que induziu a circulação convectiva em grande escala de fluidos hidrotermais enriquecidos em ferro, a partir da lixiviação de rochas máficas, provavelmente basaltos do manto. A descarga desses fluidos hidrotermais no fundo da bacia, concomitantemente à sedimentação dos diamictitos, provocou a substituição da matriz deles pela hematita, bem como a precipitação química das fácies bandadas. Sob esse ponto de vista, os depósitos de ferro de Porteirinha assemelham-se aos depósitos de Fe do tipo Rapitan descritos no final do Neoproterozóico em diversas partes do mundo (Maynard, 1991; Young, 1988).

3.2.4.2 Diamictitos diamantíferos do Grupo Macaúbas

Na região de Diamantina (Fig. 146), as diversas unidades do Supergrupo Espinhaço e, notadamente, os conglomerados diamantíferos da Fm. Sopa, são sotopostos em discordância erosiva aos diamictitos do Grupo Macaúbas, os quais são direta ou indiretamente relacionados à glaciação do Neoproterozóico (Fig. 147). Essa situação sugere que a glaciação teve um papel importante como agente de transporte e de dispersão dos diamantes, a partir do Cráton do São Francisco, e pode assim representar a fonte de muitas ocorrências de diamante até hoje consideradas de origem enigmática, participando ativamente das sucessivas reciclagens sedimentares ocorridas desde o início do Mesoproterozóico (Gonzaga e Dardenne, 1991; Gonzaga e Thompkins, 1991). Uma situação semelhante é encontrada para os diamictitos pertencentes aos grupos Jequitá e Ibiá, os quais são considerados como possível fonte dos diamantes que ocorrem no Cráton do São Francisco e na Faixa Brasília, notadamente na Província do Alto Paranaíba (Gonzaga e Tompkins, 1991; Tompkins e Gonzaga, 1989).

3.2.4.3 Depósitos de grafita de Pedra Azul

No extremo nordeste de Minas Gerais, e no sul da Bahia, os diversos depósitos de grafita, que se situam nas proximidades das cidades de Pedra Azul, Salto da Divisa e Maiquini-que, caracterizam a Província de Grafita Minas-Bahia, a qual possui reservas da ordem de 52 Mt de minério, produzindo 12 mil t/ano de concentrado de grafita tipo *flake* e 18 mil t/ano de concentrado de grafita fina (Pedrosa-Soares *et al.* 1999). Dois tipos de depósitos foram identificados em tal província (Faria, 1997; Reis, 1999; Pedrosa-Soares *et al.* 1999):

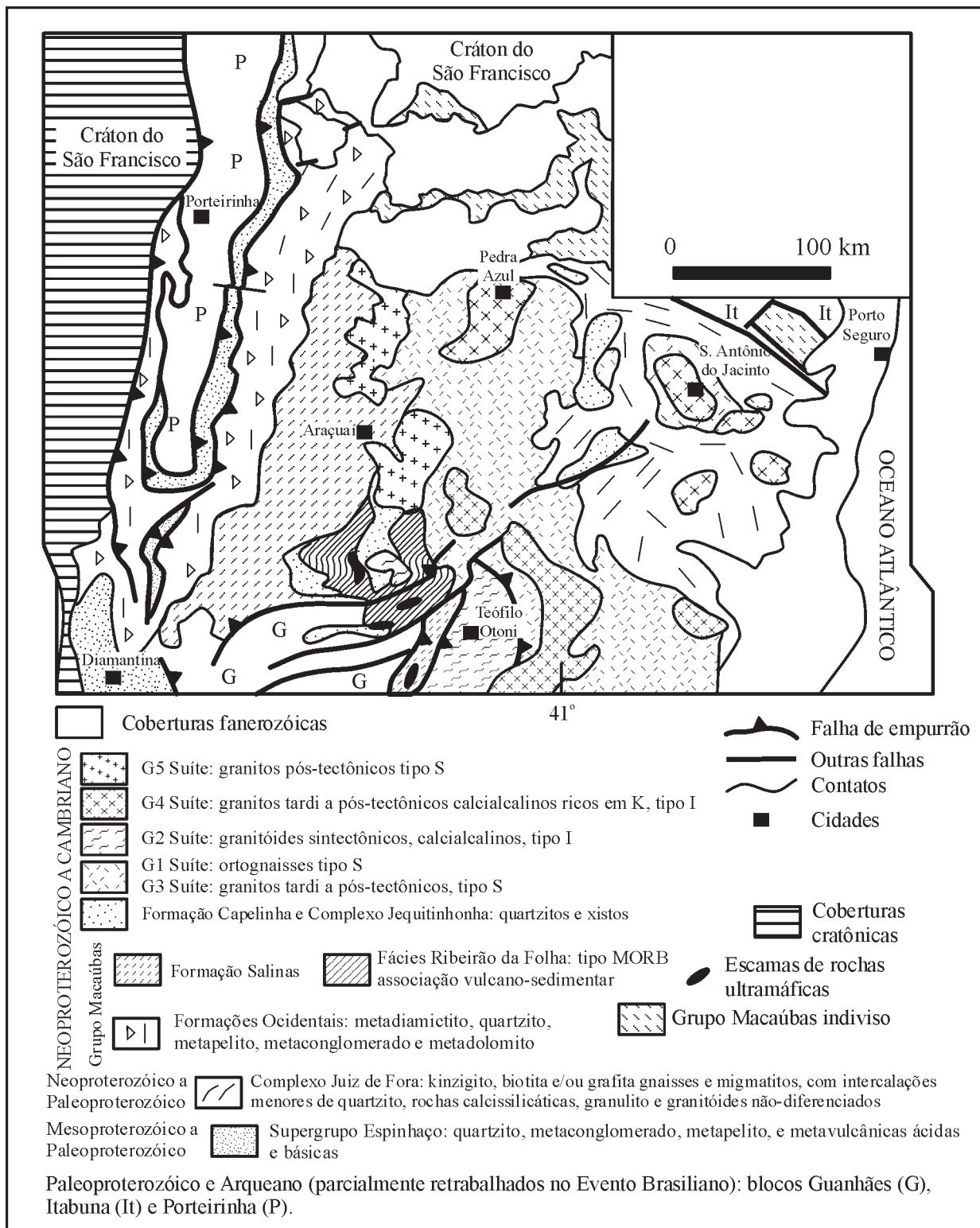


Fig. 146 – Mapa geológico simplificado do setor norte da Faixa Araçuaí (segundo Pedrosa-Soares *et al.*, 1999).

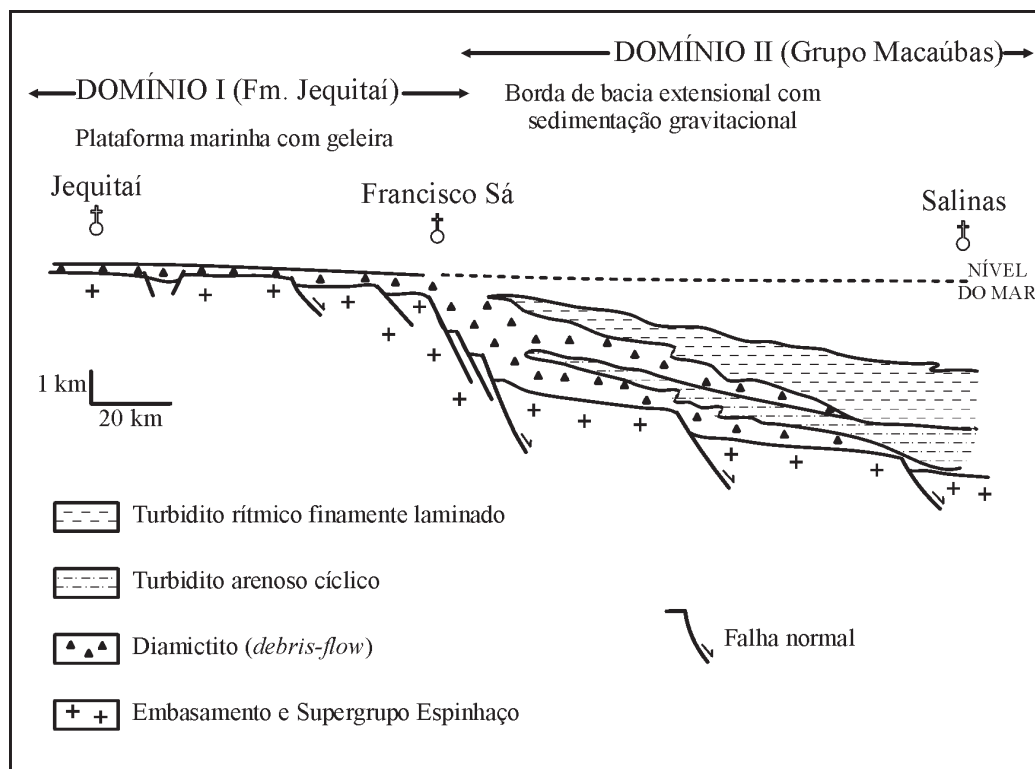


Fig. 147 – Seção esquemática do modelo de sedimentação na Bacia Macaúbas-Salinas, na Faixa Araçuaí (segundo Uhlein *et al.*, 1999).

a) Depósitos associados à Unidade Xistosa: tipo Pedra Azul

Nesse caso, as jazidas de grafita são encaixadas em uma seqüência metamórfica de fácies anfibolito, no início da zona anatética (600 a 700°C e 4 kb), representada por silimanita-grafita xistos, grafita-quartzo xistos, quartzitos grafitosos, granada-muscovita-biotita xistos e quartzitos (Fig. 148). A mineralização é controlada por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo. A mineralização dos depósitos desse tipo mostra que a grafita é estirada ao longo do plano de clivagem basal, revelando, assim, formas preferencialmente losangulares. Nas seções perpendiculares à clivagem basal, a grafita oferece um aspecto esfarrapado. O grão médio da grafita é geralmente inferior a 1 mm. Esses depósitos são bem representados na região de Pedra Azul, onde diversas jazidas são exploradas pela Cia Nacional da Grafita. Nesse tipo de depósito, o menor tamanho dos *flakes* de grafita é acompanhado por uma menor porcentagem de carbono contido, o que resulta numa qualidade inferior do produto.

b) Depósitos associados à Suíte Kinzigítica: tipo Salto da Divisa-Itamaraju

As jazidas de grafita hospedam-se em paragneisses, tendo atingido a transição entre as fácies anfibolito e granulito

com intensa anatexia (700 a 800°C e 4 kb), constituídos de silimanita-grafita gnaisses, grafita xistos, grafita-silimanita-cordierita-granada-biotita gnaisses (kinzigitos), cordierita-granada-biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses, leptitos, calcissilicato granulitos e quartzitos. A mineralização desse tipo de depósito é também controlada por zonas de cisalhamento dúcteis, e é subdividida em três subtipos por Faria (1997), e por Pedrosa-Soares *et al.* (1999):

- Subtipo G1, incluindo desde gnaisses pobres em grafita até xistos ricos em grafita, onde a foliação é definida por grafita e biotita. Sobre a clivagem basal, os *flakes* são estirados e, nas seções perpendiculares, apresentam-se esfarrapados e localmente lamelares. O tamanho do grão médio dos cristais fica compreendido entre 1 e 3 mm;
- Subtipo G2, ligado a intercalações quartzo-feldspáticas originadas pela fusão parcial *in situ* do próprio gnaisse. Sobre a clivagem basal, os cristais têm a tendência de apresentar formas hexagonais com bordas arredondadas, e o tamanho de seu grão médio varia de 3 a 5 mm;
- Subtipo G3, caracterizando as intercalações de grafita xistos pretos, com 0,5 a 1 mm de espessura, e essencialmente compostos por *flakes* de grafita apresentando uma forma lamelar na clivagem basal e dimensões que atingem 2 cm.

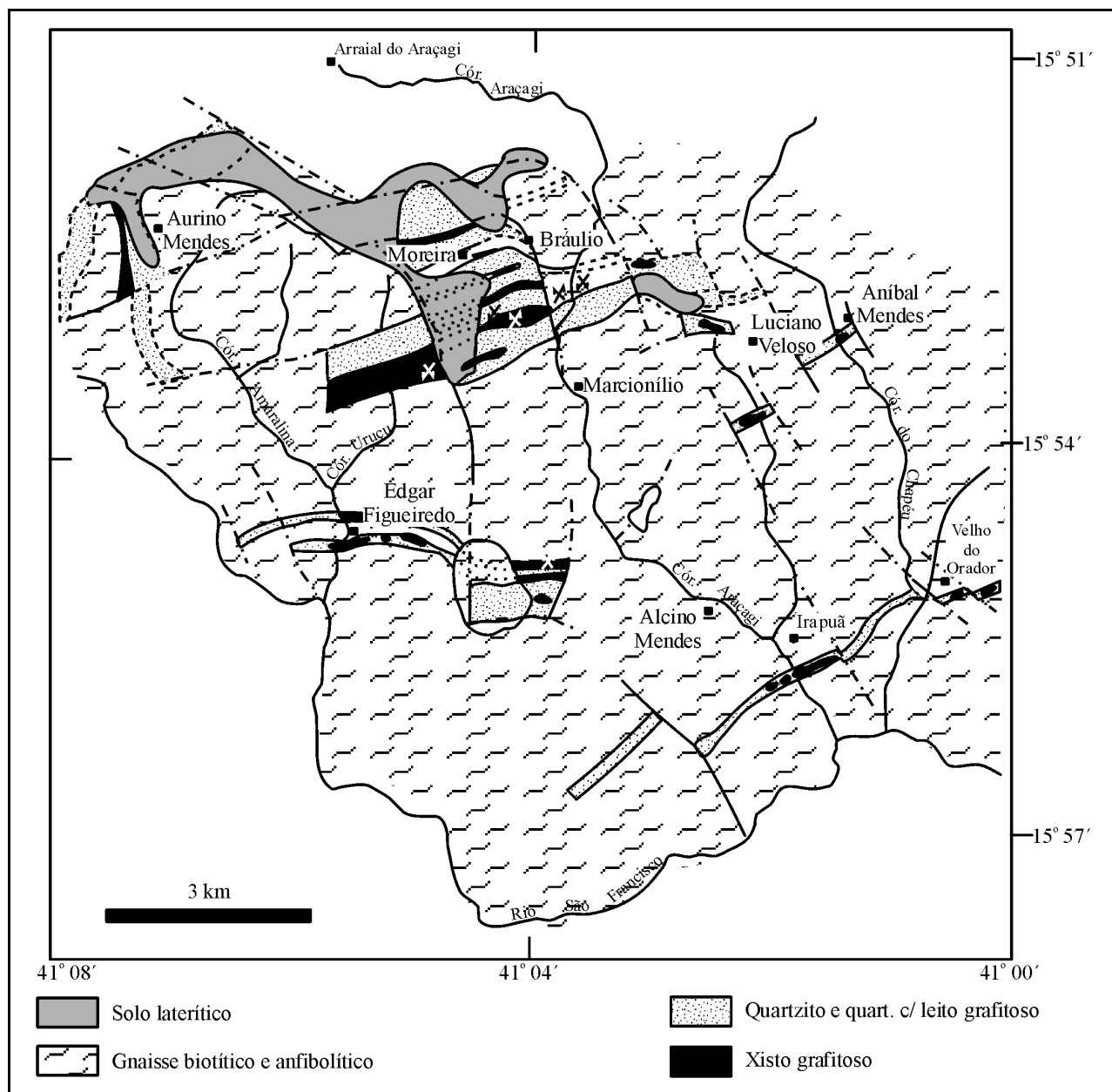


Fig. 148 – Província Grafitica de Pedra Azul-MG (segundo Resende e Varella, 1997).

Nesse tipo de jazida, o tamanho maior dos cristais de grafita é acompanhado por um aumento da porcentagem de carbono contido, o que resulta numa qualidade superior do produto. Esses depósitos ocupam a região de Salto da Divisa, Guaratinga e Itamaraju, onde as ocorrências mais significativas se distribuem ao longo de quatro faixas grafitosas denominadas Salto da Divisa, Guaratinga, Nova Alegria e Itamaraju. Em geral, essas faixas são orientadas segundo a foliação regional, que varia de NW-SE a E-W. Na

faixa grafitosa Salto da Divisa, situa-se a Mina da Fazenda Califórnia, explorada pela Cia Nacional da Grafita.

Datações K-Ar e U-Pb mostraram que o metamorfismo e os processos de anatexia são relacionados, pelo menos em parte, ao Evento Brasileiro, o qual afetou protólitos atribuídos tanto ao Ciclo Transamazônico como ao Ciclo Brasileiro. Por causa de suas características, tais jazidas foram classificadas como depósitos de grafita metamorfizados, nos quais a origem da grafita provém da acumula-

ção de matéria orgânica durante a sedimentação, e de sua transformação *in situ* durante o metamorfismo.

3.2.4.4 Província Pegmatítica Oriental do Brasil

A Província Pegmatítica Oriental do Brasil (Fig. 149) estende-se desde a Zona da Mata, no extremo sul, até a região de Itambé (sul da Bahia), na sua extremidade norte, e ocupa uma enorme faixa com cerca de 800 km de extensão, e com cerca de 100 a 150 km de largura. Engloba terrenos pertencentes tanto à Faixa Araçuaí, propriamente dita, como à Faixa Atlântica, nos Estados do Espírito Santo e do Rio de Janeiro. Nessa região, os inúmeros pegmatitos presentes são relacionados ao magmatismo granítico desenvolvido durante o Evento Brasileiro, e são famosos pela grande produção de pedras preciosas e de minerais para coleções, além de possuírem grandes reservas de caulim, feldspatos, lítio e berílio. Os principais trabalhos de síntese são frutos das pesquisas desenvolvidas por Correia-Neves (1997), Correia-Neves *et al.* (1986, 1987), Pedrosa-Soares *et al.* (1990) e Lobato e Pedrosa-Soares (1993).

As formações pegmatíticas foram divididas por Correia-Neves (1997) em quatro categorias:

- i) Pegmatitos abissais, encaixados em formações metamórficas de alto grau (fácies anfíbolito alto a granulito), autóctones, originados por fusão parcial das encaixantes entre 5 e 8 kb, e enriquecidos em U-Th-ETR-Nb-Ti-Zr;
- ii) Pegmatitos muscovíticos, encaixados em micaxistos da fácies almandina-anfíbolito (metamorfismo barroviano de alta pressão), autóctones, originados por anatexia em pressões 4-6 kb de granitos primitivos, e enriquecidos em muscovita, feldspato potássico, berilo, columbita com baixo teor de Ta_2O_5 , e minerais de U-Th e de ETR;
- iii) Pegmatitos enriquecidos em elementos incompatíveis, característicos de formações com metamorfismo tipo Abukuma de baixa pressão, originados por fracionamento de granitos alóctones diferenciados e consolidados em pressões de 2 a 4 kb em rochas de fácies anfíbolito com andaluzita + cordierita + muscovita, enriquecidos nos elementos Li, Rb, Cs, Be, Sn, Nb, Ta, Zr, Hf, Ga, Bi e Mo, com quantidades significativas de B, P e/ou F;
- iv) Pegmatitos mirolíticos, confinados às cúpulas de granitos alóctones, epizonais a subvulcânicos, encaixados em rochas de baixo grau metamórfico e consolidados em pressões de 1 a 2 kb, em veios e bolsões dentro dos próprios granitos, e apresentando o mesmo tipo de enriquecimento em elementos do tipo anterior.

O conhecimento atual das áreas pegmatíticas é muito heterogêneo, concentrando-se em algumas áreas privilegiadas. Entretanto, é possível subdividir a Província Pegmatítica Oriental do Brasil em, sucessivamente, distritos e campos pegmatíticos, em razão de suas respectivas tipologias (Correia Neves, 1997; Lobato e Pedrosa-Soares, 1993):

- a) Distrito Pegmatítico de Vitória da Conquista (sul da Bahia): os pegmatitos desse distrito são lenticulares e venulares, zonados, encaixados em rochas metamórficas de grau médio a alto (micaxistos e gnaisses), com muscovita pobre em Li, berilo (água-marinha), columbo-tantalita ($Ta_2O_5 < 30\%$), monazita, samarskita e, mais raramente, ambligonita, cassiterita e turmalina nos campos de Itambé, de Encruzilhada (turmalina) e de Maiquinique-Macarani.
- b) Distrito Pegmatítico de Araçuaí: é caracterizado por pegmatitos zonados encaixados em micaxistos da Fm. Salinas e em granitos tardi a pós-tectônicos, de tipo S, alcalinos de tendência potássica (Pedrosa-Soares *et al.* 1990), originados por fusão crustal ao fim do Ciclo Brasileiro (555 Ma). Compreende os campos de Virgem da Lapa-Coronel Murta-Rubelita (turmalina e berilo), de Itinga (petalita/espodumênio e cassiterita), de Ribeirão da Folha (turmalina/rubelita) e de Capelinha (berilo). Os pegmatitos de Araçuaí-Itinga (Sá, 1977) são encaixados em granitos de tipo S e em biotita-andalusita-cianita-estaurolita xistos, e foram datados em 525Ma (Siga Jr., 1984). Apresentam uma grande variedade tipológica e geoquímica. São divididos nos tipos: pegmatitos simples homogêneos ($E \cong 1$ m); pegmatitos zoneados simples (E até 15 m); pegmatitos complexos (E até 25 m) com corpos de substituição e diversificada mineralogia acessória. São pegmatitos litiníferos apresentando conteúdos em Li, Rb e Cs variáveis em cada zona de cada corpo pegmatítico (Quemeneur e Lagache, 1999). Os pegmatitos a albita-espodumênio são simples e homogêneos, sem zonação ou com zonação incipiente (Xuxa, Cachoeira e Algodão), e com mineralogia acessória pouco diversificada. Os pegmatitos complexos são caracterizados por uma zonação regular e pela presença de diversos minerais de lítio (Urubu, Maxixe e José de Linto). Todos esses pegmatitos apresentam uma auréola de metassomatismo de contato, a qual é mais desenvolvida nos pegmatitos complexos.

Nessa região, a Empresa Arqueana de Minérios e Metais Ltda explora diversos corpos de pegmatitos, os quais são sucintamente descritos a seguir (Afgouni e Marques, 1997):

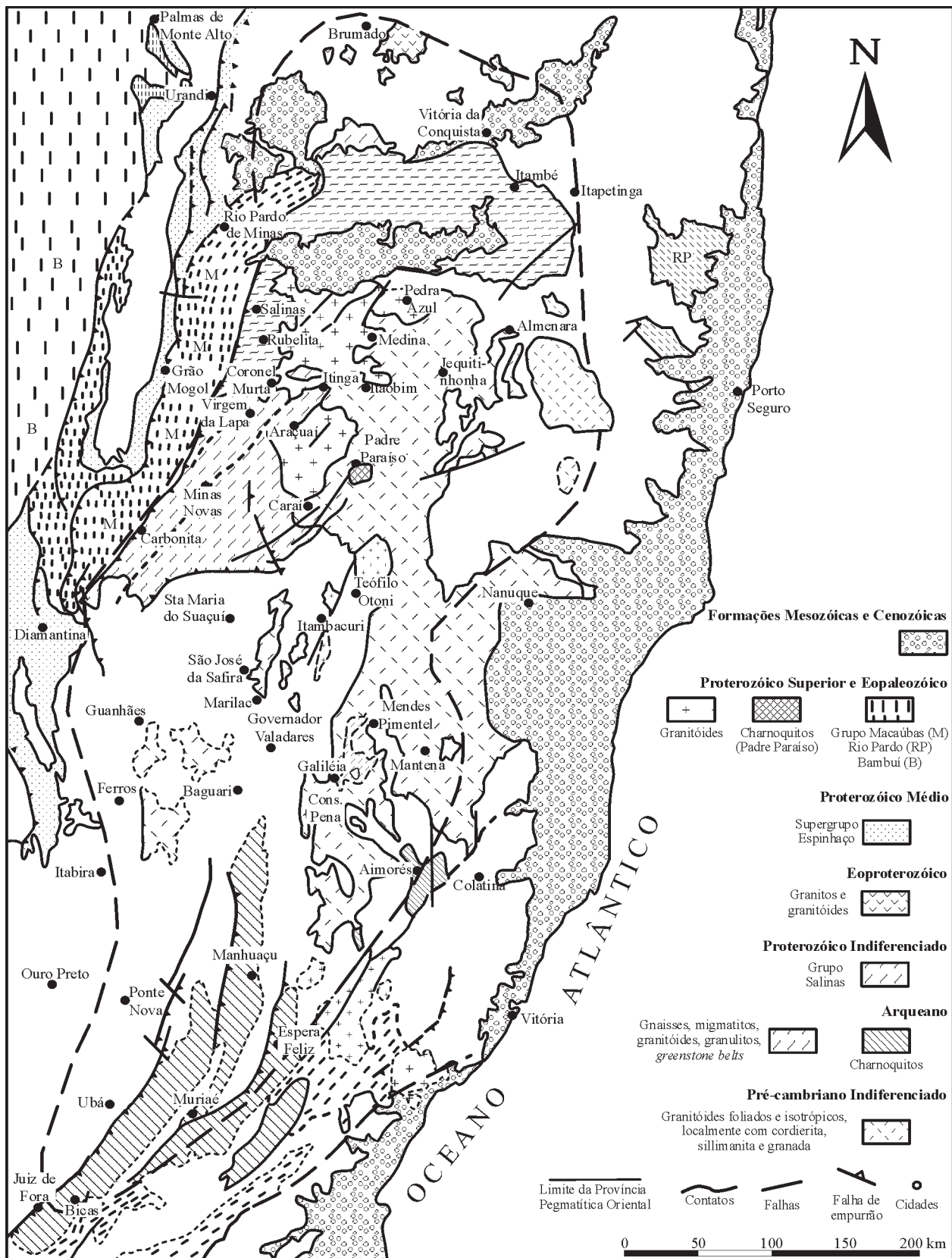


Fig. 149 – Mapa geológico da Província Pegmatítica Oriental (segundo Schobbenhaus *et al.*, 1981; Correia Neves, 1997).

- Mina do Maxixe (Fig. 150), mostrando, da zona de contato para o centro:
 - i) Zona de parede com cerca de 50 cm de espessura, com textura fina, com quartzo, mica e feldspato;
 - ii) Zona de pegmatito simples constituída de feldspato, quartzo e mica maiores (3 a 5 cm) com espessura variável de 1 a 8 m;
 - iii) Passagem progressiva para zona do núcleo central com grandes cristais de feldspato e de petalita, acompanhando a direção do corpo, com uma espessura média de 4 a 8 m. Nota-se a presença de espodumênio em grandes cristais alongados (15 cm) perto dos contatos. As reservas de petalita são da ordem de 48.200 t até o nível 140 m. A produção mensal é de 1.500 t de minério que, após beneficiamento, resulta em 400 t de petalita grossa, e em 320 t de petalita fina.
- Mina de Cachoeira, constituída por quatro corpos de pegmatito compostos essencialmente de feldspato, espodumênio e quartzo sem zonação particular. Os cristais de espodumênio mostram tamanhos variáveis (de 1 a 50 cm). Dispõem-se perpendicularmente ao comprimento dos corpos pegmatíticos, e representam de 23,75 a 28,75% do volume. Nos últimos dezoito anos, a produção foi de 70 t mensais de concentrado de espodumênio, sendo prevista uma exploração com mil t mensais de concentrado de espodumênio flotado.
- Mina do Urubu (Fig. 151a), representando um corpo lenticular de, no mínimo, 150 m de comprimento e 30 m de espessura máxima. O pegmatito, de tipo complexo, é composto por: zona de quartzo com cristais bem desenvolvidos; zona de feldspato-lepidolita-albita; bolsões de ambligonita, polucita e berilo em volta do núcleo de quartzo.

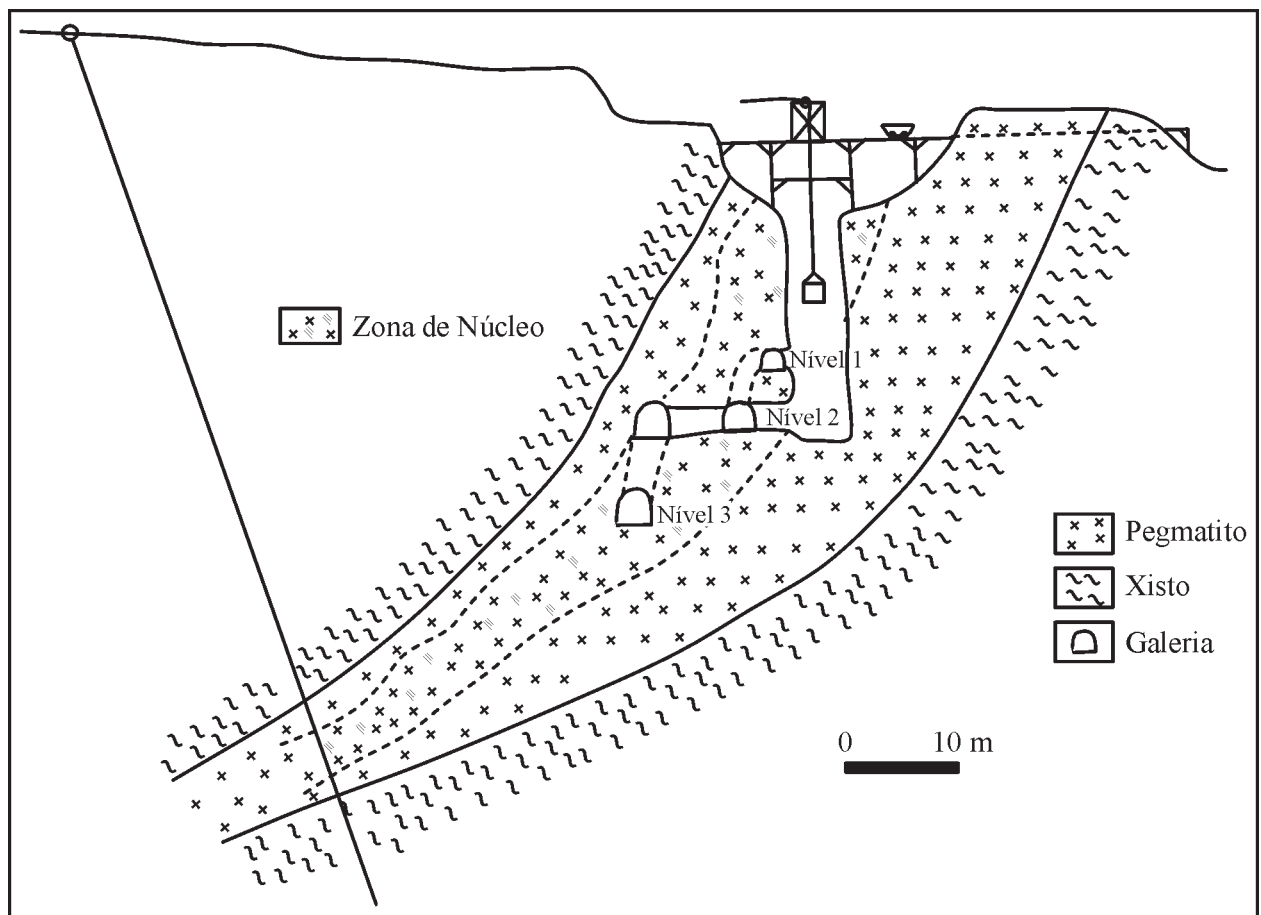


Fig. 150 – Seção da Mina do Maxixe (segundo Afgouni e Marques, 1997).

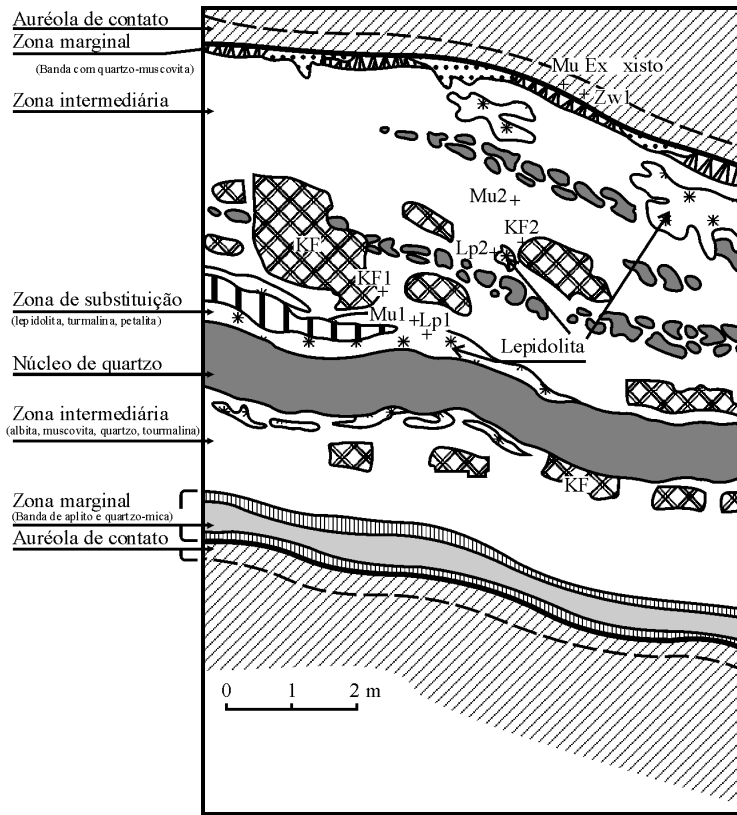


Fig. 151a – Seção geológica do Pegmatito Urubu (segundo Quémeur e Lagache, 1999).

O corpo é rico em drusas de afrizita, rubelita, quartzo, etc. Turmalina, cassiterita e columbo-tantalita ocorrem disseminadas no conjunto pegmatítico. Na extremidade NE do corpo aparecem geodos portadores de gemas, tais como turmalina, topázio, morganita, dentre outros. Esse pegmatito é famoso pela sua variedade mineralógica e por fornecer peças de coleção. Essa jazida já produziu dezenas de milhares de toneladas de lepidolita, centenas de toneladas de berilo, dezenas de toneladas de concentrado de tantalita/cassiterita e, recentemente, algumas dezenas de toneladas de polucita.

c) Distrito Pegmatítico de Governador Valadares: os pegmatitos, predominantemente tabulares e lenticulares, são concordantes com as rochas encaixantes como mica-xistos, gnaisses, quartzitos e granitóides. No Campo de Galiléia-Conselheiro Pena, os pegmatitos são residuais e encaixados nos xistos São Tomé do Grupo Rio Doce (Fantón *et al.* 1978). Apresentam estrutura zonada, grande diversidade mineralógica primária e secundária, além de freqüente turmalinização e muscovitização das encaixantes. No Campo de Marilac (Golconda), os peg-

matitos anatóticos (Fig. 151b), encaixados no complexo gnáissico-migmatítico da Faixa Atlântica, apresentam freqüentemente unidades metassomáticas internas, as quais são produtoras de gemas, tais como água-marinha e turmalina. A região de São João da Safira é produtora de peças de coleção.

Os pegmatitos de Pomarolli, Urucum e Golconda (Moura, 1997), intrusivos nos micaxistos ou no complexo gnáissico-migmatítico, são do tipo complexo com corpos de substituição, mostram zonas de parede externa, intermediária e interna, com núcleo de quartzo, além de bolsões de substituição associados a processos metassomáticos tardios, os quais são caracterizados pelo desenvolvimento de albita (clevelandita). Esses pegmatitos foram intensamente explorados desde a Segunda Guerra Mundial para produção de micas, feldspatos K e Na, espodumênio, berilo, ambligonita e turmalina, além de columbo-tantalita. São famosos pelas peças de coleção que produzem (cristais gigantes), e pela qualidade das suas gemas, principalmente água-marinha e turmalina (Fig. 152).

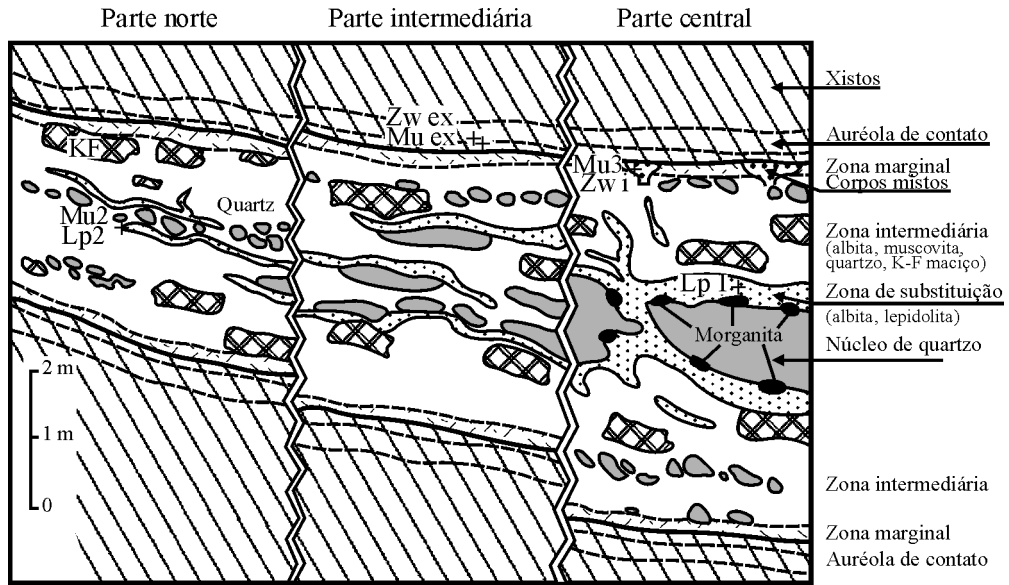


Fig. 151b – Seção geológica do Pegmatito José de Linto (segundo Quémeneur e Lagache, 1999).

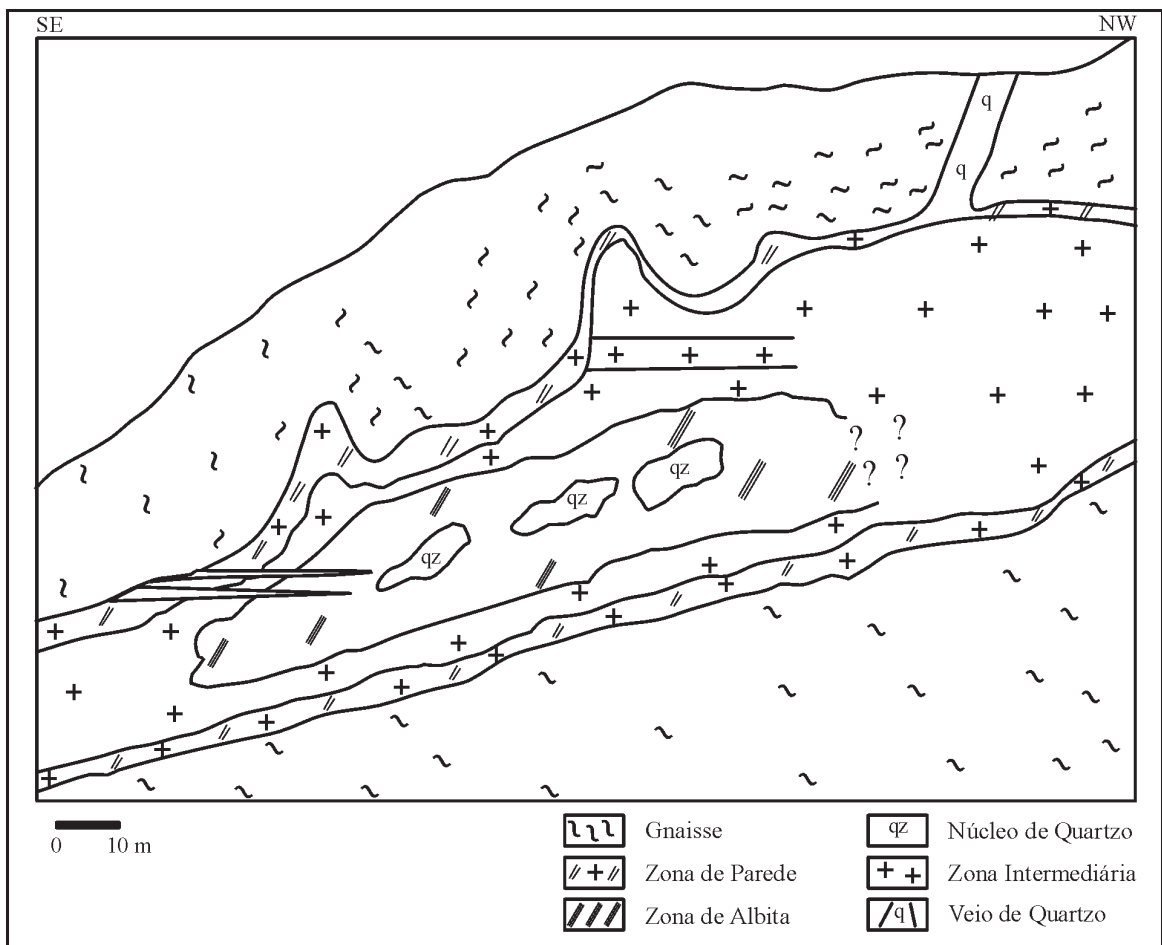


Fig. 152 – Seção geológica esquemática do Pegmatito Golconda (segundo Moura, 1997).

d) Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira: apresenta pegmatitos zonados e lenticulares encaixados em gnaisses e granitóides do Complexo Guanhães, ricos em quartzo e feldspato, com berilo e columbo-tantalita. Compreende os campos de Guanhães-Sabinópolis, empobrecidos em Li, Sn, Ta e B; e de Ferros-Antônio Dias, com fraca atividade metassomática. As jazidas de esmeralda e de alexandrita que aí ocorrem são relacionadas à interação de fluidos pegmatíticos com rochas ultramáficas (Souza, 1991).

As jazidas de Belmont e Capoeirana (Souza *et al.* 1992; Souza, 1990, 1991), localizadas a 15 km a leste de Itabira (Fig. 153), são encaixadas numa seqüência vulcano-sedimentar constituída por intercalações de talco-clorita-tremolita xistos (rochas ultramáficas), de biotita-muscovita xistos (metapelitos), de quartzitos e de tufos. São geralmente relacionadas ao GBRV e intrudidas por granitos do tipo Borrachudo, datados em 1,75Ga por U-Pb e Pb-Pb em zircão (Dussin, 1994; Dussin *et al.* 1993). O conjunto é recortado

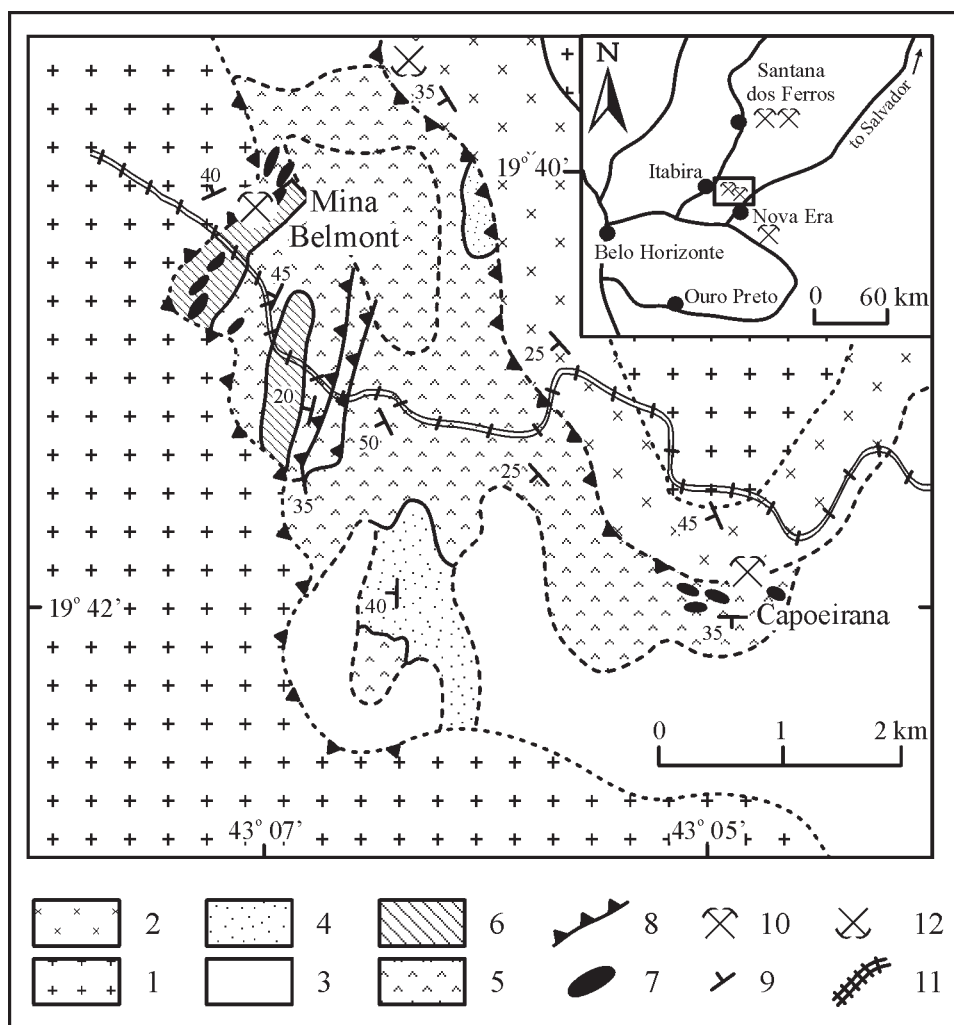


Fig. 153 – Mapa geológico do Distrito de Belmont-Capoeirana (segundo Souza, 1990).

- | | |
|--------------------------------------|----------------------------------|
| 1 - Granito Borrachudo; | 7 - Flogopitito com esmeraldas; |
| 2 - Granito Borrachudo milonitizado; | 8 - Falha; |
| 3 - Seqüência vulcano-sedimentar; | 9 - Foliação; |
| 4 - Quartzito; | 10 - Mina de esmeralda; |
| 5 - Rochas máficas e ultramáficas; | 11 - Estrada de ferro; |
| 6 - Metapelitos; | 12 - Ocorrência de água-marinha. |

por filões de pegmatitos, de pegmatóides (plagioclastos) e de quartzo. As mineralizações de esmeralda são associadas aos flogopititos desenvolvidos pela atividade hidrotermal que afetou os talco-xistos, os quais foram datados em 508Ma, por K-Ar e Ar-Ar (Giuliani *et al.* 1994).

As inclusões fluidas, estudadas nas esmeraldas de Capoeirana (Souza *et al.* 1992), são trifásicas e multifásicas, e pertencem ao sistema H_2O-CO_2-NaCl , contendo inclusões sólidas representadas por flogopita, anfibólios magnesianos, quartzo, turmalina, albita, talco, clorita e molibdenita. A salinidade do fluido mineralizante varia de 11,5 a 19% eq. peso NaCl, enquanto as condições P-T ficam compreendidas entre 2,2-2,75 kb e 450-650°C, respectivamente (Souza *et al.* 1992). Essas jazidas foram classificadas como depósitos associados a pegmatitos.

- e) Distrito Pegmatítico de Caparaó: engloba pegmatitos cerâmicos, anatéticos, encaixados em terrenos de alto grau da Faixa Atlântica, e inclui os pegmatitos do Espírito Santo, com mineralogia muito simples, às vezes com topázio e berilo de boa qualidade.
- f) Distrito Pegmatítico de Juiz de Fora: reúne pegmatitos tabulares e lenticulares, cerâmicos, anatéticos, produtores de quartzo, caulim e muscovita nos Campos de Bicas-Mar de Espanha, encaixados em gnaisses e granito-gnaisses.
- g) Distrito Pegmatítico do Rio de Janeiro: incorpora os campos de Barra Mansa-Barra do Pirai, Paraíba do Sul, Niterói-Rio Bonito, Casemiro de Abreu-Glicério e Cantagalo-São Fidélis.

3.2.4.5 Depósitos de scheelita e wolframita no vale do Rio Jequitinhonha

No vale do Rio Jequitinhonha, dois tipos de depósitos de tungstênio são conhecidos (Monteiro *et al.* 1990; Monteiro, 1986):

3.2.4.5.1 Depósitos de scheelita associados a rochas calcissilicatadas

Na região de Rubelita (Monteiro, 1986), as rochas calcissilicatadas aparecem intercaladas com os biotita xistos e quartzitos do Grupo Salinas, os quais são intrudidos por biotita granitos, biotita-muscovita granitos e granitos pegmatóides. Nas proximidades dessas intrusões, as rochas calcissilicatadas, ricas em anfibólio e piro-

xênio, apresentam uma paragênese metassomática representada por scheelita, actinolita-tremolita, clinzoisita, albita-oligoclásio, carbonato e pirita. A scheelita ocorre em grãos finos isolados ou na forma de agregados que envolvem os minerais da rocha hospedeira ou intercrecidos com grossulária.

3.2.4.5.2 Depósitos de wolframita-scheelita associados a veios de quartzo

Na região de Genipapo, ocorrem as únicas mineralizações associadas a veios de quartzo, cuja espessura varia de alguns centímetros a um metro, encaixados em cordierita-andalusita xistos e distantes de algumas centenas de metros dos granitóides. Alguns veios encontram-se deformados. A mineralização é composta de quartzo, wolframita, scheelita, andalusita (chiastolita) e plagioclásio. As inclusões fluidas do quartzo mostram um sistema $H_2O-CO_2-CH_4$ pouco salino, com temperatura que varia de 300 a 450°C, e com pressão da ordem de 2 kb (Monteiro, 1986).

Em ambos os casos, a origem dos fluidos mineralizantes é relacionada às intrusões graníticas registradas nos xistos do Grupo Salinas.

3.3 A Faixa Alto Rio Grande

Na Faixa Alto Rio Grande, situada na porção meridional do CSF, em posição intermediária, ou seja, entre a Faixa Araçuaí e a Faixa Ribeira, são encontrados:

- i) Depósitos de ouro associados a veios de quartzo sulfetados, encaixados na Fm. Tiradentes (Grupo São João del Rei), nos arredores dessa cidade (Lobato e Pedrosa-Soares, 1993);
- ii) Depósitos de ouro de São Gonçalo do Sapucaí relacionados a veios de quartzo com pirita, ocorrendo em zonas de cisalhamento afetando o Grupo Andrelândia (Lobato e Pedrosa-Soares, 1993);
- iii) Pegmatitos de Volta Grande (Quemeneur e Lagache, 1999), intrusivos em anfibolitos arqueanos, e provavelmente relacionados ao Granito Ritópolis de idade Transamazônica. Formam corpos lenticulares de grandes dimensões, mostrando, assim, uma zonação particular: zona aplítica de albita fina na borda; zona maciça com espodumênio, quartzo, albita, microclínio e muscovita; zona interna lenticular com grandes cristais de espodumênio, às vezes associados à lepidolita e ao quartzo.

Os minerais acessórios são: cassiterita, tantalita, apatita, magnetita, microlita e granada. O berilo é ocasional e a turmalina rara. A auréola de contato, com largura variável de 2 a 3 m, apresenta uma fina camada (2 cm) de zinnwaldita-glimerita e uma fácies (de 1 a 3 m) com holmquistita e zinnwaldita disseminadas. Esses pegmatitos caracterizam-se pelo seu enriquecimento em Li, Rb, F e Cs, e pela distribuição homogênea das razões K/Rb e Rb/Cs, sugerindo, com isso, a cristalização a partir de um fluido relativamente homogêneo.

3.4 A Faixa Ribeira

A Faixa de Dobramentos Ribeira (FDR) (Fig. 154), que se situa na junção de duas faixas: FDB e FDA, representa a continuidade da Faixa Alto Rio Grande (FARG). É caracterizada por um enxame de falhas longitudinais subverticais que representam zonas de cisalhamento dextral com rejeitos direcionais de até dezenas de quilômetros. No norte da faixa essas falhas de cisalhamento subverticais são substituídas por cavalgamentos e empurrões

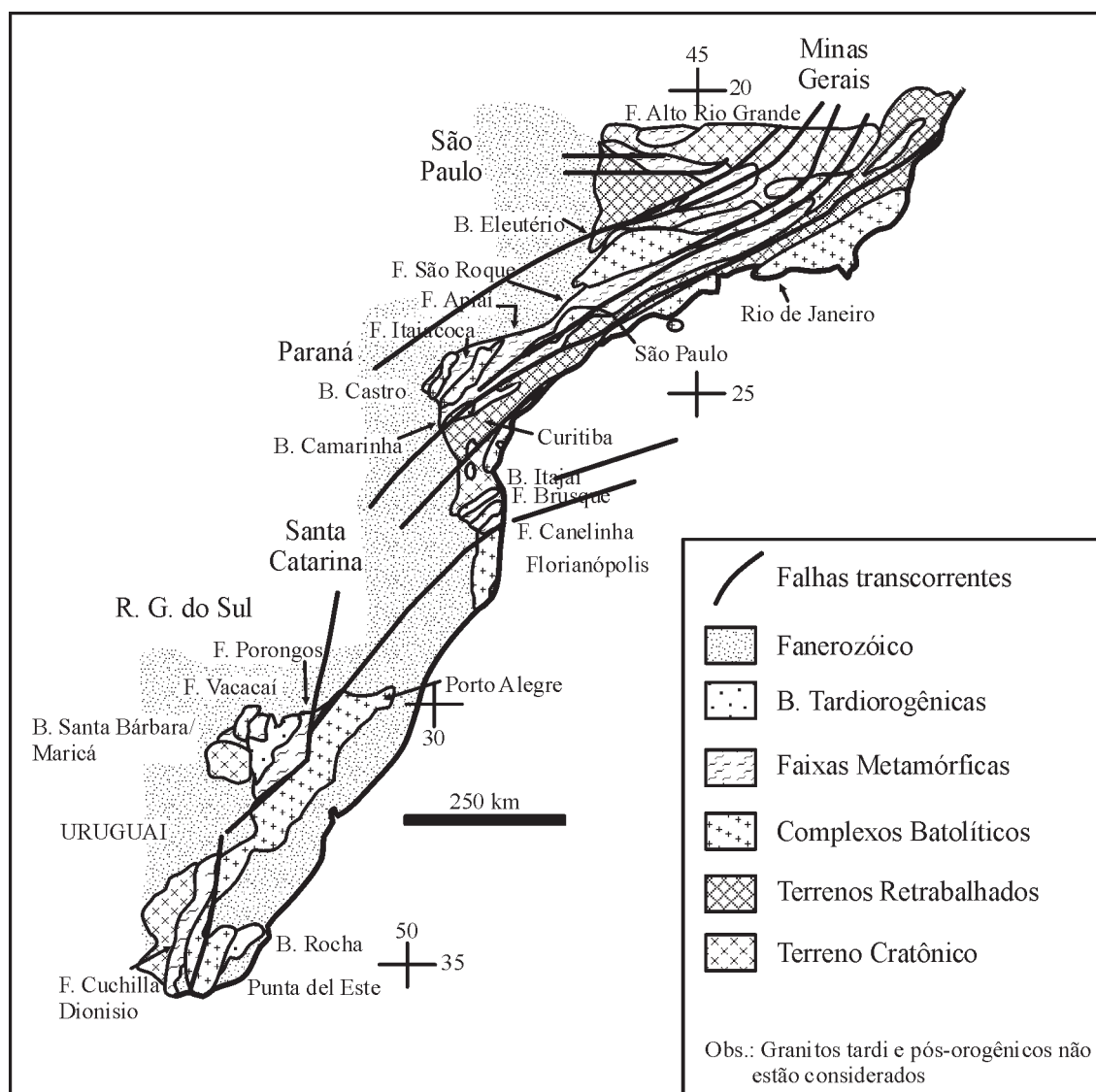


Fig. 154 – Compartimentação geotectônica do Cinturão Ribeira-Dom Feliciano (segundo Soares, 1987).

subhorizontais. No Cenozóico esse conjunto foi afetado por um importantes soerguimento da zona central, originando-se, assim, o relevo da Serra do Mar. As falhas longitudinais dextrais, que afetam tanto o embasamento quanto as seqüências metassedimentares da FDR, definem, na parte interna do soerguimento, um corredor com mais ou menos 100 km de largura e 1.000 km de comprimento, denominado Faixa de Dobramentos Apiaí-São Roque. Essa faixa, que consiste nos metassedimentos dos grupos Açungui e São Roque, os quais são associados a numerosas intrusões de granitóides brasileiros, envolve terrenos mais antigos do embasamento, bem como os metassedimentos do Grupo Setuva.

Na FDR, os principais recursos minerais são:

- Depósitos de ouro associados a seqüências vulcano-sedimentares paleoproterozóicas;
- Depósitos Pb-Zn-Ag-Ba, do tipo Perau, nos complexos Perau e Água Clara, de idade mesoproterozóica;
- Depósitos Pb-Zn-Ag, do tipo Pannels, nos subgrupos Lageado e Itaiococa, geralmente *strata-bound*, em rochas carbonáticas do Meso e do Neoproterozóico;
- Depósitos *strata-bound* de fluorita no vale do Rio Ribeira em Sete Barras, Volta Grande e Mato Dentro;
- Depósitos W, Sn, Au associados a intrusões de granitos brasileiros;
- Depósitos associados a zonas de cisalhamento brasileiras.

3.4.1 Depósitos de ouro da Serra de Itaberaba

A nordeste da cidade de São Paulo, o Grupo Serra de Itaberaba (Paleoproterozóico), que contém diversas ocorrências de ouro, é dividido nas formações Morro da Pedra Preta e Nhanguçu: a Fm. Morro da Pedra Preta é constituída por anfíbolitos máficos com composição toleítica de tipo MORB, associados a metapelitos, metavulcanoclásticas, tufos, BIFs e rochas calcissilicáticas; a Fm. Nhanguçu é composta por espessos pacotes de metapelitos ferruginosos e manganíferos, andalusita xistos, quartzo-xistos e quartzitos. O conjunto, intensamente dobrado e metamorfozido nas fácies xisto-verde a anfíbolito, é intrudido por corpos graníticos de dimensões variadas.

A mineralização aurífera (Beljavski *et al.* 1999) ocorre associada à Fm. Morro da Pedra Preta sob duas formas: tipo estratiforme em horizontes bem definidos de hornblenda gnaisses, hornblenda-biotita xistos (tufos), *metacherts* e dacitos intercalados entre unidades de metapelitos e rochas que variam de vulcânicas a vulcanoclásticas de natureza

máfica a intermediária; tipo veios de quartzo em zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, orientados NNE, com espessura média de 0,5 a 1,5 m (até dezenas de metros), que cortam a estratificação e a xistosidade e são acompanhados por sulfetação pervasiva. O ouro, com teores variáveis de 0,1 a 11,2 ppm, aparece livre em associação com covelita e calcocita, nos espaços intergranulares de *metachert* recristalizado, e junto aos sulfetos que invadem os outros tipos de rocha.

Beljavski *et al.* (1999) distinguiram quatro estágios de sulfetação:

- Estágio I: singenético, com pirrotita-pirita-calcopirita, disseminadas e bandadas, dobradas;
- Estágio II: com associação Au-Ag-Po-Py-Cpy-W(scheelita)-Bi/Te(telurides)-Pb(galena)-ETR(fosfatos), onde os sulfetos preenchem os espaços intergranulares e as microestruturas geradas pelo cisalhamento. O ouro é disseminado no quartzo e associado aos minerais de cobre;
- Estágio III: com Py-Po-(Cpy)-Pb-Bi/Te-Ag, no qual os sulfetos predominantes (pirita, pirrotita e calcopirita) são milimétricos, anédricos a subédricos, preenchem microfraturas e formam agregados;
- Estágio IV: com a assembléia Py-(Po-Cpy) preenchendo microfraturas e espaços intergranulares.

Enquanto o estágio I mostra um caráter singenético estratiforme bem definido, os estágios II, III e IV são epigenéticos e associados às fases de fraturamento. As inclusões fluidas nos veios de quartzo mostram que os fluidos mineralizantes eram aquocarbônicos, pertencentes ao sistema NaCl-H₂O-CO₂, ricos em CO₂, e com baixa salinidade (< 5% eq. peso NaCl). Nota-se comumente a presença de CH₄ e de feições de imiscibilidade nas inclusões.

3.4.2 Depósitos Pb-Zn-(Cu)-Ba-Ag do tipo Perau

No Vale do Ribeira (Fig. 155), as jazidas Pb-Zn-Ag de Perau, Canoas, Araçazeiro, bem como os depósitos Ba de Pretinhas, Água Clara e Tigre, com caráter estratiforme bem definido, hospedam-se na Seqüência Perau do Grupo Setuva (Mesoproterozóico), que repousa em discordância sobre o embasamento granito-gnaissico pré-Setuva.

A Seqüência Perau, de grau metamórfico baixo a médio, é constituída por três unidades (Fig. 156): unidade basal quartzítica, com níveis de biotita xistos e anfíbolitos; unidade intermediária pelitocarbonática, composta de mármores calcíticos e dolomíticos rochas calcissilicatadas e mica-carbonato xistos; unidade superior pelítica, representada

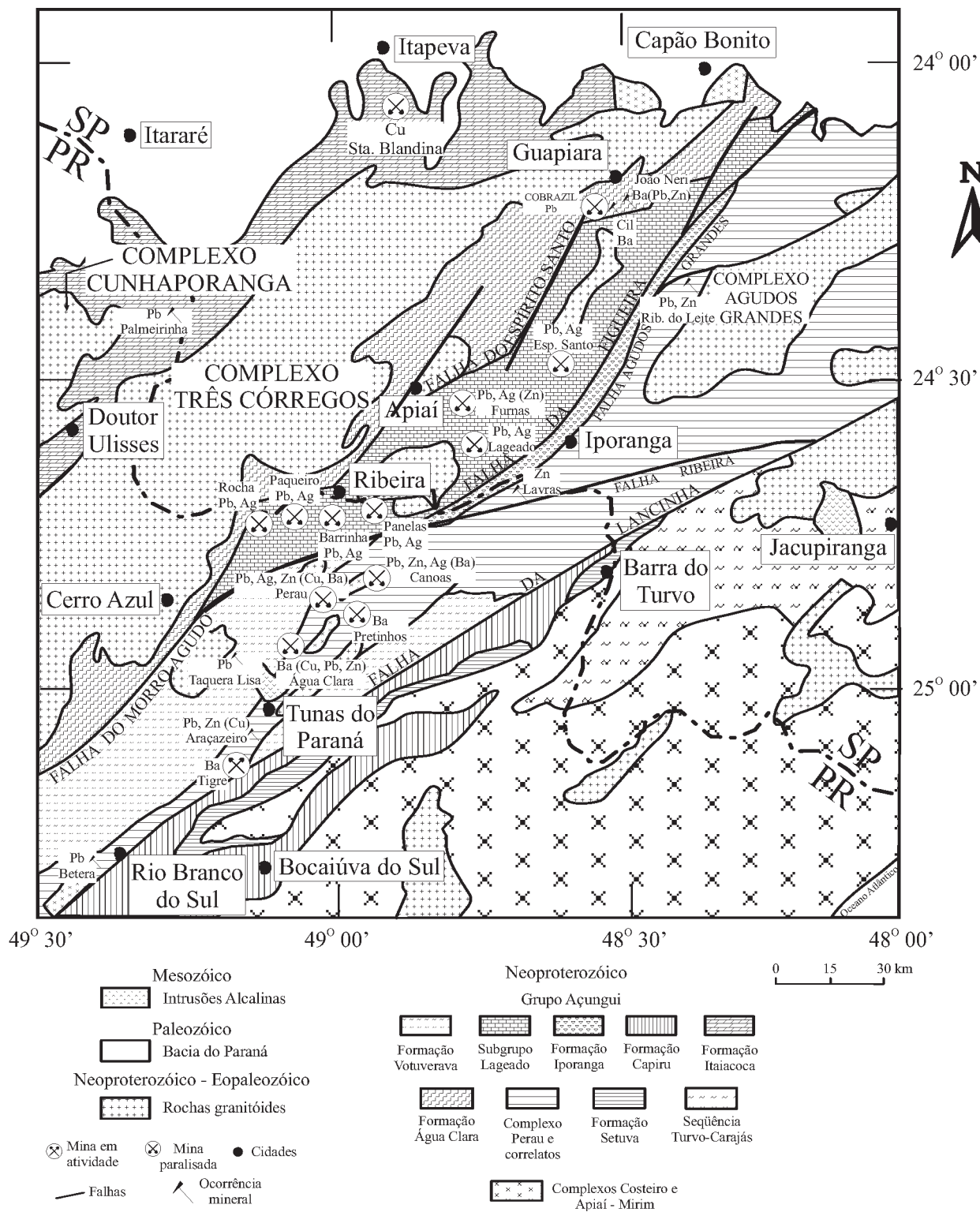


Fig. 155 – Distribuição dos jazimentos de metais bases na região do Vale do Ribeira (segundo Daitx, 1996, 1998).

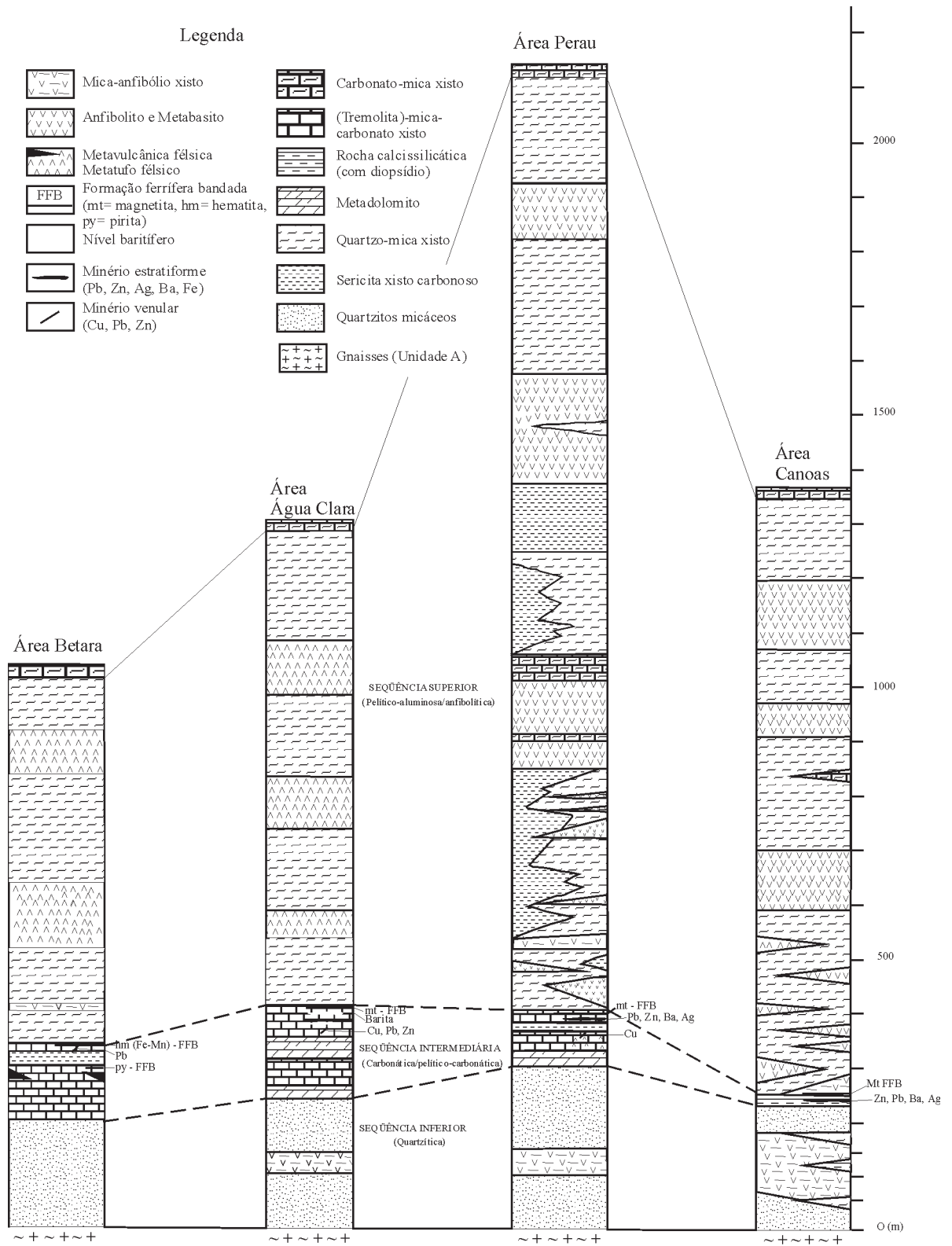


Fig. 156 – Colunas litoestratigráficas do Complexo Perau nas áreas Betara, Água Clara, Perau e Canoas (segundo Daitx, 1996).

por micaxistos grafitosos e carbonatados com intercalações de anfibólitos. As mineralizações estratiformes (Daitx, 1996) aparecem na porção superior da unidade intermediária, mostrando, em geral, uma zonação mineralógica vertical e lateral bem evidenciada na Jazida de Perau (Fig. 157):

- Vênulas quartzosas com calcopirita, caracterizando uma mineralização de tipo *stringer* na base, visíveis somente na porção norte da mina Perau.
- Dois níveis de sulfetos maciços (inferior e superior), constituídos pela associação galena-esfalerita-pirita-pirrotita-calcopirita-sulfossais, gradando lateralmente para minérios do tipo semimaço, intercalados num pacote de micaxistos carbonáticos e sericíticos, com espessura cumulada vizinha de 8 m. No minério maciço, predominam as estruturas brechadas, com participação subordinada de estruturas bandadas. No nível inferior, a esfalerita predomina sobre a galena; contudo tal relação inverte-se no nível superior.
- Horizonte de barita bandada ($E \cong 8,5$ m) com leitos de sulfetos disseminados (galena, esfalerita, pirita e calcopirita) intercalados por níveis de *chert* e rochas calcissilicáticas.

- Horizonte de BIF rico em magnetita, com espessura variável de 3 a 10 m, intercalado em calcixistos com turmalina e espessartita, mostrando a alternância de bandas carbonáticas com níveis enriquecidos em quartzo, biotita e magnetita.

Na Jazida de Canoas, a mineralização principal é do tipo disseminado com os sulfetos (galena-esfalerita-pirrotita-calcopirita-sulfossais) associados a horizontes baritíferos, rochas calcissilicáticas e silicáticas.

A influência da tectônica sobre a geometria dos corpos de minério é importante. Do ponto de vista estrutural, a área foi afetada por dois eventos tectônicos principais: o primeiro, de caráter dúctil-rúptil, conduziu à formação de dobras intrafoliares com desenvolvimento de estruturas *pinch and swell*, provocando, com isso, a lenticularização da mineralização estratiforme e a formação de zonas enriquecidas (Bonanzas) orientadas; o segundo originou a formação de dobras abertas e de falhamentos que truncam os corpos de minério.

O modelo genético proposto por Daitx (1996, 1998), Dardenne (1988b), Barbour e Oliveira (1979), para os depó-

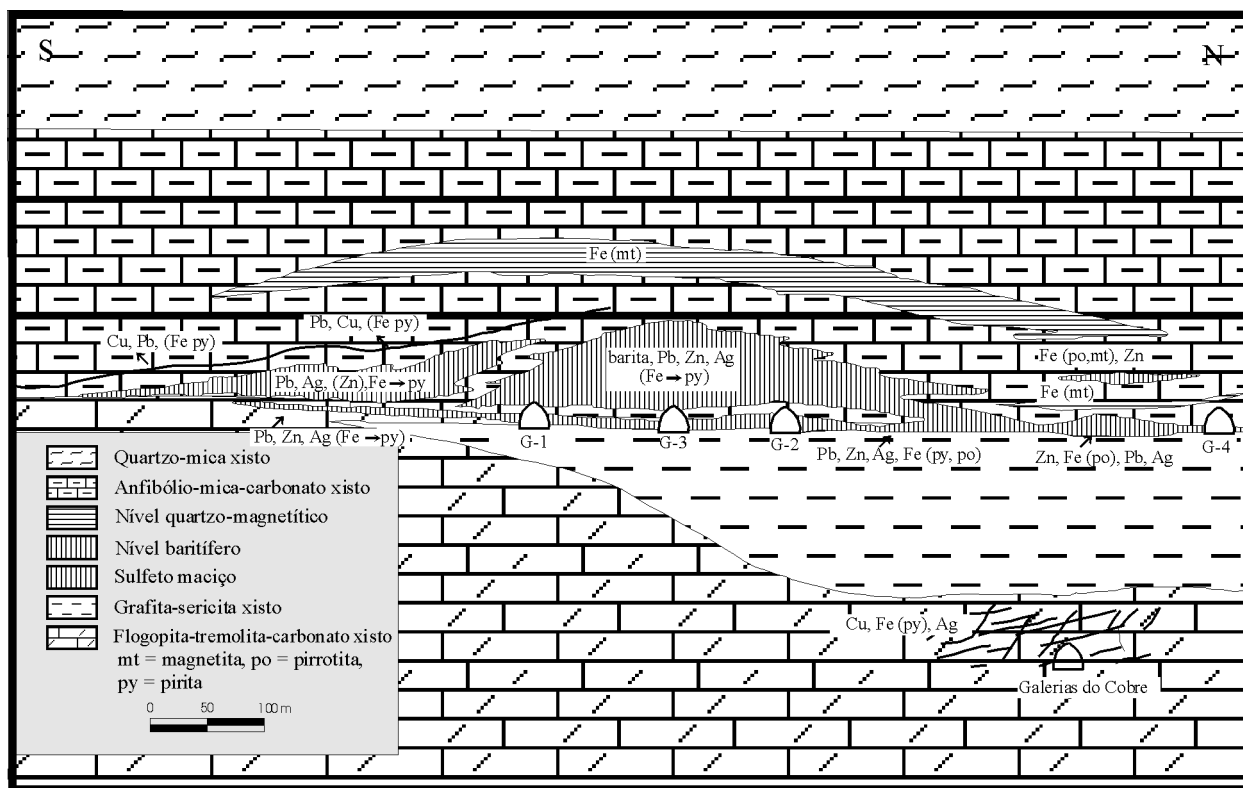


Fig. 157 – Distribuição das litofácies, dos níveis mineralizados e das formações ferríferas na Mina Perau (segundo Daitx, 1996).

sitos de tipo Perau, é o modelo sedimentar-exalativo (Sedex), a partir da atuação de sistemas hidrotermais submarinos em bacias rifte com elevado fluxo térmico, provavelmente relacionado a atividades magmáticas (δS^{34} entre + 1‰ e + 4‰).

As reservas da Jazida de Perau foram estimadas, por Daitx (1996), em aproximadamente 3,1 Mt com teor médio de 4% Pb, 2% Zn e 60 g/t Ag. A mina produziu, entre 1974 e 1986, em torno de 200 mil t de minério com 6,1% Pb e 67 g/t Ag.

No período compreendido entre 1988-1995, a Jazida de Canoas produziu cerca de 343 mil t de minério com 2,8% Pb, 2,6% Zn e 61 g/t Ag. As reservas foram avaliadas em 967.800 t de minério com 3,1% Pb, 3,5% Zn e 63 g/t Ag, ficando a sua extensão para nordeste sem avaliação.

3.4.3 Depósitos Pb-Zn-Ag do tipo Panelas

No Vale do Ribeira (Fig. 154), as jazidas Pb-Zn-Ag de Panelas, Rocha, Furnas e Barrinha, caracterizadas por Fleischer (1976) como do tipo veios discordantes, encaixam-se em rochas carbonáticas (calcários e dolomitos) das seqüências plataformais (Fig. 158) pertencentes à Formação Votuverava e à Formação Itaiacoca do Grupo Açungui (Neoproterozóico).

A geometria dos corpos de minério é extremamente variável, sendo reconhecidos veios, lentes e charutos geralmente discordantes em relação à rocha encaixante carbonática, os quais aparecem, porém, também em formas subparalelas ao acamadamento. As dimensões desses veios são geralmente reduzidas (0,30 m de largura \times algumas dezenas de metros de comprimento e profundidade). Entretanto, existem exceções como o filão A de Panelas: 2,5 m \times 900 m \times 270 m (Odan *et al.* 1978). O controle estrutural é forte e característico para cada jazida: intersecções de fraturas/acamadamento; fraturas em zonas axiais de dobras; fraturas extensionais em zonas de cisalhamento. Esses corpos não foram deformados e preenchem fraturas geradas na última fase do Evento Brasileiro. Em Panelas, os corpos mineralizados foram afetados pelo metamorfismo de contato relacionado à intrusão do granito Itaoca, o qual é acompanhado por injeções de quartzo-pórfiros.

O minério é maciço, com granulação grossa, e constituído essencialmente por galena-pirita-esfalerita com calcopirita e sulfossais de Sb/As subordinadas. Os minerais acessórios são arsenopirita, esfalerita rica em índio, estanita, sulfo-teluretos de prata, bournonita, tenantita, antimônio nativo, Au. A pirrotita é rara, abundando somente em Panelas na auréola de metamorfismo de contato com a transformação da pirita original em pirrotita. Os minerais

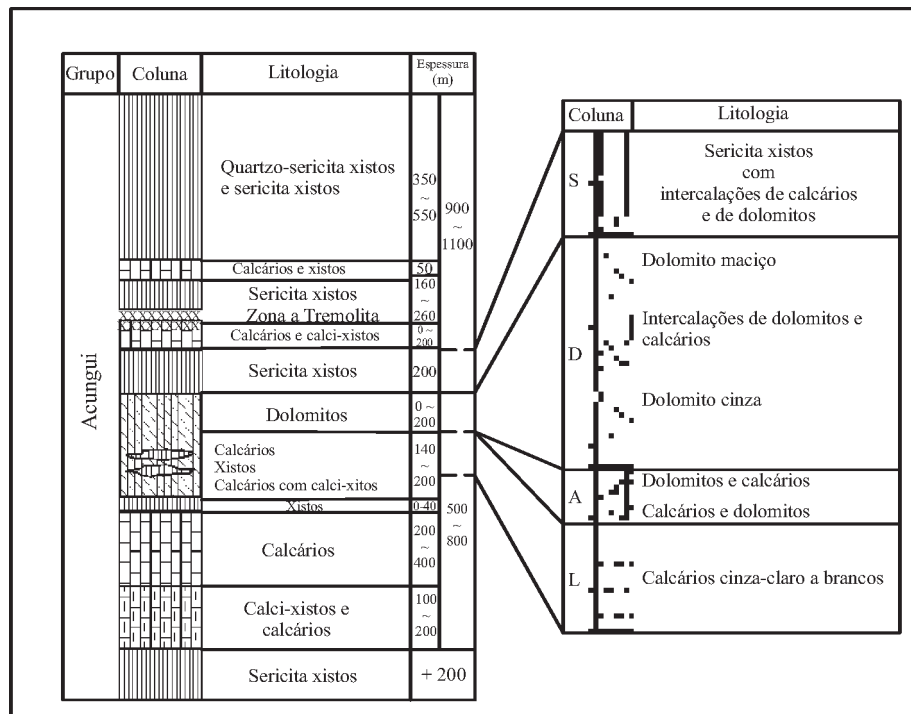


Fig. 158 – Colunas litoestratigráficas da Mina do Rocha (segundo Daitx, 1996).

de ganga são: calcita, dolomita, ankerita, quartzo, sericita e fluorita. A zona de alteração hidrotermal nas bordas dos veios é muito restrita, e é marcada por um enriquecimento em Pb-Ag-Fe-F-Rb e K.

À exceção do controle estrutural com o qual todos os autores concordam, a origem da mineralização é ainda desconhecida. Entretanto, para a jazida de Barrinha Barbour *et al.* (1984) descrevem uma mineralização estratiforme, considerada sedimentar-exalativa e remobilizada por falhas posteriores. Por outro lado, pequenos níveis de calcários pretos enriquecidos em elementos metálicos (0,1 a 0,5% Pb) foram descritos na Mina de Panelas, o que pode sugerir, tanto nas rochas carbonáticas como, e principalmente, nos xistos intercalados, a existência de uma mineralização disseminada de origem sedimentar-exalativa posteriormente remobilizada pela tectônica brasileira em fraturas desenvolvidas nas rochas mais competentes. Os depósitos do tipo Panelas foram responsáveis por cerca de 90% do chumbo e da prata produzidos no Vale do Ribeira até 1976, com destaque para as minas de Panelas (\cong 105 mil t Pb), Rocha (\cong 50 mil t Pb), Furnas (\cong 13 mil t Pb) e Barrinha (\cong 13 mil t Pb).

3.4.4 Depósitos associados aos granitos brasileiros

No final do Ciclo Brasileiro, numerosos granitos, tardi pós-tectônicos, foram intrusivos nas seqüências metassedimentares da Faixa Ribeira, e a eles são associados depósitos de tungstênio, estanho, molibdênio, cobre e ouro.

3.4.4.1 Depósitos W-Mo-Cu associados ao Granito Itaoca

Na Faixa Ribeira, o Maciço Granítico Itaoca, datado em 626Ma, consiste numa intrusão sin a tarditectônica do final do Neoproterozóico (Brasiliano) nos metassedimentos argilo-carbonatados do Subgrupo Lajeado, correlacionado à Fm. Água Clara (Grupo Açungui). Esse granito, em que foram reconhecidas fácies calcialcalinas monzoníticas com alto potássio e magnetita, foi classificado como do tipo I e relacionado ao desenvolvimento de um arco magmático. Nos escarnitos, formados por metamorfismo de contato da intrusão sobre os mármores, são encontradas wollastonita e scheelita-powelita, junto com diversos sulfetos tais como pirita-pirrotita, arsenopirita, molibdenita, esfalerita, calcopirita e bornita, os quais ilustram a paragê-

nese W-Mo-Cu de mineralização com origem metassomática (Mello e Bettencourt, 1998). O maciço possui uma reserva medida de 115 mil t de minério com teor médio de 0,3% WO₃, e cerca de 850 mil t de escarnitos com 45 mil t de wollastonita contida.

3.4.4.2 Depósitos W (Sn-Mo) associado à Suíte Catinga

Os biotitas granitos da Suíte Catinga são intrusivos na seqüência Vulcano-Sedimentar do Grupo Brusque (SC), no final do Neoproterozóico. Esses granitóides, tardi a pós-tectônicos, datados entre 647 e 500Ma, apresentam mineralizações de wolframita associadas a veios de quartzo, assim como diversas ocorrências de cassiterita e molibdenita. A antiga Mina de Cerro da Catinga, explorada durante os anos 1940, apresentou reservas da ordem de 6.200 t de minério com 135 t de WO₂ contido (Silva *et al.* 1986).

3.4.4.3 Depósito Au de Campo Largo

Perto de Curitiba, o Depósito de Ouro de Campo Largo, explorado pela Mineração Tabiporã, encontra-se associado a uma zona de cisalhamento que afetou o Granitóide Passa Três, de idade brasileira, intrusivo nos metamorfitos da Faixa Ribeira. A zona de cisalhamento é acompanhada por intenso processo hidrotermal que invade o granito encaixante, transformando-o em minério. A mineralização aurífera é associada a quartzo, calcopirita, fluorita e clorita. As reservas do depósito, calculadas em cerca de 5 t Au, correspondem a 400 mil t de minério com 12 g/t Au (E. T. Queiroz, informação escrita).

3.4.5 Depósitos minerais associados às zonas de cisalhamento brasileiras

Às zonas de cisalhamento brasileiras são associados depósitos de Pb-Zn (Cu) e de talco.

3.4.5.1 Depósito Pb-Zn-Ag (Cu) do Ribeirão da Prata

O Depósito do Ribeirão da Prata está hospedado na zona hidrotermalizada, associada aos milonitos da falha de Perimbó (SC), que coloca os arcósios e conglomerados do Grupo Itajaí em contato com os gnaisses granulíticos, gra-

nulitos e granitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Schiker e Biondi, 1996). A zona hidrotermalizada é composta essencialmente de quartzo e sericita com alguns minerais reliquiais das rochas originais, local e parcialmente preservados, tais como quartzo, microclínio e plagioclásio.

A mineralização é constituída essencialmente por galena rica em prata, esfalerita, calcopirita e pirita aurífera com alguma biotita associada. Os teores médios do minério são de 4% Pb, 1,5% Zn, 0,6% Cu e 3,5% Ba. A prata concentra-se na zona oxidada, onde seu teor médio é de 115 ppm.

A alteração hidrotermal e a mineralização associada ocorreram entre 708Ma, que corresponde à formação dos milonitos, e 499Ma, que é a idade dos riolitos posteriores ao falhamento, tendo sido datada, por K-Ar sobre sericita, em 522Ma. A origem dos fluidos hidrotermais, com temperatura vizinha de 350°C, é considerada como metamórfica, com a percolação dos fluidos acontecendo durante o período de relaxamento, após a fase de transpressão extrema (Schiker e Biondi, 1996).

3.4.5.2 Depósitos de talco da Faixa Itaiacoca

As principais jazidas de talco do Paraná concentram-se na Faixa Itaiacoca, perto da cidade de Abapã. Os depósitos de grande porte, como os das minas Castrense e Costalco, são associados à zonas de cisalhamento brasileiras orientadas N50-70E, subverticais ou com mergulho forte para SE, as quais correm mais ou menos paralelas ao contato das unidades clásticas (quartzitos e filitos) com as unidades de mármore dolomíticos. Na zona cisalhada afetada pela foliação S/C, a percolação dos fluidos metamórficos enriquecidos em SiO₂ provocou a reação da sílica com a dolomita dos mármore para a formação do talco (Lima, 1993; Lima e Dardenne, 1987). O talco aparece na forma de bolsões alongados segundo a direção do cisalhamento e das fraturas associadas, mostrando-se intensamente deformado e associado freqüentemente à calcita, que representa o produto final da reação com a dolomita. Essa interpretação, referente à origem e ao controle das jazidas, difere fundamentalmente das hipóteses anteriores, as quais associavam a gênese de talco aos diques e *sills* de diabásio do Cretáceo. Entretanto, é importante assinalar que numerosos pequenos depósitos de talco da região, explorados artesanalmente, representam o produto do retrabalhamento recente das mineralizações associadas a zonas de cisalhamento, o qual se encontra acumulado em depressões cársticas e repousa discordantemente sobre os mármore dolomíticos (Lima, 1993; Lima e Dardenne, 1987).

3.4.6 Depósitos de fluorita do Vale do Ribeira

No Vale do Ribeira, os depósitos *strata-bound* de fluorita (Ronchi *et al.* 1993): Volta Grande, Sete Barras e Mato Dentro ocorrem na mesma região em que se localizam os depósitos de Braz, associado a fraturas, Mato Preto e Barra do Itapirapuã, relacionados a carbonatitos (Fig. 159). A geologia da região é caracterizada pela presença das seqüências metassedimentares Água Clara/Votuverava, constituídas por intercalações de xistos e de mármore calcíticos e dolomíticos, intrudidos por granitos sintectônicos (Granito Três Córregos) e pós-tectônicos (Granito Itaoca), datados respectivamente em 640 e 510Ma, e por diques alasquíticos. A região é afetada por zonas de cisalhamento transcorrente regionais denominadas Lineamento Morro Agudo, Lineamento Lancinha, Lineamento Ribeira e Falha Cerro Azul. Os complexos alcalino-carbonatíticos Barra do Itapirapuã, datado em 135Ma, e Mato Preto, datado em 65Ma, assim como os diques e *sills* de diabásio presentes na região, são atribuídos ao magmatismo do Cretáceo.

3.4.6.1 Depósitos *strata-bound* de fluorita

As principais feições dos três depósitos *strata-bound* de fluorita – Sete Barras, Mato Dentro e Volta Grande – são resumidas a seguir:

3.4.6.1.1 Sete Barras

O Depósito de Fluorita Sete Barras ocorre na forma de lentes alongadas e descontínuas encaixadas nos mármore da Fm. São Sebastião na borda sul do Granito Itaoca, cujo contato é marcado pelo lineamento Ribeira (Fig. 160). Os corpos de minério estendem-se segundo a direção N60E, sobre mais de 2 km no comprimento, com largura variável de 15 a 20 m e são conhecidos por sondagem até 150 m de profundidade (Fagundes, 1982, 1997). As reservas foram estimadas em 2,5 Mt de minério com 50-60% CaF₂. Dois tipos de minério têm sido descritos:

- i) O minério cinza-escuro a preto, microcristalino, é composto de fluorita e quartzo em proporções variáveis, com minerais acessórios representados por muscovita, carbonatos, óxidos de ferro e outros minerais opacos. Esse minério apresenta estruturas perfeitamente laminadas, às vezes dobradas, assim como texturas de substituição bastante evidentes. A temperatura de homo-

geneização das inclusões fluidas aquosas observada não ultrapassam a 90°C. À fluorita microcristalina está geralmente associada uma fluorita criptocristalina, a qual apresenta textura coliforme nítida. Os minerais remanescentes da substituição do mármore não são orientados e flutuam na massa de fluorita, indicando, com isso, que essa substituição ocorreu após a deformação e o metamorfismo. No mesmo sentido, a ausência de recristalização da fluorita e de inclusões fluidas de alta temperatura sugere que a substituição aconteceu após a intrusão do Granito Itaoca.

ii) O minério amarelo macrocristalino é formado por cristais prismáticos alongados de fluorita amarela, com dimen-

sões que variam de milimétricas a centimétricas, desprovida de inclusões fluidas. Os prismas de fluorita amarela crescem na massa de fluorita cinza microcristalina, e formam concreções botroidais bastante características, totalmente posteriores à deformação e ao metamorfismo. Esse tipo de minério foi inicialmente interpretado como produto de circulação de fluidos relacionados à intrusão do Granito Itaoca, em virtude da proximidade dele e da ocorrência no granito de enclaves de mármore recristalizados, com concreções de fluorita amarela macrocristalina (Fagundes, 1982; Fagundes *et al.* 1984). Atualmente se atribui o crescimento da fluorita à circulação de fluidos tardios, talvez relacio-

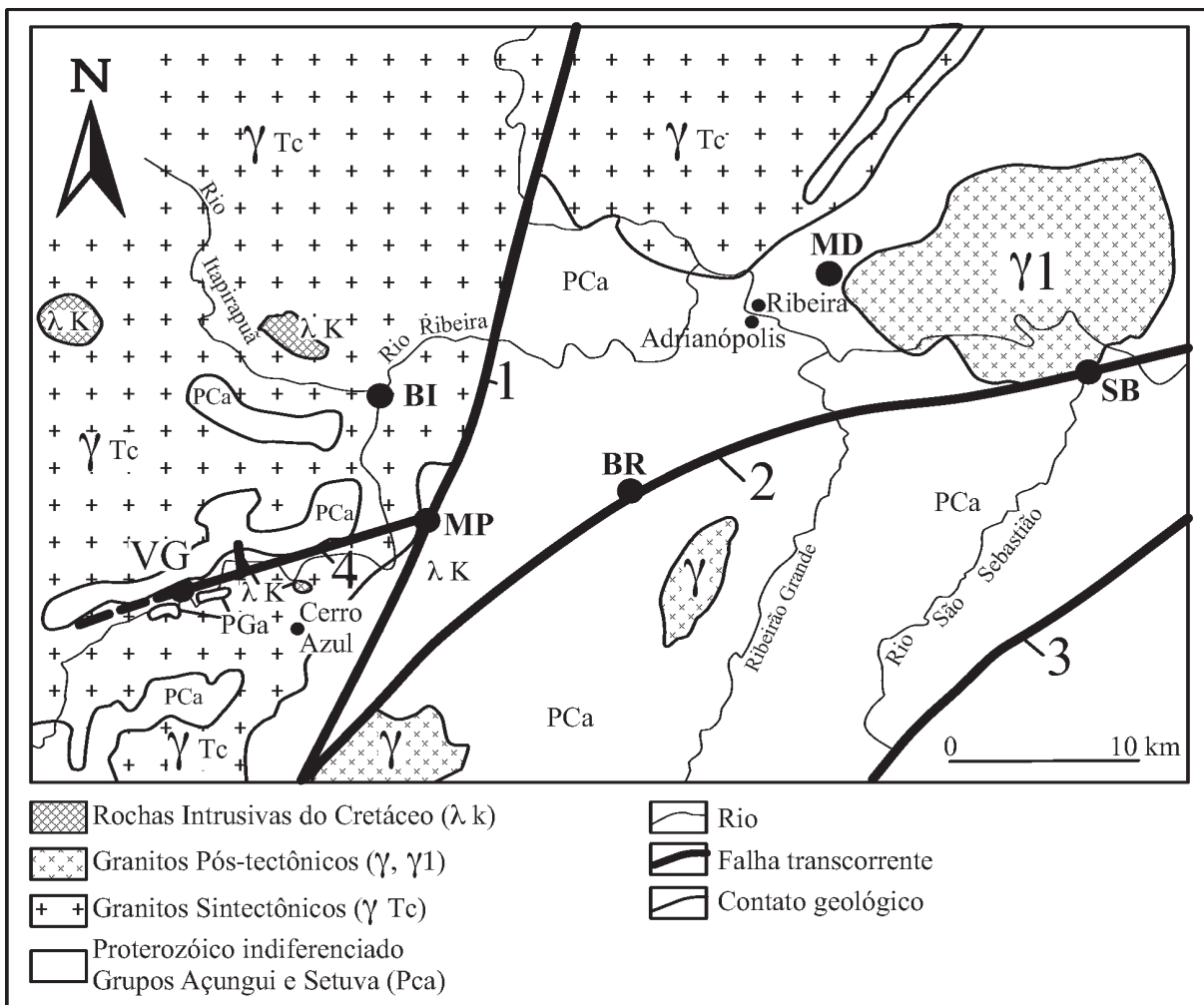


Fig. 159 – Distribuição dos depósitos de fluorita no Vale do Ribeira: VG – Volta Grande; MD – Mato Dentro; SB – Sete Barras; MP – Mato Preto; BR – Braz; BI – Barra do Itapirapuã (segundo Ronchi *et al.*, 1993).

1 – Falha transcorrente Morro Agudo; 2 – Lineamento Ribeira; 3 – Falha transcorrente Lancinha; 4 – Falha Cerro Azul.

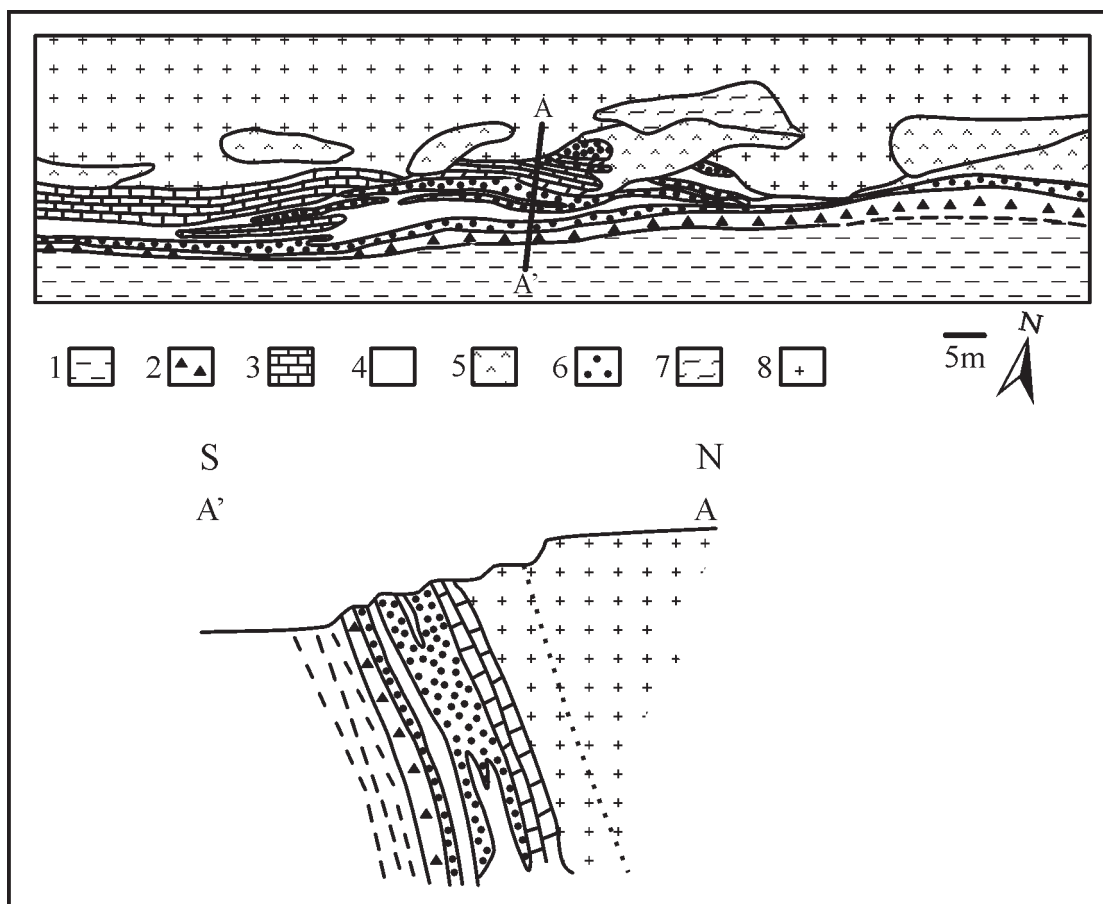


Fig. 160 – Mapa geológico e seção do Depósito de Sete Barras (segundo Fagundes, 1982).

1 – Sericita xisto; 2 – *Chert*; 3 – Mármore dolomítico/calcítico; 4 – Rochas Pelíticas; 5 – Fluorita macrocristalina; 6 – Minério de fluorita; 7 – Rochas Calcissilicáticas; 8 – Granito Itaoca.

nados ao magmatismo alcalino do Cretáceo (Silva *et al.* 1981; Ronchi *et al.* 1993).

3.4.6.1.2 Mato Dentro

O Depósito de Fluorita Mato Grosso (Carvalho *et al.* 1997b) aparece perto do contato oeste do Granito Itaoca, 10 km ao norte do Lineamento Ribeira, hospedado em mármores da Fm. Votuverava do Grupo Açungui. Os corpos de minério substituem os mármores após a deformação e o metamorfismo relacionados ao Evento Brasileiro. As reservas do depósito foram estimadas em cerca de 1,5 Mt de minério com 40-50% CaF_2 . A mineralização é predominantemente constituída por fluorita microcristalina e quartzo com quantidades subordinadas de muscovita, carbonatos, pirita, óxidos de ferro e outros minerais opacos.

3.4.6.1.3 Volta Grande

O Depósito de Fluorita Volta Grande (Biondi e Felipe, 1984) é representado por três corpos principais de minério encaixados em *roof-pendants* de mármores e xistos contidos no Granito Três Córregos (Fig. 161). As reservas desses corpos foram estimadas em 1,1 Mt de minério com 35-40% CaF_2 . A jazida situa-se na falha de Cerro Azul, que intercepta o lineamento Morro Agudo na sua porção oriental. O minério é também formado por fluorita microcristalina e quartzo. Apresenta-se silicificado e brechado no corpo I, com a brecha sendo cimentada por fluorita, cuja coloração vai de roxa a incolor, e por quartzo, recristalizado no corpo III perto do granito, sem feições particulares. No corpo II nota-se a presença de brechas cársticas posteriores, cimentadas por barita e fluorita. Em ambos os casos a substituição dos mármores calcíticos e dolomíticos após

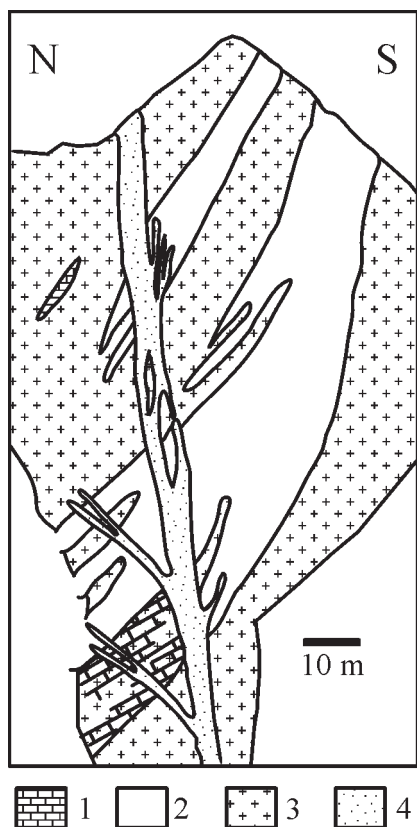


Fig. 161 – Seção do corpo I do Depósito de Volta Grande (segundo Biondi e Felipe, 1984). 1 – Mármore; 2 – Minério de fluorita; 3 – Granitóides sintectônicos Três Córregos; 4 – Alaskitos pós-tectônicos.

a deformação e o metamorfismo é bem evidenciada. As inclusões fluidas aquosas presentes nas fluoritas e nas baritas, cimentadoras das brechas, mostraram baixas salinidades (0-5% eq. peso NaCl), e temperaturas de homogeneização semelhantes: de 100 a 150°C (Fig. 162). Os corpos de minério são intrudidos por diques ramificados de granito alaskítico (\cong 500Ma).

3.4.6.2 Depósito Filoneano do Braz

O Depósito Filoneano do Braz, sem interesse econômico, situado sobre o Lineamento Ribeira (Fig. 159), é representado por um sistema de fraturas verticais mais ou menos paralelas, desenvolvidas perpendicularmente ao acamamento dos mármores do Grupo Açungui e preenchidas por fluorita roxa e verde.

A largura desses veios, sempre reduzida, varia de milimétrica a métrica. Alguns veios contêm turmalina e são recortados por vênulas preenchidas por muscovita e por diques de alaskito.

* *Comentários sobre os depósitos de fluorita strata-bound do Vale do Rio Ribeira:*

Esses depósitos têm sido considerados como de idade proterozóica, dada a observação de intrusões de granitos alaskíticos em Volta Grande, e de bolsões de fluorita amarela contidos em enclaves de mármores no Granito Itaoca. Entretanto, as fluoritas desses depósitos não apresentam as feições de recristalização esperadas nas proximidades dessas intrusões, nem inclusões fluidas de alta temperatura, além de conservarem as estruturas concrecionárias e o caráter criptocristalino da sílica e da fluorita. Além desses fatos, os espectros de terras raras mostram grandes semelhanças com as curvas registradas para as fluoritas tardias do Depósito de Mato Preto, associado a carbonatitos. Esse conjunto de observações sugere a relação desses depósitos com a circulação de fluidos hidrotermais associados ao magmatismo carbonatítico ao longo dos lineamentos regionais, com a precipitação da fluorita ocorrendo junto aos mármores das formações Votuverava e Água Clara. Nesse contexto, a mineralização de fluorita seria um processo posterior, sobreposto ao metamorfismo regional e às intrusões graníticas e desenvolvido no Cretáceo Superior.

3.5 A Faixa Dom Feliciano

Segundo Jost (1981), Fernandes *et al.* (1995), no extremo sul do Brasil, a Faixa de Dobramentos Dom Feliciano (FDF) desenvolve-se entre o Cráton do Rio de La Plata e o Cráton de Kalahari, a partir da subducção para NW da crosta oceânica e da acreção de um arco magmático mais antigo, entre 850 e 750Ma, na borda do CRP, o que resulta na formação do Batólito de Pelotas. A abertura de uma bacia de *back-arc*, seguida de colisão por volta de 650Ma, conduz à acreção de um segundo arco magmático e à formação de granitos calcialcalinos a alcalinos, intrusivos na Seqüência Metassedimentar Encruzilhada do Sul, que mostra vergência para NW. Depósitos molássicos marinhos e continentais acompanhados por vulcanismo alcalino (Grupo Bom Jardim) sedimentaram-se em bacias intramontanas, formadas por gráben ou hemigráben.

Os principais depósitos minerais observados na FDF são:

- Ocorrências Pb-Zn, do tipo VMS, na Seqüência Vulcano-Sedimentar Vacacaí (Jost, 1981);
- Depósitos do tipo Pórfiro-Au;

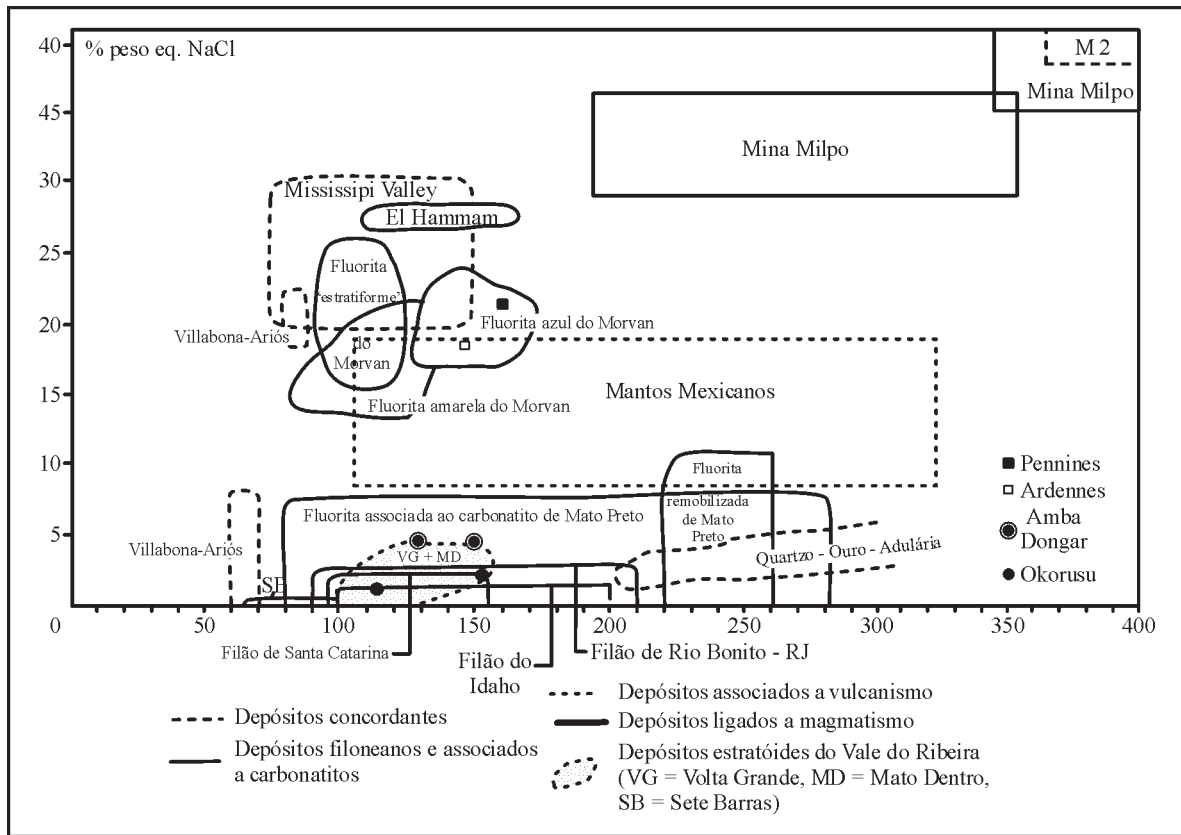


Fig. 162 – Comparação dos dados microtermotécnicos dos depósitos de fluorita estratóides do Vale do Ribeira (campo pontilhado) com os de outros depósitos brasileiros e mundiais. M2 = mantos mexicanos. As fluoritas azuis e amarelas do Morvan são filões do Maciço Central Francês (segundo Dardenne *et al.*, 1997).

- Depósitos Sn associados a granitos tipo S;
- Depósitos Cu-Pb-Zn da região de Camaquã.

3.5.1 Depósitos Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã

Os depósitos minerais do Distrito de Camaquã (Fig. 163), localizado na porção centro-sul do Rio Grande do Sul, são associados a conglomerados e arenitos de tipo *Red Beds*, pertencentes ao Membro Vargas, da Fm. Arroio dos Nobres, do Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.* 1966), e depositados em um sistema de leques aluviais costeiros, ao fim da orogênese colisional Dom Feliciano (630-600Ma), numa bacia molásica, limitada por falhas NE, com vulcanismo riolítico, dacítico e andesítico do Membro Hilário na base. O Grupo Bom Jardim é recoberto em discordância angular pelos sedimentos, também do tipo *Red Beds*, da Fm. Guaritas, à qual é asso-

ciado o vulcanismo do Membro Rodeio Velho, datado em 470Ma por Hartmann *et al.* (1998), o que implica uma evolução da bacia compreendida entre 600 e 470Ma. A noroeste da bacia foram evidenciados diversos granitos de natureza calcalina e shoshonítica, denominados Lavras, Caçapava e São Sepé, os quais foram datados entre 590 e 560Ma (Remus *et al.* 1999). O Distrito de Camaquã compreende três tipos de mineralizações (Fig. 164):

a) A mineralização filoniana, descoberta em 1865, e intensamente explorada até 1996 nas minas de Camaquã, denominadas São Luiz (subterrânea) e Uruguai (subterrânea e a céu aberto), as quais têm produzido por volta de 398 Mt de minério com 1,06% Cu, 0,2g/t Au e 8g/t Ag (Teixeira e Gonzalez, 1988; Remus *et al.* 1999). Foi estudada por Bettencourt (1976), Ribeiro (1991), Remus *et al.* (1999) e Ronchi *et al.* (2000), que definiram seu modo de ocorrência como *amas*, veios, filões e filonetes que formam, às vezes, um verdadeiro *stockwork* orien-

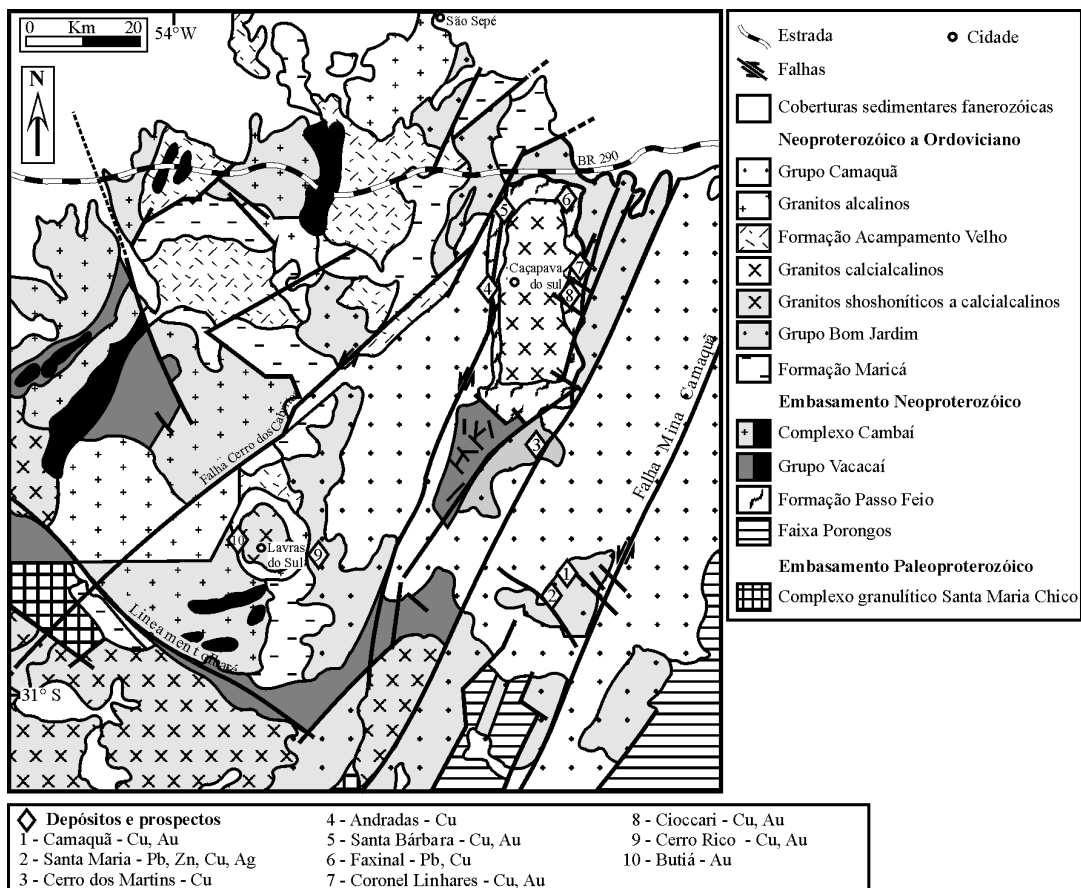


Fig. 163 – Mapa geológico do Bloco São Gabriel, com a indicação da distribuição dos depósitos de metais bases e de prospectos (segundo Remus *et al.*, 1999).

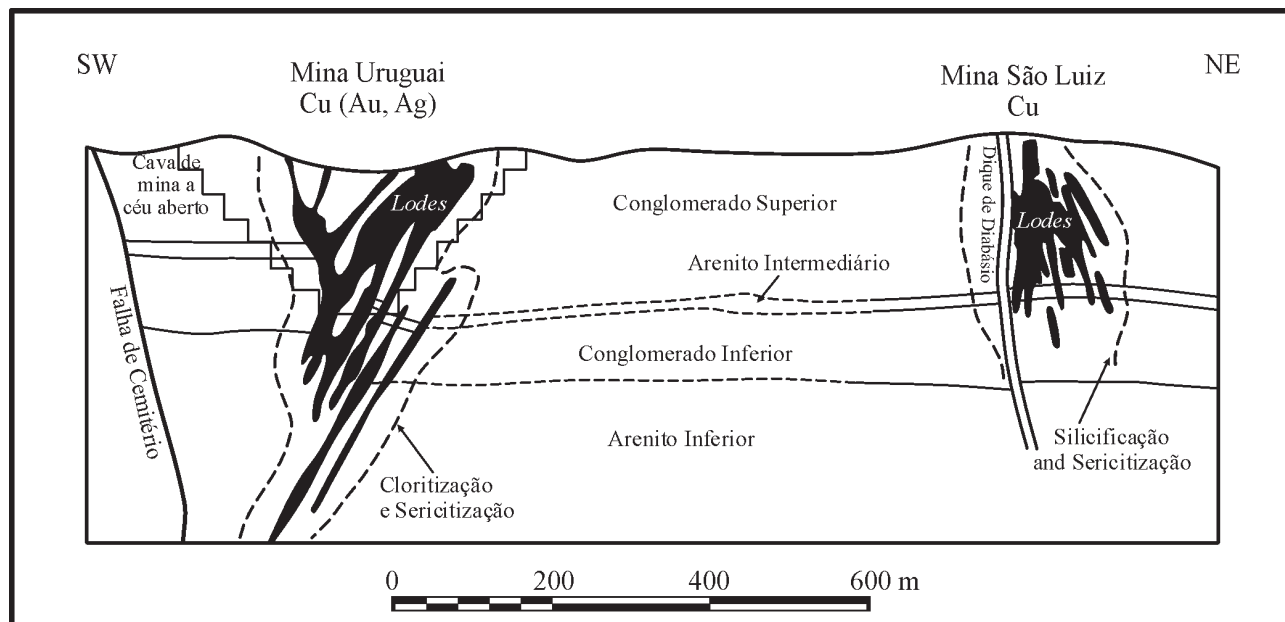


Fig. 164 – Seção esquemática das minas Uruguay e São Luiz no Distrito Cu (Au, Ag) de Camaquã (segundo Teixeira e Gonzalez, 1988).

tado segundo as falhas de direção NW, e são envolvidos por halos de alteração hidrotermal composta por cloritização, sericitização e silicificação (Remus *et al.* 1999; Ronchi *et al.* 2000; Bettencourt, 1976). Foram identificadas as paragêneses pirita-calcopirita-quartzo e bornita-calcocita-hematita-barita-calcita.

- b) A mineralização disseminada nos arenitos e nos conglomerados do Membro Vargas:
- Mineralização de cobre ao redor das minas de Camaquã: São Luiz e Uruguai, com paragênese pirita-bornita-calcopirita (Veigel, 1989; Veigel e Dardenne, 1990).
 - Mineralização de chumbo e zinco com cobre subordinado no Depósito de Santa Maria com a paragênese galena-esfalerita-calcopirita (Veigel, 1989; Veigel e Dardenne, 1990), apresentando reservas da ordem de 33,4 Mt de minério com, em média, 1,44% Pb, 1,06% Zn e 12-15 g/t Ag (Badi e Gonzalez, 1988).
- c) A mineralização secundária corresponde às fases de oxidação e de cimentação com as associações: hematita-bornita-calcocita-covelita nas minas de Camaquã, e hematita-bornita-calcocita-estefanita nativa no Depósito Santa Maria (Veigel, 1989; Veigel e Dardenne, 1990).

A origem das mineralizações Cu-Au e Pb-Zn-(Cu)-Ag da região de Camaquã é objeto de discussão com várias hipóteses sendo avançadas: a) mineralização tardiagénetica a epigenética hidrotermal a partir da canalização de fluidos conatos aquecidos pelo vulcanismo nas falhas NW (Veigel, 1989; Veigel e Dardenne, 1990); b) mineralização epigenética hidrotermal sem especificação da fonte dos fluidos (Ronchi *et al.* 2000); c) mineralização epitermal associada à intrusão dos granitos Lavras ou Caçapava (Bettencourt, 1976; Remus *et al.* 1999).

O principal problema da hipótese que relaciona a origem dos fluidos hidrotermais aos granitos do tipo Lavras reside na idade relativa desse granito e do vulcanismo do Membro Hilário, o magmatismo sendo de natureza shoshonítica (Nardi, 1986; Nardi e Lima, 1985). Segundo Nardi (1986) o Granito Lavras deve ser intrusivo na base da seqüência vulcânica riolítica e andesítica, a qual constitui uma proporção importante dos seixos, freqüentemente mineralizados em pirita e calcopirita, encontrados nos conglomerados e arenitos líticos da área.

3.5.2 Depósitos Au de Lavras do Sul

Os depósitos de ouro do Distrito de Lavras do Sul (Fig. 163) são conhecidos e explorados de longa data, desde o

fim do século XVIII. As mineralizações auríferas, associadas ao magmatismo pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano, estão relacionadas a zonas de intensa alteração hidrotermal e são acompanhadas principalmente por sericitização e piritização, além de calcopirita, galena e carbonatos subordinados. Essas mineralizações são encaixadas: i) no Complexo Granítico de Lavras do Sul, datado em 580Ma, o qual apresenta afinidade shoshonítica e alcalina (Nardi, 1986; Nardi e Lima, 1985), e é composto de um núcleo monzogranítico a granodiorítico, e de uma borda delgada formada por sienogranito e alcali-feldspato granito; ii) nas rochas vulcânicas calcialcalinas da Fm. Hilário (andesitos, dacitos e rochas piroclásticas). Os principais depósitos, classificados como do tipo Pórfiro ouro (Santos *et al.* 1998), são os do Bloco de Butiá (6,5 t Au) e do Bloco do Cerrito (3,5 t Au), além da Mina Aurora (7 t Au), onde a paragênese é do tipo Au-Cu-Pb-Zn-Ag, com teores médios em torno de 1 g/t Au.

3.5.3 Depósitos Sn de Encruzilhada do Sul

Na região leste do Cinturão Dom Feliciano, os depósitos de cassiterita, conhecidos como Mina Cerro Branco, Mina Campinas e Mina Tabuleiro, são encontrados preferencialmente nos termos mais evoluídos da Suíte Intrusiva Cordilheira (SIC), datada entre 630 e 617Ma, de afinidade calcialcalina, pós-colisional, e nos granitóides da Suíte Intrusiva Campinas (\cong 585Ma), os quais são associados à fase tectônica transcorrente que sucede à fase tangencial colisional (Franz, 1997).

Na Mina Cerro Branco, as mineralizações Sn ocorrem disseminadas com baixos teores em zonas pervasivas de alteração hidrotermal, geradas durante o posicionamento em nível profundo dos leucogranitos peraluminosos da Suíte Cordilheira, formando greisens com muscovita/fengita, turmalina e cassiterita (Franz, 1997).

Na Mina Campinas, as mineralizações Sn ocupam zonas de alteração hidrotermal mais ricas, restritas à cúpula dos granitóides da Suíte Campinas. Nesse caso, a maior parte da cassiterita observada tem sido incorporada em níveis mais altos ao magma granítico na forma de microxenólitos (Franz, 1997).

3.6 A Província Borborema

A região de dobramentos Nordeste, ou Província Borborema (Fig. 165), que resulta da *collage* brasileira, repre-

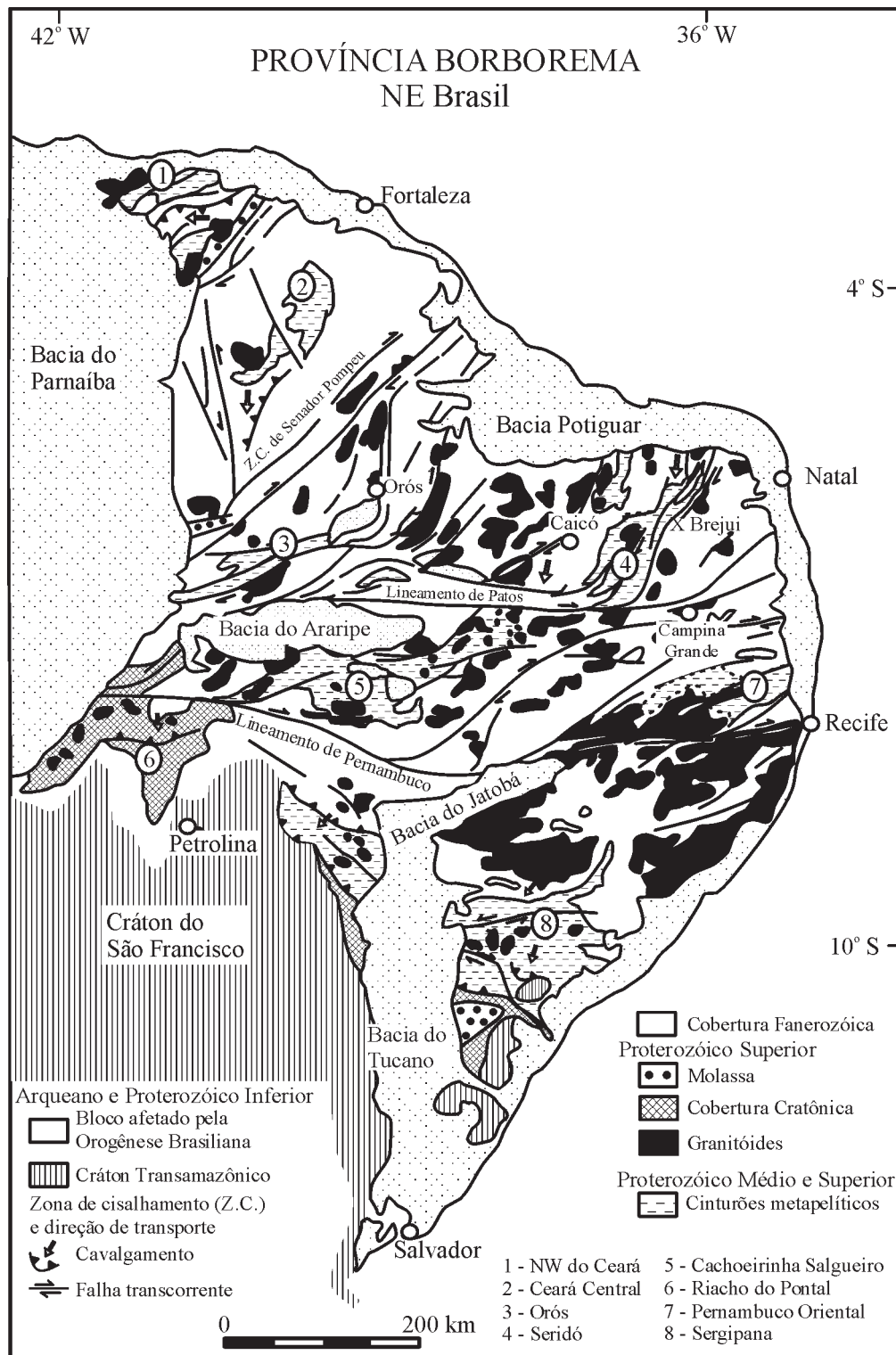


Fig. 165 – Província Borborema (segundo Archanjo, 1993).

sesta um mosaico complexo de faixas dobradas neoproterozóicas e de núcleos do embasamento atribuídos à *collage* Transamazônica (Van Schmus *et al.* 1995). As principais estruturas apresentam uma geometria em leque que permite dividir tal província em quatro domínios (Brito Neves *et al.* 1999): Médio Coreaú, Setentrional, Transversal e Meridional.

Os principais depósitos minerais registrados na Província Borborema são:

- Depósito de cobre da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Martinópolis, no Ceará, interpretado aqui como de origem sedimentar-exalativa (tipo Sedex);
- Depósitos de magnesita de Alencar, na Faixa Orós (CE);
- Depósitos de ouro associados a zonas de cisalhamento, na Província Seridó (RN-PB);
- Província de Scheelita do Seridó (RN);
- Província Pegmatítica do Seridó (RN);
- Depósito de Urânio da região de Itaitaia (CE).

3.6.1 Depósitos de magnesita da Faixa Móvel Orós

Na porção central da Província Borborema, os depósitos de magnesita formam um rosário de lentes descontínuas

inseridas na Seqüência Vulcano-Sedimentar da Faixa Orós (CE), datada em 1,8Ga (Van Schmus *et al.* 1995), e metamorfizada no grau anfibolito, no final do Neoproterozóico (650Ma), durante o Evento Brasiliano.

A seqüência (Fig. 166) é constituída de quartzitos, metavulcânicas e subvulcânicas máficas, intermediárias e ácidas, metapelitos carbonosos, mármore calcíticos e dolomíticos, magnesititos e rochas calcissilicatadas. O conjunto vulcano-sedimentar é intrudido por ortognaisses olhados e gnaisses dioríticos do Mesoproterozóico (1780Ma) e, finalmente, por metagabros do Complexo de Santarém (900Ma) e por granitos alcalinos a subalcalinos do Neoproterozóico (570Ma).

Os principais corpos de magnesititos, que mostram formas lenticulares de alguns metros a centenas de metros de comprimento, aparecem no centro de estruturas sinclinais, onde se sobrepõem aos dolomitos e xistos carbonosos. O conjunto das jazidas possui reservas globais da ordem de 160 Mt. A maior jazida da região (Cedro) foi inundada após a construção do açude de Orós. Os depósitos de Riacho do Casquilho, Riacho do Caldeirão e Grossos, explorados em conjunto pela Magnesita S.A., têm reservas medidas de 35 Mt, com as seguintes características: $FeO + Fe_2O_3 = 0,6-3,0\%$; $SiO_2 = 7-15\%$; $MgO = 80-85\%$; $CaO = 1,5-3\%$, evidenciando, assim, uma

Idade	Unidade Litoestratigráfica	Legenda	Tipos litológicos
Meso/ Cenozóico	Aluviões		Areias e cascalhos não consolidados
	Diques básicos		Diabásios
	Unidade clássica: Bacias de Iguatú, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icoá		Folhelhos, arenitos arcoseanos e conglomerados polimíticos
Proterozóico Superior	Rochas plutônicas	Intrusões Graníticas	Granitos alcalinos a subalcalinos (1); Granitos porfíricos a megacristais de KF (2); Ortognaisses com biotita de granulação média (3); Ortognaisses com biotita porfírico milonitizado (4)
		Intrusões Básicas	Metahornblenda gabros e metahornblenditos - 900 Ma (Sá, 1991)
Proterozóico Médio (1800/1000Ma)	Faixa Orós		Ortognaisses oftálmicos com megacristais de KF (1); Ortognaisses com anfobólitos sódicos, porfíricos milonitizados (2); Granodioritos gnáissicos com biotita (3) Metapelitos com intercalações de metaconglomerados carbonatados polimíticos (mcp), de quartzitos (qz), de mármore calcíferos (mc), dolomíticos (md) e magnesíferos (mm), de calcissilicatos (cs) Metavulcânicas porfíricas ácidas Metavulcânicas básicas e básicas-intermediárias
		Embasamento	Paragnaisses e migmatitos com mobilizados granatíferos (b); Ortognaisses de composição granodiorítica à tonalítica parcialmente migmatizados ou mobilizados à hornblenda (a)

Fig. 166 – Coluna litoestratigráfica da Faixa Orós (segundo Parente, 1995).

baixa qualidade por causa dos altos teores de CaO e SiO₂. A principal contaminação é o talco, que ocorre na forma disseminada ou em pequenos nódulos e concreções no minério.

A cor predominante dos magnesititos varia de cinza-claro a cinza-escuro, mas eles aparecem localmente na cor avermelhada, rosada ou amarelada. Parente (1995), Parente *et al.* (1998) distinguiram dois tipos de magnesititos:

- i) Magnesititos espáticos, com grão grosseiro ($\Phi = 2-15$ cm), apresentando texturas reliquiárias evaporíticas porfíricas, em rosetas e em *palissades* (colunares). São relativamente empobrecidos em SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO e mais ricos em MgO. Traços de microfósseis e relíquias de estruturas estromatolíticas foram identificadas;
- ii) Magnesititos com grão médio, mais comuns ($\Phi = 1-9$ mm), xenomórficos, intercalados com níveis calcissilicatados ricos em escapolita, indicativa de um ambiente evaporítico mais confinado e mais saturado. Os contatos dos magnesititos com os dolomitos são geralmente bruscos. Os dolomitos são também de dois tipos: dolomitos puros e dolomitos impuros com calcita, tremolita, escapolita, leucita, ricos em cloro, indicando condições evaporíticas próximas à precipitação da halita.

O trabalho mais importante de cartografia regional foi desenvolvido por Bodenlos (1950), que considerou os magnesititos como produto de transformação dos dolomi-

tos por processos hidrotermais-metassomáticos; enquanto outros autores relacionaram os magnesititos à presença de rochas máficas e ultramáficas na seqüência vulcano-sedimentar, sem contudo especificar essa relação.

Parente (1995) e Parente *et al.* (1998) apresentaram argumentos convincentes para um quadro paleogeográfico, em que o embasamento cratônico é invadido de oeste para leste por um golfo marinho epicontinental. Nesse contexto paleogeográfico (Fig. 167), os mármore calcíticos representam a comunicação com o mar aberto, enquanto os dolomitos e os magnesititos, a leste, ilustram a existência de sub-bacias cada vez mais isoladas, afastadas da zona de alimentação e submetidas a condições evaporíticas mais drásticas. Nesse sentido, essa hipótese aproxima-se do modelo clássico de bacia múltipla avançada para os evaporitos mais recentes, e enquadra os depósitos de magnesita da Faixa Orós no tipo *Veitsch*, puramente sedimentar. Na porção leste da bacia, mais próxima do continente, os aportes clásticos e de água doce são mais importantes, traduzindo-se pela aparição de fácies oxidadas avermelhadas e de quartzitos depositados em borda de bacia.

3.6.2 Depósitos minerais da Faixa Seridó

A Faixa Dobrada Seridó (Fig. 168), que integra a Província Borborema (Almeida *et al.* 1981), ocupa a parte central dos Estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Orientada

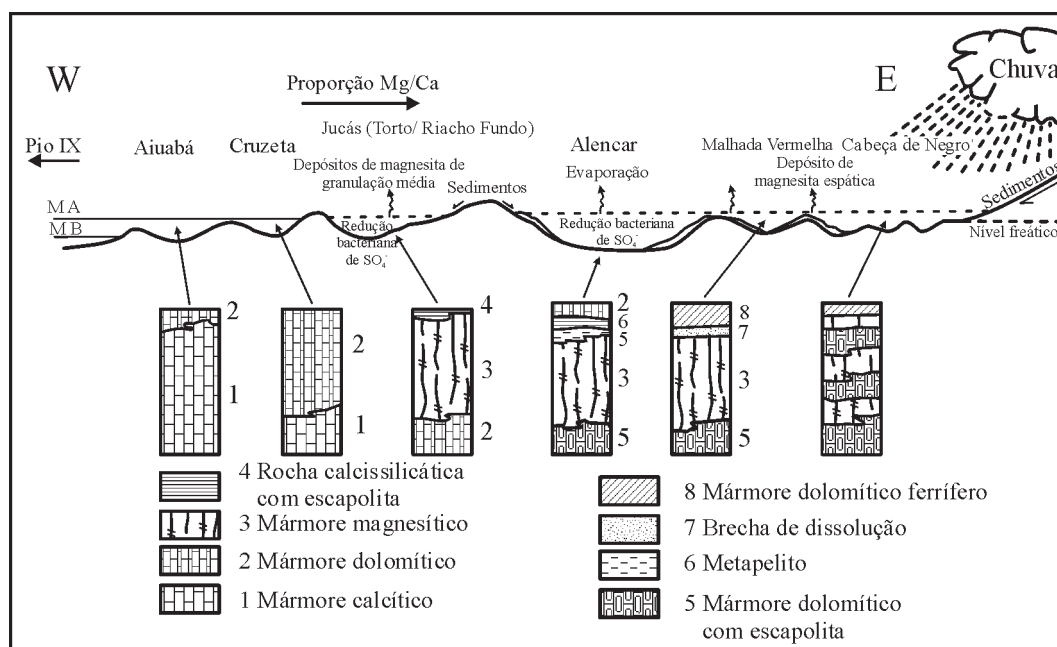


Fig. 167 – Esquema interpretativo da Seqüência Carbonatada Magnesítica do Ceará (segundo Parente e Guillou, 1995).

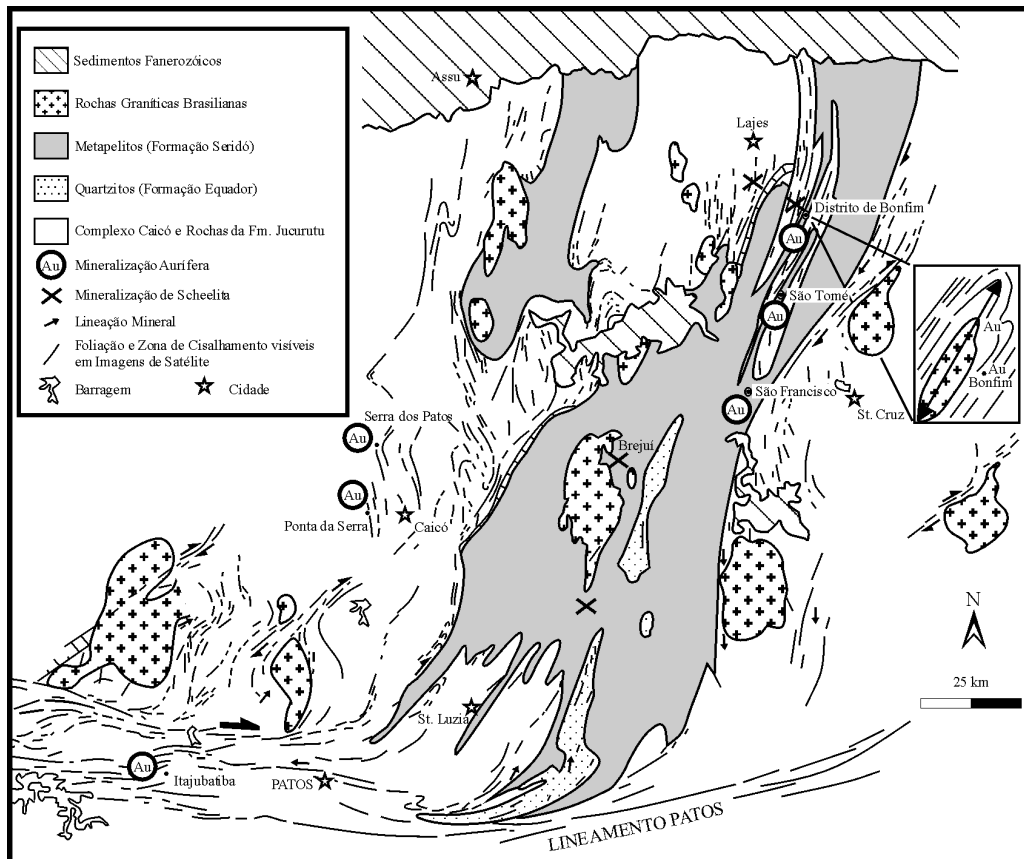


Fig. 168 – Províncias scheelitífera e aurífera da Faixa Seridó (segundo Salim, 1993; Archanjo, 1993).

NE-SW, a faixa é limitada ao sul pelo Lineamento Patos, de direção E-W, enquanto desaparece ao norte, por baixo dos sedimentos fanerozóicos. É constituída essencialmente de terrenos metamórficos de grau anfibolito, intrudidos por granitos sin a tarditectônicos. A estrutura da faixa resulta de uma deformação transpressiva havida durante a orogênese do Ciclo Brasileiro, que se traduz por uma evolução monocíclica e polideformada, segundo a concepção de Archanjo e Bouchez (1991), ou policíclica, segundo Jardim de Sá (1984).

Na região de Seridó, todos os autores concordam em reconhecer, da base para o topo:

- a) Um embasamento granito-gnáissico denominado Complexo Caicó, considerado geralmente como arqueano e retrabalhado no Evento Transamazônico.
- b) Uma seqüência metassedimentar, denominada, regionalmente, Série Ceará, e/ou, localmente, Série Seridó, que é dividida em três formações ou grupos, segundo os autores (Jardim de Sá e Salim, 1980; Archanjo e Salim, 1986):
 - i) Formação Jucurutu, representada predominantemente por biotita gnaisses finamente bandados, ricos em

epidoto, com intercalações de quartzitos, micaxistos e mármore, além de anfibolitos e BIFs associados. A presença de um conglomerado descontínuo, na base, é interpretada como indício de discordância com o embasamento;

- ii) Formação Equador, constituída por quartzitos a muscovita, com intercalações de paragneisses, micaxistos e mármore;
- iii) Formação Seridó, composta por uma espessa seqüência de micaxistos aluminosos com intercalações de paragneisses, quartzitos e mármore na porção inferior. Na base, o conglomerado Parelhas marca uma discordância erosiva com a Fm. Equador.

A idade atribuída ao metamorfismo e ao plutonismo da série varia de 650 a 500Ma (Leterrier *et al.* 1990). Entretanto, nota-se a presença de ortogneisses porfíricos, datados em 1,8Ga, intrusivos na Fm. Jucurutu. Enquanto Jardim de Sá (1984), Bertrand e Jardim de Sá (1990) consideram esses ortogneisses como intrusivos nos metassedi-

mentos Jucurutu, o que implica um metamorfismo anterior e uma evolução policíclica; Caby *et al.* (1990), e Archanjo e Bouchez (1991) consideram esses ortognaisses como intrusivos nos sedimentos Jucurutu, com a deformação e o metamorfismo ocorrendo somente no final do Neoproterozóico, durante o Evento Brasileiro. Quatro fases de deformação foram observadas na Série Ceará.

As rochas intrusivas são relacionadas a uma suíte diorítica precoce, pré a sintectônica, datada entre 750 e 550Ma (Legrand *et al.* 1991; Leterrier *et al.* 1990), e a uma suíte granítica essencialmente alcalina a calcialcalina, sin a tarditectônica, com idade entre 600 e 500Ma (Jardim de Sá *et al.* 1986).

A Faixa Seridó contém importantes depósitos de scheelita, ouro e pegmatitos, os quais são abordados a seguir.

3.6.2.1 Província Scheelitífera

Descoberta no início dos anos 1940, a scheelita foi intensamente explorada até 1985, com uma produção total estimada em 60 mil t de concentrado contendo, em média, 70% WO_3 , obtido a partir de um minério que apresenta um teor médio de 0,7 a 1% WO_3 . A partir de 1985, as principais atividades de mineração cessaram por causa da queda do preço do tungstênio no mercado internacional. Atualmente só subsistem a Mina de Bodó e algumas atividades artesanais.

Na Faixa Dobrada Seridó, as principais mineralizações de scheelita (Fig. 169), conhecidas sob as denominações Brejuí, Barra Verde, Boca de Lage, são associadas aos escarnitos da Fm. Jucurutu. As minas mais importantes situam-se ao redor do Maciço Granítico de Acari (Rao, 1973; Maranhão

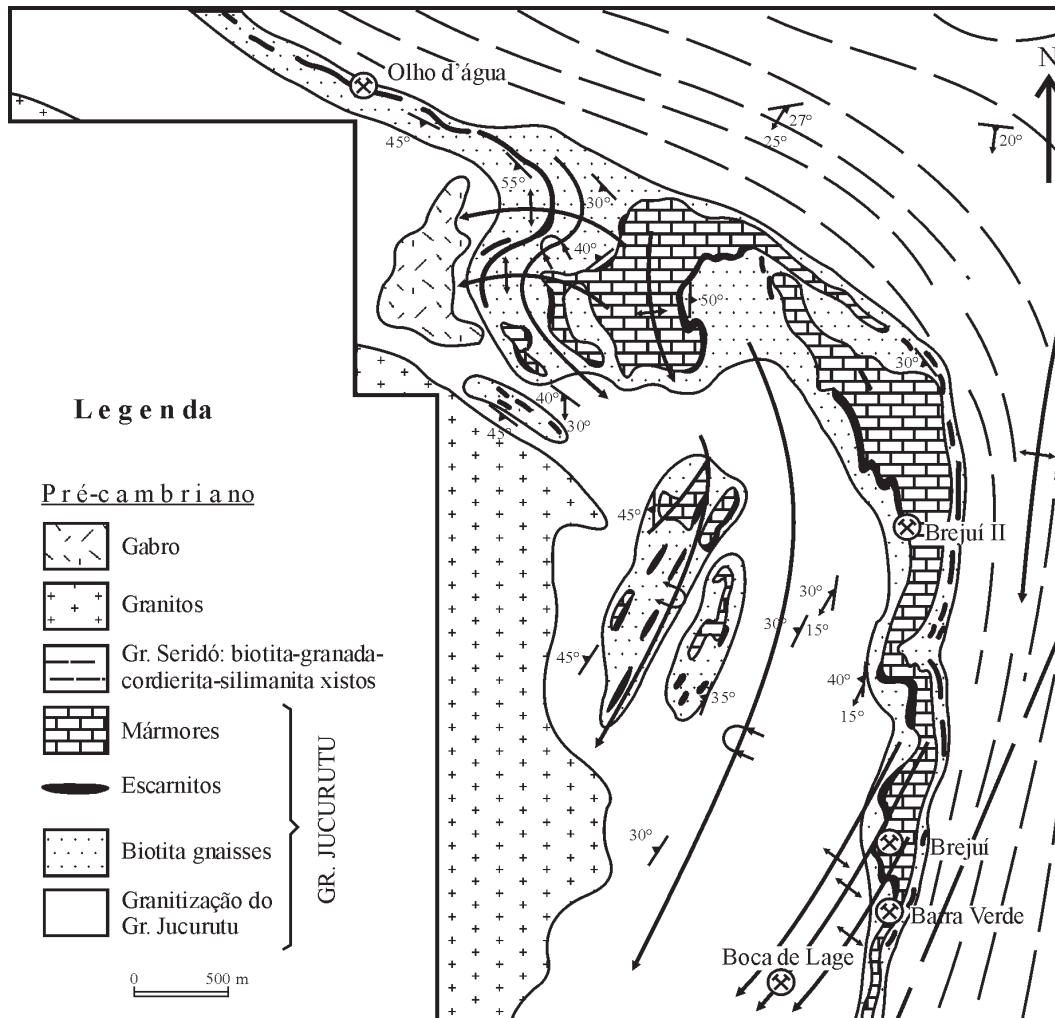


Fig. 169 – Mapa geológico simplificado das mineralizações de scheelita da região de Brejuí-RN (segundo Salim, 1993).

et al. 1986; Salim, 1993). Os escarnitos a scheelita encontram-se principalmente no contato mármore/metassedimentos, mármore/rochas intrusivas, no interior dos paragneisses. Dois tipos de scheelita foram descritos na região:

- Scheelita fina, orientada segundo a foliação dos escarnitos primários, geralmente considerada como uma scheelita de formação precoce, apesar de sua associação com fluorita, pirita e epidoto da paragênese tardia, que substitui a hornblenda e os clinopiroxênios primários (Fig. 170). A scheelita fina ocorre regionalmente associada aos paragneisses, sem relação direta com o magmatismo granítico brasileiro. Essa scheelita tem sido interpretada como estratiforme e formada durante o metamorfismo regional, mas é às vezes relacionada com uma origem vulcânica, de uma forma ou de outra anterior às remobilizações e às reconcentrações devidas ao magmatismo (Salim, 1979; Moeri e Kloechner, 1979; Salim *et al.* 1979);
- Scheelita grosseira nos escarnitos retrógrados, relacionada a uma alteração hidrotermal tardia, formando as concentrações mais ricas nas charneiras das dobras verticalizadas (S_3) e nas zonas de cisalhamento associadas a essas dobras, onde ocorre junto com sulfetos nas zonas enriquecidas em micas (flogopita e clorita) e actinolita. Em alguns casos, encontra-se também nos veios de quartzo e de pegmatitos, que cortam os escarnitos mineralizados, os quais apresentam uma paragênese com escapolita, vesuvianita, epidoto e calcita (Fig. 170). A sua coloração varia de branca a amarela, no entanto há ainda uma variedade preta devida à presença

de finas palhetas de molibdenita nos planos de clivagem. A composição média da scheelita é de 78,5% WO_3 , 19,3% CaO, 0,2% MgO e 0,5% MoO_3 .

Os sulfetos associados são, essencialmente, molibdenita, pirita, calcopirita e bornita. Os minerais acessórios são: magnetita, bismuto nativo e bismutinita. Esses sulfetos formam-se nas zonas de alteração tardia, em associação com os minerais da paragênese a zeólitas, e substituem tanto os silicatos primários (plagioclásio, anfibólio, diopsídio e granada) como os silicatos tardios (vesuvianita, epidoto) dos escarnitos.

Os escarnitos primários são rochas, que variam de mono a poliminerálicas, compostas de quartzo, feldspatos, anfibólios piroxênios e granadas, organizados em zonas mineralogicamente distintas, as quais formam as colunas metamórficas dos escarnitos (Fig. 170). Esses escarnitos formaram-se em condições P-T de 450-550°C e 2-3 kb.

Os escarnitos secundários são constituídos por diversos minerais formados a partir dos minerais primários e também dos protólitos, e mostram três paragêneses principais desenvolvidas sucessivamente (Salim, 1993):

- Escapolita-vesuvianita + epidoto-actinolita-flogopita-quartzo em condições P-T de 350-380°C e 2 kb;
- Epidoto-prehnita + calcita-quartzo em condições P-T de 310-240°C e 2 kb;
- Zeólita (chabazita e estilbita) + sericita-clorita-carbonatos (calcita-rodocrosita)-epidoto-quartzo em condições P-T de 200-300°C.

ESCARNITOS PRIMÁRIOS	PARAGÊNESES DOS ESCARNITOS SECUNDÁRIOS			ZONAÇÃO DOS SULFETOS-ÓXIDOS
	ESCAPOL.-VESUV.	EPIDOTO-PREHNITA	ZEÓLITAS	
HORNBLENDA	Flogopita Actinolita Epidoto	Epidoto	Cloritas	PIRITA ↓ CALCOPIRITA ↓ ↓ BORNITA ↓ MAGNETITA
PLAGIOCLÁSIOS	Epidoto Escapolita Epidoto Escapolita	Epidoto	Saussuritas	
CPX GRANADAS	Vesuvianita Calcita	Epidoto Prehnita Calcita	Zeólitas Calcita Epidoto	
QUARTZO	Quartzo Scheelita	Quartzo Scheelita Molibdenita Sulfetos (Fe, Mo, Cu)	Quartzo Scheelita → Ferberita Molibdenita → Powelita Sulfetos → Magnetita Bismuto → Bismutinita	

Fig. 170 – Paragêneses dos escarnitos primários e secundários de Brejuí (segundo Salim, 1993).

Na Mina de Brejuí, as pesquisas das inclusões fluidas, realizadas por Salim (1993), no estudo sobre as paragênese dos escarnitos secundários, mostram que tais escarnitos se desenvolveram num sistema hidrotermal caracterizado pela circulação de fluidos carbônicos, aquocarbônicos e aquosos. As inclusões mais ricas em CO₂ são associadas à paragênese escapolita-vesuvianita. Progressivamente, os escarnitos secundários tornam-se enriquecidos em inclusões aquocarbônicas e aquosas nas paragêneses a epidoto-prehnita e zeólitas. Esse enriquecimento é acompanhado pelo aumento progressivo da salinidade que fica, entretanto, inferior à salinidade dos escarnitos primários (Fig. 170). A mineralização de scheelita-fluorita-sulfetos ocorre preferencialmente em associação com a paragênese epidoto-prehnita, e acompanha a diminuição da temperatura e da pressão de CO₂ no sistema hidrotermal, bem como o aumento paralelo da pressão de H₂O.

3.6.2.2 Província Aurífera

O ouro, conhecido na Faixa Seridó desde o século XIX, vem sendo explorado até hoje por garimpeiros e por pequenas companhias de mineração. As ocorrências mais importantes são conhecidas como São Francisco, São Tomé, Amarante, Serra dos Patos, Ponta da Serra, Faxeiro Chorão, Bomfim e Itajubatiba (Fig. 168). Todas elas são associadas à zonas de cisalhamento NNE de segunda ordem e/ou ao sistema de fraturas relacionado a esses cisalhamentos subsidiários do Lineamento Patos regional (Legrand *et al.* 1996, 1993).

Geralmente, as mineralizações são associadas a veios de quartzo de pequeno porte, com espessura que vai de centimétrica a métrica, paralelos à foliação milonítica ou preenchendo fraturas extensionais. São alojados em litologias diversas, tais como micaxistos, gnaisses, granitos, ortognaisses e rochas calcissilicatadas. A paragênese é dominada pelo quartzo em associação com sulfetos (pirita, calcopirita, galena, pirrotita, bornita e molibdenita) e com turmalina. A Jazida de São Francisco (Ferran, 1988), que contém 1,75 t Au, é associada a veios de quartzo boudinados encaixados nos micaxistos Seridó, e ilustra bem esse tipo de mineralização. Nesse depósito, o hidrotermalismo provocou a formação de faixas centimétricas a métricas de associações minerais definidas como zonas a cordierita-andalusita e silimanita-muscovita. A zona da silimanita-muscovita, que está ligada às faixas mais deformadas dos cisalhamentos, hospeda a mineralização de ouro com sulfetos associados em veios de quartzo. As condições P-T foram avaliadas em 565°C e 3,5-3,0 kb (Silva e Legrand, 1996).

Um outro tipo de depósito (Legrand *et al.* 1996; Melo e Legrand, 1993, 1996) encontra-se hospedado em escarnitos sem desenvolvimento de veios de quartzo, como em Itajubatiba (Au) e em Bomfim (Au-W-Mo). Nesses depósitos a precipitação do ouro é posterior à formação dos escarnitos e da mineralização W-Mo. O ouro associa-se a sulfetos, como pirita, pirrotita e calcopirita predominantes, com proporções menores de molibdenita e bismutinita, que preenchem fraturas relacionadas ao evento cisalhante em regime rúptil-dúctil.

A individualização das mineralizações auríferas é intimamente associada à percolação de fluidos hidrotermais originados pelo magmatismo granítico da região e pelo metamorfismo regional, através das zonas de fraqueza relacionadas ao evento cisalhante brasileiro.

Ao sul do Lineamento Patos, a Faixa Cachoeirinha-Salgueiro apresenta as mesmas características com zonas de cisalhamento orientadas NE-SW e ESE-WSW, que controlam os principais distritos auríferos (Melo *et al.* 1996) denominados Itapetim, Boqueirão dos Cochos, Cachoeira de Minas e Surita. As mineralizações são hospedadas em veios de quartzo, centimétricos a métricos, geralmente paralelos à foliação principal. Juntamente com o quartzo aparecem proporções menores de sulfetos, tais como pirita, pirrotita, calcopirita e galena.

3.6.2.3 Província Pegmatítica

A Província Pegmatítica sobrepõe-se em grande parte à Província Scheelitífera (Fig. 171), e é constituída por mais de quatrocentos corpos mineralizados em tantalita/columbita e berilo, além de cassiterita, turmalina, água-marinha, espodumênio, mica, feldspato, quartzo e caulim (Silva e Dantas, 1997). Esses pegmatitos, que foram intensamente explorados para minerais estratégicos durante a Primeira e Segunda Guerras Mundiais, foram classificados como:

- i) Pegmatitos homogêneos, geralmente estéreis, tabulares ou dômicos, dominados por quartzo, feldspato e micas regularmente distribuídos, em contato brusco com as rochas encaixantes;
- ii) Pegmatitos heterogêneos, lenticulares, arredondados ou em formas de disco achatado, os quais apresentam uma estrutura zonada em quatro zonas distintas:
 - Zona I – com espessura geralmente inferior a 1 m, caracterizada pela abundância da muscovita em placas, associada principalmente a quartzo e a algum feldspato, com cristalização em forma de pente, e a minerais acessórios mais comuns, como afrisita, cassiterita e granada;

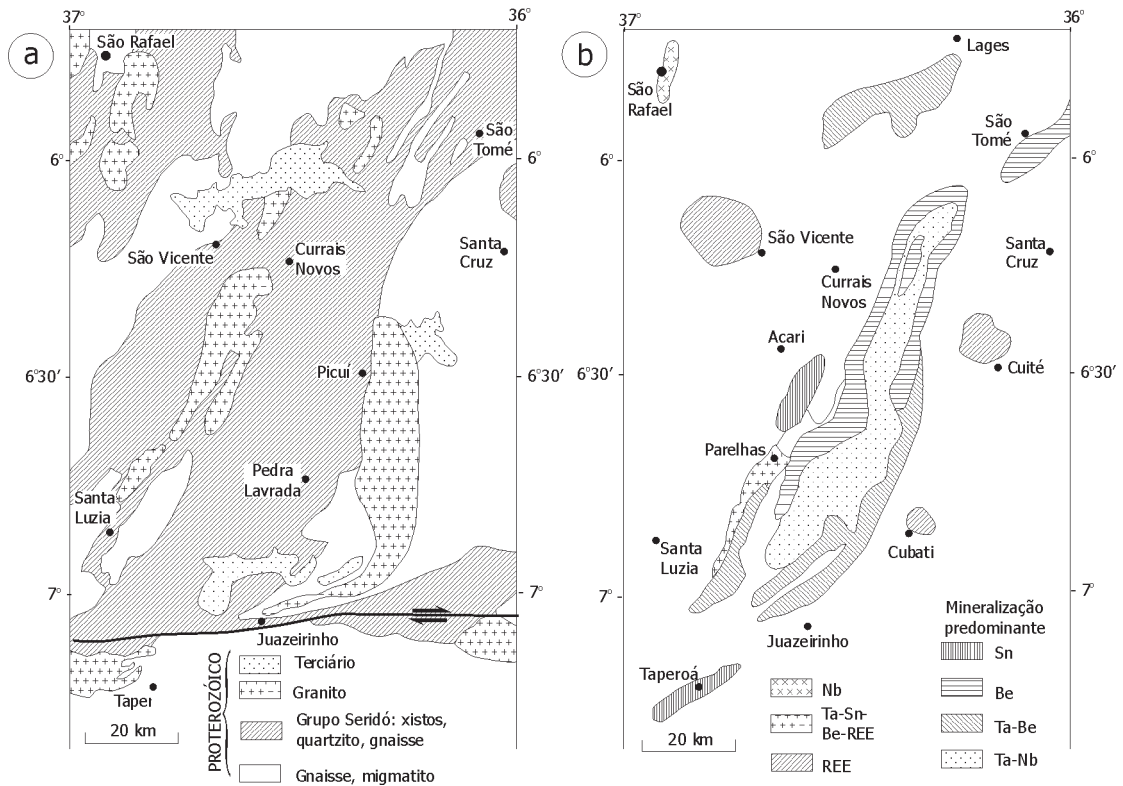


Fig. 171 – (a) Mapa geológico da Província Pegmatítica de Seridó (segundo Silva e Dantas, 1997), e (b) distribuição da mineralização predominante relacionada a pegmatitos (segundo Silva e Dantas, 1997).

- Zona II – de maior volume e constituída essencialmente de quartzo e feldspato com intercrescimentos gráficos frequentes;
 - Zona III externa – marcando a passagem gradual com a zona anterior, apresentando turmalina e granada;
 - Zona III interna – caracterizada pelo microclínio pertítico em cristais gigantes, onde se encontram os cristais de berilo, tantalita, espodumênio e outros;
 - Zona IV – constituída por um núcleo de quartzo maciço de cores variadas (róseo, hialino, leitoso, cinza, azul, etc.), regular ou irregular em relação ao corpo de pegmatito;
- iii) Pegmatitos mistos, intermediários entre os dois tipos anteriores, com bolsões de quartzo isolados, em vez de núcleo bem individualizado, e com mineralização disseminada.

Nos pegmatitos heterogêneos e mistos, freqüentemente se observa processo de albitização (clevelandita) acompanhada por formação de micas, bem como a mineralização de Sn e Li; enquanto a turmalinização ocorre numa faixa

de alguns centímetros de espessura, no contato com as encaixantes.

A grande maioria dos pegmatitos da província é mineralizada em tantalita, columbita e berilo. Essa associação (Nb-Ta-Be) é também encontrada nos pegmatitos onde domina a paragênese espodumênio-cassiterita (Li-Sn), o que permite classificar a província como essencialmente tantalífera-berilífera. Outras características de tal província são a ocorrência de bismuto nativo, bismutinita, e a presença de gemas como turmalinas e águas-marinha (Tenente Ananias).

A distribuição dos corpos de pegmatitos em razão do seu conteúdo mineral (Fig. 171) permite individualizar, na porção central da província, um núcleo central, onde predominam as paragêneses com Ta-Be, além de evidenciar a existência de distritos isolados com características próprias.

A gênese dos pegmatitos é relacionada às intrusões graníticas alcalinas, tardi a pós-tectônicas, e à atividade pneumatólítico-hidrotermal que envolve essas intrusões datadas em 555Ma.

3.6.3 Distrito Pegmatítico de Solonópole

Na região de Solonópole (Roberto, 1997), perto de Quixeramobim (CE), os granitos-gnaisses do embasamento são intrudidos por uma série de maciços graníticos e granodioríticos, com hornblenda e biotita, relacionados à fase magmática Ubajara, datada em 650 ± 50 Ma. Numerosos filões de pegmatitos recortam as diferentes unidades, apresentando-se concordantes com a foliação regional NE-SW sobre uma extensão da ordem de 3 km. Esses pegmatitos são mineralizados em berilo, columbo-tantalita, cassiterita e água-marinha, esta última intensamente explorada por garimpeiros.

Algumas ocorrências de esmeralda são conhecidas perto de Coqui, no contato dos pegmatitos com os talco e tremolita xistos da seqüência vulcano-sedimentar do embasamento, onde se desenvolve a metassomatose, mais ou menos intensa, com formação de plagioclasito no centro e de flogopitito nas bordas, nos quais se concentram as esmeraldas que, às vezes, são acompanhadas por apatita.

3.6.4 Depósito de Urânio de Itataia

A Jazida de Itataia, situada no município de Santa Quitéria, a 220 km de Fortaleza (CE), encontra-se associada a uma seqüência metamórfica constituída por migmatitos na base, sotopostos a quartzitos e gnaisses capeados por calcários cristalinos, denominada Grupo Itataia (Mendonça *et*

al. 1985), e atribuída ao Paleoproterozóico. É cortada por corpos graníticos e pegmatíticos brasileiros. A mineralização uranífera (Fig. 172) é associada a epissienitos, os quais resultam do metassomatismo sódico sofrido pelos gnaisses (Netto, 1984). É constituído por colofanito maciço, por *stockwork* de colofanito preenchendo fraturas dos mármore, e por brechas carbonosas (Mendonça *et al.* 1985). O colofanito é composto por fluorapatita microcristalina, límpida, e de esfeluritos com estrutura fibrorradial, intimamente associados a massas de colofana criptocristalina. A idade da mineralização é considerada brasileira a cambro-ordoviciana. As reservas medidas são de 79,5 Mt de minério com 11% P_2O_5 e 1.000 ppm U_3O_8 . Essa jazida é muito semelhante aos depósitos de Espinharas, na Paraíba (Santos e Anacleto, 1985). Pode ser relacionada às intrusões graníticas anelares do tipo Itape ruaba, datadas entre 550 e 450 Ma, as quais apresentam processo de albitização acompanhado por mineralização uranífera (Haddad, 1981; Haddad e Leonardos, 1981).

3.7 As Faixas Paraguai e Araguaia

A identificação dessa faixa dobrada, que bordeja o Cráton Amazônico sobre uma extensão superior a 2.500 km, foi feita inicialmente por Barbosa *et al.* (1966) e Almeida (1967). Apesar de constituírem um elemento tectônico marcante em aparente continuidade, as faixas Paraguai e Araguaia provavelmente representam duas unidades independentes com histórias sedimentar e tectônica distintas.

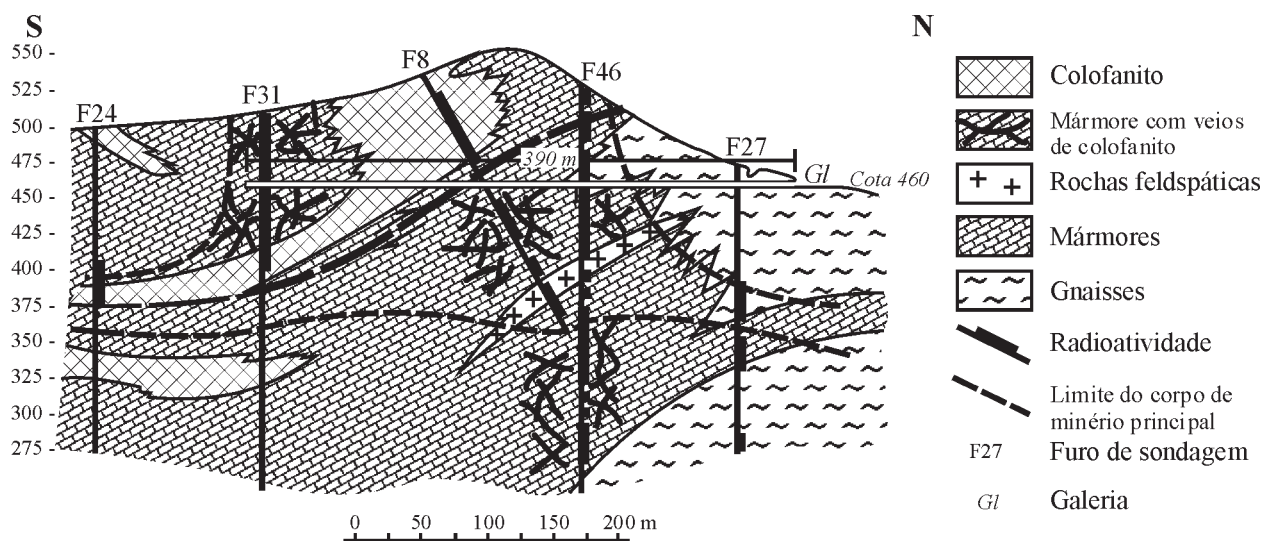


Fig. 172 – Seção geológica do Depósito de Itataia (segundo Forman e Waring, 1981).

3.7.1 Faixa Araguaia

A Faixa Araguaia (Hasui e Costa, 1990; Hasui *et al.* 1994; Abreu *et al.* 1994), que se estende segundo uma direção norte-sul com mais de 1.000 km de comprimento e 150 km de largura, é dividida em dois domínios principais (Fig. 173):

- A zona interna, ocupada pelo Grupo Estrondo, composta de gnaisses, micaxistos e quartzitos, é caracterizada pela aparição do embasamento no centro de uma série de estruturas dômicas (ex: Domos de Colmeia, Xambioá e Lontra);
- A zona externa, representada pelo Grupo Tocantins, constituído essencialmente por psamitos e filitos.

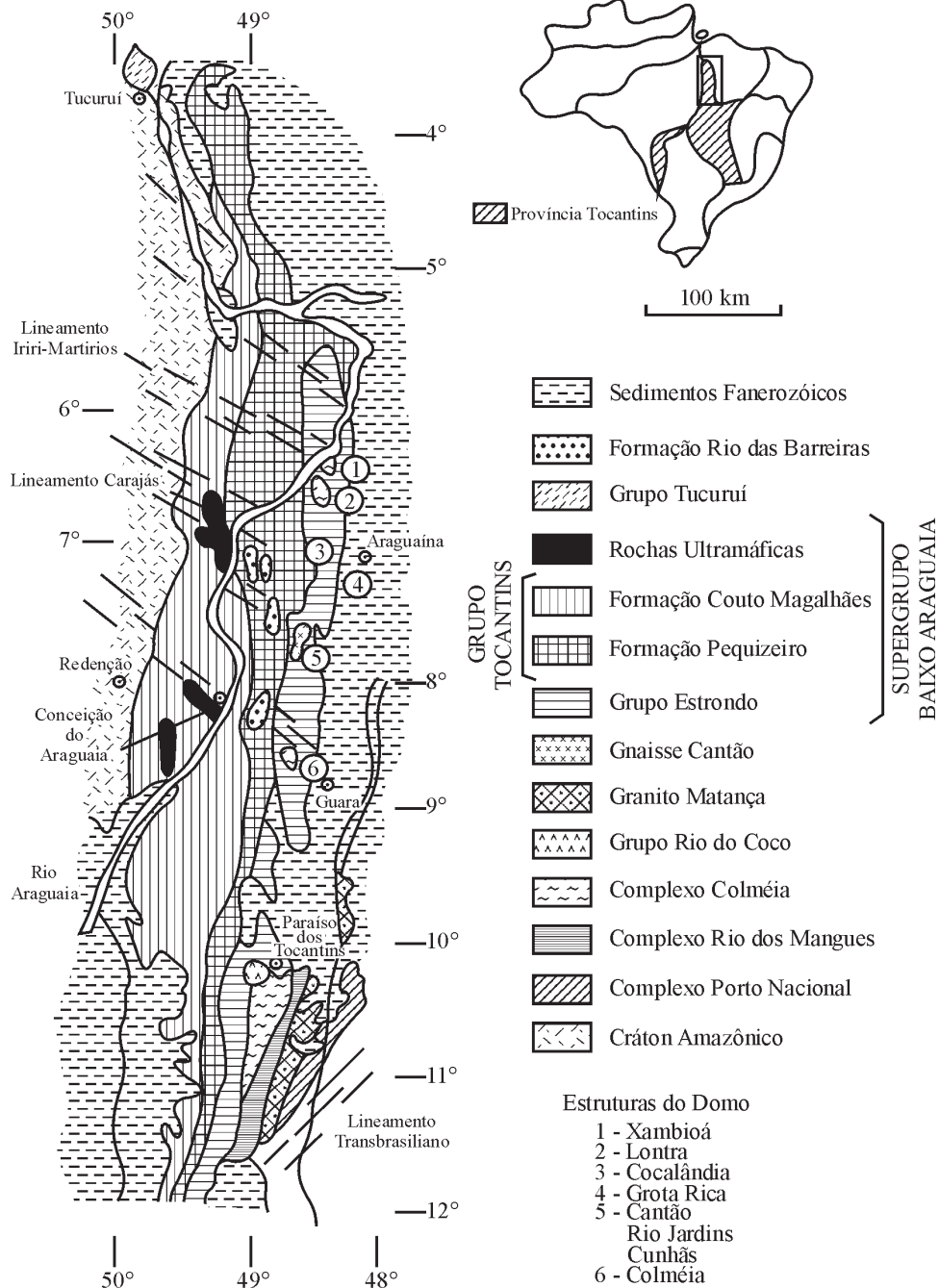


Fig. 173 – Mapa geológico simplificado da Faixa Araguaia (segundo Costa *et al.*, 1988).

O limite entre a zona externa e o Cráton Amazônico é marcado pelo lineamento Tocantins-Araguaia, com mais de 700 km de extensão, o qual é sublinhado por uma série de corpos máfico-ultramáficos que representariam fragmentos de ofiolitos (Gorayeb, 1989; Souza *et al.* 1995). Dois eventos tectônicos principais afetaram a Faixa Araguaia: o primeiro é evidenciado por uma compressão regional com vergência para noroeste; o segundo é caracterizado por estruturas cisalhantes dúctil-rúpteis orientadas norte-sul. Nessa faixa, os prospectos mais importantes são relacionados aos metais bases associados aos corpos ofiolíticos (Teixeira, 1996; Kotschoubey *et al.* 1996a).

3.7.2 Faixa Paraguai

A Faixa Paraguai, desenvolvida durante o Vendiano (650-550Ma), apresenta uma zonation sedimentar e tectônica bem evidenciada por Almeida (1945, 1964), Alvarenga e Trompette (1992, 1993). De oeste para leste, distinguem-se:

- Zona cratônica, subhorizontalizada;
- Zona pericratônica, caracterizada por um dobramento holomórfico de grande amplitude e extensão;
- Zona bacinal profunda, metamórfica, com vergência para oeste.

Regionalmente, a estratigrafia da Faixa Paraguai é dividida, da base para o topo, em três unidades:

- a) Formação Puga, de origem glacial, cujos equivalentes laterais correspondem ao Grupo Jangada, na zona de talude com deposição de turbiditos glacimarinhos proximais, e ao Grupo Cuiabá, com sedimentação de turbiditos distais e pelitos bacinais;
- b) Grupo Corumbá, essencialmente carbonático com calcários e dolomitos;
- c) Grupo Alto Paraguai, composto predominantemente de arenitos e arcósios.

Historicamente, os filitos do Grupo Cuiabá são famosos por apresentar numerosas ocorrências e pequenos depósitos de ouro associados a veios hidrotermais (Alvarenga, 1990) e a concentrações superficiais de origem laterítica.

Os únicos depósitos de grande porte conhecidos são as jazidas de Fe-Mn da região de Corumbá.

3.7.2.1 Distrito Fe-Mn de Urucum

O Gráben de Corumbá (Fig. 174) situa-se na junção da Faixa Paraguai com o aulacógeno Chiquitos-Tucavaca, o qual separa

o Cráton Amazônico do Bloco Apa (Litherland *et al.* 1986). Nesse ambiente extensional (Haralyi e Walde, 1986), o gráben é preenchido pelos sedimentos do Grupo Jacadigo, que é dividido em três formações (Dorr, 1945; Walde *et al.* 1981): Fm. Urucum, basal, de cor esverdeada, conglomerática e arco-siana; Fm. Córrego das Pedras, intermediária e constituída por conglomerados e arcósios avermelhados enriquecidos em hematita; Fm. Band'Alta ou Santa Cruz, formada por jaspilitos com horizontes de manganês intercalados. Ao norte e ao sul, o Grupo Jacadigo é recoberto pelos sedimentos carbonáticos do Grupo Corumbá.

Os conglomerados e arcósios da Fm. Urucum representam sedimentos de piemonte ao longo das escarpas de falhas que limitam o gráben. A sedimentação dos jaspilitos, assim como a das camadas de manganês, é tida como de origem química, com a precipitação alternada de bandas de óxidos de ferro e de sílica. Entretanto, essa seqüência de jaspilitos encontra-se intercalada por inúmeros horizontes de diamictitos e arcósios com estruturas gradacionais, intensamente transformados e substituídos, parcial ou totalmente, por óxidos de ferro e sílica, o que comprova a permanência da sedimentação siliciclástica durante a sedimentação química na forma de turbiditos e fluxos gravitacionais subaquosos (Dardenne, 1998; Trompette *et al.* 1998). Essas observações contrariam a hipótese que relaciona a presença dos diamictitos a uma sedimentação glacimarinha, e favorecem o controle tectônico dos depósitos siliciclásticos. Os jaspilitos puros, formados unicamente por precipitação química alternada de hematita e sílica, situam-se na porção superior de seqüências rítmicas que mostram, da base para o topo, diamictitos e conglomerados hematíticos, arcósios hematíticos com estruturas gradacionais, folhelhos hematíticos e, por fim, jaspilitos puros finamente laminados, os quais apresentam uma fácies ocelar devida aos numerosos pequenos nódulos rosados de sílica, colorida por uma poeira de hematita. Durante a alteração supergênica, esses nódulos são preferencialmente lixiviados, conferindo, assim, um aspecto vacuolar muito particular a esses jaspilitos. As camadas de manganês, formadas essencialmente por criptomelana e, localmente, por braunita, apresentam-se na forma laminada, como no Morro do Urucum, ou então na forma nodular, numa matriz caulínica e arenosa, como no Morro do Rabicho. O conjunto desses dados permite interpretar a mineralização de ferro e de manganês como resultado da precipitação química desses elementos e da sílica a partir de fluidos hidrotermais sedimentar-exalativos (tipo Sedex), oriundos das circulações convectivas de grande amplitude provocadas pela formação do rifte

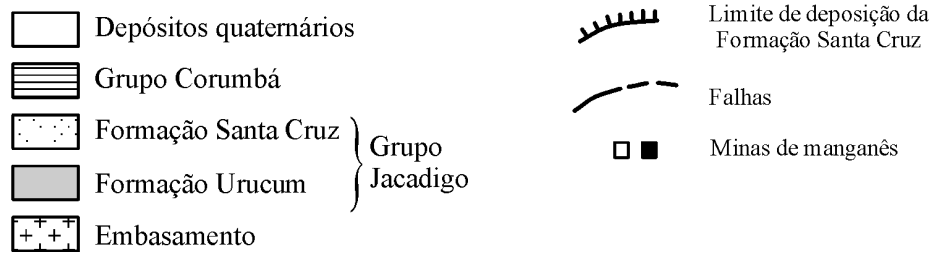
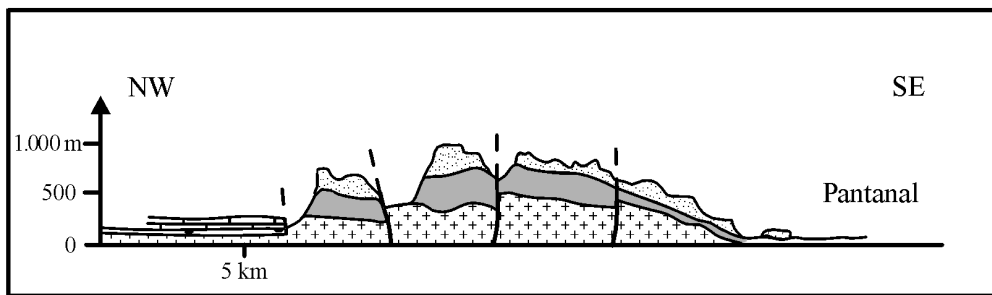
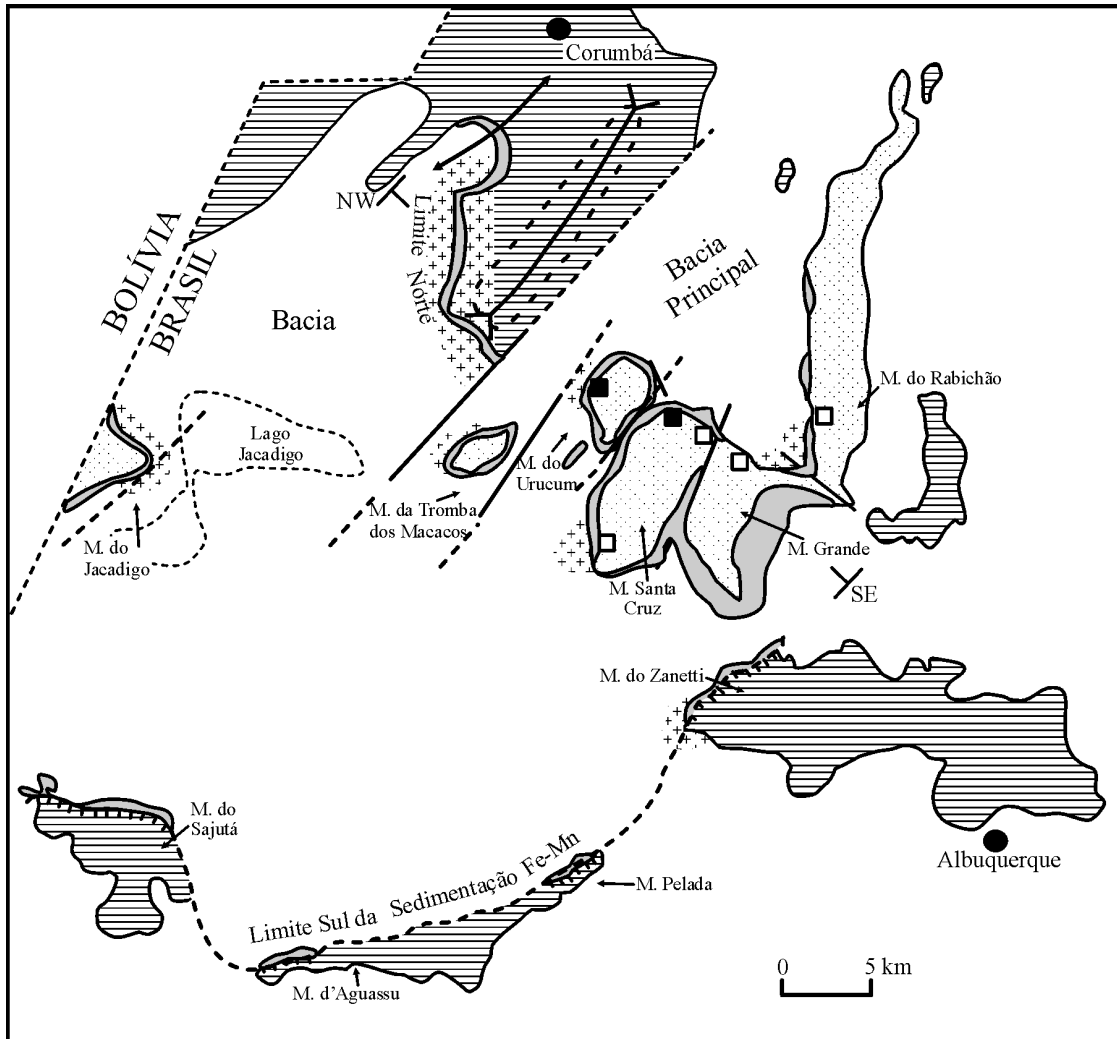


Fig. 174 – Mapa geológico e seção geológica do sistema de Gráben Corumbá (segundo Haraly e Walde, 1986).

(Fig. 175), conduzindo à lixiviação dos basaltos associados a uma intumescência do manto superior abaixo do Gráben de Corumbá (Dardenne, 1998). Os depósitos Fe-Mn de Urucum assemelham-se, por suas características e idade, aos depósitos do tipo Rapitan descritos na literatura internacional (Maynard, 1991; Young, 1988).

3.7.2.2 Depósitos de ouro do Grupo Cuiabá

Os depósitos de ouro da Baixada Cuiabana, historicamente explorados por garimpeiros desde o século XVIII, e também por pequenas companhias de mineração, nas áreas conhecidas como Jardim Itália, Garimpo do CPA, Garimpo do Mineiro, Mineração Casa de Pedra e Garimpo do Abdala. Esses depósitos são associados a veios de quartzo que ocorrem em metassedimentos de baixo grau, pertencentes ao Grupo Cuiabá e representados essencialmente por filitos, metassiltitos e quartzitos finos, os quais formam turbiditos distais.

Três gerações principais de veios de quartzo foram identificadas por Alvarenga *et al.* (1990):

- i) Os veios precoces são dobrados concordantemente com a primeira fase de deformação D_1 , que apresenta eixos de direção N60 a N45E;
- ii) Os veios da segunda geração são paralelos à clivagem regional S_1 , com atitudes entre N45E/50NW e N60E/35NW;
- iii) Os veios tardios são subverticais, com direção N125E transversal às direções anteriores, e associados à última fase de deformação D_4 .

Esses veios, auríferos na parte oriental da província (Alvarenga *et al.* 1990; Silva, 1999), são compostos essencialmente de quartzo (98-95%) associado a carbonatos, biotita, clorita, albita, muscovita, pirita, hematita e magnetita.

Os estudos de inclusões fluidas, desenvolvidos por Alvarenga *et al.* (1990), mostram inclusões carbônicas, aquo-carbônicas com CH_4 e N_2 , e aquosas. As inclusões ricas em CO_2 são restritas às áreas onde o grau metamórfico é mais alto, as quais coincidem com os distritos auríferos. As inclusões aquo-carbônicas homogeneizam-se entre 300 e 400°C, enquanto as inclusões aquosas indicam temperaturas compreendidas entre 130 e 260°C. Nas áreas mineralizadas, os diferentes tipos de inclusões fluidas aparecem nas três gerações de veios de quartzo, o que indica que os fluidos capturados são relacionados aos eventos metamórficos (Alvarenga *et al.* 1990).

Nas minerações Tetron e Casa de Pedra, Alvarenga e Gaspar (1992) evidenciaram que os veios de quartzo mine-

ralizados em ouro preenchem fraturas NW, perpendiculares à estruturação regional que segue a orientação NE. Esses veios, que são caracterizados, em superfície, por massas caulinizadas, revelaram-se, em furos de sonda, de natureza albítica e potássica. Os veios são constituídos por ortoclásio, carbonatos (dolomita, ankerita e série siderita/magnesita), cloritas, biotitas magnesianas, albita e quartzo, e envolvidos por uma zona de alteração hidrotermal, rica em carbonatos da série siderita/magnesita. Os minerais acessórios são: apatita, rutilo, monazita e sulfetos (pirita predominante). As inclusões fluidas do quartzo revelam a presença de fluidos aquo-carbônicos com quantidades variáveis de CO_2 , CH_4 e N_2 , com temperaturas de homogeneização variando de 280 a 350°C, além da presença de fluidos ricos em CH_4 - N_2 , e fluidos aquosos tardios com baixa salinidade (5 a 8% eq. peso NaCl) e temperatura de homogeneização em torno de 160°C. Os estudos da paragénes mineral mostram que, a um estágio potássico inicial, sucederam carbonatação, albitização e silicificação (quartzo). Os fluidos ricos em metano identificados na região de Nossa Senhora do Livramento, onde se situa a Mineração Tetron, não se encontram na Mineração Casa de Pedra.

No Distrito de Nova Xavantina, a importante mineralização aurífera do Garimpo de Araés encontra-se em veio de quartzo subvertical de grande dimensão (3 km x 4,5 km), associado à zona de cisalhamento transcorrente dextral, de orientação ENE-WSW, e encaixado em seqüência vulcano-sedimentar correlacionada ao Grupo Cuiabá. Essa seqüência compreende metavulcânicas e metavulcanoclásticas, de composição máfica a intermediária, intercaladas com *cherts* e BIFs na base, enquanto a porção superior é dominada por metassedimentos pelíticos e psamíticos. Junto aos BIFs e às metavulcânicas, foi observada uma mineralização considerada singenética, com pirita, magnetita, galena e ouro.

A mineralização hidrotermal associada ao veio de quartzo é composta de pirita, calcopirita, bornita, galena, esfalerita e ouro, e relacionada a uma remobilização tectônica da mineralização preexistente. Os estudos de inclusões fluidas no quartzo e na esfalerita (Martinelli, 1998), mostram inclusões aquo-carbônicas, com presença de CH_4 e N_2 , salinidade baixa ($\approx 3,33$ a 0,2% eq. peso NaCl), temperatura de homogeneização vizinha de 300°C, e pressão em torno de 4,0 kb.

A mineralização foi classificada como do tipo *Lode* mesotermal, e relacionada à evolução tectonotermal da Seqüência Vulcano-Sedimentar Araés, ocorrida durante o Evento Brasileiro.

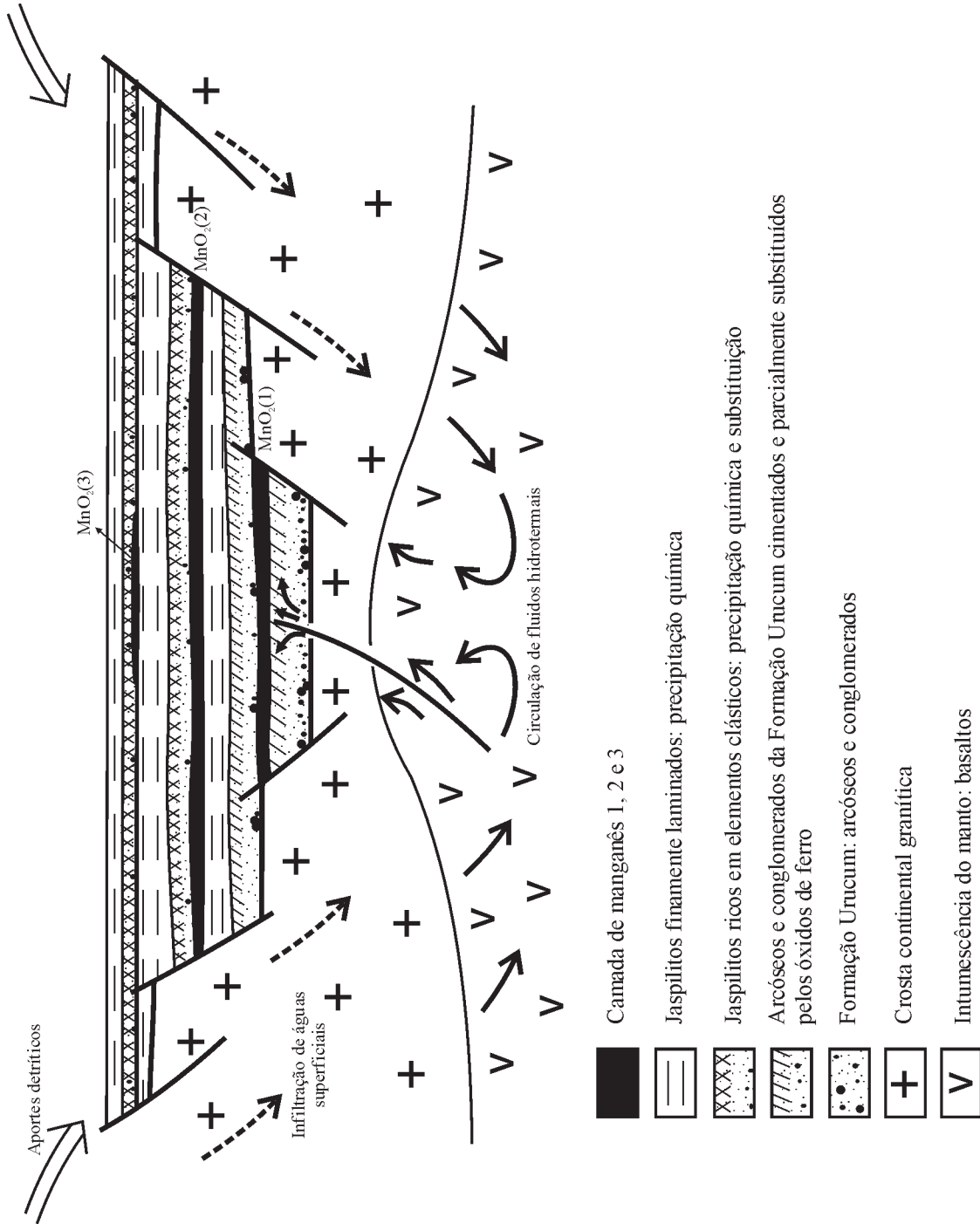


Fig. 175 – Modelo sedimentar-exalativo para a formação dos depósitos Fe-Mn de Urucum-MS (segundo Dardenne, 1998).

DURANTE O FANEROZÓICO (Fig. 176), a evolução da Plataforma Sul-Americana foi dominada: no Paleozóico, pela individualização das enormes sinéclises intracratônicas representadas pelas bacias do Amazonas-Solimões, do Parnaíba e do Paraná, onde a sedimentação se inicia no Siluro-Ordoviciano e termina no final do Permiano (Milani e Zalán, 1999); no Mesozóico, pelo preenchimento final das bacias do Amazonas, do Parnaíba e do Paraná, e pelos processos de rifteamento que presidiram a abertura do Atlântico Norte no Triássico-Jurássico, bem como a do Atlântico Sul, no Cretáceo, conduzindo à formação das bacias da margem continental brasileira, bem como à formação das bacias interiores cretácicas isoladas na Região Nordeste do Brasil; no Cenozóico, pela alteração laterítica que atuou na Plataforma Sul-Americana desde o início do Terciário, pela sedimentação marinha que ocorreu nas bacias marginais brasileiras, e pela sedimentação continental originada da atividade dos rios.

4.1 O Paleozóico

Os mecanismos que provocaram, durante o Siluro-Ordoviciano, o início da subsidência nas bacias Amazonas-Solimões, Parnaíba e Paraná não são bem conhecidos e geralmente são relacionados a processos de extensão crustal, de depressão flexural e/ou de reativação de protoriftes no embasamento, os quais coincidem com os depocentros observados nessas bacias (Milani e Zalán, 1999). No caso da Bacia do Paraná, as fases de subsidência coincidem com as principais fases orogênicas paleozóicas da cadeia andina, refletindo, assim, uma resposta intraplaca a uma geodinâmica maior na margem sul-ocidental do Gondwana (Milani e Ramos, 1998).

Os recursos minerais registrados nas bacias paleozóicas (Fig. 176) restringem-se às ocorrências de ferro oolítico,

no Devoniano, das bacias do Amazonas, do Parnaíba e do Paraná; aos depósitos de potássio associados aos evaporitos do Permocarbonífero, na Bacia do Amazonas; e aos depósitos de carvão, xistos betuminosos e urânio nos sedimentos do Permiano na Bacia do Paraná. É importante salientar a existência de jazimentos de gás e óleo na Bacia de Solimões, de ocorrências de gás na Bacia do Paraná, como também a presença de enormes reservatórios de águas subterrâneas nas três bacias.

4.1.1 Depósitos de ferro oolítico

O minério de ferro oolítico caracteriza-se pela textura oolítica e pela ausência do bandamento silicoso presente nas Formações Ferríferas Bandadas (BIFs). O minério de teor baixo contém, em média, 31 a 37 % Fe, 0,06 % P, 0,008% V, e de 0,1 a 0,5% Mn, com teores relativamente altos de elementos alcalino-terrosos.

Os depósitos de ferro oolítico são característicos do Fanerozóico, sendo classificados como de tipo Clinton (Siluriano), nos Estados Unidos, quando associados a seqüências clásticas; e de tipo Minette (Jurássico e Cretáceo), na região de Lorraine, França, quando associados a seqüências carbonáticas. Outras ocorrências de ferro oolítico são registradas no Carbonífero e no Devoniano da Europa (Inglaterra e Alemanha).

Esse tipo de depósito de ferro é de grande importância histórica, haja vista ter fornecido o minério para a siderurgia que constituiu a base do desenvolvimento industrial europeu, no final do século XIX e no início do século XX. Atualmente foi totalmente suplantado pelo minério originado da exploração das formações ferríferas bandadas (BIFs) do Pré-cambriano, cujos teores e volumes são incomparavelmente mais elevados.

As ocorrências de ferro oolítico no Brasil parecem restritas ao Devoniano Médio das bacias do Parnaíba, do

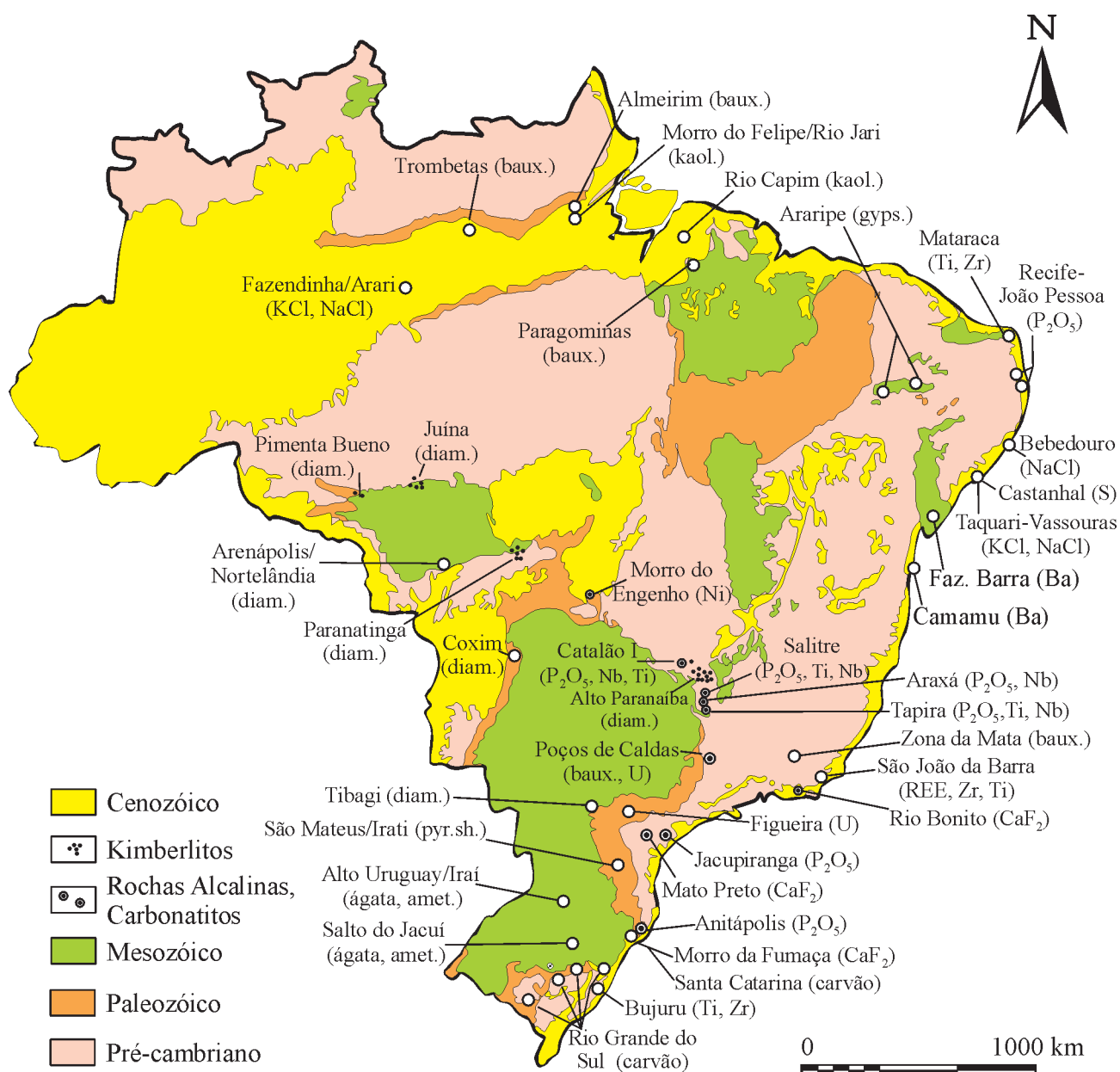


Fig. 176 – Distribuição dos principais depósitos minerais fanerozóicos no Brasil (segundo Schobbenhaus e Campos, 1984; e outras fontes referidas no texto). Abreviações: amet. – ametista; baux. – bauxita; diam. – diamante; gyps. – gipsita; kaol. – caulim; pyr.sh. – folhelhos pirobetuminosos; ETR – Terras Raras.

Amazonas e do Paraná, consistindo num importante guia litoestratigráfico na evolução dessas bacias, e num evento caracterizador de uma época metalogênica do Fanerozóico.

4.1.1.1 Depósito de Paraíso do Norte-Miracema na Bacia do Parnaíba

As ocorrências de ferro oolítico aparecem ao longo da BR-153 (Belém-Brasília), entre as cidades de Paraíso do Norte e Miracema (TO), na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, junto à porção basal da Formação Pimenteiras (Devoniano Médio e Superior), a qual se sobrepõe, em discordância, tanto o embasamento granito-gnáissico como a Formação Serra Grande (Siluriano). É sobreposta discordantemente pela Formação Cabeças (Carbonífero), considerada de origem glacial.

Essas ocorrências, descobertas pela Metago em 1974, foram descritas inicialmente por Ribeiro e Dardenne (1978), e detalhadamente estudadas por Ribeiro (1984). O minério de ferro situa-se na porção inferior da Formação Pimenteiras, e ocorre sob a forma de diversas subfácies com teores de Fe variáveis de 11 a 47,2%.

O minério de ferro é constituído por *pellets* de hidróxidos de ferro (goethita) predominantes, raros oólitos de goethita, às vezes parcialmente substituídos pela chamosita, e oólitos de chamosita abundantes, geralmente deformados com formas elipsoidais acentuadas. O núcleo dos oólitos é freqüentemente ocupado por um grão de quartzo detrítico geralmente bem arredondado, e mais raramente por um grão de mineral opaco ou de carbonato com fosfato associado. Às vezes não há núcleo bem definido no centro dos oólitos.

Os oólitos de goethita são em geral mais bem classificados, com formas esféricas e ovóides, e ocorrem em sedimentos que mostram abundantes estratificações cruzadas. Essas observações levam a interpretar os oólitos de goethita como formados por acreção em ambiente agitado e oxidante, e representantes de verdadeiros oólitos (James e Van Houten, 1979). A presença de hematita é relativamente rara, e representa uma evolução da goethita por desidratação: $\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{FeO} \cdot \text{OH} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$

Os oólitos de chamosita mostram formas elipsoidais mais achatadas, com laminações concêntricas assimétricas. Em alguns casos, esses oólitos são totalmente deformados pela compactação. Freqüentemente se observa o desenvolvimento da chamosita sobre o núcleo de quartzo detrítico, processo esse acompanhado por corrosão muito característica deste último. Entre os *pellets* é possível notar o desenvolvimento de um cimento de chamosita com a cor verde-clara bem característica.

Essas observações levam a interpretar os oólitos de chamosita como microconcreções precoces formadas em ambiente lagunar calmo e redutor: $\text{SiO}_2 + \text{goethita} + \text{Al} \rightarrow \text{chamosita}$

Uma característica da chamosita encontrada no minério de ferro oolítico é o seu teor elevado de alumínio que contrasta com o baixo teor deste elemento na greenalita dos BIFs (Maynard, 1983), a qual é mais estável para a composição da água do mar. O alto teor de alumínio do ambiente lagunar, que conduz à formação da chamosita, é relacionado à presença de argilas detríticas aluminosas nesse ambiente. Quando envolvidos em estratificações cruzadas, os oólitos de chamosita foram retrabalhados pelas correntes após sua formação.

A glauconita, freqüentemente presente nas rochas encaixantes dos depósitos do tipo Clinton, não aparece no minério de ferro oolítico, e nunca participa da textura oolítica. Trata-se também de um silicato rico em alumínio que provém provavelmente da evolução de esmectita-ilita aluminosa com enriquecimento em K, Fe e Mg. Indica um ambiente marinho mais profundo, distinto do ambiente costeiro da chamosita.

No Depósito de Paraíso do Norte-Miracema, a siderita é muito rara, ao contrário do que ocorre nos depósitos tipo Minette, nos quais ela se desenvolve como produto da diagênese em presença do carbonato e/ou matéria orgânica.

O minério de ferro oolítico de Paraíso do Norte-Miracema depositou-se num ambiente costeiro na borda de um continente aplainado, profundamente alterado. Suas principais fácies, identificadas por Ribeiro (1984), são: fácies de planície de maré com marcas de ondas, estruturas flaser e laminações planoparalelas; fácies lagunares onde se depositaram os *pellets* de hidróxidos de ferro e onde se formaram as microconcreções de chamosita, as quais são cortadas por canais de marés com conglomerados e arenitos conglomeráticos ferruginosos que apresentam concentrações de conchas (braquiópodes) na base; fácies de ilhas-barreiras com estratificações cruzadas e com oólitos de goethita; fácies de mar aberto caracterizada pelos folhelhos pretos da Formação Pimenteiras.

A paleogeografia (Fig. 177), reconstituída por Ribeiro (1984), é muito semelhante à dos modelos estabelecidos para os depósitos de Yorkshire, na Inglaterra, e Wabaná, na Austrália (Maynard, 1983).

4.1.1.2 Depósito de Jatapu

As ocorrências de ferro oolítico do Rio Jatapu (AM), afluente do Rio Uatumã, foram descobertas em 1961 e des-

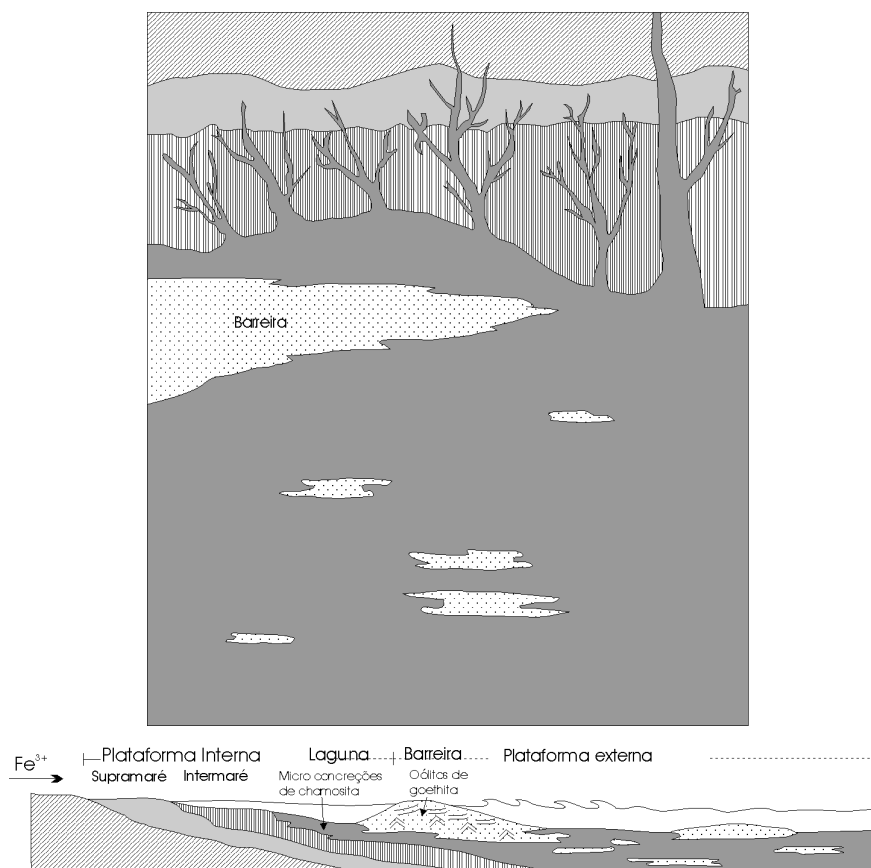


Fig. 177 – Modelo paleogeográfico da Formação Pimenteiras para a formação do Depósito de Ferro Oolítico de Paraíso do Norte-Miracema (segundo Ribeiro, 1984).

critas inicialmente por Façanha da Costa (1966) e por Hennies (1969), que resumiram as principais características do depósito. A camada de ferro oolítico, que pode atingir até 9 m de espessura, e deve pertencer ao Grupo Maecuru (Devoniano), é associada a arenitos quartzosos finos com estratificação paralela e cruzada, intercalados com siltitos argilosos micáceos. É constituída por oólitos esféricos e elipsoidais muito bem classificados (0,10 a 0,20 mm), com núcleo de quartzo ou outro mineral detrítico. A composição mineralógica é representada por goethita (mais comum), hematita e magnetita. O cimento é de goethita. Em virtude do enriquecimento supergênico, o teor em ferro do minério é alto (55,5%), com SiO_2 variando de 10 a 5%, P entre 0,3 e 1,2%, Al_2O_3 com média de 5,5% (0,5-9,9%).

4.1.1.3 Depósito de Garapu

O Depósito de Garapu descoberto por Hennies, em 1966, e resumidamente descrito pelo próprio em 1969, ocorre na

Serra do Roncador (Mato Grosso), onde fica recoberto pelos arenitos da Formação Aquidauana. Os oólitos ferruginosos, bem selecionados (0,20 a 0,50 mm), possuem forma esférica a elipsoidal, e são constituídos essencialmente por goethita. Foram depositados em ambiente costeiro agitado, evidenciado pela abundância das estratificações cruzadas.

4.1.2 Depósitos de potássio de Fazendinha e Arari no Médio Amazonas (Bacia de Solimões)

Na Bacia do Amazonas, do Siluriano até o fim do Devoniano, a sedimentação se deu com ingressão marinha, que ocorreu de leste para oeste. Após um período de emersão generalizada da bacia, aconteceu uma suave inclinação da bacia para oeste e, também, o soerguimento de sua parte oriental, o que provocou uma inversão no sentido da invasão marinha, vindo agora de oeste para leste, com a deposição de uma seqüência transgressiva (Fm. Monte Alegre

e Fm. Itaituba), seguida por um intervalo de restrição acentuada, caracterizado pela Seqüência Evaporítica da Fm. Nova Olinda, à qual são associados os depósitos de potássio de Fazendinha e de Arari. Essa formação faz a transição para os sedimentos continentais da Fm. Indirá (Permiano Superior). Nessa época, a bacia apresentava-se dividida, de oeste para leste, pelos altos de Iquitos, Carauari, Purus e Gurupá nas sub-bacias Juruá (ou Alto Amazonas) e Médio Amazonas (Fig. 178). Segundo Sad *et al.* (1982, 1997), a recorrência cíclica de fases de alta e de baixa salinidade, limitadas por folhelhos pretos ou por sais menos solúveis (calcários ou anidritas), permite dividir a seqüência evaporítica em onze ciclos (Fig. 179). O ciclo VII marca o período de isolamento mais eficiente da bacia evaporítica, com salmouras de alta concentração e deposição de halitas bandadas finamente cristalizadas, apresentando teores elevados de bromo (> 70 ppm), e culminando com a precipitação de sais de potássio e de magnésio na forma de cloretos e de sulfatos. O ciclo VII é truncado por aportes bruscos de águas continentais, o que torna o ambiente de caráter continental-lacustre.

Na área de Fazendinha, a camada mineralizada encontra-se subhorizontalizada em profundidades de 980 a 1.140 m, com espessura média de 2,7 m, os teores de KCl variando de 14,31 a 38,69% (média de 27%). A zona potássífera é dividida em três intervalos (Fig. 180):

- i) Intervalo inferior de silvinita branca leitosa, finamente laminada, passando transicionalmente a um pacote sotoposto de halitas finas bandadas, o que implica uma origem primária por precipitação química da silvinita. Possui espessura de 1 a 1,8 m, com 29,7% KCl.
- ii) Intervalo intermediário denominado zona dos sulfatos em razão da presença dos minerais kainita, kieserita, leonita, langbeinita, polihalita e anidrita associados a halita e a silvinita, o que implica uma invasão marinha com aporte de solução rica em cálcio e em sulfato. Possui espessura de 0,5 a 1,6 m, com 20% KCl.
- iii) Intervalo superior de silvinita grosseira vermelha, com níveis irregulares de anidrita e leitões descontínuos de halita. Essas feições, juntamente com a ausência de laminação, levam à interpretação de que o minério original foi a carnalita, a qual teria sofrido o processo de silvinitização a partir da lixiviação preferencial do magnésio, tornando-se, assim, a silvinita de origem secundária. Esse intervalo, que possui espessura de 0,80 m com 32% KCl, é recoberto por halita rósea grosseira.

As reservas medidas, *in situ*, para o Depósito de Fazendinha, são superiores a 520 Mt de minério com 28,8% KCl, permitindo uma recuperação de 36 Mt de KCl, enquanto as reservas do Depósito de Arari são da ordem de 659 Mt com 17,7% KCl.

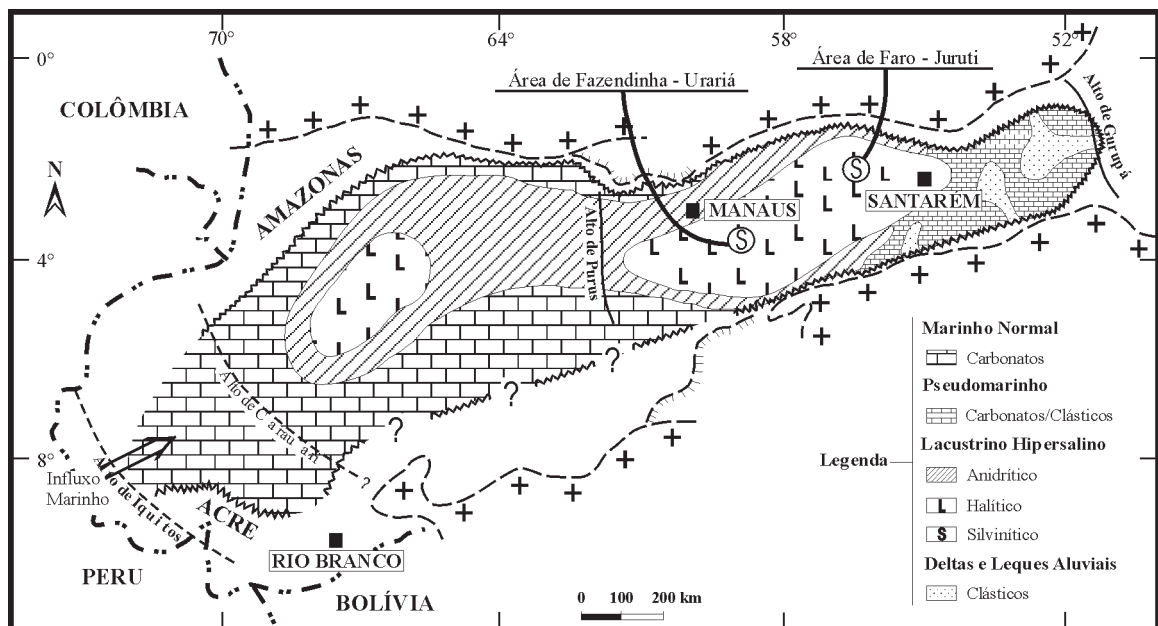


Fig. 178 – Paleogeografia da Bacia do Amazonas no Carbonífero, com a distribuição das fácies evaporíticas (segundo Sad *et al.*, 1997; Milani e Zalán, 1999).

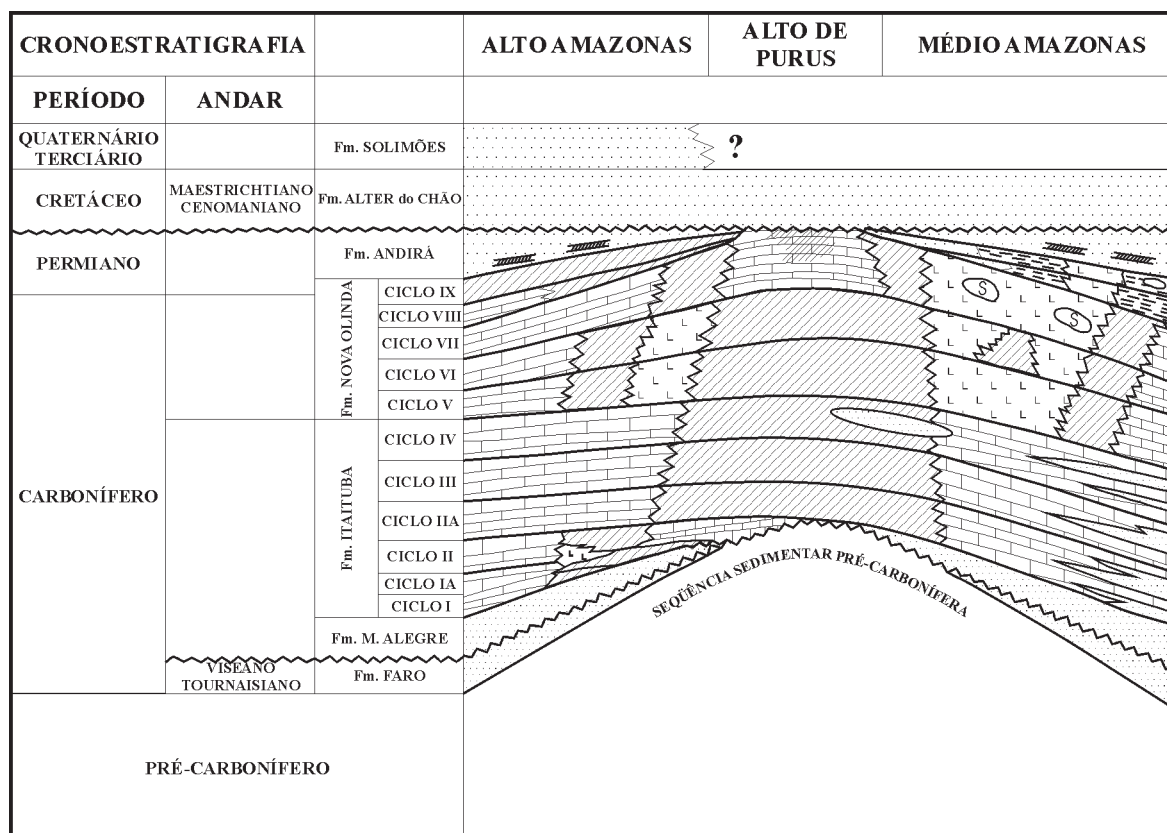


Fig. 179 – Cicloestratigrafia da Seqüência Evaporítica (segundo Sad *et al.*, 1997).

O modelo de deposição dos evaporitos nas bacias Solimões e Amazonas segue o exemplo clássico da invasão do continente por um golfo marinho em comunicação com um oceano. A divisão desse golfo em bacias múltiplas por altos do embasamento, como os de Iquitos, Caruari, Purus e Gurupá, permite a formação de salmouras cada vez mais concentradas de oeste para leste, bem como a precipitação dos sais de potássio e de magnésio em condições extremas de aridez e de salinidade. Nesse sentido, tal modelo é semelhante ao dos golfos evaporíticos de Zechstein, no Permiano da Europa, e de Muskeg-Prairie, no Devoniano do Canadá. Neste último caso, é importante salientar a existência de jazimentos de gás e óleo, assim como a existência de grandes depósitos Pb-Zn (*Pine Point*) do tipo MVT associados às plataformas carbonáticas desenvolvidas durante a transgressão, o que torna a Bacia do Amazonas um alvo preferencial para a prospecção de metais bases.

4.1.3 Depósitos de carvão do Sul do Brasil

Os depósitos de carvão do Brasil encontram-se nos sedimentos permocarboníferos do flanco leste da Bacia do Paraná, segundo uma faixa NE-SW que atravessa os Estados de São Paulo, do Paraná, de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, prolongando-se até o Uruguai. As camadas de carvão integram a Fm. Rio Bonito (Permiano Médio a Superior), pertencente ao Grupo Guatá do Supergrupo Tubarão (Schneider *et al.* 1974). Essa formação é composta pelos membros: Triunfo inferior, Paraguaçu intermediário e Siderópolis superior. É recoberta em transgressão pelos sedimentos marinhos da Fm. Palermo. Segundo Lenz e Ramos (1985), os carvões da Fm. Rio Bonito mostram um aspecto listrado característico, com finas intercalações de lâminas de silte e folhelhos carbonosos e piritosos. Em consequência, possuem um elevado teor em matéria mineral (teor de cinzas entre 50 e 65%), o que define um carvão de

baixo grau, num estágio relativamente baixo de carbonificação (*rank*), em decorrência das baixas pressão e temperatura atingidas durante o soterramento. Regionalmente, são classificados como carvões betuminosos alto voláteis, aproveitados como carvão energético e carvão metalúrgico. O Membro Siderópolis contém dez camadas de carvão, as quais são agrupadas em três conjuntos (Fig. 181) (Lenz e Ramos, 1985): camadas inferiores

pré-Bonito e Bonito; camadas intermediárias Ponte Alta, A e B; camadas superiores Irapuá, Barro Branco e Treviso.

4.1.3.1 Carvão de Santa Catarina

O carvão de Santa Catarina, que foi intensamente explorado durante os anos 1970 e 1980, numa faixa com mais

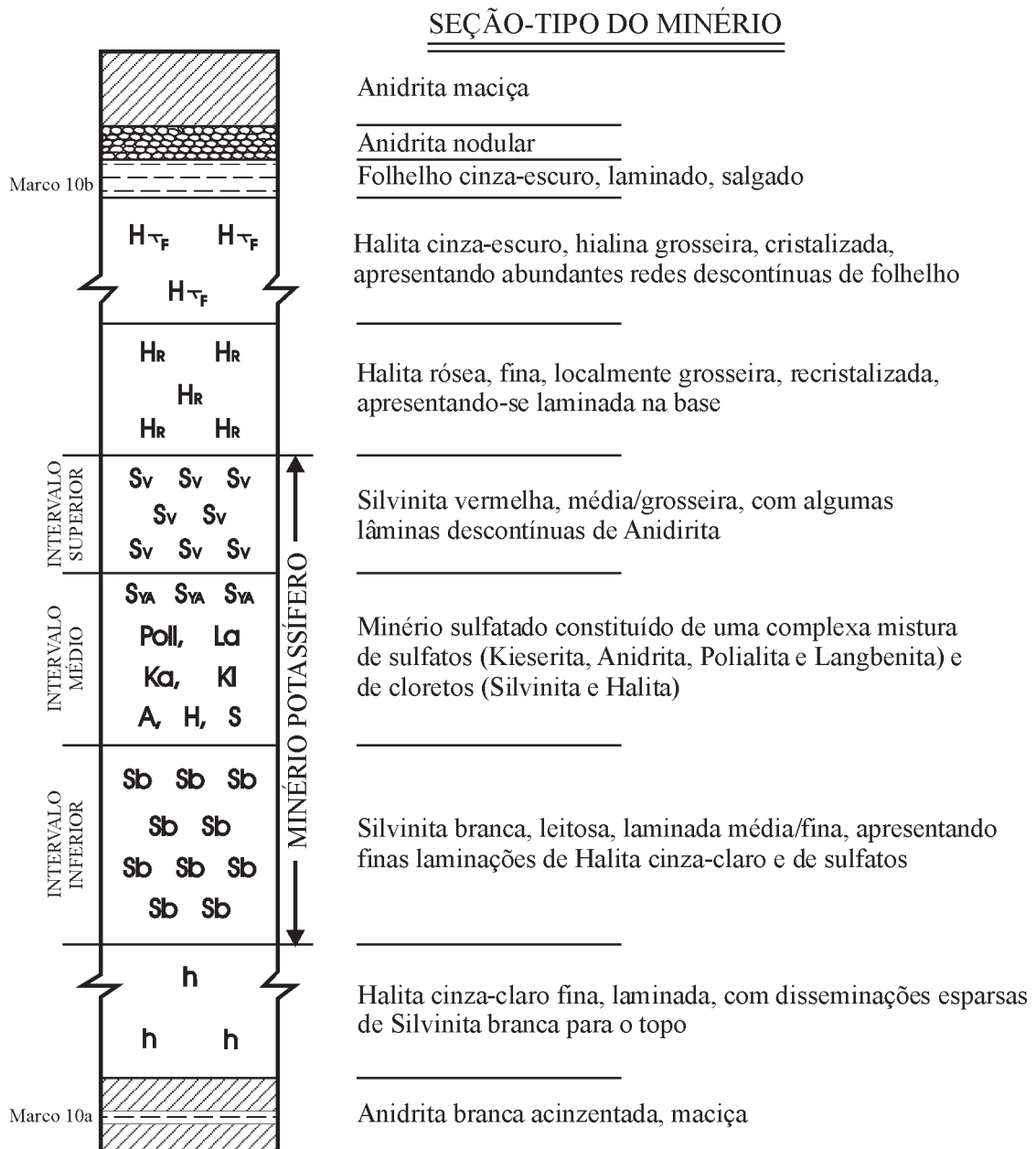


Fig. 180 – Seção-tipo do minério de Fazendinha-AM (segundo Sad *et al.*, 1997).

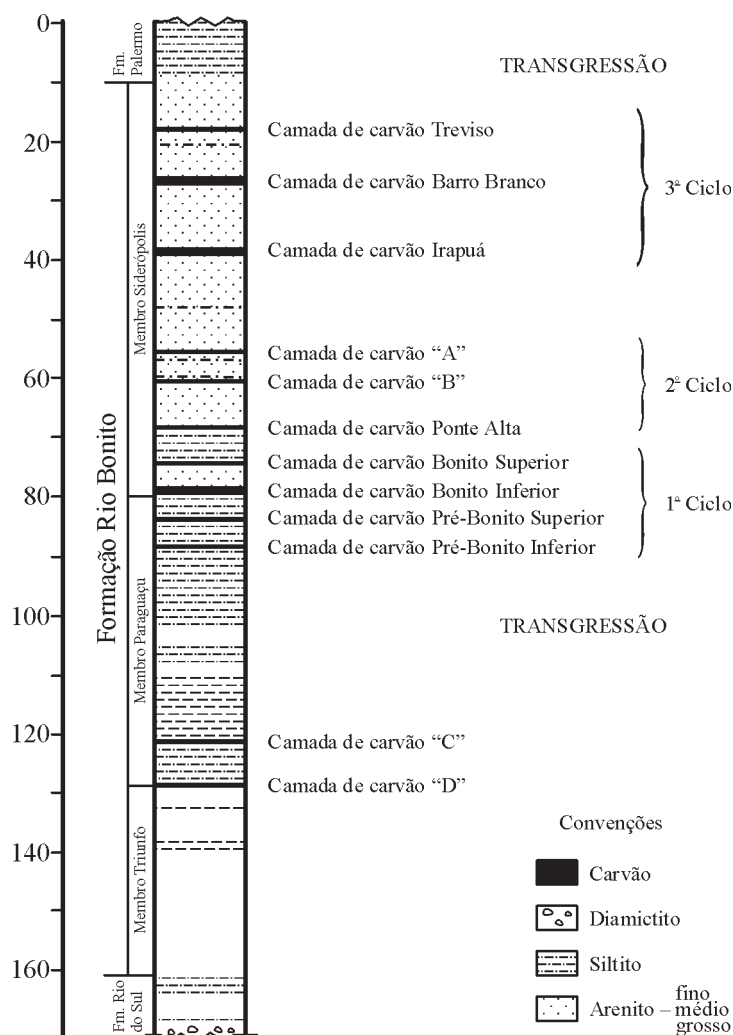


Fig. 181 – Camadas de carvão da Formação Rio Bonito, no sul de Santa Catarina (segundo Lenz e Ramos, 1985).

ou menos 60 km de extensão, provém quase exclusivamente da camada Barro Branco. As atividades de mineração encontram-se atualmente paralisadas. Os ambientes de sedimentação, que presidiram à acumulação da matéria orgânica, são relacionados a sistemas deltáicos e a lagunas costeiras, posteriormente soterrados pelas ingressões marinhas transgressivas.

4.1.3.2 Carvão do Rio Grande do Sul

O carvão do Rio Grande do Sul, que ocorre numa série de bacias: Santa Terezinha, Chico Lomã-Morungava, Gravataí, Charqueadas-Guaíba, Arroio dos Ratos, Leão-Butiá/

Rio Pardo, Faxinal, Iruí/Pederneiras, Caponé, São Sepé e Grande Candiota, em volta do paleoalto representado pelo núcleo do embasamento de Porto Alegre, provém das camadas pré-Bonito e Bonito. A Bacia da Grande Candiota é a mais importante, e atualmente é explorada por mineração a céu aberto, para geração de energia termoelétrica. A reconstituição dos sistemas deposicionais no Permiano Médio e Superior, na área de Candiota, feita por Della Favera *et al.* (1992), mostra a seguinte evolução:

- i) Preenchimento, pelos sedimentos do Grupo Itararé e da Fm. Rio Bonito, de vales incisos num contexto de mar baixo durante a glaciação do início do Permiano;
- ii) Instalação de um sistema transgressivo na parte superior da Fm. Rio Bonito, com a individualização de

várias parassequências, terminando com sedimentos rasos. O carvão resulta da acumulação da matéria orgânica num complexo de lagunas isoladas por ilhas-barreiras ao longo do alto de Porto Alegre;

- iii) Inundação máxima da seqüência ocorrendo na Fm. Palermo, com permanência do nível de mar alto, que se estendeu até a Fm. Irati.

4.1.4 Depósitos de folhelhos pirobetuminosos da Formação Irati

A sedimentação da Fm. Rio Bonito encerrou-se com a transgressão marinha da Fm. Palermo, a qual atingiu seu auge com a deposição da Fm. Irati, na base do Grupo Passa Dois, durante o Permiano Superior. A Formação Irati (Fig. 182), reconhecida por suas características fundamentais por uma distância superior a 2.000 km, desde o Estado do Mato Grosso do Sul até o Uruguai e, provavelmente, o Paraguai, é dividida em dois membros (Schneider *et al.* 1974): Membro Taquaral inferior, constituído essencialmente por folhelhos silteosos cinza-escuro; Membro Assistência supe-

rior, composto por folhelhos cinza-escuro e por folhelhos pretos pirobetuminosos, associados a dolomitos e calcários com nódulos de sílex e presença constante de répteis fósseis do gênero *Mesossaurus*.

Os folhelhos pirobetuminosos são rochas pretas, finamente laminadas, com elevado teor de matéria orgânica na forma de querogênio. A distribuição e os teores de óleo variam ao longo da faixa de ocorrência da Formação Irati em virtude de variações de fácies regionais e locais (Padula e Porto Alegre, 1986). Na área de São Mateus do Sul, no Paraná, encontram-se as melhores condições para aproveitamento econômico do folhelho pirobetuminoso, que se apresenta na forma de duas camadas distintas, separadas por um intervalo estéril, mostra forma regular, mergulho uniforme, espessura, teores e composição constantes:

- i) Camada superior de 6 a 9 m, com teor médio de 6,4% de óleo;
- ii) Camada inferior de 3,10 m com teor médio de 9,1 a 7,2% de óleo.

As reservas de óleo, GLP, gás combustível e enxofre, calculadas pela Petrobrás para as áreas mais favoráveis à

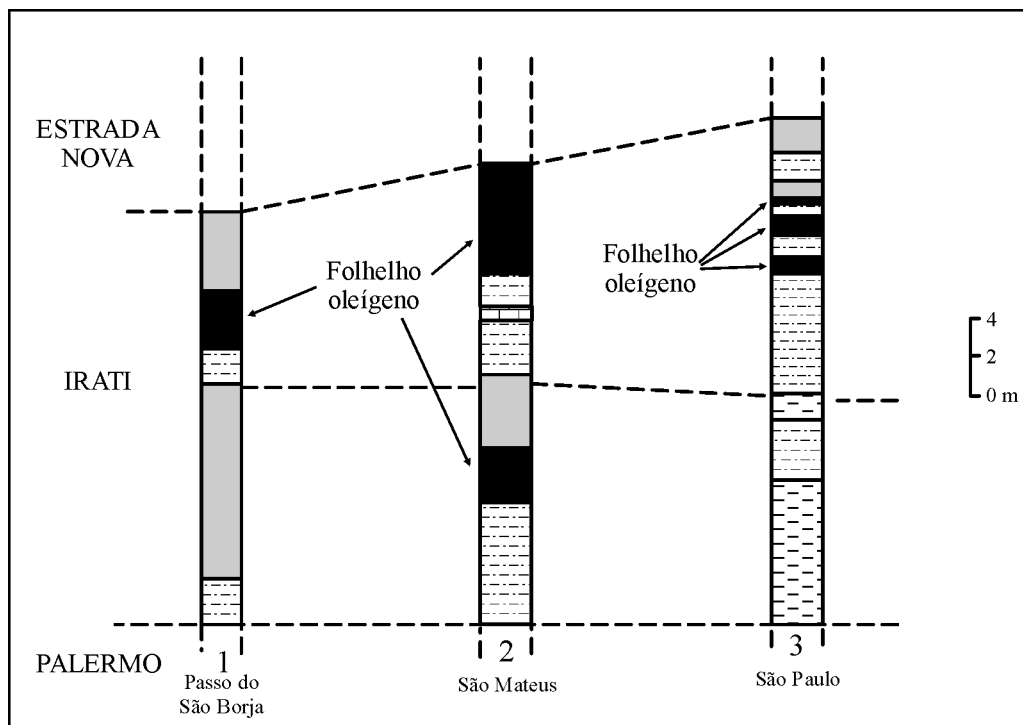


Fig. 182 – Colunas litoestratigráficas da Formação Irati, na Bacia do Paraná (segundo Oelofsen e Araújo, 1987).

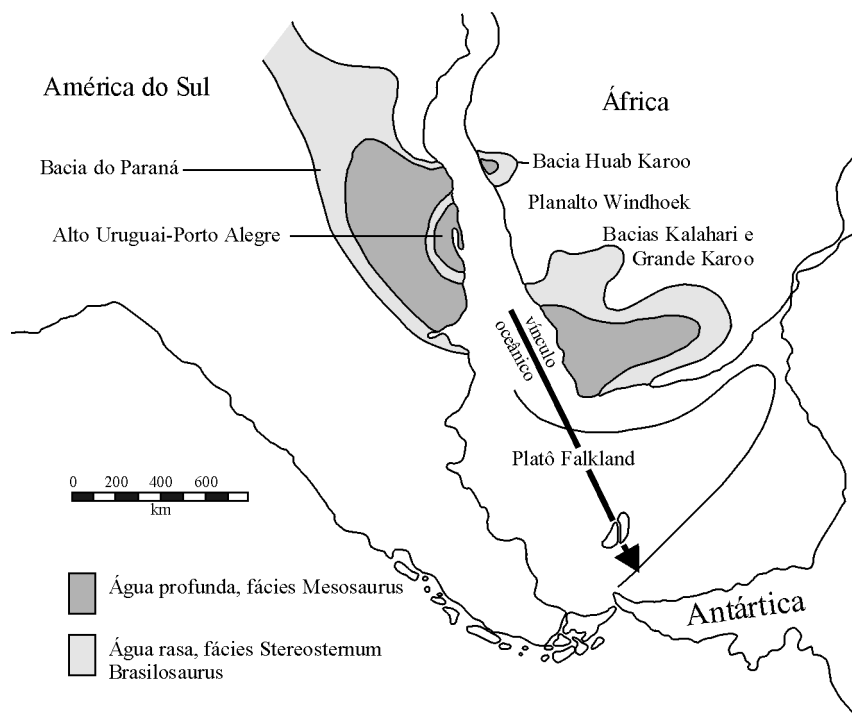


Fig. 183 – Distribuição das fácies profundas e rasas das formações Irati e Whitehill nas bacias do Paraná e do Karoo (segundo Oelofsen e Araújo, 1987).

exploração econômica, a partir de um teor de óleo mínimo de 3,4% em peso, atingem um total de 2,8 bilhões de toneladas de óleo recuperável pelo processo Petrosix em mineração a céu aberto, 19,7 Mt de GLP, 95,8 bilhões de m³ de gás combustível, e 43,6 Mt de enxofre. A área de São Mateus do Sul (Paraná) foi lavrada, e o minério tratado na Usina Protótipo em caráter experimental.

A Fm. Irati encontra seu equivalente na Bacia Karoo, na África do Sul, sob a denominação Fm. White Hill (Oelofsen e Araújo, 1983, 1987), a qual configura um imenso golfo transgredindo sobre o continente Gondwana (Fig. 183). Nessa bacia, a deposição dos folhelhos oleígenos pirobetuminosos aconteceu nas depressões mais profundas, onde ocorreu o fenômeno de estratificação e o desenvolvimento de uma zona anóxica com elevada salinidade que permitiu a acumulação da matéria orgânica nos depocentros.

4.1.5 Depósito de Urânio de Figueira

A jazida de urânio está associada aos sedimentos do Mb. Triunfo, na base da Fm. Rio Bonito (Permiano) da Bacia

do Paraná (Rebello e Camargo, 1982). Fica confinada entre a camada de carvão, na base, e o arenito médio a grosso, no topo (Fig. 184), e possui uma forma tabular peneconcordante (Daemon *et al.* 1982; Morrone e Daemon, 1985; Saad, 1973). Nos arenitos, a mineralização aparece nos interstícios dos grãos de quartzo, na forma de uraninita intimamente associada à pirita e a outros sulfetos, como calcopirita e esfalerita. O molibdênio (teor médio 0,2%) e o vanádio (200 a 500 ppm), juntamente com as anomalias de selênio, níquel e germânio, acompanham a mineralização de urânio. As reservas foram estimadas em aproximadamente 8 mil t de U₃O₈. Do ponto de vista paleogeográfico, os sedimentos que hospedam o Depósito de Figueira e outras ocorrências assinaladas na região (Telmaco Borba e Sapopema) são associados a um sistema de ilhas barreira-lagunas, com o desenvolvimento de turfeiras na laguna (Della Favera *et al.* 1993). A evolução da matéria orgânica durante o soterramento conduziu à formação de um ambiente redutor favorável à fixação do urânio, precipitado a partir dos fluidos conatos circulantes nos arenitos brancos na sua forma oxidada. A uraninita, associada a pirita, preenche a porosidade secundária e substitui os are-

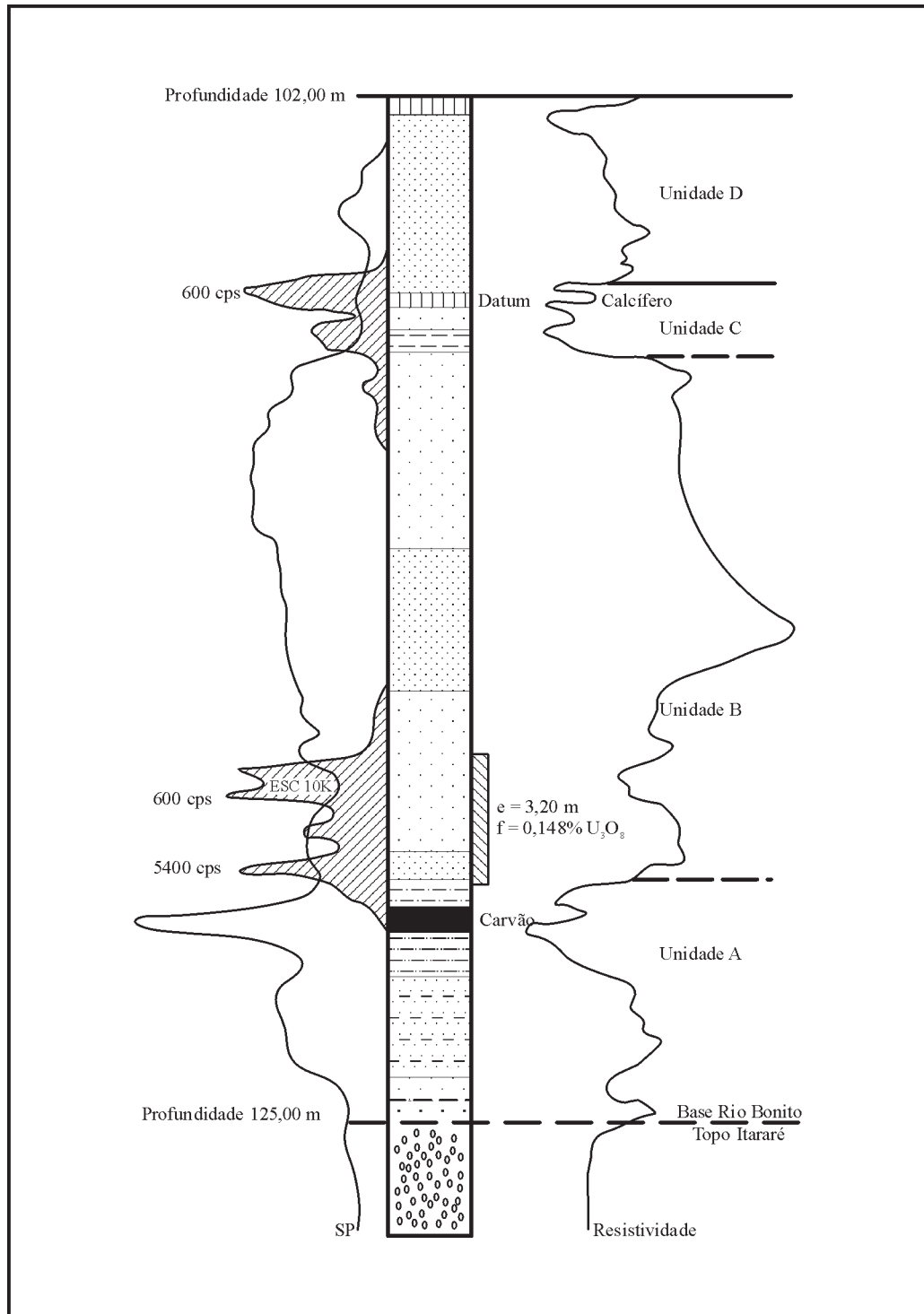


Fig. 184 – Seção do Membro Triunfo da Formação Rio Bonito, com a localização das anomalias de urânio da Jazida de Figueira (segundo Daemon *et al.*, 1982).

nitos encaixantes. As anomalias de Mo, V, Se e Ge associadas à mineralização uranífera sugerem uma concentração inicial desses elementos junto com a matéria orgânica.

4.1.6 Ocorrências diamantíferas nas seqüências paleozóicas

Numerosas ocorrências de diamante em aluviões recentes, e em paleoaluviões do Terciário-Quaternário, e até mesmo do Cretáceo Inferior (Fig. 185), são direta ou indiretamente relacionadas ao retrabalhamento de sedimentos paleozóicos geralmente de origem glacial, como diamictitos continentais

(tilitos) e conglomerados fluvioglaciais (Gonzaga e Tompkins, 1991). As áreas-fontes paleozóicas mais conhecidas, a partir das quais derivam os *placers* diamantíferos, são atribuídas aos sedimentos permocarboníferos do Grupo Itararé na região de Tibagi (PR), do Grupo Aquidauana perto da cidade de Coxim (MT), no âmbito da Bacia do Paraná (Soares e Perdoncini, 1999), da Formação Poti no vale do Rio do Sono na Bacia do Parnaíba (TO) (Gonzaga, informação verbal), e do Grupo Santa Fé (Fig. 186) nas regiões de Canabrava/João Pinheiro (MG) e Posse (GO) (Campos e Dardenne, 1997).

Assim, os sedimentos paleozóicos contribuíram significativamente na dispersão do diamante em escala continental, dificultando o rastreamento das áreas-fontes.



Fig. 185 – Distribuição das ocorrências de diamante no Brasil (segundo Fleischer, 1998).

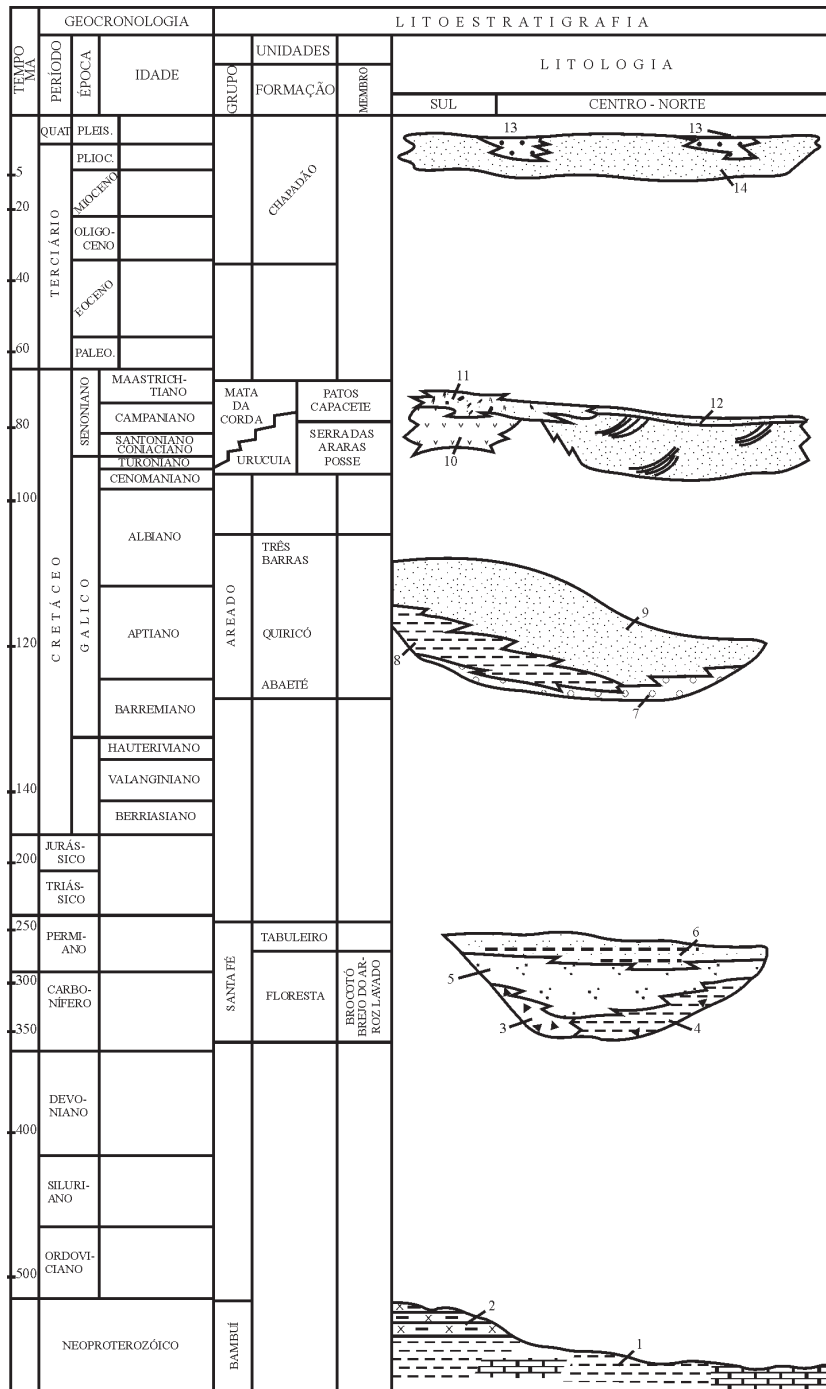


Fig. 186 – Estratigrafia da Bacia Sanfranciscana (segundo Campos e Dardenne, 1995). Principais litotipos: 1 – seqüência pelito carbonática, 2 – arcóseos e siltitos, 3 – diamictitos, tilitos e tilóides, 4 – folhelhos com dropstones, 5 – arenitos heterogêneos, 6 – arenitos maciços calcíferos com intercalações argilosas, 7 – conglomerados e arenitos, 8 – folhelhos, 9 – arenitos, 10 – lavas e piroclásticas alcalinas, 11 – arenitos vulcânicos, 12 – arenitos eólicos, 13 – conglomerados de terraços e 14 – areias inconsolidadas.

4.2 O Mesozóico

Os recursos minerais encontrados nas bacias mesozóicas e estruturas associadas são direta ou indiretamente relacionadas ao evento tectônico global representado pelo rifteamento que presidiu a partição do Continente Gondwana e permitiu a separação dos continentes africano e sul-americano. A evolução tectonossedimentar do processo de rifteamento foi dividida em quatro estágios (Ojeda, 1981; Cainelli e Mohriak, 1999): estágio pré-rifte; estágio rifte tafrogênico; estágio transicional do golfo proto-oceânico, durante o qual se formaram os evaporitos; estágio transgressivo de oceano aberto, correspondente a uma fase de subsidência térmica. Esses estágios (Fig. 187), que refletem a abertura progressiva do Atlântico Sul, surtiram importantes reflexos no interior da Plataforma Sul-Americana, mediante reativações sucessivas de antigos lineamentos, do aparecimento de novas estruturas tectônicas, e da individualização de soerguimentos regionais durante o Evento Sul-Atlântico de Schobbenhaus e Campos (1984).

Os depósitos minerais relacionados a essa evolução tectonossedimentar do rifte foram classificados em seis categorias (Dardenne, 1999): depósitos associados ao vulcanismo; depósitos associados aos complexos ultramáfico-alcalino-carbonatíticos; depósitos associados às intrusões kimberlíticas e lamprofíticas; depósitos filoneanos hidrotermais; depósitos associados à circulação de fluidos conatos; depósitos sedimentares.

4.2.1 Depósitos associados ao vulcanismo

As manifestações vulcânicas, intimamente relacionadas à fase de intumescência, são responsáveis pela individualização dos depósitos de ametista e de ágata encontrados no Rio Grande do Sul, bem como dos depósitos de opala registrados no Piauí.

4.2.1.1 Depósitos de ametista e ágata do Rio Grande do Sul

No início do Cretáceo, entre 140 e 120 Ma, o estágio pré-rifte do Atlântico Sul refletiu na Bacia do Paraná, por vastos derrames de basaltos toleíticos, andesitos basálticos, riolitos relacionados ao vulcanismo fissural continental do Grupo Serra Geral. Esse vulcanismo decorre da atuação de uma pluma mantélica, cujo traço

fossilizado foi encontrado por sísmica, abaixo da Bacia do Paraná (Gibson *et al.* 1995; Van Decar *et al.* 1995). A esse vulcanismo são associados, no Rio Grande do Sul, importantes jazidas de ametista e ágata, (Schmitt *et al.* 1991; Szubert *et al.* 1978; Cassedanne, 1991; Castro *et al.* 1974; Matsui *et al.* 1971), intensamente exploradas nos distritos mineiros do Alto Uruguai (ametistas), e do Salto do Jacuí (ágatas), além de nos distritos de Lajeado e Nova Prata, de menor importância (Santos *et al.* 1998).

4.2.1.1.1 Distrito Mineiro do Alto Uruguai: ametista

Essa região, situada nas proximidades da Vila São Gabriel, apresenta uma série de derrames de lavas basálticas e andesíticas afaníticas, cinza-escuro, subhorizontais, com espessuras variáveis de 15 a 20 m nas bordas, até 60 m na porção central, incluindo lentes de arenitos eólicos interderrames. Os depósitos de ametistas são associados ao quinto derrame (Szubert *et al.* 1978), que mostra a seguinte seqüência (Fig. 188):

- i) Zona horizontal da base, com granulação fina e fraturamento horizontal bem marcado;
- ii) Zona intermediária com fraturamento vertical bem espaçado;
- iii) Zona mineralizada, caracterizada por um basalto maciço cinza-escuro com espessura média de 2 a 3 m, apresentando geodos de tamanhos centimétricos a milimétricos e irregularmente distribuídos. Esses geodos são constituídos por calcedônia, quartzo incolor, ametista e, secundariamente, por calcita e zeólitas. Externamente, os geodos são revestidos por uma capa de calcedonita de cor verde-escura;
- iv) Zona horizontal de topo, com espessura vizinha de 1 m, composta por um basalto fino, e caracterizada por um intenso fraturamento horizontal (espaçamento milimétrico a centimétrico);
- v) Zona amigdalóide com espessura da ordem de 3 m, apresentando abundantes vesículas e amígdalas, cujo diâmetro varia de alguns milímetros a poucos centímetros, preenchidas por calcedonita verde, quartzo incolor e calcedônia;
- vi) Zona brechóide, com espessura de 3 a 4 m até 8 m, separando o derrame portador da mineralização do derrame sobrejacente. Essa zona é constituída por fragmentos angulosos de basalto amigdalóide e de arenito silicificado numa matriz silicificada. Na parte superior desse nível brechóide, ocorre frequentemente um horizonte avermelhado tabular, com granulação muito fina e espessura de 2 a 30 cm.

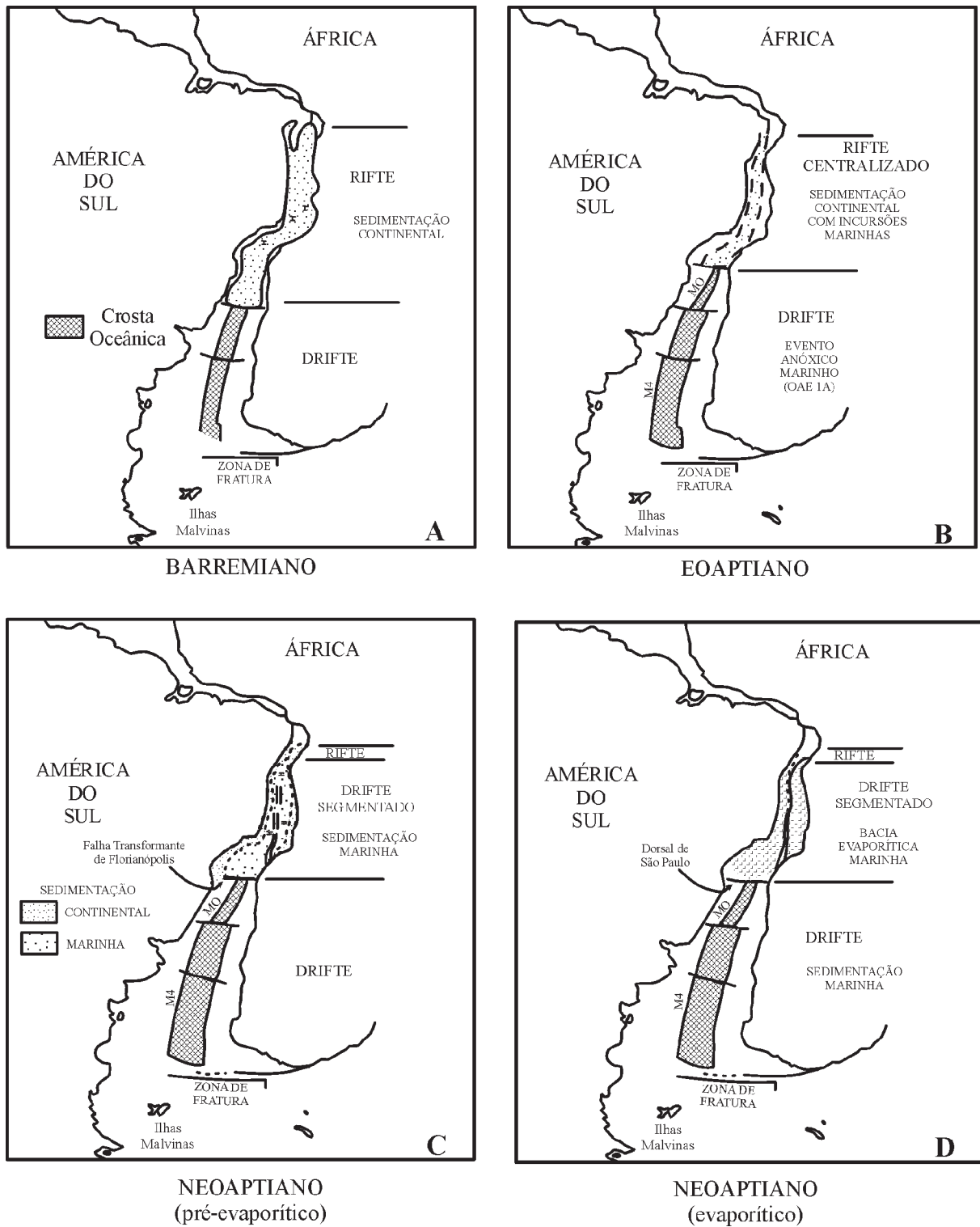


Fig. 187 – Reconstruções paleogeográficas do Barremiano ao Neoptiano, mostrando as principais fases tectônicas e a abrangência da sedimentação marinha no Oceano Atlântico Sul (segundo Dias, 1999).

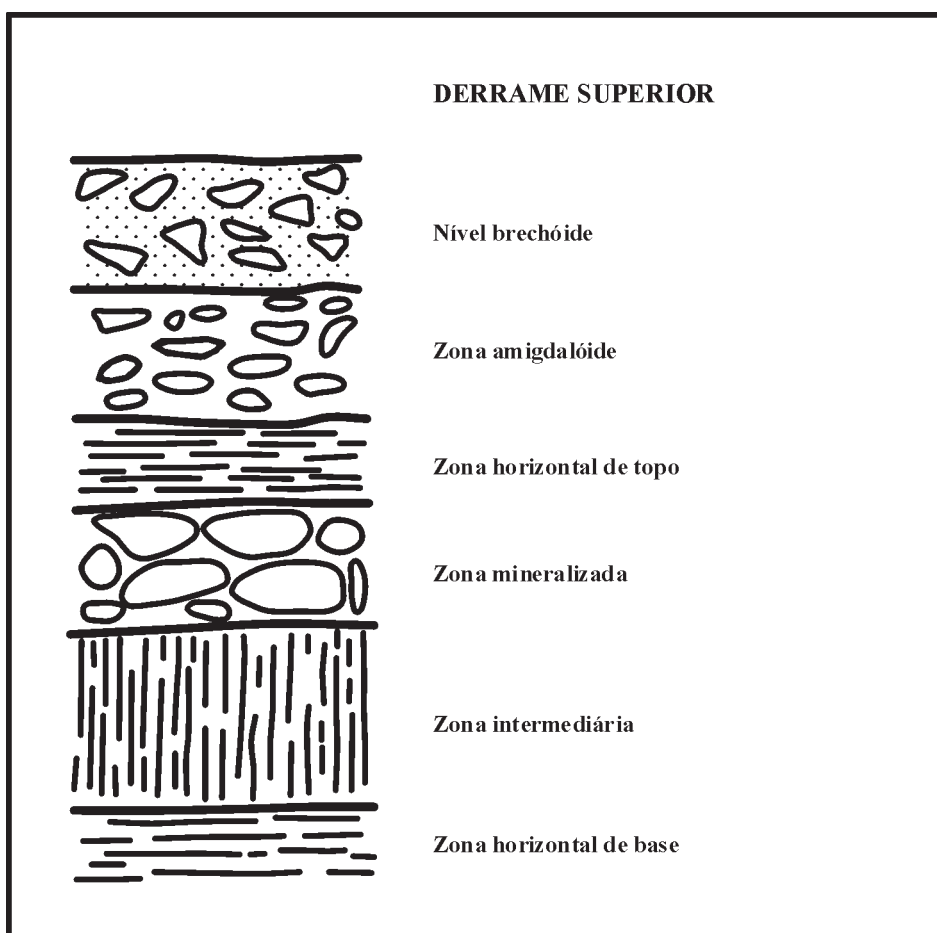


Fig. 188 – Zonação do derrame de basalto portador de ametista/ágata (segundo Szubert *et al.*, 1978)

A origem dos geodos de ametista é relacionada à assimilação da sílica dos arenitos interderrames dissolvida pela água supercrítica liberada durante a cristalização dos basaltos.

A produção do Distrito Mineiro Alto Uruguai, que foi estimada, para o ano de 1997, em 25 mil t de geodos, e em 1,5 t de cristais de ametista, corresponde a um valor aproximado de 15 milhões de dólares.

4.2.1.1.2 Distrito Mineiro do Salto do Jacuí: ágata

Esse distrito distingue-se do anterior pela presença de uma seqüência de rochas vulcânicas ácidas cinza-claro, representadas por riocacitos pórfiros e riolitos afíricos, sobrepostos à seqüência de basaltos afaníticos cinza-escuro, de natureza toleítica, onde se concentram os geodos de ágata.

Como no caso precedente, os geodos ocorrem em uma zona preferencial de um determinado derrame basáltico, que apresenta a seguinte zonação:

- i) Zona horizontal do topo, com denso sistema de fraturas horizontais, bastante alterada, com vesículas preenchidas por calcedônia e argilas;
- ii) Zona amigdalóide, com fraturas horizontais mais espaçadas, apresentando muitas vesículas e amígdalas preenchidas por calcedônia, argila e quartzo;
- iii) Zona mineralizada constituída por basalto, cuja coloração vai de cinza-esverdeado a vermelho-acinzentado, bastante alterado, maciço com fraturas incipientes, onde se concentram os geodos de ágata;
- iv) Abaixo desse nível, ocorre um basalto vítreo, maciço e pouco fraturado, onde aparecem geodos muito pequenos sem interesse econômico.

A relação estratigráfica entre o derrame portador de ametista e o derrame portador de ágata não é conhecida.

Em 1997, a produção de ágata foi estimada em 30 mil t, o que corresponde a um valor da ordem de 20 milhões de dólares.

4.2.1.2 Depósitos de opala do Piauí

No Piauí, os depósitos de opala de Pedro II são direta ou indiretamente associados a circulações hidrotermais originadas pela intrusão de *sills* de diabásio (Fm. Orozimbo) nos sedimentos paleozóicos da Fm. Cabeças (Devoniano). Esses diabásios são considerados como de idade triássico-jurássica, e correspondem às manifestações vulcânicas que acompanham o rifteamento que presidiu a abertura do Atlântico Norte.

As mineralizações encontram-se em fraturas e em brechas silicosas, as quais afetam os folhelhos, os arenitos e a própria base do *sill* de diabásio (Rosa, 1988; Samama *et al.* 1993; Roberto e Souza, 1991; Cassedanne, 1991).

4.2.2 Depósitos associados aos complexos ultramáfico-alcalino-carbonatíticos

Nas regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil, localizam-se as principais ocorrências de rochas alcalinas plutônicas e vulcânicas, as quais são agrupadas em províncias denominadas Lages-Anitápolis, Ponta Grossa, Serra do Mar, Alto Paranaíba e Iporá-Rio Verde (Fig. 189), cuja idade varia desde o Cretáceo Inferior e Superior até o Terciário Inferior (Ulbrich e Gomes, 1981). Esses complexos alcalino-carbonatíticos situam-se geralmente na borda da Bacia do Paraná, e são intrusivos no embasamento metamórfico brasileiro. Alinham-se ao longo de arcos orientados noroeste, os quais parecem prolongar no continente as enormes falhas transformantes registradas no fundo oceânico do Atlântico. Aos complexos são associados importantes depósitos minerais de relevante interesse econômico, tais como jazidas de bauxita, fosfato, nióbio, titânio, barita, magnetita, vermiculita, fluorita, urânio, níquel e de terras raras (CBMM, 1984). Em todos eles, a alteração laterítica cumpre um papel fundamental na economicidade das jazidas, e atua vigorosamente na elevação dos teores no perfil de alteração através de dois mecanismos:

- i) Concentração relativa dos resistatos no manto laterítico: principalmente apatita, pirocloro e barita;

- ii) Neoformação de minerais de níquel (silicatos e óxidos), alumina (gibbsita) e titânio (anatásio).

Os depósitos, onde a neoformação de minerais é preponderante, serão tratados juntamente com as jazidas de origem laterítica.

4.2.2.1 Complexos das Regiões Sul e Sudeste

Nas Regiões Sul e Sudeste, destacam-se três grupos de complexos alcalino-carbonatíticos: o primeiro grupo, que apresenta idade variável de 135 a 120Ma, inclui os complexos de Jacupiranga, Juquiá, Ipanema, Barra do Itapirapuã e Anitápolis; o segundo grupo, que envolve o complexo de Poços de Caldas, tem idade vizinha de 90Ma; o terceiro, mais jovem, com idade de 65Ma, compreende os complexos de Lages e de Mato Preto.

Importantes depósitos minerais são associados a esses complexos: fosfato, em Anitápolis e Jacupiranga; fluorita, em Mato Preto; urânio, em Poços de Caldas; bauxita, em Lages e Poços de Caldas.

4.2.2.1.1 Depósito de Fosfato de Jacupiranga

Considerado como um exemplo clássico da literatura internacional sobre carbonatitos, o Complexo de Jacupiranga (Melcher, 1966) é explorado pela Companhia Serrana S.A. de Mineração desde 1943. Entre 1943 e 1969, foi lavrado o minério residual com teores superiores a 20% P_2O_5 (Reis, 1997).

Intrusivo nos micaxistos e granodioritos do embasamento pré-cambriano, o complexo, datado em 130 ± 5 Ma, e possuidor de uma forma ovalar orientada aproximadamente NS, é constituído essencialmente por dunitos, piroxenitos e jacupiranguitos (denominação criada por Derby em 1891), ijolitos, nefelina sienitos e carbonatitos (Fig. 190). O corpo de carbonatito, com mais ou menos 1.000 m \times 400 m, é dividido em duas partes pelos jacupiranguitos e composto de uma série de intrusões sucessivas (C_1 a C_5), representadas por carbonatito calcítico, carbonatito magnésiano e carbonatito dolomítico (Gaspar, 1989). A granulção varia de média a grossa, e a textura, orientada de origem magmática, é sublinhada pelos minerais escuros: flogopita, magnetita e ilmenita. A apatita ocorre na forma de cristais incolores isolados ($\phi = 0,05$ a 1,0 mm), e de prismas idiomórficos ($\phi = 1$ a 5 mm). Os teores de P_2O_5 no carbonatito variam de 5,1 a 5,6%.

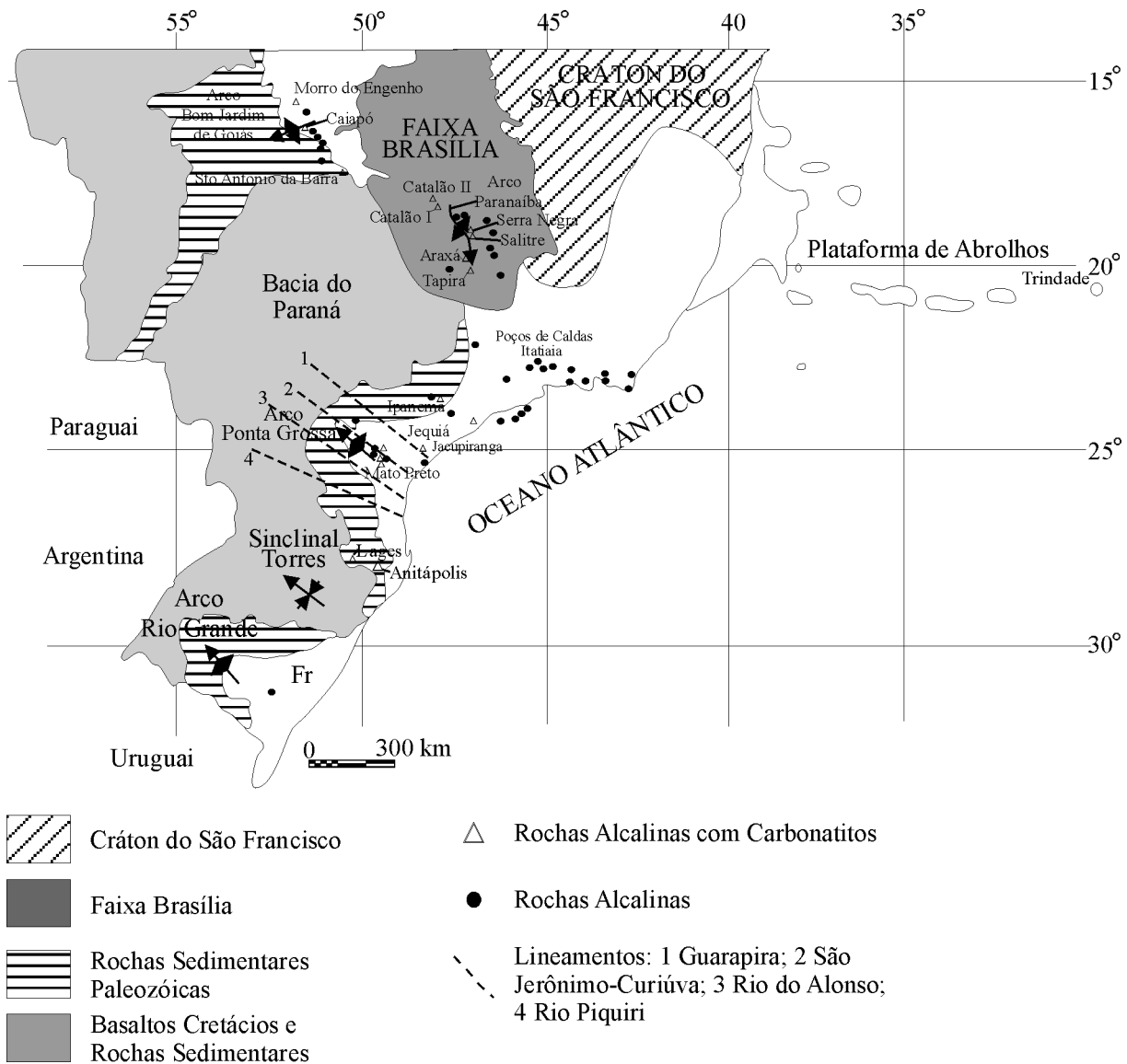


Fig. 189 – Distribuição das rochas alcalinas nas Regiões Centro-Oeste e Sul-Sudeste do Brasil (segundo Gomes *et al.*, 1990).

O minério residual, inicialmente explorado com teor médio de 22% P_2O_5 e de 26% Fe_2O_3 , era o produto final da alteração laterítica que provocou a lixiviação dos carbonatos e a acumulação relativa da apatita magmática insolúvel. Atualmente, a mineração desenvolve-se sobre carbonatitos frescos com teor de 5,1 a 5,6% P_2O_5 , por causa do aproveitamento dos rejeitos calcínicos em fábrica de cimento, bem como do aproveitamento dos rejeitos dolomíticos, como corretivo de solo para agricultura. Até a magnetita está sendo aproveitada como matéria-prima na produção de aços especiais. Sobre os dunitos a alteração favoreceu o desenvolvimento de um depósito de níquel laterítico.

4.2.2.1.2 Depósito de Urânio de Poços de Caldas

O Complexo Alcalino de Poços de Caldas (Fig. 191), situado no sudoeste de Minas Gerais, próximo à fronteira com São Paulo, corresponde a uma grande estrutura circular (diâmetro ≈ 30 km), cuja evolução se iniciou em 87Ma e terminou por volta de 52Ma (Ulbrich e Gomes, 1981). É constituído essencialmente por lavas, tufos e brechas vulcânicas, aos quais sucederam nefelina sienitos, tinguaitos, foiaítos e fonolitos e, por fim, diques anelares e intrusões de lujaurito, chibinito e foiaítos, acompanhados por forte atividade hidrotermal e por brechação (Ellert, 1959).

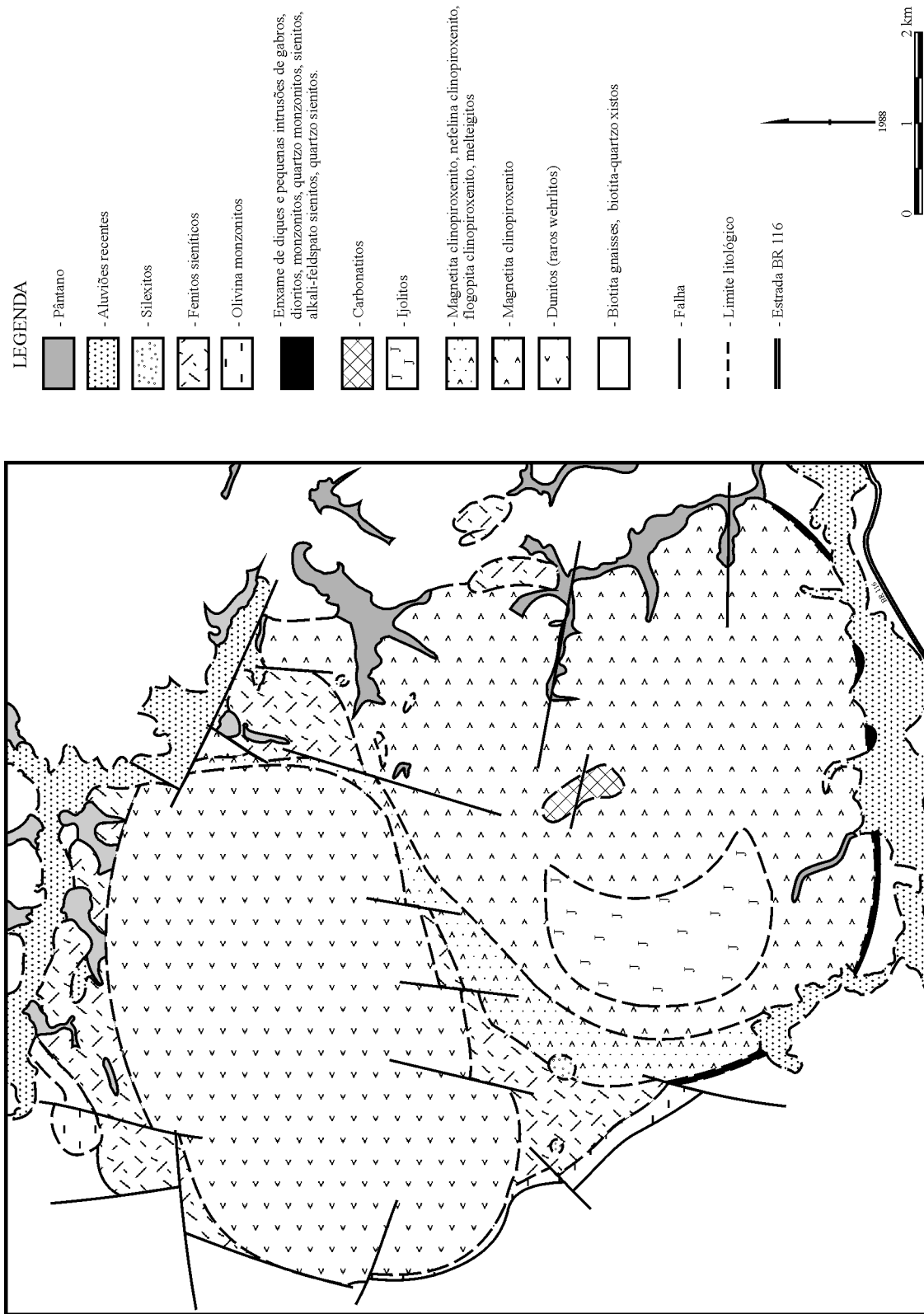


Fig. 190 – Mapa geológico do Complexo de Carbonatito de Jacupiranga (segundo Gaspar, 1989).

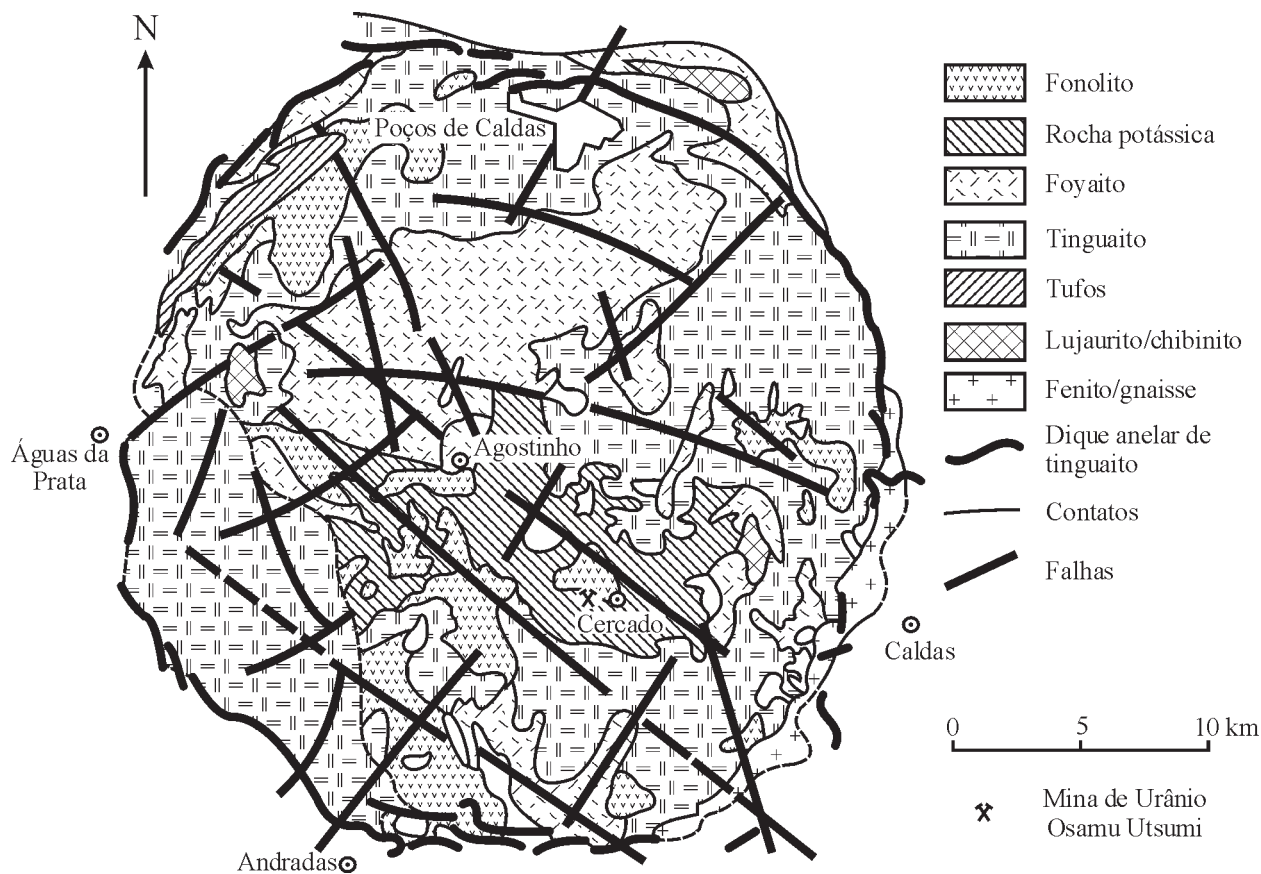


Fig. 191 – Mapa geológico do Complexo Alcalino de Poços de Caldas (segundo Forman e Waring, 1981).

Segundo Fraenkel *et al.* (1985), Forman e Waring (1981), as mineralizações de urânio, molibdênio e zircônio concentram-se nas áreas de Cercado e Santo Agostinho, perto do limite das estruturas circulares secundárias que caracterizam o Complexo de Poços de Caldas.

Na Jazida de Cercado (Fig. 192a), composta pelos corpos A, B e E, a mineralização ocorre na forma de uraninita com aspecto nodular, maciço ou pulverulento, associada à pirita, zirconita e jordisita/ilsemannita (minerais secundários de molibdênio). Essa mineralização, com reservas estimadas em 21.800 t de U_3O_8 , 25 mil t de MoO_2 e 172 mil t de ZrO_3 , foi explorada a céu aberto na Mina Usamu Utsumi, até 1998.

A Jazida de Santo Agostinho, que é associada a tinguaítos e foiaítos, é encontrada na forma de filões de brechas subverticais, orientados N70W e N10W. A mineralização, com reservas estimadas em 50 mil t de U_3O_8 , é composta de uraninita, jordisita, ilsemannita, fluorita, pirita e zirconita.

Três fases de mineralização foram distinguidas pelos autores anteriormente citados:

- i) Primeira fase hidrotermal, com o preenchimento de veios por uraninita, fluorita e pirita, acompanhada por forte argilização das rochas encaixantes;
- ii) Segunda fase hidrotermal associada à formação de brechas mineralizadas subverticais, com matriz muito fina que contém uraninita, zirconita, baddeyleita, pirita, jordisita, esfalerita, galena e fluorita;
- iii) Terceira fase de alteração supergênica provocando a oxidação das fases de mineralização primária, com migração do urânio e sua reprecipitação em profundidade (± 140 m), na interface da frente de oxirredução (Fig. 192b).

4.2.2.1.3 Depósito de Fluorita de Mato Preto

O Depósito de Fluorita de Mato Preto é associado a um complexo alcalino-carbonático situado na interseção da falha Cerro Azul e do lineamento Morro Agudo. Esse complexo é intrudido tanto no granitóide Três Córregos

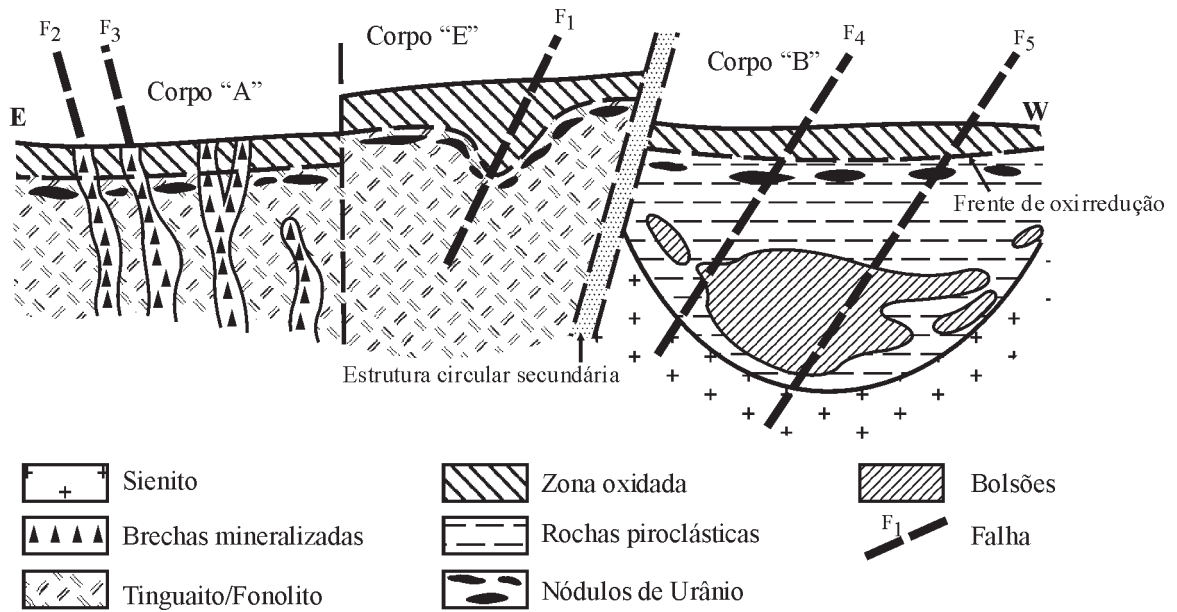


Fig. 192a – Mina de Cercado: seção esquemática dos corpos A, B e E (segundo Forman e Waring, 1981).

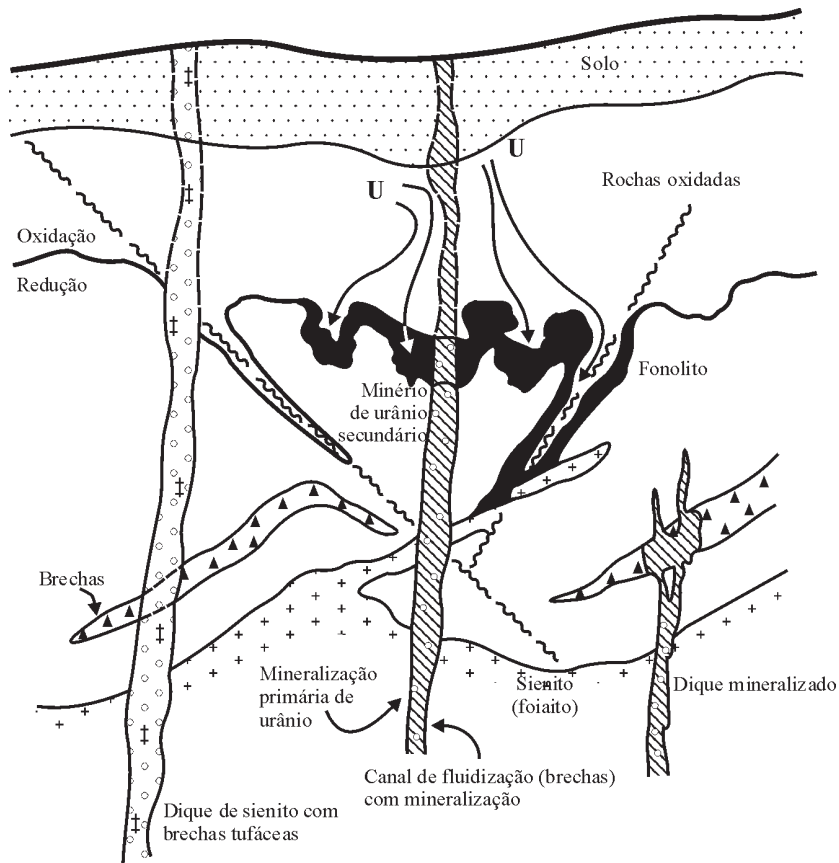


Fig. 192b – Modelo genético simplificado para a mineralização de urânio da Mina de Cercado no Complexo Poços de Caldas (segundo Forman e Waring, 1981).

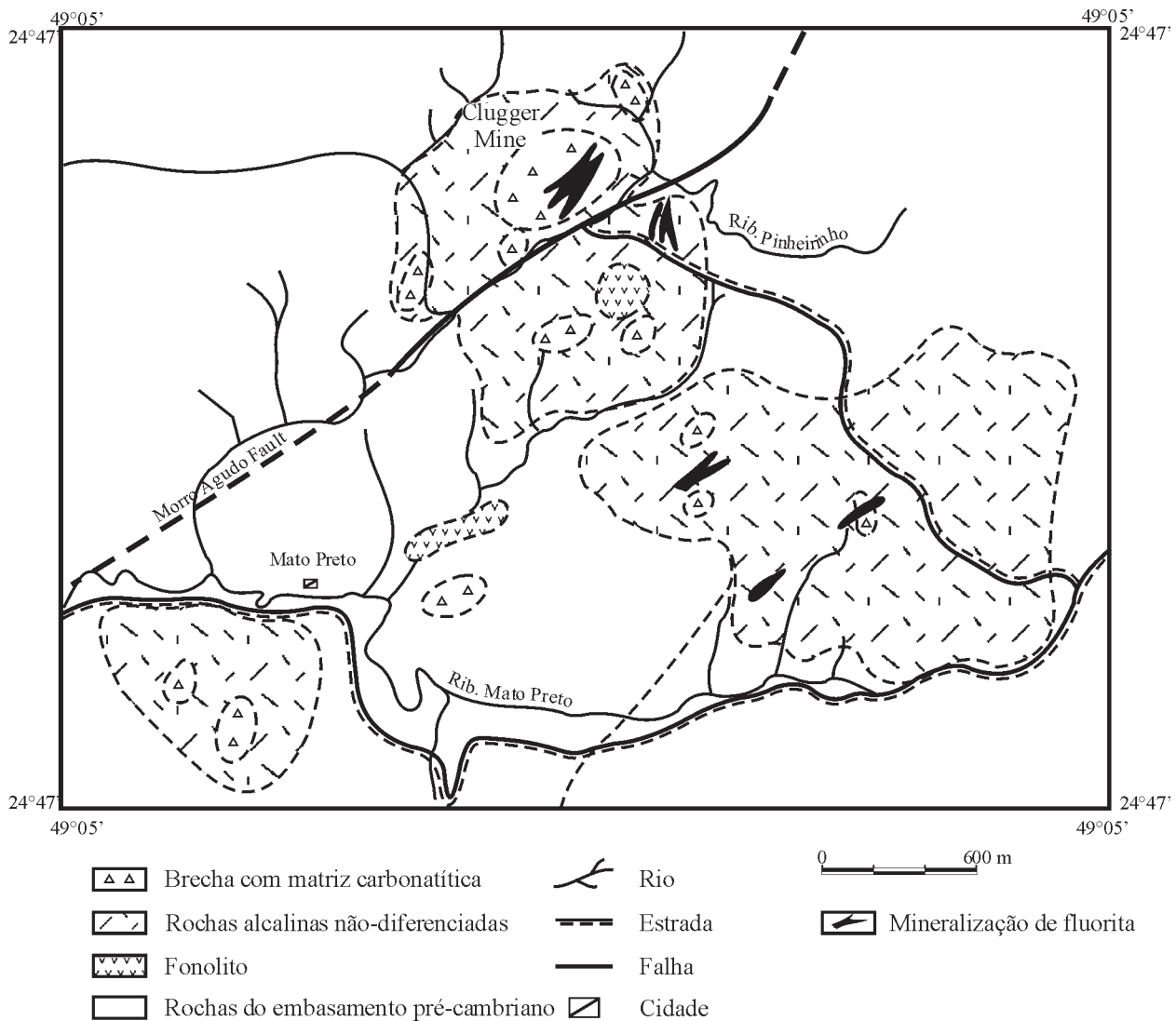


Fig. 193 – Mapa geológico do Complexo de Carbonatito de Mato Preto (segundo Santos, 1988; Jenkins, 1987).

como na Fm. Votuverava, do Grupo Açungui. O complexo carbonatítico (Fig. 193), datado em 65Ma, é constituído por quatro estruturas circulares principais com aproximadamente 1 km de diâmetro. Três dessas estruturas são compostas de sienitos fenitizados, carbonatitos calcíticos, dolomíticos e ankeríticos, fonólitos e tinguaitos, enquanto a última é formada por fonólitos com xenólitos e brechas explosivas tardias (Jenkins, 1987; Santos, 1988).

O Depósito Clugger (Jenkins, 1987) é constituído por quatro lentes subparalelas de minério, orientadas N50-60E/80-85NW, as quais envolvem os diques de fonolito-tinguaíto. Essas lentes mostram comprimento de aproximadamente 250 m, largura acumulada de 80 m e profundidade de

pelo menos 120 m. A mineralização, composta de fluorita, quartzo, barita-celestita, apatita, minerais de terras raras e sulfetos, é acompanhada por alteração hidrotermal caracterizada como argilização e silicificação. Segundo Jenkins (1987), as reservas estimadas atingem cerca de 2,5 Mt de minério com 50% CaF_2 .

Quatro gerações de fluorita foram identificadas (Santos, 1988): fluorita preta e roxo-escuro, maciça e disseminada; fluorita roxa; fluorita microcristalina incolor; fluorita remobilizada tardia maciça, com cores branca, roxo-azulada e amarelo-incolor.

O principal minério é constituído por fluorita incolor, micro a macrocristalina, a qual substitui a calcita dos car-

bonatitos. O estudo das inclusões fluidas das diversas gerações de fluorita mostrou inclusões essencialmente aquosas com temperaturas de homogeneização de 260 a 80°C, e salinidade muito baixa a média (0 a 15% eq. peso NaCl).

Os espectros de terras raras mostram que a primeira geração de fluorita roxa é muito enriquecida em relação às outras, as quais tendem a apresentar espectros achatados, semelhantes aos encontrados nos depósitos *stratabound* da região. Esse enriquecimento em terras raras leves deve-se, provavelmente, a inclusões de diminutos minerais de terras raras. A determinação dos isótopos do carbono e do estrôncio indica grandes possibilidades de contaminação dos carbonatitos de Mato Preto pelas rochas encaixantes (Santos *et al.* 1996; Ronchi *et al.* 1993).

A alguns quilômetros do Complexo de Mato Preto, encontra-se o Complexo Alcalino-Carbonatítico de Itapira-puã, datado em 125Ma, o qual apresenta alguma disseminação de fluorita roxa e mineralizações de apatita.

4.2.2.2 Complexos da Região Centro-Oeste

Na Região Centro-Oeste (Fig. 189), concentra-se a maioria dos complexos alcalino-carbonatíticos do Brasil, todos eles com idade compreendida entre 80 e 90Ma. Na Província do Alto Paranaíba, agrupam-se os complexos carbonatíticos, enquanto os complexos ultramáfico-alcalinos se encontram na Província de Iporá-Rio Verde.

4.2.2.2.1 Província Carbonatítica do Alto Paranaíba

A Província do Alto Paranaíba (Barbosa *et al.* 1970; Leonardos e Meyer, 1991) representa, ao mesmo tempo, um alto estrutural e um alto gravimétrico, cujo eixo é marcado por longos e contínuos diques de basaltos. O soerguimento do arco ocorreu no Cretáceo (Fig. 194) e resultou num paleo-alto que separou a Bacia do Paraná da Bacia Sanfranciscana (Hasui e Haralyi, 1991; Campos e Dardenne, 1997).

O embasamento da província é formado pelas rochas metamórficas da FDB (Neoproterozóico), a qual se situa entre o Cráton do São Francisco e o Bloco Paraná. Caracterizada por uma tectônica epidérmica de dobras e de cavalgamentos resultante da colisão entre os dois referidos blocos, é provável que o limite ocidental do CSF se encontre em direção oeste, longe da frente de cavalgamento que sobrepõe os metamorfitos da FDB aos sedimentos cratônicos do Grupo Bambuí, conforme evidenciado pelos levantamentos gravimétricos realizados, e pela coleta de dados geológicos regionais.

A província, que ocupa as porções noroeste de Minas Gerais e sudeste de Goiás, é caracterizada pela distribuição dos complexos alcalino-carbonatíticos, dos *pipes* kimberlíticos e kamafugíticos, das intrusões ultramáficas potássicas e ultrapotássicas e dos seus equivalentes associados lavas e rochas piroclásticas. Os carbonatitos e rochas alcalinas associadas derivam da diferenciação de magma ultramáfico com afinidade kimberlítica na região superior do manto (Gaspar e Wyllie, 1984).

Nela concentram-se os complexos carbonatíticos economicamente mais importantes: Barreiro, Tapira, Salitre I e II, Serra Negra e Catalão, com as suas mineralizações de nióbio, fosfato, titânio, vermiculita e terras raras.

O magmatismo alcalino da Província do Alto Paranaíba apresenta um padrão semicircular ao redor do eixo da pluma fóssil identificada por Van Decar *et al.* (1995) na porção inferior do manto superior, na Região Sudeste do Brasil. Essa pluma, relacionada ao *hot spot* de Tristão da Cunha (Turner *et al.* 1994), foi a origem dos derrames basálticos da Bacia do Paraná e dos complexos alcalino-carbonatíticos, no início do Cretáceo.

Segundo Gibson *et al.* (1995, 1997), Thompson *et al.* (1998), no Cretáceo Superior (\cong 84Ma), a reconstituição do movimento das placas e da progressão das idades dos corpos alcalinos alinhados segundo a direção NE-SW sugere que o magmatismo da província esteja associado à migração da pluma de Martins Vaz/Trindade (Fig. 195). Entretanto, para Bizzi (1993) e Araújo (2000), os dados isotópicos favorecem a hipótese de haver uma pluma associada ao *hot spot* de Tristão da Cunha.

Segundo Araújo (2000), o magmatismo da Província do Alto Paranaíba e, notadamente, o relacionamento entre os magmas kimberlíticos, kamafugíticos e carbonatíticos, podem ser explicado a partir do diagrama wehrlito-lherzolito-harzburgito (Fig. 196):

- i) Posicionamento dos kimberlitos junto ao campo de líquido de alta temperatura, rico em CO₂, e tendo por fonte harzburgito em profundidades superiores a 100 km;
- ii) Geração dos magmas kamafugíticos, ricos em CO₂, no limite do campo de estabilidade lherzolito-wehrlito, evoluindo posteriormente para mafuritos e uganditos;
- iii) Carbonatitos representariam estágios tardios, com temperatura mais baixa, resultando da migração do CO₂ através de peridotitos dentro do campo de estabilidade do líquido carbonático.

Para Brod (1999) existe uma forte relação genética entre o magmatismo carbonatítico e o magmatismo ultrapotássico na região do Alto Paranaíba, com os processos

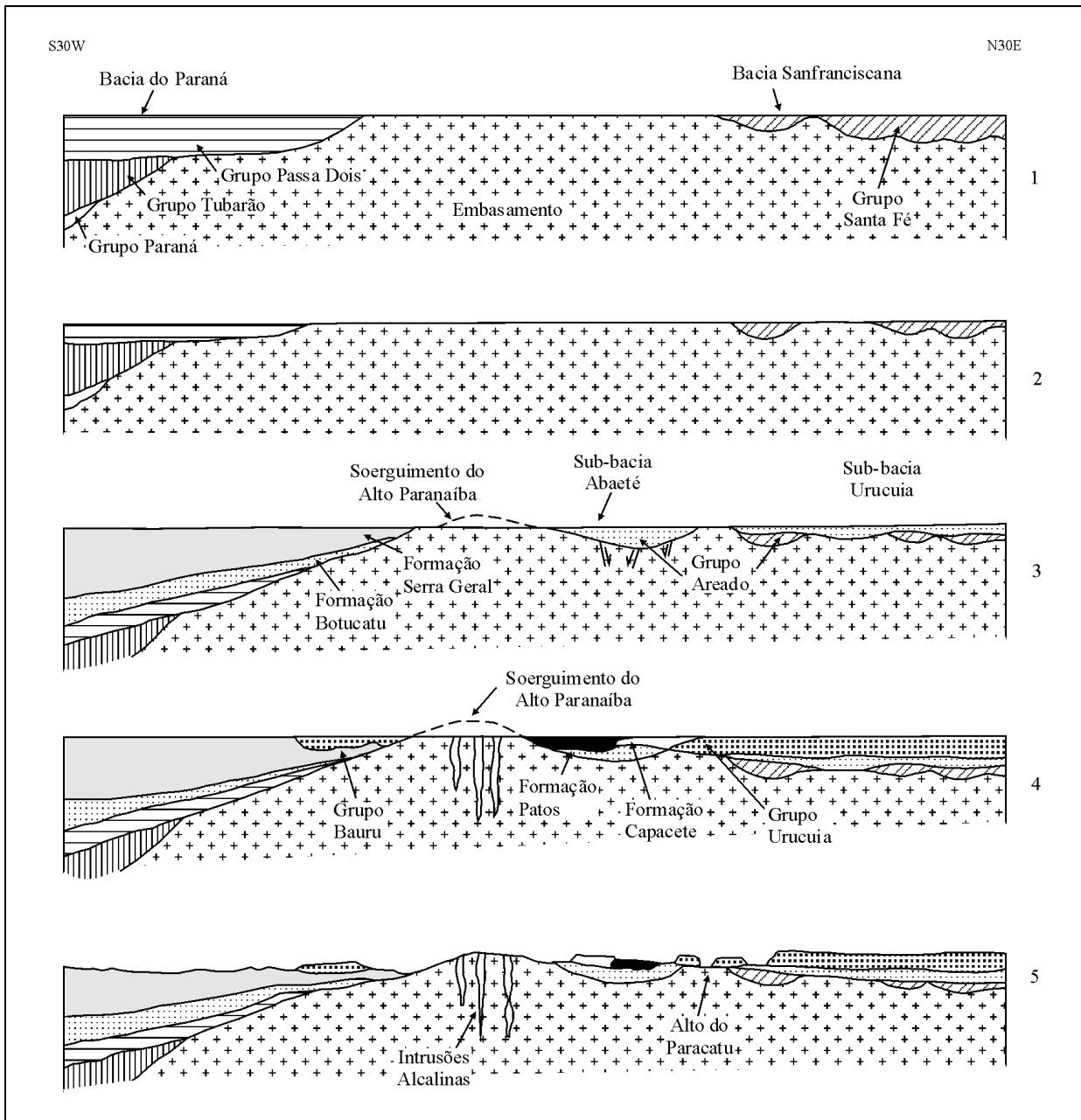


Fig. 194 – Evolução paleogeográfica regional da Bacia Sanfranciscana (segundo Hasui e Haralyi, 1991; Campos e Dardenne, 1997b).

- 1 Neoproterozóico – deposição do Grupo Santa Fé, a partir do norte da bacia.
- 2 Eomesozóico – intensos processos erosivos são responsáveis pelo retrabalhamento de grande parte da sucessão Santa Fé.
- 3 Eocretáceo – deposição do Grupo Areado e desenvolvimento de feições tafrogenéticas na Sub-bacia Abaeté. Início do soerguimento do Alto Paranaíba.
- 4 Neocretáceo – fase principal do soerguimento do Alto Paranaíba. Deposição do Grupo Urucua e desenvolvimento do magmatismo na área afetada pelo soerguimento.
- 5 Cenozóico – acumulação da Formação Chapadão, desenvolvimento da atual superfície de relevo e de incisão das formas geomorfológicas de mesetas e extensas chapadas.

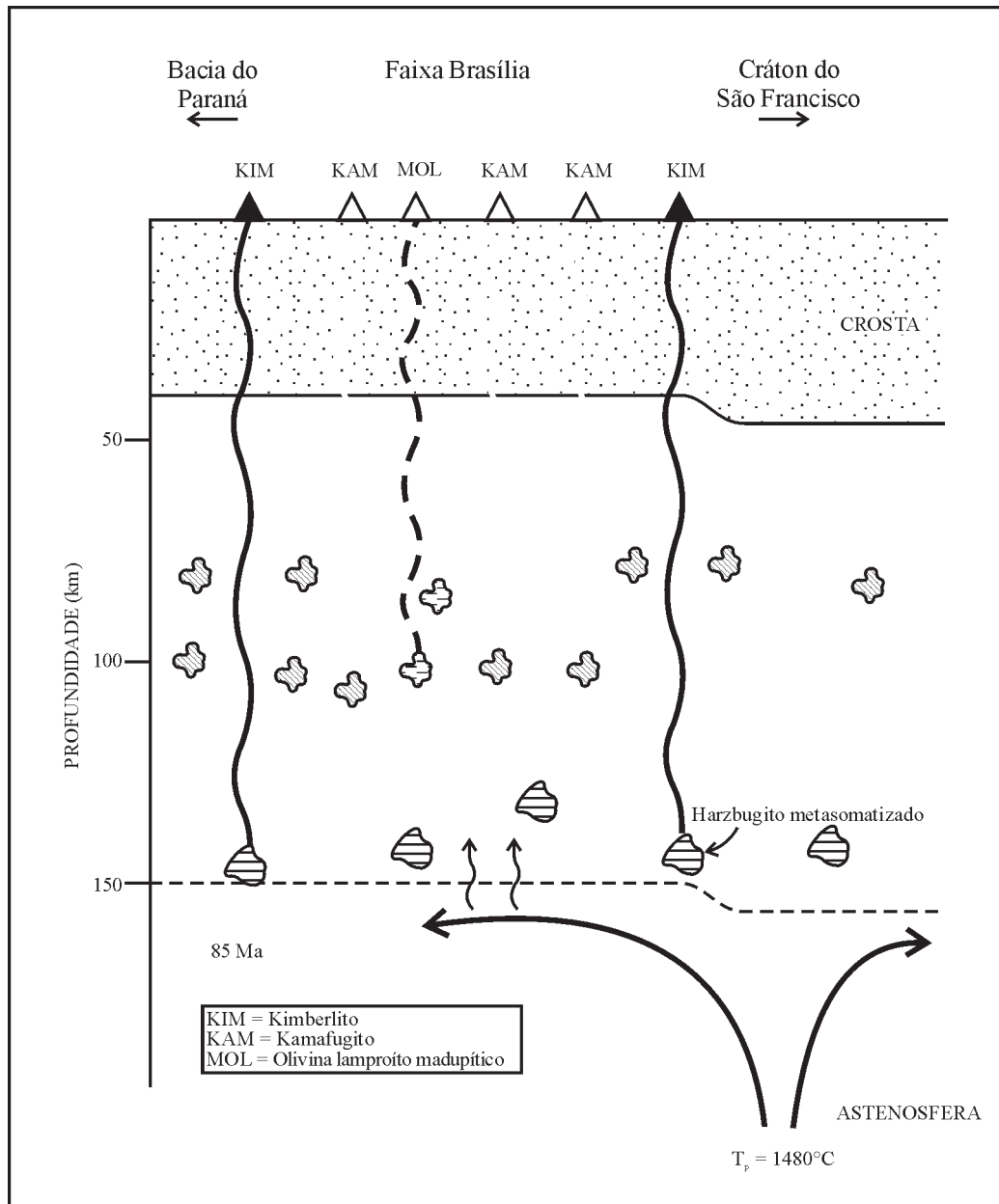


Fig. 195 – Diagrama esquemático ilustrativo da profundidade das áreas-fontes dos kamafugitos, olivina lamproítos madupíticos e kimberlitos na Província Alcalina do Alto Paranaíba (simplificado, segundo Gibson *et al.*, 1995).

de imiscibilidade explicando a separação dos magmas carbonatíficos dos magmas kamafugíticos.

4.2.2.2.1.1 Complexo do Barreiro

O Complexo do Barreiro (Fig. 197), nas imediações da cidade de Araxá, com uma estrutura dômica, aproximadamente circular, de 4,5 km de diâmetro, é intrusivo nos

quartzitos e micaxistos do Grupo Araxá (Barbosa *et al.* 1970), e provoca intensa fenitização nas suas bordas. É constituído essencialmente por glimeritos, foscoritós (flogopita, carbonato, apatita e magnetita) e carbonatitos. Os carbonatitos são principalmente do tipo beforsito, onde a dolomita é o mineral predominante, com calcita e ankerita subordinadas, além de barita, apatita, magnetita, pero-

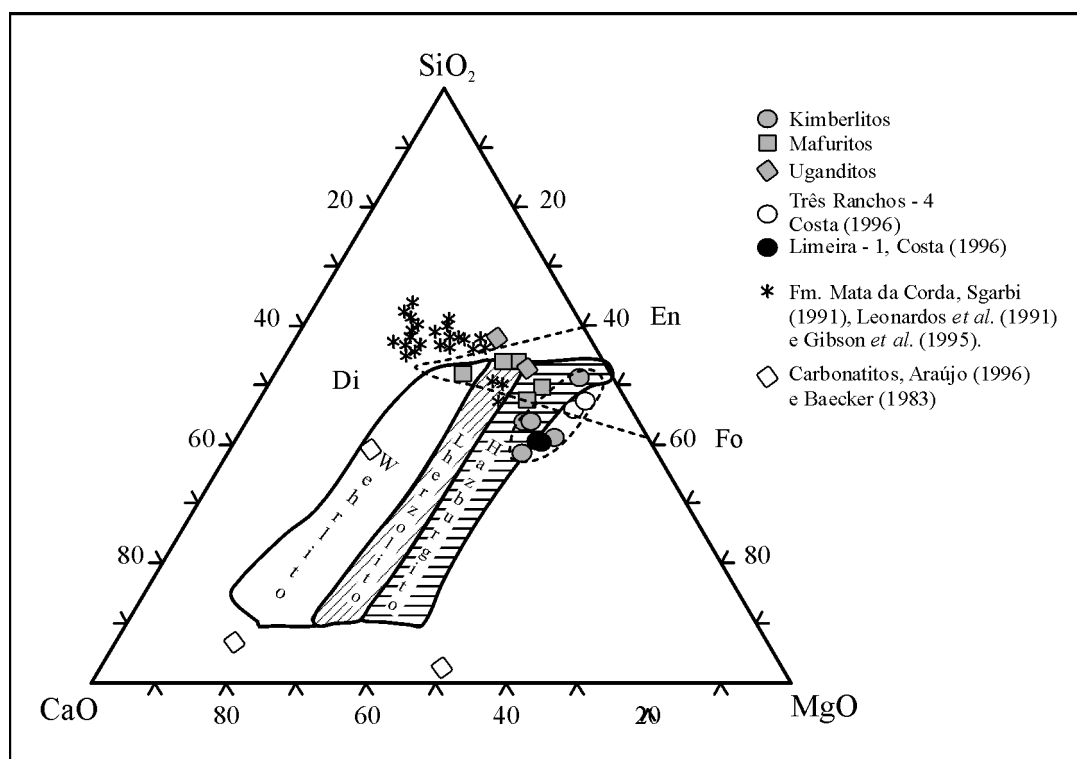


Fig. 196 – Composição dos líquidos produzidos no modelo wehrlito, lherzolito e harzburgito carbonatado (projetado no triângulo CaO-MgO-SiO₂ livre de CO₂). Os líquidos do campo do wehrlito são limitados por pressões de 1 a 2, 7Gpa e dos lherzolitos e dos harzburgitos acima de 2,8Gpa (Wyllie e Lee, 1999) (segundo Araújo, 2000).

vskita, flogopita, pirita, anfíbólio sódico, isokita, estroncianita e bário-pirocloro. Os foscorititos da parte central do complexo mostram geralmente os teores mais elevados em pirocloro, e ocorrem isoladamente ou concentrados em zonas preferenciais com teores que atingem até 8% Nb₂O₅ (CBMM, 1984).

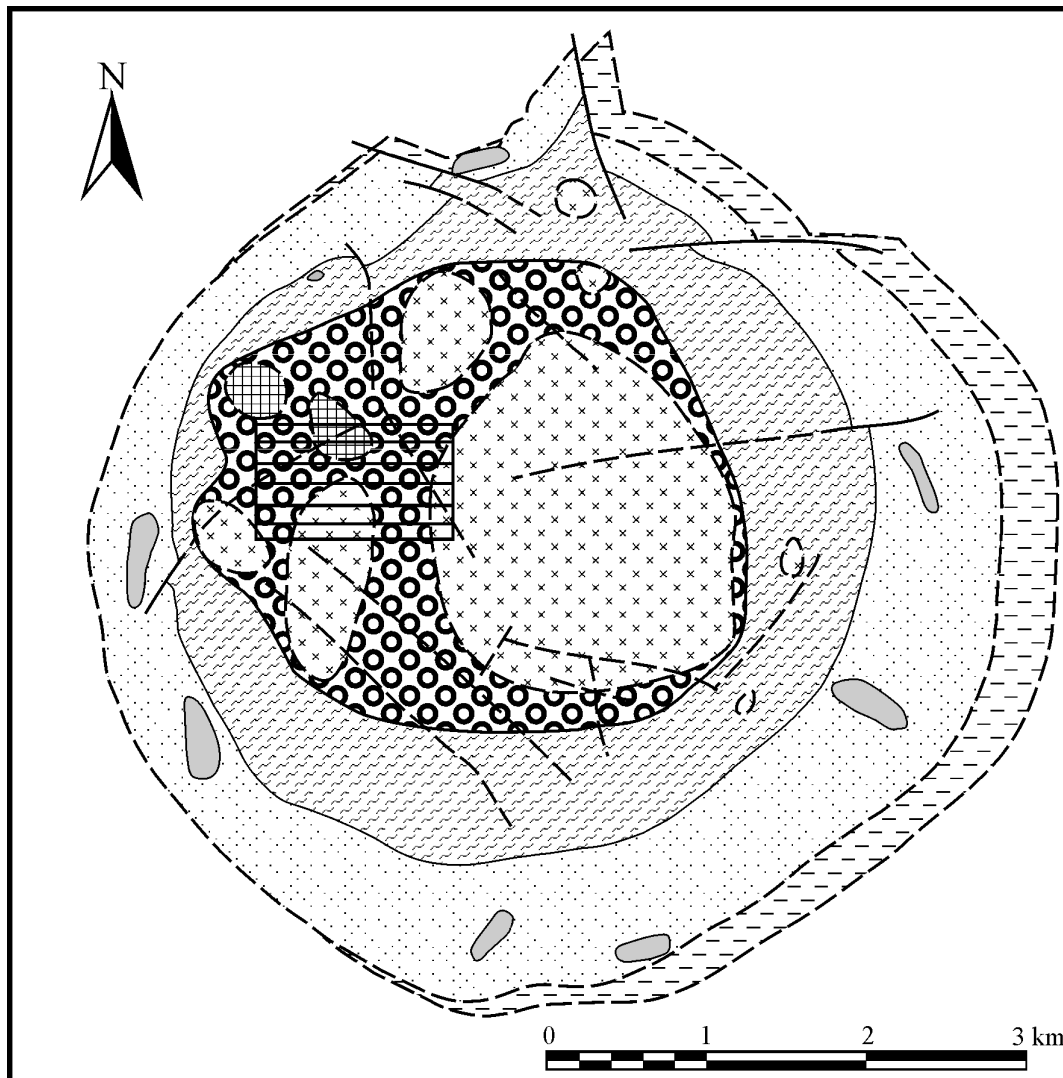
No interior da estrutura dômica, a cobertura laterítica varia de alguns poucos metros a até 230 metros de profundidade. As rochas originais encontram-se completamente transformadas por lixiviação dos elementos solúveis, por acumulação do ferro e por concentração dos minerais resistentes a alteração. Esses processos de alteração conduziram à formação de duas jazidas:

- Jazida de nióbio, explorada pela CBMM, apresenta as maiores reservas mundiais de nióbio: 461,75 Mt de minério com 2,5% Nb₂O₅. Situada na parte central da estrutura, a alteração desenvolveu-se sobre carbonatitos e foscorititos ricos em bário-pirocloro, desenhando uma área mineralizada circular com diâmetro de 1.800 m.
- Jazida de fosfato, na forma de apatita, explorada pela

Mineração Arafertil, com reservas de 460 Mt de minério, e teor médio de 15,07% P₂O₅. A origem da jazida é também relacionada à alteração laterítica, que atuou desde o Terciário Inferior e permitiu a acumulação relativa da apatita.

Na Mineração Arafertil (Torres, 1996), a apatita encontra-se associada a:

- a) Corpos de carbonatito maciço, nos quais ela aparece na forma de cristais subédricos orientados na direção do fluxo em proporções variáveis (0 a 15%);
- b) Veios de carbonatitos junto com a pirita e a barita;
- c) Veios de apatitito, magnetitito e nelsonitito. Os veios de apatitito (com 0,1 a 2 m de espessura) representam o minério de mais alto teor, possuem coloração cinza-azulado, estrutura maciça e textura afanítica. A massa afanítica é composta por apatita euédrica criptocristalina, associada à magnetita, pirocloro e flogopita. Veios de barita e de apatita acicular são também presentes. Os veios de barita, com espessura de 5 a 60 cm, cortam todas as litologias do complexo e apresentam cristais



LEGENDA











- | | | | |
|---|---------------------------------------|---|----------------|
|  | Silexito |  | Falha |
|  | Sovito |  | Falha inferida |
|  | Beforsito com flogopitito subordinado |  | Área da mina |
|  | Beforsito/flogopitito | | |
|  | Flogopitito com beforsito subordinado | | |
|  | Xistos fenitizados | | |
|  | Quartzitos fenitizados | | |

Fig. 197 – Mapa geológico do Complexo do Barreiro (segundo CBMM, 1984).

euédricos com dimensões de 3 e 4 cm. Finalmente, ocorrem veios de silixito ricos em monazita. Uma origem hidrotermal é sugerida para as diversas gerações de veios mineralizados (Torres, 1996).

Com o desenvolvimento da alteração laterítica, a frente de lavra subdividiu-se, da base para o topo, em quatro horizontes:

- i) Rocha fresca, formada por carbonatito, flogopitito e veios de apatitito, nelsonito, magnetitito e barita;
- ii) Saprólito grosso (E = 10-50 m), constituído essencialmente por vermiculita, apatita, magnetita e goethita subordinada, com elevados teores de P_2O_5 ;
- iii) Saprólito fino (E = 20-50 m), composto por apatita, goethita, magnetita, anatásio, hematita, fosfato secundário e caulinita, com os três últimos minerais ocorrendo principalmente na porção superior do horizonte;
- iv) Horizonte laterítico (E = 40-50 m), caracterizado pela presença de goethita, hematita, gibbsita, fosfato secundário (crandalita), maghemita, quartzo e de anatásio.

Somente o horizonte do saprólito fino é lavrado, tendo em vista a presença de vermiculita no saprólito grosso, a qual prejudica o beneficiamento e o alto teor de alumínio dos fosfatos secundários no horizonte laterítico.

Além do nióbio e do fosfato, existem também, no Complexo Barreiro, importantes concentrações de barita que aparece na forma de disseminações, veios hidrotermais e concreções de origem supergênica, as quais somam reservas de 463 Mt de minério com teor médio de 20,67% $BaSO_4$.

4.2.2.2.1.2 Complexo de Tapira

O Complexo de Tapira, situado a alguns quilômetros ao sul de Araxá, é intrusivo nos quartzitos e nos filitos do Grupo Canastra, e intensamente fenitizado nas bordas. Possui uma forma elíptica com diâmetro médio de 6 e 7 km, respectivamente. A estrutura dômica é constituída por peridotitos, piroxenitos, dunitos, glimmeritos e carbonatitos do tipo sovito, além de diques de traquitos e lamprófiros.

Os piroxenitos, largamente distribuídos no complexo, mostram enriquecimento em apatita, magnetita e perovskita, minerais esses que podem formar bandas monominerálicas. Nos piroxenitos, a porcentagem de perovskita varia normalmente de 8 a 10%, mas pode atingir cerca de 15%.

Os carbonatitos, que ocupam o centro do complexo, são compostos de 90% de calcita e 10% de minerais acessórios, tais como magnetita, apatita, flogopita e pirocloro. A alteração laterítica generalizada, que afetou as rochas do complexo, provocou o desenvolvimento de um manto de

alteração com espessura superior a cem metros, onde se pode observar, do topo para a base, a seguinte zonação (Fig. 198):

- i) Zona estéril, superior, de cor marrom-avermelhada, enriquecida em óxidos/hidróxidos de ferro, e argilas, com menos de 5% P_2O_5 e de 15% TiO_2 ;
- ii) Zona mineralizada em titânio, de cor esverdeada, contendo mais de 15% TiO_2 e mais de 5% P_2O_5 , faz a transição entre a zona rica em titânio e a zona rica em fosfato. O anatásio resulta da transformação da perovskita por alteração supergênica;
- iii) Zona mineralizada em fosfato, com menos de 15% TiO_2 , e com mais de 5% P_2O_5 , onde esses elementos aparecem na forma de perovskita e apatita, respectivamente, em associação com a magnetita, traduzindo, assim, uma alteração bem menos eficiente nessa zona que faz a transição para a rocha fresca (Melo, 1997).

A mineralização de nióbio, que ocupa a parte central do complexo, ocorre no manto de alteração muito profundo (> 200 m), desenvolvido sobre corpos de carbonatitos. O nióbio, que aparece na forma de pirocloro como concentrado residual, encontra-se associado a anomalias de terras raras, mais especificamente Ce e La, além de titânio e P_2O_5 , em menor grau. O teor médio do nióbio na laterita é de 0,9% Nb_2O_5 , e atinge, em alguns pontos, concentrações da ordem de 5%.

As reservas calculadas para as áreas pertencentes à Docegeo foram definidas em 744 Mt de minério de apatita, com teor médio de 8,35% P_2O_5 ; 191 Mt de minério de anatásio, com teor médio de 21,9% TiO_2 ; 113 Mt de minério de nióbio, com teor médio de 0,9% Nb_2O_5 .

As reservas calculadas para as áreas da CMM foram estimadas em: 637 Mt de minério apatítico, com 8% P_2O_5 ; 223 Mt de minério de anatásio, com 14,34% TiO_2 ; 53 Mt de minério de nióbio, com 0,36% Nb_2O_5 .

Atualmente, só o fosfato está sendo lavrado e beneficiado pela Fosfértil S.A., em Tapira.

4.2.2.2.1.3 Complexo de Catalão

Descoberto em 1894, por Hussak, o Complexo de Catalão, no sudeste de Goiás (Carvalho e Bressan, 1997; Danni *et al.* 1991; Araújo, 1996), com dimensões de 6 km por 5,5 km, é intrusivo nos quartzitos e xistos do Grupo Araxá, intensamente fenitizados. Na região central do complexo, a depressão da lagoa é preenchida por espessos sedimentos lacustres representados por arenitos e argilitos com idade provavelmente terciária.

É constituído essencialmente por rochas ultramáficas (piroxenitos e, provavelmente, dunitos) metassomatizadas e transformadas em flogopititos e foscorititos ricos

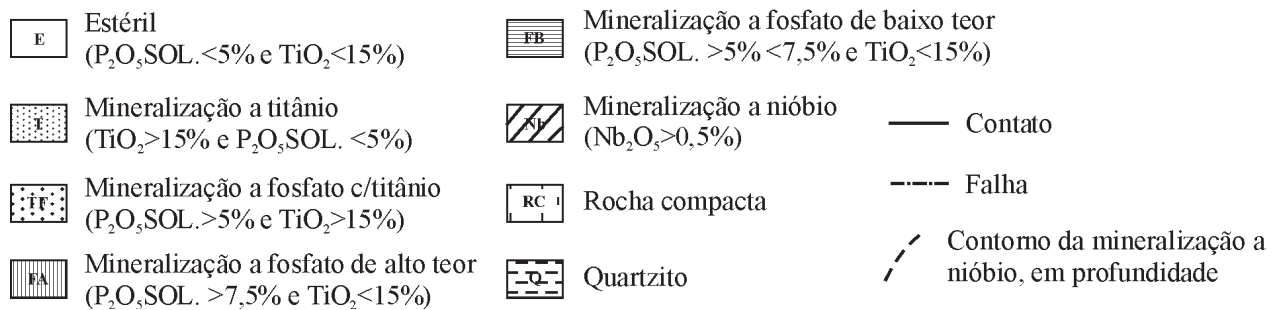
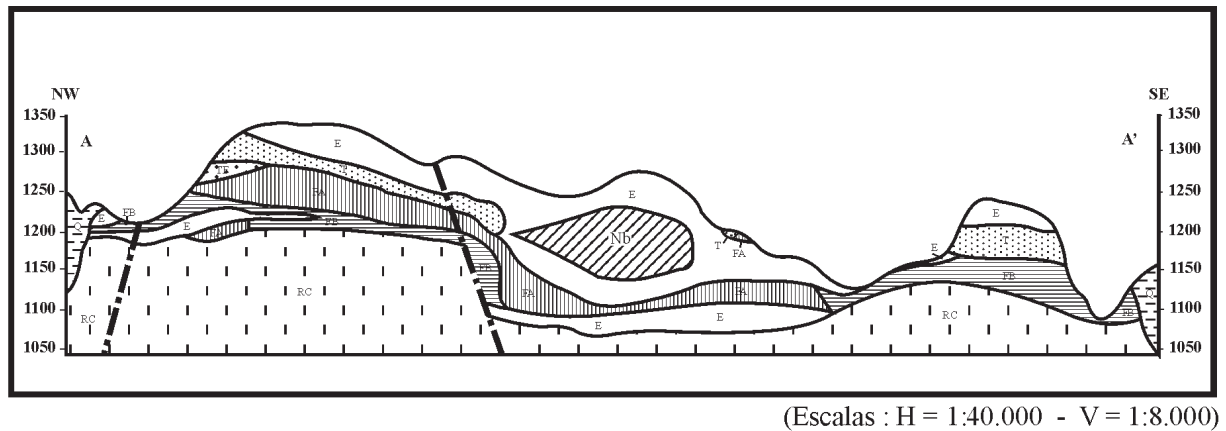


Fig. 198 – Representação esquemática dos horizontes mineralizados a titânio, a fosfato e a nióbio nas áreas do grupo CVRD, em Tapira (segundo Melo, 1997).

em apatita e pirocloro, intrudidos por *plugs* de carbonatito do tipo sovito e berfosito, relativamente pobres em apatita (1 a 5% P_2O_5), mas ricos em monazita e em pirita. Destaca-se, nesse contexto, uma densa rede de veios hidrotermais de carbonatitos ricos em apatita, posterior à intrusão dos *plugs* e desenvolvida nos flogopititos e nos foscoritos. Esses veios hidrotermais ricos em apatita representam a principal fonte do minério de fosfato explorado no Complexo de Catalão. Segundo Ribeiro (informação verbal), a essa fase principal do hidrotermalismo mineralizante sucede uma fase tardia na forma de hidrotermalitos muito ricos em monazita, os quais desenham um sistema complexo de condutos verticais e subhorizontais ligando bolsões de dissolução nos carbonatitos, nas brechas e nos *pipes* explosivos. Esses hidrotermalitos são preferencialmente intrusivos nos foscoritos ricos em apatita, provocam dissolução desse mineral e enriquecem os fluidos em fosfato. Nas cavidades de dissolução desenvolvidas nos carbonatitos, observa-se a deposição de apatita, ilmenita e monazita na forma de camadas subhorizontalizadas, as quais

apresentam, freqüentemente, acamadamento gradacional e brechas, o que traduz o alto nível de energia do fluido hidrotermal. Quando intrusivos nos flogopititos, os condutos preenchidos pelos hidrotermalitos mostram contatos retilíneos correspondentes a fraturas, sem as cavidades de dissolução restritas aos carbonatitos.

A exemplo dos casos anteriores, as mineralizações encontradas associam-se aos processos de lateritização, os quais provocam:

- i) Acumulação residual de pirocloro e de apatita;
- ii) Neoformação de anatásio e de vermiculita. As pesquisas desenvolvidas pela Metago (Carvalho e Bressan, 1997), e pela Mineração Catalão de Goiás, permitiram avaliar as reservas do complexo em: 440 Mt de minério de fosfato, com teor superior a 5% P_2O_5 ; 339 Mt de minério de titânio, com teor superior a 10% TiO_2 ; 15 Mt de minério de nióbio, com teor superior a 0,7% Nb_2O_5 ; 10 Mt de minério de vermiculita, com teor superior a 10% deste mineral; 15 Mt de minério de terras raras, com teor acima de 4% de $Ce_2O_3 + La_2O_3$. Atualmente, a Mineração Catalão de Goiás explora a jazida de nióbio

com uma produção anual de 3.548 t de liga ferro-nióbio; enquanto a Ultrafértil explora a jazida de fosfato com uma produção anual de 5 Mt de minério com 11% P_2O_5 , o que resulta em 750 mil t de concentrado de apatita com teor de 36% P_2O_5 .

Vale ressaltar, aqui, o papel preponderante do hidrotermalismo no processo de mineralização, o qual foi atuante tanto para as concentrações econômicas de apatita como para as de barita e de monazita.

4.2.2.2 Província Iporá-Rio Verde

Constituindo praticamente uma extensão da Província do Alto Paranaíba, no sul de Goiás (Leonardos e Meyer, 1991), a Província de Iporá-Rio Verde (Danni, 1985; Gaspar e Danni, 1981) é caracterizada pela ocorrência de complexos plutônicos ultramáfico-alcálicos, como os de Iporá (Morro dos Macacos), Rio dos Bois, Montes Claros de Goiás, Morro do Engenho e Santa Fé; pela ausência de carbonatitos; e pela presença de *pipes* de kamafugitos, em Amorinópolis, e de vulcanismo kamafugítico, na região de Santo Antônio da Barra-Rio Verde. Sobre as rochas ultramáficas dos complexos, o intemperismo favorece o desenvolvimento de diversas jazidas de níquel laterítico (ver capítulo sobre alteração laterítica).

4.2.3 Depósitos de diamante associados às intrusões kimberlíticas

Segundo a regra empírica de Clifford (1964), formalizada por Janse (1994), os kimberlitos diamantíferos econômicos restringem-se às áreas cratônicas mais antigas que 1,8Ga. Os kimberlitos encontrados em faixas móveis mais jovens são estéreis ou fracamente mineralizados. Os crátons mais antigos, principalmente arqueanos, representariam as áreas mais favoráveis à preservação de quilha litosférica espessa, fria e depletada, onde se formam os diamantes em profundidade superior a 150 km, que corresponde ao limite de estabilidade grafita-diamante (Fig. 199a). Os diamantes, que mostram idades muito mais antigas que os kimberlitos ou lamproítos, são mecanicamente transportados, não existindo relação genética entre as rochas transportadoras e o diamante. A geração dos magmas kimberlíticos (Haggerty, 1999) é relacionada à formação de plumas (Fig. 199b), provenientes da interface manto-núcleo até o limite manto inferior-manto superior. A ascensão extremamente rápida dessas plumas, com final explosivo perto da superfície, é responsável pelo transporte mecânico dos diversos tipos de rochas atravessadas, entre eles o diamante e suas rochas hospedeiras que, dependendo do contexto geotectônico, podem ser do tipo harzburgito, lherzolito ou eclogito (Mitchell, 1995; Nixon, 1987; Hag-

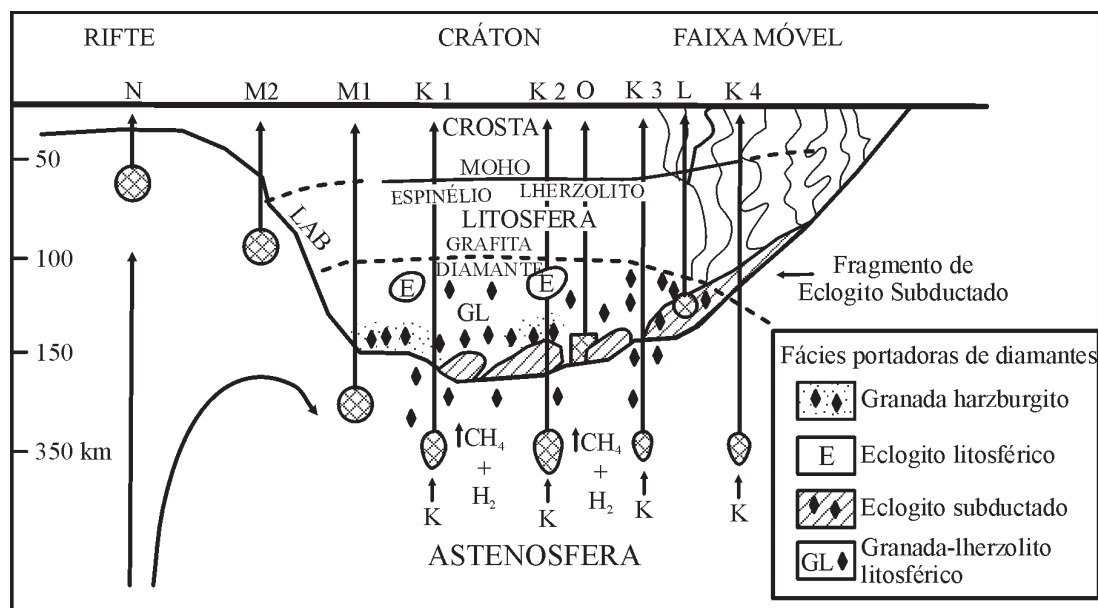


Fig. 199a – Distribuição dos diamantes na seção hipotética de cráton arqueano, cinturão móvel marginal e rifte recente; curva de estabilidade do diamante e composição do manto (segundo Mitchell, 1995).

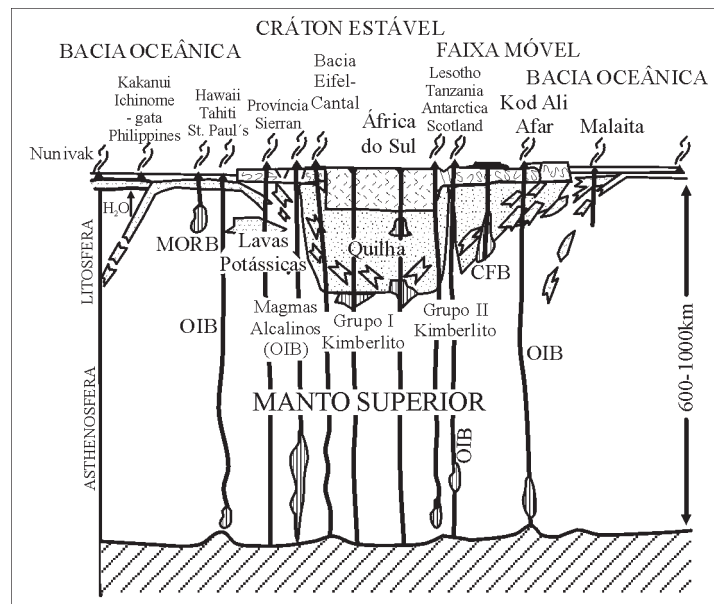


Fig. 199b – Distribuição dos kimberlitos nos diversos compartimentos da litosfera (segundo Nixon, 1987).

gerty, 1995). Nesse contexto, as regiões mais favoráveis à prospecção dos kimberlitos diamantíferos situam-se nas áreas cratônicas arqueanas do Escudo das Guianas e das Províncias Rio Maria e Carajás.

As principais ocorrências de kimberlitos no Brasil (Fig. 200) distribuem-se ao longo dos lineamentos AZ-125° e Transbrasiliano (Gonzaga e Tompkins, 1991; Tompkins e Gonzaga, 1989). Ao Lineamento Transbrasiliano são associados os kimberlitos de Gilbués/Picos, no Piauí, e os de Poxoréu, no Mato Grosso. Ao Lineamento AZ-125° são relacionadas as províncias kimberlíticas do Cretáceo Inferior (kimberlitos Batoví, datados em 121Ma), bem como as do Cretáceo Superior nas regiões de Aripuanã (kimberlitos Juína), no Mato Grosso; de Pimenta Bueno, em Rondônia; e de Alto Paranaíba, em Minas Gerais. Somente os kimberlitos de Juína (Teixeira, 1996) apresentam, até agora, mineralizações significativas de diamante.

4.2.3.1 Província Kimberlítica de Juína

Conforme Teixeira (1996), a Província Kimberlítica de Juína, datada de 95 a 92Ma por U-Pb sobre zircão, encon-

tra-se mais ou menos condicionada ao longo do Lineamento AZ-125° (Fig. 200) na borda norte da Bacia dos Parecis. Entretanto, o posicionamento dos corpos kimberlíticos é controlado por um sistema de falhas NE que limitam um pequeno graben de 20 km de largura por mais de 100 km de comprimento, estruturado segundo essa direção durante o Cretáceo. Nesse compartimento tectônico, situam-se os corpos kimberlíticos de Juína. A Bacia dos Parecis, alongada no sentido leste-oeste, com 1.250 km por 400 km, constitui uma bacia intracratônica preenchida por cerca de 6000 m de sedimentos paleomesozóicos, representados pelas seqüências glacialmarinha e lacustre da Fm. Pimenta Bueno. Essa formação é composta por diamictitos, lamitos, siltitos laminados e arenitos micáceos, relacionados ao Permocarbonífero e cobertos em discordância por uma seqüência de arenitos finos a médios, feldspáticos, transicionando para conglomerados em direção ao topo, atribuídos à Formação Parecis (Cretáceo Superior). A Bacia dos Parecis sobrepõe-se diretamente ao embasamento granito-gnáissico e anfibolítico da Província Geocronológica Rio Negro-Juruena, com idade de 1,8 a 1,55Ga (Tassinari, 1996; Tassinari e Macambira, 1999).

As estruturas kimberlíticas de Juína apresentam caráter subvulcânico francamente explosivo com amplas crateras

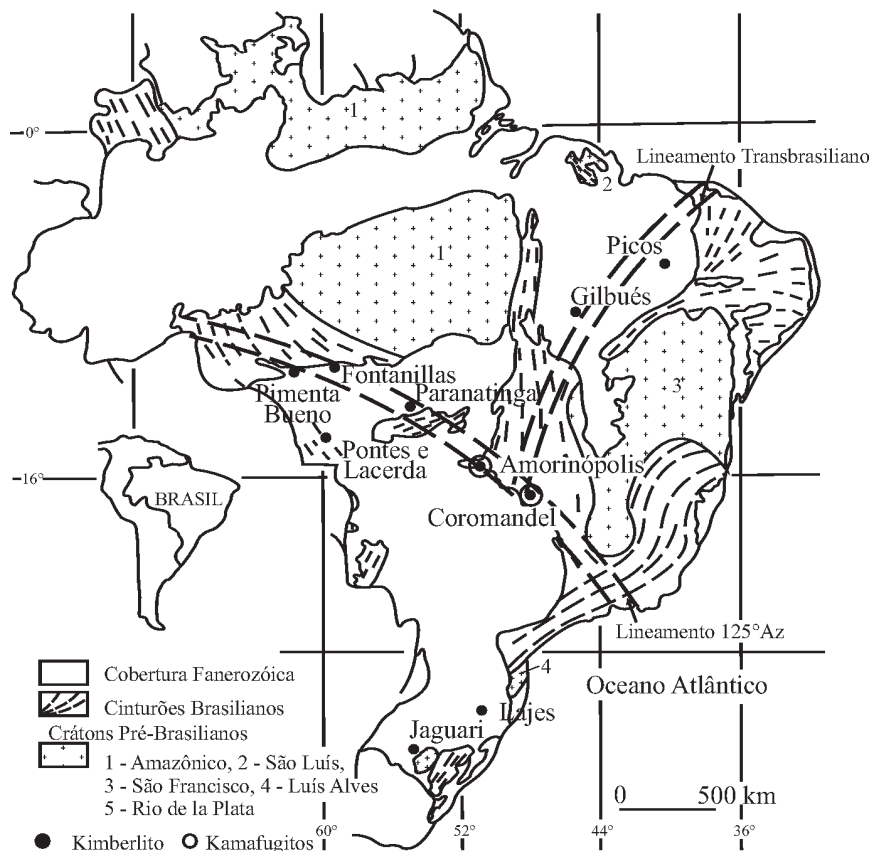


Fig. 200 – Localização das províncias kimberlíticas e kamafugíticas brasileiras (segundo Almeida e Svisero, 1991).

e estreitos ventos (Fig. 201). Nessas crateras é possível distinguir, da base para o topo:

- i) Brechas kimberlíticas representantes do próprio corpo intrusivo;
- ii) Complexa intercalação de material epiclástico arenoso de natureza kimberlítica com piroclásticas extrusivas, cuja espessura varia de 10 a 70 m, apresentando acaumadamento rítmico e gradacional;
- iii) Arenitos epiclásticos com contribuição kimberlítica, cuja espessura varia de 0 a 60 m.

Essas estruturas kimberlíticas são particularmente amplas quando intrusivas nos sedimentos da Bacia dos Parecis, e são relacionadas a uma origem freatomagmática. As crateras encaixadas no embasamento granito-gnáissico são bem menores e preenchidas por um material fino, siltico e argiloso, depositado em ambiente lacustre na forma de ritmitos bem laminados.

As brechas de Juína apresentam feições idênticas às das fácies diatrema de kimberlitos típicos, caracterizando-se

por enorme quantidade de xenólitos mantélicos, notadamente de eclogitos, de rochas sedimentares (pelitos dominantes), de gabros, de gnaisses e de granitos.

Ainda, de acordo com Teixeira (1996), os kimberlitos de Juína amostraram uma seção do manto superior, constituída fundamentalmente por lherzolitos e bolsões de eclogitos.

4.2.3.2 Província Kimberlítica do Alto Paranaíba

Na Província Magmática do Alto Paranaíba (Leonardo e Meyer, 1991), destaca-se o grande número de *pipes*, diques e ventos (Fig. 202), aos quais são relacionados os kimberlitos e kamafugitos (mafuritos, uganditos e katungitos), cuja idade varia de 83 a 90Ma, conhecidos como Bocaína, Córrego do Couro, Morro Alto, Córrego do Varjão, Indaiá I e II, Limeira I e II, Pântano, Japicanga, Mata do Lenço, Serra do Bueno, Três Ranchos IV e Três Barras, descritos em diversos trabalhos (Tompkins e Gonzaga, 1989; Gonzaga e Tompkins, 1991; Barbosa, 1991; Barbosa *et al.* 1970;

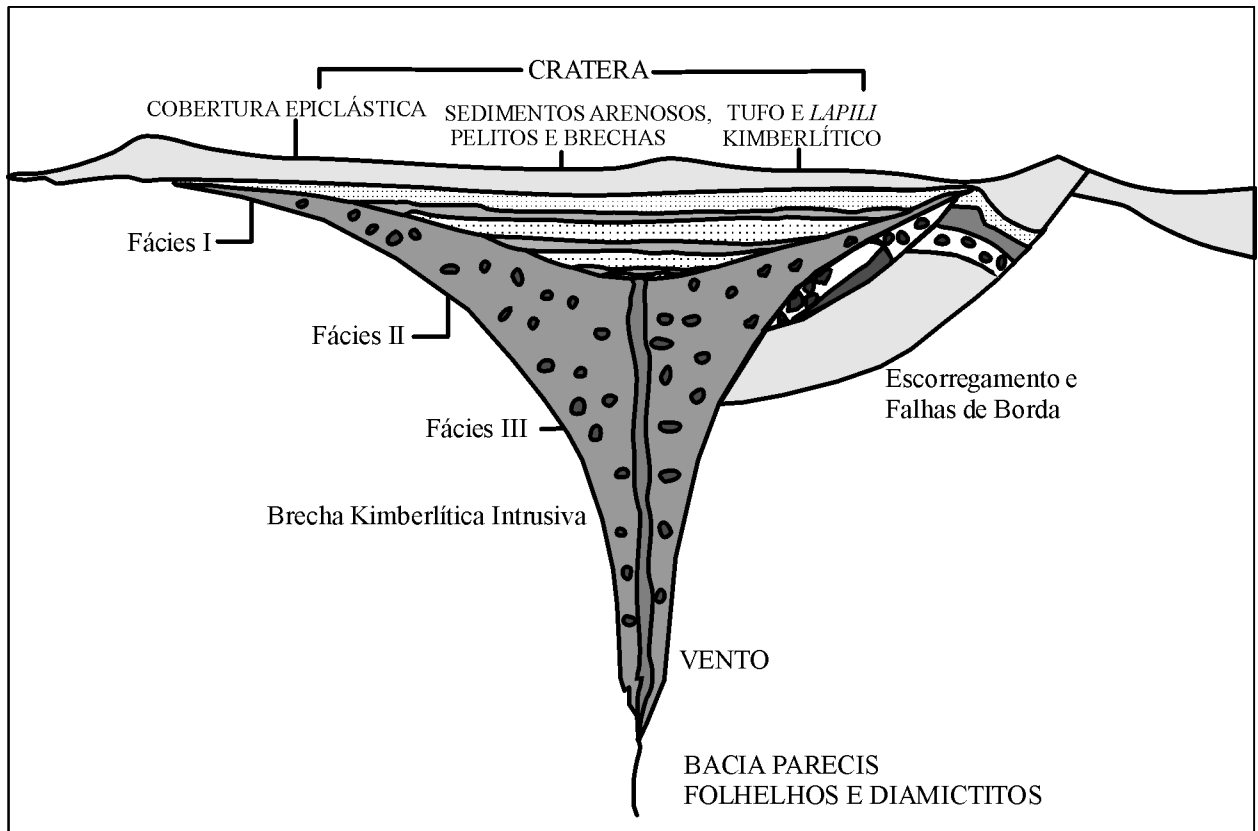


Fig. 201 – Estruturas explosivas kimberlíticas de Juína (segundo Teixeira, 1996).

Leonardos e Meyer, 1991; Bizzi, 1993; Gibson *et al.* 1995), e objeto de controvérsias quanto ao seu potencial diamantífero. Araújo (2000) classificou 52 *pipes* da Província do Alto Paranaíba como kimberlitos e kamafigitos (mafuritos e uganditos), dos quais 15% correspondem a kimberlitos e, os 85% restantes, a kamafigitos (Fig. 203). Alguns desses kimberlitos se encontram seguramente mineralizados em diamante, mas até agora os corpos definidos são de pequenas dimensões e apresentam concentrações subeconômicas.

Os kimberlitos são caracterizados pela presença de duas populações de olivina: uma de macrocristais anédricos a subédricos, com tendência a arredondados; a outra de pequenos cristais anédricos a subédricos. Os macrocristais de olivina são acompanhados por uma matriz constituída por ilmenita, flogopita, espinélios, perovskita, apatita, montivellita, serpentina e carbonato.

Mafuritos e uganditos são constituídos por macrocristais, anédricos a subédricos, de olivina, de flogopita e, raramente, de clinopiroxênios, em uma fina matriz composta de olivina, clinopiroxênio, espinélios, perovskita, leucita

(predominante nos uganditos), kalsilita (predominante nos mafuritos), apatita, serpentina e carbonato.

Conforme Araújo (2000), essas rochas, que se apresentam sob as fácies hipoabissal, transicional hipoabissal/diatrema e diatrema, contêm xenocristais e xenólitos mantélicos. Três populações de xenólitos mantélicos foram identificadas por Carvalho (1997): granada lherzolitos; harzburgitos; lherzolitos, dunitos e olivina piroxenitos ricos em componentes basálticos. As duas primeiras categorias predominam nos kimberlitos, enquanto o terceiro grupo é preponderante nos kamafigitos. Parte dos xenólitos é derivada de profundidades elevadas de até 190 km, com temperaturas entre 590 e 1.300°C e pressões entre 30 e 60 kb (Carvalho, 1997). Segundo o modelo de Carvalho (1997), o manto litosférico sob a Província do Alto Paranaíba apresenta uma paleogeoterma equivalente a um fluxo calórico superficial de 36 mw/m², na qual a estrutura termal do manto é afetada em profundidade pelos fluidos provenientes da pluma, os quais seriam responsáveis pelo metassomatismo. A estabilidade do diamante seria afetada localmente pelo

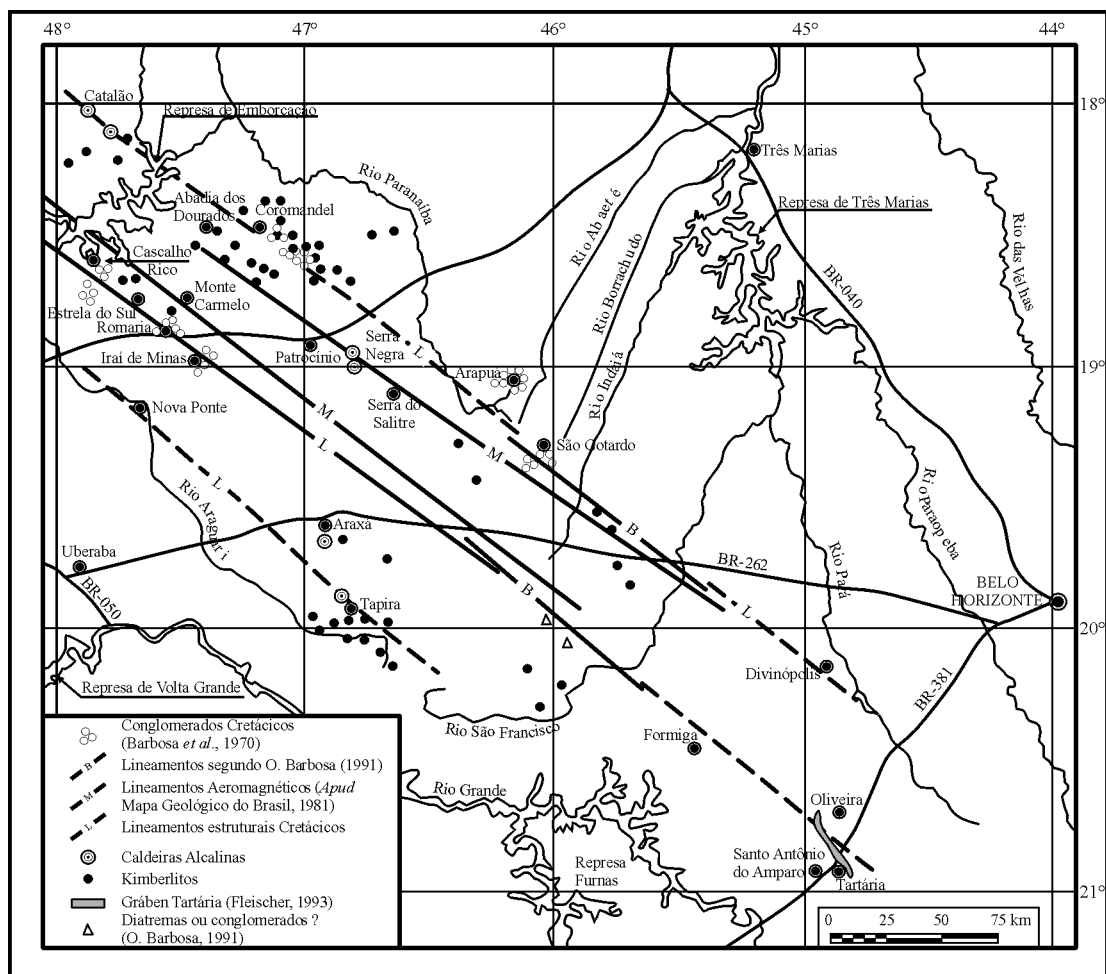


Fig. 202 – Principais elementos tectonomagmáticos do Alto Paranaíba e sua associação com os conglomerados freqüentemente diamantíferos da Formação Bauru, Cretáceo (segundo Fleischer, 1998).

aquecimento pronunciado e pela deformação das rochas mantélicas, porém não seria afetada em caráter generalizado a ponto de decompor o diamante.

De acordo com Araújo (2000), os dados isotópicos de Re/Os, Pb/Pb, Rb/Sr e Sm/Nd mostram que a geração do magmatismo na Província do Alto Paranaíba parece estar associado à presença de duas fontes:

- i) Uma com baixas razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,118$ registradas nos kimberlitos e semelhantes às observadas nos peridotitos litosféricos dos crátons do Kaapvaal, Wyoming e Sibéria;
- ii) Outra com altas razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1,145$ semelhantes às registradas em basaltos de ilhas oceânicas e em veios de piroxenitos e websteritos observados em peridotitos do tipo Alpino.

As idades modelo de depleção do Re (de 1,39 a 1,64Ga) são mais antigas que as idades modelo de Nd (780-910Ma) nos kimberlitos, indicam que o Evento Brasiliano afetou mais efetivamente o sistema Sm/Nd, e podem traduzir a ocorrência de metassomatismo anterior ou de acreção mantélica nesse período.

Do ponto de vista petrológico, os kimberlitos da província podem representar uma fase explosiva, rica em CO_2 , a partir de uma fonte harzburgítica; enquanto o magma kamafugítico representa uma fase rica em CO_2 no campo de estabilidade lherzolito-wehrlito gerado em profundidade maior (Araújo, 2000). As intrusões carbonatíticas corresponderiam a uma fase mais tardia em relação às precedentes, com o magma carbonatítico tendo sido gerado em profundidades menores.

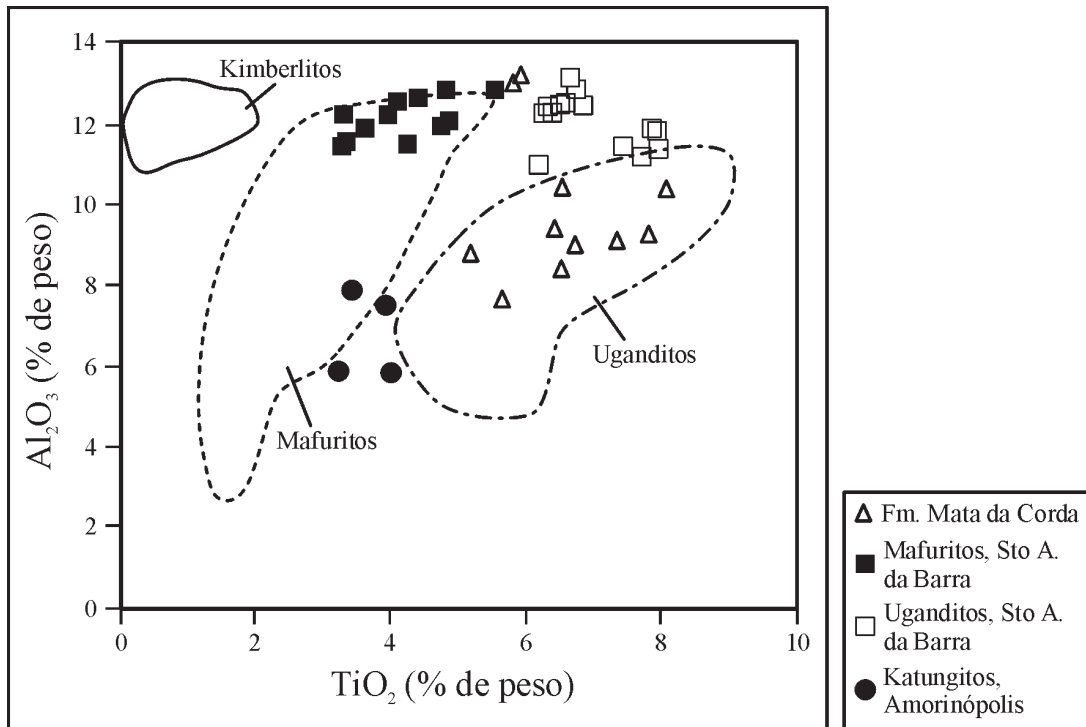


Fig. 203 – Diagrama de $Al_2O_3 \times TiO_2$ para os pipes da Província Alcalina do Alto Paranaíba (segundo Araújo, 2000).

4.2.4 Depósitos filonianos hidrotermais

A evolução do rifte ao longo do Cretáceo provocou a reativação de falhas e de lineamentos antigos do embasamento, os quais canalizaram as circulações de fluidos hidrotermais e tornaram-se o sítio das mineralizações filoneanas.

4.2.4.1 Distrito de Fluorita de Santa Catarina

No Distrito de Fluorita de Santa Catarina, os veios mineralizados cortam os granitos do Neoproterozóico, pertencentes às suítes Pedras Grandes e Tabuleiro (Sallet, 1988); os diques Eocambrianos de quartzo pórfiro; os sedimentos Permocarboníferos da Fm. Rio Bonito; e os diques e sills da Fm. Serra Geral, do Cretáceo Inferior. Esses filões, orientados principalmente N20E, distribuem-se numa faixa, com cerca de 100 km de comprimento e 30 km de largura, ao longo dos lineamentos Canela Grande e Armazém. Essas estruturas correspondem a zonas de cisalhamento transcorrentes formadas em regime dúctil no final do Ciclo Brasileiro, as quais foram reativadas como falhas transcorrentes e extensionais durante o Cretáceo, em razão da abertura do Atlântico Sul. A abertura das caixas filoneanas, que

começou no Aptiano, por volta de 130Ma, é relacionada a três fases sucessivas e alternadas em compressão (F_1 e F_3) NE-SW e em extensão (F_2) NW-SE, e a uma fase tardia (70Ma), em transtensão dextral (Bastos Neto *et al.* 1991; Bastos Neto, 1990). No contato com os granitos encaixantes, observa-se intensa alteração hidrotermal marcada por silicificação, cloritização e sericitização.

Os depósitos de fluorita são agrupados em subdistritos denominados: Segunda Linha Torrens, Ribeirão da Areia, Pedras Grandes, Rio Bravo Alto e Grão-Pará.

No Subdistrito Segunda Linha Torrens (Fig. 204), que é o mais antigo, e onde são conhecidas as maiores jazidas do DFSC (SLT Principal e SLT Mina 2), concentram-se os estudos que propiciam um excelente conhecimento das mineralizações de fluorita (Savi, 1980; Dardenne e Savi, 1984; Dardenne, 1988; Bastos Neto, 1990; Bastos Neto *et al.* 1991, 1997; Dardenne *et al.* 1997).

O minério apresenta-se na forma de lentes biconvexas, de corpos tabulares e de combinações das duas anteriores, relacionados à movimentação de falhas transcorrentes e extensionais, respectivamente (Fig. 205). A mineralização de fluorita, geralmente associada à calcedônia, mostra estruturas bandadas simétricas e assimétricas, estruturas brechadas e em *cocardes* de várias cores: roxa e verde-escura,

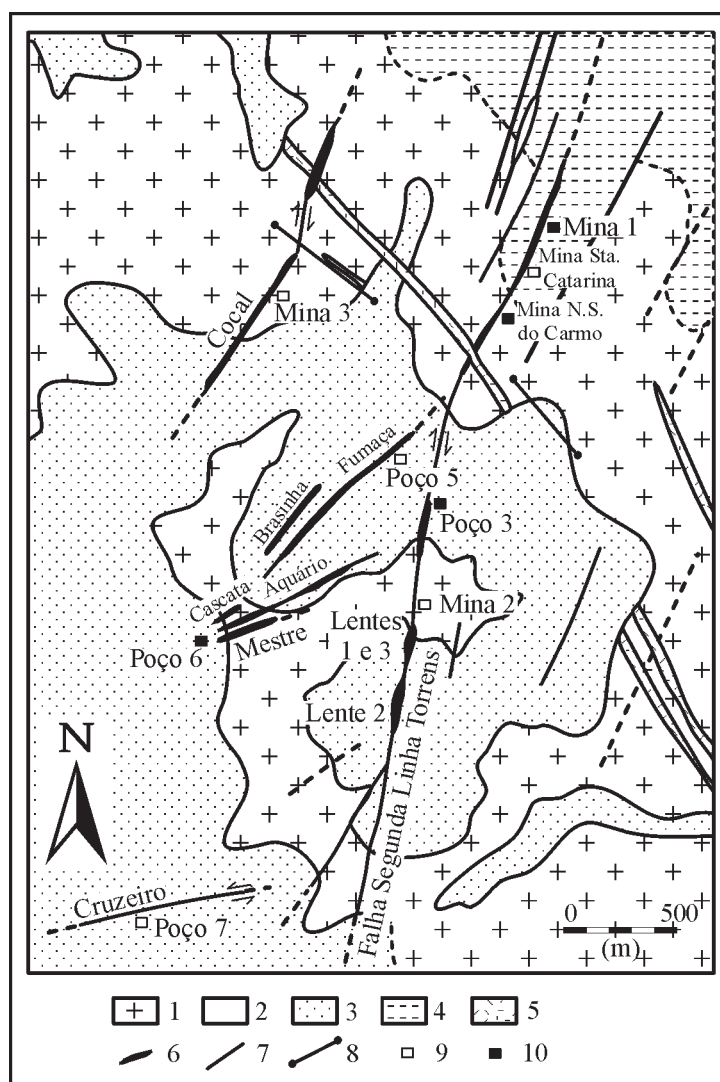


Fig. 204 – Mapa geológico do Subdistrito Segunda Linha Torrens (segundo Bastos Neto, 1990; Bastos Neto *et al.*, 1997).

- | | |
|-------------------------------|-------------------------|
| 1 - Embasamento; | 6 - Filão de fluorita; |
| 2 - Fm. Serra Geral; | 7 - Dique de diabásio; |
| 3 - Fm. Rio Bonito; | 8 - Filão de quartzo; |
| 4 - Fm. Rio do Sul; | 9 - Mina abandonada; |
| 5 - Rochas vulcânicas ácidas; | 10 - Mina em atividade. |

verde-clara, amarela e branca, que permitem ordenar, no tempo e no espaço, as diferentes fases de mineralização. Os corpos de minério podem atingir 1 km de comprimento, 15 m de espessura e até 300 m de profundidade, quando o minério rico em fluorita (70-80%) enriquece-se progressivamente em sílica, tornando-se anti-econômico.

As inclusões fluidas primárias das fluoritas são geralmente aquosas, bifásicas, com salinidade baixa (2% eq.

peso NaCl) e temperaturas de homogeneização variáveis de 165°C a 100°C. Essas características repetem-se em todos os filões do DFSC.

A distribuição dos elementos de terras raras mostra espectros normalizados aos condritos bastante planos com anomalia negativa em Eu constante, com exceção das últimas gerações de fluorita branca que são acompanhadas por pirita e barita.

Os isótopos de estrôncio, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre

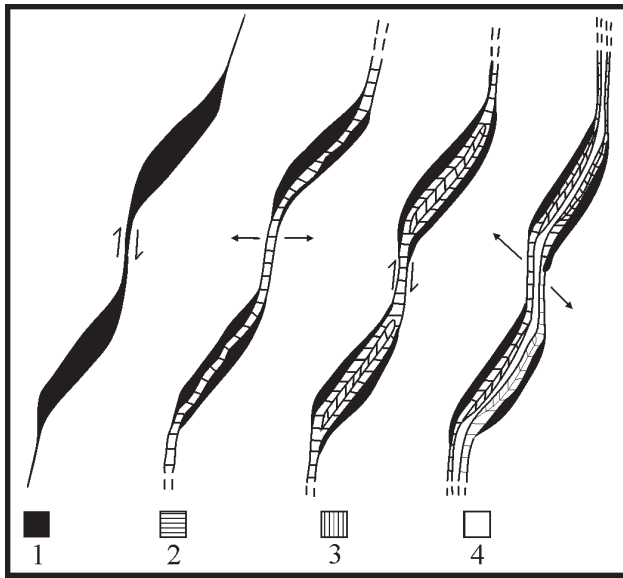


Fig. 205a – Relações entre os movimentos tectônicos, a abertura e o preenchimento do Filão Cocal (segundo Bastos Neto, 1990; Bastos Neto *et al.*, 1991).

0,7381 e 0,7402 para as fluoritas verdes e entre 0,7292 e 0,7317 para as fluoritas amarelas, junto com os valores de ϵ_{Nd} entre $-10,9$ e $-1,63$, sugerem uma origem na crosta superior para a rocha fonte da fluorita (Tassinari e Flores, 1992), fato comprovado por Sallet (1988) que mostrou a riqueza em fluor dos granitóides das suítes Pedras Grandes e Tabuleiro, na forma de fluorita disseminada e de silicatos ricos em flúor. O modelo genético geralmente admitido para os filões de fluorita do DFSC (Fig. 206) envolve a circulação convectiva de fluidos superficiais infiltrados e aquecidos em profundidade através das falhas e das fraturas do rifte, estabelecendo, assim, um circuito hidrotermal que permite a lixiviação do flúor e da sílica, os quais são depositados no final de sua ascensão, quando então encontram as águas conatas mais frias da seqüência clástica permocarbonífera.

No Distrito de Tanguá (RJ), os filões de fluorita, orientados NE-SW e ENE-WSW, segundo antigas zonas de cisalhamento do embasamento, são espacialmente associados a intrusões de rochas alcalinas do final do Cretáceo, que constituem a fonte do flúor e do calor para as circulações convectivas dos fluidos hidrotermais responsáveis pelas mineralizações (Becker *et al.* 1997).

4.2.4.2 Veios de ametista do Alto Bonito

O Brasil é famoso por sua produção de ametista a partir de veios hidrotermais, muitas vezes relacionados a fontes termais, os quais foram reportados à reativação tectônica do Cretáceo.

No município de Marabá (PA), o importante Distrito de Ametista do Alto Bonito (Fig. 26), conhecido desde 1980, encontra-se hospedado em veios hidrotermais sub-verticais orientados 240° , encaixados em quartzitos do Grupo Salobo (Collyer e Mártires, 1991). Ocorrem na forma de geodos e de drusas, centimétricos até métricos e até mesmo decamétricos, formando verdadeiras grutas dentro do quartzito, com cristais que atingem 50 cm de comprimento por 15 cm de largura. Esses depósitos são

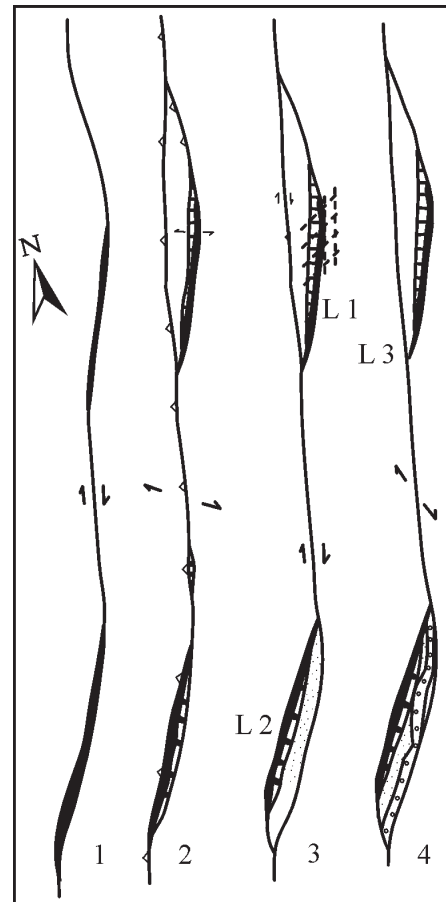
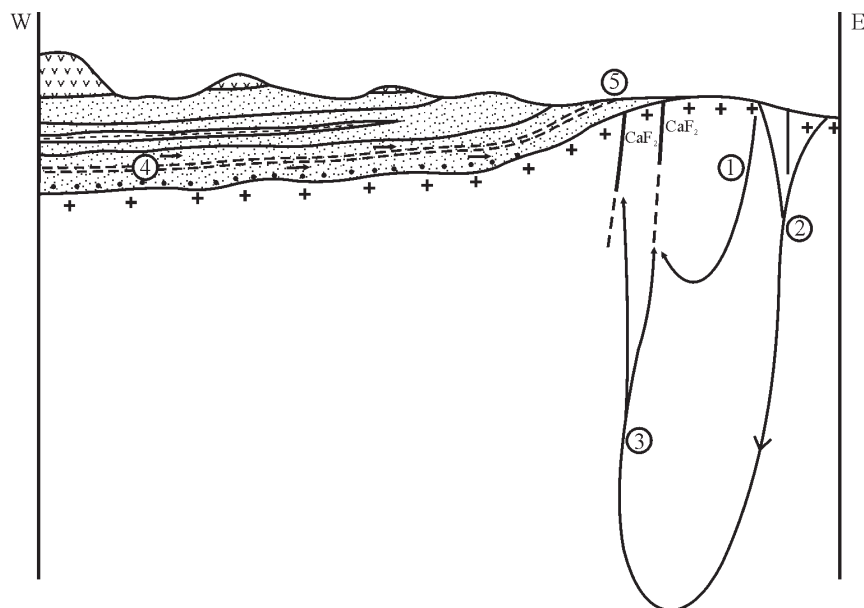


Fig. 205b – Relações entre os movimentos tectônicos, a abertura e o preenchimento das lentes da Mina 2 (segundo Bastos Neto, 1990; Bastos Neto *et al.*, 1991).



- 1, 2, 3 - Soluções continentais infiltradas em profundidade, aquecidas, provocando a lixiviação dos elementos: H_2O , SiO_2 , F^- , Ba^{++} , Na^+ ,...
- 4 - Soluções conatas nos sedimentos do Grupo Itararé
- 5 - Zona de *mélange*
 CaF_2 : filões de fluorita

Fig. 206 – Perfil esquemático ilustrativo da circulação dos fluidos mineralizantes e da formação dos filões de fluorita (segundo Dardenne e Savi, 1984).

resultantes da intensa atividade hidrotermal que afetou a área, aqui supostamente relacionada ao Cretáceo, e manifesta-se, ainda hoje, pelas fontes de águas hipertermais ($40,8^\circ C$) alcalino-terrosas. A produção do garimpo é muito importante, atingindo 48 t de ametista por ano, com 20% de qualidade de gema.

Há, ainda, nessa região, depósitos detríticos provenientes da desagregação, do transporte e da acumulação da ametista e das rochas encaixantes nas depressões.

Além da região do Alto Bonito, que se destaca por sua importância econômica, outras ocorrências de ametista são conhecidas e, às vezes, exploradas no território brasileiro, tais como os filões de Jacobina (BA), Montezuma (MG-BA), Serra das Caldas (GO) e os *placers* de Pau d'Arco (TO).

4.2.5 Depósitos associados à circulação de fluidos conatos

Nas bacias de Sergipe/Alagoas, Camamu, Recôncavo e Tucano, numerosas ocorrências de urânio, barita, galena e esfalerita são relacionadas à circulação de fluidos conatos em ambiente rifte.

4.2.5.1 Ocorrências de urânio da Formação Sergí

Segundo White (1957), a primeira ocorrência de urânio na Fm. Sergí (Jurássico) foi assinalada por Haynes, em 1956, no Furo MC-1-BA da Petrobrás, sob a forma de coffinita. Atualmente, as principais ocorrências de urânio encontram-se na Bacia de Tucano e são associadas aos sedimentos clásticos aluviais e fluviais depositados no estágio rifte inicial da formação do Atlântico Sul. Esses sedimentos, sobrepostos aos folhelhos da Fm. Aliança, são constituídos por arenitos grosseiros e/ou conglomeráticos, feldspáticos a arcoseanos, com pouca matriz, e com estratificações cruzadas, apresentando níveis e lentes de argilas, localmente ricos em matéria orgânica e madeira silicificada.

A mineralização primária uranovanadífera (Saad e Munne, 1982) é composta de petronita, montroseita, hewetita e coffinita. A presença de uraninita foi também assinalada por De Ros (1987) nos arenitos da Fm. Sergí. Os minerais secundários são zippeita, carnotita e metayuyamunita. Sulfetos em proporções variáveis são associados à mineralização primária: pirita, calcopirita e pentlandita. Os elementos traços presentes são: Ra, Fe, Ni, Cu, Ti, Mn, Be, Mo, Co, Y, Pb e Zn. A mineralização

encontra-se na unidade C (Fig. 207), e sua espessura varia de alguns centímetros a vários metros, com teores de 17,4% V_2O_5 e 0,75% U_3O_8 . A fonte do urânio é geralmente relacionada às rochas pré-cambrianas do embasamento, situado a oeste da Bacia do Tucano, ou aos seus produtos retrabalhados e incorporados à seqüência detrítica.

O modelo genético geralmente assumido é do tipo *Roll* (Saad e Munne, 1982), sem maiores explicações. Entretanto, o trabalho de De Ros (1987) sobre a evolução diagenética dos arenitos Sergi, permite estabelecer um modelo genético mais apurado, em que a individualização da mineralização primária de urânio é relacionada ao preenchimento da porosidade secundária em ambiente redutor, com temperatura da ordem de 125°C, e pressão correspondente a um soterramento da ordem de alguns quilômetros. A precipitação do urânio, transportado pelos fluidos conatos, é atribuída à existência de um ambiente redutor governado pela presença de matéria orgânica detrítica, gás metano/óleo e pirita.

A oxidação da mineralização uranovanadífera primária é função da percolação de águas superficiais oxidantes,

que provocam a dissolução, remobilização e reprecipitação do urânio e do vanádio em condições totalmente diferentes das originais.

4.2.5.2 Depósitos de barita da Fm. Marizal/Taipu-Mirim

Dois importantes depósitos de Barita são conhecidos nos sedimentos da Fm. Marizal/Taipu-Mirim: Camamu e Fazenda Barra (Bahia).

4.2.5.2.1 Depósito de Camamu

Na Bacia de Camamu, os depósitos de barita das Ilhas Grande e Pequena (Fig. 208) são associados aos sedimentos cretáceos da margem continental brasileira e, conseqüentemente, intimamente relacionados à evolução do rifte que presidiu a formação do Atlântico Sul. Esses depósitos foram estudados sucessivamente por Bodenlos (1948), Netto (1977), Campos (1983), Dardenne e Campos (1984).

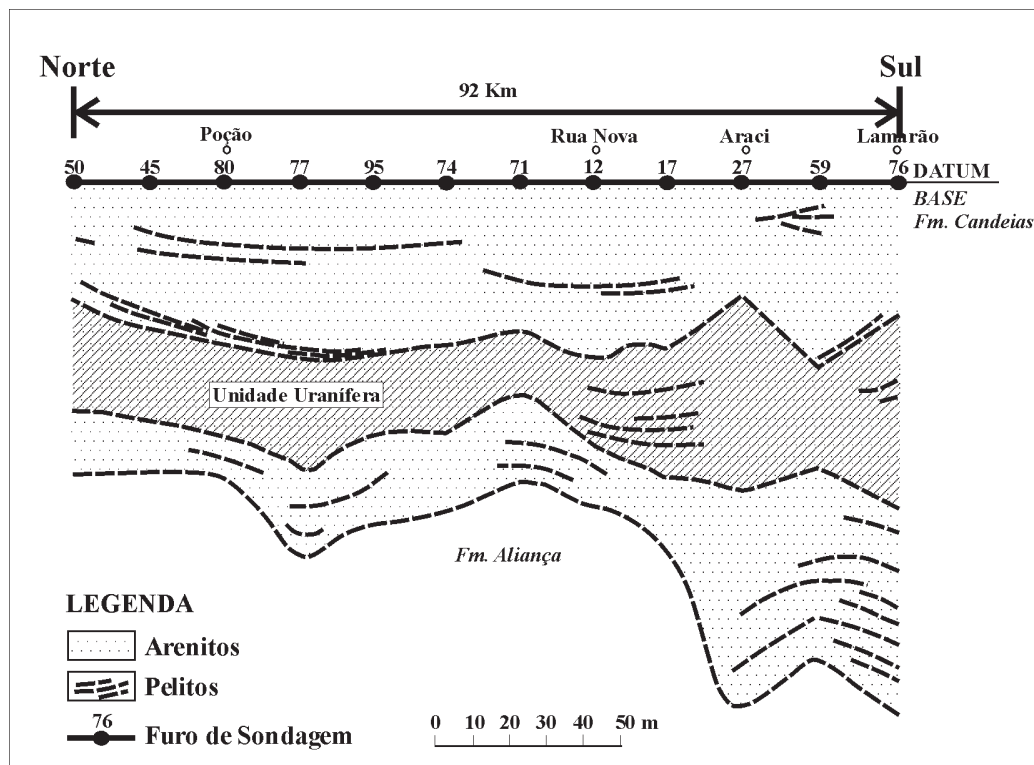


Fig. 207 – Unidade Uranífera da Formação Sergi (segundo Saad e Munne, 1982).

Na área das Ilhas Grande e Pequena, três seqüências sedimentares podem ser individualizadas:

- i) Seqüência inferior: constituída por horizontes e lentes de conglomerados polimífticos grosseiros, com seixos do embasamento granulítico, intercalados com níveis de folhelhos, argilitos e coquinas silicificadas, correlacionada ao Andar Aratu.
- ii) Seqüência intermediária: apresentando a camada de barita na base, a qual é sobreposta por um conjunto de arcósios e pelitos intercalados, onde podem aparecer ainda pequenas lentes de barita, correlacionadas ao

Andar Alagoas (Aptiano). Localmente, essa seqüência foi denominada Taipu-Mirim.

- iii) Seqüência superior: representada pelos dolomitos da base da Fm. Algodões (Albiano), os quais ilustram a fase transgressiva da invasão marinha.

O contato da camada de barita com a seqüência inferior é sublinhado por um intervalo silicoso e ferruginoso, que revela a existência de uma importante lacuna de sedimentação entre as duas seqüências. O horizonte barítico, que mostra fortes e rápidas variações de mergulho, apesar do

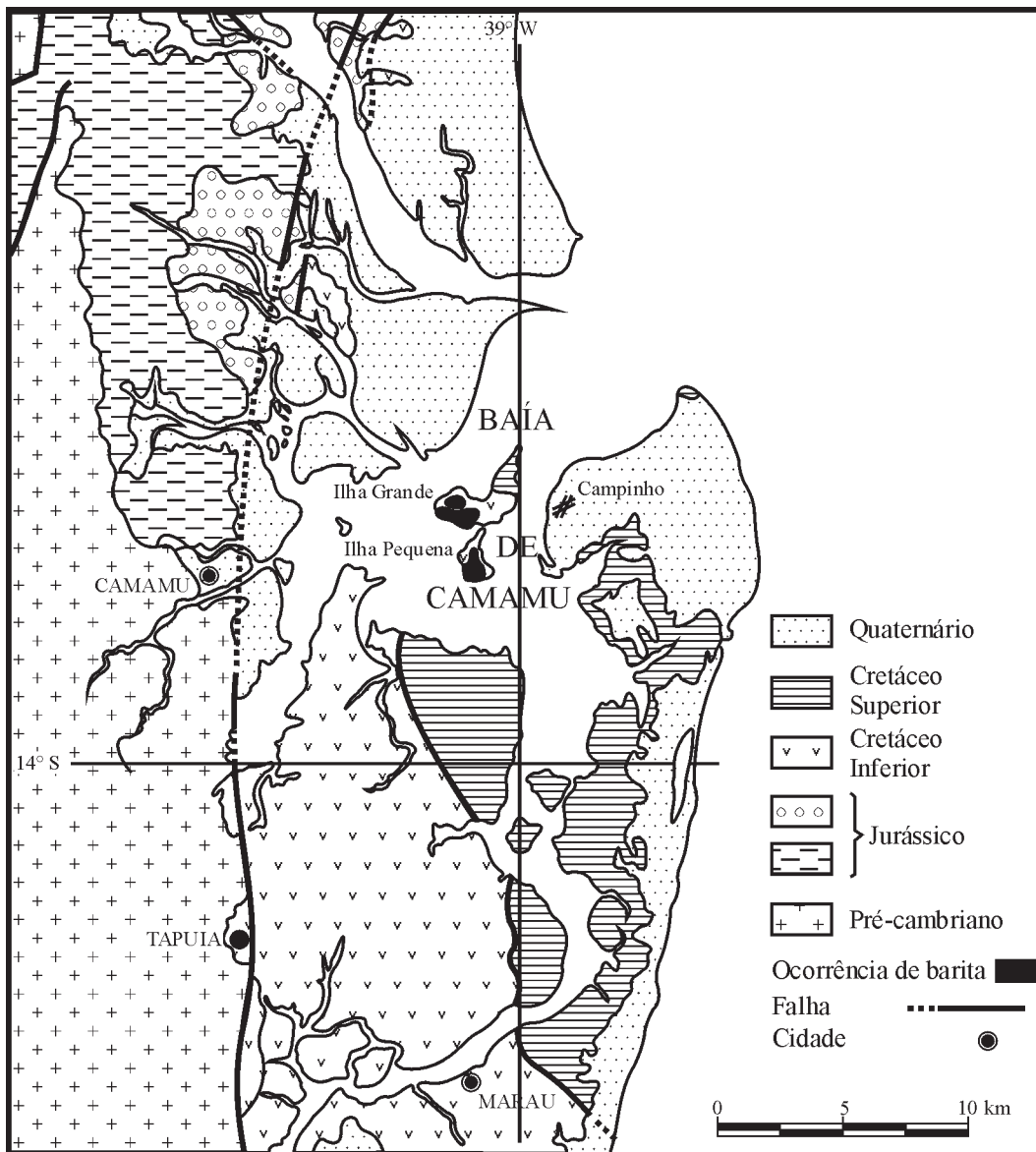


Fig. 208 – Mapa geológico da Bacia de Camamu (segundo Netto, 1977).

substrato permanecer subhorizontal, molda-se à paleomorfologia da seqüência inferior, o que se traduz por espessuras reduzidas até alguns centímetros, no topo dos paleorelevos conglomeráticos, e crescentes, até alcançar uma média de 4 m nas depressões que margeiam os altos topográficos (Fig. 209). Essa camada de barita apresenta uma zonação vertical bastante característica (Campos, 1983; Dardenne e Campos, 1984):

- i) Barita esferulítica, fibrosa, formando delgado horizonte na base da camada;
- ii) Barita fitada, maciça, em posição intermediária, formando bandas contínuas, freqüentemente oblíquas, e com numerosos vazios, os quais são às vezes preenchidos por betumens associados a pirita e a marcassita, constituindo o principal minério;
- iii) Barita botrioidal na porção superior, com feições concrecionárias características, que podem ser de origem supergênica a partir de sucessivas dissoluções e precipitações.

Esse minério explorado pela Baroid-Pigminas S.A. é submetido à britagem grosseira e à simples lavagem para eliminação das argilas, dos óxidos e dos hidróxidos superficiais, e também a um controle de qualidade feito por meio da medição da sua densidade, a qual deve ser superior a 4,2.

Do ponto de vista paleogeográfico, a Fm. Taiapu-Mirim representa uma fácies de transição entre a Fm. Marizal, no continente, a oeste, e os evaporitos, a leste, que ocorrem na plataforma continental, onde foram reconhecidos por

sondagem, e são correlacionados aos evaporitos do Golfo Paripueira do Eoaptiano.

Do ponto de vista geoquímico, as análises de estrôncio mostram teores em torno de 2.000 ppm desse elemento na barita, o que elimina a possibilidade de se considerar a barita, como um precipitado evaporítico direto. Nesse caso, o conteúdo em estrôncio da barita deveria ser da ordem de 9 a 15%. Os valores de estrôncio encontrados são compatíveis com os teores presentes nas baritas formadas a partir da substituição do cálcio contido nos sulfatos evaporíticos (gipsita e/ou anidrita). Os dados isotópicos de enxofre ($\delta^{34}\text{S} = +15\text{‰}$) e do oxigênio ($\delta^{18}\text{O} = +13\text{‰}$) comprovam que os íons sulfato da barita provêm da precipitação de anidrita, a partir do mar aptiano em condições evaporíticas (Campos, 1983; Dardenne e Campos, 1984). A fonte dos íons Ba^{2+} , necessários para a formação de barita, é ligada à lixiviação desse elemento contido nos feldspatos potássicos dos granulitos ácidos do embasamento, e também à lixiviação dos seus produtos retrabalhados (arcósios e conglomerados) no continente. A migração desses fluidos enriquecidos em bário, em direção à zona de transição dos evaporitos (gipsita/anidrita), provoca a substituição dos sulfatos de cálcio, induzindo assim à formação da barita encontrada no Depósito de Camamu (Fig. 210). Nesse sentido, o modelo genético proposto (Campos 1983; Dardenne e Campos, 1984; Dardenne, 1997) afasta totalmente a possibilidade de uma fonte ígnea alcalina, conforme adiantada por Netto (1977). Em 1997, as reservas eram estimadas em 663.602 t de minério com 72,06% BaSO_4 (DNPM, 1998).

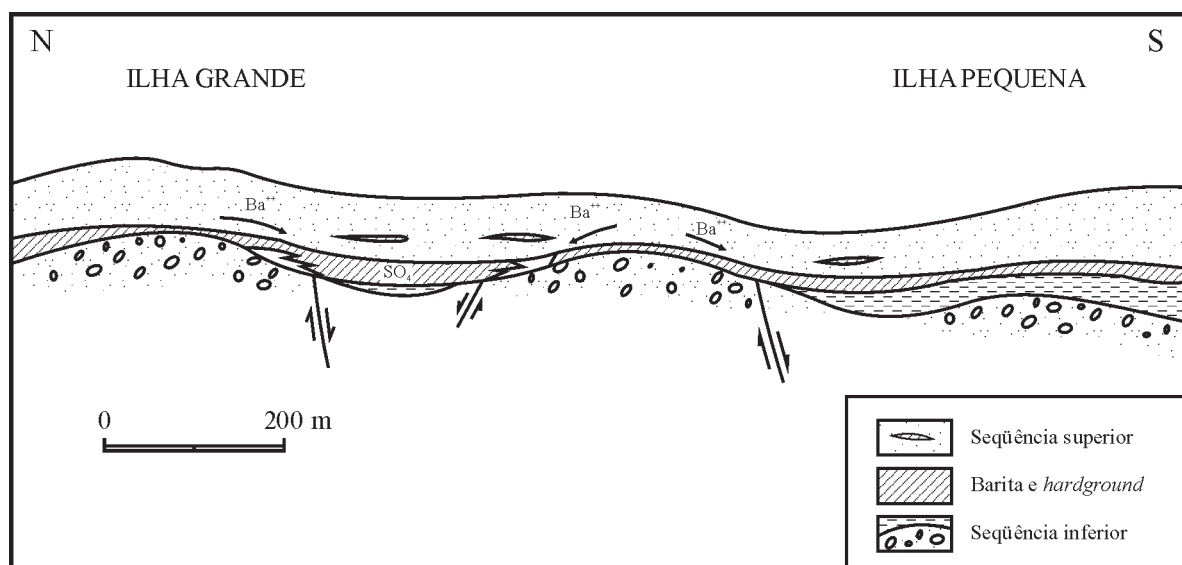


Fig. 209 – Representação esquemática da influência da paleogeografia na distribuição da barita no Depósito de Camamu-BA (segundo Dardenne e Campos, 1984).

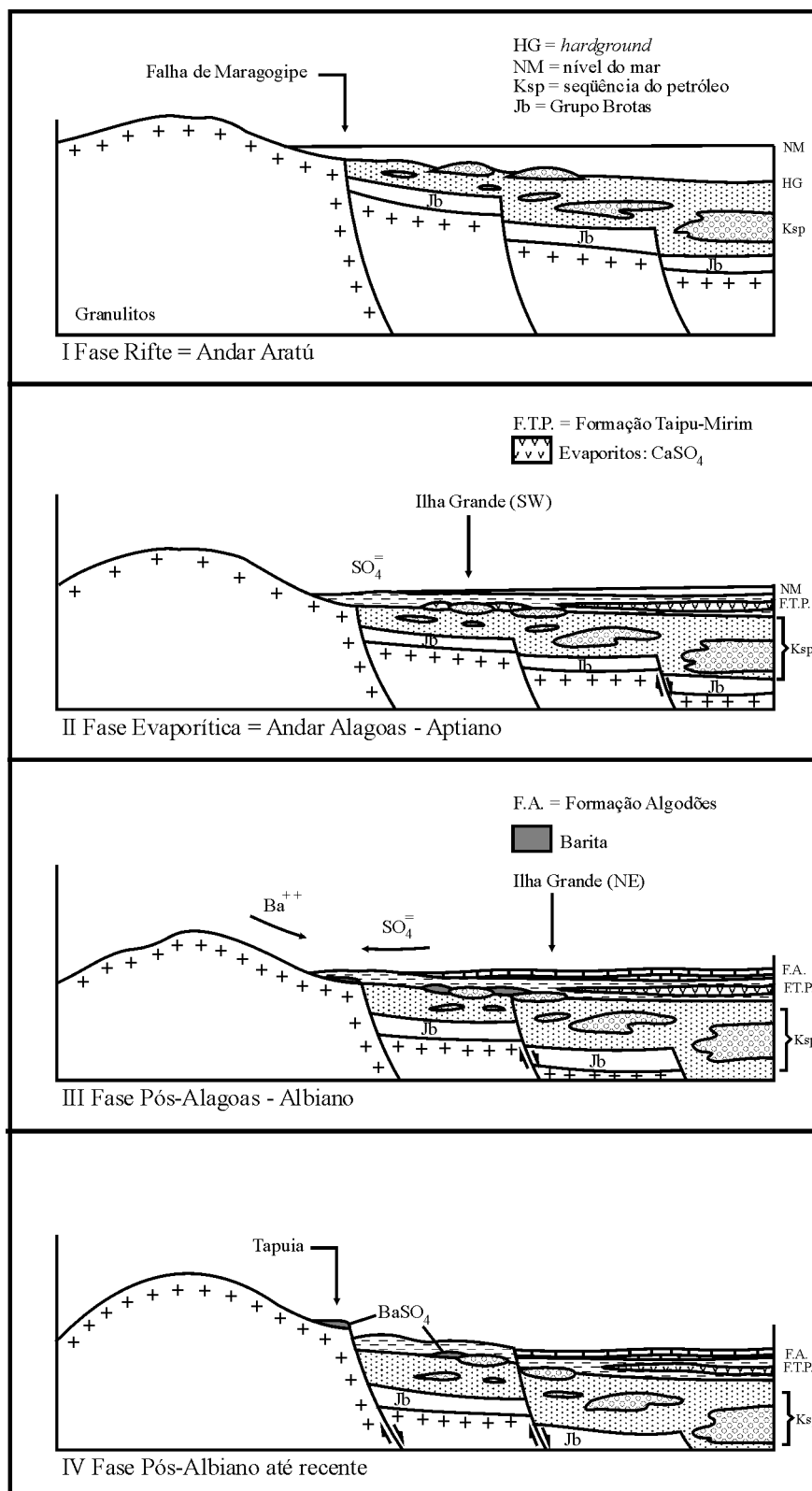


Fig. 210 – Representação esquemática da evolução do Depósito de Barita de Camamu-BA (segundo Dardenne e Campos, 1984).

4.2.5.2 Depósito da Fazenda Barra

Na Bacia do Recôncavo/Tucano (Bahia), o Depósito de Barita da Fazenda Barra foi descoberto em 1982 pela Petromisa (Bandeira *et al.* 1986). Suas reservas foram estimadas em 370 mil t de minério com teor médio de 37,27% $BaSO_4$. Nessa jazida, bem como em outras ocorrências registradas na região, a barita ocorre como cimento de arenitos e conglomerados da Fm. Marizal (Eoaptiano), Andar Alagoas, e é associada à esfalerita, galena, pirita e fluorita em proporções menores. A Fm. Marizal representa um equivalente da seqüência do Golfo na Bacia Recôncavo/Tucano, cuja evolução é relacionada à abertura do rifte do Atlântico Sul. As características faciológicas dos arenitos e conglomerados da Fm. Marizal indicam que a barita foi depositada em ambiente de sistemas fluviais entrelaçados e leques aluviais. Numerosas ocorrências de galena e esfalerita foram também reconhecidas pelas sondagens nos sedimentos clásticos do Grupo Ilhas na região. Em escala mais regional, mineralizações sulfetadas de Pb-Zn foram encontradas nos arenitos e nos conglomerados da Fm. Muribeca (Mb. Carmópolis) na Bacia de Sergipe/Alagoas, as quais são sotopostas a uma camada de barita maciça, com galena associada, que representa um equivalente das camadas de gipsita/anidrita do Mb. Ibura (idade Alagoas). Essas observações permitem considerar que todas essas mineralizações correspondem a um mesmo evento geológico. Curio-

samente, a barita da Fazenda Barra ocorre em forma de rosetas, de cristais espáticos e poiquilíticos que corroem os grãos detríticos. Segundo Bandeira *et al.* (1986), a origem da mineralização estaria associada à expulsão de águas conatas durante a compactação, e à migração desses fluidos, que apresentam alta temperatura e salinidade, a partir das zonas mais profundas em direção a zonas mais elevadas (paleoaltos e altos estruturais), utilizando zonas permporosas e zonas de falhas. A precipitação preferencial dos sulfetos teria ocorrido nos sedimentos do Grupo Ilhas, na interface desses fluidos com zonas ricas em H_2S e/ou matéria carbonosa/ CH_4 , enquanto o bário lixiviado dos feldspatos detríticos precipitaria nas áreas de interação desses fluidos com águas superficiais continentais oxidantes ricas em $SO_4^{=}$ na Fm. Marizal. A alternativa, que nos parece mais plausível para a origem da barita, seria a reação dos fluidos enriquecidos em bário com o cimento de gipsita e/ou anidrita dos arenitos e conglomerados da Fm. Marizal (Fig. 211).

4.2.6 Depósitos sedimentares s.s.

Os depósitos sedimentares do Cretáceo podem ser divididos em três categorias (Dardenne, 1999): depósitos clásticos diamantíferos; depósitos evaporíticos; depósitos fosfatados.

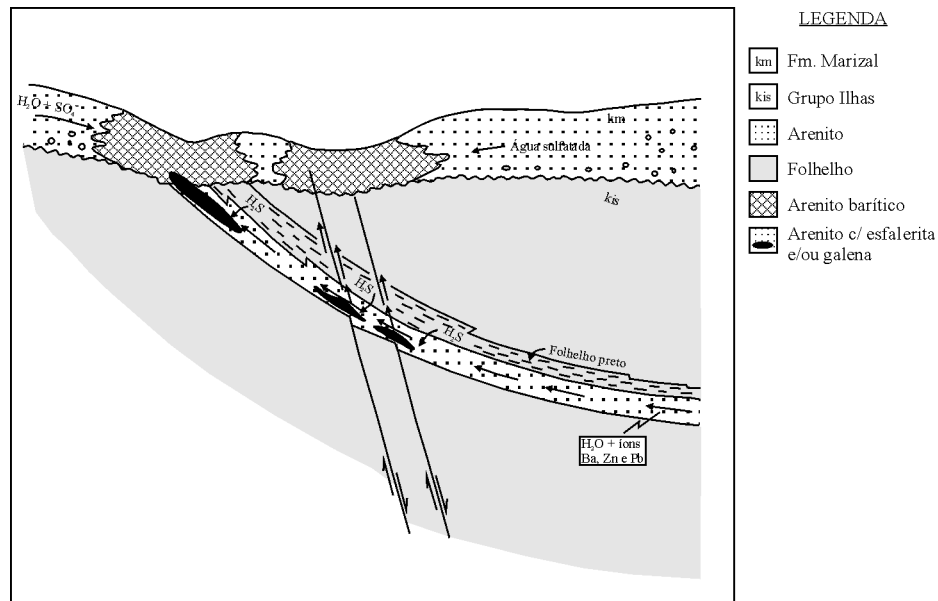


Fig. 211 – Modelo metalogenético da barita e dos sulfetos da Fazenda Barra (segundo Bandeira *et al.*, 1986).

4.2.6.1 Depósitos clásticos diamantíferos

Durante o estágio rifte do Cretáceo Inferior, espessas seqüências fluviais clásticas depositaram-se nas bacias costeiras marginais e nas bacias interiores do continente brasileiro. Na Bacia Sanfranciscana (Fig. 187), os conglomerados basais da Fm. Abaeté (Grupo Areado) contêm numerosas ocorrências de diamante detrítico (Campos *et al.* 1995). Esses conglomerados representam depósitos de barras seixosas longitudinais e transversais ocorrendo num sistema fluvial entrelaçado grosseiro em ambiente que varia de árido a desértico (Campos, 1996; Campos *et al.* 1993). Na região de Canabrava, onde foram identificados, os conglomerados contêm pequenos diamantes de boa qualidade (teores de até alguns pontos por m³) os quais contribuem na alimentação dos *placers* diamantíferos recentes conhecidos no Rio do Sono. A reconstituição das paleocorrentes mostra um transporte preferencial de NE para SW (Campos, 1996; Dardenne *et al.* 1991). Nessa área, os conglomerados sobrepõem-se, em discordância erosiva, aos sedimentos glaciais do Grupo Santa Fé (Permiano), que podem ter contribuído como fonte local dos diamantes (Fig. 187).

Várias outras ocorrências de diamante, associadas aos conglomerados da Fm. Abaeté, foram comprovadas em Minas Gerais e em Goiás, com as mais extensas se situando na Serra do Cabral (Chaves *et al.* 1998; Karfunkel e Chaves, 1994, 1995).

A origem dos diamantes é relacionada ao retrabalhamento sucessivo dos conglomerados diamantíferos da Fm. Sopa do Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico), do Grupo Macaúbas (Neoproterozóico), e do Grupo Santa Fé de Minas (Permiano), conforme sugerido por Gonzaga e Tompkins (1991), Dardenne *et al.* (1991), Campos (1996), Campos e Dardenne (1995).

No Nordeste, depósitos semelhantes são descritos na região de Gilbués (Piauí), onde os diamantes são associados às fácies conglomeráticas da Fm. Pé do Morro, base do Grupo Areado (Gonzaga e Tompkins, 1991).

Durante a reativação do rifte no Cretáceo Superior, ocorreu o soerguimento do Alto Paranaíba (Fig. 194) entre as bacias Paraná e Sanfranciscana, ao qual são relacionadas as intrusões alcalinas, os derrames vulcânicos e *pipes* kimberlíticos da Fm. Patos. O desmantelamento desses edifícios vulcânicos resultou na deposição dos conglomerados e dos arenitos epiclásticos da Fm. Uberaba, na Bacia Bauru; e da Fm. Capacete, na Bacia Sanfranciscana (Campos e Dardenne, 1997). A essas litologias são correlacionadas as ocorrências de diamante da região de Romaria (Gallo,

1971; Suguio *et al.* 1979), e as do Grupo Bauru em geral (Fleischer, 1998).

Na Chapada dos Guimarães, numerosas ocorrências de diamantes em *placers* terciários e quaternários (Fig. 212), no Distrito de Poxoréu, são consideradas como retrabalhamentos dos conglomerados polimíticos da base do Grupo Bauru (Weska *et al.* 1997; Weska, 1996; Fleischer, 1998). Os conglomerados diamantíferos associados à Fm. Parecis (Fig. 185), cuja bacia homônima se encontra separada da Bacia Bauru pelo Alto de Rondópolis, são também o produto de uma sedimentação desenvolvida durante o Cretáceo Superior. Nessa área, situa-se a Jazida de Diamante de Arenópolis/Nortelândia, com reservas de 400 mil quilates, e teores de 2 a 4 pontos/m³, resultante do retrabalhamento e da reconcentração dos diamantes na forma de depósitos aluvionares durante o Terciário-Quaternário (Souza, 1991; Fleischer, 1998).

4.2.6.2 Depósitos de evaporitos

Na região Nordeste do Brasil, depósitos de evaporitos relacionados ao Aptiano ocorrem tanto nas bacias marginais costeiras como nas bacias cretáceas interiores.

4.2.6.2.1 Depósito de Sal-Gema da Ilha de Matarandiba

O sal-gema da Ilha de Matarandiba, na Bahia (Ghignone e Assis, 1997), situa-se na porção inferior (Mb. Matarandiba) da Fm. Aliança (Jurássico Superior), a uma profundidade de 1.200 m. É explorado por injeção de água que, aquecida em profundidade de até 50°C, dissolve o sal e forma uma salmoura de alta concentração, a qual está sendo recuperada pela Mineração e Química do Nordeste S.A. para produção de soda cáustica, de cloro e de outros insumos industriais. A camada de sal-gema, com uma espessura de 29 a 60 m, fica compreendida entre dois níveis de anidrita branca ou cinzenta, que apresenta de 3 a 4 m de espessura.

A origem desses evaporitos é interpretada por Ghignone e Assis (1997) como continental, a precipitação dos sais ocorrendo num ambiente de *sabkha* ou *playa-lake* no interior do continente em clima árido e desértico.

A produção anual (1993) é de 675 mil t, correspondentes a 48 % da produção nacional de sal-gema, enquanto as reservas são estimadas em 1.260 Mt.

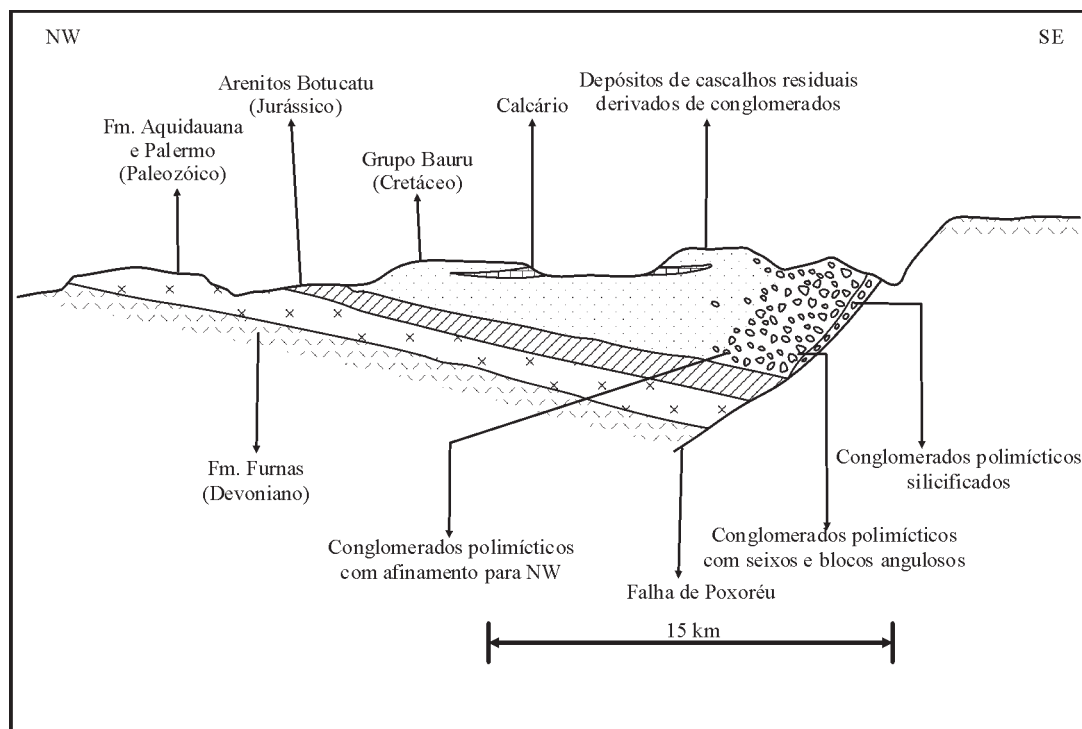


Fig. 212 – Perfil esquemático do Gráben de Poxoréu, com ênfase na gênese dos cascalhos residuais (segundo Fleischer, 1998).

4.2.6.2.2 Depósitos de potássio de Sergipe-Alagoas

A evolução tectonossedimentar das bacias marginais brasileiras (Ojeda, 1981) tem sido dividida em quatro fases (Fig. 187): fase de intumescência ou de soerguimento crustal; fase tafrogênica ou fase rifte; fase transicional, denominada golfo proto-ocênico ou fase de evaporitos; fase de oceano aberto ou fase transgressiva. Essas fases refletem a separação progressiva entre o Brasil e a África, bem como a abertura do Atlântico Sul.

Durante o estágio proto-ocênico, duas seqüências evaporíticas relacionadas à Fm. Muribeca se depositaram:

- i) Os evaporitos Paripueira do Eoaptiano, aos quais são relacionados as explorações, por dissolução subterrânea, de sal-gema de Bebedouro, em Maceió, Alagoas (Amaral e Melo, 1997).
- ii) Os evaporitos Ibura do Neoaptiano, aos quais são associados os depósitos de silvinita de Taquari-Vassouras e Santa Rosa de Lima na Bacia de Sergipe (Cerqueira *et al.* 1986, 1997).

* Depósitos de potássio de Sergipe-Alagoas

Na bacia costeira de Sergipe, Região Nordeste do Brasil, as estruturas anticlinais, às quais estão associados os campos

de petróleo de Riachuelo, Siririzinho e Carmópolis (Fig. 213), limitam as sub-bacias potássíferas de Santa Rosa de Lima e de Taquari-Vassouras (Cerqueira *et al.* 1997, 1986).

Atualmente, somente esta última está sendo explorada por mineração subterrânea (CVRD) da seqüência evaporítica do Membro Ibura (Neoaptiano), que se sobrepõe aos conglomerados e arenitos do Membro Carmópolis, ficando sotoposta aos folhelhos e siltitos com intercalações de arenitos, calcários laminados e anidrita do Membro Oiteirinhos. Essas diversas unidades pertencem à Fm. Muribeca (Aptiano), que é recoberta em discordância pelos sedimentos da transgressão marinha da Fm. Riachuelo (Albiano/Cenomaniano).

Os evaporitos Ibura, que apresentam como característica a presença de gás disseminado sob a forma de microinclusões, são divididos em nove ciclos (Szatmari *et al.* 1979; Cerqueira *et al.* 1997, 1986) em virtude da alternância de fases de alta e baixa salinidades (Fig. 214).

Os ciclos I e II são constituídos principalmente por halitas transgredindo sobre os sedimentos anteriores. Nos ciclos III, IV, V e VI as condições de isolamento e concentração em sais tornam-se mais drásticas com a precipitação da carnalita ($KCl, MgCl_2 \cdot 6H_2O$) e da taquidrita ($2MgCl_2 \cdot CaCl_2 \cdot 12H_2O$) a partir das salmouras distais. O topo do ciclo VI é marcado por uma fase de dissolução

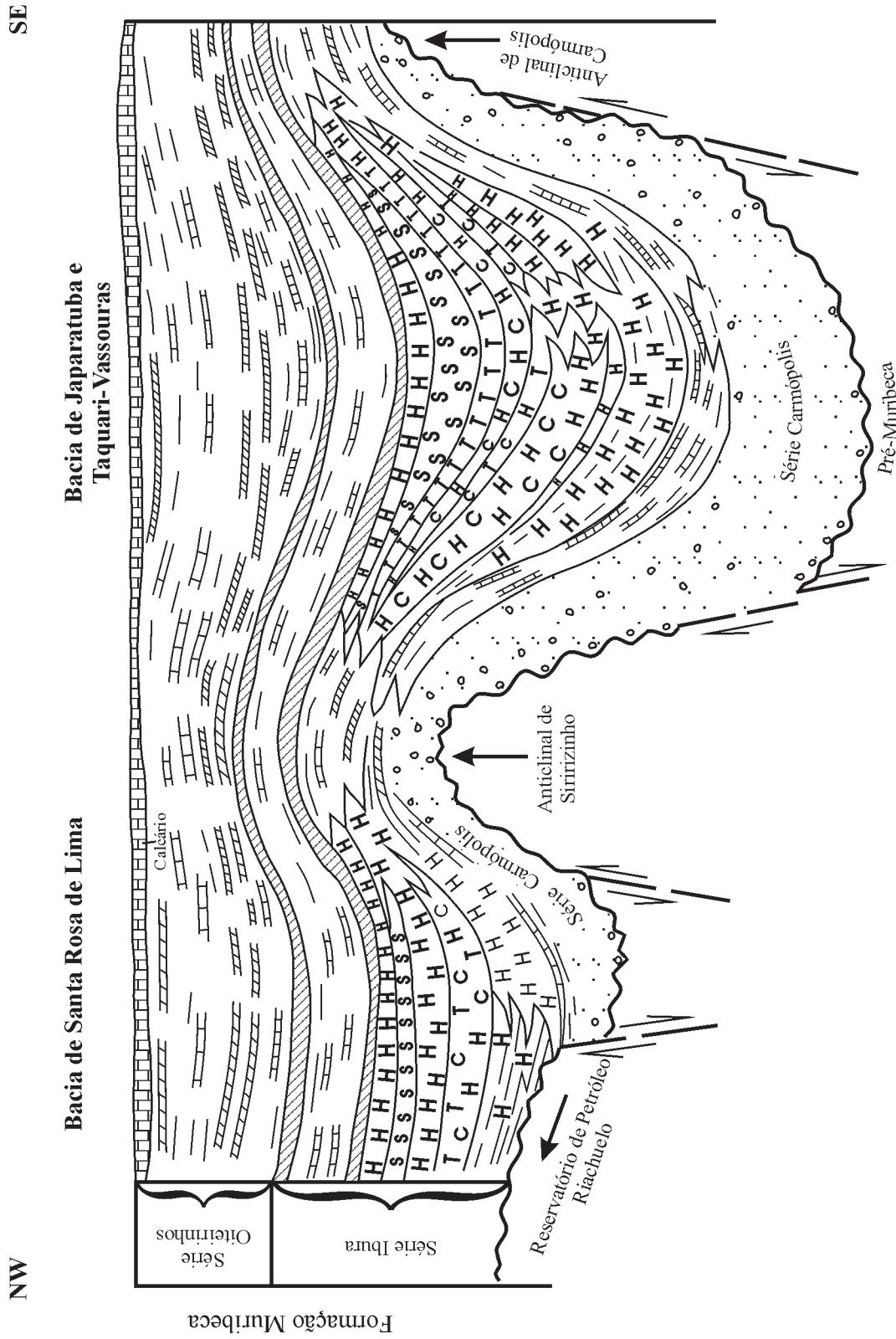


Fig. 213 – Seção geológica das bacias de Santa Rosa de Lima e Taquari-Vassouras-SE (segundo Cerqueira *et al.*, 1986, 1997).

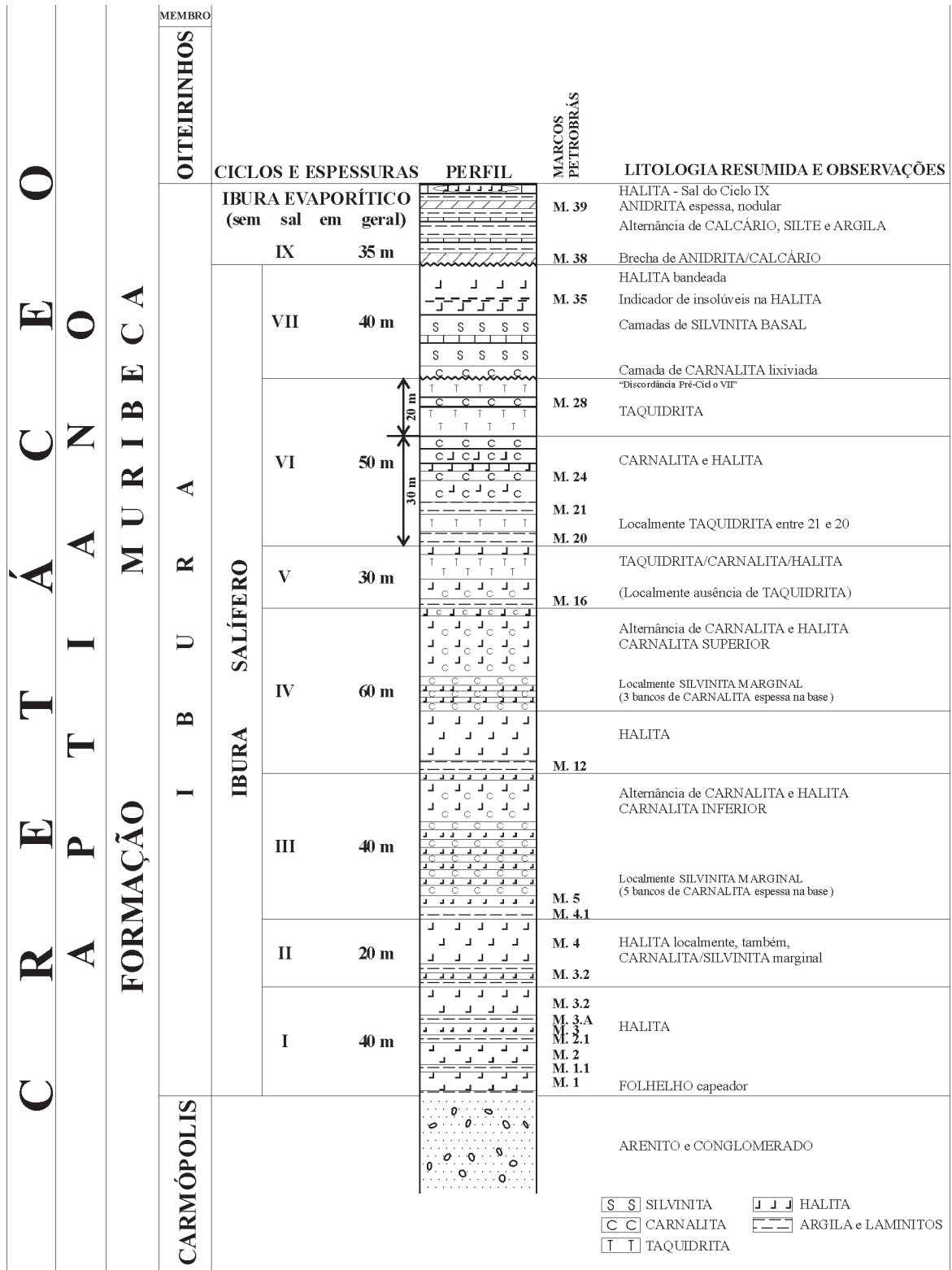


Fig. 214 – Estratigrafia do Membro Ibura na Bacia de Taquari-Vassouras-SE (segundo Szatmari *et al.*, 1979; Cerqueira *et al.*, 1997).

intensa denominada discordância pré-ciclo VII, que eliminou grande parte dos sais já depositados, notadamente nos altos de Carmópolis e de Siririzinho. Sobre essa discordância, o ciclo VII é composto de camadas de halita e de silvinita, com delgados níveis de carnalita, as quais são exploradas na mina subterrânea de Taquari-Vassouras. Os níveis de halita apresentam texturas variadas: fina, cristaloblástica, digitiforme, esquelética e bandada, cada uma delas representando uma fácies bem determinada.

A silvinita basal inferior, com coloração amarela e cristalinidade grosseira, mostra espessura média de 3,82 m, teor de 25,03% KCl, e consiste no minério de maior distribuição na bacia. A silvinita basal superior, com coloração avermelhada e esbranquiçada, e com cristalinidade geral fina, possui espessura média de 4,27 m e teor de 24,05% KCl. Essas duas camadas de silvinita são separadas por um nível de halita com espessura máxima de 14,62 m na parte central da jazida, que pode desaparecer em certos locais, provocando, assim, a fusão dos dois níveis de silvinita.

As reservas de silvinita basal superior são de 42 Mt com 24,05% KCl. A produção, iniciada em 1986, era de 275 mil t de KCl e de 850 mil t de NaCl em 1991.

* *Modelo genético*

Enquanto nos depósitos clássicos de evaporitos, como os da Bacia do Amazonas, a transgressão marinha invade a área cratônica na forma de um golfo alongado, a originalidade dos evaporitos da Bacia de Sergipe reside no fato de a invasão marinha ter aproveitado o rifteamento que presidiu a separação do Brasil da África para formar um imenso golfo entre os continentes sul-americano e africano. Classicamente, essa transgressão marinha é considerada como vindo do sul para o norte após ultrapassar a barreira vulcânica de Rio Grande-Walvis (Fig. 187), formando, sucessivamente, os golfos Paripueira e Ibura, os quais serviram de acesso e alimentação para as bacias evaporíticas marginais.

Entretanto, trabalhos recentes (Dias-Brito, 1995; Dias 1998; Azevedo, 2001) relacionam a invasão marinha a um apêndice do mar intertropical Tetis, situado ao norte. A comunicação com o oceano meridional temperado e frio teria ocorrido somente no Cretáceo Superior, quando ele ultrapassou a barreira vulcânica Rio Grande-Walvis.

Nesse contexto, a evaporação da água do mar conduz à precipitação sucessiva de carbonato de cálcio, anidrita e halita, aos quais sucede, na ausência de magnésio, a precipitação de cloreto de sódio e de potássio: a silvinita. No caso da silvinita finamente laminada, esse sal pode ter origem primária, isto é, ter se originado por precipitação química direta a partir das salmouras. Entretanto,

a silvinita, que apresenta textura grosseira e se encontra diretamente associada à carnalita, pode ter uma origem secundária a partir da lixiviação preferencial (dissolução incongruente) do cloreto de magnésio da carnalita, segundo Cerqueira *et al.* (1997). Os mesmos autores sugerem um mecanismo semelhante para a formação da taquidrita que, como no Gabão, ocorre na forma de espessas camadas na Bacia de Sergipe.

4.2.6.2.3 Depósito de Enxofre Nativo de Castanhal

Na Bacia de Sergipe, o Depósito de Enxofre Nativo de Castanhal (Frota e Bandeira, 1997; Morelli *et al.* 1982), localizado na parte superior do Membro Ibura da Fm. Muribeca (Neoaptiano), situa-se no topo de uma estrutura dômica, denominada anticlinal de Siririzinho (Fig. 215), perto do campo de óleo de Siririzinho, o qual é limitado por falhas normais.

Na área de Castanhal a porção superior do Membro Ibura é dividido em duas unidades: Capeador, na base; e Seção Evaporítica, no topo. A mineralização de enxofre está estreitamente associada às anidritas/gipsitas da Seção Evaporítica, onde ocorre na forma de cinco tipos principais:

- i) Preenchimento de vesículas, resultante da transformação parcial ou total de fragmentos ou de nódulos de anidrita em calcita secundária e/ou enxofre;
- ii) Substituição total de anidrita por enxofre e por calcita;
- iii) Preenchimento de fraturas na forma de veios irregulares de enxofre;
- iv) Transformação de veios e vênulas de gipsita em enxofre e em calcita;
- v) Disseminação de microcristais de enxofre dispersos na matriz argilo-micrítica.

Essa mineralização distribui-se ao longo de três zonas mineralizadas principais denominadas Marco 39, Marco 38 e Capeador. Possui espessura média de 6,76 m, com teor médio de 22,8 % de enxofre, concentrado em cinco áreas, que apresentam uma reserva *in situ* de 2.143.842 t.

* *Modelo genético*

O modelo genético (Fig. 215) estabelecido para explicar a origem do Depósito de Enxofre de Castanhal (Frota e Bandeira, 1997) é fundamentado na ação biogênica de bactérias redutoras de sulfato (Rumick *et al.* 1979). Os mecanismos geradores de enxofre desenvolvem-se em duas etapas:

- a) A camada de anidrita/gipsita é transformada, pela ação de bactérias anaeróbicas (*desulfovibrio desulfuricens*)

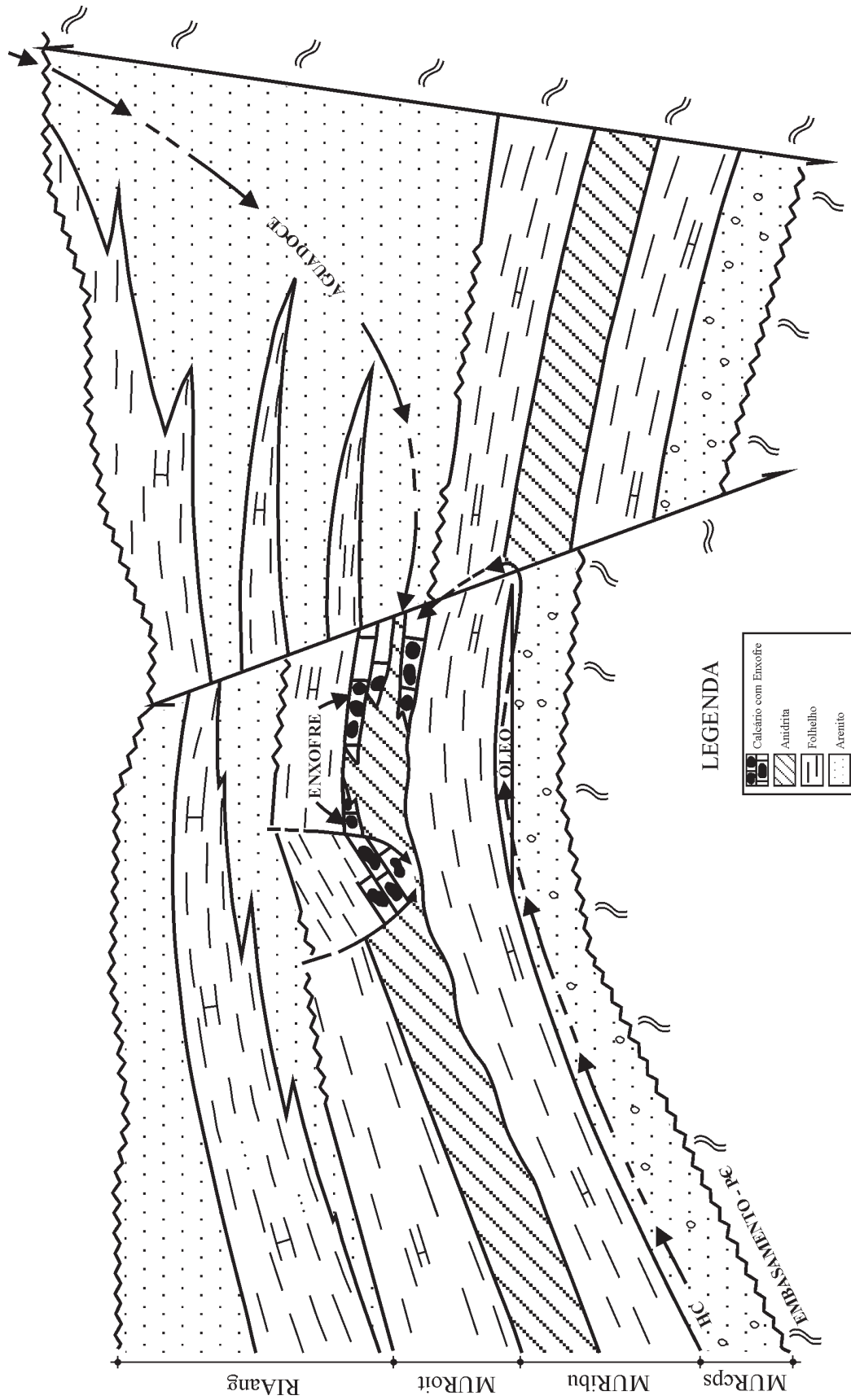


Fig. 215 – Modelo metalogenético do Depósito de Enxofre de Castanhal (segundo Frota e Bandeira, 1997).

na presença de petróleo, em calcita, água e gás sulfídrico:
 $CaSO_4 + CH_4$ (petróleo) + (bactérias redutoras de sulfato) $\rightarrow CaCO_3 + H_2S + H_2O$

- b) O gás H_2S é oxidado para S elementar (S^0) no próprio meio anaeróbico por íons sulfatos (SO_4^{2-}) e/ou por água artesiana oxidante. Para possibilitar a oxidação do gás H_2S , é necessário o seu trapeamento para evitar a sua fuga.

No caso do Depósito de Castanhal, a migração do óleo ocorreu através das falhas, permitindo, então, a ação das bactérias redutoras e a transformação do sulfato em gás sulfídrico, água e calcita. O gás sulfídrico, trapeado pelos folhelhos do Mb. Oiteirinhos sobreposto, foi oxidado para enxofre nativo S^0 por água doce superficial.

4.2.6.2.4 Depósitos de gipsita do Nordeste do Brasil

Na Região Nordeste do Brasil, uma série de bacias cretáceas intracontinentais apresenta importantes depósitos de gipsita, que são associados a um episódio marinho transgressivo de idade Aptiano-Albiano, relacionado à Fm. Santana na Chapada do Araripe, e à Fm. Codó na Bacia do Grajaú (Maranhão).

As jazidas mais significativas ocorrem na Bacia do Araripe (Fig. 216), constituindo-se na maior região produtora de gipsita do Brasil, a qual é utilizada para fabricação de cimento Portland e de gesso (Krauss e Amaral, 1997).

A camada de gipsita e anidrita, relacionada à Fm. Santana, pode atingir até 30 m de espessura, assentando-se concordantemente sobre folhelhos pretos ricos em matéria

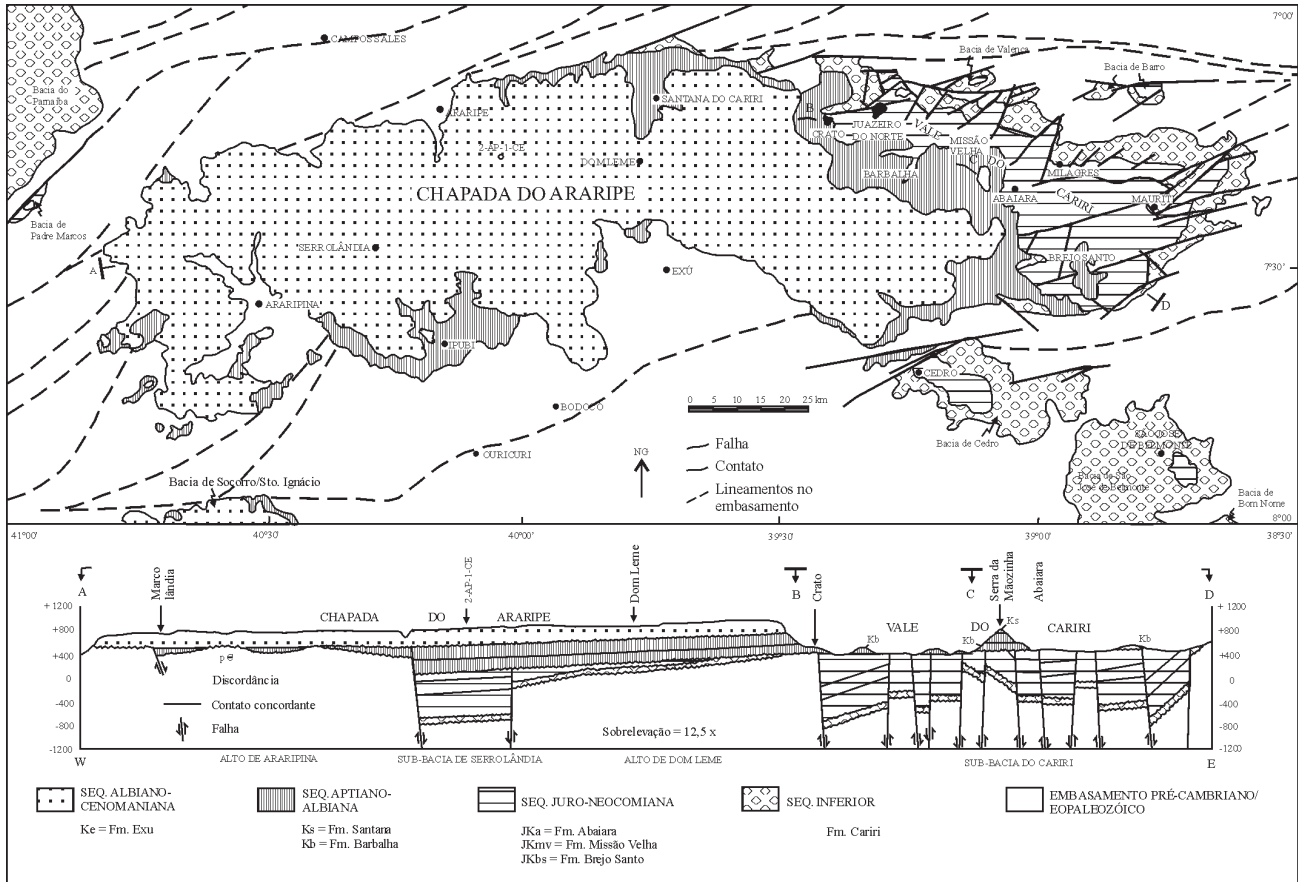


Fig. 216 – Mapa geológico da Bacia do Araripe. Na seção A-D pode ser observado o padrão estrutural em horstes e grábens das seqüências inferior e juroneocomiana afetadas pelo tectonismo do estágio rifte, e a atitude subhorizontal das seqüências pós-rifte (segundo Assine, 1992).

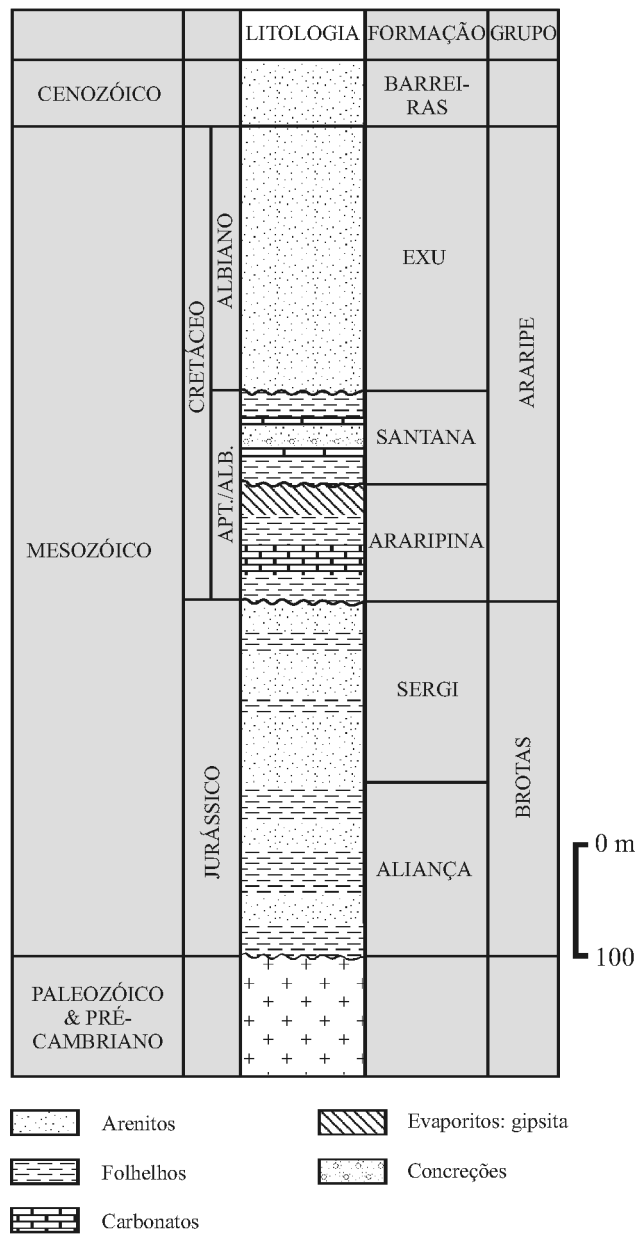


Fig. 217 – Seqüência mesozóica da Bacia do Araripe (segundo Silva, 1988).

orgânica de origem algal e carbonatos (Fig. 217). O horizonte gipsítico é capeado por uma seqüência argilo-síltica calcífera e fósilífera, a qual mostra localmente abundantes concreções calcárias ricas em ictiólitos (Krauss e Amaral, 1997). Segundo Silva (1988, 1986), esse contato representa uma discordância erosiva que lhe permite separar a Fm. Araripina, na base, da Fm. Santana, no topo; interpretação essa contestada por Assine (1992). Silva (1988) distinguiu as

variedades primárias de evaporitos (anidrita nodular, gipsita colunar, gipsita lenticular, anidrita-micrita laminar) das variedades secundárias (gipsita alabastrina, gipsita porfiroblástica, gipsita nodular, espato cetinado), relacionando-as a fácies sedimentares e à evolução genética da seqüência deposicional. Dolomita, celestita e barita ocorrem de maneira esporádica nos evaporitos, e são consideradas por Silva (1988) como fácies secundárias.

Depósitos de gipsita com características semelhantes encontram-se associados à Fm. Codó, na Bacia de Grajaú (Maranhão), onde foram sucintamente descritos por Baquil (1997).

* *Modelo genético*

A análise estratigráfica e paleogeográfica das seqüências deposicionais na Bacia do Araripe permite correlacionar a transgressão marinha Aptiano-Albiano, representada pela Fm. Santana, ao início da fase pós-rifte, com sentido de sul-sudeste para norte-noroeste (Assine, 1992), ou mais provavelmente de norte para sul a partir do mar Tetis (Dias-Brito, 1995; Dias, 1998). Essa transgressão conduz à formação de um lago salino onde, após a sedimentação dos folhelhos pretos e dos carbonatos, inicia-se a precipitação dos evaporitos subaquosos na forma de gipsita e de anidrita. Lateralmente ocorre a formação de evaporitos capilares em ambiente *sabkha* com o desenvolvimento das fácies de evaporitos nodulares. Essa sedimentação de evaporitos subaquosos, caracterizados pelas fácies de gipsita colunar, permaneceu até o preenchimento completo e o ressecamento das salinas (Silva, 1988).

Segundo Assine (1992), esse modelo é bem semelhante ao modelo de ambiente costeiro de deposição de evaporitos no sul da Austrália (Warren e Kendall, 1985) onde, em virtude de variações relativas do mar, em condição de clima árido e semi-árido, as salinas são preenchidas por gipsita laminar com espessura da ordem de dezena de metros.

Aos folhelhos negros da Fm. Santana e da Fm. Codó são também associados pequenos nêveis de sulfetos (pirita, galena e esfalerita), regionalmente correlacionáveis, e considerados como de origem sindiagenética do tipo *Kupferschiefer*.

4.2.6.2.5 Depósitos de fosfato da Bacia Pernambuco/Paraíba

Na Região Nordeste do Brasil, os fosfatos ocorrem associados à Seqüência Sedimentar (Grupo Paraíba) da Bacia de Pernambuco/Paraíba (Cretáceo Superior), a qual se estende na forma de uma estreita faixa costeira (15 a 20 km de largura) alongada norte-sul (± 100 km) entre as cidades de Recife e de João Pessoa, mergulhando suavemente em direção ao Oceano Atlântico. Em toda a bacia costeira, a sedimentação fosfática se situa na base da transgressão marinha da Fm. Gramame, na forma de um horizonte mais ou menos contínuo sobreposto aos arenitos Beberibe (Fig. 218). A espessura da camada de fosforito varia de alguns centímetros até a um máximo de quatro metros, com teores vari-

áveis de 20 a 35% P_2O_5 (Kegel, 1955; Moreira Neto e Amaral, 1997). As reservas estimadas para a região são da ordem de 65 Mt de minério com 22% P_2O_5 .

No fosforito rico, os elementos fosfatados como moldes de moluscos, foraminíferos planctônicos, intraclastos, *pellets*, oólitos, coprólitos, fragmentos de algas e corais são abundantes (Tinoco, 1971). Esse fosforito é composto essencialmente de fluorapatita com baixa porcentagem de CO_2 (1,14 a 1,38%), alta razão F/ P_2O_5 (0,105 a 0,146) (Boujo *et al.* 1998; Menor *et al.* 1977; Menor e Amaral, 1978). Os fosforitos apresentam uma certa radioatividade que traduz teores equivalentes a 0,018-0,25% de urânio.

4.3 O Cenozóico

Durante o Cenozóico, os principais depósitos minerais encontrados são decorrentes da alteração laterítica, que atuou na Plataforma Sul-Americana desde o início do Terciário, e da concentração de minerais pesados na forma de *placeres*, pelos rios, nos aluviões e nos paleoaluviões e, pelo mar, nas praias da margem continental.

4.3.1 Depósitos minerais de origem laterítica

Grande parte da Plataforma Sul-Americana situa-se na zona intertropical, onde predominam condições favoráveis ao desenvolvimento dos mecanismos de alteração supergênica, os quais conduzem à formação de uma espessa cobertura laterítica. Entretanto, a principal fase de lateritização, à qual são associados os depósitos minerais, é relacionada ao Terciário Inferior (Eoceno), enquanto uma segunda fase é geralmente atribuída ao Terciário Superior (Mioceno-Plioceno), o que confere uma evolução complexa e um caráter fóssil à maioria das concentrações minerais de origem laterítica. Em razão da natureza e da origem dos minerais concentrados no perfil de alteração, os depósitos minerais de origem laterítica podem ser classificados em duas categorias:

- Depósitos lateríticos originados por concentração relativa dos elementos químicos insolúveis, ou pouco solúveis, na forma de minerais neoformados. Os exemplos mais significativos incluem o alumínio, o manganês, o níquel, parcialmente o ouro e, excepcionalmente, o titânio;
- Depósitos lateríticos originados por acumulação residual de minerais estáveis resistentes à alteração supergênica. Esse segundo caso concerne à hematita dos itabiritos, à cassiterita dos albitos, ao pirocloro, à apatita

GRUPO	SEQÜÊNCIA	LITOLOGIA E FÁCIES	PALEONTOLOGIA	MICROPALAEONTOLOGIA	IDADE	ESPESURA
QUATERNÁRIO		Terraços fluviais e litorâneos, patias, dunas, etc.			Holoceno - Pleistoceno	
GRUPO BARRERAS	Seqüência clástica superior	Sedimentos areno-argilosos mal consolidados de origem continental			Pleistoceno (?) Oligoceno	40 a 100 m
		Fácies regressiva F. Maria Farinha muito fossilífera	Zona de Cimomia peraimbucensis & Hercoglossa larnegoi	Globaratalia pseudobulluloides	Eoceno (?) Paleoceno	35 m
GRUPO PARAIBA	Seqüência carbonática superior	Fácies transgressiva Formação Gramame com intercalações de margas e argilas cinzentas	Fácies calcária: Biomicritos argilosos	Associação de Globigefina & Chilloguembellina	Maestrichtiano	40 m
		Fácies fossilífera arenitos argilo-fossilíferos e fosforito	Zona de Sphenodiscus	Associação de Globotruncana confusa G. Stuarri-Falibita santosae		
	Seqüência clástica basal	W Fácies continental Formação Beberibe arenitos, folhelhos e argilas intercalações de dolomitos	Fácies marinha Formação Itamaracá arenitos quartzosos com intercalações de dolomitos	Zona de Pseudoschloenbachia	Globotruncana stuariformis	Campaniano Santoniano
W			EMBASAMENTO			
			CRISTALINO			
					Pré-cambriano	E

Fig. 218 – Esquema geológico e faciológico das bacias costeiras fosfatíferas do Nordeste brasileiro (segundo Boujo *et al.*, 1998).

e à barita dos complexos alcalino-carbonatíticos e, parcialmente, ao ouro.

Neste capítulo, porém, somente serão abordados os depósitos lateríticos pertencentes à primeira categoria, já que a importância dos depósitos incluídos na segunda categoria já foi ressaltada, após as considerações relativas à gênese da mineralização primária, em capítulos anteriores.

4.3.1.1 Depósitos de bauxita

Os depósitos de bauxita, largamente espalhados em diferentes regiões do território brasileiro, podem ser agrupados em três grandes províncias: bauxitas da Província Amazônica; bauxitas da Província Centro-Leste; bauxitas da Província Alcalina.

4.3.1.1.1 Bauxitas da Província Amazônica

Na Região Norte do Brasil, diferentes tipos de depósitos são conhecidos:

- Bauxitas do Pará e do Amazonas, desenvolvidas sobre sedimentos e representativas de 97% das reservas conhecidas (3,6 bt) no território brasileiro;
- Bauxitas fosfatadas no NE do Pará e NW do Maranhão, desenvolvidas sobre diversos tipos de rochas;
- Bauxitas de Carajás, provenientes da alteração de basaltos do Grupo Grão-Pará;
- Lateritas Aluminosas da região de Tucuruí, Pará.

4.3.1.1.1.1 Depósitos de bauxita da Amazônia Oriental
Nos Estados do Amazonas e do Pará, os principais depósitos de bauxita: Trombetas, Nhamundá, Juruti, Almeirim, Paragominas, Mazagão, apresentam perfis de alteração semelhantes (Fig. 219), desenvolvidos a partir de sedimentos argilosos e argilo-arenosos pertencentes às formações Ipixuna, Itapecuru e/ou Alter do Chão, consideradas como pertencentes ao Cretáceo Superior ou ao Terciário Inferior. Em todas essas localidades, os depósitos são, ou foram, cobertos por uma espessa (até 20 m) camada caulínica, denominada “Argila de Belterra” (Truckenbrodt *et al.* 1981). A altitude do platô bauxítico varia de 200 m, nas porções mais elevadas, a 70 m, perto do delta do Rio Amazonas.

Na distribuição dos horizontes no perfil de alteração, reside a originalidade das bauxitas da Amazônia e a origem das controvérsias em relação à evolução dos perfis

de alteração e, conseqüentemente, aos modelos genéticos apresentados:

- i) As bauxitas apresentam espesso capeamento caulínico (“Argila de Belterra”) considerado alóctone e depositado num ambiente lacustre (Grubb, 1979; Truckenbrodt *et al.* 1981; Kotschoubey *et al.* 1997; Kotschoubey e Truckenbrodt 1981, Kotschoubey, 1988) ou autóctone, proveniente de uma evolução *in situ* do perfil de alteração (Lucas, 1997; Boulangé e Carvalho, 1997; Aleva, 1981);
- ii) A presença de um horizonte nodular ferruginoso, intercalado entre dois níveis bauxíticos, evidenciando uma evolução polifásica que implica numa diversidade climática com alternância de períodos áridos e úmidos, ou na migração do ferro através do perfil de alteração para formar uma crosta ferruginosa intermediária.

Essas observações levam os diferentes autores à elaboração de dois modelos distintos para a formação das bauxitas na Amazônia:

- a) O modelo alóctone de alteração polifásica.
Esse modelo (Fig. 220), apresentado por Kotschoubey *et al.* (1997), Kotschoubey e Truckenbrodt (1981), Kotschoubey (1988), considera as argilas caulínicas de Belterra como um sedimento depositado em ambiente lacustre após a formação das bauxitas, selando, assim, a evolução do perfil de alteração. Nesse sentido, as bauxitas da Amazônia são depósitos fósseis. Essa interpretação é baseada na natureza brusca do contato, nos indícios de retrabalhamento observados nos pisólitos (gradação, verniz decorrente da exposição aérea), e na origem, em parte mecânica da fragmentação do horizonte ferruginoso.

Em razão de tal retrabalhamento, a evolução do perfil de alteração é interpretada como relacionada a duas fases principais de bauxitização, em clima úmido, sob cobertura florestal, e alternadas com períodos de clima árido, sem cobertura florestal, durante os quais ocorre o desmantelamento dos horizontes ferruginosos superficiais.

- b) O modelo autóctone de alteração polifásica *in situ*.
Esse modelo (Fig. 221), apresentado por Lucas (1997), Boulangé e Carvalho (1997), advoga em favor de uma evolução contínua *in situ* a partir da alteração dos sedimentos argilo-arenosos, por um longo período em condições climáticas de equatoriais a tropicais, estendendo-se desde o início do Terciário até os tempos atuais. Nesse contexto, os autores contestam a natureza do contato do horizonte bauxítico superior com as argilas de Belterra, evidenciando, em contrapartida,

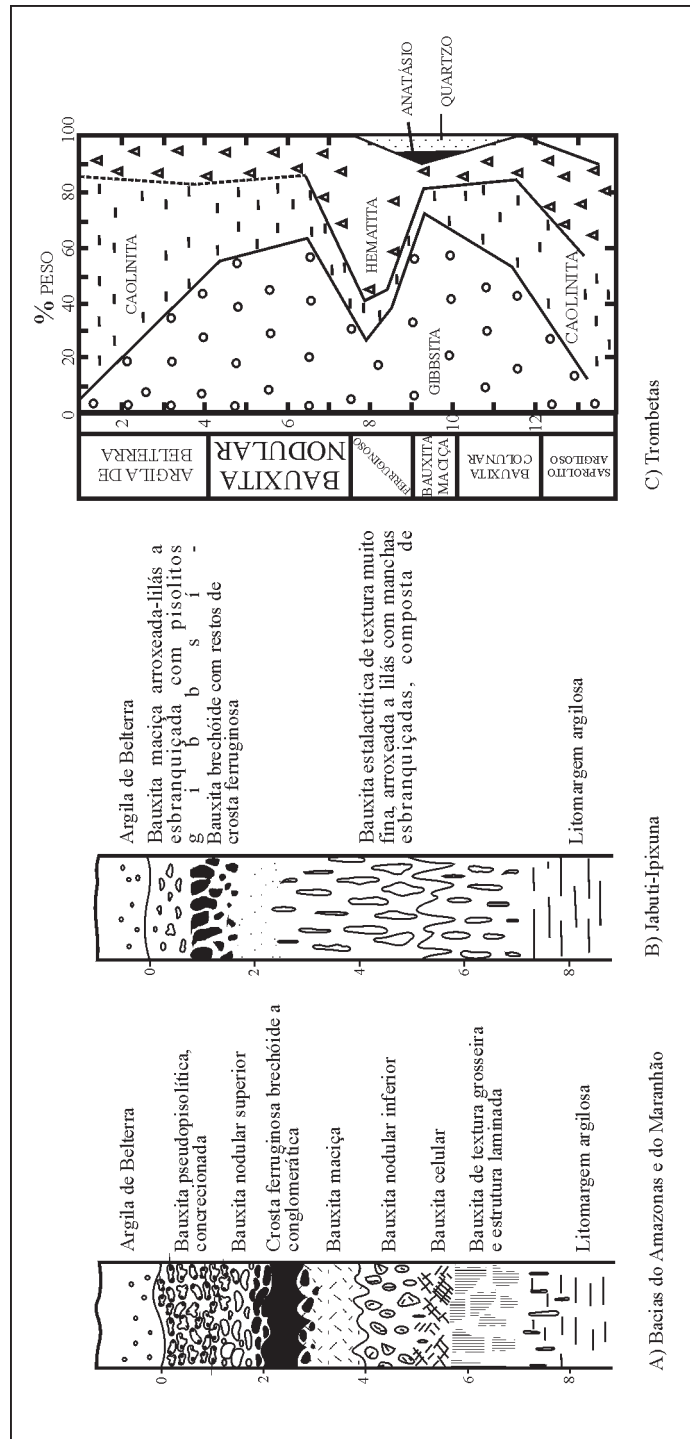


Fig. 219 – Perfis lateríticos das bauxitas na Província Amazônica. A) Perfil geral das bauxitas do Amazonas e do Maranhão (segundo Kotschoubey, 1988); B) Perfil laterítico das bauxitas de Jabuti-Ipixuna (segundo Kotschoubey, 1988); C) Distribuição dos minerais no perfil laterítico da bauxita de Trombetas (segundo Costa, 1991, 1997).

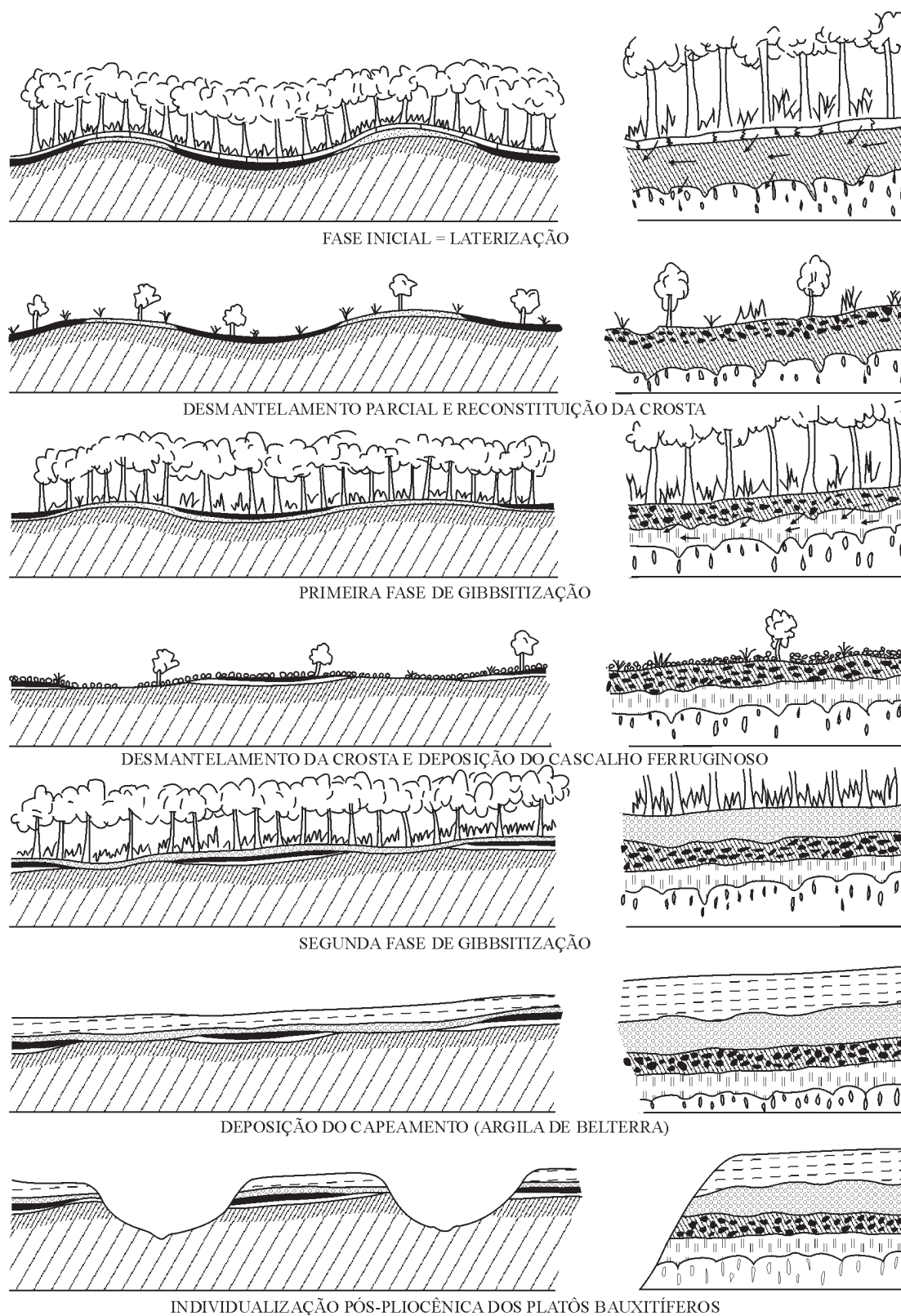


Fig. 220 – Modelo alóctone de alteração bauxítica polifásica na área de Paragominas-Açailândia (segundo Kotschoubey e Truckenbrodt, 1981).

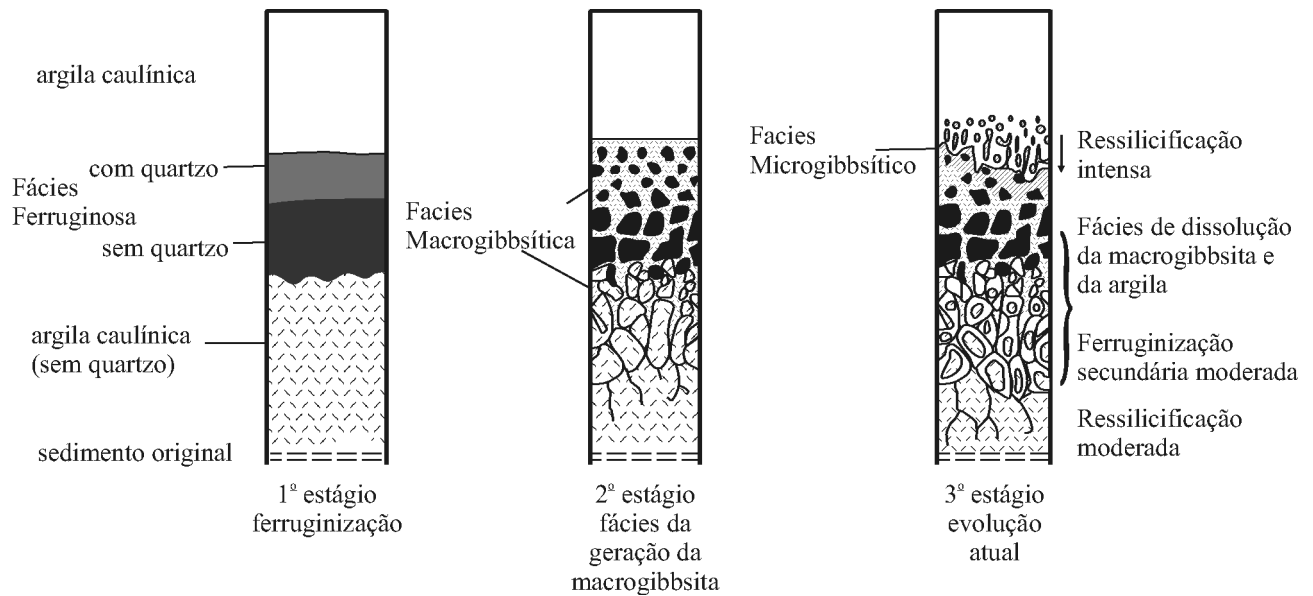


Fig. 221 – Modelo autóctone da evolução do perfil de alteração bauxítica na área de Juruti (segundo Lucas, 1997; Boulangé e Carvalho, 1997).

um contato transicional onde ocorre gibbsitização. Por outro lado, a fragmentação do horizonte ferruginoso submetido à bauxitização progressiva não implica necessariamente o dismantelamento mecânico, a fragmentação resultando de substituição progressiva no próprio perfil de alteração. A formação original do horizonte ferruginoso deve-se a migração do ferro que precipitou junto a um nível arenoso e ao nível freático. Fenômenos de ressilificação e dessilificação são responsáveis pela formação dos horizontes caulíníticos e bauxíticos, respectivamente. O horizonte caulínítico encontra-se microagregado e regenerado por intervenção biológica sob a forma de fitólitos ou por transporte do quartzo e da caulinita pelos termitos (Tardy, 1993).

Em conclusão, segundo esses autores, o perfil completo das formações bauxíticas da Amazônia resulta da evolução *in situ* por diferenciação geoquímica a partir da atuação de frentes de alteração sucessivas no tempo e no espaço, sendo classificadas como criptobauxitas (Tardy, 1993).

4.3.1.1.1.2 Depósitos de bauxita fosfática do NE do Pará e NW do Maranhão

Nessa região, as diversas ocorrências de bauxitas fosfáticas constituem um distrito original por seu conteúdo elevado de fosfato (de 13 a 26% P_2O_5) e de estrôncio (1,4% SrO),

acompanhados por CaO e NaO_2 , e, às vezes, enriquecidos em Ba, Sc, Nb, Zr, Y e ETR. Os perfis de alteração são desenvolvidos sobre diversos tipos de rochas: ultramáficas/máficas, metamórficas, sedimentares, e os principais depósitos (Gurupi, Pirocaua, Trauíra, Itacupim, Bonito) foram estudados por Costa (1997, 1991); Costa *et al.* (1980); Oliveira e Costa (1984). O enriquecimento em estrôncio é associado à série Crandallita/Goyazitina.

4.3.1.1.1.3 Depósito de Bauxita de Carajás

Localizado no Platô N5 da Serra de Carajás, a uma altitude vizinha de 650 m, o depósito de bauxita (Beisiegel *et al.* 1973) ocorre na parte superior de um espesso perfil de alteração laterítica (Fig. 222), e comporta os seguintes horizontes: bauxita, crosta ferruginosa, horizonte argiloso e rocha-mãe (Costa *et al.* 1997). As reservas (Alves, 1988) são da ordem de 49 Mt, com baixa sílica reativa (1,7%), 34,9% Al_2O_3 , alto teores de ferro (25% Fe_2O_3) e de carbono orgânico (1,5%). Segundo Costa *et al.* (1997), a origem do depósito de bauxita é relacionada a duas fases de alteração:

- Uma primeira fase conduziu à formação do manto de alteração laterítica sobre os basaltos do Grupo Grão-Pará, com individualização de um horizonte ferruginoso na parte superior;
- Uma segunda fase de alteração permitiu a formação do horizonte bauxítico a partir da crosta ferruginosa.

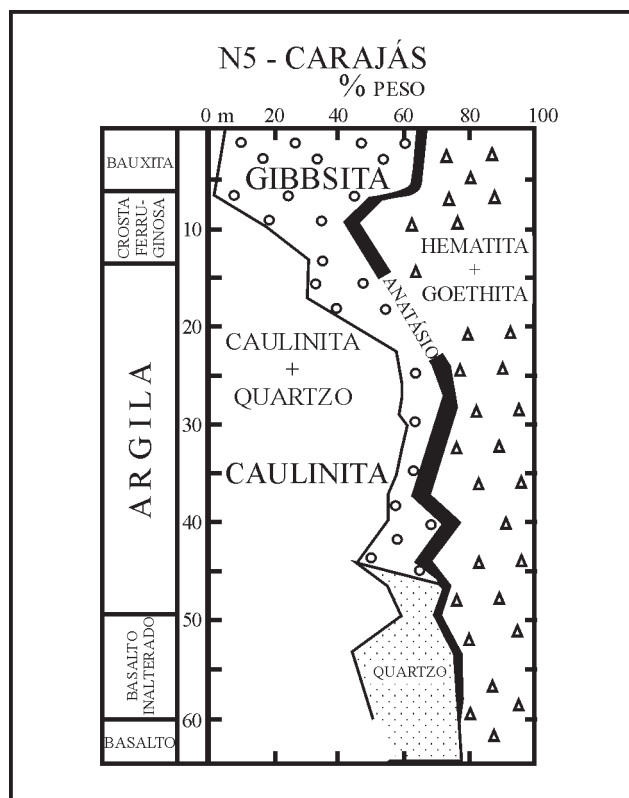


Fig. 222 – Perfil de alteração laterítica da Bauxita de Carajás (N5) (segundo Costa *et al.*, 1997).

Os teores elevados em Ni, Co, Cr no perfil de alteração confirmam o desenvolvimento do depósito de bauxita, a partir da alteração dos basaltos.

4.3.1.1.2 Bauxitas da Província Centro-Leste

A região Centro-Leste do Brasil abrange uma enorme área que engloba o sul de Minas Gerais e os altos da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira, onde os depósitos de bauxita se desenvolveram sobre diferentes tipos de rochas: Bauxitas do Quadrilátero Ferrífero, Bauxitas da Serra do Espinhaço, Bauxitas da Serra da Mantiqueira.

4.3.1.1.2.1 Depósitos de bauxita do Quadrilátero Ferrífero

Na região do Quadrilátero Ferrífero, as jazidas de bauxita são associadas principalmente às rochas metassedimentares pré-cambrianas de baixo grau, as quais pertencem essencialmente ao Supergrupo Minas, e a sedimentos recentes de idade Eoceno (Fm. Fonseca). As reservas da região são modestas, da ordem de 10 Mt, e isso em razão da fase de esgotamento

na qual se encontra a maior parte das jazidas, cuja ordem de grandeza varia de 150 mil t a 1,5 Mt. Enquanto alguns autores (Boulangé *et al.* 1997) sugerem uma origem autóctone para tais depósitos a partir da alteração de filitos e dolomitos, outros consideram uma origem alóctone para eles (Fleischer e Oliveira, 1969). Recentemente esses depósitos foram classificados em quatro tipos por causa de sua posição topográfica na evolução geomorfológica regional (Boulangé e Carvalho, 1997; Varajão *et al.* 1989): Tipo I – Bauxitas de Planalto Elevado: Batatal; Tipo II – Bauxitas de Encosta: Morro do Fraga; Tipo III – Bauxitas de Depressão: Vargem dos Óculos; Tipo IV – Bauxitas de Planalto Baixo: Macaquinho.

4.3.1.1.2.2 Depósitos de bauxita da Serra da Mantiqueira

Nessa categoria são incluídos os depósitos de bauxita associados às rochas granulíticas da região de Cataguazes, no Estado de Minas Gerais, e aos granito-gnaisses da Serra do Mar, no Estado de São Paulo.

- a) Bauxitas de Cataguazes (Fig. 223). Esses depósitos constituem uma extensa faixa aluminosa, orientada NE-SW, que se estende de São João do Nepomuceno até Cataguazes, e representam uma reserva total superior a 100 Mt. São de grande importância econômica em virtude da proximidade com os grandes centros consumidores: São Paulo, Rio de Janeiro e Belo Horizonte. Os depósitos de bauxita, estudados por Roeser *et al.* (1984), Valetton e Melfi (1988) e Beissner *et al.* (1997), localizam-se nas cristas mais elevadas da região, entre 700 e 900 m; enquanto as depressões são ocupadas por um material saprolítico argiloso. O perfil de alteração é praticamente constante na região, tendo se desenvolvido a partir de rochas metamórficas de alto grau (gnaisses e granulitos) pertencentes ao Complexo Juiz de Fora: anfíbolitos e gnaisses derivados de rochas básicas, intermediárias e ácidas.
- b) Bauxitas da Região Costeira. Segundo Oliveira e Toledo (1997), esses pequenos depósitos de bauxita distribuem-se nos Estados de São Paulo, do Rio de Janeiro e do Espírito Santo, ao longo da Costa Atlântica, e são derivados de rochas que constituem o embasamento: anfíbolitos da seqüência vulcano-sedimentar de Itaberaba, em Nazaré Paulista; metadiabásios em Curucutu; rochas granulíticas, em Mogi das Cruzes.

4.3.1.1.3 Depósitos de bauxita da Província Alcalina

Os depósitos de bauxita associados a rochas alcalinas na região Sudeste do Brasil distribuem-se em três grandes

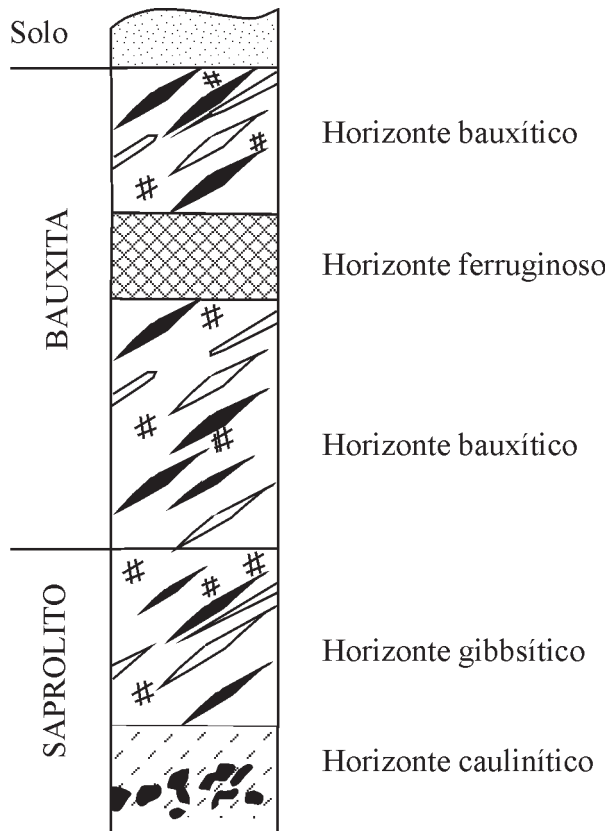


Fig. 223 – Perfil esquemático com a distribuição dos diferentes horizontes de alteração no Depósito de Bauxita de Cataguazes (segundo Beissner *et al.*, 1997).

áreas: Subprovíncia de Poços de Caldas, em Minas Gerais; Subprovíncia Costeira que recobre os Estados de São Paulo e do Rio de Janeiro; e Subprovíncia de Lages/Anitápolis, no Estado de Santa Catarina. Apesar de suas reservas moderadas, inferiores a 100 Mt, esses depósitos apresentam grande importância econômica em razão de sua proximidade com os grandes centros consumidores do país.

a) Bauxitas de Poços de Caldas: são associadas à alteração laterítica desenvolvida sobre o Complexo Alcalino de Poços de Caldas (Fig. 191), intrusivo no embasamento pré-cambriano durante o Cretáceo Superior/Terciário Inferior (85 a 52Ma). Esse complexo é constituído essencialmente por tinguaitos, fonolitos e foyaitos, junto com tufo e rochas piroclásticas (Ellert, 1959). Segundo Melfi e Carvalho (1983), Parísi (1988) e Schulmann *et al.* (1997), os depósitos de bauxita são de dois tipos:

i) Bauxitas do “Anel”: são as jazidas mais importantes, e ocupam a topografia mais elevada ($\cong 1.600$ m),

na parte norte do complexo. Com perfís homogêneos e constantes, são ricas em alumínio ($Al_2O_3 > 55\%$), e pobres em argilas e produtos ferruginosos. São caracterizadas pelo contato direto e brusco do horizonte bauxítico sobre a rocha-mãe, que é geralmente representada por nefelina-microsienito (tinguaíto). A gibbsita é o mineral predominante ($> 80\%$), e é acompanhada por pequenas quantidades de haloisita, caulinita e goethita, caracterizando, assim, uma bauxita de alto teor. As reservas são da ordem de 50 Mt.

ii) Bauxitas de “Platô”: ocupam a zona interna, cuja topografia é a mais suave ($\cong 1.300$ m) do complexo, e caracteriza-se por uma drenagem pouco eficiente, inibindo a lixiviação e conduzindo a um material heterogêneo rico em argila que conta, em média, com 50% Al_2O_3 , 6% SiO_2 e com 10% Fe_2O_3 . No perfil de alteração, destaca-se a presença de um espesso horizonte argiloso (caulinita, haloisita, illita) em contato com a rocha-mãe abaixo do horizonte bauxítico friável e nodular com estrutura preservada.

b) Bauxitas da Subprovíncia Costeira: são associadas à alteração laterítica desenvolvida sobre os complexos alcalinos de Passa Quatro, de Itatiaia, e de Morro Redondo, os quais são constituídos por sienitos nefelínicos, microsienitos, tinguaitos e fonolitos. No caso do Maciço de Passa Quatro (Sigolo e Boulangé, 1997), as bauxitas são de dois tipos:

i) Bauxitas de Cume, desenvolvidas *in situ*, sobre sienito nefelínico, a uma altitude que varia de 2.200 a 2.000 m, com reservas da ordem de 10 Mt.

ii) Bauxitas de piemonte, entre 500 e 1.330 m, resultantes da acumulação coluvial sobre os gnaisses do embasamento de blocos de sienito e de bauxita embalados numa matriz caulínica.

c) Bauxitas da Subprovíncia de Lages. No Estado de Santa Catarina, o Complexo Alcalino de Lages, intrudido há ± 70 Ma nos sedimentos e nos basaltos da Bacia do Paraná, é composto de fonolitos, nefelina-sienitos, analcita-traquitos, olivina-melilititos, brechas e carbonatitos. Os depósitos de bauxita desenvolveram-se, a uma altitude vizinha de 900-1000 m, sobre fonolitos e, eventualmente, sobre basaltos e diabásios (Formoso *et al.* 1997).

4.3.1.2 Depósitos de caulim da Região Amazônica

Na Região Amazônica, três distritos principais são conhecidos pelos seus depósitos de caulim (Fig. 224): Rio Capim,

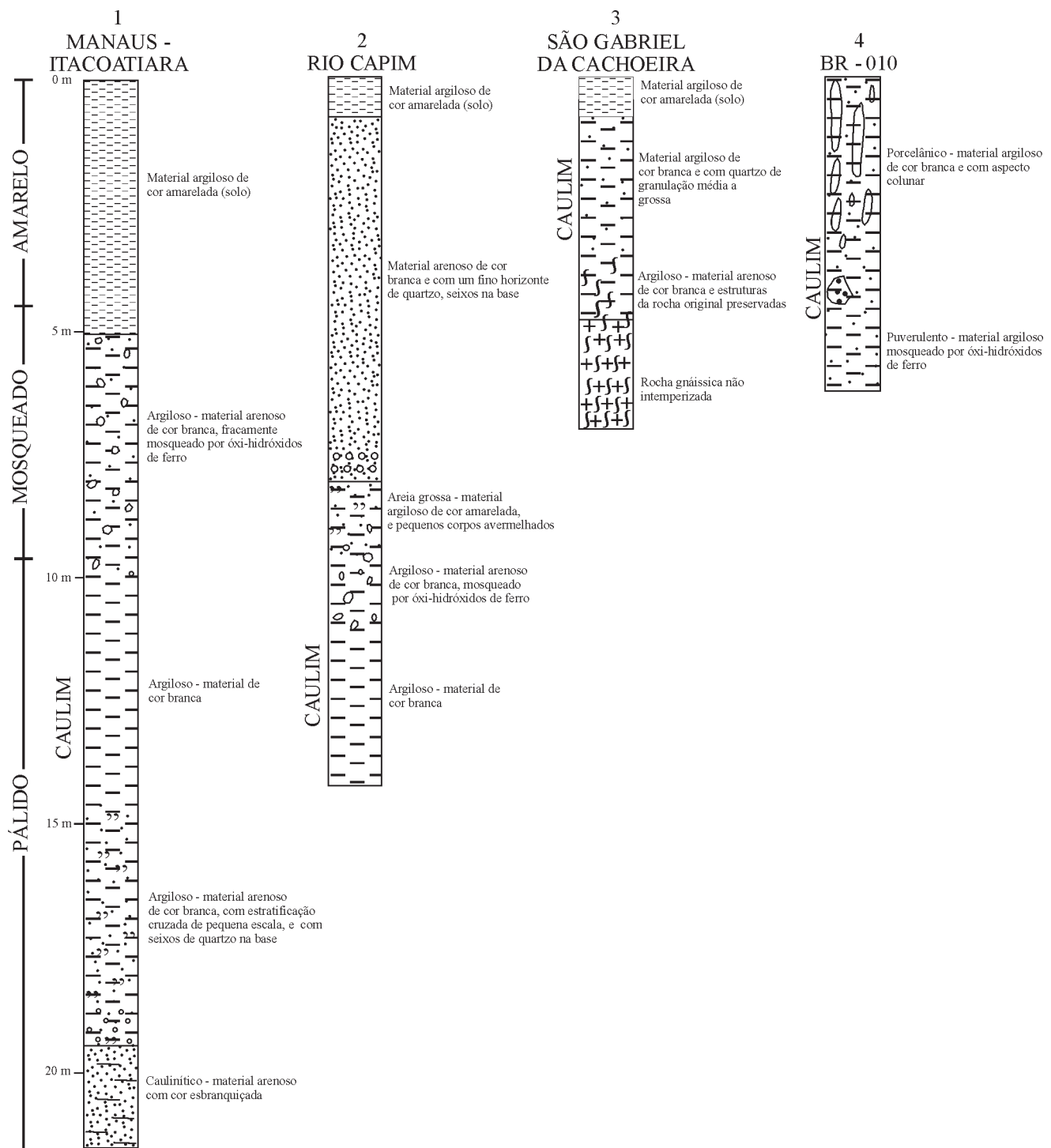


Fig. 224 – Perfil geológico simplificado do estudo de depósitos de caulim:

1 – Manaus-Itacoatiara; 2 – Rio Capim; 3 – São Gabriel da Cachoeira; 4 – BR-010 (Rodovia Belém-Brasília) (segundo Costa e Moraes, 1998).

Morro do Felipe e Manaus/Itacoatiara. Depósitos menores são também registrados na região de São Gabriel da Cachoeira (Costa e Morães, 1998; Coura *et al.* 1986).

Na região de Rio Capim e de Ipixuna, os mais importantes depósitos de caulim foram desenvolvidos a partir da alteração dos sedimentos cretáceos intemperizados das formações Ipixuna/Itapecuru e Alter do Chão, compostas de arenitos ricos em quartzo e feldspatos caulinizados, e de argilitos caulíníticos intercalados, muito pobres em quartzo. Essas duas litologias mostram intensa desferrificação. A espessura do horizonte caulínítico varia de 10 a 20 m de espessura. As estruturas sedimentares, como estratificação planoparalela e estratificação cruzada, encontram-se preservadas no caulim rico em grãos de quartzo, os quais se mostram freqüentemente fraturados e corroídos. No caulim desprovido de grãos de quartzo, apenas uma laminação incipiente é observável. Esse caulim caracteriza-se por sua alvura devida ao seu baixo conteúdo em óxi-hidróxidos de ferro. A caulinita apresenta-se em agregados vermiculares bem desenvolvidos e, mais raramente, em pequenos leques. Os cristais pseudo-hexagonais são bem formados, com um diâmetro de 200 ηm até 30 μm . Freqüentemente, se observa a presença de cristais maiores envolvidos por uma matriz microcristalina. A razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ é geralmente mais elevada (até 1,280) que a razão ideal de 1,178. Os minerais acessórios mais comuns são fosfato de alumínio (goyazita-crandallita), zircão, turmalina, estauroilita, topázio e cianita.

Segundo Kotschoubey *et al.* (1996), a passagem progressiva dos sedimentos Ipixuna para o caulim, a preservação das estruturas sedimentares e a presença de caulinita vermicular indicam uma formação de caulim passando por uma alteração *in situ*, que ultrapassa largamente a zona pedogenética superficial. A gênese do caulim seria associada preferencialmente a um rebaixamento lento do nível freático durante um longo período, as condições mais redutoras e ácidas da zona saturada, assim como a uma boa permeabilidade, tendo favorecido a neoformação da caulinita durante o Terciário Superior e o Quaternário, o período principal de formação do caulim tendo ocorrido na transição Oligoceno-Mioceno.

Nessa região, Kotschoubey *et al.* (1996) assinalam a presença de argilas *semiflinit*, que formam corpos lenticulares em contato brusco com os sedimentos sotopostos. São caracterizadas por aspecto maciço, fratura concoidal, ausência de estruturas sedimentares e de grãos de quartzo, falta de desagregação na água e não aquisição de plasticidade. A sua textura é fina, algo grumosa, e é composta por cristalitos intercrescidos,

euédricos a subédricos, de caulinita, cujo diâmetro fica normalmente compreendido entre 100 e 500 ηm , não ultrapassando a 1 μm . Os teores de Fe_2O_3 ($\leq 1\%$) e TiO_2 ($\leq 1,5\%$) são muito baixos, com a razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ variando entre 1,210, na base, até 1,164, no topo. Supõe-se que as argilas *semiflinit* foram originadas a partir de sedimento essencialmente argiloso, na forma de caulinita proveniente do manto de alteração dos pelitos da Fm. Ipixuna, com a acumulação seletiva das partículas finas em condições redutoras favoráveis à desferrificação e à silicificação. A baixa concentração de $\text{H}_4\text{SiO}_4\text{Al}_3^+$ e $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ facilitou a cristalização da caulinita sem formação de gel sílicoaluminoso amorfo.

Na região do Morro do Felipe, Kotschoubey *et al.* (1999) distinguem seis horizontes bem diferenciados (Fig. 225): rocha siliclástica alterada da Fm. Alter do Chão; espesso pacote caulínítico; crosta ferruginosa; bauxita nodular 1; bauxita nodular 2; e cobertura de Argila de Belterra.

O horizonte caulínítico, com espessura média da ordem de 30 m e contato gradativo para os sedimentos da Fm. Alter do Chão, é dividido em: caulim inferior, nível arenoso e caulim superior.

O caulim mostra textura criptocristalina com tendência a formar microagregados de caulinita. A caulinita tende para o tipo *Fire Clay*, mostrando-se mal cristalizada com desordem estrutural ao longo do eixo b. Apresenta-se na forma de cristalitos tabulares, pseudo-hexagonais, euédricos a subédricos, de diâmetro de 100 ηm a mais de 1 μm (média entre 300 e 600 ηm).

Ainda segundo Kotschoubey *et al.* (1999), a gênese do caulim é relacionada a uma evolução *in situ*, com a caulinita cristalizando-se provavelmente a partir de uma fase amorfa resultando da degradação de alumino-silicatos. A espessura excepcional do pacote de caulim é relacionada à bauxitização (Terciário Inferior), e resulta da alteração de sedimentos argilosos em condições de lento rebaixamento do lençol freático, causado por soerguimento regional no Terciário Superior/Quaternário. Essa alteração, em condições que variam de neutras a moderadamente ácidas (pH entre 5 e 7), provoca a liberação do silício na forma de H_4SiO_4 , e a do alumínio nas formas iônicas $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ e $\text{Al}(\text{OH})_2^{2+}$, com esses elementos combinando entre si para formar produtos coloidais e géis sílico-aluminosos que evoluíram para a caulinita. O ferro foi progressivamente lixiviado deste horizonte na forma reduzida Fe^{2+} solúvel, cujo resultado foi um alto grau de alvura do caulim.

Segundo Costa e Moraes (1998), os depósitos de caulim são relacionados aos horizontes inferiores do perfil late-

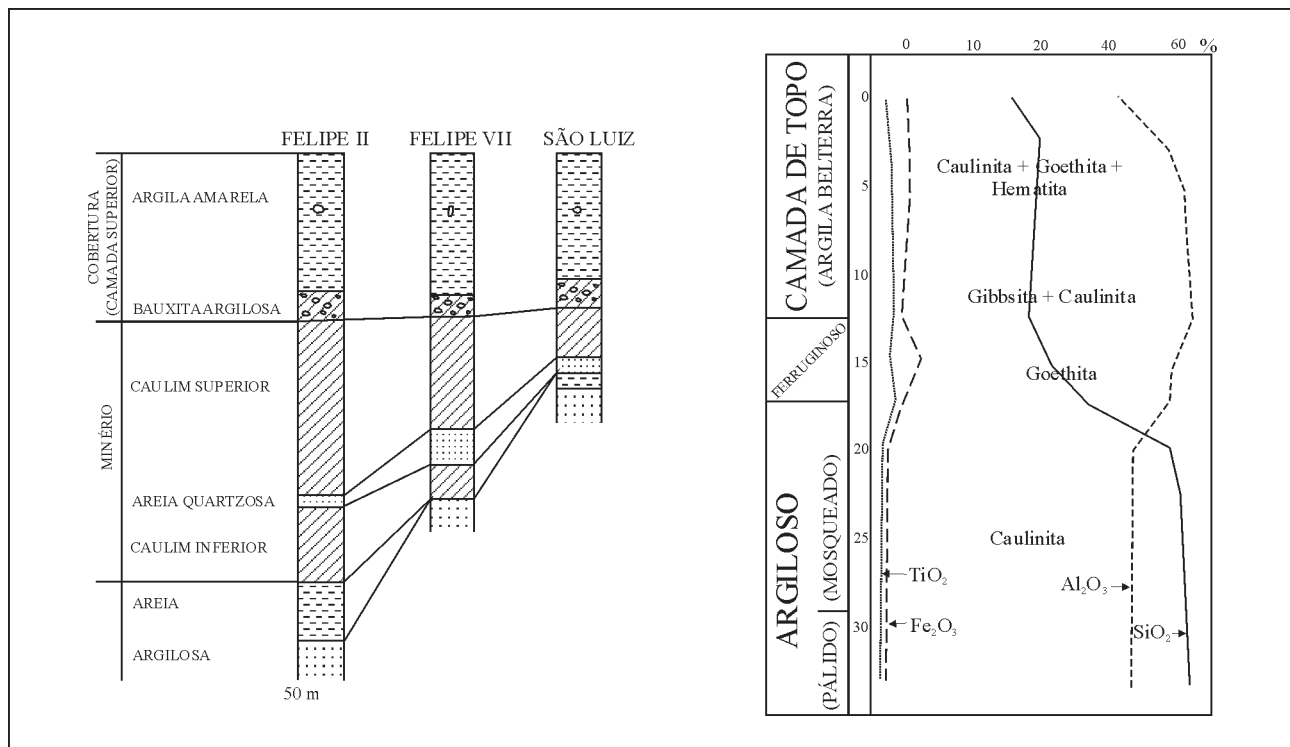


Fig. 225a – Perfis geológicos e variação mineralógica e química através do depósito de caulim da Mina de Morro do Felipe (segundo Murray e Partridge, 1982).

rítico desenvolvido inicialmente no Terciário Inferior, e evoluem progressivamente por processos de desferrificação e ressilificação dos sedimentos residuais pretéritos em ambientes pantanoso e lacustre raso, do Mioceno até o Holoceno (Fig. 226).

A produção de caulim da região destina-se essencialmente à indústria de papel. Diversas minas encontram-se atualmente em produção:

- Morro do Felipe (Cadam-Caolim da Amazônia S.A.): 600 mil t em 1995, com ampliação prevista para 1 Mt no ano 2000;
- Distrito Rio Capim: Pará Pigmentos S.A., em associação com a CVRD, Cadam-Caolim da Amazônia S.A. e Mitsubishi Corporation of Japan, produzindo 600 mil t em 1996, e Rio Capim Caolim (RCC) produzindo 500 mil t em 1996.

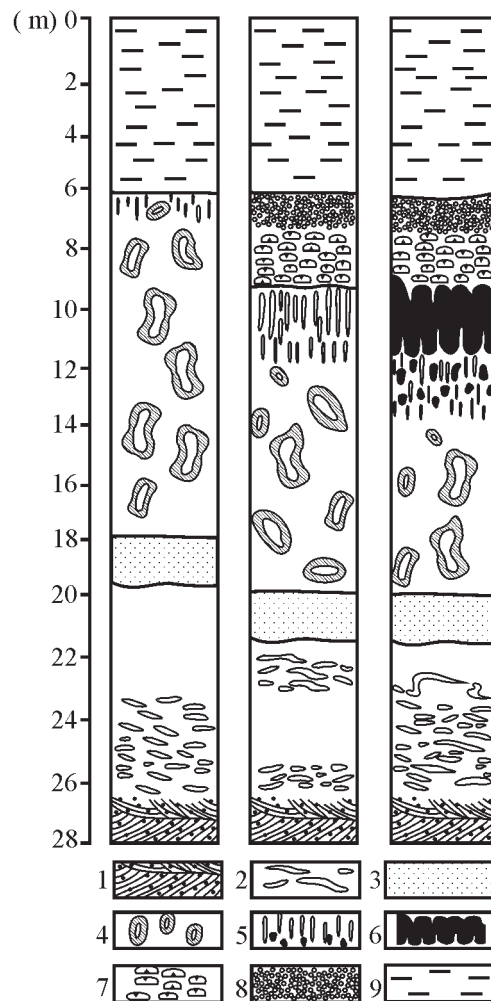
4.3.1.3 Depósitos de níquel laterítico

Os principais depósitos de níquel laterítico do Brasil são associados ao desenvolvimento do perfil de alteração sobre rochas ultramáficas de natureza, origem e idade variadas:

- Jazidas tipo Morro do Níquel (MG), associadas a *greinstone belts*, e talvez a de São João do Piauí (PI);
- Jazidas tipo Vermelho, na Província Mineral de Carajás, associadas a corpos intrusivos diferenciados, de idade arqueana, tais como Vermelho, Puma-Onça, Jacaré-Jacarezinho;
- Jazidas tipo Niquelândia, na Região Centro-Oeste, associadas a complexos máfico-ultramáficos diferenciados, de idade paleoproterozóica, relacionados a ambiente tectônico de rifte continental, tais como Niquelândia e Barro Alto (GO);
- Jazidas tipo Santa Fé associadas a complexos ultramáfico-alcálicos, geralmente de idade cretácea, tais como Santa Fé, Morro do Engenho, Morro dos Macacos, Rio dos Bois, Montes Claros (Salobinha), Serra Água Branca, São Luiz dos Montes Belos e Jacupiranga.

4.3.1.3.1 Depósito Ni Laterítico tipo Morro do Níquel

No sudoeste de Minas Gerais, a Jazida do Morro do Níquel representa o produto da alteração laterítica atuando sobre um pequeno corpo de serpentinito, capeado por uma zona



1 - Arenito Alter do Chão; 2 - Caulim inferior com pseudoestratificação; 3 - Nível arenoso; 4 - Caulim superior com anéis de Liesegang; 5 - Zona de transição; 6 - Crosta ferruginosa; 7 - Bauxita nodular 1; 8 - Bauxita nodular 2; 9 - Argila de Belterra

Fig. 225b – Perfil de alteração laterítica na Mina do Morro do Felipe, distrito caulínico do Baixo Rio Jarí-Amapá (segundo Kotschoubey *et al.*, 1999).

silicificada (15 a 20 m de espessura), culminando a 900 m de altitude e pertencente ao *Greenstone Belt* do Morro do Ferro. Nos perfis de alteração (Fig. 227), descritos por Trescases e Oliveira (1978), o níquel contido na serpentina original (0,4% de Ni) é liberado pela alteração, e concentra-se na forma de clorita, de garnierita e de uma nova serpentina níquelífera. Esses silicatos alteram-se progressivamente para produtos amorfos de Si-Fe ricos em níquel. No saprólito, a serpentina desaparece totalmente, e o teor de NiO atinge 1,8%.

A evolução geoquímica mostra uma total independência entre o perfil clássico de alteração desenvolvido e a

capa silicosa, que deve representar uma antiga base de perfil de alteração originado em condições de clima árido, isto é, anteriormente à instalação da alteração laterítica que conduziu à formação do depósito de níquel.

As ocorrências de Ipanema e de Liberdade apresentam as mesmas características.

4.3.1.3.2 Depósito Ni Laterítico de São João do Piauí

Na região sudeste do Piauí, o Complexo Máfico-Ultramáfico de Brejo Seco, composto de serpentinitos, gabros e diori-

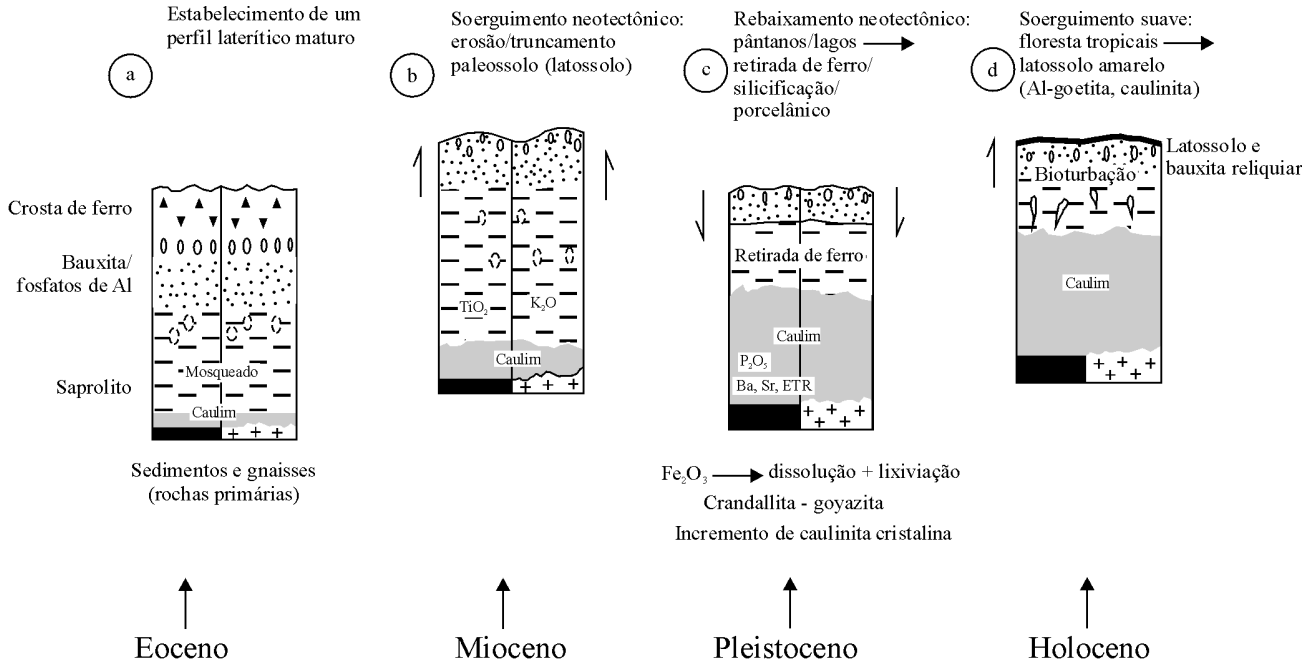


Fig. 226 – Evolução geológica simplificada de depósitos de caulim (segundo Costa e Moraes, 1998).

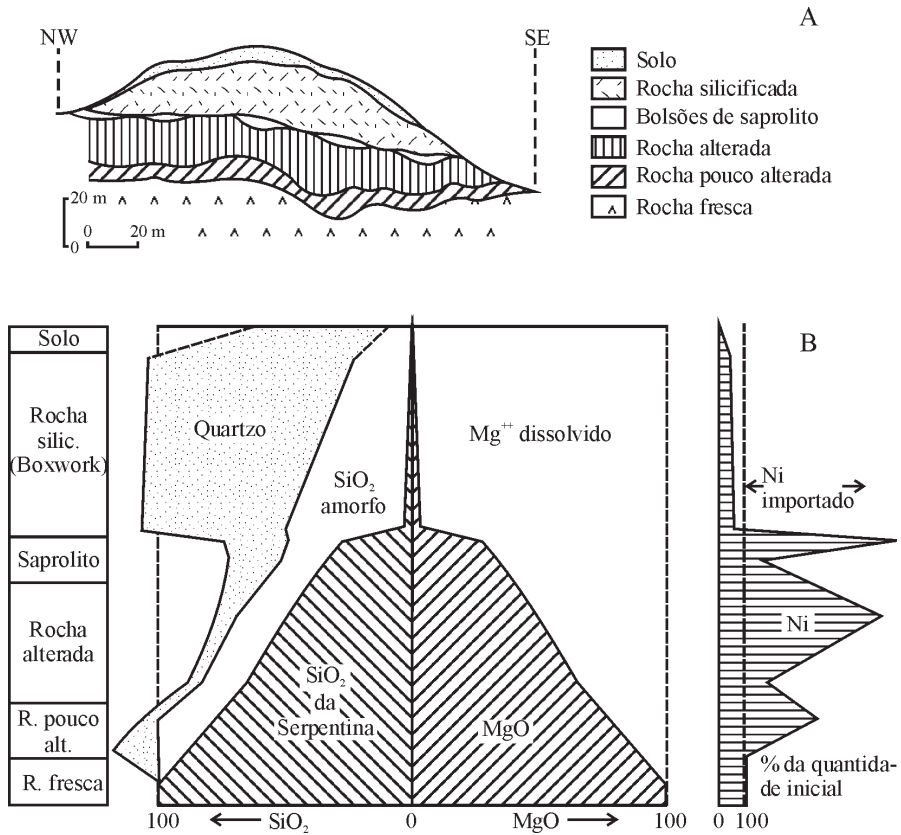


Fig. 227 – a) Seção esquemática do Morro do Níquel; b) Balanço dos elementos químicos durante a alteração laterítica (segundo Trescases e Oliveira, 1978).

tos, é intrusivo nos gnaisses do embasamento, e recoberto em discordância pelos sedimentos da Fm. Serra Grande, pertencente à Bacia do Parnaíba. Os perfis de alteração descritos por Santos (1986) mostram que o corpo ultramáfico é coberto por alguns metros de silcrete, abaixo do qual o serpentinito apresenta um manto de alteração laterítica de mais ou menos 10 m de espessura, onde a estrutura da rocha original fica preservada. Segundo Melfi *et al.* (1979), a serpentina é transformada em esmectita em razão da lixiviação do magnésio e da sílica, formando, assim, o saprólito argiloso níquelífero. Parte da sílica dissolvida a partir do silcrete é precipitada como quartzo e/ou calcedônia no horizonte esmectítico, formando, então, um saprólito argiloso enriquecido em níquel (1 a 3%) e em sílica, e mostrando, ainda, teores anômalos de cobre. As ocorrências de níquel da Serra das Marrecas (BA), Catingueira (PB) e Andorinha (BA) apresentam também um nível fortemente silicificado. As reservas foram avaliadas em 20 Mt de minério, com 1,56% Ni.

4.3.1.3.3 Depósito Ni Laterítico tipo Vermelho na Província Mineral de Carajás

Essas jazidas, situadas no contexto da Província Mineral de Carajás, são associadas a uma série de corpos máfico-ultramáficos diferenciados: Vermelho, Puma-Onça, Jacaré-Jacarezinho, Cateté, Preto, Sonho e Pium. Esses corpos são compostos por gabros, noritos, anortositos, piroxenitos, peridotitos e dunitos serpentinizados, intrudidos no embasamento granito-gnáissico do Complexo Xingu (Hirata *et al.* 1982), e aparentemente relacionados aos lineamentos regionais alinhados segundo as direções NE-SW e NNE-SSW. Os perfis de alteração laterítica (Fig. 228a e 228b), descritos por Cordeiro e McCandless (1976), Correa *et al.* (1984), Alves *et al.* (1986), Heim e Castro Filho (1986), Castro Filho e Mattos (1986), Bernadelli *et al.* (1983), Costa (1997), desenvolveram-se sobre peridotitos e dunitos serpentinizados com piroxenitos intercalados, formando um platô característico a uma altitude de 450 a 500 m, sustentado por um horizonte silicoso (até 60 m) contrastando com as superfícies menos elevadas (300 a 350 m) registradas sobre as rochas máficas. Abaixo do nível de silcrete, observa-se um horizonte ferruginoso e um saprólito grosso. No saprólito ferruginoso, que pode atingir até 30 m de espessura, o níquel é associado à goethita e mostra um enriquecimento pronunciado em níquel, com teores da ordem de 1,2% Ni, constituindo o minério oxidado. No saprólito grosso, o níquel ocorre vinculado aos silicatos, tais como a garnierita e a esmectita, formando o minério

silicatado com teores variáveis de 1,5 a 2,0% Ni. As proporções entre os minérios limonítico e silicatado são mais ou menos equivalentes nos diferentes depósitos estudados. As reservas totais calculadas foram da ordem de 44 Mt com 1,5% Ni para a Jazida do Vermelho; 43,5 Mt com 2,0% Ni nas jazidas de Puma-Onça; e 53,5 Mt com 1,41% Ni nas jazidas de Jacaré-Jacarezinho.

4.3.1.3.4 Depósitos Ni Laterítico de Niquelândia e Barro Alto

Na região central do Estado de Goiás, os complexos máfico-ultramáficos de Niquelândia e Barro Alto apresentam importantes depósitos de níquel laterítico, desenvolvidos a partir da alteração que atua sobre a zona ultramáfica, a qual é composta de piroxenitos e de peridotitos/dunitos parcialmente serpentinizados. As jazidas encontram-se nas cotas variáveis de 900 a 1.050 m, nas baixadas, nas encostas e nos “vales suspensos” individualizados entre as principais elevações sustentadas a uma altitude de 1.100 a 1.150 m por rochas ultramáficas que, freqüentemente, apresentam um capeamento silicoso. Os trabalhos, que centram seu interesse no estudo dos depósitos níquelíferos, de Melfi *et al.* (1979, 1988), Pedroso e Schmaltz (1986), Baeta Jr. (1986), e Oliveira e Trescases (1982), destacaram os perfis de alteração desenvolvidos sobre piroxenitos e sobre peridotitos/dunitos (Fig. 229 e 230).

Os perfis de alteração sobre piroxenitos (Jacuba) apresentam sempre um espesso horizonte nontronítico muito rico em níquel, cuja origem é relacionada a migrações laterais a partir das cristas duníticas/peridotíticas adjacentes.

Os perfis de alteração sobre dunitos/peridotitos (Angiquinho) mostram uma evolução distinta de acordo com a situação morfológica e com as percolações existentes:

- Concentração do níquel nos horizontes ricos em esmectitas (minério silicatado), geralmente nas zonas de baixadas onde a drenagem é deficiente;
- Concentração do níquel nos horizontes ricos em goethita (minério oxidado), geralmente nos topos e nas encostas onde a drenagem é excelente ou de boa qualidade.

As jazidas do Complexo de Niquelândia, atualmente exploradas pela Cia. Níquel Tocantins e pela Codemin, possuem reservas totais correspondentes a cerca de 60 Mt de minério, com 1,45% Ni. As jazidas do Complexo de Barro Alto não são ainda exploradas, e suas reservas totais foram avaliadas em torno de 72,39 Mt de minério com 1,67% Ni.

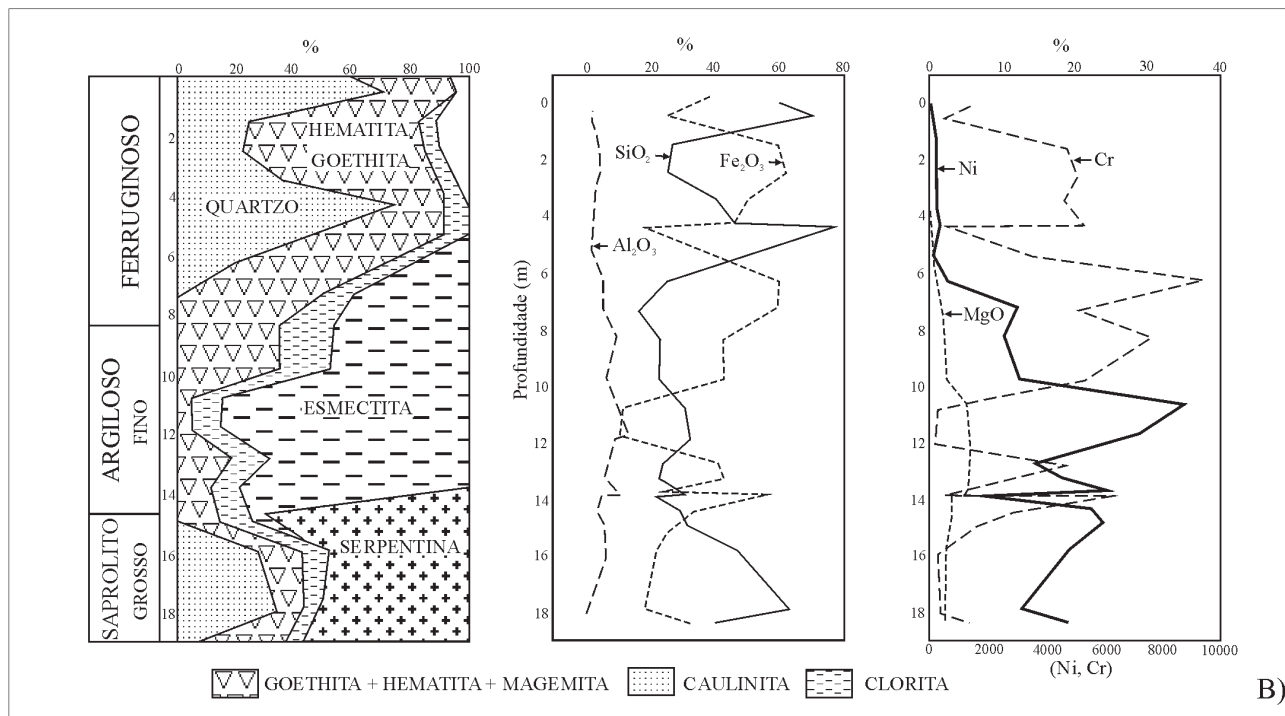
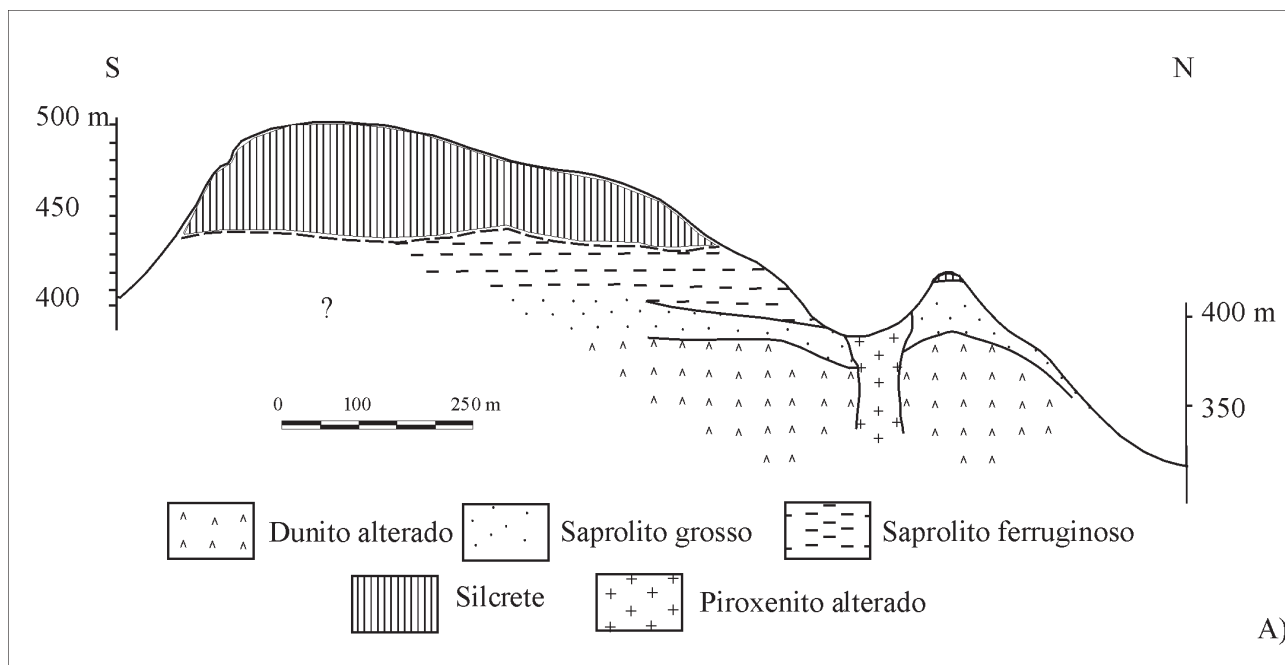


Fig. 228 – A) Seção do Depósito Ni Laterítico de Morro Vermelho; B) Variação mineralógica e química ao longo do perfil laterítico do Depósito de Morro Vermelho-Carajás (segundo Corrêa *et al.*, 1984)

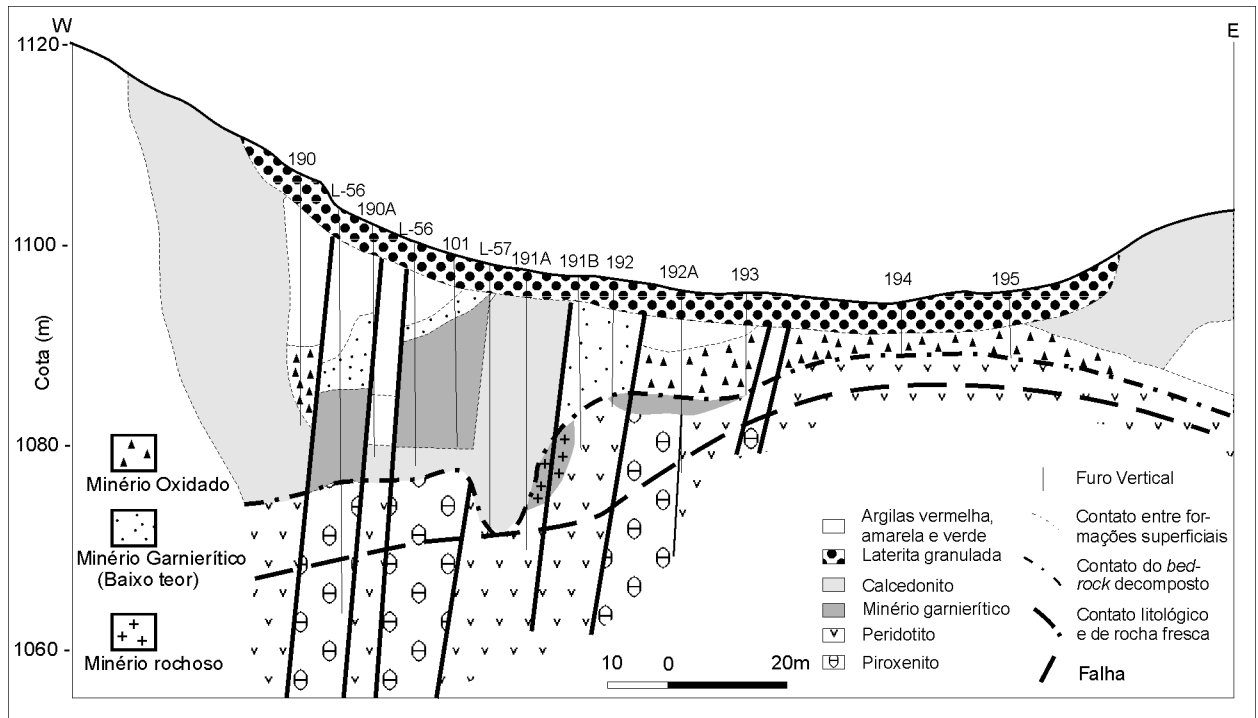


Fig. 229 – Seção longitudinal da Jazida Jacuba II, Niquelândia (segundo Pedroso e Schmalz, 1986).

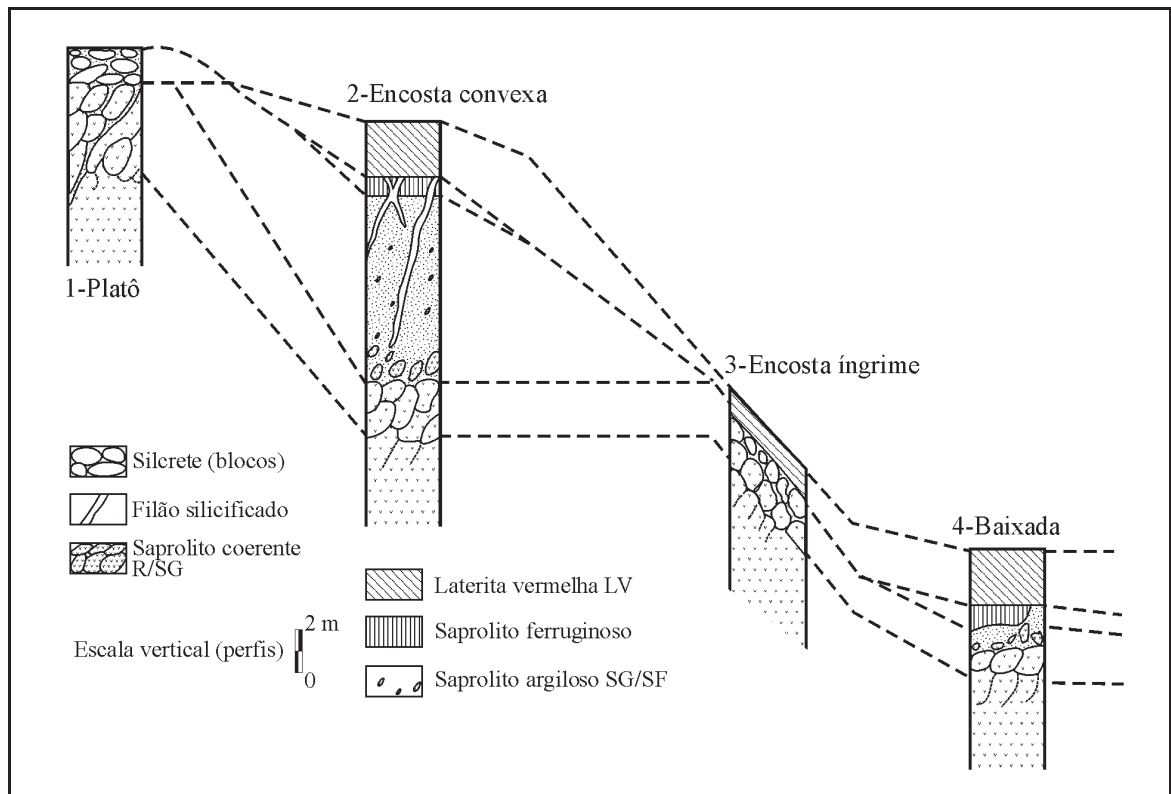


Fig. 230 – Perfis de alteração nos depósitos Ni Laterítico de Niquelândia e Barro Alto (segundo Oliveira e Trescases, 1982; Pedroso e Schmalz, 1986).

Do ponto de vista mineralógico e geoquímico, a evolução da alteração laterítica pode ser subdividida em quatro estágios principais (Oliveira e Trescases, 1982; Melfi *et al.* 1988):

- Estágio 1: ocorre a hidrólise da olivina com remoção total de magnésio e com remoção parcial de sílica. Nesse ambiente oxidante, o ferro e o níquel são muito insolúveis e formam hidróxidos de ferro mal cristalizados e ricos em níquel e SiO_2 quando a drenagem é boa, ou formam esmectitas (saponitas) quando a drenagem é ruim. Os piroxênios são parcialmente alterados em esmectitas. A serpentina, apesar de estável, mostra substituição de parte do magnésio octaédrico por níquel e/ou por ferro. Nas fraturas, a sílica lixiviada e o níquel precipitam para formar quartzo e garnieritas.
- Estágio 2: quando a olivina é completamente dissolvida, as soluções tornam-se mais diluídas e os piroxênios são totalmente transformados em esmectitas mais ferruginosas e menos magnesianas que as esmectitas anteriores, as quais se tornam mais ferruginosas e menos níquelíferas. A serpentina é lentamente dissolvida, e deixa um resíduo de goethita níquelífera, enquanto a garnierita desaparece e é substituída, nas fraturas, por hidróxidos de Mn-Ni-Co (asbolana). Essas transformações levam a um material argiloso que envolve os blocos de rocha sã (saprólito grosseiro), os quais diminuem progressivamente até se transformar totalmente em argilas (saprólito argiloso). Esses dois primeiros horizontes constituem o minério de níquel silicatado, com 1 a 4% Ni.
- Estágio 3: quando a serpentina desaparece, deixa um resíduo goethítico (saprólito ferruginoso). A esmectita originada da alteração dos piroxênios transforma-se em caulinita e goethita, sofrendo compactação. O níquel, mais solúvel nesse horizonte, migra em parte para o horizonte argiloso inferior. Esse horizonte, rico em goethita, compõe o minério oxidado de níquel com teores superiores a 1% Ni.
- Estágio 4: na porção superior do perfil, a textura não é mais preservada, ocorrendo aí a transformação da goethita em hematita, a formação de pisólitos e a lixiviação do níquel. Nas zonas baixas e em algumas depressões dos planaltos (Niquelândia), essa evolução pode levar à formação de crosta ferruginosa.

4.3.1.3.5 Depósitos Ni Laterítico tipo Santa Fé da Província Alcalina de Goiás

Na região Centro-Oeste do Brasil, e mais especificamente no sudeste do Estado de Goiás, uma série de intrusões

zonadas pertencentes ao Grupo Iporá, cuja idade gira em torno de 70Ma (Cretáceo Superior), apresenta um caráter ultramáfico-alcalino, sendo compostas por dunitos e peridotitos parcialmente serpentinizados, piroxenitos, sienitos e sienitos nefelínicos (Danni, 1985). A alteração laterítica atuante sobre os núcleos ultramáficos provocou um enriquecimento pronunciado em níquel, cuja economicidade foi avaliada, e cujas reservas foram estimadas em 18,27 Mt, com 1,36% Ni, no Morro do Engenho; em 13,6 Mt com 1,5% Ni, no Morro dos Macacos; e em 21,2 Mt, com 1,5% Ni na intrusão de Santa Fé.

Um estudo detalhado da evolução do perfil de alteração laterítica foi realizado por Oliveira e Trescases (1980) na área de Santa Fé, o que tornou possível estender as principais conclusões ao conjunto das intrusões de caráter ultramáfico-alcalino, na porção sudoeste do Estado de Goiás.

O corpo intrusivo de Santa Fé apresenta-se na forma de um domo zonado (Fig. 231a) com núcleo dunítico envolvido por camadas de peridotitos e piroxenitos. As rochas alcalinas constituem pequenos corpos periféricos. Geomorfologicamente, o maciço, que se destaca na paisagem regional, é composto de uma série de morrotes – onde aflora o dunito fresco parcialmente serpentinizado ou intensamente silicificado –, os quais culminam entre 500 e 570 m, e representam testemunhos remanescentes da Superfície Sul-Americana. Esses morrotes contrastam com as zonas de baixadas, cuja altitude gira em torno de 450 m, onde ocorre uma extensa e espessa camada de laterita (Fig. 231b), correspondendo, assim, à Superfície Velhas. Nas zonas de baixadas, ocupadas pelos dunitos, observa-se um perfil típico de alteração laterítica com individualização de quatro horizontes (Fig. 232) desenvolvidos a partir da rocha fresca (Oliveira e Trescases, 1980): rocha dura; saprólito grosso; laterita amarela; laterita vermelha. As principais concentrações de níquel encontram-se nessas zonas de baixadas, e são associadas ao horizonte de laterita amarela, onde predomina o minério de tipo silicatado (garnierita/esmectita) sobre o tipo oxidado (goethita).

*Conclusões sobre os depósitos de níquel laterítico do Brasil

Os depósitos de níquel laterítico no Brasil mostram, em geral, uma evolução polifásica relacionada a dois ciclos de erosão e de alteração laterítica: Ciclos Sul-Americano e Velhas. Os perfis de alteração desenvolvidos são semelhantes aos encontrados em outras partes do mundo, isso no que concerne à sucessão dos horizontes observados (Golithly, 1981; Schelmann, 1978, 1983). Entretanto, os depósitos brasileiros apresentam algumas peculiaridades salientadas por Melfi *et al.* (1988) e Oliveira e Trescases (1980):

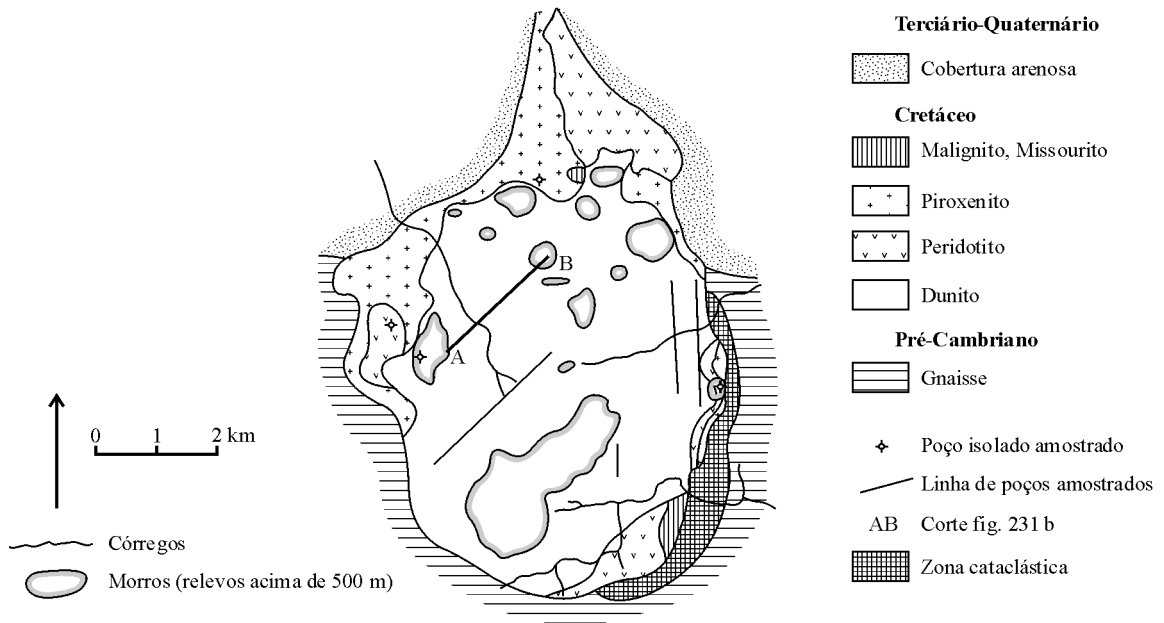


Fig. 231a – Mapa geológico do Maciço de Santa Fé (segundo Oliveira e Trescases, 1980).

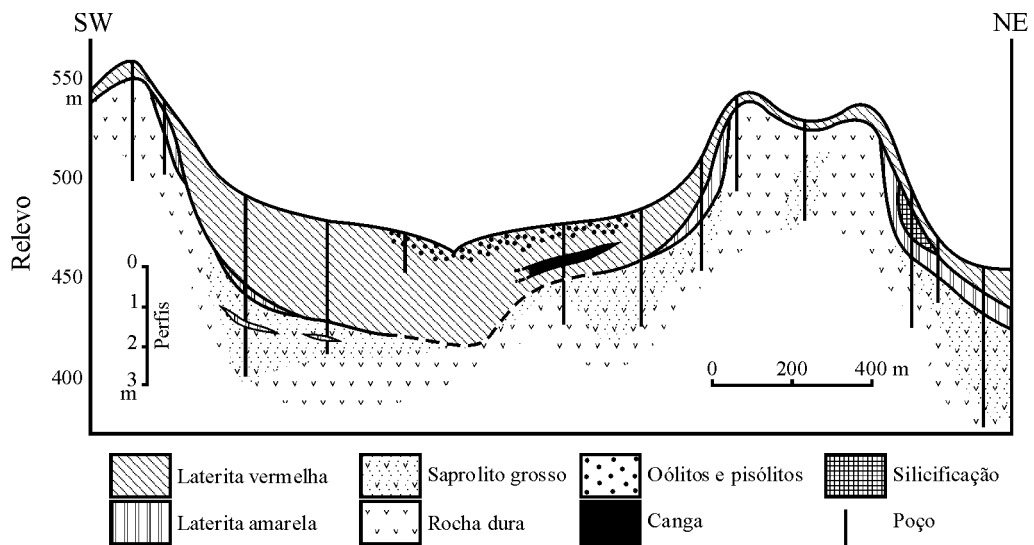


Fig. 231b – Distribuição dos fácies de alteração do Depósito Ni de Santa Fé (segundo Oliveira e Trescases, 1980).

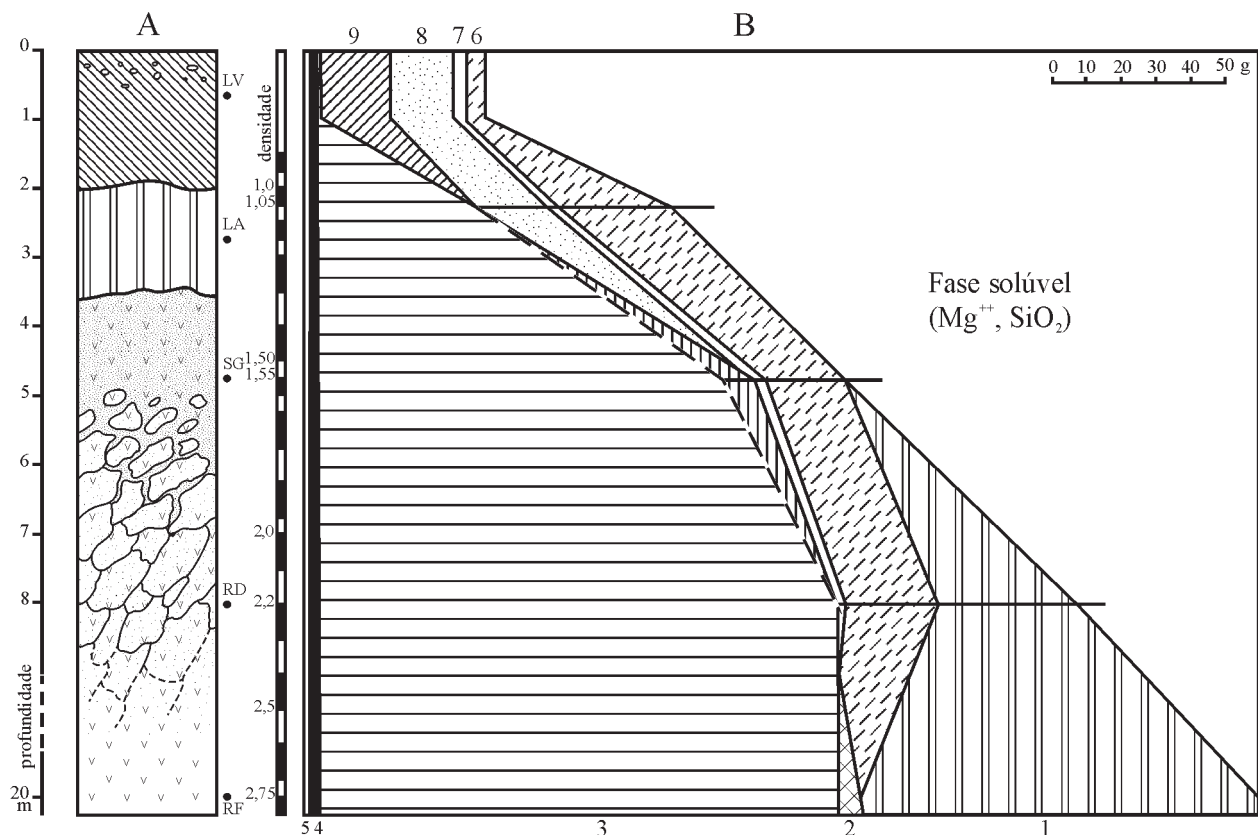


Fig. 232 – Depósito Ni Laterítico de Santa Fé (segundo Oliveira e Trescases, 1980). A. Perfil de alteração laterítica na baixada. RF – rocha fresca, RD – rocha dura, SG – saprolito grosso, LA – laterite amarela e LV – laterite vermelha. B. Evolução mineralógica quantitativa em função da alteração. 1. Olivina; 2. Carbonatos; 3. Serpentina; 4. Cromita; 5. Vermiculita; 6. Géis Si-Fe; 7. Quartzo; 8. Goethita; e 9. Hematita.

- Os horizontes de minério silicatado são mais espessos e mais importantes que os de minério oxidado, o que traduz um grau de laterização menos intensa em comparação as jazidas de Nova Caledônia, Cuba e Filipinas. Tal peculiaridade permanece mesmo nos depósitos da zona tropical/equatorial da Província Mineral de Carajás, onde as proporções dos dois tipos de minério são equivalentes. Nesse sentido, destaca-se a predominância de esmectitas níquelíferas no minério silicatado das jazidas de níquel no Brasil;
- A situação topográfica dos depósitos de níquel laterítico preferencialmente localizados nas depressões e zonas de baixadas, notadamente na região Centro-Oeste. Quando tais depósitos ocupam uma posição de alto topográfico, essa situação reflete geralmente um mecanismo de erosão diferencial que salienta a presença de um horizonte de silcrete anterior ao desenvolvimento dos processos de laterização;
- A presença desse horizonte silicificado é relacionada à Superfície Sul-Americana e a condições climáticas semi-áridas no fim do Cretáceo Superior, anterior às fases de lateritização, e influencia sobremaneira a geomorfologia do Terciário e do Quaternário. Esse capeamento silicoso existe em todas as regiões do Brasil, tornando-se um traço preponderante na caracterização dos depósitos de níquel laterítico;
- O caráter fóssil da lateritização que deu origem às jazidas de níquel laterítico em relação às condições climáticas atuais, tendo em vista que as suas principais características permanecem independentemente da situação geográfica. A Jazida de São João do Piauí mostra a influência das condições climáticas semi-áridas atuais, mediante o enriquecimento supergênico em sílica dos saprólitos níquelíferos, a partir da lixiviação do horizonte silicoso sobreposto.

4.3.1.4 Depósitos de ouro laterítico

Bons exemplos de acumulação de ouro em perfis lateríticos são encontrados na região amazônica, nas áreas de Igarapé Bahia, Águas Claras, Salobo, Serra Verde, Serra Pelada, Cassiporé, Ipitinga, Amapari e Gurupi.

A distribuição do ouro nos perfis completos de alteração laterítica mostra um padrão sigmoidal com dois picos de concentração nas convexidades da curva (Fig. 233), os quais correspondem ao horizonte perto da base do saprólito e à zona de transição das argilas para a crosta bauxítica e/ou ferruginosa (Costa, 1997), realçando, assim, a importância da identificação do tipo de perfil: completo ou truncado.

Um dos exemplos mais espetaculares consiste no caso do depósito Igarapé Bahia, onde a alteração laterítica permitiu o desenvolvimento de um horizonte superior enriquecido em Fe e Au (Fig. 234) a partir de uma mineralização sulfetada contendo em torno de 0,1 g/t Au. Nesse horizonte laterítico o ouro é muito fino, invisível, e é associado à hematita, maghe-

mita e goethita, com gibbsita e caulinita subordinadas (Costa *et al.* 1996). As reservas desse minério laterítico foram calculadas em 12 Mt com 5 g/t Au, com a produção anual atingindo 10 t Au. Esse horizonte ferruginoso é em grande parte coberto por um latossolo avermelhado argiloso, relativamente pobre em ouro, com teores inferiores a 0,1 g/t.

Na área de Cassiporé (Morro da Mina), Estado do Amapá, o depósito tem sido explorado por garimpeiros desde os anos 1980 e se concentra no perfil laterítico na base do saprólito (Fig. 235), os teores diminuindo progressivamente até atingir um novo máximo na crosta ferruginosa/bauxítica (Costa *et al.* 1993). A concentração supergênica do ouro ocorreu a partir de veios de quartzo auríferos associados a zonas de cisalhamento. Aqui também o ouro aparece na forma de partículas muito finas (de 67 a 75 μm) com teores variáveis de 0,05 a 3,49 g/t.

Nos depósitos de Salamangone e Mutum (Distrito Au de Lourenço), a concentração supergênica do ouro ocorreu a partir de veios de quartzo auríferos ricos em As, além de Ag, Pb, Cu e Bi, os quais são associados a uma zona

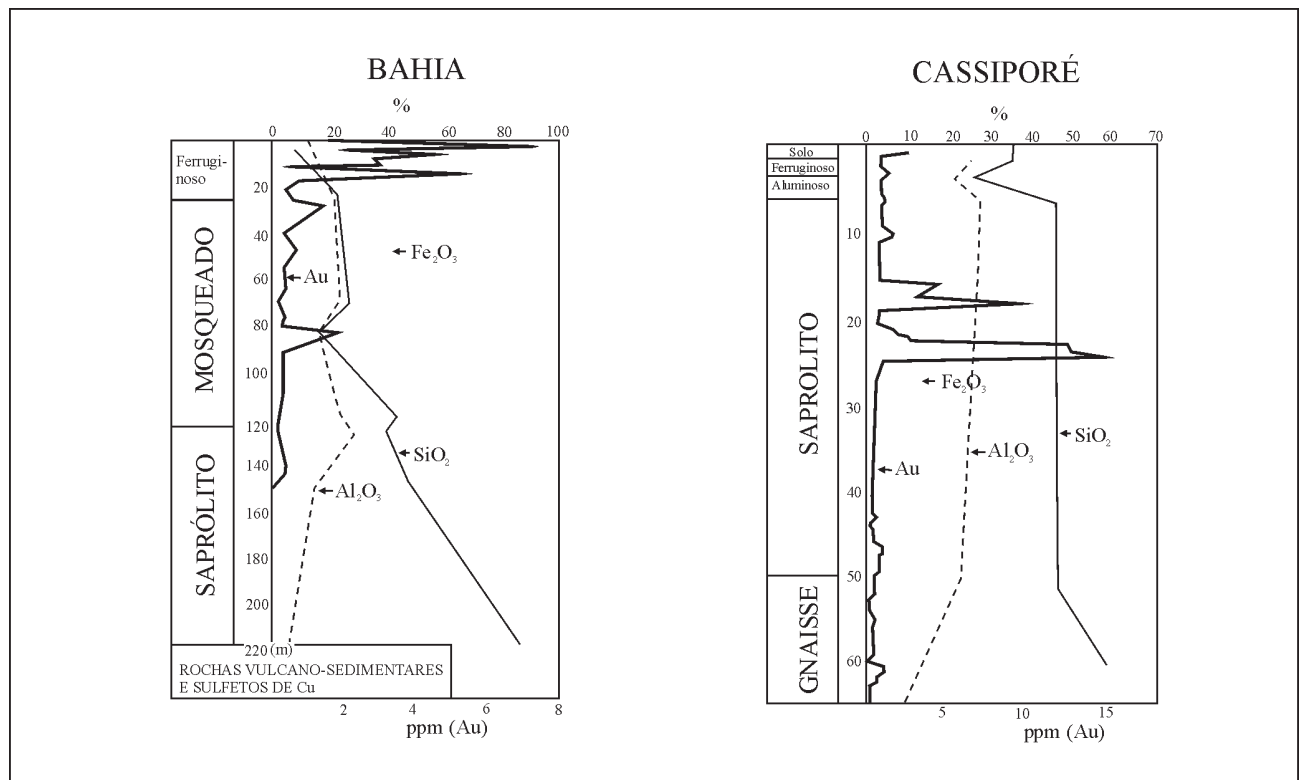


Fig. 233 – Distribuição vertical dos principais componentes químicos e de ouro nos depósitos de Igarapé Bahia-Carajás e de Cassiporé-Amapá (segundo Zang e Fyfe, 1993; Costa *et al.*, 1993).

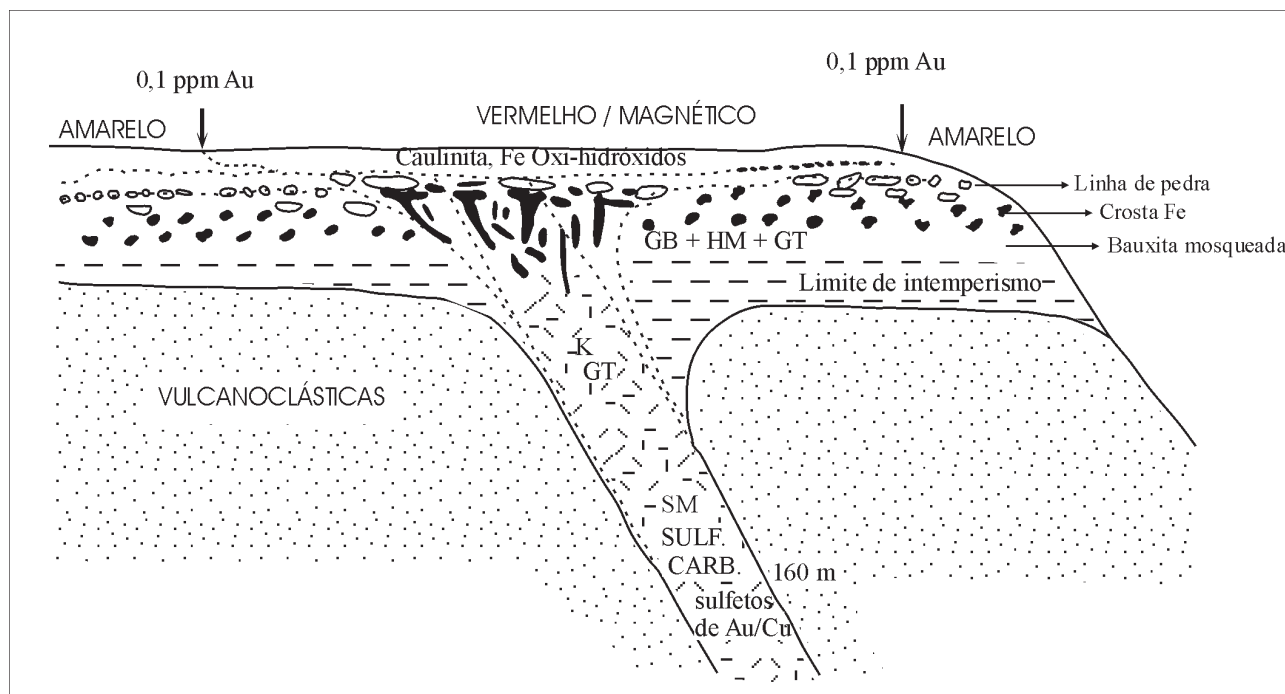


Fig. 234 – Modelo de dispersão do ouro na seção gossan/laterita do Igarapé Bahia (segundo Costa *et al.*, 1996) .

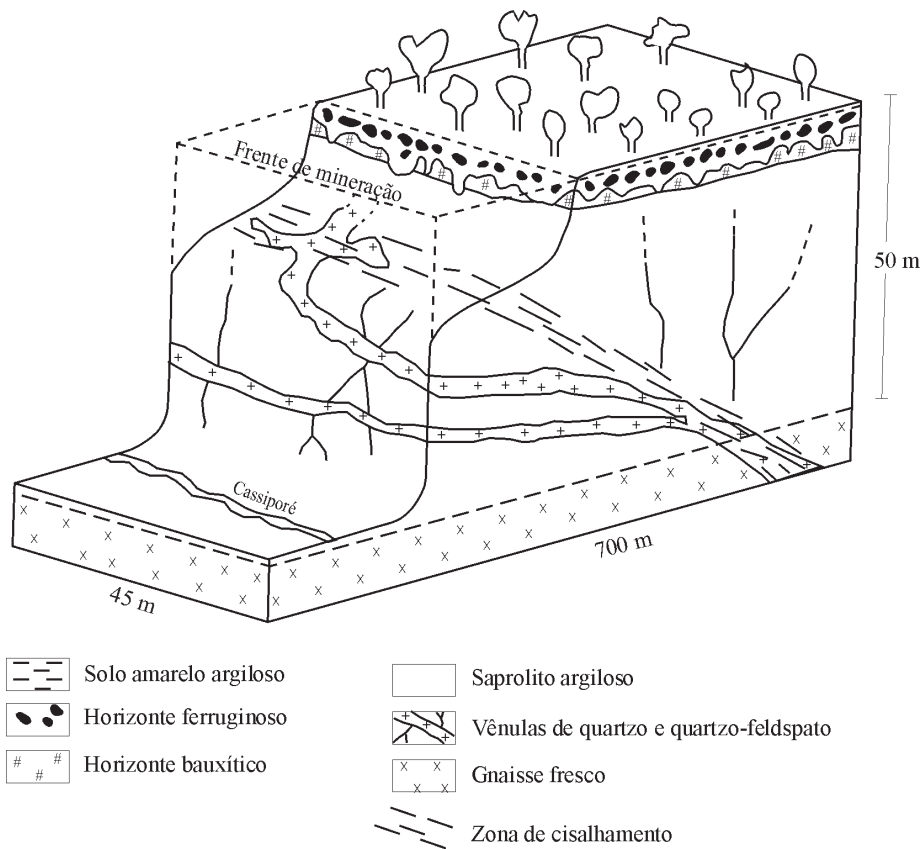


Fig. 235 – Bloco diagrama simplificado do perfil laterítico no Morro da Mina, Depósito Au de Cassiporé (segundo Costa, 1997).

de cisalhamento encaixada em plutão tonalítico e granodiorítico (Ferran, 1988), datado em $2155 \pm 13\text{Ma}$ e relacionado ao desenvolvimento de um arco magmático. O ouro se encontra preferencialmente na arsenopirita, junto com pirrotita, loellingita e calcopirita. Aqui também o ouro aparece na forma de partículas muito finas (de 67 a 75 μm) com teores variáveis de 0,05 a 3,49 g/t.

Na região de Gurupi, Serra do Pirocaua (Maranhão), o ouro encontra-se associado ao horizonte ferruginoso enriquecido em fosfato de alumínio desenvolvido sobre uma seqüência vulcano-sedimentar, cortada por veios de quartzo auríferos ricos em turmalina e apresentando teores que vão de 0,2 a 1,0 g/t Au.

4.3.2 Depósitos minerais do tipo *Placer*

Os depósitos de tipo *Placer*, desenvolvidos por concentração mecânica durante o Cenozóico, em drenagens no interior e ao longo do litoral do Brasil, são encontrados em aluviões recentes, paleoaluviões e praias.

4.3.2.1 Depósitos aluvionares

Os principais minerais explorados em *placers* aluvionares são: diamante, ouro e cassiterita, além de algumas pedras preciosas, tais como topázio, turmalina, água-marinha, alessandrita e esmeralda. Todos esses minerais são objeto da tradicional e secular atividade garimpeira no território brasileiro.

4.3.2.1.1 Depósitos de ouro e de cassiterita

A importância econômica dos *placers* de ouro e de cassiterita é muito grande, sobretudo na região amazônica, onde aluviões e paleoaluviões são encontrados, paradoxalmente, nas proximidades dos depósitos primários, fato que sugere a existência de variações climáticas importantes durante o Quaternário (Veiga, 1988; Veiga *et al.* 1988).

As principais concentrações de ouro situam-se nas províncias minerais de Amapá, Tapajós, Rio Madeira e Alta Floresta, enquanto as de cassiterita se localizam no Distrito de Pitinga e na Província de Rondônia. Na região amazônica, ainda existe um grande potencial para esse tipo de depósito, principalmente em relação a terraços aluvionares e a paleovales soterrados, como os assinalados por Bastos (1988), no Garimpo de Ouro do Periquito (Fig. 236), e por Bettencourt *et al.* (1997),

Veiga, (1988) e Veiga *et al.* (1988) no Distrito de Pitinga e na Província de Rondônia (Fig. 237).

4.3.2.1.2 Depósitos de diamante

Como salientado nas páginas anteriores, a exploração de *placers* de diamante, por garimpeiros, é tradicional e secular nas províncias de Diamantina, Chapada Diamantina, Alto Paranaíba, Mato Grosso e Rondônia. À exceção dos depósitos aluvionares da região de Juína, que são diretamente associados à presença de kimberlitos diamantíferos, todos os outros depósitos de diamante do tipo *Placer* apresentam baixos teores, da ordem de alguns pontos por m^3 , e são desprovidos de minerais satélites do diamante, o que sugere uma história geológica complexa e a incorporação do diamante a ciclos sedimentares sucessivos, conforme demonstrado nos depósitos de Arenópolis/Nortelândia, na Chapada dos Parecis (Souza, 1991; Fleischer, 1998), de Poxoréu, na Chapada dos Guimarães (Weska, 1996; Weska *et al.* 1997; Fleischer, 1998), no Rio Andaraí, na Chapada Diamantina (Montes, 1977), no Rio Jequitinhonha, na região de Diamantina (Fleischer, 1998) e na Bacia Sanfranciscana (Gonzaga e Tompkins, 1991; Campos, 1996).

Na região de Coromandel (Triângulo Mineiro), os depósitos aluvionares forneceram os maiores diamantes descobertos no Brasil: Getúlio Vargas (726,6 quilates) no Rio Santo Antônio; Sebastião (735 quilates), André Baiano (346 quilates), Janeiro (221 quilates) e Matias (131 quilates) no Rio Santo Inácio todos eles correspondendo a fragmentos de diamantes maiores. A origem desses diamantes é controversa, sendo relacionada, segundo os autores, a fontes kimberlíticas (Leonardos e Meyer, 1991; Svisero *et al.* 1984), ou a fontes sedimentares (Tompkins e Gonzaga, 1989; Gonzaga e Tompkins, 1991), como os diamictitos neoproterozóicos Ibiá e os conglomerados cretáceos. Tais divergências parecem indicar uma origem múltipla com fontes locais diferenciadas para os diamantes da região.

4.3.2.2 Depósitos de *placers* de praia na margem costeira do Brasil

Ao longo da costa brasileira, depósitos de *placers* de praia são conhecidos desde o litoral do NE até o Rio Grande do Sul, cujas areias são exploradas para monazita (ETR), ilmenita/rutilo (Ti) e zirconita (Zr).

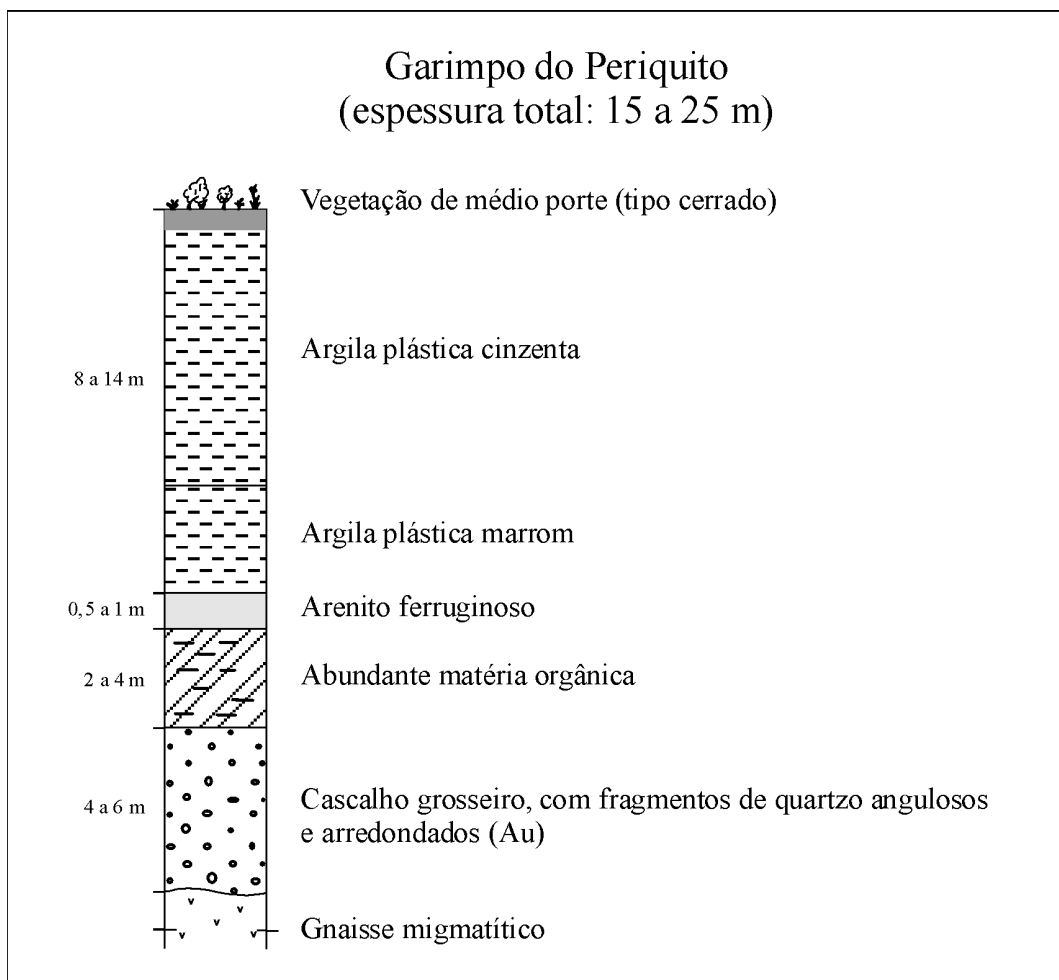


Fig. 236 – Perfil do paleovale soterrado do Rio Madeira-RO (segundo Bastos, 1988).

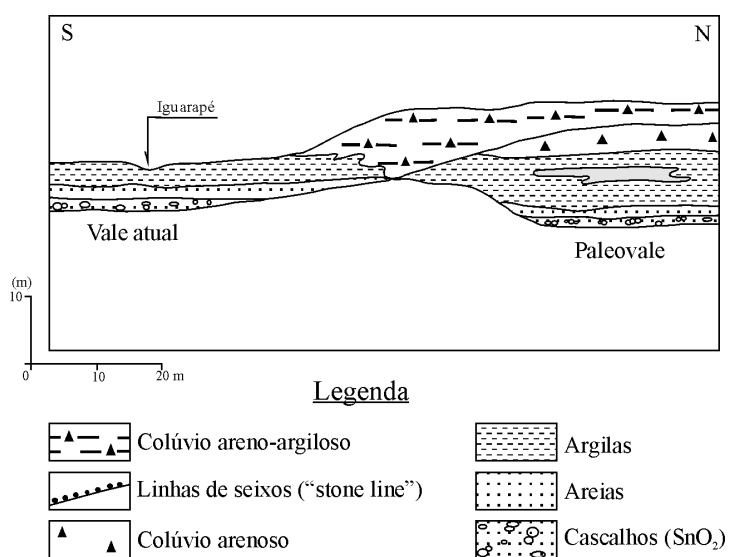


Fig. 237 – Distribuição da cassiterita em aluviões e paleovalões na região amazônica (segundo Veiga *et al.*, 1988).

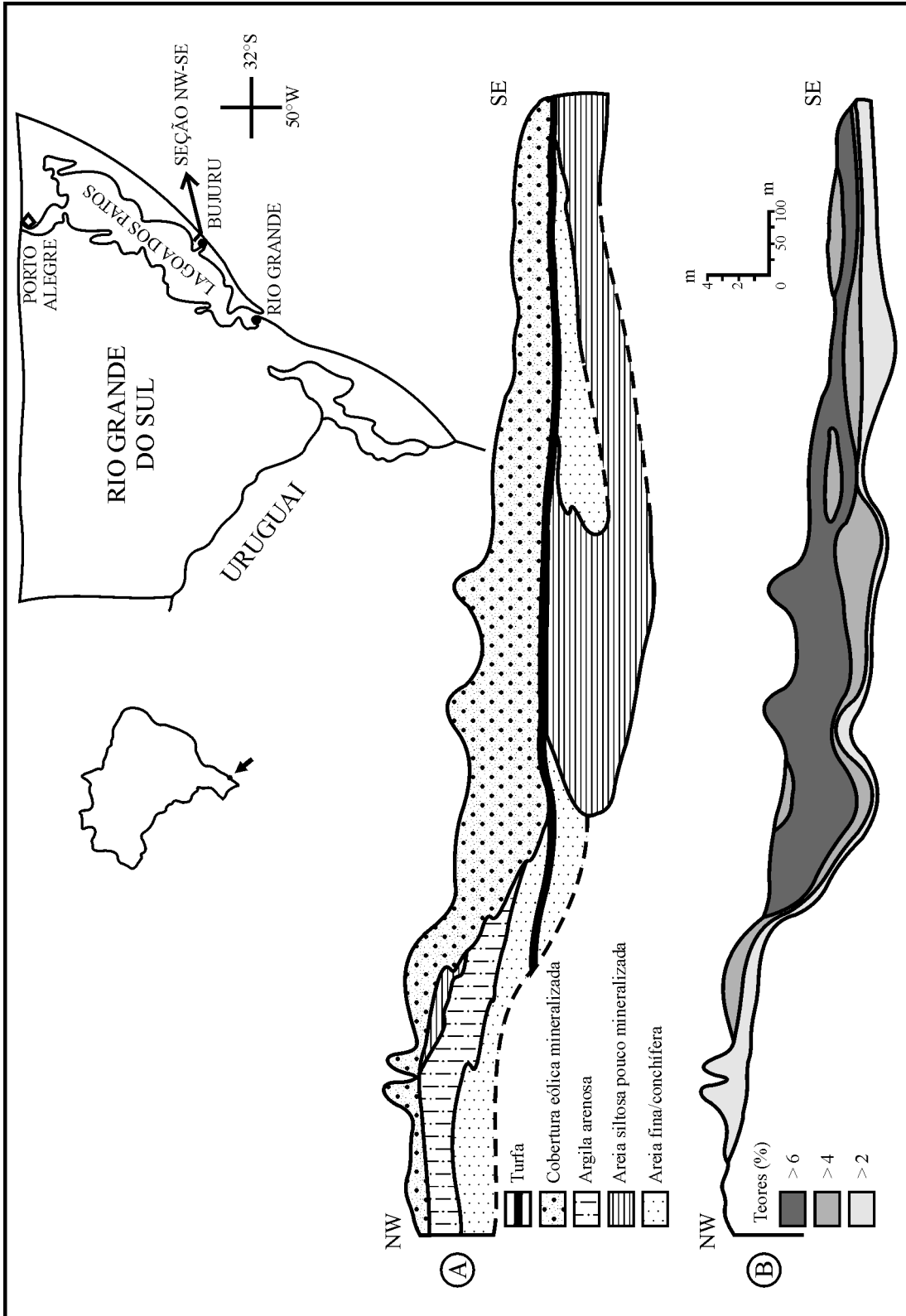


Fig. 239 – Seção esquemática NW-SE em Bujuru-RS, com a distribuição das fácies sedimentares (A) e os correspondentes teores de minerais pesados (B) (segundo Santos *et al.*, 1998).

A Distribuição dos Depósitos Minerais através do Tempo Geológico no Território Brasileiro – Épocas Metalogenéticas

NO DECORRER DA ESTRUTURAÇÃO da Plataforma Sul-Americana, do Arqueano até o Proterozóico, assim como em sua evolução tectônica durante o Fanerozóico, diversos depósitos minerais foram gerados, os quais são apresentados num quadro sintético (Fig. 240) que permite uma visualização em conjunto do posicionamento cronoestratigráfico deles em relação aos eventos tectônicos maiores, bem como uma definição das principais épocas metalogenéticas ocorridas no território brasileiro.

As épocas metalogenéticas, isto é, o intervalo do tempo geológico durante o qual a formação de concentrações minerais de um certo metal ou grupo de metais foi especialmente favorável, são ainda relativamente difíceis de ser definidas em certas regiões do Brasil, tendo em vista a implícita aplicação de conceito temporal inerente a essa noção. As dificuldades residem sobretudo em precisar tanto o tipo de mineralização quanto o posicionamento geocronológico das unidades geológicas hospedeiras e dos processos associados à gênese das mineralizações. Esse problema é especialmente agudo em relação às unidades mais antigas da história geológica.

Apesar dessas dificuldades, é possível, no estado atual dos conhecimentos, posicionar, no tempo e no espaço, os depósitos minerais mais importantes, assim como definir os eventos tectônicos e/ou magmáticos aos quais esses depósitos são relacionados, o que pode ser atribuído aos espetaculares avanços ocorridos nos últimos anos no campo do conhecimento geocronológico e metalogenético das principais províncias e distritos minerais do Brasil.

Nesse quadro, observa-se que ao longo do tempo especializações regionais de determinados grupos de depósitos minerais refletem a evolução da crosta, salientando, com isso, os limites entre as unidades cronoestratigráficas, e realçando a heterogeneidade da crosta primitiva e do manto (Dardenne, 1982; Schobbenhaus e Campos, 1984; Delgado *et al.*, 1994; Marini e Queiroz, 1991; Misi *et al.* 1993;

Lobato e Pedrosa-Soares, 1993; Pedrosa-Soares *et al.*, 1994; Tassinari e Mellito, 1994; Lacerda Filho *et al.*, 1999; Dardenne e Schobbenhaus, 2000, Suszczynski E.F., 1975).

No Arqueano, as seqüências vulcano-sedimentares com o plutonismo associado revelam-se onipresentes, definindo épocas metalogenéticas distintas em virtude de sua idade e de seu conteúdo metálico.

No *Paleoarqueano* ($\geq 3,0\text{Ga}$) ocorreu a individualização dos núcleos continentais mais antigos, cujos representantes são ainda muito esparsos e mal definidos no território brasileiro, embora alguns indícios deles tenham sido registrados no Quadrilátero Ferrífero, no *Greenstone Belt* de Pium-hi, no Bloco do Gavião e na Província Rio Maria.

A principal dificuldade em identificar esses velhos terrenos decorre dos retrabalhamentos sucessivos aos quais os mesmos foram submetidos durante os eventos tectono-metamórficos conhecidos como Aroense/Rio Maria, em 2,8Ga; Jequié/Rio das Velhas, em 2,6Ga; Transamazônico, em 2,0Ga; e Brasileiro, em 0,65Ga.

Na Plataforma Sul-Americana, o Bloco de Imataca, na Venezuela, consiste na única área em que as idades compreendidas entre 3,4 e 3,7Ga são seguramente reportadas, definindo, assim, uma Época/Província Ferrífera de vulto, em razão dos enormes depósitos de BIF-óxidos que lhes são associados nas áreas de Cerro Bolívar, El Pao e San Isidro.

No *Mesoarqueano* (3,0-2,8Ga) iniciou-se a história conhecida da geologia do Brasil, com a geração dos terrenos granito-*greenstones* mais antigos, e com a formação dos primeiros blocos continentais registrados no Escudo das Güianas, nas regiões de Rio Maria, no Escudo Brasil-Central; de Crixás, no Maciço de Goiás; de Pium-hi e de Morro do Ferro, no Quadrilátero Ferrífero; e da porção sul do Bloco do Gavião, no Escudo Atlântico.

Apesar de o ouro já estar presente junto aos TTG do Mesoarqueano, notadamente na Província Rio Maria, não são conhecidas grandes jazidas de ouro nessa época, em que se

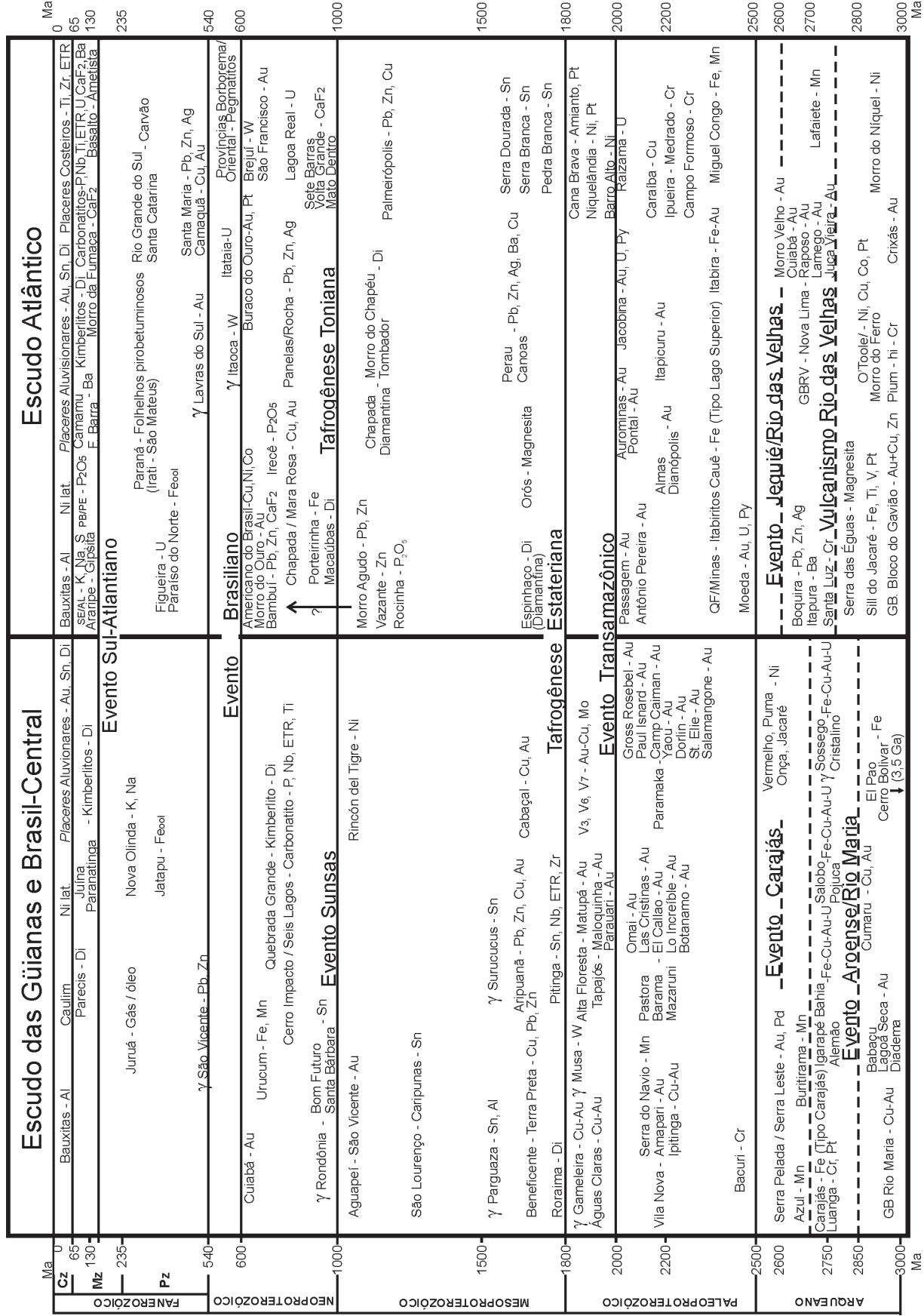


Fig. 240 – Épocas metalogenéticas na Plataforma Sul-Americana (segundo Dardenne e Schobbenhaus, 2000, com modificações).

destacam depósitos com conteúdo metálico mais diversificado. A título de exemplo podem ser citados: as anomalias de metais básicos encontradas no GB do Bloco do Gavião; os depósitos de magnetita da Serra das Éguas, no GB Brumado; o depósito de barita de Itapura, no GB Novo Mundo; os depósitos de Fe-Ti-V + EGP dos *sills* do Rio Jacaré e de Campo Alegre de Lourdes; o depósito de cromita, no GB Pium-hi; o depósito Ni-Cu-Co + EGP de O'Toole, no GB Morro do Ferro; o depósito Ni de Boa Vista, no GB Crixás.

Uma exceção consiste na Jazida de Ouro de Crixás, uma vez que a idade proposta para a mineralização a relaciona à tectônica de cavalgamentos brasileiros, o que sugere que o processo mineralizante pode ser desvinculado da individualização do *greenstone belt*.

Na Província Rio Maria, coloca-se em evidência a primeira época do ouro associado a zonas de cisalhamento que afetam os *greenstone belts* da área, em aproximadamente 2,8Ga, durante o Evento Rio Maria. Já nessa época, o caráter do vulcanismo komatiítico e toleítico até calcialcalino, com plutonismo associado de arco de ilha, faz pressupor o envolvimento da tectônica de placas na evolução que levou à cratonização da área.

No *Neoarqueano* (2,85-2,5Ga) individualizam-se dois núcleos distintos e mais ou menos sincrônicos, os quais apresentam, cada um deles, uma metalogenia peculiar e específica:

** Província Mineral de Carajás:*

Essa província polimetálica, com os seus depósitos de cromo, ferro, cobre-ouro, manganês e níquel, apresenta uma evolução geotectônica complexa, ainda não muito bem compreendida, que envolve épocas metalogenéticas distintas:

- a) Em 2,76Ga, pode-se definir uma época do ferro na forma dos jaspilitos associados à Sequência Vulcano-Sedimentar Grão-Pará, à qual se relacionam o Complexo Máfico-Ultramáfico de Luanga e o Depósito de Cromo + EGP associado e, possivelmente, os depósitos de cromo de Bacuri, no Escudo das Guianas. Da mesma época são os depósitos do tipo Fe-óxido-Cu-Au (U-ETR) relacionados às sequências vulcano-sedimentares Igarapé Bahia, Pojuca, Salobo, e às intrusões graníticas Sossego, Cristalino, S₁₁₈, Borrachudo, entre 2,74 e 2,57 Ga, o que talvez implique uma relação genética direta ou indireta entre os diversos tipos de mineralização.

Após uma primeira fase de deformação, originada pela reativação das grandes zonas de cisalhamento, registram-se:

- b) Época do manganês sedimentar da Sequência Águas Claras com os depósitos de Azul/Sereno e, possivelmente, Buritirama;

- c) Época do ouro de Serra Pelada/Serra Leste, associado a fraturas relacionadas a uma nova reativação das zonas de cisalhamento e, talvez, a intrusões dioríticas;

- d) Época do níquel e, possivelmente, dos EGPs, entre 2,6 e 2,3 Ga, ocorrendo junto aos complexo máfico-ultramáficos diferenciados que balizam o final do Arqueano: Vermelho, Onça, Puma, Jacaré, dentre outros, e indicam a estabilização definitiva do Cráton Amazônico e também o final do Evento Carajás.

**Província Mineral do Quadrilátero Ferrífero:*

Os depósitos de ouro (Cuiabá, Morro Velho, Raposos, Lamego, São Bento, Juca Vieira) e de manganês (Lafaiete) estão diretamente relacionados à evolução do GB Rio das Velhas (2,75Ga) e à associação aos BIFs de tipo Algoma. Enquanto a origem vulcano-sedimentar do manganês na forma de queluzitos se encontra bem fundamentada, há sérias dúvidas quanto à individualização de uma mineralização aurífera sulfetada precoce vulcanogênica associada aos BIFs. As grandes jazidas de ouro são relacionadas às zonas de cisalhamento de ângulo alto, geradas durante a tectônica arqueana, por volta de 2,6Ga, durante o Evento Rio das Velhas, e às de ângulo baixo, ao longo do Evento Transamazônico, entre 2,0 e 1,8Ga. Conseqüentemente, observa-se aqui a individualização de uma província e de uma época de ouro de fundamental importância na evolução da Plataforma Sul-Americana.

No *Paleoproterozóico*, que corresponde ao intervalo entre 2,5 e 1,8Ga, a metalogênese encontra-se bem diversificada, com épocas metalogenéticas privilegiadas, distribuídas entre os crátons Amazônico e São Francisco.

No Escudo das Guianas, destaca-se a época do ouro relacionada às sequências vulcano-sedimentares de tipo *greenstone belt*, conhecidas sob as seguintes denominações: Pastora, Barama-Mazaruni, Paramaka e Vila Nova, onde a mineralização primária do Depósito de Manganês da Serra do Navio se encontra na forma de queluzitos vulcanogênicos, enquanto as mineralizações de ouro são intimamente associadas aos cisalhamentos do Evento Transamazônico (\cong 2,0Ga).

Para o Escudo Brasil-Central, registra-se uma nova época de ouro entre 1,9 e 1,85Ga, com a individualização da Província Aurífera de Tapajós, onde as mineralizações de ouro se associam às intrusões graníticas calcialcalinas do tipo I, e são caracterizadas como de tipo pórfiro-Au e Au epitermal. Nesse intervalo de tempo são também observadas as primeiras manifestações dos granitos anorogênicos (\cong 1,88Ga), com a mineralização Sn-W (granito Musa), Cu-Au de Águas Claras (granito Carajás), e com a mineralização Au de Gameleira (granito Pojuca).

No estudo do Escudo Atlântico define-se uma época do ouro, equivalente à caracterizada no Escudo das Guianas, relacionada às seqüências vulcano-sedimentares do tipo *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (de 2,2 a 2,1Ga), com os depósitos da Fazenda Brasileiro e Maria Preta associados a zonas de cisalhamento formadas durante o Evento Transamazônico, assim como os depósitos de Passagem de Mariana, Antônio Pereira, dentre outros, no Quadrilátero Ferrífero. A tectônica do Evento Transamazônico é também responsável pela estruturação observada nos depósitos de Morro Velho, Cuiabá, Lamego, Raposos, São Bento, entre outros, contidos nas rochas encaixantes arqueanas do *Greens-tone Belt* Rio das Velhas. Esse período foi também marcado pela presença de *paleoplacers* do tipo Witwatersrand, atribuídos à Fm. Moeda, em 2,5Ga, e ao Grupo Jacobina, na Bahia, em torno de 2,0Ga e, sobretudo pelas enormes jazidas de ferro do tipo Lago Superior, na forma de itabiritos, ocorrendo no Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais. Nesse intervalo de tempo, ocorrem as intrusões de *sills* máfico-ultramáficos diferenciados mineralizados em cobre (Carajá e Serrote da Laje) e em cromo (Medrado-Ipueira e Campo Formoso), no Cráton do São Francisco, enquanto os complexos máfico-ultramáficos de Goiás, que evidenciam um proto-rifteamento vizinho de norte-sul, apresentam depósitos de níquel (Niquelândia/Barro Alto), de amianto (Cana Brava), e grandes possibilidades de jazidas de EGP (Niquelândia/Cana Brava).

O *Mesoproterozóico*, entre 1,8 e 1,0Ga, é marcado pelo desenvolvimento dos riftes intracontinentais, os quais evidenciam a Tafrogênese Estateriana e afetam os núcleos cratônicos estabilizados, delineando-se, assim, grandes áreas de fraqueza da crosta, dominadas pelos processos tafrogênicos e caracterizadas pela associação de extenso vulcanismo continental, de intrusões de granitos anorogênicos e de coberturas sedimentares clásticas. Aos granitos anorogênicos são associadas mineralizações de estanho, que marcam uma época metalogenética comum aos crátons Amazônico e São Francisco, em torno de 1,8-1,75Ga. No CA, observa-se uma migração temporal de NE para SW dos granitos anorogênicos e das mineralizações estaníferas associadas, em conjunto com o vulcanismo continental e com as coberturas sedimentares. As principais fases de intrusões de granitos estaníferos são:

- 1,88Ga granitos tipo Carajás-Musa;
- 1,8Ga granitos tipo Pitinga;
- 1,7Ga granitos tipo Teles Pires;
- 1,5Ga granitos tipo Surucucus;
- 1,3Ga granitos São Lourenço-Caripunas;
- 0,95Ga granitos de Rondônia (YRG), com os depósitos de Bom Futuro e Santa Bárbara.

Na Província Alta Floresta, as mineralizações de tipo VMS com Pb-Zn-(Cu)-Au do Expedito, associadas à Seqüência Vulcano-Sedimentar Roosevelt-Aripuanã, datada em 1,76Ga, sugerem a individualização de uma nova época metalogenética Pb-Zn vulcanogênica, mais ou menos contemporânea das mineralizações auríferas associadas às intrusões de granito pórfiro e às zonas de cisalhamento regionais.

Em Goiás, os granitos estaníferos pertencem às subprovíncias Paranã (1,75Ga) e Tocantins (1,59Ga).

A esse período são relacionados os conglomerados diamantíferos, conhecidos nos Grupos Roraima, Espinhaço (Formação Sopa) e Chapada Diamantina (Formação Tombador).

Raramente esses riftes evoluem até formação de crosta oceânica, consistindo numa exceção as seqüências vulcano-sedimentares do Alto Jauru (1,75Ga), com o depósito Cu-Au de Cabaçal; e as de Palmeirópolis-Juscelândia (1,3Ga), com os depósitos Pb-Zn associados.

Na Faixa Ribeira, um evento metalogenético, de 1,7Ga, é evidenciado pelos depósitos estratiformes de Pb-Zn-(Cu)-Ag-Ba Tipo Perau de origem sedimentar-exalativa – Sedex. Também em 1,7Ga é possível definir uma época de magnesita evaporítica associada à Faixa Orós, na Província Borborema (Nordeste do Brasil).

No final do Mesoproterozóico, a reativação do rifte Aguapeí pela orogênese Sunsas, em 1,0Ga, provoca a formação de uma série de pequenos depósitos de ouro, associados a zonas de cisalhamento de alto ângulo, os quais caracterizam a Província Aurífera do Alto Guaporé.

Ao fim do Mesoproterozóico são também relacionados os conglomerados diamantíferos da Formação Morro do Chapéu, na Chapada Diamantina, que se depositou provavelmente entre 1,2 e 1,1Ga.

Na Faixa Brasília, os depósitos de Morro Agudo (Pb-Zn), Vazante (Zn) e de Rocinha-Lagamar (P_2O_5) caracterizam uma época Pb-Zn/ P_2O_5 associada à sedimentação argilodolomítica do Grupo Vazante, cuja idade não foi ainda seguramente definida, a qual representa, provavelmente, uma transição entre o Meso e o Neoproterozóico.

No *Neoproterozóico*, a evolução, entre 0,9 e 0,55Ga, das faixas dobradas e das coberturas correlatas, que bordejam os crátons Amazônico e São Francisco, levou à individualização de depósitos minerais extremamente variados, os quais refletem as características próprias de cada faixa.

Na Faixa Brasília, ganham destaque os depósitos de ouro e de cobre-ouro associados ao Arco Magmático de Goiás, desenvolvido entre 0,95 e 0,6Ga; o depósito do Morro do Ouro relacionado aos cavalgamentos do Evento Brasileiro (\cong 0,6Ga); os depósitos Pb-Zn- CaF_2 tipo MVT

do Grupo Bambuí; e a Jazida de Fosfato de Irecê, associada à cobertura carbonática do Grupo Una. As intrusões pós-tectônicas (0,61Ga) dos complexos máfico-ultramáficos diferenciados de Americano do Brasil e de Mangabal encontram-se mineralizadas em Cu-Ni-Co.

Na Faixa Araçuaí, distinguem-se: a época do ferro ($\cong 0,9$ Ga) de origem sedimentar-exalativa (Sedex), na região de Porteirinha com os depósitos de tipo Rapitan; e na zona interna da faixa os depósitos de grafita de Pedra Azul e de Salto da Divisa, os quais são associados às fácies anfíbolito e granulito das seqüências metassedimentares, enquanto a Província Pegmatítica Oriental é relacionada às intrusões dos granitos G5 de 550Ma.

Na Faixa Ribeira, as principais épocas metalogenéticas são relacionadas a: depósitos estratiformes Cu-Pb-Zn-Ba-Ag, tipo Perau (1,7Ga), de origem sedimentar-exalativa; depósitos *strata-bound* Pb-Zn-Ag, tipo Panelas (0,65 Ga), associados aos calcários e dolomitos da Fm. Águas Claras; intrusões graníticas com depósitos de wolframita e de ouro.

Na Faixa Dom Feliciano, os depósitos minerais ocorrem associados a: granitos pórfiros auríferos do tipo Lavras do Sul, de aproximadamente 570Ma; seqüências molássicas de Camaquã, com depósitos Cu-Pb-Zn.

Na Província Borborema é possível distinguir: época da magnesita, na Faixa Orós, considerada de origem evaporítica (1,7Ga); época do tungstênio, na forma de scheelita contida em escarnitos, na Faixa Seridó, onde se encontram também depósitos de ouro associados a zonas de cisalhamento, e depósitos de pegmatitos relacionados ao magmatismo granítico brasileiro.

Na Faixa Paraguai, o gráben da região de Corumbá foi preenchido, por volta de 650Ma, pelos jaspilitos intercalados com camadas de manganês, de origem sedimentar-exalativa, definindo-se, assim, a última época Fe-Mn no final do Neoproterozóico, com os depósitos de Urucum-Mutum, de tipo Rapitan. Na zona interna da Faixa Paraguai, os depósitos de ouro, associados aos filitos do Grupo Cuiabá, permitem delimitar uma nova província aurífera individualizada no fim do Ciclo Brasileiro.

No *Fanerozóico*, a estabilização completa da Plataforma Sul-Americana propiciou a geração, durante o *Paleozóico*, de amplas sinéclises intracontinentais paleozóicas, como as bacias do Paraná, do Parnaíba e do Amazonas, onde é possível definir uma época do ferro oolítico,

no Devoniano, comum às três bacias; uma época do carvão e dos xistos pirobetuminosos nos sedimentos permocarboníferos da Bacia do Paraná. Na Bacia do Amazonas, os depósitos de potássio definem, no Permocarbonífero, uma época dos evaporitos.

A fragmentação do Supercontinente Gondwana, decorrente dos processos de rifteamento do Evento Sul-Atlântico, os quais conduziram à abertura do Atlântico Sul, durante o *Mesozóico*, desencadeou reativações sucessivas na Plataforma Sul-Americana, e originou a formação de importantes depósitos minerais que caracterizam a época metalogenética Sul-Atlântica. No Cretáceo Inferior, ocorreu um extenso vulcanismo basáltico na Bacia do Paraná, ao qual são associadas as jazidas de ágata e de ametista do Rio Grande do Sul. A essa época estão relacionadas a província de fluorita filoniana, em Santa Catarina, e as primeiras intrusões dos complexos alcalino-carbonatíticos de Anitápolis e Jacupiranga, com os seus depósitos de apatita, na região sudeste do Brasil, e dos *pipes* kimberlíticos diamantíferos de Paranatinga. O estágio do golfo proto-oceânico, na margem costeira brasileira, deu origem à época dos evaporitos aptianos, com os depósitos de potássio, halita e gipsita. Entre 80 e 90Ma, a reativação do rifte originou uma segunda época de intrusões dos complexos alcalino-carbonatíticos de Poços de Caldas, Araxá, Tapira, Serra Negra, Catalão e Santa Fé de Goiás, com o seu cortejo de depósitos de apatita, nióbio, titânio, níquel, barita, alumina, urânio, fluorita e elementos de terras raras, além dos *pipes* kimberlíticos diamantíferos do Alto Parnaíba e de Juína. Nas bacias costeiras marginais, formaram-se depósitos sedimentares de barita, como os de Camamu e da Fazenda Barra, e os de fosforitos na Bacia do Paraíba/Pernambuco.

Finalmente, os depósitos minerais, originados durante o *Cenozóico*, são relacionados aos processos de alteração laterítica que levaram à formação de importantes jazidas de bauxita, caulim e níquel, além de à formação de jazidas de ferro, ouro, titânio, manganês, nióbio, desde o Terciário Inferior até os tempos atuais, no conjunto da Plataforma Sul-Americana. Paralelamente, depósitos do tipo *Placer* resultaram na concentração mecânica de minerais pesados, como cassiterita, ouro e diamante, nos aluviões e paleoaluviões dos rios, e como ilmenita, rutilo, zirconita e monazita nas praias da costa brasileira, como, por exemplo, em Mataraca (PB/RN) e em Bujuru (RS).

Lista de figuras

- Fig. 1* – Divisão tectônica da Plataforma Sul-Americana
- Fig. 2* – Principais unidades estruturais da Plataforma Sul-Americana
- Fig. 3* – Distribuição das principais províncias mineiras pré-cambrianas e dos depósitos minerais selecionados na Plataforma Sul-Americana
- Fig. 4* – Mapa esquemático do Cráton Amazônico, com a distribuição das províncias geocronológicas
- Fig. 5* – Mapa geológico esquemático do Escudo da Guianas
- Fig. 6a* – Litoestratigrafia da Seqüência Vulcânica Inferior do Grupo Vila Nova
- Fig. 6b* – Litoestratigrafia da Seqüência Detrítica Superior do Grupo Vila Nova
- Fig. 7* – Mapa geológico esquemático da região do Complexo Bacuri
- Fig. 8* – Seção geológica esquemática do Depósito de Cromita de Bacuri
- Fig. 9* – Coluna do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri
- Fig. 10* – Seção geológica esquemática do Depósito de Manganês da Serra do Navio
- Fig. 11a* – Diagrama Ti-V para rochas do Grupo Vila Nova
- Fig. 11b* – Diagrama Zr-Ti para rochas do Grupo Vila Nova
- Fig. 12* – Diagrama P-T, indicativo das condições mínimas e máximas prováveis da deposição dos sulfetos no primeiro evento hidrotermal atuante no Grupo Vila Nova
- Fig. 13* – Distribuição do ouro no Depósito de Santa Maria
- Fig. 14* – Mapa geológico do Distrito de Pitanga
- Fig. 15* – Diagrama de variação indicando a seqüência evolutiva das fácies dos maciços Água Boa e Madeira
- Fig. 16* – Seção geológica esquemática da Seqüência Sedimentar do Grupo Roraima
- Fig. 17* – Mapa geológico da porção oriental do Cráton Amazônico: Província Rio Maria
- Fig. 18* – Mapa geológico esquemático do bloco central do *Greenstone Belt* Sapucaia
- Fig. 19* – Diagrama THT x %NaCl para as inclusões fluidas II, III e IV de Babaçu
- Fig. 20* – Variação de isótopos de carbono e oxigênio para diferentes depósitos auríferos na Província Mineral de Carajás
- Fig. 21* – Mapa geológico do Depósito de Ouro de Cumaru
- Fig. 22* – Condições de temperatura e pressão para o Depósito de Ouro de Cumaru
- Fig. 23* – Evolução dos fluidos e modelo genético proposto para o Depósito Aurífero de Cumaru
- Fig. 24* – Distribuição do Granodiorito Cumaru e rochas vulcânicas associadas, nos diagramas AFM (a) e log Rb-log Y+Nb (b)
- Fig. 25* – Diagrama TfO₂ mostrando o estado de oxidação dos fluidos mineralizantes do Depósito de Ouro de Cumaru
- Fig. 26* – Mapa geológico simplificado da Província Carajás
- Fig. 27a* – Diagrama Hf/3-Th-Ta para as rochas basálticas do Grupo Grão-Pará
- Fig. 27b* – Diagrama Ti-Zr para as vulcânicas máficas dos grupos Igarapé Bahia e Grão-Pará
- Fig. 28* – Curvas padrão de ETR normalizadas aos condritos para as rochas basálticas dos grupos Grão-Pará e Igarapé Bahia
- Fig. 29* – Modelo geotectônico esquemático da Província Carajás (2,76Ga)
- Fig. 30* – Curvas padrão de ETR normalizados aos condritos dos jaspilitos do corpo N-4, Serra dos Carajás
- Fig. 31* – Mina de Ferro: Corpo N-4-Carajás
- Fig. 32* – Mapa geológico da Mina Igarapé Bahia
- Fig. 33* – Seção esquemática do Depósito Cu-Au Alemão
- Fig. 34a* – Mapa e seção geológicos esquemáticos do Depósito Cu-Au de Salobo

- Fig. 35* – Seção geológica esquemática do Depósito Cu-Au de Cristalino
- Fig. 36* – Seção geológica do Depósito Mn de Azul, Carajás
- Fig. 37* – Modelo deposicional simplificado para o manglês na margem de bacias estratificadas
- Fig. 38* – Seção geológica esquemática do Depósito Mn de Buritirama
- Fig. 39a* – Estruturação do Sistema Transcorrente Sereno
- Fig. 39b* – Bloco diagrama esquemático com a articulação de blocos na região do Depósito Au de Serra Pelada
- Fig. 39c* – Representação esquemática do condicionamento em uma estrutura de terceira ordem do tipo R' do Depósito Au de Serra Pelada
- Fig. 40* – Depósito Au de Águas Claras, região de Carajás
- Fig. 41* – Seção SW-NE da Jazida de Wolframita da Pedra Preta
- Fig. 42* – Mapa geológico simplificado da Província Tapajós
- Fig. 43* – Modelo geológico esquemático de um sistema hidrotermal aurífero centrado sobre uma intrusão granítica do tipo Maloquinha
- Fig. 44* – Seção esquemática do depósito epitermal V3
- Fig. 45* – Mapa geológico simplificado da Província Alta Floresta
- Fig. 46* – Modelo tectônico para o desenvolvimento da Orogênese Rio Negro-Juruena
- Fig. 47* – Distribuição das amostras do Granito Matupá nos diagramas de Harris *et al.* (1986)
- Fig. 48* – Modelo de circulação dos fluidos para o Depósito Au Serrinha no Granito Matupá
- Fig. 49* – Mapa geológico regional da área de Aripuanã
- Fig. 50* – Mapa geológico da Sequência Vulcano-Sedimentar da Serra do Expedito
- Fig. 51* – Mapa geológico da área do Rio Moreru
- Fig. 52* – Coluna litoestratigráfica do Grupo Beneficente na região de Terra Preta
- Fig. 53* – Mapa geológico esquemático da porção sudoeste do Cráton Amazônico e das faixa Paraguai e Araguaia
- Fig. 54* – Mapa geológico esquemático do Distrito Alto Jauru
- Fig. 55a* – Diagramas geoquímicos característicos das rochas vulcânicas do Alto Jauru
- Fig. 55b* – Modelo geotectônico para o Distrito do Alto Jauru
- Fig. 56* – Modelo de evolução durante o Mesoproterozóico, indicativo da relação entre Grenvillia e Amazônia
- Fig. 57* – Mapa de localização das principais ocorrências auríferas da Província Guaporé
- Fig. 58* – Tipologia da mineralização aurífera do Morro de São Vicente
- Fig. 59a* – Mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia
- Fig. 59b* – Legenda do mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia
- Fig. 60* – Mapa geológico de parte do Maciço Massangana
- Fig. 61* – Mapa e seção geológicos do Maciço Santa Bárbara
- Fig. 62a* – Mapa geológico de Bom Futuro
- Fig. 62b* – Mapa geológico da Palanqueta
- Fig. 63* – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco
- Fig. 64* – Mapa geológico esquemático do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia
- Fig. 65* – Mapa geológico simplificado do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru
- Fig. 66* – Modelo de evolução geotectônica para o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru
- Fig. 67* – Mapa geológico da Faixa Weber e seção geológica da Mina Fazenda Brasileiro
- Fig. 68* – Coluna litoestratigráfica da Faixa Weber
- Fig. 69* – Seção geológica da Mina Caraíba
- Fig. 70* – *Sill* do Serrote da Laje
- Fig. 71* – Mapa geológico integrado do *Sill* Ipueira-Medrado
- Fig. 72* – Seção geológica e coluna estratigráfica do *Sill* Ipueira
- Fig. 73* – Correlação estratigráfica do níveis de cromita no Complexo de Campo Formoso
- Fig. 74* – Mapas geológicos dos distritos de Carnaíba e Campo Formoso
- Fig. 75* – Coluna metassomática desenvolvida em volta de um veio de pegmatito, Cava Bráulia, Caraíba
- Fig. 76* – Localização geológica das mineralizações da Serra de Jacobina
- Fig. 77* – Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Serra das Éguas
- Fig. 78* – Mapa geológico esquemático da Serra das Éguas
- Fig. 79* – Seção geológica do Depósito *Sill* do Rio Jacaré, perfil da zona mineralizada e distribuição dos elementos
- Fig. 80* – Seção geológica do Depósito de Boquirá
- Fig. 81* – Mapa geológico esquemático do Veio Sobrado
- Fig. 82* – Interpretação esquemática da junção dos veios Pelado e Sobrado
- Fig. 83* – Mapa geológico da Chapada Diamantina, com a localização dos distritos diamantíferos e dos depósitos de Pb, Zn e P₂O₅

- Fig. 84a* – Coluna geológica da Chapada Diamantina
Fig. 84b – Coluna geológica esquemática da região de Andaraí
Fig. 85 – Coluna litoestratigráfica da área Três Irmãs
Fig. 86 – Seção geológica da Jazida da Rabicha no Distrito de Lagoa Real
Fig. 87 – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero
Fig. 88 – Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero
Fig. 89 – Seção transversal ilustrando o modelo de evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero antes e durante a Orogênese Transamazônica
Fig. 90a – Mapa geológico esquemático da região de Fortaleza de Minas
Fig. 90b – Geologia local do *Greenstone Belt* Morro do Ferro
Fig. 90c – Litoestratigrafia detalhada do ciclo vulcânico mineralizado no Depósito O’Toole
Fig. 91 – Seção esquemática com uma interpretação das estruturas olhadas de Cuiabá e Lamego
Fig. 92 – Mapa geológico da Mina de Cuiabá
Fig. 93 – Coluna litoestratigráfica da Mina Cuiabá
Fig. 94 – Mapa geológico simplificado da Mina de Ouro Lamego
Fig. 95 – Mapa geológico simplificado do Depósito de Ouro Raposos
Fig. 96 – Seção geológica simplificada da Mina de São Bento
Fig. 97 – Distribuição das zonas de alteração hidrotermal na Mina de Juca Vieira
Fig. 98 – Mapa do Distrito Mn de Conselheiro Lafaiete, MG
Fig. 99 – Unidades e seção-tipo do conglomerado basal da Fm. Moeda
Fig. 100a – Seção geológica da Mina de Águas Claras
Fig. 100b – Seção geológica da Mina do Pico de Itabirito
Fig. 101 – Representação esquemática das relações geométricas entre veios de quartzo mineralizado e foliação nas minas Passagem de Mariana e Morro de Santana
Fig. 102 – Condicionamento dos veios quartzo-carbonáticos sulfetados nos dolomitos encaixantes do Depósito Au de Antônio Pereira
Fig. 103a – Mapa de situação dos depósitos de topázio do Distrito de Ouro Preto
Fig. 103b – Perfis através das jazidas de topázio
Fig. 104 – Mapa simplificado do sinclínório de Itabira
Fig. 105 – Controles dos depósitos Au na Mina Cauê
Fig. 106 – Dobramentos do Ciclo Brasileiro e crátons correlatos
Fig. 107 – Mapa geológico da Faixa Brasília
Fig. 108a – Mapa regional com a indicação dos diferentes complexos granito-*greenstones* do Maciço de Goiás
Fig. 108b – Mapa geológico simplificado dos terrenos granito-*greenstones* de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás
Fig. 109 – Colunas estratigráficas comparativas entre os *greenstone belts* Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Goiás Velho e Faina
Fig. 110 – Mapa geológico do *Greenstone Belt* Crixás
Fig. 111 – Mapa geológico de superfície e seção longitudinal da Mina III
Fig. 112a – Seção esquemática através do Depósito de Boa Vista
Fig. 112b – Seção esquemática através de uma zona mineralizada do Depósito de Boa Vista
Fig. 113 – Distribuição dos halos de alteração hidrotermal nos garimpos de Maria Lázara
Fig. 114 – Mapa geológico do Distrito de Santa Terezinha
Fig. 115 – Mapa geológico dos terrenos granito-*greenstones* do Tocantins
Fig. 116 – Seção geológica da Mina Córrego Paiol
Fig. 117 – Distribuição dos complexos de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava
Fig. 118 – Geologia do Complexo de Niquelândia
Fig. 119 – Correlações litoestratigráficas entre os complexos de Niquelândia, Cana Brava e Barro Alto
Fig. 120 – Geologia da Mina de Cana Brava
Fig. 121 – Mapa geológico regional da Província Estanífera de Goiás
Fig. 122 – Diagrama Ta x Nb dos granitos g1 e g2 da Província Estanífera de Goiás
Fig. 123 – Mapa geológico do Granito Pedra Branca
Fig. 124 – Mapa geológico da zona mineralizada do Maciço de Mangabeira
Fig. 125 – Mapa geológico da Serra Branca
Fig. 126 – Colunas estratigráficas da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis e dos corpos mineralizados
Fig. 127 – Mapa geológico da região de Chapada-Mara Rosa
Fig. 128 – Coluna litoestratigráfica do Grupo Vazante
Fig. 129a – Seção geológica esquemática do Depósito Pb-Zn de Morro Agudo
Fig. 129b – Perfil E-W na Mina de Morro Agudo
Fig. 130 – Padrão das galenas de Morro do Ouro, Morro Agudo, Vazante e Grupo Bambuí
Fig. 131 – Distribuição dos valores médios de salinidade e de temperatura dos fluidos registrados em Fagundes, Morro Agudo, Vazante e Itacarambi
Fig. 132 – Mapa geológico esquemático da região de Vazante
Fig. 133 – Seção geológica esquemática da Mina de Vazante

- Fig. 134* – Variação de espessura do Grupo Bambuí e localização das mineralizações de Pb-Zn-F na área cratônica
- Fig. 135a* – Depósitos de Pb-Zn-CaF₂ na Mina Grande, Itacarambi-MG
- Fig. 135b* – Depósitos CaF₂ em Campo Alegre, Serra do Ramalho-BA
- Fig. 136* – Distribuição dos depósitos de ouro na região de Cavalcante-GO
- Fig. 137* – Seção geológica esquemática da área de Luziânia
- Fig. 138a* – Representação esquemática das estruturas na Mina Morro do Ouro
- Fig. 138b* – Representação esquemática do Depósito Aurífero do Morro do Ouro
- Fig. 139* – Diagrama de saturação em alumina para os granitóides Maratá, Tambú, Sesmária e Encruzilhada
- Fig. 140* – Seção geológica do Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil
- Fig. 141* – Mapa geológico da região compreendida entre o Quadrilátero Ferrífero e Diamantina
- Fig. 142* – Seção geológica dos corpos mineralizados associados às zonas de alteração no Depósito Au de Riacho dos Machados
- Fig. 143* – Litoestratigrafia da Serra do Espinhaço sul
- Fig. 144* – Distribuição linear dos conglomerados diamantíferos Sopa, no Distrito Diamantina
- Fig. 145* – Modelo esquemático do aporte dos diamantes na Bacia do Espinhaço
- Fig. 146* – Mapa geológico simplificado do setor norte da Faixa Araçuaí
- Fig. 147* – Seção esquemática do modelo de sedimentação na Bacia Macaúbas-Salinas
- Fig. 148* – Província Grafitica de Pedra Azul
- Fig. 149* – Mapa geológico da Província Pegmatítica Oriental
- Fig. 150* – Seção da Mina do Maxixe
- Fig. 151a* – Seção geológica do Pegmatito Urubu
- Fig. 151b* – Seção geológica do Pegmatito José de Linto
- Fig. 152* – Seção geológica esquemática do Pegmatito Golconda
- Fig. 153* – Mapa geológico do Distrito de Belmont-Capoeirana
- Fig. 154* – Compartimentação geotectônica do Cinturão Ribeira-Dom Feliciano
- Fig. 155* – Distribuição dos jazimentos de metais bases na região do Vale do Ribeira
- Fig. 156* – Colunas litoestratigráficas do Complexo Perau
- Fig. 157* – Distribuição das litofácies, dos níveis mineralizados e das formações ferríferas na Mina Perau
- Fig. 158* – Colunas litoestratigráficas da Mina do Rocha
- Fig. 159* – Distribuição dos depósitos de fluorita no Vale do Ribeira
- Fig. 160* – Mapa geológico e seção do Depósito de Sete Barras
- Fig. 161* – Seção do corpo I do Depósito de Volta Grande
- Fig. 162* – Comparação dos dados microtermotécnicos dos depósitos de fluoritas estratóides no Vale do Ribeira com os de outros depósitos brasileiros e mundiais
- Fig. 163* – Mapa geológico do Bloco São Gabriel
- Fig. 164* – Seção esquemática das minas Uruguay e São Luiz no Distrito Cu de Camaquã
- Fig. 165* – Província Borborema
- Fig. 166* – Coluna litoestratigráfica da Faixa Orós
- Fig. 167* – Esquema interpretativo da Sequência Carbonatada Magnesítica do Ceará
- Fig. 168* – Províncias scheelitífera e aurífera da Faixa Seridó
- Fig. 169* – Mapa geológico simplificado das mineralizações de scheelita da região de Brejuí-RN
- Fig. 170* – Paragêneses dos escarnitos primários e secundários de Brejuí
- Fig. 171* – Mapa geológico da Província Pegmatítica de Seridó, e distribuição da mineralização relacionada a pegmatitos
- Fig. 172* – Seção geológica do Depósito de Itataia
- Fig. 173* – Mapa geológico simplificado da Faixa Araguaia
- Fig. 174* – Mapa geológico e seção geológica do sistema de Gráben Corumbá
- Fig. 175* – Modelo sedimentar-exalativo para a formação dos depósitos Fe-Mn de Urucum, MS
- Fig. 176* – Distribuição dos principais depósitos minerais fanerozóicos no Brasil
- Fig. 177* – Modelo paleogeográfico da Formação Pimenteira para a formação do Depósito de Ferro Oolítico de Paraíso do Norte
- Fig. 178* – Paleogeografia da Bacia do Amazonas no Carbonífero, com a distribuição das fácies evaporíticas
- Fig. 179* – Ciclo-estratigrafia da Sequência Evaporítica
- Fig. 180* – Seção-tipo do minério de Fazendinha, AM
- Fig. 181* – Camadas de carvão da Formação Rio Bonito, no sul de Santa Catarina
- Fig. 182* – Colunas litoestratigráficas da Formação Irati
- Fig. 183* – Distribuição das fácies profundas e rasas das formações Irati e Whitehill
- Fig. 184* – Seção do Membro Triunfo da Formação Rio bonito com a localização das anomalias de urânio da Jazida de Figueira
- Fig. 185* – Distribuição das ocorrências de diamante no Brasil

- Fig. 186* – Estratigrafia da Bacia Sanfranciscana
Fig. 187 – Reconstruções paleogeográficas do Barremiano ao Neoptiano no Atlântico Sul
Fig. 188 – Zonação do derrame de basalto portador de ametista/ágata
Fig. 189 – Distribuição das rochas alcalinas nas Regiões Centro-Oeste e Sul-Sudeste do Brasil
Fig. 190 – Mapa geológico do Complexo de Carbonatito de Jacupiranga
Fig. 191 – Mapa geológico do Complexo Alcalino de Poços de Caldas
Fig. 192a – Mina de Cercado: seção esquemática dos corpos A, B e E
Fig. 192b – Modelo genético simplificado para a mineralização de urânio da Mina de Cercado
Fig. 193 – Mapa geológico do Complexo de Carbonatito de Mato Preto
Fig. 194 – Evolução paleogeográfica regional da Bacia Sanfranciscana
Fig. 195 – Diagrama esquemático ilustrativo da profundidade das áreas fonte de algumas rochas na Província Alcalina do Alto Paranaíba
Fig. 196 – Composição dos líquidos produzidos no modelo wehrlito, lherzolito e harzbugito carbonatado
Fig. 197 – Mapa geológico do Complexo do Barreiro
Fig. 198 – Representação esquemática dos horizontes mineralizados em Tapira
Fig. 199a – Distribuição dos diamantes na seção hipotética de cráton arqueano, cinturão móvel marginal e rifte recente
Fig. 199b – Distribuição dos kimberlitos nos diversos compartimentos da litosfera
Fig. 200 – Localização das províncias kimberlíticas e kamafugíticas brasileiras
Fig. 201 – Estruturas explosivas kimberlíticas de Juína
Fig. 202 – Principais elementos tectono-magmáticos do Alto Paranaíba
Fig. 203 – Diagrama de Al_2O_3 x TiO_2 para os *pipes* da Província Alcalina do Alto Paranaíba
Fig. 204 – Mapa geológico do Subdistrito Segunda Linha Torrens
Fig. 205a – Relações entre os movimentos tectônicos, a abertura e o preenchimento do filão Cocal
Fig. 205b – Relações entre os movimentos tectônicos, a abertura e o preenchimento das lentes da Mina 2
Fig. 206 – Perfil esquemático ilustrativo da circulação dos fluidos mineralizantes e da formação dos filões de fluorita
Fig. 207 – Unidade Uranífera da Formação Sergi
Fig. 208 – Mapa geológico da Bacia de Camamu
Fig. 209 – Representação esquemática da influência da paleogeografia na distribuição da barita no Depósito de Camamu-BA
Fig. 210 – Representação esquemática da evolução do Depósito de Barita de Camamu-BA
Fig. 211 – Modelo metalogenético da barita e dos sulfetos da Fazenda Barra
Fig. 212 – Perfil esquemático do Gráben de Poxoréu
Fig. 213 – Seção geológica das bacias de Santa Rosa de Lima e Taquari-Vassouras, SE
Fig. 214 – Estratigrafia do Membro Ibura na Bacia Taquari-Vassouras-SE
Fig. 215 – Modelo metalogenético do Depósito de Enxofre de Castanhal
Fig. 216 – Mapa geológico da Bacia do Araripe
Fig. 217 – Seqüência mesozóica da Bacia do Araripe
Fig. 218 – Esquema geológico e faciológico das bacias costeiras fosfatíferas do Nordeste brasileiro
Fig. 219 – Perfis lateríticos das Bauxitas na Província Amazônica
Fig. 220 – Modelo alóctone de alteração bauxítica polifásica na área de Paragominas-Açailândia
Fig. 221 – Modelo autóctone da evolução do perfil de alteração bauxítica na área de Juruti
Fig. 222 – Perfil de alteração laterítica da Bauxita de Carajás
Fig. 223 – Perfil esquemático do Depósito de Bauxita de Cataguazes
Fig. 224 – Perfil geológico simplificado do estudo de depósitos de caulim
Fig. 225a – Perfis geológicos e variação mineralógica e química através do depósito de caulim da Mina Morro do Felipe
Fig. 225b – Perfil de alteração laterítica na Mina do Morro do Felipe
Fig. 226 – Evolução geológica simplificada de depósitos de caulim
Fig. 227 – Seção esquemática e balanço dos elementos químicos do Morro do Níquel
Fig. 228 – Seção e variação mineralógica e química do Depósito de Morro Vermelho
Fig. 229 – Seção longitudinal da Jazida Jacuba II, Niquelândia
Fig. 230 – Perfis de alteração nos depósitos Ni Laterítico de Niquelândia e Barro Alto
Fig. 231a – Mapa geológico do Maciço de Santa Fé
Fig. 231b – Distribuição das fácies de alteração do Depósito Ni de Santa Fé
Fig. 232 – Depósito Ni Laterítico de Santa Fé

- Fig. 233* – Distribuição vertical dos principais componentes químicos e do ouro nos depósitos de Igarapé Bahia-Carajás e de Cassiporé-Amapá
- Fig. 234* – Modelo de dispersão do ouro na seção *gossan*-laterita do Igarapé Bahia
- Fig. 235* – Bloco diagrama simplificado do perfil laterítico no Morro da Mina, Depósito Au de Cassiporé
- Fig. 236* – Perfil do paleovale soterrado do Rio Madeira-RO
- Fig. 237* – Distribuição da cassiterita em aluviões e paleoaluviões na região amazônica
- Fig. 238* – Mapa da Jazida de Ilmenita/Zirconita de Guaju, Mataraca-PB
- Fig. 239* – Seção esquemática NW-SE em Bujuru-RS
- Fig. 240* – Épocas metalogenéticas na Plataforma Sul-Americana

Referências bibliográficas

- ABREU A.S., DINIZ H.B., PRADO M.G.B., SANTOS S.P. 1988. A mina de ouro de São Bento, Santa Bárbara, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 393-411.
- ABREU F.A.M., GORAYEB P.S.S., HASUI Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no cinturão Araguaia. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4, Belém, SBG, *Anais*, p. 1-4.
- ABREU P.A.A., KNAUER L.G., RENGER F.E., 1997. A rocha-matriz dos diamantes da Formação Sopa-Brumadinho da Província de Sopa-Guinda, Serra do Espinhaço Meridional. In: *Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante*, 2. Cuiabá, UFMT, Publicação Especial 03/97, p. 13-14.
- AFGOUNI K. e MARQUES F.F. 1997. Depósito de lítio, berílio e céσιο de Araçuaí/Itinga, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-B, p. 373-383.
- ALEVA G.J.J. 1981. Essential difference between the bauxite deposits along the southern and northern edges of the Guiana Shield, South America. *Economic Geology*, 76:1142-1152.
- ALKMIN F.F., BRITO NEVES B.B., ALVES J.A.C. (1993). Arca-bouço tectônico do Cráton do São Francisco, uma revisão. In: Dominguez J.M.L. e Misi A. (Eds.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 45-62.
- ALMADA M.C.O. e VILLAS R.N. 1999. O depósito Bahia: exemplo de depósito arqueano vulcanogênico de sulfetos de Cu/Au tipo Beshi em Carajás, Pará. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6. Manaus, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 98-101.
- ALMEIDA F.F.M. 1945. Geologia do sudoeste matogrossense. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, *Bol.* 116, 181p.
- _____.1964. Geologia do centro-oeste matogrossense. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, *Bol.* 214, 137p.
- _____.1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, *Bol.* 241, 36p.
- _____.1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349-364.
- _____.HASUI Y., FUCK R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17:1-29.
- _____.1969. Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40:280-296.
- _____.1978. Tectonic map of South America 1:5.000.000. Explanatory note. Brasília, DNPM/CGMW/Unesco, 23p.
- _____.e HASUI Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgar Blucher, São Paulo, 376p.
- _____.e SVISERO D.P. 1991. Structural setting and tectonic control of kimberlite and associated rocks of Brazil. In: *International Kimberlite Conference*, 5. Araxá, Brazil, *Extended Abstracts*, p. 3-5.
- _____.HASUI Y., BRITO NEVES B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Bol. IG/USP*, 7:45-80.
- ALMEIDA T.J.R. 1988. Magnesita do depósito de Campo Dentro, Serra das Éguas, Bahia: geoquímica e gênese. Tese de Doutorado. São Paulo, USP, 173p.
- ALTHOFF A.M.R., VILLAS R.M., GIULIANI R.A. 1994. Mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás (PA): evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogênico. *Geochimica Brasiliensis*, 8:135-155.
- ALVARENGA C.J.S. 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Tese de Doutorado. Univ. Aix-Marseille III, França, 177p.
- _____.e GASPAS J.C. 1992. Veios albíticos e potássicos no Grupo Cuiabá, MT: petrologia e possível relacionamento com as mineralizações auríferas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37. São Paulo, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, v. 2, p. 52.
- _____.e TROMPETTE R. 1992. Glacial influenced turbidite sedimentation in the Uppermost Proterozoic and

- Lower Cambrian of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 92:85-105.
- _____.e TROMPETTE R. 1993. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai na região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(1):18-30.
- _____.CATHÉLINEAU M., DUBESSY J. 1990. Chronology and orientation of N₂-CH₄, CO₂-H₂O and H₂O rich fluid-inclusions trails in intrametamorphic quartz veins from the Cuiabá gold district, Brazil. *Mineralogical Magazine*, 54:245-255.
- ALVES C.A.S., BERNADELLI A.L., BEISIEGEL V.R. 1986. A jazida de níquel laterítico do Vermelho, Serra dos Carajás, Pará. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 325-334.
- _____. 1988. Depósito de Bauxita do Platô N5. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anais*, v. 1, p. 123-139.
- ALVES DA SILVA F.C. e MATOS V. 1991. Economic Geology and structural controls of the orebodies from the medium Itapicuru gold district: Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. In: Ladeira E.A. (Ed.). *Brazil Gold'91*, Balkema, p. 629-635.
- _____. CHAUVET A., FAURE M. 1998. General features of the gold deposits in the Rio Itapicuru greenstone belt (RIGB, Brazil): discussion of the origin, timing and tectonic model. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3):377-390.
- AMARAL A.J., MENOR E.A., SANTOS S.A. 1977. Evolução paleogeográfica da seqüência clástica basal da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Parafba. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8. Campina Grande, SBG, *Atas*, p. 37-63.
- _____.e MELO P.R.C. 1997. O depósito de sal-gema de Bebedouro, Maceió, Alagoas. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 505-518.
- AMARAL G. 1968. Resultados preliminares do estudo sobre a mineralização e composição isotópica do chumbo em galena de depósitos encaixados no Grupo Bambuí. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 22. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, v. 1, p. 51-53.
- ANDERSON G.M. e MACQUEEN R.W. 1990. Mississippi Valley type lead-zinc deposits. In: Roberts R.G. e Sheahan P.A. (Eds.). *Ore Deposit Models*, Geoscience Canada, Reprint Series 3, p. 79-90.
- ANDERSON W.L., DYER R.C., TORRES D.D. 1974. Ocorrências de manganês na bacia do rio Itacaiúnas, Centro-Leste do estado do Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 28. Porto Alegre, SBG, *Anais*, p. 149-164.
- ANDRADE G.F. 1978. As mineralizações de estanho, berílio e cobre do granito de Serra Branca, Cavalcante, GO. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 82p.
- _____.e DANNI J.C.M. 1978. As mineralizações de estanho, berílio e cobre do Granito Serra Branca, Cavalcante-GO. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 6, p. 2579-2593.
- ANDRADE M.S., NAKASHIMA J., PODESTÁ P.R. 1986. Depósito de manganês da Serra de Buritirama, Pará. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, v. II, p. 153-166.
- ANDRADE S., LIBERAL G.S., SANTOS FILHO J.L. 1985. Depósitos de urânio de Campos Belos e Rio Preto – Goiás. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD/MME, v. I, p. 169-175.
- ANGÉLICA R.S., COSTA M.L., LENHARO S.L.R., PÖLLMANN H. 1996. Ocorrência de uraninita associada com o ouro de Igarapé Bahia, Carajás, Pará. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5. Belém, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 152-155.
- _____.COSTA, M.L., PÖLLMANN, H., 1996. Gold, wolframite, tourmaline-bearing lateritized gossans in the Amazon region, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 57:201-215.
- ARANTES D., BUCK P.S., OSBORNE G.A., PORTO C.G. 1981. A seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações associadas. *Boletim Centro-Oeste*, SBG, 14:27-40.
- _____.OSBORNE G.A., BUCK P.S., PORTO C.G. 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: Ladeira E.A. (Ed.). *Brazil Gold'91*, Balkema, p. 221-229.
- ARAÚJO A.L.N. 2000. Petrologia dos *pipes* kimberlíticos e kamafugíticos da província alcalina do Alto Paranaíba, Minas Gerais e Goiás. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 245p.
- ARAÚJO D.P. 1996. Metassomatismo no complexo carbonatítico Catalão I, Goiás: implicações para a composição do magma carbonatítico e para o metassomatismo no manto superior. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 415p.
- ARAÚJO FILHO J.O. 1999. Structural characteristics and tectonic evolution of the Pirineus Syntaxis, Central Brazil. Ph.D. Thesis, University of Illinois, 418p.
- ARAÚJO S.M. 1986. Petrologia e mineralizações sulfetadas da seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis,

- Goiás. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 196p.
- _____. 1998. The Palmeirópolis volcanogenic massive sulfide deposit, Tocantins State. In: *Workshop: Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Bases*. Salvador, Capes-PADCT-Adimb, p. 75-79.
- _____. 1999. The Palmeirópolis volcanogenic massive sulfide deposit, Tocantins State. In: Silva M.G. e Misi A. (Eds.). *Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, p. 64-68.
- _____. e NILSON A.A. 1987. Caracterização petroquímica dos anfíbolitos da seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis, Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 1. Porto Alegre, SBG, *Anais*, v. 1, p. 335-348.
- _____. e NILSON A.A. 1988. Depósito de zinco, cobre e chumbo de Palmeirópolis, Goiás. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, MME-DNPM-CVRD, v. III, p. 171-180.
- _____. FAWCETT J.J., SCOTT S.D. 1995. Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeirópolis, Brazil example. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:173-184.
- ARCHANJO C.J. 1993. Fabriques de plutons granitiques et déformation crustale du nord-est du Brésil. Tese de Doutorado, Université de Toulouse III, França, 167p.
- _____. e BOUCHEZ J.L. 1991. Le Serido, une chaîne transpressive dextre au protérozoïque supérieur du nord-est du Brésil. *Bull. Soc. Géol. France*. 4:637-647.
- _____. e SALIM J. 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 12. João Pessoa, SBG, *Anais*, p. 270-281.
- ASSINE M.L. 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(3):289-300.
- ASSIS L.C. 1982. Estratigrafia, tectônica e potencialidade mineral das unidades pré-cambrianas da região de Serro (MG), quadrícula de Mato Grosso. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 149p.
- BAARS. F. J. 1997. The São Francisco Craton. In: De Wit M. J. e Ashwall L. D. (Eds.). *Greenstone Belts*. Oxford: Clarendon Press, p. 529-557.
- BABINSKI M., CHEMALE JR. F., VAN SCHMUS W.R. 1992. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37. São Paulo, SBG, *Anais*, v. 2, p. 628-631.
- _____. CHEMALE Jr. F., VAN SCHMUS W.R. 1995. Pb/Pb age of the carbonate rocks of the Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, 72:235-245.
- _____. VAN SCHMUS W.R., CHEMALE Jr. F., BRITO NEVES B.B., ROCHA A.T.D. 1993. Idade isocrônica Pb-Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, Morro do Chapéu, Bahia. In: *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, 2. Salvador, SBG, *Anais*, p. 160-163.
- BADI W.S.R. e GONZALEZ A.P. 1988. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RS. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 157-170.
- BAECKER M.L. 1983. A mineralização de nióbio do solo residual laterítico e a petrografia das rochas ultramáfica-alcalinas do domo de Catalão I, Goiás. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 114p.
- BAETA Jr. J.D.A. 1986. As jazidas de níquel laterítico de Barro Alto, Goiás. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, v. II, p. 315-323.
- BALDINI V.D. e TAKAI V. 1978. Prospecção do ouro em Jacobina, Bahia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Bol. nº 2, Roteiro das Excursões*, p. 110-119.
- BANDEIRA S.A.B., MORELLI S., MELLO C.S.B., MORAES R.A.V. 1986. Depósito *Stratabound* de barita da Fazenda Barra, bacia sedimentar de Recôncavo/Tucano (BA). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2229-2240.
- BAQUIL C.C. 1997. Depósitos de Gipsita do Grajaú, Maranhão. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. IV-C, p. 165-175.
- BARBOSA DE DEUS P. e VIANA J.S. 1982. Distrito cromitífero do Vale do Rio Jacurici. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, SBG, *Roteiro das Excursões*, v. 3, p. 44-52.
- _____. VIANA J.S., DUARTE P.M., QUEIROZ J.A. 1982. Distrito cromitífero de Campo Formoso. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, SBG, *Roteiro das Excursões*, v. 3, p. 52-59.
- BARBOSA J.S.F. 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco, na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(3)241-256.
- BARBOSA O. 1991. O diamante no Brasil: histórico, ocorrência, prospecção e lavra. Brasília, CPRM, 136p.
- _____. ANDRADE RAMOS J.R., GOMES F.A., HELMBOLD R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 94p.

- _____. BAPTISTA M.B., DYER R.C., BRAUN O.P.G., COTTA J.C. 1969. Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília. Prospec/DNPM, Relatório Final (inédito).
- _____. BRAUN O.P.G., DYER R.C., CUNHA C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. (Projeto Chamimés). Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, *Bol. 136*, 140p.
- BARBOSA P.A.R. 1981. Geologia e caracterização das mineralizações de chumbo e zinco da região de Castelão (Niquelândia-GO). *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 1. Goiânia, SBG, *Ata*, p. 644-663.
- BARBOUR A.P. e OLIVEIRA F.M.A. 1979. Pb, Zn, Cu e Ba do Distrito de Perau – modelo sedimentar para os sulfetos no Vale do Ribeira. *Boletim IG-USP*, 10: p. 97-120.
- _____. OLIVEIRA M.A.D., HYPOLITO R. 1984. Geologia e gênese do depósito estratiforme de Pb da mina da Barrinha, Vale do Ribeira, PR. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 8, 3641-3657.
- BARCELOS J.P. e BÜCHI J. 1986. Mina de minério de ferro de Alegria, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 77-85.
- _____. e BÜCHI J. 1986. Mina de minério de ferro-manganes de Miguel Congo, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília. DNPM/CVRD, v. II, p. 87-95.
- BARDOUX M., VOICU G., LAFRANCE J. 1998. Geological settings of base and precious metal occurrences in paleoproterozoic terranes of the Guyana Shield. *Mineralium Deposita* (submitted).
- BARREIRA C.F., SOARES A.D.V., RONZÊ P.C. 1999. Descoberta do depósito Cu-Au Alemão, Província Mineral de Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6. Manaus, SBG, *Anais*, p. 136-140.
- BARROS NETO L.S. e D'EL REY SILVA L.J.H. 1995. Evolução estrutural do Distrito Esmeraldífero de Campos Verdes, Goiás. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 5. Gramado, SNET/SBG, *Anais*, p. 337-339.
- BARTOSIEWICZ A. 1999. Geologia, litogeoquímica e potencial metalogenético de rochas básicas e ultrabásicas no Grupo Brusque/SC. Dissertação de Mestrado. Curitiba, UFPR, 163p.
- BASÍLIO J.A. e BRONDI M.A. 1986. Distrito manganesífero da região de Licínio de Almeida, Bahia. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM-CVRD, v. II, p. 177-185.
- BASTOS J.B.S. 1988. Depósitos de ouro do Rio Madeira, Rondônia. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 575-580.
- BASTOS NETO A.C. 1990. Le district à fluorine de Santa Catarina: minéralisations et altérations hydrothermales dans leur cadre géodynamique. Tese de Doutorado. França, Univ. Orléans, 420p.
- _____. HUBER G.H., SAVI C.N. 1997. Depósitos de fluorita da Segunda Linha Torrens (Mina 2) e Cocal, sudeste de Santa Catarina. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-B, p. 537-553.
- _____. TOURAY J.C., DARDENNE M.A., CHARVET J. 1991. Contrôle tectonique des minéralisations à fluorine de Santa Catarina, Brésil: filons en décrochement et en extension. *Chronique de la Recherche Minière*, 507:43-52.
- BECKER F.E., VALLE R.R., COELHO C.E.S. 1997. Depósito de fluorita de Tanguá, Itaboraí, RJ. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM/CPRM, v. IV-B, p. 591-611.
- BEISIEGEL V.R., BERNADELLI A.L., DRUMOND M., KUF A.W., TREMAINE J.W. 1973. Geomorfologia/Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3:215-242.
- BEISSNER H., CARVALHO A., LOPES M., VALETON I. 1997. The Cataguazes bauxite deposit. *In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. (Eds.). Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/Fapesp/Orstom, p. 195-208.
- BELJAOSKI P., JULIANI C., GARDA G.M., BETTENCOURT J.S. 1999. Overview of the gold mineralization in the metavolcanic-sedimentary sequence of the Serra do Itaberaba Group, São Paulo, Brazil. *In: Stanley et al. (Eds.). Mineral Deposits: Process to Processing*, Balkema, p. 151-153.
- BELLIZZIA A., PIMENTEL DE BELLIZZIA N., RODRIGUES S. 1981. Recursos minerales de Venezuela y su relacion a la metalogenesis. *In: Minerales de Venezuela*, Ministério de Energia y Minas, Dirección de Geologia, Caracas, *Bol. de Geologia, Publicação Especial* 8, p. 6-77.
- BELLO R.M.S., COUTINHO J.M.V., VALARELLI J.V. 1978. Metamorfismo da Serra do Navio, Amapá. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 3. p. 1195-1202.
- BERNADELLI A., MELFI A.J., OLIVEIRA S.M.B., TRESCASES J.J. 1983. The Carajás nickel deposits. *In: Melfi A.J. e Carvalho A. (Eds.). Lateritisation Processes IGCP-IUGS-Unesco. Proj. 129, IAGCII, Intern. Sem. on Lateritisation Processes*. São Paulo, p. 108-118.

- BERNADELLI A.L. 1982. Jazida de manganês do Azul. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1. Belém, SBG, *Anexo Anais*, p. 47-60.
- _____.e BEISIEGEL V.R. 1978. Geologia econômica da jazida de manganês do Azul. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 4, p. 1431-1444.
- BERTONI C.H.; BARDoux M., O'DONNELL M. 1998. Escudo das Guianas: o contexto geológico dos depósitos de ouro. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 135.
- BERTRAND J.M. e JARDIM DE SÁ E.F. 1990. Where the Eburnian-Transamazonian collisional belts? *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27:1382-1393.
- BETTENCOURT J.S. 1976. Minéralogie, inclusions fluides et isotopes stables d'oxygène et de soufre de la mine de cuivre de Camaquã, RS (une étude préliminaire). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 29. Ouro Preto, SBG, *Anais*, v. 2, p. 409-423.
- _____.DALL'AGNOL R., YOKOI O.Y., VIGLIO E.P., PINHO O.G., SILVA R.F., CARNEIRO FILHO L. 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. *In: Intern. Symp. on Granites and Associated Mineralizations*. Salvador, Bahia, Brazil, SME/SGRM, *Excursion Guides...*, p. 49-87.
- _____.LEITE JR. W.B., PAYOLLA B.L., SCANDOLARA J.E., MUZZOLON R., VIANA J.A.I. 1997. The Rapackivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. *In: Isgam II*. Salvador, SBG, *Excursion Guide*, p. 3-31.
- _____.MUZZOLON R., PAYOLLA B.L., DALL'AGNOLL L.G., PINHO O.G. 1988. Depósitos estaníferos secundários da região central de Rondônia. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Mineiros do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 213-241.
- _____.TOSDAL R.M., LEITE JR. W.B. e PAYOLLA B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95:41-67.
- _____.TOSDAL R.M., LEITE W.B. Jr. e PAYOLLA B.L. 1995. Overview of the rapakivi granites of the Rondonian Tin Province. *In: Bettencourt J.S. e Dall'Agnol R. (Eds.). The Rapakivi Granites of Rondônia Tin Province and Associated Mineralizations, Symposium Rapakivi Granites and Related Rocks*, 6. Belém, Brazil, *Excursion Guide*, p. 5-16.
- BEURLEN H. 1974. Sobre a origem singenético-sinsedimentar de alguns corpos mineralizados em chumbo, zinco e fluorita no Grupo Bambuí e dispersão geoquímica primária dos elementos mineralizantes. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 27. Porto Alegre, SBG, *Anais*, v. 6, p. 49-60.
- BEURLEN K. 1962. A geologia da Chapada do Araripe. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 34(3):365-370.
- _____.1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 16(1):43-53.
- _____.1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43 (supl.):411-415.
- BEZERRA P.E.L., CUNHA B.C.C., DEL'ARCO J.O., DRAGO V.A., MONTALVÃO R.M.G. de. 1990. Geologia. *In: Zoneamento das Potencialidades dos Recursos Naturais da Amazônia Legal*, Convênio Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE/ Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia-Sudam, p. 91-164.
- BILAL E. 1991. Etude de deux massifs dela province granitique stannifère de l'Etat de Goiás (Brésil) et des formations métasomatiques associées aux minéralisations en Sn et Be. Tese de Doutorado, ENSM de Paris et Saint-Etienne, 382p.
- BIONDI J.C. 1990. Depósitos de esmeralda de Santa Tereziinha (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, 20:7-24.
- _____.e FELIPE R.S. 1984. Jazida de fluorita da Volta Grande, Cerro Azul, Paraná (BR). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 8, p. 3784-3798.
- BIZZI L.A. 1993. Mesozoic alkaline volcanism and mantle evolution of the southwestern São Francisco Craton, Brazil. Ph.D. Thesis. University of Cape Town, 240p.
- _____.SMITH C.B., WIT M.J., ARMSTRONG R.A., MEYER M.O.A. 1999. Mesozoic kimberlites and related alkali rocks in the south-western São Francisco Craton, Brazil: a case for local mantle reservoirs and their interaction. *In: Proceedings of the Fifth Internacional Kimberlite Conference*. Araxá, Brazil, *Publ. Especial*, 2/91, p. 156-171.
- BODENLOS A.J. 1948. Barite deposits of Camamu Bay, state of Bahia, Brazil. *USGS Bull.* 960A, 33p.
- _____.1950. Magnesite deposits of Ceará, Brazil. *USGS Bull.* 962C, p. 121-151.
- _____.1950/1952. Magnesite deposits in the Serra das Éguas, Brumado, Bahia, Brazil. *USGS Bull.* 975L, p. 87-170.
- BOMFIM L.F.C. 1986. Fosfato de Irecê (BA): um exemplo de mineralização associada a estromatólitos do Pré-

- cambriano Superior. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2154-2167.
- _____.e PEDREIRA A.J. 1990. Lenções (folha SD24.V-A-V) 1/100.000. Levant. Geologia Básicos do Brasil. Brasília, DNPM/CPRM, 145p.
- BORGES O. C. 1999. Processo MME/DNPM 851.676/92. Relatório Final de Pesquisa, Mineração Itajobi Ltda. (inédito).
- BORGES R.M.K., DALL'AGNOL R., COSTI H.T. 1996. Petrografia dos greisens associados ao granito Água Boa, mina de Pitinga (AM). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, p. 436-438.
- BOSMA W.; KROONENBERG S.B.; MAAS K., DE ROEVER E.W.F. 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname. *Geologie en Mijnbouw*, 62:241-254.
- BOTELHO N.F. 1984. O granito Pedra Branca (Goiás) e as mineralizações de estanho associadas. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 257p.
- _____.1992. Les ensembles granitiques subalcalins à peralumineux minéralisés Cu, Sn et In de la sous-province Paranã, état de Goiás, Brésil. Tese de Doutorado, Université de Paris VI, 343p.
- _____.e MARINI O.J. 1985. As mineralizações de estanho do granito Pedra Branca Goiás. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 2. Goiânia, SBG, *Anais*, p. 107-119.
- _____.e MOURA M.A. 1998. Granite-ore deposit relationships in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5):427-438.
- _____.ALVARENGA C.J.S., MENEZES P.R., D'EL REY SILVA. 1999. Suíte Aurumina: uma suíte de granitos paleoproterozóicos peraluminosos e sintectônicos na Faixa Brasília. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 7. Brasília, SBG, *Bol. Resumos*, p. 17.
- _____.MOURA M.A., SOUZA M.T., ANTUNES J.A., 1997. Petrologia e potencial metalogenético de granitos da região de Peixoto de Azevedo-Alta Floresta, Mato Grosso. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 6. Cuiabá, SBG, *Anais*, p. 40-42.
- BOUJO A., MENOR E.A., LIMA F.V., AMARAL A.J., MAGAT P. 1998. Contrôles géologiques et structuraux de la minéralisation phosphatée du nordeste brésilien. Conséquences sur le mode d'altération et la concentration résiduelle du phosphate: Exemple du gisement de Congaçari (PE). In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70(3):627-646.
- BOULANGÉ B. e CARVALHO A. 1997. The bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J. e Lucas Y. (Eds.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/Fapesp/Orstom, p. 55-73.
- _____.CARVALHO A., VARAJÃO C.A.C., VARAJÃO A.F. 1997. The Bauxite of the Quadrilátero Ferrífero. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J. e Lucas Y. (Eds.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/Fapesp/Orstom, p. 165-194.
- BRENNER T.L., TEIXEIRA N.A., OLIVEIRA J.A.L., FRANK N.D., THOMPSON J.F.H. 1990. The O'Toole nickel deposit, Morro do Ferro greenstone belt, Brazil. *Economic Geology*, 85:904-920.
- BRITO NEVES B.B. e CORDANI U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Pre-cambrian Research*, 53:23-40.
- _____.CAMPOS NETO M.C., FUCK R.A. 1999. From Rodinia to western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22 (3):155-166.
- _____.SÁ J.M., NILSON A.A., BOTELHO N.F. 1996. Tafrogênese estateriana nos Blocos Proterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, 3(2):1-21.
- BRITO R.S.C. 1984. Geologia do sill estratificado do Rio Jacaré, Maracás, Bahia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 9, p. 316-331.
- _____.PIMENTEL M.M., NILSON A.A., GIOIA S.M. 1999. Samarium-neodymium and rubidium-strontium isotopic systematics of the Rio Jacaré sill, Bahia, Brazil. In: *Simp. South American on Isotope Geology*, 2. Córdoba, Argentina, *Actas*, p. 44-47.
- BRITO W., RAPOSO C., MATOS E.C. 1984. Os albititos uraníferos de Lagoa Real. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, p. 1475-1488.
- BROD J.A. 1999. Petrology and geochemistry of the Tapira alkaline complex, Minas Gerais State, Brazil. Ph.D. Thesis, Univ. Durnham.
- BROOKS W. E., TOSDAL R. M., NUÑEZ F. J. 1995. Gold and diamond resources of the Icabarú Sur Study Area, Estado Bolívar, Venezuela. In: Sidder G.B., Garcia A. E. e Stoesser J.W. (Eds.). *Geology and Mineral Deposits of the Venezuelan Guyana*. Washington, p. L1-L2.
- BUCHANAN L.J. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest, Arizona. *Geol. Soc. Digest*, 14:237-261.
- CABRAL A.R. 1996. Mineralização de ouro paladiado em itabiritos: a jacutinga de Gongo Soco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Campinas, Unicamp, 166p.
- _____.e PIRES F.R.M. 1995. Sobre a definição do termo jacutinga: sítio de mineralização aurífera. In: *Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 8. Belo Horizonte, SBG, *Bol. 13*, p. 121-122.

- CABY R., SIAL A.M., ARTHAUD M., VAUCHEZ A. 1990. Crustal evolution and the Brasília Orogeny in Northeast Brazil. In: Dellmeyer R.D. e Lécorché J.P. (Eds.). *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, Springer Verlag, p. 373-397.
- CAINELLI C. e MOHRIAK W. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, 22(3): 206-216.
- CAMPOS E.G. 1983. Gênese e controle do depósito de barita de Camamu, Bahia. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 131 p.
- CAMPOS J. E. G. 1996. Estratigrafia, sedimentação, evolução tectônica e geologia do diamante da porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 204p.
- _____.e DARDENNE M.A. 1995. O sistema fluvial entrelaçado dos conglomerados e arenitos do Membro Abaeté na região de Canabrava, MG. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, Edumesp, 14(1): 73-96.
- _____.e DARDENNE M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(3):269-281.
- _____.e DARDENNE M.A. 1997. Origem e evolução da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(3):283-294.
- _____.DARDENNE M.A., GONZAGA G.M. 1993. O potencial diamantífero do conglomerado Abaeté no NW de Minas Gerais. In: *Simpósio de Geologia do Diamante*, 1. Cuiabá, SBG, *Anais*, p. 101-113.
- CAMPOS NETO M.C. 1984a. Geometria e fases de dobramentos Brasíliaos superpostos no oeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 14:60-68.
- _____.1984b. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 14(2):81-91.
- _____.e CABY R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, 97:3-26.
- CAPDEVILA R., ARNDT N., LETENDRE J., SAUVAGE J-F. 1999. Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana. *Nature*, 399(3):456-458.
- CARNEIRO M.A. 1992. O complexo metamórfico Bomfim setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais). Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano. Tese de Doutorado. São Paulo, USP, 233p.
- CARVALHO FILHO A.R., QUEIROZ E.T., LEAHY G.A.S. 1986. Jazida de cromita de Pedras Pretas, município de Santa Luz, Bahia. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM-CVRD, v. II, p. 235-246.
- CARVALHO I.G., IYER S., TASSINARI C.C.G., Misi A. 1997. Lead-and-sulfur-isotope investigations of the Boquira sediment-hosted sulfide deposit, Brazil. *Intern. Geologia Review*, 39:97-106.
- _____.ZANTOP H., TORQUATO J.R.F. 1982. Geologic setting and genetic interpretation of the Boquira Pb-Zn deposits, Bahia state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3):414-425.
- CARVALHO J.B. 1997. Petrologia de xenólitos mantélicos da Província do Alto Paranaíba, Minas Gerais. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 395p.
- CARVALHO J.M.A., FARACO M.T.L., KLEIN E.L. 1995. Carta geoquímica-metalogenética do ouro do Amapá/NW do Pará, 1/500.000. Serviço Geológico do Brasil – CPRM.
- CARVALHO M.S. e FIGUEIREDO A.J.A. 1982. Caracterização litoestratigráfica da bacia de sedimentação do Grupo Beneficente no Alto Rio Sucunduri, AM. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1. Belém, SBG, *Anais*, p. 26-44.
- _____.AKABANA T., IZUMI H.K., GOTO M.M. 1997. Depósito de fluorita de Mato Dentro, Apiaí, São Paulo. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-B, p. 575-589.
- CARVALHO M.T.M. 1999. Integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos aplicada à prospecção de ouro nos *greenstones belts* de Pilar de Goiás e Guarinos, GO. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 190p.
- CARVALHO W.T. e BRESSAN S.R. 1997. Depósitos de fosfato, nióbio, titânio, terras raras e vermiculita de Catalão I – Goiás. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 69-93.
- CASÃES L. 1997. Depósitos de magnesita da região de José de Alencar, Ceará. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM-CPRM, v. IV-C, p. 243-249.
- CASSEDANNE J.P. 1972. Les gîtes de plomb et de zinc du Brésil et leur répartition linéamentaire. Tese de Doutorado, Université de Clermont-Ferrand, França, 336p.
- _____.1973. Paléogeographie et minéralisations de la zone Itacarambi-Vazante dans le nord-ouest de l'État de Minas Gerais, Brésil. *Mineralium Deposita*, 8:101-114.
- _____.1991. Tipologia das jazidas brasileiras de gemas. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S.

- (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. IV-A, p. 17-52.
- _____. CASSEDANNE J.O., MELLO Z.F. 1966. A ocorrência de esmeralda de Açude Sossego (Município de Anagé – Bahia). *Min. Metal.*, 40,36-42.
- CASTRO A.B., NETO J.L.M., SOUZA L.R.F., LIMA M.A.T. 1997. Depósito de barita de Altamira, Itapura, Miguel Calmon, Bahia. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. IV-B, p. 237-248.
- CASTRO E.C., FERREIRA L.A.D., AKINAGA R.M. 1974. Ametista do Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 28. Porto Alegre, SBG, *Anais*, v. 7, p. 239-247.
- CASTRO FILHO L.W. e MATTOS S.C. 1986. Depósitos de níquel laterítico de Jacaré e Jacarezinho, município de São Félix do Xingu, Pará. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, v. II, p. 369-384.
- CASTRO N.A., BASEI M.A.S., CROSTA A.P. 1999. The W (Sn-Mo) specialized Catinga suite and other granitoids of the Brusque Group, Neoproterozoic of the state of Santa Catarina, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1):17-26.
- CAÚLA J.A.L. e DANTAS J.R.A. 1997. Depósito de titânio/zircônio de Mataraca, Paraíba. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 593-598.
- CBMM - Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração. 1984. Complexos carbonatíticos do Brasil: geologia. São Paulo, CBMM, 44p.
- CERQUEIRA R.M., CHAVES A.P.V., PESSOA A.F.C., MONTEIRO J.L.A., PEREIRA J.C., WANDERLEY M.L. 1997. Jazidas de potássio de Taquari/Vassouras, Sergipe. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 277-312.
- _____. PEREIRA J.C., PESSOA A.F.C. 1986. Jazida de potássio de Santa Rosa de Lima, SE. Geologia e Avaliação de Reservas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2168-2181.
- CHANNER D.M. de R., COOPER R.E.C., KAMINSKY F., 1998. The Guaniamo diamond region, Bolívar state, Venezuela: a new kimberlite province. In: *International Kimberlite Conference*, 7, Cape Town, *Extended Abstracts*, p. 144-146.
- CHAUVET A. e MENEZES M.G. 1992. Evolution structurale du sud du Craton de São Francisco: implications sur les minéralisations aurifères de la région d'Ouro Preto, Brésil. *C.R. Acad. Sciences Paris*, 315:495-501.
- _____. DUSSIN I.A., FAURE M., CHARVET J. 1994. Mineralização aurífera de idade proterozóica superior e evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(3):150-159.
- CHAVES A.G., HEINECK C.A., TAVARES W.P. 1976. Projeto Patos de Minas. Belo Horizonte, CPRM. Relatório Final de Pesquisa, v. 2, 78p.
- CHAVES M.L.S.C. e UHLEIN A. 1991. Depósitos diamantíferos da região do alto/médio Rio Jequitinhonha, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-A, p. 117-138.
- _____. DUPONT H., KARFUNKEL J., SVISERO D.P. 1993. Depósitos diamantíferos de Minas Gerais: uma revisão. In: *Simpósio de Geologia Diamante*, 1. Cuiabá, SBG, *Anais*, p. 79-100.
- _____. KARFUNKEL J., SVISERO D.P. 1998. Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3):285-294.
- CHEILLETZ A., FÉRAUD G., GIULIANI G., RUFFET G. 1993. Emerald dating through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating and laser spot analysis of syngenetic phlogopite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120:473-485.
- CHEMALE Jr. F., ROSIÈRE C.A., ENDO I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais – um modelo. *Pesquisas*. Porto Alegre, UFRGS, 18(2):104-127.
- CLEMMY H.-1981- Some aspects of the genesis of heavy mineral assemblages in lower Proterozoic uranium gold conglomerates. *Mineralogical Magazine*, v. 44, p. 399-408.
- COELHO C.E.S. 1986. Depósitos de ferro da Serra dos Carajás, Pará. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 29-64.
- _____. e FREITAS-SILVA F.H. 1998. The structural control of gold deposits of the Fazenda Maria Preta gold district at Rio Itapicuru greenstone belt, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3):367-376.
- _____. e RODRIGUES O.B. 1986. Jazida de Manganês do Azul, Serra dos Carajás, Pará. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 145-152.
- COELHO R.F. 1999. Caracterização mineralógica do minério das jazidas auríferas Mina Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO). Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 110p.

- COLIN F., NAHON D., TRESCASES J.J., MELFI A.J. 1990. Lateritic weathering of piroxenites at Niquelândia, Goiás, Brazil. *Economic Geology*, 85:1010-1023.
- COLLYER T.A. e MÁRTIRES R.A.C. 1991. O depósito de ametista do Alto Bonito, município de Marabá, Pará. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-A, p. 287-302.
- CORDANI U. G. e BRITO NEVES B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3):77-88.
- _____.MELCHER G. C., ALMEIDA F. F. M. (1968). Outline of Precambrian geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5:624-632.
- _____.e SATO K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, 22(3):167-173.
- _____.IYER S.S., TAYLOR P.N., KAWASHITA K., SATO K. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (Ca 1,5-1,0Ga). *Journal of South American Earth Sciences*, 5:33-46.
- _____.TEIXEIRA W., TASSINARI C.C.G., KAWASHITA K., SATO K. 1988. The growth of the Brazilian Shield. *Episodes*, 11(3): 163-167.
- CORDEIRO A.A.C. e MCCANDLESS G. 1976. Maciço ultramáfico de Quatipuru. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29. Ouro Preto, SBG, *Anais*, v. 3, p. 3-15.
- _____.e SILVA A.V. 1986. Depósito de wolframita da região de Pedra Preta, Pará. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. II, p. 409-415.
- CORONEL N., SPOTURNO J., GÓMEZ C., HEINZEN W., MARI C., ROTH W., THEUNE C., STAMPE W. 1987. Memoria de la Carta de Materias Primas Minerales No Metalicas – a Escala 1/1.000.000. Ministerio de Industria y Energia, Direccion Nacional de Minería y Geologia, Montevideo, 119p.
- CORRÊA S.L.A., OLIVEIRA M.P., SCHWAB R.G. 1984. Alguns aspectos mineralógicos e geoquímicos de laterita niquelífera do Vermelho, Serra dos Carajás, e suas implicações genéticas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anais*, v. 4, p. 1959-1968.
- CORREIA C.T., GIRARDI V.A.V., LAMBERT D.D., KINNY P.D., REEVES S.J. 1996. 2 Ga U-Pb (SHRIMP II) and Re-Os ages for the Niquelândia basic-ultrabasic layered intrusion, Central Goiás, Brazil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 6, p. 187-189.
- _____.GIRARDI V.A.V., TASSINARI C.C.G., JOST H. 1997. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 27: 163-168.
- _____.JOST H., TASSINARI C.C.G., GIRARDI V.A.V., KINNY P.D. 1999. Ectasian Mesoproterozoic U-Pb ages (SHRIMP II) for the metavolcano-sedimentary sequences of Juscelândia and Indaianópolis and for high grade metamorphosed rocks of Barro Alto stratiform igneous complex, Goiás State, Central Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 2. Cordoba, Argentina, *Actas*, p. 31-33.
- _____.TASSINARI C.C.G., LAMBERT D.D., KINNY P., GIRARDI V.A.V. 1997. U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd and Re-Os systematics of the Cana Brava, Niquelândia and Barro Alto layered intrusions in Central Brazil, and constraints on the tectonic evolution. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 1. Campos do Jordão, São Paulo, *Actas*, p. 88-89.
- CORREIA-NEVES J.M. 1997. Província pegmatítica oriental do Brasil. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. IV-B, p. 343-362.
- _____.PEDROSA-SOARES A.C., MARCIANO V.R.P.O. 1986. A Província pegmatítica oriental à luz dos conhecimentos atuais. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1): 106-118.
- _____.J.M., PEDROSA-SOARES A.C., MARCIANO V.R.P.O., MONTEIRO R.L.B.P., FERNANDES M.L.S. 1987. Granitoids and pegmatites from the northern of the Eastern Brazilian Pegmatite Province. In: *Symp. on Granites and Associated Mineralizations*, 1. Salvador, SBG, *Excursions Guides*, p. 125-144.
- COSTA A.L.L. 1996. Sequência Mina Inglesa: caracterização química das rochas granitóides associadas, Crixás, Goiás. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 88p.
- COSTA J.B.S., ARAÚJO O.J.B., SANTOS A., JOÃO X.S.J., MACAMBIRA M.J.B., LAFON J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:199-235.
- _____.HASUI Y., GORAYEB P.S.S. 1988. O cinturão Araçuia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Bol. Roteiro das Excursões*, p. 71-92.
- COSTA JR. C.M., FERREIRA FILHO C.F., OSBORNE G.A., ARAÚJO S.M., LOPES R.O. 1997. Geology and geochemistry of the Boa Vista nickel sulfide deposit, Crixás greenstone belt, central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(4): 365-376.

- COSTA L.T.R. e CARVALHO J.M.A. 1999. Tipologia de mineralizações auríferas da região sul da Província Tapajós-Pará. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6. Manaus, SBG, *Bol. Res. Exp.*, p. 114-117.
- COSTA M.J. 1999. Projeto Aripuanã – Serra do Expedito, distrito e município de Aripuanã, Estado de Mato Grosso. Processo DNPM nº 8666.173/92 e 8666.174/92, Mineração Aripuanã Ltda, Relatório Final de Pesquisa, 48p.
- COSTA M.L. 1991. Aspectos geológicos das lateritas da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21:146-160.
- _____.1997. Lateritization as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Explor. Min. Geol.*, 6(1):79-104.
- _____.e MORÃES E.L. 1998. Mineralogy, geochemistry and genesis of kaolim from the Amazon region. *Mineralium. Deposita*, 33(3):283-297.
- _____.e SÁ J.H.S. 1980. Os Fosfatos Lateríticos da Amazônia Oriental, Geologia, Mineralogia, Geoquímica e Correlação com as Bauxitas da Amazônia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1459-1472.
- _____.ANGÉLICA R.S., FONSECA L.R. 1996. Geochemical exploration for gold in deep weathered laterised gossans in the Amazon region, Brazil: a case history of the Igarapé Bahia deposit. *Geochimica Brasiliensis*. 10(1):13-26.
- _____.COSTA J.A.V., ANGÉLICA R.S. 1993. Gold bearing bauxitic laterite in a tropical rain forest climate: Cassiporé, Amapá, Brazil. *Chronique de la Recherche Minière*, 510:41-51.
- _____.COSTA W.A.M., SCHWAB R.C. 1980. Mineralogia das ocorrências de fosfatos lateríticos do Pará e Maranhão (Brasil). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú, SBG, *Anais*, v. 4, p. 1982-1996.
- _____.LEMOIS V.P., VILLAS R.M.M. 1997. The bauxite of Carajás Mineral Province. *In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J. e Lucas Y. (Eds.). Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/Fapesp/Orstom, p. 137-159.
- COSTI H.T., DALL'AGNOL R., MINUZZI O.R.R., TEIXEIRA J.T. 1996. Tin-bearing metasomatic episenitos associated with the Agua Boa granite, Pitinga, Amazonian Craton, Brazil. *In: Intern. Symp. on Rapakivi Granites and Related Rocks*, 7, Helsinki, *Abstract Volume*, p. 16.
- _____.DALL'AGNOL R., TEIXEIRA J.T., POPINI M.V.F. 1996. Episenitos sódicos mineralizados em estanho associados ao granito Água Boa, mina de Pitinga, Amazonas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, p. 372-374.
- COURA F., MOERI E.M., KERN R.S. 1986. Geologia do caulim do Jari. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2248-2258.
- COUTINHO M.G.N., ROBERT F., SANTOS, R.A. 1998a. Província Mineral de Tapajós, Amazônia, Brasil: novo enfoque geológico das mineralizações de ouro. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte., SBG, *Anais*, p. 160.
- COUTINHO W. M., SOUZA I.M., JONG FILHO M. 1998b. Relatório preliminar de pesquisa integrado, processos DNPM 866.043/94 e 866.046/94, Mineração BZI Ltda.
- COUTO L.F. 1989. Estudos petrológicos do complexo máfico-ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes (BA) e gênese do depósito Fe-Ti (V) associado. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 169p.
- COUTO P.A. e ALMEIDA J.T. 1982. Geologia e Mineralizações na área do garimpo de Carnaíba (Bahia). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Bahia, SBG, *Anais*, v. 3, p. 850-861.
- _____.SILVA E.A., LIMA R. 1991. Garimpos de esmeraldas de Carnaíba e Socotó, Bahia. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T., Coelho C.E. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. IV-A, p. 259-269.
- COX D.P. 1967. Regional environment of the Jacobina auriferous conglomerate, Brazil. *Economic Geology*, 62:773-780.
- CRUZ E.L.C.C. 1993. Geologia e mineralizações auríferas do terreno granitóide-greenstone de Almas-Dianópolis, Tocantins. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 152p.
- _____.e KUYUMJIAN R.M. 1998. Geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins state, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2): 173-182.
- _____.e KUYUMJIAN R.M. 1999. Mineralizações auríferas filoneas do terreno granito-greenstone do Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3): 313-318.
- CRUZ F.F., BRENNER T.L., MOREIRA A.F.S., CUNHA C.A.B.R., GALLO C.B.M., FRANK N.D., PIMENTEL R.C. 1986. Jazida de Ni-Cu-Co de Fortaleza de Minas, Minas Gerais. *In: C. Schobbenhaus e C.E.S. Coelho (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. II, p. 275-306.
- D'EL REY SILVA L.J.H. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraiíba, Vale do Curaçá, Bahia. *In: Geologia e Recursos Naturais do Estado da Bahia*, SME, Série Textos Básicos, v. 6, p. 51-123.
- _____.e GIULIANI G. 1988. Controle estrutural da jazida

- de esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás: implicações na gênese, tectônica regional e no planejamento da lavra. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anais*, v. 1, p. 413-427.
- _____.e OLIVEIRA J.G. 1999. Geology of the Caraíba coppermine and its surroundings in the Paleoproterozoic Curaçá belt, Curaçá river valley, Bahia, Brazil. In: Silva M.G. e Misi A. (Eds.). *Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, p. 25-32.
- _____.e SENNA FILHO V. 1998. Ouro em sericita-quartzo hidrotermalitos controlados por cisalhamentos conjugados brasílianos, na região de Cavalcante (GO), Brasil Central. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3): 405-408.
- _____, OLIVEIRA J.G., GAAL E.G. 1996. Implication of the Caraíba deposits structural controls on the emplacement of the Cu-bearing hypersthenites of the Curaçá Valley, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3):181-196.
- DA ROCHA ARAÚJO P. R., FLICOTEAUX R., PARRON C., TROMPETTE R. 1992. Phosphorites of Rocinha mine – Patos de Minas (Minas Gerais Brasil): Genesis and evolution of a Middle Proterozoic Deposit tectonized by the Brasíliano Orogeny. *Economic Geology*, 87:332-351.
- DAEMON R.F., PAIVA I.B., TAVARES J.R.P., MARQUEZAN R.G. 1982. Jazida de Figueira, aspectos da mineralização de urânio. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*. 32. Salvador, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2099-2109.
- DAITX E.C. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb-Zn-Ag) com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). Tese de Doutorado. Rio Claro, Unesp, 453p.
- _____.1998. Os depósitos de zinco e chumbo de Perau e Canoas e o potencial do vale do Ribeira. In: *Workshop de Depósitos Mineraias Brasileiros de Metais Bases*. Salvador, Capes/PADCT/UFBA/Adimb, p. 68-74.
- DALL'AGNOL R., BITTENCOURT J.S., JOÃO X.S.J., MEDEIROS H., COSTI H.T., MACAMBIRA M.J.B. 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region: A review. *Revista Brasileira de Geociências*, 17:382-403.
- _____.COSTI H.T., LEITE A.A.S., MAGALHÃES M.S., TEIXEIRA M.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95:9-39.
- _____.LAFON J.M., MACAMBIRA M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Craton. Geochronological, Petrological and Geochemical aspects. *Min. Petrol.*, 50:113-138.
- DANNI J.C.M. 1974. Geologie des complexes ultrabasiqes alcalines de la région d'Ipora, Goiás, Brésil. Tese de Doutorado, Univ. Paris-Sud, Orsay, 104p.
- _____.1985. Rochas da série kamafugítica na região de Amorinópolis, Goiás. In: *Contribuição à Geologia e Petrologia*. Belo Horizonte, SBG, p. 5-13.
- _____.1988. Os *greenstone belts* da Província Tocantins no Estado de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4):381-390.
- _____.e KUYUMJIAN R. M. 1984. A origem dos anfibolitos basais da seqüência vulcano-sedimentar de Juscelândia, Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 9, p. 4126-4136.
- _____.e RIBEIRO C.C. 1978. Caracterização estratiográfica da Seqüência Vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e Guarinos, Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*. 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 2, p. 582-596.
- _____.BAECKER M.L., RIBEIRO C.C. 1991. The geology of Catalão I carbonatite complex. In: *Intern. Kimberlite Conference*, 5. Araxá, *Field Guide Book...*, p. 25-29.
- _____.DARDENNE M.A., FUCK R.A. 1981. Geologia do Greenstone Belt de Goiás. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 1. Goiânia, SBG, *Anais*, p. 265-280.
- _____.DARDENNE M.A., FUCK R.A., RIBEIRO M.J. 1973. Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada (Goiás, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 3:160-180.
- _____.FUCK R.A., LEONARDOS O.H. 1982. Archean and Lower Proterozoic units in Central Brazil. *Geol. Rundschau*, 71(1):291-317.
- DAOUD W.E.K. 1988. Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos mineraias associados. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 194p.
- _____.e ANTONIETTO Jr. A. 1988. Minas de estanho de Pitinga, Amazonas. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraias do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 201-211.
- _____.e VEIGA A.T.C. 1986. Geologia dos aluviões estaníferos da mina de Pitinga, AM. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2063-2071.
- DARDENNE M. A. 1978. Geologia da região de Morro Agudo (MG). *Boletim Núcleo Centro-Oeste*, SBG, 7/8: 68-94.
- _____.1978a Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 1, p. 299-308.
- _____.1978b. Síntese sobre a estratiografia do Grupo Bambuí no Brasil-Central. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 2, p. 597-610.
- _____.1979. Les minéralisations de plomb, zinc, fluor du

- Proterozoïque Supérieur dans le Brésil Central. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, 251p.
- _____. 1982. Chrono-stratigraphie et metallogenie du Précambrien dans le Brésil Central. *In: Congresso Latinoamericano de Geologia*, 5. Argentina, Actas, v. 3, p. 65-77.
- _____. 1988. Fluorite-vein deposits of the Santa Catarina district in Brazil. *Schweizerbart'sche, IAGOD*, p. 269-274.
- _____. 1988. Geologia do chumbo e zinco. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 83-90.
- _____. 1997. Geologia da barita. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho, C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. IV-B, p. 215-223.
- _____. 1998. Modelo hidrotermal sedimentar-exalativo para os depósitos Fe-Mn da região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 152.
- _____. 1999. Evolução geológica. *In: Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal*. Goiânia, CPRM, p. 79-85.
- _____. 1999. Os recursos minerais do Cretáceo no Brasil. *In: Simpósio Cretáceo do Brasil*, 5. Serra Negra, São Paulo, Unesp, p. 249-254.
- _____. 2000. The Brasília Fold Belt. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America, Brazil 2000, 31th Intern. Geological Congress*. Rio de Janeiro, p. 231-263.
- _____. e CAMPOS E.G. 1984. Geologia e geoquímica do depósito de barita de Camamu, Bahia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, p. 1144-1161.
- _____. e FREITAS-SILVA F.H. 1998. Depósitos Pb-Zn-F-Ba do Supergrupo São Francisco. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 133.
- _____. e FREITAS-SILVA F.H. 1998. Modelos genéticos dos depósitos Pb-Zn nos grupos Bambuí e Vazante. *In: Workshop de Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base*. Salvador, Capes-PADCT-Adimb, p. 86-93.
- _____. e FREITAS-SILVA F.H. 1999. Pb-Zn ore deposits of Bambuí and Vazante groups in São Francisco Craton and Brasília Fold Belt. *In: Silva M.G. e Misi A. (Eds.). Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, p. 75-83.
- _____. e SAVI C.M. 1984. Geologia e geoquímica dos filões de fluorita Segunda Linha Torrens e Cocal, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 14: 120-127.
- _____. e SCHOBHENHAUS C. 2000. The metallogenesis of the South American Plataform. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America, Brazil 2000, 31th Intern. Geological Congress*. Rio de Janeiro, p. 755-850.
- _____. e TOURAY J.C. 1988. La fluorine du Brésil. Gisements filoniens traditionnels et nouveaux types de minéralisations. *Chronique de la Recherche Minière*, 490: 35-46.
- _____. CAMPOS J.E., ALVARENGA C.J.S., MARTINS F.L., BOTELHO N.F. 1999. A seqüência sedimentar do Grupo Araí na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 7. Brasília, SBG, *Anais*, p. 100.
- _____. DANNI J.C.M., FUCK R.A. 1981. Revisão estratigráfica do Grupo Araxá na região de Serra Dourada – GO. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 1. Goiânia, SBG, *Ata*, p. 664-681.
- _____. FERREIRA FILHO C.F., MEIRELLES M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suítes in the tectonic evolution of the Carajás district, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(4): 363-372.
- _____. FREITAS-SILVA F.H., NOGUEIRA G.M.S., SOUZA J.F.C. 1997. Depósitos de fosfato de Rocinha e Lagamar, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 113-122.
- _____. FUCK R.A., PIMENTEL M.M., MENESES P.R., STRIEDER A.J. 1992. Geologia da região de Ipameri, GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 37. São Paulo, SBG, v. 2, *Anais*, p. 149-150.
- _____. GONZAGA G.M., CAMPOS J.E.G. 1991. The diamond bearing Cretaceous conglomerates of the Canabrava area, Minas Gerais, Brazil. *In: Leonardos O.H., Meyer H.O.A. e Gaspar J.C. (Eds.). Field Guide Book, Fifth International Kimberlite Conference*. CPRM, *Special Publication 3/91*, Brasília, p. 83-88.
- _____. RONCHI L.H., BASTOS NETO A.C., TOURAY J.C. 1997. Geologia da fluorita: os distritos de fluorita brasileiros. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, v. IV-B, p. 479-507.
- _____. TROMPETTE R., MAGALHÃES L.F., SOARES L.A. 1986. Proterozoic and Cambrian phosphorites-regional review: Brazil. *In: Cook P.J. and Shergold J.H. (Eds.). Phosphate Deposit of the World. Proterozoic and Cambrian phosphorites*, Cambridge University Press, p. 116-131.
- DAVIS J.B. e KIRKLAND D.W.-1979- Bioepigenetic Sulphur Deposits. *Economic Geology*, 74:462-468.

- DAVISON I., TEIXEIRA J.B.G., SILVA M.G., NETO M.B.R., MATOS F.M.V. 1988. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian Research*, 42:1-18.
- DE ROS L.F. 1987. Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi, Jurássico, no corpo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. *Bol. Petrobrás/CENPES*. Rio de Janeiro, 107p.
- DE WITT E., LANDIS G.P., ZARTMAN R.E., GARAYP E., MARTINS PEREIRA S.L., PRADO M.G.B., VIEIRA F.W.R., THORMAN C.H. 1994. Isotopic and fluid inclusion data on the age and origin of the São Bento and Morro Velho Gold deposits, Minas Gerais, Brazil. In: Thorman C.H. e Lane P.E. (Eds.). *USGS Research on Mineral Deposits*, Parte A, Programs and Abstracts, 9th V.E. McKelvey Forum on Energy and Mineral Resources, circular 1103-A, p. 27-29.
- DEGENS E.T. e ROSS D.A. 1974. The black-sea geology, chemistry and biology. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Memoir nº 20.
- _____.e STOFFERS P. 1976. Stratified waters as a key to the past. *Nature*, 263: 22-27.
- DELGADO I.M. e PEDREIRA A.J. 1994. Síntese da evolução geológica e metalogenética do Brasil, CPRM, 25p.
- _____.KLEIN E.L., ALMEIDA M.E., Bahia R.B.C. 2000. Gold mineralization of the Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil: a previsional model. In: *Intern. Geological Congress*, 31. Rio de Janeiro, Abstracts.
- _____.PEREIRA A.J., THORMANN C.H. 1994. Geology and mineral resources of Brazil: a review. *Intern. Geol. Review*, 36:503-544.
- DELLA FÁVERA J.C., CHAVES H.A.F., PEREIRA E., BERGAMASCHI S., REIS C.C., LIMA FILHO M.F., PEREIRA S.D. 1993. Geologia da Área de Figueira-Sapopema-Convênio Uerj/CPRM, Uerj/DGG/LABCG, 2^o Curso de Análise de Bacias, Rio de Janeiro, 89p.
- _____.CHAVES H.A.F., PEREIRA E., CÂMARA F.O.L.M., MEDEIROS M.A.M. 1992. Geologia da Área de Candiota, Bacia do Paraná, RS. Convênio Uerj-CPRM, Uerj/DGG/LABCG, 1^o Curso de Análise de Bacias, Rio de Janeiro, 68p.
- DIAS-BRITO D. 1995. Calcisferas e microfácies em rochas carbonáticas pelágicas mesocretáceas. Tese de Doutorado. Porto Alegre, UFRGS, 688p.
- DIAS G.S., MACAMBIRA M.J.B., DALL'AGNOL R., SOARES A.D.V., BARROS C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás-Pará. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5. Belém, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 376-379.
- _____.1999. O andar Aptiano na margem leste do Brasil e as primeiras incursões e ingressões marinhas no oceano Atlântico Sul meridional. In: Dias-Brito D., Castro J.C. e Rohn R. (Eds.). *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 5. Serra Negra, São Paulo, *Bol. Unesp*, p. 3-9.
- DIAS J.L.H. 1998. Análise sedimentológica e estratigráfica do Andar Aptiano em parte da Margem Leste do Brasil e no Platô das Malvinas – Consideração sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional. Tese de Doutorado. Porto Alegre, UFRGS, 208p.
- DNPM. 1998. Anuário Mineral Brasileiro. Brasília, MME, 404p.
- DOCEGEO.1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anexo Anais*, p. 1-54.
- DORR J.V.M. 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. *USGS Bull.* 946A, 47p.
- _____.1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Paper*, Washington, 641A, 110p.
- DOSSIN I.A., DOSSIN T.M., CHARVET J., COCHERIE A., ROSSI P. 1993. Single-zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço range, south eastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: *Simpósio Cráton do São Francisco*, 2. Salvador, SBG, *Anais*, p. 39-42.
- _____.UHLEIN A., DOSSIN T.M. 1984. Geologia da faixa móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 7, p. 3118-3132.
- DOSSIN T.M. 1985. Geologia e geoquímica das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, MG. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 140p.
- _____.DOSSIN I.A., DARDENNE M.A. 1987. Geoquímica dos elementos terras raras das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais. *Geochimica Brasiliensis*, 1(2):151-160.
- DREHER A. M., ALMEIDA M.E., FERREIRA A. L., BRITO M. F., POPINI M.V., MONTEIRO M.A. 1999. Veios e brechas hidrotermais da Província Aurífera do Tapajós: aspectos texturais e implicações para a exploração de ouro primário. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 114-117.
- _____.VLACH S.F.R., MARTINI S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós mineral province, Pará state, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3):397-404.

- DUARTE B.P. e PIRES F.R.M. 1996. On the origin of tourmaline in the Passagem gold-tourmaline deposits, Quadrilátero Ferrífero, MG. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 7, p. 193-194.
- DUARTE P. M. e FONTES C.F. 1986. Minas de cromita das fazendas Limoeiro e Pedrinhas, Município de Campo Formoso, Bahia. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM-CVRD, v. II, p. 207-214.
- DUKE J.M. 1990. Mineral deposit models: nickel sulfide deposits of the Kambalda type. *Canadian Mineralogist*, 28:379-388.
- DUSSIN I.A. 1994. Evolution structurale de la partie méridionale de l'Espinhaço sur la bordure orientale du Craton São Francisco, Minas Gerais-Brésil. Tese de Doutorado. França, Université d'Orléans, 199p.
- DUSSIN T.M. 1994. Associations plutons-volcaniques de l'Espinhaço méridional (SE-Brésil): un exemple d'évolution de la croûte protérozoïque. Tese de Doutorado. França, Université d'Orléans, 172p.
- EBERT A.B. 1963. The manganese bearing Lafaiete Formation as a guide horizon in the Precambrian of Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 35(4):545-559.
- ELLERT R. 1959. Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas, Minas Gerais. IG/USP, Bol. nº 237, 120p.
- ENDO I., FONSECA M.A., OLIVEIRA C.G. 1996. Tectônica transcorrente NS de idade neoarqueana no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 1, p. 437-439.
- ESPOURTEILLE F. e FLEISCHER R. 1988. Minas de chumbo de Boquira, Bahia. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 91-99.
- FAÇANHA DA COSTA H. 1966. Novo Distrito Ferrífero do Brasil, Rio Jatapu, Amazonas. *Eng. Min. Met.*, Rio de Janeiro, v. 18, p. 113-116 e 209-212.
- FAGUNDES P.R. 1982. Gênese e controle da jazida de fluorita de Sete Barras, Adrianópolis, Paraná. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 83p.
- _____. 1997. Depósito de fluorita de Sete Barras, Adrianópolis, Paraná. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM-CPRM, v. IV-B, p. 555-567.
- _____. DARDENNE M.A., VEIGA A.T.C. 1984. Evolução da mineralização de fluorita no depósito de Sete Barras, Paraná. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 8, p. 3755-3769.
- FANTON J.J., ARIOLI E.A., MOURA O.J.M. 1978. Pegmatitos da região de Galiléia-Mendes Pimentel (Minas Gerais). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 4, p. 1770-1781.
- FARACO M.T.L. 1997. Evolução petroquímica e metalogênica das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará). Tese de Doutorado. Belém, UFPA, 196p.
- _____. e CARVALHO J.M.A. 1994. Carta Metalogênica e Previsional do Pará e Amapá. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Camboriú, SBG, *Anais*, v. 1, p. 291-293.
- _____. e CARVALHO J.M.A. 1994. Carta Metalogênica Previsional do Pará e Amapá, escala 1:1.000.000, Belém, CPRM.
- _____. e MCREATH I. 1998. Mineralizações da suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (noroeste do Estado do Pará). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte, *Anais*, SBG, p. 149.
- _____. CARVALHO J.M.A., KLEIN E.L. 1995. The metallogenic province of Amapá, NW Pará, Brazil. *In: Congresso Latino-Americano de Geologia*, 9. Venezuela, *Anais* (CD-ROM).
- _____. CARVALHO J.M.A., KLEIN E.L. 1996. Carta Metalogênica da Província de Carajás, SE do Estado do Pará, Folha Araguaia (SB-22). Nota Explicativa. Belém, CPRM, 28 p.
- _____. 1990. Evolução petrológico-geoquímica das rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará). Dissertação de Mestrado. Belém, UFPA, 346 p.
- FARIA A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 199p.
- _____. e DARDENNE M.A. 1995. Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso de Goiás – São João D'Aliança. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 5. Goiânia, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 75-77.
- _____. MARINI O.J., WINGE M., KUYUMJIAN R.M., FIGUEIREDO A.N. 1986. Geologia da região de São Domingos. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Anais*, v. 2, p. 861-875.
- FARIA L.F. 1997. Controle e tipologia de mineralizações de grafita flake no nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia. Dissertação de Mestrado, Belo Horizonte, UFMG, 102p.
- FARIAS N.F. e SAUERESSIG R. 1982. Pesquisa geológica na jazida de cobre Salobo-3A. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1. Belém, SBG, *Anais*, v. 2, p. 39-45.

- _____. SANTOS A.B.S., BIAGINI D.O., VIEIRA E.A.P., MARTINS L.P.B., SAUERESSIG R. 1984. Jazidas Cu-Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás, PA. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 8, p. 3658-3668.
- FERNANDES C.A.C. e HILDRED P.R. 1981. Núcleo mineralizado de Serra Dourada (Minaçu-GO). *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 1. Goiânia, SBG, *Ata*, p. 539-552.
- FERNANDES L.A.D., MENEGET R., COSTA A.F.U., KOESTER E., PORCHER C.C., TOMMASI A., KROEMER E., RANGRAB G.E., CAMMOZATO E. 1995. Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no escudo sul-rio-grandense: Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.
- FERNANDES S.M. 1984. Depósitos sedimentares de urânio de Iporá/Amorinópolis, GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro-RJ, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1530-1542.
- FERRAN A. 1988. Depósito de ouro de Salamangone e Mutum, Calçoene, Amapá. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. III, p. 581-588.
- _____. 1988. Mina de ouro de São Francisco, Currais Novos, Rio Grande do Norte. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. III, p. 589-595.
- FERREIRA C.M. 1991. Topázio de Ouro Preto, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM-CPRM, v. IV-A, p. 303-308.
- FERREIRA FILHO C.F. 1985. Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 112p.
- _____. 1999. The large mafic-ultramafic complexes of Central Brazil. *In: Metalogênese dos depósitos magmáticos aplicada à exploração mineral*, Módulo 1: Depósitos associados ao magmatismo máfico-ultramáfico, Curso de Aperfeiçoamento. Brasília, UnB, PADCT III-Capes, *Field Trip Guide book*, p. 1-28.
- _____. e DANNI J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2. Belém, SBG, *Anais*, v. 3, p. 34-47.
- _____. e PIMENTEL M.M. 1999. ETR e isótopos Sm-Nd em rochas da série acamadada superior do Complexo de Niquelândia, Goiás: Implicações geocronológicas. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 7. Brasília, SBG, *Bol. Resumos*, p. 85.
- _____. KAMO S.L., FUCK R.A., KROGH T.E., NALDRETT A.J. 1994. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of the magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Research*, 68:241-255.
- _____. NALDRETT A.J., ASIF M. 1995. Distributin of platinum-group elements in the Niquelândia layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil: implications with respect to exploration. *Canadian Mineralogist*, 33:165-184.
- _____. NALDRETT A.J., GORTON M.P. 1998. REE and pyroxene compositional variation across the Niquelândia layered intrusion, Brazil: petrological and metallogenic implications. *Transactions Inst. Min. Metall.*, 107 (section B):1-22.
- FIGUEIREDO B.R. 1992. Metamorphism of the polymetallic Serrote da Laje deposit, northeastern Brazil. *In: Proceedings 4th IAGOD Symposium*, p. 491-504.
- FIGUEIREDO J.A. LEÃO NETO R., VALENTE C.R. 1981. Depósitos de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb da região de Palmeirópolis, GO. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 1. Goiânia, SBG, *Anais*, p. 422-441.
- FLEISCHER R. 1976. A pesquisa de chumbo no Brasil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 29. Ouro Preto, SBG, *Anais*, v. 1. p. 19-32.
- _____. 1998. A rift model for the sedimentary diamond deposits of Brazil. *Mineralium Deposita*, 33:238-254.
- _____. e ESPOURTEILLE F.S. 1999. The Boquira lead-zinc mine in Central Bahia, Brazil. *In: Silva M.G. e Misi A (Eds.). Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, p. 44-53.
- _____. e OLIVEIRA V.P. 1969. Bauxita do Quadrilátero Ferrífero. *Min. Met.*, SD, 259: 25-32.
- _____. e ROUTHIER P. 1973. The co-sanguineous origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana, Brazil. *Economic Geology*, 68:11-22.
- FLINT A.R. 1979. The geology and mineralization of the Irecê region, north-east Brazil. Dissertação de Mestrado, Univ. London, 165p.
- FONSECA E. e LOBATO L.M. 1993. Depósito aurífero em zona de cisalhamento na borda leste do Cráton do São Francisco: Riacho dos Machados, Minas Gerais. *In: Simpósio Cráton do São Francisco*, 2. Salvador, SBG, *Anais*, p. 331-333.
- _____. GUIMARÃES P.J., LEAL E.D., SILVA H.M. 1991. The Ouro Fino gold deposit, Minas Gerais, Brazil. *In: Ladeira E.A. (Ed.). Brazil Gold'91*. Belo Horizonte, Balkema, p. 499-505.
- _____. LOBATO L.M., BAARS F.J. 1997. The petrochemis-

- try of the auriferous volcanosedimentary Riacho dos Machados Group, Central-Eastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5/6):423-443.
- FONSECA M.A. 1990. Geologia estrutural do sinclinal de Ouro Fino. Dissertação de Mestrado, Ouro Preto, Ufop, 90p.
- _____.DARDENNE M.A., UHLEIN A. 1995. A Faixa Brasília, setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):p.267-278.
- FONSECA M.J.C. 1973. Evaporito de Sergipe. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 27. Aracajú, SBG, *Anais*, v. 2, p. 177-246.
- FORCE E.R. e CANNON W.F. 1986. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black-shale basins. *Economic Geology*, 83:93-117.
- _____.e MAYNARD J.B. 1991. Manganese: Syngenetic deposits on the margins of anoxic basins. In: Force E.R., Eidel J.J. e Maynard J.B. (Eds.). *Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration. Reviews in Economic Geology*, v. 5, p. 147-157.
- FORMAN A.J.M. e WARING M.H. 1981. L'uranium en Amérique du Sud et plus spécialement dans la province uranifère brésilienne. *Chronique de la Recherche Minière*, 6:5-49.
- FORMOSO M., DANI M., VALETON I. 1997. The bauxite of Lages District. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J. e Lucas Y. (Eds.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/Fapesp/Orstom, p. 273-308.
- FORTES P.T.F.O. 1996. Metalogenia dos depósitos auríferos Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, Greenstone Belt de Crixás, Goiás. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 177p.
- _____.e COELHO R.F. 1997. Caracterização do minério e do rejeito das jazidas auríferas Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, Greenstone Belt de Crixás, Goiás. In: Marini O.J. (Ed.). *Caracterização de Minérios e Rejeitos de Depósitos Minerai s Brasileiros*. Brasília, DNPM, p. 30-33.
- _____. CHEILLETZ A., GIULIANI G., FERAND G. 1997. A Brazilian age (500±5Ma) for the Mina III gold deposit, Crixás Greenstone Belt, Central Brazil. *Intern. Geol. Review*, 39:449-460.
- FRAENKEL M.O., SANTOS R.C., LOUREIRO F.E.V.L., MUNIZ W.S. 1985. Jazida de urânio no planalto de Poços de Caldas, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerai s do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. I, p. 89-103.
- FRAGA L.M.B., HADDAD R.C., REIS N.J. 1996. Aspectos geoquímicos das rochas granitóides da suíte intrusiva Pedra Pintada, norte do Estado de Roraima. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(1):3-12.
- FRANK R.E. 1990. Geologia, petrologia e mineralizações estaníferas do complexo granítico de Santa Bárbara, Rondônia, Brasil. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro, UFRJ, 260p.
- FRANKLIN J.M., HANNINGTON M.D., JONASSON I.R., BARRIE C.T. 1998. Arc-related volcanogenic massive sulphide deposits. In: Lefebure D.V. (Coord.), *Metallogeny of Volcanic Arcs*, Vancouver, Canada, British Columbia Geologia Surv., p. 1-32.
- _____.LYDON J.W., SANGSTER D.F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 485-627.
- FRANZ J.C. 1997. Petrologia e hidrotermalismo dos granitóides estaníferos do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 264p.
- _____.COELHO C.E.S., BOTELHO N.F. 1998. Gênese e evolução dos fluidos envolvidos na alteração hidrotermal e na mineralização de estanho em granitos do Rio Grande do Sul. *Rev. Bras.Revista Brasileira de Geociências*, 28(3): 301-306.
- FREITAS-SILVA F.H. 1996. Metalogênese do depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 339p.
- _____.1999. Geologia da Serra Leste. In: *Projeto Agrícola Serra Leste*, Curionópolis, PA, Companhia de Promoção Agrícola, CAMPO, v. 1, p. 171-208.
- _____.e DARDENNE M. A. 1997. Pb/Pb isotopic patterns of galenas from Morro do Ouro (Paracatu Formation), Morro Agudo/Vazante (Vazante Formation) and Bambui Group Deposits. In: *South American Symposium on Isotope Geology*. Campos do Jordão, São Paulo. *Ext. Abst.*, p. 118-120.
- _____.e OLIVEIRA C.G. 1999. O arco magmático paleoproterozóico de São Domingos, GO. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 7. Brasília, SBG, *Bol. Resumos*, p. 4.
- _____.DARDENNE M. A., JOST H. 1991. Lithostructural control of the Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais, gold deposit. In: Ladeira E. A. 1991 (Ed.). *Brazil Gold'91*, Balkema, p. 681-683.
- FRITZSONS JR. O., NASSIF M.A. 1992. A distribuição areal das rochas do Membro Campo Sampaio entre os municípios de Presidente Kubitschek e Bom Jesus do Amparo, Espinhaço Meridional. *Rev. Esc. Minas*. Ouro Preto, 45(1/2):105-108.
- _____.NASSIF M.A., SILVA A.C. 1990. Relatório de situação dos trabalhos de pesquisa mineral para fosfato, Conceição do Mato Dentro. Comig, Belo Horizonte, relatório interno, 122p. (inédito).
- _____.PICHARZ G.F. e FALCADE D. 1982. Geologia e poten-

- cial econômico do Grupo Setuva (PR). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, SBG, *Anais*, v. 3, p. 978-1001.
- FRIZZO C., TAKAI V., SCARPELLI W. 1991. Auriferous mineralization at Pitangui, Minas Gerais. In: Ladeira E.A. (Ed), *Brazil Gold'91*. Belo Horizonte, Balkema, p. 573-584.
- FROTA G.B. e BANDEIRA S.A.B. 1997. Depósito de Enxofre de Castanhal, Sergipe. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-B, p. 303-316.
- FRYER B.J. 1983. Rare earth elements in iron-formation. In: Trendall A.F. e Morris R.C. (Eds.). *Iron Formation: Facts and Problems*, Elsevier, p. 345-358.
- FUCK R.A., JARDIM DE SÁ E.F., PIMENTEL M.M., DARDENNE M.A., PEDROSA-SOARES A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Dominguez J.M.L. e Misi A. (Eds.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 165-181.
- _____.MARINI O.J., DARDENNE M.A., FIGUEIREDO A.N. 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia-Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18:54-62.
- _____.PIMENTEL M.M., BOTELHO N.F. 1987. Granitoid rocks in west-central Brazil: a review. In: *Symp.on Granites and Associated Mineralizations*. Salvador, SME-CPRM/SBG, *Ext. Abstr.*, p. 118-130.
- _____.PIMENTEL M.M., SILVA J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camboriú, SBG, *Anais*, v. 1, p. 215-216.
- GALBIATTI H.F. 1999. Natureza e controle estrutural de mineralização aurífera (Jacutinga) na Mina de Cauê, Itabira, MG. Dissertação de Mestrado. Ouro Preto, Ufop, 204p.
- _____.PEREIRA M.C., FONSECA M.A. 1997. Estruturação dos corpos auríferos (jacutingas) na Mina de Cauê, Itabira, MG. In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 9. Ouro Preto, SBG, *Bol.* 14, p. 60-62.
- _____.PEREIRA M.C., FONSECA M.A. 1999. Natureza e controle estrutural da mineralização aurífera (Jacutinga) na Mina de Cauê, Itabira, MG. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 7. Brasília, SBG, *Bol. Resumos*, p. 74.
- GALLO, M.B.M. 1991. The Romaria diamond-bearing cretaceous conglomerate. In: Leonardos O.H., Meyer H.O.A. e Gaspar J.C. (Eds.). *Field Guide Book*, Fith International Kimberlite Conference. Brasília, CPRM, *Special Publication 3/91*, p. 37-43.
- GALVÃO C.F., VIANNA I.A., NONATO I.F.B.P., BRITO R.S.C. 1986. Depósito de magnetita vanadífera da Fazenda Gulçari, Maracás, Bahia. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineiros do Brasil*. Brasília, DNPM, v. II, p. 493-501.
- GASPAR J.C. 1977. Contribuição ao estudo do magmatismo alcalino de Santo Antônio da Barra, GO. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 143p.
- _____.1989. Géologie et minéralogie du complexe carbonatique de Jacupiranga, Brésil. Tese de Doutorado, Université d'Orléans, França, 343p.
- _____.e DANNI J.C.M. 1981. Aspectos petrográficos e vulcanológicos da Província alcalino-carbonatítica de Santo Antônio da Barra, sudoeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(1):74-86.
- _____.e WYLLIE P.J. 1984. The alleged kimberlite-carbonatite relationship: evidence from ilmenite and spinel from Premier and Wesselton Mines and the Benfontein Sill, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85:133-140.
- GEISEL SOBRINHO E., RAPOSO C., PRATES S.P., MATOS E.C., ALVES J.V. 1980. Jazidas uraníferas de Lagoa Real, Bahia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1499-1512.
- GERALDES M.R., TOLEDO F.H., FIGUEIREDO B.R., TASSINARI C.C.G. 1996. Contribuição a geocronologia do sudoeste do Cráton Amazônico. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 2, p. 554-557.
- GHIGNONE J.I. e ASSIS C.A.M. 1997. Depósito de sal-gema da Ilha de Matarandiba, Bahia. In: Schobbenhaus C., Queiróz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 519-525.
- GIBBS A.K. e BARRON C.N. 1993. The Geology of the Guiana Shield. Oxford University Press, New York, 245 p.
- _____.WIRTH K.R., HIRATA W.K., OLSZEWSKI JR. W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 201-211.
- _____.e BARRON, C.N., 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, 1983(2):7-14.
- GIBSON S.A., THOMPSON R.M., LEONARDOS O.H., DICKIN A.P., MITCHELL J.G. 1995. The late cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36, p. 189-229.
- _____.THOMPSON R.M., WESKA R.K., DICKIN A.P., LEON-

- ARDOS O.H. 1997. Late cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contrib. Min. Petrol.*, 126:303-314.
- GIERTH E. e BAECKER M.L. 1986. A mineralização de nióbio e as rochas alcalinas associadas no Complexo Catalão I, Goiás. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 455-462.
- GIRARDI V.A.V. e KURAT G. 1982. Precambrian mafic and ultramafic rocks of the Cana Brava Complex, Brazil – mineral compositions and evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3):313-323.
- _____.RIVALENTI G., SINIGOLFI S. 1986. The petrogenesis of the Niquelandia Layered Basic-Ultrabasic Complex, Central Goiás, Brazil. *Journal of Petrology*, 27(3):715-744.
- GIULIANI G. e COUTO P.A. 1988. O metassomatismo de infiltração e sua importância nos depósitos de esmeralda do Brasil. In: *Congresso Latino-Americano de Geologia*, 7. Belém, Brasil, SBG, *Anais*, v. 1, p. 459-475.
- _____.CHEILLETZ A., ZIMMERMANN J.L., RIBEIRO-ALTHOFF A.M., FRANCE-LANORD C., FERAUD G. 1997. Les gisements d'émeraude du Brésil: genèse et typologie. *Chronique de la Recherche Minière*, 526:17-61.
- _____.D'EL REY SILVA L.J., COUTO P.A. 1990. Origin of emerald deposits of Brazil. *Mineralium Deposita*, 25:57-64.
- _____.OLIVO G.R., MARINI O.J., MICHEL D. 1993. The Santa Rita Gold deposit in the Proterozoic Paranoá Group, Goiás, Brazil: an example of fluid mixing during ore deposition. *Ore Geology Review*, 8:503-523.
- _____.ZIMMERMANN J.L., MONTIGNY R. 1994. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a Transamazonian age (2030-1970Ma) for the granites and emerald-bearing K-metasomatites from Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 7:149-165.
- GOLIGHTLY J.P. 1981. Nickeliferous laterite deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 710-735.
- GOMES C.B., RUBERTY E., MORBIDELLI L. 1990. Carbonatite complex from Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 3:51-63.
- GOMES J.C.M. 1986. As minas de Águas Claras, Mutuca e Pico e outros depósitos de minério de ferro no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 65-75.
- GONZAGA G.M. e DARDENNE M.A. 1991. The Jequitaiá glauciation and the dispersion of diamonds during Upper Proterozoic. In: *International Kimberlite Conference*, 5, Araxá, SBG, *Field Guide Book*. Brasília, CPRM, p. 89-93.
- _____.e TOMPKINS L. A. 1991. Geologia do Diamante. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-A, p. 53-116.
- GORAYEB P.S.S. 1989. Corpos serpentiniticos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará), *Revista Brasileira de Geociências*, 19(1): 51-62.
- GRAY F. e ORRIS G.J. 1993. *Placer diamond*. In: USGS and Corporation Venezuelano de Guyana, Técnica Minera, C.A. (Eds.). *Geology and Mineral Assessment of Venezuelan Guyana Shield*, USGS 2026, Washington, p. 86-88.
- _____.COX D.P., ORRIS G.J., PAGE N.J., WYNN J. C., BROOKS W.E., BLISS J.D. 1993. Mineral Resource Assessment of the Venezuelan Guayana Shield. In: *Geology and Mineral Resource Assessment of the Venezuelan Guayana Shield*. U.S. Geological Survey/Corporación Venezolana de Guayana, Técnica Minera, C.A., United States Geological Survey Bulletin 2062, Washington, p. 55-98.
- GROSS G. A. 1991. Genetic concepts for iron formation and associated metalliferous sediments. *Economic Geology*, 8:51-81.
- GRUBB P.L. 1979. Genesis of Bauxite deposits in lower Amazonian Basin and Guianas coastal plains. *Economic Geology*, 74:735-750.
- GUILHAUMOU N., SANTOS M.M, TOURAY J.C., BENY C., DARDENNE M.A. 1990. Multiphase methane-rich fluid inclusions in gold bearing quartz as illustrated at Pontal (Goiás, Brazil). *Mineral Magazine*, 54:257-266.
- GUSMÃO COSTA S.A. 1986. Correlação da seqüência encaixante das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás e tipologia dos depósitos. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Anais*, v. 2, p. 597-614.
- _____.e LEÃO SÁ W. 1991. Garimpos de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás, Goiás. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-A, p. 245-258.
- HADDAD R.C. 1981. Mineralizações uraníferas no complexo anelar de Taparuaba, CE. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB.
- _____.e LEONARDOS O.H. 1980. Granitos anelares de Taparuaba (Ceará) e processos metassomáticos associados.

- In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2626-2631.
- HAGEMANN S., BROWN P.E., WALDE D.H.G. 1992. Thin-skinned thrust mineralization in the Brasília Fold Belt: the example of the Luziânia gold deposit. *Mineralium Deposita*, 27(4):293-303.
- HAGGERTY S.E. 1995. Upper mantle mineralogy. *Jour. Geology*, 20:331-364.
- _____. 1999. A diamond trilogy: superplumes, supercontinents and supernovae. *Science*, 285:851-859.
- HARALYI N.L.E. e HASUI Y. 1991. The Sopa conglomerate in the Diamantina region, Minas Gerais. *In: International Kimberlite Conference*, 5. Araxá, Brazil, *Field Guide Book*, Brasília, CPRM, p. 95-100.
- _____. e WALDE D.H.G. 1986. Os minérios de ferro e manganês da região de Urucum, Corumbá, Mato Grosso. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 127-144.
- _____. HASUI Y., MORALES N. 1991. O diamante pré-cambriano da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-A, p. 209-222.
- HARMSWORTH R.A., KNEESHAW M., MORRIS R.C., ROBINSON C.J., SHRIV-ASTAVA. 1990. BIF-derived iron ores of the Hamersley Province. *In: Hughes F.E. (Ed.). Geology of the Mineral Deposits of Australia e Papua New Guinea*, AIMM, Melbourne, p. 617-642.
- HARRIS M.B.W., PEARCE J.A., TINDLE A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In: Coward M.P. e Ries A.C. (Eds.). Collision Tectonics*, London, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 19:67-81.
- HARTMANN L.A., SILVA L.C., REMUS M.V.D., LEITE J.A., PHILIPP R.P. 1998. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3Ga e 470Ma. *In: Congresso Uruguay Geologia*, 2, Punta Del Este, *Anais*, p. 277-284.
- HASUI Y. e COSTA J.B.S. 1990. O cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36. Natal, SBG, *Anais*, v. 6, p. 2535-2545.
- _____. e HARALYI N. L. E. 1991. Aspectos litoestruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Revista Brasileira de Geociências*, 10:57-77.
- _____. e MAGALHÃES F.S. 1990. Modelo estrutural e evolutivo da Mina de Cana Brava (GO) e sua importância. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 9:1-34.
- _____. COSTA J.B.S., HARALYI N.L.E. 1994. Estrutura em Quilha no Brasil Central, uma feição fundamental na geologia de Goiás e Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(2): 463-497.
- HEALD S.G., FOLEY N.K., HAYBA D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulphate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82:1-26.
- HEIM S.L. e CASTRO FILHO L.W. de 1986. Jazida de níquel laterítico de Puma-Onça, Município de São Félix do Xingu, Pará. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 347-368.
- HENNIES W.T. 1969. Minério de ferro oolítico no Brasil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 23. Salvador, SBG, *Anais*, p. 177-182.
- HETTICH M. 1977. A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(2):87-101.
- HIPPERT J.F. e MASSUCATTO A.J. 1998. Phyllonitization and development of kilometer-size extension gashes in a continental-scale strike-slip shear zone, north Goiás, Central Brazil. *Journ. Struct. Geol.*, 20(4):433-445.
- HIRATA W.K., RIGON J.C., KADEKARU K., CORDEIRO A.A.C., MEIRELES E.M.A. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*. 1, Belém, SBG, *Anais*, v. 1, p. 100-110.
- HITZMANN M.W. 1995. Mineralization in the Irish Zn-Pb(Ba-As) ore field. *In: Anderson K., Ashton J., Earls G., Hitzmann M. e Tear S. (Eds.). Irish Carbonate-Hosted Zn-Pb Deposits*, SEG Guide book, v. 21, p. 132-137.
- _____. ORESKAS N., EINANDI M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron-oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58:241-287.
- _____. THORMANN C.H., ROMAGNA G., OLIVEIRA T.F., DARDENNE M.A., DREW L.J. 1995. The Morro Agudo Zn-Pb deposit, Minas Gerais, Brazil: a Proterozoic Irish-type carbonate-hosted Sedex-replacement deposit *In: Annual Meeting*. New Orleans, ESA, *Abstracts*, p. 408.
- HOPPE A. e SCHOBENHAUS C. 1990. Geology and mineral resources of Amazonia. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 12:1787-1837.
- _____. SCHOBENHAUS C., WALDE D.H.G. 1987. Precambrian iron formations in Brazil. *In: P.W.U. Apell e La Berge (Eds.). Precambrian Iron-Formations*, Teophrastus, Athens, p. 347-390.
- HORBACH R. e MARIMON M.P.C. 1988. Depósito de cobre do Serrote da Laje, Arapiraca, Alagoas. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 61-70.

- HUHN S.R.B. 1991. Controle estrutural dos depósitos e ocorrências auríferas no terreno *granito-greenstone* da região de Rio Maria. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 3. Belém, SBG, *Anais*, p. 211-219.
- _____. 1992. Geologia, controle estrutural e gênese do depósito aurífero Babaçu, região de Rio Maria, sul do Pará. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 169p.
- _____.e NASCIMENTO J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: Costa M.L. e Angélica R.S. (Coords.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG, p. 143-160.
- _____.SANTOS A.B.S., AMARAL A.F., LEDSHAM E.J., GOUVÊA J.L., MARTINS L.P.B., MONTALVÃO R.G.M., COSTA V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria, sul do Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1438-1452.
- _____.SOUZA C.I.J., ALBUQUERQUE M.C., LEAL E.D., DRUSTOLIN V. 1999. Descoberta do depósito Cu (Au) Cristalino: geologia e mineralizações associadas, região da Serra do Rabo, Carajás PA. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6. Manaus, SBG, *Anais*, p. 140-143.
- HURST V.J. e BÓSIO N.J. 1975. Rio Capim kaolim deposits, Brazil. *Economic Geology*, 70:980-992.
- IANHEZ A.C., RIBEIRO D.T., PAMPLONA R.I. 1997. Depósito de amianto de Cana Brava, Minaçu, Goiás. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, Vol IV-B, p. 47-62.
- IWANUCH W. 1999. Evolução geológica com base em dados geocronológicos na porção sudeste do Estado do Amazonas e do trato contíguo do norte do Estado de Mato Grosso, na região do baixo e médio Rio Juruena. In: *Simpósio de Geologia da Amazonia*, 6. Manaus, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 467-470.
- JACOBI P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 277-279.
- JAMES H.L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, 49: 235-293.
- _____.e VAN HOUTEN F.W. 1979. Miocene goethitic and chamositic oolites, Northeastern Colombia. *Sedimentology*, 26:125-133.
- JANSE A.J.A. 1991. Is Clifford's Rule still valid? Affirmative examples from around the world. In: *Intern. Kimberlite Conference*, 5. Araxá, Brazil, CPRM Spec. Publ. 2/91, *Ext. Abstr.*, p. 196-198.
- JARDIM DE SÁ E.F. 1984a. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: *Simpósio de Geologia Nordeste (Brasil)*, 11. Natal, SBG, p. 297-316.
- _____.e SALIM J. 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região Seridó (RN-PB). *Min. Metal.*, 421:16-28.
- _____.LEGRAND J.M., GALINDO A.C., MARTINS DE SÁ J., HACHSPACKER P.C. 1986. Granitogênese Brasília na Seridó: maciço de Acari. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:95-105.
- JENKINS R.E. 1987. Geology of the Clugger-fluorite deposit, Mato Preto, Paraná, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3):288-294.
- JICA/MMAJ. 1999. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil (Phase I). Japan International Cooperation Agency/Metal Mining Agency of Japan (inédito).
- _____.2000. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil (Phase II). Japan International Cooperation Agency/Metal Mining Agency of Japan (inédito).
- JOÃO X. S. J.; FRIZZO S. J., MARINHO P.A. DA C., CARVALHO J. M. DE A., SILVA NETO C.S., SOUZA A. N., GUIMARÃES L.R. 1978. Projeto Sudoeste do Amapá. Belém, Departamento Nacional de Produção Mineral-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, *Seção de Geologia Básica*, 7, 125p.
- _____.e MARINHO P.A. 1982. Catametamorfitos arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1. Belém, *Anais*, SBG, v. 2, p. 207-228.
- JOST H. 1981. Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region, South Brazil. Ph.D. Thesis, Athens, Univ. of Georgia, USA.
- _____.e OLIVEIRA A.M. 1991. Stratigraphy of the Greenstone Belts, Crixás region, Goiás, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 4:201-214.
- _____.RESENDE M.G., KUYUMJIAN R.M., QUEIROZ C.L., OSBORNE G.A., BLUM M.L.B., PIRES A.C.B., MORÃES R.A. 2000. Terrenos arqueanos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* (no prelo).
- _____.VARGAS M.C., GUGELMIN V., OLIVEIRA S.R.M. 1989. Sequência Morro Escuro: uma nova unidade estratigráfica do Arqueano/Proterozóico Inferior na região de Crixás, Estado de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(3):283-289.
- JUNQUEIRA P.A. 1997. Geologia do depósito de ouro da mina de Raposos, Quadrilátero Ferrífero, com ênfase na alteração hidrotermal. Dissertação de Mestrado. Belo Horizonte, UFMG, 99p.
- JUSTO L.J.E.Q. e SOUZA M.M. 1986. Jazida de nióbio do Morro dos Seis Lagos, Amazonas. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 463-468.

- KAMINSKY F.V., ZAKHARCHENKO O.D., CHANNER D.M.DeR., BLINOVA G.K., MALTSEV K.A., 1998. Diamonds from the Guaniamo area. *In: International Kimberlite Conference*, 7, Cape Town, *Extended Abstracts*, p. 395-397.
- KARFUNKEL J. e CHAVES M.L.S.C. 1995. Conglomerados cretácicos da Serra do Cabral (MG): um modelo para a redistribuição colúvio-aluvionar dos diamantes do Médio São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 14:59-72.
- _____.CHAVES M.L.S.C., SVISERO D.P., MEYER H.O.A. 1994. Diamonds from Minas Gerais, Brazil: update of sources, origin and production. *Inter. Geol. Review*, 36:1019-1032.
- KEGEL W. 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, Bol. 157, 54p.
- KISHIDA A. 1979. Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcano-sedimentares do Médio Rio Itapicuru, Bahia. Dissertação de Mestrado. Salvador, UFBA, 98p.
- _____.e RICCIO L. 1980. Chemostratigraphy of lava sequence from the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 11:161-178.
- _____.SENA F.O., SILVA F.C.A. 1991. Rio Itapicuru greenstone belt: geology and gold mineralization. *In: Ladeira E.A. (Ed.). Brazil Gold '91*, Balkema, p. 231-234.
- KLOOSTERMAN J.B. 1968. A tin province of the Nigerian type in southern Amazonia. *In: Technical Conference on tin*, London, 1967, Intern. Tin Council, v. 2, p. 381-400.
- KOTSCHUBEY B. 1988. Geologia do alumínio. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 599-619.
- _____.e TRUCKENBRODT W. 1981. Evolução Poligenética das Bauxitas do Distrito de Paragominas- Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 11:193-202.
- _____.HIERONYMUS B., RODRIGUES O.B., AMARAL R.T. 1996. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 6, p. 25-29.
- _____.SOUZA DUARTE A.L., TRUCKENBRODT W. 1999. Cobertura bauxítica e origem do caulim do Morro do Felipe, Baixo Rio Jari, Estado do Amapá. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3):331-338.
- _____.TRUCKENBRODT W., HIERONYMUS B. 1996. Depósitos de caulim e argila "semiflinit" no nordeste do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 26:71-80.
- _____.TRUCKENBRODT W., HIERONYMUS B. 1997. Bauxite deposits of Paragominas. *In: Coelho A., Boulangé B., Melfi A. e Lucas Y. (Eds.). Brazilian Bauxites*. USP/Fapesp/Orstom, p. 75-106.
- KRAUSS L.A.A. e AMARAL A.J.R. 1997. Depósitos de Gipsita da Casa de Pedra, Pernambuco. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. IV-C, p. 159-167.
- KREBS A.S.J. e ARANTES J.L.G. 1973. Pesquisa de Caulim no Rio Capim, Estado do Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 27. Aracajú, SBG, *Anais*, v. 1, p. 181-191.
- KUYUMJIAN R.M. 1981. Geologia e mineralizações auríferas do "Greenstone Belt" da Faixa Crixás-GO. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 67p.
- _____.1989. The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, Central Brazil. Ph.D. Thesis, Univ. of London, 289p.
- _____.1991. A suggested hydrothermal exalative origin for the Chapada copper-gold deposit, Brazil. *In: Ladeira E.A. (Ed.): Brazil Gold '91*, Balkema, *Proceedings*, p. 231-234.
- _____.1994. A seqüência Mara Rosa na região da Chapada, Goiás. *Bol. Geol. Centro-Oeste*, SBG, p. 34-38.
- _____.1995. Diversity of fluids in the origin of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(3):203-205.
- _____.1998. The magmatic arc of western Goiás: a promising exploration target. *In: Workshop: Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Bases*. Salvador, Capes-CNPq-Adimb, p. 80-85.
- _____.1999. The magmatic arc of western Goiás: a promising exploration target. *In: Silva M.G. e Misi A (Eds.). Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, p. 69-74.
- _____.e COSTA A.L.L. 1999. Geologia, geoquímica e mineralizações auríferas da Seqüência Mina Inglesa, Greenstone Belt de Crixás, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3): 313-318.
- _____.e DANNI J.C.M. 1991. Geoquímica de anfibolitos da Seqüência de Juscelândia, Goiás: Implicações geotectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(3):218-223.
- _____.e DARDENNE M.A. 1983. O controle das mineralizações auríferas no Greenstone Belt da Faixa Crixás, GO. *In: Simpósio sobre as mineralizações auríferas no Estado da Bahia*. Salvador, SBG, *Anais*, p. 56-59.
- _____.CAMPOS J.E.G., OLIVEIRA C.G., QUEIROZ C.L. 1999. Registros da evolução transamazônica na província estrutural do Tocantins: exemplo da região de Campinorte-Alto Paraíso (GO). *Revista Brasileira de Geociências* (no prelo).

- KYLE J.R. e MISI A. 1997. Origin of Zn-Pb-Ag sulfide mineralization within Upper Proterozoic phosphate-rich carbonate strata, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *Intern. Geol. Review*, 39:383-399.
- LACERDA FILHO J.V. e OLIVEIRA C.C. 1995. Geologia da região centro-sul de Goiás. *Bol. Geol. Centro-Oeste*, 18(1/2):3-19.
- _____.e RIBEIRO FILHO W. 1985. Geologia das mineralizações de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 2. Goiânia, SBG, Ata, p. 185-207.
- _____.REZENDE A., SILVA A. 1999. Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Goiânia, CPRM, 176p.
- LACERDA H. 1986. Tipologia das mineralizações auríferas da área do Rio do Carmo, Cavalcante, Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. SBG, Anais, v. 5, p. 1946-1955.
- _____.1991. Gold in Central Brazil. In: Ladeira E.A. (Ed.). *Brazil Gold'91*, Belo Horizonte, Balkema, p. 195-202.
- LADERA E.A. 1980. Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Ph.D. Thesis. London, Univ. Western Ontario, 272p.
- _____.1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 301-375.
- _____.1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: a remarkable case of permanent recycling and inheritance. In: Ladeira E.A. (Ed.). *Brazil Gold'91*, Balkema, p. 11-30.
- _____.TARCIA R.F. e CABRAL J.A. 1963. Contribuição à geologia de Vazante. *Rev. Esc. Minas*, 23(1):1-5.
- LAFON J.M. e MACAMBIRA J.B. 1990. Age Archéen de la granodiorite Cumaru (Serra dos Gradaús, Pará, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310:1641-1653.
- _____.e SCHELLER T. 1994. Geocronologia Pb/Pb em zircão do granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, Pará. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4. Belém, SBG, *Bol. Resumos*, p. 321-323.
- _____.ROSSI PH., DELOR C., AVELAR V., FARACO M.T.L. 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da província Maroni-Itacaiúnas (sudeste do Escudo das Guianas). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 64.
- LAFRANCE J., BARDOUX M., VOICU G., STEVENSON R., MACHADO N. 1999. Geological and Metallogenic Environments of Gold Deposits of the Guiana Shield: A Comparative Study between St-Élie (French Guiana) and Omai (Guyana). *Exploration Mining Geology* (no prelo).
- LAPIN A.V., IWANUCH W., PLOSHKO V.V. 1999. Carbonatitos lineares de cinturões móveis: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4): 483-490.
- LARGE D.E. 1983. Sediment-hosted massive sulphide lead-zinc deposits: an empirical model. In: D.F. Sangster (Ed.). *Sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits*, short course, Min. Ass. Canada, Victoria, p. 1-30.
- LEAL J.W., SILVA G.H., ABREU A.S., LIMA M.I.C. 1976. Granito da Serra da Providência. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29. Ouro Preto, SBG, *Anais*, v. 4, p. 59-74.
- _____.SILVA G.H., SANTOS D.B. DOS, TEIXEIRA W., LIMA M.I.C. DE, FERNANDES C.A.C., PINTO A. do C. 1978. Geologia. DNPM, Projeto Radambrasil. Folha SC.20 Porto Velho. Rio de Janeiro, p. 20-184 (Levantamento de recursos naturais, 16).
- LEÃO DE SÁ E. e BORGES M.R.A. 1991. Gold mineralization in Cauê and Conceição iron mines, Itabira, MG. In: *Brazil Gold'91*, Field and Mine Trip to Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte, Brazil, *Field Guide Book*, p. 74-85.
- _____.FONSECA J.T.F., SANTANA F.C. 1995. Palladium-bearing gold deposit hosted by Proterozoic Lake Superior-type iron-formation at the Cauê Iron Mine, Itabira District, Southern São Francisco Craton, Brazil: geologic and structural controls. *Economic Geology*, 90:118-134.
- LEDRU P. e BOUCHOT V. 1993. Revue des minéralisation aurifères du Craton précambrien de São Francisco (Brésil) e discussion sur leurs contrôles structuraux. *Chronique de la Recherche Minière*, 11:5-20.
- LEGRAND J.M., DEUTSCH S., SOUZA C.L. 1991. Datação U/Pb e granitogênese do maciço de Acari (RN). In: *Simpósio de Geologia Nordeste*, 14. Natal, SBG, *Anais*, p. 172-174.
- _____.MELO JR. G., ARCHANJO C.J., SALIM J., SOUZA L.C., MAIA H.M. 1993. Mineralizações da Faixa Seridó: um processo hidrotermal do fenômeno tectono-magmático Brasileiro. In: *Simpósio de Geologia Nordeste*, 15. Natal, SBG, *Anais*, p. 185-188.
- _____.MELO JR. G., SILVA W.L., SOUZA NETO J.A.1996. Origin and classification of gold mineralization in the Seridó fold belt and basement rocks, northeast Brazil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Salvador, SBG, *Anais*, p. 221-224.
- LENHARO S.L.R. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado. São Paulo, USP, 290p.

- LENZ G.R. e RAMOS B.W. 1985. Combustíveis Fósseis Sólidos no Brasil: Carvão, Linhito, Turfa e Rochas Oleíferas. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. I, p. 3-37.
- LEO G.W., COX D.P., CARVALHO J.P.P. Geologia da parte sul da Serra da Jacobina, Brasil. DGM/DNPM, v. 209.
- LEONARDOS O.H. e MEYER H.O.A. 1991. Outline of the geology of western Minas Gerais. In: *Field Guide Book, Int. Kimberlite Conf.*, 5. Araxá, CPRM, p. 17-24.
- _____.SANTOS M.D., GIULIANI G., ARAÚJO L.R. 1991. The Cumaru mesothermal granodiorite-hosted gold mineralization, Amazon Craton, Brazil. In: Ladeira E.A. (Ed.). *Brazil Gold'91*, Balkema, p. 557-562.
- LETERRIER J., JARDIM DE SÁ E.F., MACEDO M.H.F. 1990. Magmatic and geodynamic signature of the Brasíliano Cycle plutonism in the Seridó Belt. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, SBG, *Anais*, v. 4, p. 1600-1655.
- LIMA M.I.C. 1984. Províncias geológicas do Cráton Amazônico, em território brasileiro. In: *Simpósio Amazônico*, 2, SBG, Manaus, *Anais*, p. 9-23.
- _____.MONTALVÃO R.M.G., ISSLER R.S., OLIVEIRA A., BASEI M.A.S., ARAUJO J.F.V., SILVA G.G.DA 1974. Geologia da folhas NA/NB.22-Macapá. In: *Projeto Radam*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 1-120.
- LIMA R.E. 1993. Evolução geológica e controles dos depósitos de talco da região de Itaiacoca-Abapã, PR. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 139p.
- _____.e DARDENNE M.A 1987. Geologia e controle da Mina Grande da Costalco, Itaiacoca, PR. In: *Simpósio de Sul-Brasileiro Geologia*, 3. Curitiba, SBG, *Anais*, p. 37-38.
- LIMA T.M. 1997. Geologia, estratigrafia e petrologia da porção sul do complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás. Dissertação de Mestrado. Brasília, IG/UnB, 312p.
- LINDENMAYER Z.G, FACCINI U., GUIMARÃES NETTO. 1993. Encontrada a mais antiga forma de vida da América. *Rev. Unisinos*, 58:16-18.
- _____.1981. Geological evolution of Vale do Rio Curaçá and of copper mineralized mafic-ultramafic bodies. In: *Geologia e Recursos Minerais da Bahia, Textos Básicos*, v. 1, p. 73-10.
- _____.1990. Salobo, Carajás, Brazil: Geology, geochemistry and metamorphism. Ph.D. Thesis. Univ. Western Ontario, London, Canada, 407p.
- _____.1998. O depósito Cu (Au-Ag-Mo) do Salobo, Serra dos Carajás, revisitado. In: *Workshop de Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Bases*. Salvador, Capes-PADCT, CPGG-UFBA, Adimb, p. 29-37.
- _____.1999. Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás. In: Silva M. da G. e Misi A. (Eds.). *Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, p. 33-43.
- _____.e FYFE W.S. 1994. The Salobo Cu (Au,Ag,Mo) deposit, Serra dos Carajás, Brazil. In: *Cong. Geol. Chileno*, 7. Concepción, Chile, *Atas*, v. 2, p. 840-842.
- _____.LAUX J.H., VIEIRA A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da bacia Carajás. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:125-145.
- _____.RONCHI L.H., LAUX J.H. 1998. Geologia e geoquímica de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3): 257-268.
- LITHERLAND M., ANNELS R.N., APPLETON J.D., BERRANGÉ J.P., BLOOMFIELD K., DARBYSHIRE D.P.F., FLETCHER C.J.N., HAWKINS M.P., KLINCK B.A., MITCHELL W.I., O'CONNOR E.A., PITTFIELD P.E.J., POWER G., WEBB B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. *Brit. Geologia Surv. Overseas Mem.*, 9, 153 p.
- LOBATO L.M. e FYFE W.S. 1990. Metamorphism, metasomatism and mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil. *Economic Geology*, 85:968-989.
- _____.e PEDROSA-SOARES A.C. 1993. Síntese dos recursos minerais do Cráton do São Francisco e faixas marginais em Minas Gerais. *Geonomos*, 1(1):39-50.
- _____.e VIEIRA F.W.R. 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralization associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part II, The archean mesothermal gold-bearing hydrothermal system. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3):355-366.
- _____.BAARS F.J., JOST H. 1999. The potential for VMS deposits in the greenstone belts in and around the southern portion of the São Francisco Craton, Brazil. In: Silva M.G. e Misi A. (Eds.). *Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, p. 100-108.
- _____.FORMAN J.M.A., FUZIKAWA K., FYFE W.S., KERRICH R. 1982. Uranium enrichment in Archean basement: Lagoa Real, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3):484-486.
- _____.Forman J.M.A., FUZIKAWA K., FYFE W.S., KERRICH R. 1983. Uranium in overthrust Archean basement, Bahia, Brazil. *Can. Mineral.*, 21:647-654.

- _____. VIEIRA F.W.R., RIBEIRO-RODRIGUES L.C., PEREIRA L.M.M., MENEZES M.G., JUNQUEIRA P.A., PEREIRA S.L.N. 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralizations associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part I, Description of selected gold deposits. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3):339-354.
- LOPES O.F. 1981. Evolução paleogeográfica e estrutural da porção central da bacia Bambuí, no norte do Estado de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(2):115-127.
- LUCAS Y. 1997. The bauxite of Juriti. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J. e Lucas Y. (Eds.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/Fapesp/Orstom, p. 107-133.
- LYDON J.W. 1990. Volcanogenic massive sulfide models, Part 1: a descriptive model; Part 2: genetic models. In: Roberts R.G. e Sheahan P.A. (Eds.). *Ore deposit Models*, Geoscience Canada, Reprint Series 3, p. 145-181.
- MACAMBIRA J.P., GUEDES S.C., MATIAS P.H. 1999. BIF carbonático na Formação Carajás: alteração hidrotermal ou uma nova fácies? In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6^o. Manaus, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 563-565.
- MACAMBIRA M.J.B. 1983. Ambiente geológico e mineralizações associadas ao granito Serra Dourada (Extremidade meridional), Goiás. Dissertação de Mestrado, Belém, UFPA, 131p.
- _____.e LAFON J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:263-288.
- _____.e LANCELOT J. R. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas; delimitantes da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 17, São Paulo, SBG, *Bol. Res.*, v. 2, p. 188-189.
- _____.e SILVA V.F. 1995. Estudo petrológico, mineralógico e caracterização das estruturas sedimentares e diagenéticas preservadas na Formação Carajás, Estado do Pará. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:363-387.
- _____.KOTSCHUBEY B., SANTOS M.D., MOURA C.A.V., RAMOS J.F.F. 1986b. Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínório de Gradaús – sul do Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia, SBG, *Anais*, v. 5, p. 1956-1968.
- _____.LAFON J.M., DALL'AGNOL R., JOÃO X.S.J., COSTI HT. 1990b. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônica central brasileira: Uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:258-266.
- _____.TEIXEIRA J.T., DAOUW W. ELK., COSTI H. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, Northwestern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4):562-570.
- MACHADO N. e CARNEIRO M.A. 1992. U-Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29:2341-2346.
- _____.e SCHRANK A. 1989. Geocronologia U-Pb no Maciço de Pium-hi: Resultados preliminares. In: *Simpósio de Geologia, Núcleo Minas Gerais*, 5 e *Núcleo Brasília*, 1. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 45-49.
- _____.LINDENMAYER Z.G., KROGH T.E., LINDENMAYER D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:1-26.
- _____.NOCE C.M., LADEIRA E.A., OLIVEIRA O.A.B. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geologia Soc. America Bull.*, 104: 1221-1227.
- MACHADO R. 1983. Discussão da gênese do protominério de manganês de fácies óxido-carbonático denominados “bandarrito”, Município de Jacaraci, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(1):19-22.
- MADALOSSO A. 1980. Considerações sobre a paleogeografia do Grupo Bambuí na região de Paracatu, MG. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú, SBG, *Anais*, v. 2, p. 772-785.
- _____.e VALLE C.R.O. 1978. Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na região de Paracatu – Morro Agudo (MG). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 2, p. 622-634.
- MAGALHÃES L.F. 1991. Cinturão de cisalhamento de empurção Córrego Geral Meia Pataca: geologia, deformação, alteração hidrotermal e mineralizações auríferas associadas (Crixás, Goiás). Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 245p.
- _____.e NILSON A.A. 1996. Mineralização aurífera nos grupos Araí e Paranoá na região de Cavalcante – GO e Paranoá – TO. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 3, p. 284-286.
- _____.FREITAS-SILVA F.H., NILSON A.A., COELHO C.E.S. 1998. Estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo auríferos do Grupo Paranoá na região de Cavalcante, Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 167.

- _____.MORAIS LOBO R.L., BOTELHO L.C.A., PEREIRA R.C. 1988. Depósito de ouro de Meia Pataca, Crixás, GO. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM-CVRD, v. III, p. 499-522.
- MARANHÃO C.M.L. 1979. Os conglomerados uraníferos da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 102p.
- MARANHÃO R., BARREIRO D.S., SILVA A.P., LIMA F., PIRES P.R.R. 1986. A jazida de scheelita de Brejuí/Barra Verde/Boca de Lage/Zangarelhas, Rio Grande do Norte. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 393-407.
- MARCHELLO C.M.L., LARSON L.T. e FIGUEIREDO A.M. 1993. Minerais do grupo da Platina e Ouro em rochas ácidas, Cavalcante, Brasil. *In: I Encontro Brasileiro de Elementos do Grupo da Platina*. Brasília, *Anais*, p. 47-52.
- MARINHO M.M. 1991. La séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante et la bordure occidentale du Bloc Jequié (Craton du São Francisco, Brésil): un exemple de transition Archéen-Protérozoïque. Tese de Doutorado. França, Univ. Chermont-Ferrand.
- MARINI O.J. e BOTELHO N.F. 1986. A província de granitos estaníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1):19-131.
- _____.FUCK R.A., DANNI J.C.M., DARDENNE M.A., LOGUÉRCIO S.O., RAMALHO R. 1984a. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu, Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. *In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R. e Asmus H.E. (Coords.). Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, p. 251-303.
- _____.FUCK R.A., DARDENNE M.A., DANNI J.C.M. 1984b. Província Tocantins, Setores Central e Sudeste. *In: Almeida F.F.M. e Hasui Y., (Coords.). O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher, p. 205-264.
- _____.LIBERAL C.S., REIS L.T., TRINDADE C.A.H., SOUZA S.L. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-cambriano do Estado de Goiás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Bol. Esp. Resumos*, v. 1, p. 126-127.
- _____.e QUEIROZ E.T. 1991. Main geologic-metallogenetic environments and mineral exploration in Brazil. *Ciência e Cultura*, 43(2):153-161.
- MARMONT S. 1990. Unconformity-type uranium deposits. *In: Roberts R.G. e Sheahan P.A. (Eds.). Ore Deposit Models*, Geoscience Canada, Reprint Series 3, p. 103-115.
- MARQUES J.C. 1999. Petrologia e metalogênese dos corpos máfico-ultramáficos cromitíferos do vale do Rio Jacurici-BA. Exame Qualificação. Brasília, UnB, 71p (inédito).
- MARSHAK S. e ALKMIM F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8(3): 555-571.
- _____.ALKMIM F.F., JORDT EVANGELISTA H. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in Archean granite-greenstone terrane. *Nature*, 357:491-453.
- MARTIN-BELLIZZIA C. 1972. Paleotectonica del Escudo de Guyana. *In: Conferencia Geologica Interguianas*, 9, Puerto Ordaz, Memória, Ministerio de Minas y Hidrocarburos, *Bol. Geol. Publ. Especial*, 6:251-305.
- MARTINELLI C.d'A. 1998. Petrografia, estrutural e fluidos da mineralização aurífera dos Araés, Nova Xavantina, MT. Tese de Doutorado, Rio Claro, Unesp, 183p.
- MARTINI S.L. 1998. An overview of main auriferous regions of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 28(3):307-314.
- MARTINS NETO M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleó/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2):151-168.
- MASCARENHAS J.F. 1973. A geologia do centro-leste do Estado da Bahia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 27. Aracaju, SBG, *Anais*, p. 35-66.
- _____.1979. Estruturas do tipo "Greenstone Belt" no leste da Bahia. *In: Inda H. (Ed.). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Salvador, SME/CBPM, v. II, 165p.
- _____.e SILVA M.G. 1994. Greenstone belt de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco. Salvador, CBPM, *Série Arquivos Abertos*, v. 5, 32p.
- MATOS A.A., SPIER C.A., SOARES J.W. 1992. Depósitos de cromita da região do Rio Vila Nova, Estado do Amapá, Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 37. São Paulo, SBG, *Anais*, p. 246-247.
- MATSUI E., MARINI O.J., SALATI E. 1971. Variações nas relações D/H e ¹⁸O/¹⁶O em água de geodas da província basáltica no Rio Grande do Sul. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 25. São Paulo, SBG, *Resumo Com.*, p. 119.
- MAYNARD J.B. 1983. Geochemistry of sedimentary ore deposits. Springer-Verlag, Berlin, 305p.
- _____.1991. Iron: syngenetic deposition controlled by the evolving ocean-atmosphere system. *In: Force E.R., Eidel J.J. e Maynard J.B. (Eds.). Sedimentary and Dia-*

- genetic Mineral Deposits: a Basin Analysis Approach to Exploration*, Soc. Econ. Geologists, *Reviews in Economic Geology*, v. 5, p. 141-145.
- MEDEIROS E.S. e FERREIRA FILHO C.F. 1999. Caracterização geológica e estratigráfica de um PGE reef no complexo máfico-ultramáfico de Niquelândia, Goiás. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 7. Brasília, SBG, *Bol. Resumos*, p. 35.
- MEDEIROS FILHO C.A. e MEIRELES E.M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2. Belém, SBG, *Anais*, v. 3, p. 90-96.
- MEDEIROS NETO F.A. 1986. Mineralizações auríferas da área Pojuca: extração, transporte e deposição a partir de fluidos hidrotermais salinos. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Anais*, v. 5, p. 1969-1981.
- _____. e VILLAS R.N. 1985. Geologia da jazida de Cu + Au do corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2. Belém, SBG, *Anais*, v. 3, p. 97-112.
- MEIRELES E.M. e SILVA A.R.B. 1988. Depósitos de ouro de Serra Pelada, Marabá, Pará. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 547-557.
- _____. TEIXEIRA J.T., LOURENÇO R.S., MEDEIROS FILHO C.A. 1982. Geologia, estrutura e mineralização aurífera de Serra Pelada. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, SBG, *Anais*, v. 3, p. 900-911.
- MEIRELLES M.R. 1986. Geoquímica e metalogênese dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 150p.
- _____. e DARDENNE M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 21:41-50.
- _____. e DARDENNE M.A. 1993. Geoquímica e gênese dos jaspilitos arqueanos da Serra dos Carajás, Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 4. Brasília, SBGq, *Anais, Res. Expandidos*, p. 131-132.
- MELCHER G.C. 1966. The carbonatites of Jacupiranga, São Paulo, Brazil. *In: Tuttle O.F. e Gittins J. (Eds.). Carbonatites*, Interscience Publishers, p. 169-181.
- MELFI A.J. e CARVALHO A. 1983. Bauxitization of alkaline rocks in southern Brazil. *Scienc. Geol. Mem.*, 73:161-172.
- _____. TRESCASES J.J., CARVALHO A., OLIVEIRA S.M.B., RIBEIRO FILHO E., FORMOSO M.L.L. 1988. The lateritic ore deposits of Brazil. *Sci. Geol. Bull.*, 41:5-36.
- _____. TRESCASES J.J., OLIVEIRA S.M.B. 1979. Les latérites nickélfères du Brésil. *Cah. ORSTOM, sér. géol.*, 11(1):15-42.
- MELLITO K.M. e TASSINARI C.C.G. 1998. Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do depósito de Salobo 3, Província Mineral de Carajás, Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 119.
- MELLO C.H.M.P., DURÃO G., VIANA J.S., CARVALHO C.T.C. 1986. Depósitos de cromita das fazendas Medrado e Ipueira, Município de Senhor do Bonfim, Bahia. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 215-234.
- MELLO J.S.C. e BETTENCOURT J.S. 1998. Geologia e gênese das mineralizações associadas ao maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3):269-284.
- MELO JR. G. e LEGRAND J.M. 1993. Mineralizações auríferas em rochas calcissilicáticas: caso da Província scheelitífera da Borborema (RN-PB). *In: Simpósio de Geologia Nordeste*, 15. Natal, SBG, *Anais*, p. 189-191.
- _____. LEGRAND J.M., ALMEIDA H.L. 1996. Gold mineralization in the Cachoeirinha-Salgueiro fold belt, northeast Brazil: from local features to a regional approach. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, p. 210-213.
- MELO M.T.V. 1997. Depósitos de fosfato, titânio e nióbio de Tapira, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus C., Queiróz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 41-55.
- _____. BORBA R.R., COELHO W.A. 1986. O distrito ferrífero de Itabira: minas de Cauê, Conceição, Dois Córregos, Periquito, Onça, Chacrinha e Esmeril. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 7-28.
- MENDONÇA J.C.G.S., CAMPOS M., BRAGA A.P.G., SOUZA E.M., FAVALI J.C., LEAL J.R.L.V. 1985. Jazida de urânio de Itataia, Ceará. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. I, p. 121-131.
- MENOR E.A. e AMARAL A.J.R. 1978. O Cretáceo-Paleoceno da faixa costeira Pernambuco-Paraíba e depósitos fosfáticos associados. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Bol. nº 2, Roteiro das Excursões*, p. 69-87.
- _____. DANTAS J.C.A., SOBRINHO A.C.P.L. 1977. Sedimentação fosfática em Pernambuco e Paraíba: Revisão e novos estudos. *In: Simpósio de Geologia Nordeste*, 8. Campina Grande, SBG, *Atas*, p. 1-27.
- MILANI E.J. e RAMOS V.A. 1998. Orogenias paleozóicas

- no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4):473-484.
- _____.e ZALÁN P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22(3): 199-205.
- MILÉSI J.P, EGAL E., LEDRU P., VERNHET Y., THIÉBLEMONT D., COCHERIR A., TEGYEV M., MARTEL-JAUTIN B., LAGNY P. 1995. Les minéralisations du nord de la Guyane Française dans leur cadre géologique. *Chronique de la Recherche Minière*, 518:5-58.
- _____.LEDRU P., JOHAN V., MARCOUSE E., MOUGEOT R., LEROUGE C., RESPAUT J.P., SABATÉ P. 1996. Hydrothermal and metamorphic events related to the gold mineralizations hosted within detrital sediments in the Jacobina basin (Bahia, Brazil). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 7, p. 218-220 e 273-276.
- MINTER W.E.L. 1978. A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentration in proterozoic witwatersrand sediments. *In: Miall A.D. (Ed.). Fluvial Sedimentology, Memoir of the Canadian Society of Petroleum Geology*, nº 5, p. 801-809.
- _____.RENGER F.E., SIEGERS A. 1990. Early Proterozoic gold placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, 85(5): 943-951.
- MISI A. 1979. O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. *In: Geologia e Recursos Minerais da Bahia: Textos Básicos*; Secretaria das Minas e Energia. Salvador, Bahia, Brasil, v. 1, p. 120-154.
- _____.1992. Geologia e gênese da fosforita de Irecê, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4):399-406.
- _____.e KYLE I.R. 1994. Upper proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *Journal of Sediment. Research*, A64(2)299-310.
- _____.e SILVA M. G. da 1996. Chapada Diamantina Oriental-Bahia, Geologia e Depósitos Minerais. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais-SGM, *Série Roteiros Geológicos*. Salvador, Bahia, 194p.
- _____.IYER S.S., TASSINARI C.C.G. 1996. Boquira (2,5Ga) and Morro Agudo (0,65Ga) lead-zinc deposits, Brazil: New Sedex Subtypes? *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 7, p. 251-253.
- _____.IYER S.S., TASSINARI C.C.G., COELHO C.E.S., KYLE J.R., FRANCA-ROCHA W.J.S., GOMES A.S.R. 1999. Integrated studies and metallogenic evolution of the Proterozoic sediment-hosted Pb-Zn-Ag sulfide deposits of the São Francisco Craton, Brazil. *In: Silva M.G. e Misi A. (Coords.). Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/ CPRM/DNPM, p. 84-91.
- _____.IYER S.S., TASSINARI C.C.G., COELHO C.E.S., KYLE J.R., FRANCA-ROCHA W.J.S., GOMES A.S.R., CUNHA I.A., CARVALHO I.G., MÓNACO FILHO V. 1998. Integrated studies and metallogenic evolution of the Proterozoic sediment-hosted Pb-Zn-Ag sulfide deposits of the São Francisco Craton, Brazil. *In: Workshop: Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base*. Salvador, Capes-PADCT-Adimb-UFBA, p. 94-101.
- _____.TASSINARI C.C.G., IYER S.S. 1997. New isotope data from the Proterozoic lead-zinc (Ag) sediment-hosted sulfide deposits of Brazil: implications for their metallogenic evolution. *In: South-American Symp. on Isotope Geology*. Campos do Jordão, SP, *Ext. Abst.*, p. 201-203.
- MITCHELL R.H. 1995. The role of petrography and litho-geochemistry in exploration for diamondiferous rocks. *Jour. Geochem. Explor.*, 53:339-350.
- MOERI E.M. e KLOCHNER P.J.S. 1979. Mineralizações scheelitíferas na região de Santa Luzia (PB). *In: Simpósio de Geologia Nordeste*, 9. Natal, SBG, *Anais*, v. 7, p. 383-396.
- MOLINARI L. 1983. Mineralizações auríferas em Jacobina -BA. *In: Simpósio sobre mineralizações auríferas no Estado da Bahia*, 1. Salvador, SBG/SME, *Anais*, p. 26-31.
- _____.e SCARPELLI W. 1988. Depósitos de ouro de Jacobina, Bahia. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. III, p. 463-478.
- MONTEIRO H., MACEDO P.M., MORAES A.A., MARCHETTO, C.M L., FANTON J.J., MAGALHÃES C.C. 1988. Depósito de ouro Cabaçal I, Mato Grosso. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 535-545.
- MONTEIRO L.V.S. 1997. Contribuição à gênese das mineralizações de Zn da mina de Vazante, MG. Dissertação de Mestrado. São Paulo, USP, 159p.
- _____.BETTENCOURT J.S., GRASA R. 1996. Contribuição à gênese das mineralizações de Zn e Pb da mina de Vazante (MG). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 5, p. 501-503.
- MONTEIRO M.D., ANDRADE A.R.F., TONIATTI G. 1997. Depósito de fosfato de Irecê, Bahia. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 95-111.
- MONTEIRO R.L.B. 1986. As mineralizações de tungstênio

- no médio vale do Jequitinhonha, NE de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 236p.
- _____.LEONARDOS O.H., CORREIA-NEVES J.M. 1990. An epigenetic origin for the new scheelite and wolframite occurrences in the Middle Jequitinhonha Valley, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4):68-74
- MONTES A.S.L. 1977. O conteúdo estratigráfico e sedimentológico da formação Bebedouro na Bahia: um possível portador de diamantes. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 100p.
- _____.MONTES M.L., DARDENNE M.A. 1981. A região de Jacobina, um paleorelevo ativo durante a sedimentação dos grupos Chapada Diamantina e Bambuí. In: *Simpósio Cráton São Francisco e Faixas Marginais*, 1. Salvador, SBG, *Anais*, p. 79-86.
- MONTES M.L. 1977. Os conglomerados diamantíferos da Chapada Diamantina, Bahia. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 102p.
- MOORE S.L., 1956. Zinc and copper deposits of the Vazante area, Minas Gerais, Brazil. *USGS Report*, 386, 16p.
- MORÃES FILHO O. e LEAL R.A. 1990. Prospecção de chumbo, zinco, prata no município de Nova Redenção (BA). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36. Natal, SBG, *Anais*, p. 1407-1501.
- MORAES L.C. 1984. Petrologia, estratigrafia e potencial diamantífero da suíte vulcânica alcalina da região de Santo Antônio da Barra, Goiás. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 133p.
- MORAES L.J. 1958. Ocorrências de minérios de zinco e chumbo do norte de Minas Gerais. *Eng. Min. Metal.* 27(159):149-151.
- MORÃES R. 1992. Metamorfismo e deformação da seqüência vulcano-sedimentar de Juscelândia, Goiás, e geoquímica de seus anfíbolitos. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 206p.
- MOREIRA NETO A.M. e AMARAL A.J.R. 1997. Depósitos de fosfato do Nordeste oriental do Brasil. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 131-151.
- MORELLI B., BARRETO L.A., FROTA G.B., PALHANO S.G., ANDRADE E.S. 1982. O Primeiro Depósito Brasileiro de Enxofre Nativo. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1073-1085.
- MORRIS R.C. e HORWITZ R.C. 1983. The origin of iron-formation-rich Hamersley Group of western Australia-deposition on a platform. *Precambrian Research*, 21:273-297.
- MORRONE M. e DAEMON R.F. 1985. Jazida de urânio de Figueira, Paraná. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM/CVRD, v. I, p. 133-142.
- MOUGEOT R., RESPAUT J.P., BRIQUEAU L., LEDRU P., MILESI J.P., LEROUGE C., HUHN S.B., MACAMBIRA M.J. 1996. Isotope geochemistry constraints for Cu-Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Pará, Brazil). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 7, p. 321-324.
- MOURA C.A. e GAUDETTE H.E. 1993. Evidence of Brasília/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 23:117-123.
- MOURA J.M. 1997. Depósitos de feldspato e mica de Pomaroli, Urucum e Golconda, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-B, p. 363-371.
- MOURA M.A. 1993. A zona greisenizada principal do Maciço Estanífero Mangabeira (GO): geologia, petrologia e ocorrência de índio (In). Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 215p.
- _____. 1998. O maciço granítico Matupá e os depósitos de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 238p.
- MOURÃO M.A.A. 1995. A unidade fosfática da Formação Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço (região da Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais): petrografia, geoquímica e considerações genéticas. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 124p.
- _____.e DARDENNE M.A. 1996. A unidade fosfática do Supergrupo Espinhaço: um exemplo de implantação de sistema fosfogenético no Mesoproterozóico. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 3, p. 310-312.
- _____.DARDENNE M.A., UHLEIN A., FRITZSONS JR.O., NASSIF M.A. 1994. Contribuição a estratigrafia e sedimentologia do Supergrupo Espinhaço na região de ocorrência de mineralização de fosfato, Conceição do Mato Dentro, MG. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Camboriú, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, v. 2, p. 243-245.
- MURRAY H.H. e PARTRIDGE R. 1982. Genesis of Rio Jari Kaolin. In: Van Olphen H. e Venide F. (Eds.). *Proceedings of the 4th International Clay Conference*, Amsterdam, Developments in Sedimentology, Elsevier, 35:279-291.
- NALDRETT A.J., BRÜGMANN G.E., WILSON A.H. 1990. Models for the concentration of PGE in layered intrusions. *Canadian Mineralogist*, 28:389-408.

- NARDI L.V.S. 1986. As rochas granitóides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1):3-10.
- _____.e LIMA E.F. 1985. A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(2):139-146.
- NASCIMENTO J.A.S. e BIAGINI D.O. 1988. Conhecimento atual da jazida de ouro de Lagoa Seca, sul do Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, *Província Mineral de Carajás*, CVRD/SBG 1988. *Anexo Anais*, p. 143-155.
- NEDER R.D., COLLINS C., FIGUEIREDO B.R., LEITE J.A.D. 1998. O depósito polimetálico de Aripuanã, Mato Grosso, Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 153.
- _____.FIGUEIREDO B.R., BEAUDRY C., COLLINS C., LEITE J.A.D. 2000. The Expedito massive sulfide deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(2):222-225.
- NETTO A.C.T. 1977. Barita de Camamu: considerações sobre a gênese. *Bol. Tec. Petrobrás*, 20(2):77-92.
- NETTO A.M. 1984. Contribuições à mineralogia, petrografia e metalogenia da jazida fósforo-uranífera de Itataia, Ceará, Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1424-1436.
- NILSON A.A. 1981. The nature of the Americano do Brasil mafic-ultramafic complex and associated sulfide mineralization. Ph.D. Thesis, Univ. Western Ontario, 460p.
- _____.BOTELHO N.F., FERREIRA FILHO C.F. 1994. Rifteamento crustal Meso-Proterozóico no Centro-Oeste de Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Camboriú, SBG, *Anais*, p. 258-259.
- _____.GIOIA S.M., PIMENTEL M.M. 1997. Idade Sm-Nd do Complexo máfico-ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás, e características isotópicas das rochas gnáissicas encaixantes. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica* (no prelo)
- _____.SANTOS M.M., CUBA E.A. 1982. The nickel copper sulfide deposit in the Americano do Brasil mafic-ultramafic Complex, Goiás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3): 487-498.
- _____.SANTOS M.M., CUBA E.A. 1986. Jazida de níquel, cobre e cobalto de Americano do Brasil, Goiás. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 257-273.
- NIXON P.H. 1987. Kimberlitic xenoliths and their cratonic setting. In: Nixon P.H. (Ed.). *Mantle xenoliths*, John Wiley & Sons, p. 215-239.
- _____.1995. The morphology and Nature of primary diamondiferous occurrences. *Jour. Geochem. Explor.*, 53:41-71.
- _____.DAVIES G.R., REX D.C., GRAY A. 1992. Venezuela kimberlites. *Jour. of Volcanology and Geothermal Research*, 50:101-115.
- NOCE C.M. 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de Doutorado. São Paulo, USP, 128p.
- _____.MACHADO N., TEIXEIRA W. 1998. U-Pb geochronology of gnaisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco Craton): age constraints for archaic and paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(1): 95-102.
- NOGUEIRA A.C.R., TRUCKENBRODT W., PINHEIRO R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra do Carajás: redescrção e redefinição litoestratigráfica. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:177-197.
- NOGUEIRA G.S.M. 1993. Enquadramento litoestratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG, Formação Vazante. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 165p.
- ODAN Y., FLEISCHER R., ESPOURTEILLE F. 1978. Geologia da Mina de Panelas, Adrianópolis, PR. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 6, p. 1545-1552.
- OELOFSEN B.W. e ARAÚJO D.C. 1983. Paleocological Implications of the Distribution of Mesosaurid Reptiles in the Permian Irati Sea (Parana Basin), South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(1):1-6.
- _____.e ARAUJO D.C. 1987. Mesosaurus tennidens and Stereosternum tumidum from the Permian Gondwana of both Southern Africa and South America. *South African Journal of Science*, 83: 370-372.
- OJEDA H.A.O. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(4): 257-273.
- OLIVEIRA A.G., FUZIKAWA K., MOURA L.A.M., RAPOSO C. 1985. Província uranífera de Lagoa Real, Bahia. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. I, p. 105-120.
- OLIVEIRA A.M. 1993. Petrografia, estratigrafia, petroquímica e potencialidade para elementos do Grupo da Platina (EGP) do Complexo Barro Alto, na região de Goianésia, Goiás. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 86p.
- OLIVEIRA C. G., TAZAVA E., TALLARICO F., SANTOS R. V., GOMES C. 1998. Gênese do depósito de Au-Cu-(U-ETR) de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás.

- In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 137.
- _____. 1993. Interação entre os processos de deformação, metamorfismo e mineralização aurífera durante a evolução da zona de cisalhamento de Diadema, sul do Pará. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 187p.
- _____.e LEONARDOS O.H. 1990. Gold mineralization in the Diadema shear belt, northern Brazil. *Economic Geology*, 85:1034-1043.
- _____.QUEIROZ C.L. e PIMENTEL M.P. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás magmatic arc. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(2):219-221.
- _____.SANTOS R.V., LEONARDOS O.H. 1995. Geologia e mineralização aurífera do greenstone belt Sapucaia, sudeste do Pará. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7: 61-91.
- _____.SINTIA A.V., BARBOSA I.O. 1997. Influência da deformação transcorrente NS na mineralização aurífera na seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 6. Cuiabá, SBG, *Anais*, p. 59-61.
- _____.e PIMENTEL M.M. 1998. Geology of the northern part of the Hidrolina Dome and Sm-Nd data for meta-volcanic and granitoid rocks in the Campinorte region, Goiás, Central Brazil. *In: 14th Int. Conf. on Basement Tectonics*, Ouro Preto, Brazil, Abstract, p. 55-56.
- OLIVEIRA E.P. 1989. Novos conceitos sobre as rochas máfico-ultramáficas cupríferas da mina Caraíba, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 19:449-461.
- _____.e KNAUER L.G. 1993. Corpos máficos e ultramáficos do Cráton do São Francisco. *In: Dominguez J.M.L. e Misi A. (Eds.). O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 119-136.
- _____.e LAFON J.M. 1995. Age of ore-rich Caraíba and Medrado, Bahia, Brazil. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 5. Niterói, SBGQ, CD-ROM.
- _____.e LAFON J.M. 1995. Idade dos complexos máfico-ultramáficos mineralizados de Caraíba e Medrado, Bahia, por evaporação de Pb em zircão. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 5. Niterói, SBGQ, CD-ROM, 2p.
- _____.e TARNEY J. 1995. Genesis of the Precambrian copper-rich Caraíba hypersthene-norite complex, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30:351-373.
- OLIVEIRA N.P. e COSTA M.L. 1984. Os fosfatos aluminosos do Pará e do Maranhão: estágio atual e estratégia para o aproveitamento econômico. *Ciências da Terra*, 10:16-19.
- OLIVEIRA S.M.B. e TOLEDO M.C. 1997. The bauxite of Nazaré Paulista and associated deposits. *In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J. e Lucas Y. (Eds.). Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/Fapesp/Orstom, p. 209-224.
- _____.e TRECASCAS J.J. 1980. Geoquímica da alteração supérgena das rochas ultramáficas de Santa Fé, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 10(4):243-257.
- _____.e TRECASCAS J.J. 1982. Estudo mineralógico e geoquímico da laterita niquelífera de Niquelândia, GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1183-1190.
- OLIVEIRA T.F. 1998. As minas de Vazante e Morro Agudo, Minas Gerais. *In: Workshop: Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Bases*. Salvador, Capes-PADCT-Adimb, p. 48-57.
- OLIVEIRA V.P. 1997. Depósito de magnesita de Santa Sé, Bahia. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 235-242.
- _____.FRAGOMENI L.F.P., BANDEIRA C.A. 1997. Depósitos de magnesita de Serra das Éguas, Brumado, Bahia. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. IV-C, p. 219-234.
- OLIVO G.R. 1989. Controle litoestratigráfico e gênese das ocorrências auríferas da seqüência psamo-pelito-carbonática do Grupo Paranoá, Goiás. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 296p.
- _____.e GAMMONS C.H. 1996. Thermodynamic and textural evidence for at least two stages of Au-Pd mineralization at the Cauê iron mine, Itabira District, Brazil. *Canadian Mineralogist*, 34:547-557.
- _____.e GAUTHIER M. 1995. Palladium minerals from Cauê iron mine, Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *Mineral Magazine*, 59:455-463.
- _____.e MARINI O.J. 1988. Ouro no Grupo Paranoá. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anais*, v. 1, p. 93-106.
- _____.GAUTHIER M., BARDOUX M. 1994. Palladium gold from the Cauê iron mine, Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *Mineral Magazine*, 58:579-587.
- _____.GAUTHIER M., BARDOUX M., LEÃO DE SÁ E., FONSECA J.T., SANTANA F.C. 1995. Palladium bearing gold deposit hosted by Proterozoic Lake Superior-Type iron formation at the Cauê iron mine, Itabira District, Southern São Francisco Craton, Brazil: geologic and structural controls. *Economic Geology*, 90(1):118-134.
- PADILHA J.L. 1984. Prospecção do ouro na região nordeste de Goiás, projeto Pindorama-Docege. *In: Encontro regional do ouro de Goiás*, 1. Goiânia, SBG, *Anais*, p. 78-91.

- _____.e LAGUNA A.M.G. 1981. Geologia dos granitos da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes-Goiás. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 1. Goiânia, SBG, *Ata*, p. 622-643.
- PADULA V.T. e PORTO ALEGRE H.K. 1986. Xisto: Reservas e Recursos da Formação Irati. *In: 3º Congresso Brasileiro de Petróleo*.
- PAES DE BARROS A.J. 1994. Contribuição à geologia e controle das mineralizações auríferas da região de Peixoto de Azevedo, MT. Dissertação de Mestrado. São Paulo, USP, 145p.
- _____.LAET, S.M. e RESENDE, W.M. 1999. Províncias auríferas do norte do Estado de Mato Grosso. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6. Manaus, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 124-127.
- PALERMO M. 1996. Le gisement aurifère précambrien de Posse (Goiás, Brésil) dans son cadre géologique. Tese de Doutorado. Paris, ENSM, 180p.
- PAMPLONA R.I. e NAGAO M. 1981. Jazimentos de amianto crisotila da mina de Cana Brava, Goiás. *In: Principais Depósitos Mineraiis da Região Centro-Oeste*. Goiânia, DNPM, p. 76-137.
- PARENTE C.V. 1995. Géologie et paléogéographie d'une plateforme à évaporites et magnésite d'âge protérozoïque (2Ga): le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Orós dans la région d'Alencar (Ceará, Brésil). Tese de Doutorado. França, Univ. Nantes, 306p.
- _____.e ARTHAUD M.H. 1995. O sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 297-306.
- _____.GUILLOU J.J., ARTHAUD M.H. 1998. Geologia e paleogeografia dos depósitos de magnesita de idade proterozóica (2Ga) da região de Alencar (Ceará). *In: Simpósio de Geologia Nordeste*, 16. Recife, SBG, *Anais*, v. 2, p. 428-432.
- PARISI C.A. 1988. Jazidas de bauxita da região de Poços de Caldas, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Eds.). Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, DNPM, v. III, p. 661-666.
- PARK C.F., DORR J.V.M., GUILD P.W. e BARBOSA A.L.M. 1951. Notes on the manganese ores of Brazil. *Economic Geology*, 46(1):1-22.
- PAYOLLA B., MUZZOLON R., PINTO O.G., BETTENCOURT J.S. 1984. Estratigrafia preliminar e ambientes de sedimentação dos depósitos estaníferos secundários nos distritos de Cachoeirinha, Monte Negro e Oriente Novo, Estado de Rondônia. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2. Manaus, SBG/DNPM, *Anais*, p. 359-374.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25(4):956-983.
- PEDREIRA A.J. 1988. Sequências deposicionais no Pré-cambriano: exemplo da Chapada Diamantina Oriental, Bahia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anais*, v. 2, p. 648-659.
- PEDROSA-SOARES A.C. 1984. Metamorfismo, granitogênese e mineralizações associadas na região de Coronel Murta, NE de Minas Gerais, Brasil. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 171p.
- _____.DARDENNE M.A., HASUI Y., CASTRO F.D.C. 1994. Mapa metalogenético de Minas Gerais, 1/1000.000. Belo Horizonte, Comig.
- _____.DARDENNE M.A., HASUI Y., CASTRO F.D.C., CARVALHO M.V.A. 1994. Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais, 1/1000.000. Belo Horizonte, Comig, 97p.
- _____.NOCE C.M., VIDAL P., MONTEIRO R.L.B.P., LEONARDOS O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) West Congolian (SW Africa) belt. *Canadian Journal of South American Earth Sciences*, 6:33-47.
- _____.VIDAL P., LEONARDOS O.H., BRITO NEVES B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. *Geology*, 26:519-522.
- _____.FARIA C.F., REIS L.B. 1999. The Minas-Bahia graphite Province, Eastern Brazil: mineralization controls and types. *In: EUG – European Union of Geosciences Congress*, 10. Strasbourg, France (inédito).
- _____.WIEDEMANN C.M., FERNANDES M.L.S., FARIA L.F., FERREIRA J.C.H. 1999. Geotectonic significance of the neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí belt, eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1): 59-66.
- PEDROSO A.C. e SCHMALTZ W.H. 1986. Jazimentos de níquel laterítico de Niquelândia, Goiás. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C. E. S. (Coords.). Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, 1986, v. II, p. 307-314.
- PEREIRA E.L., POLI, A.J.C., TEIXEIRA N.A., FERREIRA M.C.B. 1981. Prospecção e caracterização genética das mineralizações estaníferas da porção sudeste do Estado de Goiás. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 1. Goiânia, SBG/NCO, *Atas*, p. 746-770.
- PEREIRA M.C., GALBIATTI H.F., FONSECA M.A. 1999. Mineralização aurífera (Jacutinga) associada a fraturas em

- zonas transcorrentes, Mina Conceição, Itabira, MG. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 7. Brasília, SBG, *Bol. Resumos*, p. 75.
- PFIRMER A.A., CANDIA M.A.F., TEIXEIRA M.A. 1981. Geologia e mineralizações de Níquel-Cobre-Cobalto dos complexos máfico-ultamáficos de Mangabal I e II. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 1. Goiânia, SBG, *Ata*, p. 495-516.
- PHILLIPS G.N., MYERS R., PALMER J.A. 1987. Problem with the *placer* model for witwatersrand gold. *Geology*, 15:1027-1030.
- PIMENTEL M.M. e BOTELHO N.F. 2000. Sr and Nd isotopic characteristics of 1,77-1,58 Ga Rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brasil. *Anais Academia Brasileira de Ciências* (no prelo).
- _____.e FUCK R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, 20(4):375-379.
- _____.e MACHADO N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito greenstone de Rio Maria, Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Camboriú, *Bol. Res.*, SBG, v. 2. p. 390-391.
- _____.FUCK R.A., BOTELHO N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a review. *Lithos*, 46:463-483.
- _____.FUCK R.A., DARDENNE M.A., SILVA L.J.H.D. MENESES P.R. 1995. O magmatismo ácido peraluminoso associado ao Grupo Araxá na região entre Pires do Rio e Ipameri, Goiás: características geoquímicas e implicações geotectônicas. *In: Congresso de Geologia Centro-Oeste*, 5. Goiânia, SBG, *Res. Exp.*, p. 68-71.
- _____.HEAMAN L., FUCK R.A., MARINI O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52:321-335.
- _____.MACHADO M., LOBATO L.M. 1994. U-Pb geochronology of the Lagoa Real uranium district, Brazil: implications for the age of the uranium mineralization. (relatório inédito).
- _____.WHITEHOUSE M.J., VIANA M.G., FUCK R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, 81:299-310.
- PINHEIRO R.V.L. e HOLDSWORTH R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault system, Amazon region, Brazil. *Journ. Geologia Soc. London*, 154:99-103.
- PINHEIRO S.O. 1988. Geologia e petrologia dos depósitos de cromita de Piumhi, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 174p.
- PINHO F.E.C. 1996. The origin of the Cabaçal Cu-Au deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Brazil. Ph.D. Thesis, Univ. Western Ontario, Canadá, 211p.
- _____.FYFE W.S., PINHO M.A.S.B. 1997. Early Proterozoic evolution of the Alto Jauru Greenstone Belt, Southern Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geological Review*, 39: 220-229.
- PINHO J.M.M. 1990. Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 115p.
- _____.e DARDENNE M.A. 1989. Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante, MG. *In: Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 5. Belo Horizonte, SBG, *Bol.10*, p. 275-276.
- _____.DARDENNE M.A., RIGOBELLO A.E. 1990. Caracterização da movimentação transcorrente da falha Vazante, MG. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36. Natal, SBG, *Anais*, v. 5. p. 2284-2295.
- PINHO M.A.S.B. e CHEMALE Jr. F. 1998. Minério aurífero associado a rochas da Formação Iriri, na região de Cedro Bom – Aripuanã – Mato Grosso. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*. 40. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 151.
- _____.LIMA E.F., CHEMALE JR. F. 1999. Geologia da região do Moriru: dados preliminares da Formação Iriri, Aripuanã, Mato Grosso. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 7. Brasília, SBG, *Bol. Resumos*, p. 14.
- PINTO-COELHO C.V. 1996. Evolution magmatique et hydrothermale du massif granitique de Serra Branca – état de Goiás – Brésil: définitions des processus d'altération tardi/post-magmatiques en liaison avec les minéralisations en Sn, Be et F. Tese de Doutorado. França, Univ. Nancy.
- PIRES F.R.M. 1977. Geologia do distrito manganésífero de Conselheiro Lafaiete, MG. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro, UFRJ, 344p.
- _____.1983. Manganese mineral parageneses at the Lafaiete District, MG, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 55(3): 272-285.
- _____.e MIANO S.C. 1994. O depósito estanífero de Ipameri, Goiás, discussões sobre a origem. *In: Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 4. Brasília, SBG, *Anais*, p. 31-33.
- _____.FREITAS C.O., PALERMO N., SARCIÁ M.N.G. 1983. Geologia e gênese dos depósitos de topázio do Distrito de Ouro Preto, Minas Gerais. *In: Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 2. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 283-296.
- _____.GONÇALVES F.T.T.; RIBEIRO L.A.S., SIQUEIRA A.J.B. 1986. Controle das mineralizações auríferas do Grupo

- Cuiabá, Mato Grosso. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2383-2396.
- POHL W. 1990. Genesis of magnesite deposits, models and trends. *Geologische Rundschau*, 79(2):291-299.
- POLL N.J. 1994. The geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás State, Brazil. MSc, Colorado School of Mines, 124p.
- PONTES J.B. 1982. Geologia e potencialidade econômica da Formação Água Clara (SP). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, SBG, *Anais*, v. 2, p. 1003-1006.
- PORTOCARRERO J.L.T. 1996. Geologia da jazida aurífera Mina Nova, greenstone belt de Crixás, Goiás, Brasília. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 102p.
- PRETORIUS D.A. 1975. The depositional environment of the Witwatersrand gold fields: a chronical review of speculation and observations. *Min. Science in Engineering*, 7(1):18-47.
- PRIEM H.N.A., BOM E.H., VERDURMEN E.A.T.H., BETTENCOURT J.S. 1989. Rb/Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian craton), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 2:163-170.
- PULZ G.M. 1990. Geologia do depósito aurífero tipo Maria Lázara (Guarinos, Goiás). Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 190p.
- _____. 1995. Modelos prospectivos para ouro em greenstone belts: exemplo dos depósitos Maria Lázara e Ogó na região de Guarinos e Pilar de Goiás, Goiás. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 190p.
- _____. JOST H., MICHEL D., GIULIANI G. 1991. The Archean Maria Lázara gold deposit, Goiás, Brazil: example of Au-Bi-Te-S metallogeny related to shear zones intruded by synkinematic granitoids. *In: Ladeira E.A. (Ed.). Brazil Gold'91*, Balkema, p. 385-387.
- QUEIROZ C.L. 2000. Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito-greenstone belt de Crixás, Brasil central. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 208p.
- _____. JOST H., MC NAUGHTON N.J. 1999. U-Pb Shrimp ages of Crixás granite-greenstone belt terranes: from Archean to Neoproterozoic. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET)*, 7. Lençóis-Bahia, SBG-ABGP, *Anais, Sessão 1*, p. 35-37.
- QUEMENEUR J. e LAGACHE M. 1999. Comparative study of two pegmatitic fields from Minas Gerais, using the Rb and Cs contents of micas and feldspars. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1): 27-32.
- RAMOS V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3): 183-190.
- RAO A.B. 1973. Borborema metallogenetic province: a hydrothermal model. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 27. Aracaju, SBG, *Bol. Resumos nº 1*, p. 22.
- RAPOSO C. e LADEIRA E.A. 1993. Litoquímica dos elementos terras raras de itabiritos da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG. *In: Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 7. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 95-98.
- RAPOSO F.O. 1995. Formações ferríferas e metassedimentos químicos de áreas selecionadas do Quadrilátero Ferrífero e suas relações com níveis rudáceos. Dissertação de Mestrado. Belo Horizonte, UFMG, 134p.
- REBELO A.M.A. e CAMARGO P.E.N. 1982. Estudo comparativo da jazida uranífera de Figueira e dos indícios de Sapopema e Telemaco Borba. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2110-2123.
- REINHARDT M.C. e DAVISON I. 1990. Structural and lithologic controls on gold deposition in the shear hosted Fazenda Brasileiro mine, Bahia State, northeast Brazil. *Economic Geology*, 85:952-967.
- REIS J.R. 1997. Depósito de fosfato de Jacupiranga, São Paulo. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM-CPRM, v. IV-C, p. 31-39.
- REIS L.B. 1999. Estudo de mineralização de grafita no extremo nordeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Belo Horizonte, UFMG, 87p.
- REIS N.J. e FRAGA L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu: caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 2, p. 88-91.
- REISCHL J.L. 1980. Mineralizações auríferas associadas ao Complexo Granítico de Lavras do Sul, RS. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1700-1712.
- REMUS M.V.D., HARTMANN L.A., MCNAUGHTON M.J., GROVES D.I., REISCHL J.L., DORNELES H.T. 1999. The Camaquã Cu (Au,Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu-Ag) mines of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *In: Silva M.G. e Misi A. (Eds.). Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, p. 54-63.
- RENGER F.E. e MINTER W.E.L. 1986. Proterozoic placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. *Geocongress'86, 21th Cong. Geol. South Africa, Extended Abstracts*, p. 335-340.
- _____. NOCE C.M., ROMANO A.W. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas (500Ma de registro geológico), Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2:1-11.

- _____. SILVA R.M.P., SUCKAM V.E. 1988. Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal de Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anais*, v. 1, p. 4-57.
- RÉQUIA R.C.M., XAVIER R.P., FIGUEIREDO B.R. 1997. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no depósito polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás. Pará. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7, p. 27-39.
- RESENDE E.F. e VARELLA J.C.S. 1997. Província graffítica de Itapeçerica e Pedra Azul, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 185-195.
- RESENDE M.G. 1997. Fundamentos para o estudo da evolução das supracrustais metassedimentares da região de Goiás-Faina, GO. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 71p.
- _____.e JOST H. 1995. Seqüência metassedimentar Serra do Cantagalo: Um problema estratigráfico das supracrustais de Goiás, Goiás. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 5. Goiânia, SBG, *Boletim Res.*, p. 141-143.
- _____.JOST H., LIMA B.E.M., TEIXEIRA A.A. 1999. Proveniência e idades modelo Sm/Nd das rochas siliciclásticas arqueanas dos *Greenstone Belts* de Faina e Santa Rita, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3):281-290.
- _____.JOST H., OSBORNE G.A., MOL A.G. 1998. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brazil: a new proposal. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:77-94.
- RIBEIRO C.C. 1984. Caractérisation sédimentologique et géochimique d'un milieu sédimentaire. Cas du Dévonien moyen e supérieur de la région de Paraiso do Norte-Miranorte. (Bassin de Maranhão, Goiás, Brésil). Tese de Doutorado. França, Univ. Nancy, 230p.
- _____.e DARDENNE M.A. 1978. O Minério de ferro da Formação Pimenteiras na borda sul da Bacia do Maranhão, Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 4, p. 1583-1595.
- RIBEIRO FILHO E. 1966. Jacobsita de Licínio de Almeida (BA). *SBG*, 15(2):43-48.
- RIBEIRO FILHO W. e LACERDA FILHO J.V. 1985. Geologia da região de Santa Terezinha de Goiás – GO. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 2. Goiânia, SBG, *Ata*, p. 174-184.
- _____.e TEIXEIRA N.A. 1980. Seqüência vulcano-sedimentar da borda entre os complexos de Niquelândia e Cana Brava. *Boletim Núcleo Centro-Oeste*, SBG, 10:157-177.
- RIBEIRO M., BOCHI P.R., FIGUEIREDO FILHO P.M., TESSARI R.I. 1966. Geologia de quadrícula de Caçapava do Sul. Rio Grande do Sul. *Boletim DNPM/DFPM*. Rio de Janeiro, nº 127, 232p.
- RIBEIRO R.K. 1998. Mineralogia, geoquímica e gênese das ocorrências auríferas no flanco norte do anticlinal de Mariana, Quadrilátero Ferrífero: uma nova tipologia de minério denominada Bugre. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 115p.
- RIBEIRO-RODRIGUES L.C. R. 1998. Gold in archean banded iron-formation of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. The Cuiabá Mine. Ph.D. Thesis, Aachen University, 264p.
- _____.FRIEDRICH G., OLIVEIRA C.G., VIEIRA F.W.R., BIASI E.E., CALLEGARI L.A. 1996. The BIF hosted Cuiabá gold deposit, Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil: characteristics, control and genesis. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 7, p. 224-228.
- RICHARDSON S.V., KESLER S.I., ESSENE E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 81:1884-1898.
- RIGOBELLO A.E., BRANQUINHO, J.A. DANTAS M.G.S., OLIVEIRA T.F., NEVES FILHO W. 1988. Mina de zinco de Vazante. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 101-110.
- RIOS F.J., VILLAS R.N., DALL'AGNOL R. 1995a. O granito Serra dos Carajás: I. Fácies petrográficas e avaliação do potencial metalogenético para estanho no setor norte. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(1):20-31.
- _____.VILLAS R.N., DALL'AGNOL R. 1995b. O granito Serra dos Carajás, Pará: II. Caracterização dos fluidos aquosos e alteração hidrotermal. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1):32-40.
- _____.VILLAS R.N., FUZIKAWA K., SIAL A.N., MARIANO G. 1998. Isótopos de oxigênio e temperatura de formação dos veios mineralizados com wolframita da jazida Pedra Preta, sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3):253-256.
- RIVALENTI G., GIRARDI V.A.V., SINIGOLFI S., ROSSI A., SIENA F. 1982. The Niquelândia mafic-ultramafic complex of Central Brazil: petrological considerations. *Revista Brasileira de Geociências*, 12:380-391.
- ROBERT F. 1996. Tapajós Gold Project, Pará State, Brazil. Canada-Brazil Cooperation Project for Sustainable Development in the Mineral Sector (CIDA Project 204/13886), Ottawa, 35p. (inédito).

- ROBERTO F.A.C. 1997. Província pegmatítica de Solonópole, Ceará. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-B, p. 469-478.
- _____.e SOUZA V.C. 1991. Depósitos de opala de Pedro II, Piauí. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-A, p. 337-346.
- RODRIGUES O.B., KOSUKI R., COELHO FILHO A. 1986. Distrito manganêsífero de Serra do Navio, Amapá. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 167-175.
- ROESER H., ROESER U.G., GROSSI A.W.R., FLORES J.C.C. 1984. Contribuição à origem das jazidas de bauxita de Cataguases, MG. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 8, p. 3853-3865.
- ROMAGNA G. e COSTA R.R. 1988. Jazida de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 83-90.
- ROMANO A.W. 1989. Evolution tectonique de la région nord-ouest du Quadrilatère Ferrifère, Minas Gerais, Brésil. Tese de Doutorado, Univ. Nancy, 259p.
- _____.BERTRAND J.M., MICHARD A., ZIMMERMANN J.L. 1991. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque Inférieure (orogénese transamazonienne, environ 2000Ma) au nord du Quadrilatère Ferrifère, (Minas Gerais, Brésil). *C.R. Acad. Sciences de Paris*, 313:1195-1200.
- RONCHI L.H., LINDENMAYER Z.G., BASTOS NETO A., MURTA C.R. 2000. O "stockwork" e a zonação do minério sulfetado no arenito inferior da Mina Uruguai-RS. In: Ronchi L.H. e Lobato A.O.C. (Eds.). *As Minas de Camaquã: um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo, RS, Unisinos, p. 165-190.
- _____.TOURAY J.C., MICHARD A., DARDENNE M.A. 1993. The Ribeira fluorite district southern Brazil: geological and geochemical (REE, Sm-Nd isotopes) characteristic. *Mineralium Deposita*, 28:240-252.
- ROSA D.B. 1988. Les gisements d'opales nobles de la région de Pedro II dans l'état de Piauí (région nord-est du Brésil). Tese de Doutorado. França, Univ. Nancy, 209p.
- ROSCOE S.M. e MINTER W.E.L. 1993. Pyritic Paleoplacer Gold and Uranium Deposits. In: Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I. e Duke J.M. (Eds.). *Mineral Deposit Modeling*, Geological Assoc. Canada, Special Paper 40, p. 103-124.
- ROSIÈRE C.A., CHEMALE F., GUIMARÃES M.L.V. 1993. Um modelo para evolução microestrutural dos minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Parte I: Estruturas e recristalização. *Geonomos*, 1(1):65-84.
- ROSSI P., ANDRADE G.F. e GASPAR J.C. (1996)- The Peixe (Tocantins, Brazil) mesoproterozoic corundum-bearing syenite pegmatite complex: age, considerations on its origin and regional significance. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 6, p. 426-429.
- _____.ANDRADE G.F., COCHERIE A. 1992. The 1,58Ga type granite of Serra da Mesa (GO): an example of "NYF" fertile granite pegmatite. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37. São Paulo, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 389-390.
- RUDOWSKI L. 1989. Pétrologie et géochimie des granites trazamaziens de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil) et des phlogopites à émeraude associées. Tese de Doutorado, Univ. Paris VI, 291p.
- _____.GIULIANI G., SABATÉ P. 1987. Les phlogopites à émeraude au voisinage des granites de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil): un exemple de minéralisation protérozoïque à Be, Mo et W dans les ultrabasiques métasomatées. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304, (II):1129-1134.
- RUMICK J.C., WIMBERLY G.H., EDWARDS A.F. 1979. Classification and genesis of biogenic sulphur deposits. *Economic Geology*, 74:469-474.
- SÁ J.H.S. 1977. Pegmatitos litiníferos da região de Itinga/Araçuaí, Minas Gerais. Tese de Doutorado. São Paulo, USP, 122p.
- _____.INDA, H.A.V.; MASCARENHAS J.F., BRITO NEVES B.B. 1982. Mapa Metalogenético da Bahia, Escala 1:1.000.000. Secretaria das Minas e Energia, Coordenação da Produção Mineral, Salvador.
- SAAD S. e MUNNE A.L. 1982. Nova concepção sobre a gênese da mineralização uranovanadífera na Bacia Tucano (BA). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2062-2071.
- SABATÉ P., MARINHO M.M., VIDAL P., COEN-VACHETTE. 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical Geology*, 83:325-338.
- SABÓIA L. 1979. Os "Greenstone Belts" de Crixás e Goiás - GO. *Boletim Núcleo Centro-Oeste*, 9:43-72.
- SAD A.R., CAMPOLINO A., COSTA A. MAIA DE, LIMA F.R.T., CARVALHO R.S. 1997. Depósito de Potássio de Fazendinha, Nova Olinda do Norte, Amazonas. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.).

- Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM-CPRM, v. IV-C, p. 257-276.
- _____.LIMA F.R.T., WOLF F., SOARES J.M., CARVALHO R.S. 1982. Depósito Potássífero da Fazendinha-Bacia do Médio Amazonas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1086-1099.
- SADOWSKI G.R. e BETTENCOURT J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of Amazonian craton. *Precambrian Research*, 76:213-227.
- SÃES G.S. 1999. Evolução tectônica e paleogeográfica do aulacógeno Aguapeí (1,2-1,0Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado. São Paulo, USP, 135p.
- _____.e FRAGOSO CESAR A.R.S. 1994. The Aguapeí basin: a Grenville age aulacogen of the Sunsas orogen. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Camboriú, SBG, *Anais*, p. 207-209.
- _____.PINHO F.E.C., LEITE J.AD. 1991. Coberturas metasedimentares do Proterozóico Médio no sul do Cráton Amazônico e suas mineralizações auríferas. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 3. Cuiabá, SBG, *Anais*, p. 37-47.
- SALES M.A.S. 1998. The geological setting of the Lamego banded-iron-formation-hosted gold deposit, Quadrilátero Ferrífero District, Minas Gerais, Brazil. Ph.D. Thesis. Canada, Univ. of Queen, 183p.
- SALIM J. 1979. Geologia e controle das mineralizações scheelitíferas da região da Serra do Feiticeiro e Bomfim, Lages (RN). Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 106p.
- _____.1993. Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la mine de Brejuí, Currais Novos, région du Seridó, NE du Brésil. Tese de Doutorado, Univ. Louvain, 272p.
- _____.LEGRAND J.M., DARDENNE M.A., JARDIM DE SÁ E.F. 1979. Geologia, controles e gênese das mineralizações de scheelita da região de Lages (RN). In: *Simpósio de Geologia Nordeste*, 9. Natal, SBG, *Anais*, v. 7, p. 397-407.
- SALLET R. 1988. Etude pétrologique et métallogénétique d'un secteur du district á fluorine de Santa Catarina, Brésil. Les granitoïdes précambriens monzonitiques source probable de la fluorine filonienne post-jurassique. Tese de Doutorado, Univ. Paris VI, 233p.
- SAMAMA J., MEYER R., BARTOLI F., MOURA F. 1983. Carac-
terisation chimico-minéralogique de l'opale noble des gisements du nordest du Brésil. *Compte Rendu Académie Sciences, Paris*, 296:625-630.
- SAMPAIO D.R., COSTA E.D.A., ARAÚJO NETO M.C. 1994. Diamantes e carbonados do alto Paraguaçu: geologia e potencialidade econômica. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, *Série Arquivos Abertos*, 8. Salvador, 23p.
- _____.LIMA R.F.F.F., MOREIRA J.F.C. 1986. Os depósitos de ferro, titânio e vanádio de Campo Alegre de Lourdes, Bahia. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM-CVRD, v. II, p. 481-491.
- SANGSTER D.F. 1990. Mississippi Valley-type and Sedex deposits: a comparative examination. Inst. Mining and Metallurgy, *Transactions*, Section B, 77:392-412.
- SANTOS B.A. 1983. Amazônia – Potencial Mineral e Perspectivas de Desenvolvimento. Ed. Queros, São Paulo, 256p.
- SANTOS E.L., MACIEL L.A.C., ZIR FILHO J.A., 1998. Distritos mineiros do Rio Grande do Sul. *Programa Nacional de Distritos Mineiros*. Porto Alegre, DNPM, 35 p.
- SANTOS J.F. 1986. Depósito de níquel de São João do Piauí, PI. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM/CVRD, v. II, p. 341-345.
- SANTOS J.O.S., REIS N.J., HARTMANN L. A, MCNAUGHTON N., FLETCHER I. 1999. Associação anortosito-charnockito-rapakivi no Calimianiano do norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima, Brasil: evidências da geocronologia U-Pb (shrimp) em zircão e baddeleyita. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6. Manaus, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 502-505.
- SANTOS L.C.S. e ANACLETO R. 1985. Jazida de Urânio de Espinhares, Paraíba. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. I, p. 143-155.
- SANTOS M.D. 1995. O papel dos granitoïdes na gênese dos depósitos de ouro tipo lode arqueano: caso da jazida de Cumaru – PA. Tese de Doutorado. Brasília, UnB, 157p.
- _____.e LEONARDOS O.H. 1995. Sistema de fluidos e modelo genético do depósito aurífero do Cumaru, SE do Estado do Pará. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7: 237-262.
- _____.LEONARDOS O.H., FOSTER R.P., FALLICK A.E. 1998. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 28(3): 327-338.
- SANTOS M.M. 1989. Contribuição a geologia e geoquímica do depósito Pontal, Tocantins. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 143p.
- _____.GIULIANI G., TOURAY J.C., DARDENNE M.A., GUI-

- LHAUMOU M., BENY C. 1991. The gold quartz vein of Pontal, Brazil. *In: Ladeira E.A. (Ed.). Brazil Gold'91*, Balkema, p. 585-591.
- SANTOS O.M., VITORASSO E.C.L., SILVA R.M., GUERRA H.R.M., CHAVES J.J., MANTOVANI T.J., SILVA R.A., KALIL JR. A.R., SANTOS V.A.M., NAVARRO L.A.G., PENA L.S.T. 1988. Mina de ouro de Fazenda Brasileiro, Bahia. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 431-444.
- SANTOS R.A. e SOUZA I.D. 1985. Vitória da Conquista, Folha SD.24-Y-A Região Nordeste. *In: Projeto de Mapa Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*. Escala: 1:250.000, Texto e Mapas, Brasília, 15p.
- SANTOS R.V. 1988. Geologia e geoquímica do depósito de fluorita do complexo alcalino-carbonatítico de Mato Preto, Paraná. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 144p.
- _____.DARDENNE M.A., OLIVEIRA C.G. 1996. Oxygen and carbon isotope geochemistry from Mato Preto complex, Southern Brazil: implications for the genesis of the fluorite deposits. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(2):81-86.
- SAVI C.N. 1980. Gênese e controle das mineralizações de fluorita da região de Criciúma-SC. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 112p.
- _____.e DARDENNE M.A. 1980. Zonação, paragênese e controles da mineralização de fluorita do filão 2ª Linha Torrens, município do Morro da Fumaça Santa Catarina. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1743-1757.
- SCARPELLI W. 1966. Aspectos genéticos e metamórficos das rochas do Distrito de Serra do Navio. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, *Avulso 41*, p. 37-55.
- _____.1991. Aspects of gold mineralization in the Iron Quadrangle, Brazil. *In: Ladeira E.A. (Ed.). Brazil Gold'91*, Balkema, p. 151-157.
- _____.1991. Precambrian auriferous quartz-pebble conglomerates in Brazil. *In: Gisements alluviaux d'or*. La Paz, p. 261-273.
- SHELLMAN W. 1978. Behaviour of nickel, cobalt and chromium in ferruginous lateritic nickel ores. *Bull. BRGM*, Sect II, nº 3, p. 275-282.
- _____.1983. Geochemical principles of lateritic ore formation. *Proc. II Int. Sem. Lat. Proc.* São Paulo, p. 119-135.
- SCHIKER G. e BIONDI J.C. 1996. Processos mineralizadores em bacias tardiorogênicas: 2 – petrologia do depósito de Pb, Zn, Ag (Cu) de Ribeirão da Prata (Santa Catarina, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 26(4):227-242.
- SCHMITT J.C.C., CAMATTI C., BARCELLOS R.C. 1991. Depósitos de amestista e ágata no Estado do Rio Grande do Sul. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CPRM, v. IV-A, p. 271-285.
- SCHNEIDER R.L., MULLMANN H., TOMMASI E., MEDEIROS R.A., DAEMON R.S.F., NOGUEIRA A.A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre, SBG, *Anais*, v. 1, p. 41-66.
- SCHOBHENHAUS C. 1972a. Geologia da Serra do Espinhaço entre Porteirinha e Monte Azul, e norte de Minas Gerais. *Relat. Sudene/Div. Geologia*, Recife, 19p. (inédito).
- _____.1972b. Estudo geoeconômico preliminar do depósito de ferro do Rio Peixe Bravo, norte de Minas Gerais. Recife, Sudene, Div. Geologia, Série Geologia Econômica, 8, 36p.
- _____.1984. Distribution of Mineral Deposits through Geologic Time in Brazil. *In: International Geologic Congress*, 27. Moscow, *Abstracts*, 6(12):289.
- _____.1986. Geologia do níquel. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM/CVRD, v. II, p. 251-255.
- _____.1993. O Proterozóico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste. Tese de Doutorado. Alemanha, Universität Freiburg, 166p.
- _____.1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(4):265-276.
- _____.e BRITO NEVES B.B. 1996. Geological map of South America (CEMW): The South American Platform. *In: Intern. Geol. Cong.*, 30. Beijing, *Abstracts*, p. 509.
- _____.CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. Brasília, MME-DNPM, 501p.
- _____.HOPPE A., LORK A., BAUMANN A. 1994a. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Balneário de Camboriú, SBG, *Anais*, v. 2, p. 395-397.
- _____.HOPPE A., LORK A., BAUMANN A. 1994b. Idade U/Pb de vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Balneário de Camboriú, SBG, *Anais*, v. 2, p. 397-399.
- _____.CAMPOS D. DE A.; DERZE G.R., ASMUS H.E. 1981. Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília (4 folhas).
- _____.e BELLIZZIA, A. (Coords.) 2000. Geologic Map of South America, 1:5.000.000. Commission for the

- Geological Map of the World/Departamento Nacional de Produção Mineral/Geological Survey of Brazil/Unesco.
- SCHÖLL W.U. e FOGAÇA A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). In: *Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 1, Diamantina, SBG, *Atas*, Bol. nº1, p. 55-73.
- SCHRANK A. 1982. Pétrologie des komatiites et des roches associées de la ceinture verte du massif précambrien de Piumhi (Minas Gerais, Brésil). Tese de Doutorado, Univ. Orsay-Paris Sud, França, 272p.
- _____.e SILVA M.G. 1993. Os greenstone belts do Cráton do São Francisco. In: Dominguez J.M.L. e Misi A. (Eds.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-CNPq, p. 85-118.
- _____.ABREU F.R., ROIG H.L., CHOUDHURI A., SZABÓ G.J.A., CARVALHO E.D.R. 1990. Determinação dos vetores de transporte tectônico na borda sudoeste do Cráton do São Francisco. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36. Natal, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2276-2283.
- _____.OLIVEIRA F.R., TOLEDO C.L.B., ABREU F.R. 1996. The Nature of hydrodynamic gold deposits related to Archean Rio das Velhas greenstone belt and overlying Paleoproterozoic Minas basin. In: *Symp. Archean Terranes of South America Platform*. Brasília, SBG, *Ext. Abstracts*, p. 60-61.
- _____.PADILHA A.V., SICHEL S., SZABÓ G.J.A. 1984. Komatiitos de Minas Gerais. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 12, p. 5335-5378.
- SCHULMANN A., CARVALHO A., VALETON I. 1997. Bauxite of Poços de Caldas- In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J. e Lucas Y. (Eds.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/Fapesp/Orstom, p. 229-254.
- SEER H.J. 1995. Geologia, deformação e mineralização de cobre no complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 181p.
- SIAL A.N., COSTA M.L., MACAMBIRA J.B., GUEDES S.C. 1999. Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos de BIFs de testemunhos de sondagem na Serra dos Carajás, Amazônia, Brasil. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6º. Manaus, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p. 335-338.
- SIDDER G.B. 1995. Mineral Deposits of the Venezuelan Guayana Shield. In: *Geology and Mineral Deposits of the Venezuelan Guayana Shield*, Washington, United States Geological Survey Bulletin 2124, p. 01-020.
- _____.e MENDOZA V. 1995. Geology of the Venezuelan Guayana Shield and its relation to the Geology of the entire Guayana Shield. In: *Geology and Mineral Deposits of the Venezuelan Guayana Shield*, United States Geological Survey, United States Geological Survey Bulletin 2124, p. 1-41.
- SIGHINOLFI G.P., GIRARDI V.A.V., RIVALENTI G., SINIGOI S., ROSSI A. 1983. PGE, Au and Ag distribution in the Precambrian Niquelândia Complex, Central Goiás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(1):52-55.
- SIGOLO J.B. e BOULANGÉ B. 1987. Caracterização das fácies de alteração de uma toposeqüência no Maciço Alcalino de Passa Quatro, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3):268-275.
- _____.e BOULANGÉ B. 1997. The bauxites of the Passa Quatro alkaline massif. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J. e Lucas Y. (Eds.). *Brazilian Bauxites*, USP-Fapesp-ORSTOM, São Paulo, p. 257-274.
- SILLITOE R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster. R.P. (Ed.). *Gold Metallogeny and Exploration*, Glasgow, Blackie and Son Ltd., p. 165-209.
- SILVA A.B., LIBERAL G.S., GROSSI SAD J.H., ISSA FILHO A., RODRIGUES C.S., RIFFEL B.F. 1988. Geologia e petrologia do Complexo Angico dos Dias (Bahia, Brasil): uma associação carbonática pré-cambriana. *Geochimica Brasilienses*, 2(1):81-108.
- _____.LIBERAL G.S., RIFFEL B.F., ISSA FILHO A. 1997. Depósito de fosfato de Angico dos Dias, Campo Alegre de Lourdes, Bahia. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM-CPRM, v. IV-C, p. 123-130.
- SILVA A.R.B. e CORDEIRO A.A.C. 1988. Depósitos de ouro da Serra das Andorinhas, Rio Maria, Pará. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 559-567.
- SILVA C.H. 1999. Caracterização estrutural de mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT). Dissertação de Mestrado. Rio Claro, Unesp, 134p.
- SILVA C.M.G. e VILLAS R.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide ± Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3): 315-326.
- SILVA C.R. e RIZZOTO G.J. 1994. Província aurífera Guaporé. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camboriú, SBG, *Anais*, v. 1, p. 323-325.
- SILVA C.R.M., SOUZA I.M. DE, BRANDÃO W. 1988. Mina de chumbo e prata do Perau, Adrianópolis, Paraná. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, CPRM/CVRD, v. III, p. 123-134.
- SILVA D.C., FELIPE R.S., PONTES J.B. 1981. Notas sobre as

- ocorrências de fluorita do Vale do Ribeira – PR. In: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 3. Curitiba, SBG, Atas..., v. 1, p. 21-35.
- SILVA M.A.M. 1986. Lower Cretaceous unconformity truncating evaporite-carbonate sequence, Araripe Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 16(3):306-310.
- _____. 1986b. Lower Cretaceous sedimentary sequences in the Araripe Basin, northeastern Brazil: a revision. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(3):311-319.
- _____. 1988. Evaporitos do Cretáceo da Bacia do Araripe: ambiente de deposição e história diagenética. *Bol. Revista Brasileira de Geociências Petrobrás*. Rio de Janeiro, 2(1):53-63.
- SILVA M.A.S., CAMOZZATO E., KREBS A.S.J., SILVA L.C. 1986. Depósito de wolframita de Cerro da Catinga, Nova Trento, Santa Catarina. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. II, p. 417-426.
- SILVA M.G. 1992. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):157-166.
- _____. e CUNHA J.C. 1999. Greenstone belts and equivalent volcano-sedimentary sequences of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geology and mineral potential. In: Silva M.G. e Misi A. (Eds.). *Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, p. 92-99.
- SILVA M.R.R. e DANTAS J.R.A. 1997. Província pegmatítica da Borborema-Seridó, Paraíba e Rio Grande do Norte. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. IV-B, p. 441-467.
- SILVA W. L. e LEGRAND J. M. 1996. Termobarometria no depósito aurífero São Francisco (RN): Evolução metamórfica e caracterização P-T da mineralização. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 3, p. 346-349.
- SIQUEIRA, A.J.B., 1997. Geologia da mina de ouro do Filão do Paraíba, região de Peixoto de Azevedo, norte de Mato Grosso. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro, UFRJ, 98p.
- SOARES A.D.V., RONZÊ P.C., SANTOS M.G.S., LEAL E.D.L., BARREIRA C.F. 1999. Geologia e mineralizações do depósito Cu-Au Alemão, Província Mineral de Carajás (PA). In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6. Manaus, SBG, *Anais*, p. 144-147.
- _____. SANTOS A.B., VIEIRA E.A., BELLA V.M., MARTINS L.P.B. 1994. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4. Belém, SBG, *Anais*, p. 379-382.
- SOARES FILHO B.S. e Pinto L.M. 1987. Seleção de faixas favoráveis para mineralizações fosfatadas. Belo Horizonte, Metamig, Relatório interno, 12p. (inédito).
- SOARES P.C. 1987. Sequências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no Centro-Oeste do escudo paraense. In: *Simpósio Sul-Brasileiro*, 3. Curitiba, SBG, *Anais*, v. 2, p. 1-32.
- _____. e PERDONCINI L.C. 1999. Incerteza e combinação de evidências: a questão dos diamantes do Rio Tibagi (PR). *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3):307-312.
- SOUZA C.S. 1999. Gênese e controle do depósito aurífero de Lagoa Seca, *Greenstone Belt* de Andorinhas, Rio Maria, PA. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 155p.
- SOUZA J.L. 1990. Mineralogia e geologia da jazida de esmeralda de Itabira, Minas Gerais. *Rev. Escola de Minas*, 43:31-50.
- _____. 1991. A jazida de esmeralda de Itabira, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-A, p. 223-242.
- _____. MENDES J.C., DA SILVEIRA BELLO R.M., SVISERO D.P., VALARELLI J.V. 1992. Petrographic and microthermometrical studies of emeralds in the “Garimpo” of Capoeirana, Nova Era, Minas Gerais State, Brazil. *Mineralium Deposita*, 27, 161-168.
- SOUZA J.O., MORETON L.C., CAMARGO M.A. 1995. Geologia das sequências metavulcano-sedimentares da Serra do Tapa (SE do Pará) e Xambioá (NW do Tocantins): ocorrências de metabasaltos com *pillow* lavas. *Bol. Geocienc. Centro-Oeste*, 18(1/2): 20-31.
- SOUZA N.B. 1988. Principais depósitos de ouro do Estado de Mato Grosso. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anais*, v. 1, p. 116-129.
- _____. 1991. Depósitos diamantíferos de Poxoréo, Mato Grosso. In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Gemas e Rochas Ornamentais. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-A, p. 149-154.
- SOUZA NETO J.A., LEGRAND J.M., SOMMET PH., MELO JR. G. 1996. Metasomatic alteration styles applied to exploration for gold-bearing calc-silicate rocks in the Borborema Province, northeast Brazil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, p. 244-247.
- SOUZA Z.S. 1994. Geologia e petrogênese do “greenstone belt” Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-“greenstone” de Rio Maria. Tese de Doutorado. Belém, UFPA, 635p.
- _____. MEDEIROS H., ALTHOFF F.J., DALL’AGNOL R. 1990. Geologia do terreno granito-“greenstone” arqueano da

- região de Rio Maria, sudeste do Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36. Natal, SBG, *Anais*, v. 4, p. 2913-2928.
- _____. POTREL A., MEDEIROS H., LAFON J.M., DALL'AGNOL R., ALTHOFF F.J., OLIVEIRA C.G., PIMENTEL M.M. 2000. Nd, Pb and Sr isotopes of Archean greenstone belt of the Rio Maria region and their implications for the geodynamic evolution of the southern Amazonian Craton. *Revista Brasileira de Geociências* (no prelo).
- SPARREBERGER I. e TASSINARI C.C.G. 1999. Subprovíncia do Rio Paranã (GO): um exemplo de aplicação dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3):405-414.
- SPIER C.A. e FERREIRA FILHO CF. 1999. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):173-178.
- SRIVASTAVA N.K. 1986. Os estromatólitos do Projeto Bacia de Irecê II. Natal, Brasil, UFRN, 5p. (relatório inédito).
- SUGUIO K., SVISERO D.P., FELITTI W. 1979. Conglomerados polimícticos diamantíferos de idade cretácea de Romaria (MG): um exemplo de sedimentação de leques aluviais. *In: Simpósio Geologia de Minas Gerais*, 2. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 217-229.
- SUITA M.T.F. 1988. Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo básico-ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados, Pará. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 83p.
- _____. 1996. Geoquímica e metalogenia de elementos do grupo da platina EPG + Au) em complexos máfico-ultramáficos do Brasil: critérios e guias com ênfase no complexo máfico-ultramáfico acamadado de alto grau de Barro Alto (CBA, Goiás). Tese de Doutorado. Porto Alegre, UFRGS, 525p.
- _____. 1998. Late Paleo-Neoproterozoic PGE + Au metallogeny of giant layered high-grade mafic ultramafic intrusions (Barro Alto and Niquelândia), Tocantins Province, Goiás, Central Brazil. *In: Int. Conf. on Basement Tectonics*, 14. Ouro Preto, MG-Brazil, *Abstracts*, p. 179-180.
- _____. e NILSON A.A. 1991. O depósito de cromita estratiforme do Complexo de Luanga, Província Carajás, Pará. Aspectos Geoquímicos. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 3. São Paulo, SBGq, *Resumos*, p. 203-206.
- SUSZCZYNSKI E.F. 1975. *Os recursos minerais e potenciais do Brasil e sua metalogenia*. Rio de Janeiro, Livraria Interciência Ltda. 525p.
- SVISERO D.P., MEYER H.D.A., HARALYI N.L.E., HASUI Y. 1984. A note on the geology of some Brazilian kimberlites. *J. Geol.*, 92: 331-338.
- SZATMARI P., CARVALHO R.S., SIMÕES I.A. 1979. A Comparison of Evaporite Facies in the Late Paleozoic Amazon and the Middle Cretaceous South Atlantic Salt Basins. *Economic Geology*, 74(2):432-447.
- SZUBERT E.C., ORLANDI FILHO V., SHINTAKU I. 1978. Geologia dos jazimentos de ametista do Alto Uruguai, RS. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, p. 1833-1892.
- TALLARICO F.H.B., COIMBRA C.R., COSTA C.H.C. 2000. The Serra Leste sediment-hosted Au-(Pd-Pt) mineralization, Carajás Province, Brazil: *Revista Brasileira de Geociências* (no prelo).
- _____. OLIVEIRA C.G., FIGUEIREDO B.R. 2000. The Igarapé Bahia primary Cu-Au mineralization, Carajás Province, Brazil: a descriptive model and genetic considerations. *Revista Brasileira de Geociências* (no prelo).
- _____. REGO J.L., OLIVEIRA C.G. 1998. A mineralização de Au-Cu de Igarapé Bahia, Carajás: um depósito da classe óxido de Fe(Cu-U-Au-ETR). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 116.
- TARDY Y. 1993. *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, 459p.
- TASSINARI C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil. Revisão dos dados isotópicos. Tese de Livre Docência. São Paulo, USP, 139p.
- _____. e FLORES J.A. 1992. Aplicação dos isótopos de Sr e Nd na mineralização de fluorita do Poço 5, Segunda Linha Torrens, sudeste de Santa Catarina. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 37. São Paulo, SBG, *Anais*, v. 1, p. 259-260.
- _____. e MELLITO K.M. 1994. The time-bound characteristics of gold deposits in Brazil and their tectonic implications. *Comunicaciones*, 45:45-54.
- _____. TEIXEIRA W., SIGA JR. O. 1978. Considerações cronoestratigráficas da região da Chapada do Cachimbo e Dardanelos. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 1, p. 477-490.
- _____. e MACAMBIRA M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- TEIXEIRA J.B.G. 1994. Geochemistry, petrology and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Ph.D. Thesis, Univ. Pennsylvania, 175p.
- _____. e EGGLEER D.H. 1994. Petrology, geochemistry and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, 40:71-114.
- _____. KISHIDA A., MARIMON M.P.C., Xavier R.P., McReath I. 1990. The Fazenda Brasileiro gold deposit, Bahia:

- geology, hydrothermal alteration and fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 85:990-1009.
- TEIXEIRA N.A. 1996. Assoalho oceânico no complexo ultramáfico do Quatipuru (PA): implicações geotectônicas para a faixa móvel Araguaia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, v. 6, p. 117-120.
- _____. 1996. Geologia, petrologia e implicações prospectivas da província kimberlítica de Juína (MT). Exame de Qualificação. Brasília, UnB, 84p.
- _____. 1978. Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da seqüência vulcano-sedimentar de Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 202p.
- _____. e DANNI J.C.M. 1979. Geologia da raiz de um *greenstone belt* na região de Fortaleza de Minas. *Revista Brasileira de Geociências*, 9(2):151-158.
- _____. e KUYUMJIAN R.M. 1991. The Mateus Leme-Pitanguí hydrothermal zone: do they represent a fossil hot spring system in the Rio das Velhas *greenstone belt*, central Brazil? *In: Ladeira E.A. (Ed.), Brazil Gold '91*, Balkema, p. 171-177.
- _____. GASPAS J.C., BRENNER T.L., CHENEY J.T., MARCHETTO C.M.L. 1987. Geologia e implicações geotectônicas do *greenstone belt* do Morro do Ferro (Fortaleza de Minas-MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 17:209-220.
- _____. POLI A.J.C., FERREIRA M.C.B. 1982. Contribuição à geologia e petrologia da região de São Domingos – GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(4):562-571.
- TEIXEIRA W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado. São Paulo, USP, 207p.
- _____. e GONZALEZ M. 1988. Minas de Camaquã, município de Caçapava do sul, RS. *In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 33-41.
- _____. TASSINARI C.C.G., CORDANI U.G., KAWASHITA K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42:213-227.
- THOMPSON R.M., GIBSON S.A., MITCHELL J.G., DICKIN A.P., LEONARDOS O.H., BROD J.A., GREENWOOD J.C. 1999. Migrating cretaceous-eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline Province, SE Brazil: Melts from the deflect Trindade Mantle Plume? *Journal Petrology*, 39:1493-1528.
- THOMSON M.L. e FYFE W.S. 1990. The Crixás gold deposit, Brazil: thrust-related postpeak metamorphic gold mineralization of possible Brasília Cycle age. *Economic Geology*, 85:928-942.
- THORMAN C.H. e NAHAS S., 1979. Reconnaissance geological study of the Vazante zinc district, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Paper*, 1126-I, 12p.
- THORPE R.I., CUMMINGS G.L., KRSTIC D. 1984. Lead isotope evidence regarding the age of gold deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(3):147-152.
- TINOCO I.M. 1971. Contribuição ao conhecimento da gênese do fosfato de Olinda (Estado de Pernambuco). *Arquivo do Museu Nacional*, v. 54, p. 177-182.
- TOLBERT G.E., SANTOS B.A., ALMEIDA E.B., RITTER J.E. 1968. Recente descoberta de ocorrência de minério de ferro no Estado do Pará, Brasil. *Mineração Metalurgia*, 48(288):253-256.
- _____. TREMAINE J.W., MELCHER G.C., GOMES C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposit, northern Brazil. *Economic Geology*, 66:985-994.
- TOMAZZOLLI E.R. e NILSON A.A. 1986. Contribuição à geologia, metamorfismo e deformação do *Greenstone Belt* de Goiás-GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Bol. Resumos*, v. 2, p. 615-629.
- TOMPKINS L. A. e GONZAGA G. M. 1989. Diamonds in Brazil and proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, 84:591-602.
- TOREZAN M.J. e VANUZZI A.L. 1997. Depósitos de minerais pesados do litoral dos estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo e Bahia. *In: Schobbenhaus C., Queiroz E.T. e Coelho C.E.S. (Coords.). Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-C, p. 599-609.
- TORRES M.G. 1996. Caracterização mineralógica do minério fosfático da mina da Arafertil S.A. no Complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá, MG. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 149p.
- TRENDALL A.F. 1983. The Hamersley Basin. *In: Trendall A.F. e Morris R.C. (Eds.). Iron-Formation: Facts and Problems*, Elsevier, p. 69-129.
- TRESCASES J.J. e OLIVEIRA S.M.B. 1978. Alteração dos serpentinitos de Morro do Níquel (MG). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 4, p. 1655-1669.
- TROMPETTE R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500Ma). Balkema, 350 p.
- _____. ALVARENGA C.J.S., WALDE D.H.G. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil): Depositional context of the stratified

- Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(6):587-597.
- TRUCKENBRODT W. e KOTSCHUBEY B. 1981. Argila de Belterra, Cobertura Terciária das Bauxitas Amazônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(3):203-208.
- TURPIN L., MARNEJOL P., CUNNEY M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, South Bahia, Brazil). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98:139-147.
- UHLEIN A. 1982. Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região de Serro (MG). Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 189p.
- _____. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton São Francisco e da Faixa Aracuaí (Ciclo Brasília) no estado de Minas Gerais. Tese de Doutorado. São Paulo, USP, 295p.
- _____. ASSIS L.C., DARDENNE M.A. 1983. As mineralizações de ouro e cromita da seqüência vulcano-sedimentar de Serro (MG). In: *Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 2. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 306-320.
- _____. CHAVES M.S.C., DOSSIN I.A. 1986. Recursos minerais da Serra do Espinhaço Meridional (MG): uma síntese baseada no contexto litoestratigráfico regional. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2453-2464.
- _____. TROMPETTE R.R., ALVARENGA C.J.S. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 12:435-451.
- ULBRICH H.H.G.J. e GOMES C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. A review *Earth-Science Reviews*, 17(1-2): 135-154.
- VALARELLI J.V., BERNADELLI A.L., BEISIEGEL R.W. 1978. Aspectos genéticos do minério de manganês do Azul. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 4, p. 1670-1679.
- _____. COUTINHO J.M.V., BELLO R.M.S. 1978. Metamorfismo de Buritirama, Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1357-1363.
- VALETON I. e MELFI A.J. 1988. Distribution pattern of bauxites in the Cataguases Area (SE Brazil), in relation to Lower Tertiary Paleogeography and Younger Tectonics. *Science Géologique Bull.*, 41(1):85-98.
- VAN DECAR J.C., JAMES D.E., Assumpção M. 1995. Seismic evidence of a fossil plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, 378:25-31.
- VAN HOUTEN F.B. e BHATTACHARYYA D.P. 1982. Phanerozoic oolitic ironstones – geologic record and facies. *Ann. Rev. Earth Plan. Science*, 10:441-448.
- VAN SCHMUS W.R., BRITO NEVES B.B., HACKSPACHER P.C., BABINSKY M., FETTER A., DANTAS E.L. 1995. Neoproterozoic and late mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province, NE Brazil. In: *Simpósio de Geologia Nordeste*, 16. Recife, SBG, *Atas*, p. 391-393.
- VANUZZI A.L., VASCONCELOS D.P., ABRAHÃO J.R.S., TOREZAN M.J. 1984. Jazidas de minerais pesados no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e sul dos Estados do Espírito Santo e da Bahia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 8, p. 3907-3916.
- VARAJO C.A.C., BOULANGÉ B., CARVALHO A. 1989. The bauxites of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Travaux ICSOBA*, 19(22):127-136.
- VEIGA A. T.C. 1988. Mina de ouro de Novo Planeta, Alta Floresta, Mato Grosso. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, 569-574.
- _____. 1988. As minas de estanho de Igarapé Preto (AM), Massangana (RO) e São Francisco (MT), Província estanífera de Rondônia. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM-CVRD, v. III, p. 255-260.
- _____. 1988. Geologia da província aurífera do Cassiporé, Amapá. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2. Belém, SBG, *Anais*, v. 3, p. 135-146.
- _____. 1991. Significado paleoambiental e econômico dos aluviões auríferos e estaníferos da Amazônia. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 111p.
- _____. DARDENNE M.A., SALOMÃO E.P. 1988. Geologia dos aluviões auríferos e estaníferos da Amazônia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, v. 1, p. 164-177.
- VEIGEL R. 1989. Evolução diagenética e mineralização Cu-Pb-Zn dos Red Beds do distrito de Camaquã, RS. Dissertação de Mestrado. Brasília, UnB, 185p.
- _____. e DARDENNE M.A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas de evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:55-67.
- VIAL D.S. 1980. Geologia da mina de ouro de Bicalho. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú, Santa Catarina, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1835-1850.
- _____. 1980. Geologia da mina de ouro de Raposos. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú, Santa Catarina, SBG, *Anais*, v. 3, p. 1851-1866.

- _____.1988. Mina de ouro de Passagem, Mariana, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 421-430.
- _____.FERREIRA JR.M.G., FERRARI P.G. 1987. A lapa seca na mina de Morro Velho: metavulcanitos alterados hidrotermalmente. In: *Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 4. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, v. 7, p. 369-390.
- VIANA M.G., PIMENTEL M.M., WHITEHOUSE M.J., FUCK R.A., MACHADO N. 1996. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:111-123.
- VIEIRA E.A.P. e BRAUER E.H. 1996. Controle das concentrações manganêsíferas na Serra do Sereno, PA. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5. Belém, SBG, *Bol. Res. Expandidos e Guia de Excursão*, p. 144-146.
- _____.SAUERESSIG R., SIQUEIRA J.B., SILVA E.R.P., RÊGO J.L., CASTRO F.D.C. 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A – Reavaliação. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anais*, p. 97-111.
- VIEIRA F.W.R. 1987a. Novo contexto geológico para a mina de ouro de Raposos. In: *Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 4, Belo Horizonte, SBG, *Anais*, v. 7, p. 347-357.
- _____.1987b. Gênese das mineralizações auríferas da mina de Raposos. In: *Simpósio de Geologia Minas Gerais*, 4. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, v. 7, p. 358-368.
- _____.1988. Processos epigenéticos na formação dos depósitos auríferos e zonas de alteração hidrotermal do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, SBG, *Anais*, v. 1, p. 76-86.
- _____.1991. Textures and process of hydrothermal alteration and mineralization in the Nova Lima Group, Minas Gerais, Brazil. In: Ladeira E.A. (Ed.). *Brazil Gold'91*, Balkema, p. 319-325.
- _____.e OLIVEIRA G.A.I. 1988. Geologia do distrito aurífero Nova Lima, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 377-391.
- _____.e SIMÕES E.J.M. 1992. Geology of the Nova Lima area and excursion to the Raposo Mine. In: IUGS/Unesco, *Gold Deposit Modeling Course*, p. 1-24.
- VILELA O.V. 1986. As jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão-Mogol, norte de Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. Brasília, DNPM, v. III, p. 111-120.
- _____.e SANTOS O.M. 1983. Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, M.G. In: *Simpósio Geologia de Minas Gerais*, 2. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 333-346.
- _____.LAGUNA A.G.M., SANTOS O.M. 1983. Prospecção e geologia da jazida de minério de ferro de Morro do Pilar, M.G. In: *Simpósio Geologia de Minas Gerais*, 2. Belo Horizonte, SBG, *Anais*, p. 321-332.
- VILLAÇA J.N. e MOURA L.A.M. 1981. Uranium in Precambrian Moeda Formation, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Paper* 1161, p. 1-14.
- _____.e MOURA L.A.M. 1985. O urânio e o ouro da Formação Moeda, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*, DNPM-CVRD, v. 1, p. 177-187.
- _____.1981- Alguns aspectos sedimentares da Fm. Moeda. *SBG, Núcleo Minas Gerais*. Belo Horizonte, *Bol. n°1*, p. 93-137.
- VILLANOVA M.T. e FRANKE N.D. 1995. Serra do Bom Futuro, Rondônia, a volcanic breccia pipe hosted tin mineralization. In: Dall'Agnol R., Macambira M.J.B. e Costi H.T. (Eds.). *Symp. on Rapakivi Granites and Related Rocks*, 6. Belém, UFPA. *Abstracts*, p. 78-79.
- VILLAS R.N. 1999. Granito Pojuca, Serra dos Carajás (PA): Composição mineralógica, química mineral e controles químicos da alteração hidrotermal. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3):393-404.
- VINCHON C. 1989. Nouvelles hypothèses sur les contrôles sédimentologiques des gîtes aurifères dans les séries grésos – conglomératiques du Witwatersrand (Afrique du Sud), du Tarkwaien (Afrique de l'Ouest) e de L'Orapu (Guyane Française). *Chronique de la Recherche Minière*, 497:115-130.
- WALDE D.H.G., GIERTH E., LEONARDOS O.H. 1981. Stratigraphy and mineralogy of the manganese ores of Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Geol. Rundschau*, 70:1077-1085.
- WARDLAW N.C. 1972. Unusual Marine Evaporites with Salts of Calcium and Magnesium Chloride in Cretaceous Basin of Sergipe, Brazil. *Economic Geology*, 67:156-168.
- WARREN J.K. e KENDALL C.S.S. 1985. Comparision of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and saline (subaqueous) setting-modern and ancient. *AAPG Bull.*, 69(6):1013-1026.
- WESKA R.K. 1996. Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso. Tese de Doutorado. São Paulo, USP, 219p.

- _____.SVISERO D.P., LEONARDOS O.H., 1997. Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso. In: *Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante*, 2. Cuiabá, Programa, Resumos, Palestra e Roteiro de Excursão, UFMT, *Publicação Especial 03/97*, p. 35-36.
- WHITE M.G. 1956. Uranium in the Serra da Jacobina, state of Bahia, Brazil. U.N. In: *Intern. Conf. Peaceful Uses of Atomic Energy*, Geneva, Proceedings, v. 6, p. 140-142.
- _____.1957. The investigation of Uranium possibilities in the Cretaceous sequence in Northeast Bahia – IUBR-35.
- _____.1957. Uranium in the auriferous conglomerates at the Canavieiras gold mine, state of Bahia, Brazil. *Eng. Min. Metalurgia*, v. 26, nº 155, p. 279-282.
- WHITE R., MOTTA J., ARAÚJO V.A. 1971. Platiníferous cromitites in the Tocantins complex, Niquelândia, Goiás, Brazil. *USGS Prof. Paper*, 750D: 26-33.
- WINGE M. 1995. Evolução dos terrenos granulíticos da província estrutural Tocantins, Brasil Central. Tese de Doutorado. Brasília, UnB.
- _____.1995. Idade da Supersuíte Americano do Brasil. Goiás. In: *Simpósio de Geologia Centro-Oeste*, 5. Goiânia, SBG, *Anais*, p. 99-101.
- WIRTH K.R., GIBBS A.K., OLSZEWSKI JR. W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-pará Group and Serra dos Carajás Granite-Pará (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 195-200.
- WOLF F.A.M., DANTAS C.A.P.R., PEREIRA J.C., SILVA V.P., SOARES J.A.M. 1986. Depósito de Arari, Uma Nova Descoberta de Sais de Potássio na Amazônia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, GO, SBG, *Anais*, v. 5, p. 2182-2195.
- YAMAOKA W.N. e ARAÚJO E.M. 1988. Depósito de ouro de Mina III, Crixás, Goiás. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. III, p. 491-498.
- YOUNG G.M. 1988. Proterozoic plate *Tectonics*, glaciation and iron-formations. *Sedim. Geology*, 58:127-144.
- ZACCARELLI M.A. 1988. Mina de chumbo de Panelas, Paraná. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. III, p. 148-156.
- ZANG W. e FYFE W.S. 1993. A three stage genetic model for the Igarapé Bahia lateritic gold deposit, Carajás, Brazil. *Economic Geology*, 88:1768-1779.
- ZINI A., FORLIM R., ANDREAZZA P., SOUZA A. 1988. Depósito de ouro do Morro do Ouro, Paracatu, Minas gerais. In: Schobbenhaus C. e Coelho C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, v. III, p. 479-489.