



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PRÉ-CAMBRIANA E ASPECTOS DA
METALOGÊNESE DO OURO DO CRÁTON SÃO LUÍS E DO CINTURÃO
GURUPI, NE-PARÁ / NW-MARANHÃO, BRASIL**

TESE APRESENTADA POR

EVANDRO LUIZ KLEIN

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: 06 / 07 / 2004

Co-orientadores: **André Giret** e **Christopher Harris**

Comitê de Tese

CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA (Orientador)

ANDRÉ GIRET

BENJAMIM BLEY DE BRITO NEVES

RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS

JEAN MICHEL LAFON

Belém

T KLEIN, Evandro Luiz

K64e **Evolução geológica pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luiz e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil.** / Evandro Luiz Klein; orientador, Cândido Augusto Veloso Moura. Belém: [s.n], 2004.

303f.; il.

Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) – Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG, UFPA, 2004.

1.GEOCRONOLOGIA 2.EVOLUÇÃO CRUSTAL
3.METALOGÊNESE 4.OURO 5.ISÓTOPOS ESTÁVEIS
6.CRÁTON SÃO LUIZ 7.CINTURÃO GURUPI
8.PALEOPROTEROZÓICO 9.NEOPROTEROZÓICO
10.MARANHÃO I.MOURA, Cândido Augusto Veloso,
Orient. II. Título.

CDD: 551.70098121

ao pai (que se foi tão cedo...)

à Jacqueline

AGRADECIMENTOS

Suporte financeiro foi obtido das seguintes instituições: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Universidade Federal do Pará, CAPES (BEX 2020/02-5), PRONEX/UFPA/CNPq/FADESP (662103/1998-0), Université Jean Monnet. Meu muito obrigado.

Diversas pessoas de várias instituições, de alguma forma contribuíram com este trabalho. Meu grande agradecimento a todos:

CPRM, minha empregadora, nas pessoas dos ex- (Umberto Costa, Luiz Bizzi) e atuais (Agamenon Dantas, Manoel Barretto da Rocha) diretores que passaram pelo período 2000-2004, por autorizarem e garantirem o trabalho até o seu termo. Em Belém, Xafi Jorge João, Manfredo Ponte, José A. Pinto, Orlando Araújo, Maria Telma Faraco, José Maria Carvalho, Denise Lobato, Edilberto Leão, Reginaldo, José Arimatéia da Cruz, além dos ex-colegas José Maria Pastana e Alfreu dos Santos. Abraço grande aos dois colegas que estão no “mesmo barco”, Lúcia Rosa-Costa e Marcelo Vasquez.

Na UFPA, aos integrantes do CPGG, em geral, que me bem acolheram. No particular, Candido Moura, pela “intimação” a trabalhar no Gurupi e pela orientação. Aos professores do Pará-Iso, Moacir Macambira, Jean Michel Lafon e Thomas Scheller, sempre solícitos. O apoio recebido de Marco Antonio Galarza, Valter Avelar, Rosemary Brabo, Elma Oliveira e Robert Krymsky durante os trabalhos de laboratório foi altamente apreciado. Roberto Dall’Agnol, Carlos “Cadu” Barros e Francisco Mattos Abreu também contribuíram.

Aux personnes de l’Université Jean Monnet pour m’avoir offert les conditions pour la réalisation de mon stage. André Giret et Chris Harris, pour avoir accepté conduire mon travail. Christophe Renac, Frédérick Gál, Vivianne Berton, Sylvie Tourpin, Bertrand Moine, Marie Paule Gay, m’ont fait sentir comme chez moi.

César Torresini, Geraldo Magela Brandão, Sergio Jacob Mello, Marco Aurélio, José Wilson Ribeiro (Mineração Chega Tudo / Mineração Santa Fé) e Antonio Ramos Bisneto e Luis Navarro (Brazilian Goldfields), pelo acesso às áreas de mineração e aos testemunhos de sondagem e pelas discussões sobre a geologia dos depósitos.

Kazuo Fuzikawa (CDTN/CNEN), Rômulo Angélica (UFPA) e Will Griffin (Maquarie University) gentilmente conduziram análises laboratoriais, muito necessárias.

Aos membros da banca, por aceitar a contribuir com sua avaliação.

Aos que foram esquecidos, também, o meu indesculpável obrigado.

CAMINHOS

*À beira dos caminhos
à margem do corpo
vagueio imperfeições
Lugares passam ao largo
Apáticos, não evocam
passados imemoriais
Os caminhos são indiferentes
ao que fica, ao que passa...*

*Mas há o carinho do pó
A harmonia primaveril da campina
com seu séquito de pequenas flores
quebrando a tristeza verde-pálida
das gramíneas crestadas pelo verão ido
Há a inércia das curvas
e uma indecifrável poesia
em chutar uma pedra solta...*

(eu mesmo, há muito tempo)

SUMÁRIO / TABLE DE MATIÈRES

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
RESUMO	1
ABSTRACT	3
RÉSUMÉ	5
1 – INTRODUÇÃO	12
1.1 – OBJETIVOS	15
2 – METODOLOGIA DE TRABALHO	16
2.1 – ATIVIDADES DE CAMPO	16
2.2 – PETROGRAFIA	16
2.3 – ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS	17
2.3.1 – Evaporação de chumbo em monocristais de zircão	17
2.3.2 – U-Pb em zircão e titanita por diluição isotópica	18
2.3.3 – U-Pb em zircão por LAM-ICP-MS (Laser-Ablation Microprobe – Inductively Coupled Mass Spectrometry)	19
2.3.4 – Sm-Nd em rocha total	20
2.3.5 – Pb-Pb em minerais e rocha total	20
2.4 – QUÍMICA MINERAL	21
2.5 – INCLUSÕES FLUIDAS	21
2.6 – ISÓTOPOS ESTÁVEIS	22
3 – GEOLOGIA REGIONAL	25
3.1 – CONTEXTUALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA DA REGIÃO DO GURUPI	25
3.1.1 – A porção sul do Cráton do Oeste da África	25
3.1.2 – A porção oriental do Cráton Amazônico	30
3.1.3 – A porção setentrional do Cráton do São Francisco	33
3.1.4 – Cinturão Araguaia	35
3.1.5 – A porção noroeste da Província Borborema	36

3.1.6 – Os cinturões neoproterozóicos periféricos ao Cráton do Oeste da África	37
3.1.7 – O embasamento das bacias Parnaíba e costeiras	40
3.2 – GEOLOGIA, LITOESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA PRÉVIAS	41
3.2.1 – Cráton São Luís	46
3.2.1.1 – Grupo Aurizona	50
3.2.1.2 – Suíte Intrusiva Tromai	52
3.2.1.3 – Granito Areal	55
3.2.1.4 – Rochas vulcânicas félsicas e intermediárias	56
3.2.1.5 – Suíte Intrusiva Tracuateua	57
3.2.1.6 – Microtonalito Caxias	58
3.2.2 – Cinturão Gurupi	59
3.2.2.1 – Complexo Itapeva (Complexo Maracaçumé)	60
3.2.2.2 – Grupo Gurupi	63
3.2.2.3 – Quartzito (Kinzigito) Marajupema	65
3.2.2.4 – Granito Cantão	67
3.2.2.5 – Granito Japiim	67
3.2.2.6 – Granito Jonasa e Granito Ourém	68
3.2.2.7 – Granito Maria Suprema	70
3.2.2.8 – Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova	72
3.2.2.9 – Granito Ney Peixoto	73
3.2.2.10 – Rochas plutônicas básicas e ultrabásicas	74
3.2.3 – Coberturas sedimentares diversas	74
3.3 – MODELOS GEOTECTÔNICOS PRÉVIOS	76
3.4 – CORRELAÇÃO COM O OESTE-NOROESTE DA ÁFRICA	82
4 – GEOCRONOLOGIA E ISÓTOPOS DE NEODÍMIO	84
4.1 – EVAPORAÇÃO DE CHUMBO EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO	84
4.1.1 – Grupo Aurizona	84
4.1.2 – Suíte Intrusiva Tromai	86
4.1.3 – Granito Areal	90
4.1.4 – Complexo Itapeva	91
4.1.5 – Granito Maria Suprema	94

4.1.6 – Formação Chega Tudo	95
4.1.7 – Formação Vila Cristal	96
4.1.8 – Quartzito Marajupema	97
4.2 – U-Pb EM ZIRCÃO E TITANITA POR DILUIÇÃO ISOTÓPICA.....	98
4.2.1 – Complexo Itapeva	98
4.2.2 – Granito Maria Suprema	101
4.2.3 – Suíte Intrusiva Tromaí	101
4.3 – U-Pb EM ZIRCÃO POR LAM-ICP-MS	103
4.3.1 – Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova	103
4.4 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS	107
4.4.1 – Grupo Aurizona	109
4.4.2 – Suíte Intrusiva Tromaí	110
4.4.3 – Complexo Itapeva	112
4.4.4 – Granito Maria Suprema	113
4.4.5 – Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova	114
4.5 – Sm-Nd em ROCHA TOTAL.....	115
4.5.1 – Resultados obtidos	116
4.5.2 – Interpretação dos resultados	119
4.6 – EVOLUÇÃO CRUSTAL	125
5 – DISCUSSÕES GERAIS, LITOESTRATIGRAFIA, AMBIENTES TECTÔNICOS .	128
5.1 – GRANITÓIDES CÁLCICO-ALCALINOS	132
5.1.1 – Suíte Intrusiva Tromaí, Tonalito Itamoari e Granito Areal	132
5.1.1.1 – Reavaliação dos dados químicos da Suíte Intrusiva Tromaí e Granito Areal	132
5.1.2 – Granito Cantão	139
5.2 – COMPLEXOS GNÁISSICOS E GRANITÓIDES	140
5.2.1 – Complexo Itapeva (Maracaçumé)	140
5.2.2. – Metatonalito Igarapé Grande	141
5.3 – SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS	141
5.3.1 – Grupo Aurizona	141
5.3.2 – Sequências do Cinturão Gurupi	142
5.4 – GRANITÓIDES PERALUMINOSOS	147

5.4.1 – Suíte Intrusiva Tracuateua	147
5.4.2 – Granito Maria Suprema	148
5.4.3 – Granito Japiim	148
5.4.4 – Granito Jonasa e Granito Ourém	149
5.5 – OUTRAS UNIDADES PALEOPROTEROZÓICAS	150
5.6 – INTRUSÕES NEOPROTEROZÓICAS	150
5.6.1 – Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova	150
5.6.2 – Granito Ney Peixoto	152
5.7 – COBERTURAS SEDIMENTARES	152
6 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	154
6.1 – EVENTOS ARQUEANOS	154
6.2 – EVENTOS PALEOPROTEROZÓICOS	154
6.3 – EVENTOS NEOPROTEROZÓICOS	160
6.4 – IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO SUL-AMERICANA	164
7 – GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE OURO	165
7.1 – DISTRIBUIÇÃO E DESCRIÇÃO DOS DEPÓSITOS AURÍFEROS	165
7.1.1 – Caxias	167
7.1.2 – Areal	169
7.1.3 – Pedra de Fogo	171
7.1.4 – Cipoeiro	171
7.1.5 – Chega Tudo	174
7.1.6 – Serrinha	179
7.1.7 – Cachoeira	182
8 – ASPECTOS DA METALOGÊNESE DO OURO	188
8.1 – CLORITAS HIDROTERMAIS: QUÍMICA E GEOTERMOMETRIA	188
8.1.1 – Pedra de Fogo	189
8.1.2 – Cipoeiro	189
8.1.3 – Chega Tudo	196
8.2 – INCLUSÕES FLUIDAS	196
8.2.1 – Pedra de Fogo	197
8.2.1.1 – Discussão e estimativa de composição e densidade	202

8.2.2 – Chega Tudo	203
8.2.2.1 – Composição e densidade	206
8.2.3 – Serrinha	207
8.2.3.1 – Composição e densidade	210
8.2.4 – Discussão	210
8.2.4.1 – O estado heterogêneo	210
8.2.4.2 – Influência e origem do metano e do nitrogênio	213
8.3 – ISÓTOPOS ESTÁVEIS	214
8.3.1 – Isótopos de oxigênio e hidrogênio em silicatos	214
8.3.2 – Isótopos de carbono em matéria carbonosa	218
8.3.3 – Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos	218
8.3.4 – Isótopos de carbono e hidrogênio em inclusões fluidas	220
8.3.5 – Isótopos de enxofre em sulfetos	221
8.3.6 – Geotermometria isotópica	223
8.4 – CONDIÇÕES FÍSICO-QUÍMICAS DE FORMAÇÃO DOS DEPÓSITOS	226
8.4.1 – Temperatura, pressão e fO_2	226
8.4.2 – Composição isotópica e fontes dos fluidos e solutos	230
8.4.2.1 – Oxigênio e hidrogênio	231
8.4.2.2 – Carbono	234
8.4.2.3 – Enxofre	236
8.5 – ISÓTOPOS DE CHUMBO	237
8.5.1 – Considerações gerais	237
8.5.2 – Resultados obtidos	240
8.5.3 – Interpretação dos resultados	247
8.6 – CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE DOS DEPÓSITOS AURÍFEROS	249
9 – CONCLUSÕES	254
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	259
ANEXO 1 (localização das informações geocronológicas prévias)	300
ANEXO 2 (mapa de amostragem)	301
ANEXO 3 (tabela com dados geoquímicos da Suíte Intrusiva Tromai)	302
ANEXO 4 (tabela com dados geoquímicos da Formação Chega Tudo)	303

LISTA DE ILUSTRAÇÕES / LISTE DE FIGURES

Fig. 1.1 - Localização da região do Gurupi.	13
Fig. 1.1 - Localisation de la région du Gurupi.	13
Fig. 1.2 - Localização da área de estudo e esboço geológico de parte do norte-nordeste brasileiro	13
Fig. 1.2 - Localisation de l'aire étudiée et esquisse géologique du nord-nord-est brésilien.	13
Fig. 3.1 - Esboço geotectônico esquemático mostrando a localização do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi em relação às grandes unidades geotectônicas pré-cambrianas que os cercam.	26
Fig. 3.1 - Esquisse géotectonique (ne c'est pas une reconstitution paléogéographique) montrant la localisation du Craton São Luís et de la Ceinture Gurupi par rapport aux grandes unités géotectoniques.	26
Fig. 3.2 - (A) Mapa esquemático do Cráton do Oeste da África (B) Mapa geológico simplificado da porção sul do Cráton do Oeste da África.	27
Fig. 3.2 - (A) Carte montrant la subdivision du Craton d'ouest de l'Afrique (B) Carte géologique de la portion sud du Craton d'Ouest de l'Afrique.	27
Fig. 3.3 - Histograma de frequência das idades em zircão de rochas do domínio paleoproterozóico do Cráton do Oeste da África.	27
Fig. 3.3 - Histogramme de fréquence contenant la distribution d'ages des roches du domaine paléoproterozoïque du Craton d'Ouest de l'Afrique.	27
Fig. 3.4 - Propostas de subdivisão do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas.	31
Fig. 3.4 - Les provinces géochronologiques du Craton Amazonien.	31
Fig. 3.5 - Esboço geológico simplificado da porção oriental do escudo das Guianas.	31
Fig. 3.5 - Schéma géologique simplifié de la partie orientale du Bouclier des Guyanes.	31
Fig. 3.6 - Histograma de frequência das idades em zircão de rochas paleoproterozóicas da porção sudeste do Escudo das Guianas.	34
Fig. 3.6 - Histogramme de fréquence de la distribution d'ages en zircon des roches de la partie sud-est du Bouclier des Guyanes.	34
Fig. 3.7 - Subdivisão tectônica simplificada da porção oriental do Cráton do São Francisco.	34
Fig. 3.7 - Subdivision tectonique simplifiée de la partie orientale du Craton du São Francisco.	34
Fig. 3.8 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia.	36
Fig. 3.8 - Carte géologique de la Ceinture Araguaia.	36
Fig. 3.9 - Esboço geológico simplificado da porção noroeste da Província Borborema.	38
Fig. 3.9 - Esquisse géologique simplifié de la portion nord-ouest de la Province Borborema.	38
Fig. 3.10 - Localização do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi (aflorantes) com relação do esboço geotectônico do embasamento da Bacia do Parnaíba.	38
Fig. 3.10 - Localisation du Craton São Luís et de la Ceinture Gurupi (affleurantes) par rapport à la carte du socle du bassin de Parnaíba.	38
Fig. 3.11 - Coluna estratigráfica para a região do Gurupi.	42
Fig. 3.11 - Colonne stratigraphique pour la région de Gurupi.	42
Fig. 3.12 - Mapa geológico da região do Gurupi.	43
Fig. 3.12 - Carte géologique de la région du Gurupi.	43
Fig. 3.13 - Seções geológicas esquemáticas.	45
Fig. 3.13 - Coupes géologiques.	45
Fig. 3.14 - Mapa gravimétrico da área oceânica entre o norte da América do Sul e o noroeste africano.	49
Fig. 3.14 - Carte gravimétrique de la croûte océanique entre le Nord de l'Amérique du	

Sud et le nord-ouest de l'Afrique.	49
Fig. 3.15: Mapa geológico da região dos depósitos auríferos Areal, Caxias e Pedra de Fogo. ...	51
Fig. 3.15 - Carte géologique de la région des dépôts aurifères Areal, Caxias et Pedra de Fogo. .	51
Fig. 3.16 - Fotografias de rochas do Grupo Aurizona.	51
Fig. 3.16 - Photos des roches du Group Aurizona.	51
Fig. 3.17 - Aspectos de campo e petrográficos da Suíte Tromai.	54
Fig. 3.17 - Aspects pétrographiques et en affleurement de la Suite Tromai.	54
Fig. 3.18 - Aspectos de campo e petrográficos do Granito Areal.	54
Fig. 3.18 - Aspects pétrographiques et en affleurement du Granite Areal.	54
Fig. 3.19 - Fotomicrografia de rocha vulcânica / tufácea fina.	57
Fig. 3.19 - Photomicrographie d'une roche volcanique.	57
Fig. 3.20 - Esboço geológico mostrando área original de ocorrência do Complexo Maracaçumé.	62
Fig. 3.20 - Carte géologique montrant l'aire de la distribution originale du Complexe Maracaçumé.	62
Fig. 3.21 - Esboço e foto de afloramento de gnaiss tonalítico do Complexo Itapeva.	62
Fig. 3.21 - Aspects d'un gneiss tonalitique du Complexe Itapeva.	62
Fig. 3.22 - Fotos de rochas atribuídas à Formação Vila Cristal e Quartzito Marajupema.	66
Fig. 3.22 - Photos des roches de la Formation Vila Cristal et du Quartzite Marajupema.	66
Fig. 3.23 - (A) Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total para o Granitóide Jonasa. (B) Isócrona interna para o Granitóide Jonasa.	69
Fig. 3.23 - (A) Diagramme isochronique (roche totale) pour le Granitoïde Jonasa. (B) Isochrone minérale pour le même granitoïde.	69
Fig. 3.24 - Aspectos de campo e microscópicos do Granito Maria Suprema.	71
Fig. 3.24 - Affleurements et photomicrographie du Granite Maria Suprema.	71
Fig. 3.25 - Isócrona mineral (Rb-Sr) para o Granito Maria Suprema.	71
Fig. 3.25 - Diagramme isochronique (Rb-Sr) minérale d'un échantillon du Granite Maria Suprema.	71
Fig. 3.26 - Blocos crustais da região amazônica no Brasil.	78
Fig. 3.26 - Compartimentage géotectonique de l'Amazonie brésilienne.	78
Fig. 3.27 - Esquema mostrando a inter-relação entre blocos crustais e cinturões móveis neoproterozóicos.	78
Fig. 3.27 - Esquisse montrant les rapports entre des blocs continentales et des ceintures mobiles Néoprotérozoïques.	78
Fig. 3.28 - Compartimentação tectônica do Cinturão Gurupi.	80
Fig. 3.28 - Carte montrant la proposition de subdivision tectonique de la Ceinture Gurupi.	80
Fig. 3.29 - Reconstituição paleogeográfica do norte-nordeste brasileiro e oeste-noroeste africano para o Aptiano (Cretáceo Inferior), mostrando a posição do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi em relação ao Cráton do Oeste da África.	83
Fig. 3.29 - Reconstitution paléogéographique du nord / nord-est brésilien et du ouest / nord-ouest africain au Aptian, montrant la position du Craton São Luís et de la Ceinture Gurupi par rapport au Craton Ouest Africain.	83
Fig. 4.1 - Imagens fotográficas de cristais de zircão da amostra PF7 do Grupo Aurizona.	85
Fig. 4.1 - Images photographiques des cristaux de zircon de l'échantillon PF7 du Groupe Aurizona.	85
Fig. 4.2 - Imagens fotográficas de cristais de zircão da Suíte Intrusiva Tromai.	85
Fig. 4.2 - Images photographiques de cristaux de zircon de la Suite Intrusive Tromai.	85

Fig. 4.3 - Imagens fotográficas de cristais de zircão do Granito Areal.....	85
Fig. 4.3 - Images photographiques de cristaux de zircon du Granite Areal.....	85
Fig. 4.4 - Imagens fotográficas de cristais de zircão do Complexo Itapeva.	85
Fig. 4.4 - Images photographiques de cristaux de zircon du Complexe Itapeva.	85
Fig. 4.5 - Imagens fotográficas de cristais de zircão do Granito Maria Suprema.....	85
Fig. 4.5 - Images photographiques de cristaux de zircon du Granite Maria Suprema.....	85
Fig. 4.6 - Imagens fotográficas de cristais de zircão do Formação Chega Tudo.	85
Fig. 4.6 - Images photographiques de cristaux de zircon de la Formation Chega Tudo.	85
Fig. 4.7 - Imagens fotográficas de cristais de zircão da Formação Vila Cristal.	100
Fig. 4.7 - Images photographiques de cristaux de zircon de la Formation Vila Cristal.....	100
Fig. 4.8 - Imagens fotográficas de cristais de zircão do Quartzito Marajupema.	100
Fig. 4.8 - Images photographiques de cristaux de zircon du Quartzite Marajupema.	100
Fig. 4.9 - Isócrona Pb-Pb e diagrama concórdia para o Complexo Itapeva.....	100
Fig. 4.9 - Isochrone Pb-Pb et diagramme concordia pour le Complexe Itapeva.	100
Fig. 4.10 – Diagrama concordia para o Granito Maria Suprema.....	102
Fig. 4.10 - Diagramme concordia pour l'unité Granito Maria Suprema.	102
Fig. 4.11 - Diagrama concórdia para titanita da Suíte Intrusiva Tromai.	102
Fig. 4.11 - Diagramme concordia pour titanite de la Suite Intrusive Tromai.	102
Fig. 4.12 - Imagens de cristais de zircão do Nefelina Sienito Boca Nova.	104
Fig. 4.12 - Images de cristaux de zircon du Néphéline Syénite Boca Nova.	104
Fig. 4.13 - Nefelina Sienito Boca Nova (diagrama concórdia).....	106
Fig. 4.13 - Néphéline Syénite Boca Nova (diagramme concordia)	106
Fig. 4.14 - Diagrama que mostra possíveis interpretações para valores de ϵNd e idades modelo T_{DM}	120
Fig. 4.14 - Diagramme montrant des interprétations possibles pour les valeurs de ϵNd et d'âge modèle T_{DM}	120
Fig. 4.15 - Diagramas mostrando a evolução isotópica do Nd para a região do Gurupi.	126
Fig. 4.15 - Diagrammes montrant l'évolution isotopique du Nd pour la région du Gurupi.	126
Fig. 5.1 - Coluna estratigráfica para a região do Gurupi proposta neste este trabalho.	129
Fig. 5.1 - Colonne stratigraphique pour la région de Gurupi proposée dans cette étude.	129
Fig. 5.2 - Mapa geológico da região do Gurupi contendo a proposta litoestratigráfica deste trabalho.....	130
Fig. 5.2 - Carte géologique de la région du Gurupi en contenant la nouvelle proposition stratigraphique.	130
Fig. 5.3 - Diagramas mostrando assinaturas químicas em granitóides Tromai e Areal.....	133
Fig. 5.3 - Diagrammes montrant les signatures chimiques des granitoïdes Tromai et Areal.	133
Fig. 5.4 - Padrões de elementos de terras raras e de elementos traços para os granitóides Tromai e Areal.....	135
Fig. 5.4 – Spectres de terres rares et des éléments traces pour les granitoïdes Tromai et Areal. ...	135
Fig. 5.5 - Diagramas mostrando diferenças composicionais entre os granitóides da Suíte Tromai e Granito Areal.	136
Fig. 5.5 - Diagrammes montrant des différences de composition chimique entre les granitoïdes Tromai et Areal.	136
Fig. 5.6 - Indicadores petrogenéticos para os granitóides Tromai e Areal.	137
Fig. 5.6 - Indicateurs pétrochimiques pour les granitoïdes Tromai et Areal.	137
Fig. 5.7 - Diagramas químicos discriminantes para as rochas da Formação Chega Tudo.	144
Fig. 5.7 - Diagrammes chimiques des roches de la Formation Chega Tudo.	144

Fig. 5.8 - Esquema mostrando o papel de marcador tectônico exercido por nefelina sienitos.	151
Fig. 5.8 - Schéma a montrant le rôle tectonique des néphéline syénites.	151
Fig. 6.1 - Esboço da evolução geodinâmica da região do Gurupi no Paleoproterozóico.	157
Fig. 6.1 - Esquisse de l'évolution géodynamique de la région du Gurupi pendant le Paléoproterozoïque.	157
Fig. 6.2 - Esboço da evolução geodinâmica da região do Gurupi no Neoproterozóico.	161
Fig. 6.2 - Esquisse qui suggère l'évolution géodynamique de la région du Gurupi pendant le Néoproterozoïque.	161
Fig. 7.1 - Mapa geológico da região do Gurupi com a localização de depósitos auríferos.	166
Fig. 7.1 - Carte géologique de la région du Gurupi, et localisation des dépôts aurifères.	166
Fig. 7.2 - Mapa geológico da porção central-norte do Cinturão Gurupi, com a localização dos depósitos auríferos Chega Tudo, Serrinha e Cipoeiro.	167
Fig. 7.2 - Carte géologique de la région centrale-nord de la Ceinture Gurupi, montrant la localisation des dépôts aurifères Chega Tudo, Serrinha et Cipoeiro.	167
Fig. 7.3 - Mapa geológico simplificado do depósito Caxias.	168
Fig. 7.3 - Esquisse géologique du dépôt Caxias.	168
Fig. 7.4 - Aspectos da alteração hidrotermal no depósito Caxias.	168
Fig. 7.4 - Aspects de l'altération hydrothermale à Caxias.	168
Fig. 7.5 - Foto de granitoide alterado encaixante do minério aurífero no depósito Areal.	170
Fig. 7.5 - Photo du granitoide altéré, encaissante de la minéralisation aurifère à Areal.	170
Fig. 7.6 - Esboço geológico do depósito aurífero Pedra de Fogo.	170
Fig. 7.6 - Esquisse géologique du dépôt aurifère Pedra de Fogo.	170
Fig. 7.7 - Fotomicrografias das rochas encaixantes em Pedra de Fogo.	170
Fig. 7.7 - Photomicrographies des roches encaissantes à Pedra de Fogo.	170
Fig. 7.8 - Mapa geológico e seção geológica do depósito Cipoeiro.	172
Fig. 7.8 - Carte géologique et coupe géologique du dépôt Cipoeiro.	172
Fig. 7.9 - Aspectos das rochas mineralizadas em Cipoeiro.	174
Fig. 7.9 - Aspects de la minéralisation à Cipoeiro.	174
Fig. 7.10 - Mapa e seção geológica da região de Chega Tudo com a localização dos alvos Mina Velha e Mandiocal.	175
Fig. 7.10 - Carte et coupe géologique de la région de Chega Tudo montrant la localisation des cibles Mina Velha et Mandiocal.	175
Fig. 7.11 - Aspectos da mineralização em Chega Tudo.	175
Fig. 7.11 - Aspects de la minéralisation à Chega Tudo.	175
Fig. 7.12 - Fotografias de aspectos da alteração hidrotermal em Chega Tudo.	177
Fig. 7.12 - Photographies des aspects de l'altération hydrothermale à Chega Tudo.	177
Fig. 7.13 - Seção geológica esquemática do depósito de Serrinha.	180
Fig. 7.13 - Coupe géologique du dépôt d'or Serrinha.	180
Fig. 7.14 - Aspectos estruturais e texturais da encaixante no depósito Serrinha.	180
Fig. 7.14 - Aspects de la roche encaissante à Serrinha).	180
Fig. 7.15 - Aspectos petrográficos da mineralização em Serrinha.	181
Fig. 7.15 - Aspects pétrographiques de la minéralisation à Serrinha.	181
Fig. 7.16 - Mapa geológico do depósito aurífero Cachoeira.	183
Fig. 7.16 - Carte géologique du dépôt aurifère Cachoeira.	183
Fig. 7.17 - Seção geológica do depósito Cachoeira.	184
Fig. 7.17 - Coupe géologique du dépôt Cachoeira.	184
Fig. 7.18 - Aspectos da alteração hidrotermal em Cachoeira.	186

Fig. 7.18 -Aspectos de l'altération hidrotermale à Cachoeira.	186
Fig. 8.1- Classificação e relação entre os parâmetros AlIV e Fe / (Fe+Mg) nas cloritas hidrotermais de Pedra de Fogo.	191
Fig. 8.1 - Classification et rapport entre les paramètres AlIV et Fe / (Fe+Mg) dans les chlorites hydrothermaux du dépôt Pedra de Fogo.	191
Fig. 8.2 - Classificação e relação entre os parâmetros AlIV e Fe / (Fe+Mg) nas cloritas hidrotermais de Cipoeiro.	191
Fig. 8.2 - Classification et rapport entre les paramètres AlIV et Fe / (Fe+Mg) dans les chlorites hydrothermaux du dépôt Cipoeiro.	191
Fig. 8.3- Classificação e relação entre os parâmetros AlIV e Fe / (Fe+Mg) nas cloritas hidrotermais de Chega Tudo.	191
Fig. 8.3 - Classification et rapport entre les paramètres AlIV et Fe / (Fe+Mg) dans les chlorites hydrothermaux du dépôt Chega Tudo.	191
Fig. 8.4 - Tipos e distribuição das inclusões fluidas no depósito Pedra de Fogo.	198
Fig. 8.4 - Types et la distribution des inclusions fluides à Pedra de Fogo.	198
Fig. 8.5 - Espectros microRaman das inclusões fluidas de Pedra de Fogo.	200
Fig. 8.5 - Spectres microRaman des inclusions fluides à Pedra de Fogo.	200
Fig. 8.6 - Histogramas de distribuição de frequência das temperaturas de homogeneização final e de fusão do gelo em inclusões do depósito Pedra de Fogo.	200
Fig. 8.6 - Histogrammes de distribution de fréquence des températures d'homogénéisation finale des inclusions et de fusion de la glace des inclusions fluides à Pedra de Fogo.	200
Fig. 8.7 - Tipos e formas de distribuição das inclusões fluidas em veios de quartzo do depósito Chega Tudo.	204
Fig. 8.7 - Types et formes de distribution des inclusions fluides en veines de quartz à Chega Tudo.	204
Fig. 8.8 - Histogramas de frequência para inclusões fluidas do depósito Chega Tudo.	204
Fig. 8.8 - Histogrammes de fréquence pour les inclusions fluides à Chega Tudo.	204
Fig. 8.9 - Imagens mostrando tipos e distribuição das inclusões fluidas no depósito Serrinha	208
Fig. 8.9 - Images montrant les types et distribution des inclusions fluides à Serrinha.	208
Fig. 8.10 - Histogramas de frequência das inclusões fluidas no depósito Serrinha.	209
Fig. 8.10 - Histogrammes de distribution de fréquence des inclusions fluides à Serrinha.	209
Fig. 8.11 - Diagramas mostrando a distribuição das temperaturas em Serrinha.	209
Fig. 8.11 - Diagrammes montrant la distribution des températures à Serrinha.	209
Fig. 8.12 - Relações isotópicas em carbonatos e entre quartzo e carbonatos.	219
Fig. 8.12 - Rapports isotopiques en carbonate et entre le quartz et le carbonate.	219
Fig. 8.13 - Diagrama P-T para Pedra de Fogo, Chega Tudo e Serrinha.	229
Fig. 8.13 - Diagramme P-P pour Pedra de Fogo, Chega Tudo et Serrinha.	229
Fig. 8.14 - Diagrama T-fO ₂	229
Fig. 8.14 - Diagramme T-fO ₂	229
Fig. 8.15 - Diagrama mostrando a composição isotópica dos fluidos hidrotermais	233
Fig. 8.15 - Diagramme montrant la composition isotopique des fluides hydrothermaux	233
Fig. 8.16 - Composição isotópica do carbono.	233
Fig. 8.16 - Composition isotopique du carbone.	233
Fig. 8.17 - Composição isotópica do chumbo em relação à curva de Stacey & Kramers (1975) ..	242
Fig. 8.17 - Composition isotopique du plomb par rapport à la droite de Stacey & Kramers (1975).	242
Fig. 8.18 - Composição isotópica do Pb em relação às curvas de Zartman & Doe (1981) ..	244

Fig. 8.18 - Composition isotopique du plomb par rapport au modèle de Zartman & Doe (1981) .	244
Fig. 8.19 - Isócronas Pb-Pb para amostras de pirita do depósito Caxias de amostras do Cráton São Luís.	245
Fig. 8.19 - Isochrones Pb-Pb pour les échantillons de pyrite du dépôt Caxias e pour toutes les échantillons du Craton São Luís.	245
Fig. 8.20 - Isócronas Pb-Pb para sulfetos do depósito Cachoeira e Cinturão Gurupi.	246
Fig. 8.20 - Isochrones Pb-Pb pour les pyrites du dépôt Cachoeira et de la Ceinture Gurupi.	246

LISTA DE TABELAS / LISTE DE TABLEAUX

Tabela 3.1- Sumário de dados Sm-Nd selecionados do domínio Baoulé-Mossi do Cráton do Oeste da África.	29
Tableau 3.1 - Sommaire des données Sm-Nd du domaine Baoulé-Mossi Craton de l'Ouest de l'Afrique.	29
Tabela 3.2 - Dados geocronológicos em zircão para a região ao norte de Carajás, no Cráton Amazônico.	30
Tableau 3.2 - Données géochronologiques sur zircon pour la région au nord de Carajás, Craton Amazonien.	30
Tabela 3.3 - Principais dados geocronológicos pelo método Rb-Sr para a região do Gurupi.	47
Tableau 3.3 - Principaux données géochronologiques Rb-Sr pour la région du Gurupi.	47
Tabela 3.4 - Principais dados geocronológicos pelo método K-Ar para a região do Gurupi.	48
Tableau 3.4 - Principaux données géochronologiques K-Ar pour la région du Gurupi.	48
Tabela 3.5: Sumário das idades obtidas por evaporação de Pb em monocristais de zircão das idades modelo Sm-Nd (TDM) disponíveis para a região do Gurupi.	58
Tableau 3.5: Sommaire des âges obtenues pour l'évaporation de Pb sur zircon et des âges modèles Sm-Nd (TDM) disponibles pour la région du Gurupi.	58
Tabela 4.1 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em rocha metapiroclástica do Grupo Aurizona.	86
Tableau 4.1 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon dans une roche metapyroclastique du Groupe Aurizona.	86
Tabela 4.2 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em granitóides da Suíte Tromai.	87
Tableau 4.2 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon des granitoïdes de la Suite Tromai.	87
Tabela 4.2 (continuação) - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em um tonalito foliado da Suíte Tromai (ex- Tonalito Itamoari.)	88
Tableau 4.2 (continuation) – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon dans un tonalite feuilleté de la Suite Tromai.	88
Tabela 4.3 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão para o Granito Areal.	91
Tableau 4.3 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon du Granite Areal.	91
Tabela 4.4 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em rochas do Complexo Itapeva e em mobilizados graníticos.	93

Tableau 4.4 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon des roches du Complexe Itapeva et de mobilisés granitoïdes	93
Tabela 4.5 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em um granito da unidade Granito Maria Suprema.....	94
Tableau 4.5 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon d'un granite de l'unité Maria Suprema	94
Tabela 4.6 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em rochas da Formação Chega Tudo.....	96
Tableau 4.6 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon des rochas de la Formation Chega Tudo	96
Tabela 4.7 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em cristais detríticos de zircão detrítico de xisto da Formação Vila Cristal.....	97
Tableau 4.7 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon detrital d'un schiste de la Formation Vila Cristal	97
Tabela 4.8 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em cristais detríticos de zircão do Quartzito Marajupema.....	98
Tableau 4.8 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon du quartzite Marajupema.....	98
Tabela 4.9 – Dados isotópicos U-Pb (diluição isotópica) em zircão e titanita.....	99
Tableau 4.9 – Données isotopiques U-Pb (dilution isotopique) sur zircon et titanite	99
Tabela 4.10 – Dados isotópicos U-Pb em zircão do Nefelina Sienito Boca Nova.....	105
Tableau 4.10 – Données isotopiques U-PB sur zircon du Néphéline Syénite Boca Nova	105
Tabela 4.11 – Resultados isotópicos de Sm-Nd em rocha total	117
Tableau 4.11 – Données isotopiques Sm-Nd sur roche totale.....	117
Tabela 6.1 – Sumário de atributos relevantes das unidades geológicas do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi	155
Tableau 6.1 – Sommaire des caractéristiques des unités géologiques du Craton São Luís et de la Ceinture Gurupi.....	155
Tabela 8.1 – Parâmetros químicos utilizados para calibração dos diferentes geotermômetros da clorita	189
Tableau 8.1 – Paramètres chimiques utilisés pour calibrer les différents géothermomètres de la chlorite	189
Tabela 8.2 - Composição química e temperaturas de formação de cloritas hidrotermais do depósito Pedra de Fogo.....	190
Tableau 8.2 – Composition chimique et températures de formation des chlorites du dépôt Pedra de Fogo	190
Tabela 8.3 - Composição química e temperaturas de formação de cloritas hidrotermais do depósito de Cipoeiro (nível 103 m).....	192
Tableau 8.3 – Composition chimique et températures de formation des chlorites du dépôt Cipoeiro (niveau 103m).....	192
Tabela 8.4 - Composição química e temperaturas de formação de cloritas hidrotermais do depósito de Cipoeiro (nível 185 m).....	193
Tableau 8.4 – Compositions isotopiques et températures de formation des chlorites du dépôt Cipoeiro (niveau 185m).....	193
Tabela 8.5 – Composição química e temperaturas de formação de cloritas hidrotermais do depósito de Cipoeiro (nível 201 m).....	194
Tableau 8.5 – Composition chimique et températures de formation des chlorites du dépôt	

Cipoeiro (niveau 201m).....	194
Tabela 8.6 - Composição química e temperaturas de formação de cloritas hidrotermais do depósito de Chega Tudo	195
Tableau 8.6 – Composition chimique et températures de formation des chlorites du dépôt Chega Tudo.....	195
Tabela 8.7 - Sumário dos dados microtermométricos e composição calculada do fluido no depósito Chega Tudo	206
Tableau 8.7 – Sommaire des données microthermométriques et de la composition du fluide à Chega Tudo	206
Tabela 8.8 – Composições isotópicas de minerais hidrotermais, inclusões fluidas e grafita dos depósitos Caxias, Areal e Pedra de Fogo	215
Tableau 8.8 – Compositions isotopiques des minéraux hydrothermaux, inclusions fluides et graphite des dépôts aurifères de Caxias, Areal et Pedra de Fogo	215
Tabela 8.9 – Composições isotópicas de minerais hidrotermais e fluidos do depósito Cipoeiro	216
Tableau 8.9 – Compositions isotopiques des minéraux hydrothermaux et fluides du dépôt Cipoeiro	216
Tabela 8.10 - Composições isotópicas de minerais hidrotermais e fluidos do depósito Chega Tudo	217
Tableau 8.10 – Compositions isotopiques des minéraux hydrothermaux et des fluides du dépôt Chega Tudo.....	217
Tabela 8.11 – Composições isotópicas de minerais hidrotermais, grafita e fluidos do depósito Serrinha	217
Tableau 8.11 – Compositions isotopiques des minéraux hydrothermaux, des fluides et du graphite à Serrinha.....	217
Tabela 8.12 – Composições isotópicas de minerais hidrotermais, fluidos e grafita do depósito Cachoeira	219
Tableau 8.12 – Compositions isotopiques des minéraux hydrothermaux, des fluides et du graphite à Cachoeira	219
Tabela 8.13 – Sumário das composições isotópicas nos depósitos da região do Gurupi	222
Tableau 8.13 – Sommaire des compositions isotopiques des dépôts de la région du Gurupi	222
Tabela 8.14 – Temperaturas obtidas por geotermometria isotópica.....	224
Tableau 8.14 – Températures obtenues par géothermométrie isotopique	224
Tabela 8.15 – Comparação entre as temperaturas obtidas por diferentes geotermômetros.....	227
Tableau 8.15 – Comparaison entre les températures obtenues selon les différents géothermomètres	227
Tabela 8.16 – Sumário dos intervalos de temperatura, pressão, XCO ₂ e fO ₂	227
Tableau 8.16 – Sommaire des données de température, pression, XCO ₂ et fO ₂	227
Tabela 8.17 – Sumário da composição isotópica do(s) fluido(s)	231
Tableau 8.17 – Sommaire de la composition isotopique des fluides	231
Tabela 8.18 - Dados de isótopos de Pb em pirita, feldspatos e rocha total para a região do Gurupi.....	241
Tableau 8.18 – Données isotopiques de plomb sur pyrite, feldspath et roche totale pour la région du Gurupi.....	241
Tab. 8.19 – Dados isotópicos de Pb em pirita, obtidos pelo método de lixiviação	242
Tableau 8.19 – Données isotopiques de Pb sur pyrite obtenues pour la méthode de lixiviation.....	242

RESUMO

Na região limítrofe entre os estados do Pará e Maranhão, conhecida como Gurupi, afloram rochas ígneas e metamórficas recobertas por sedimentação fanerozóica, ocupando parte da Província Estrutural Parnaíba. Estudos geocronológicos pioneiros baseados nos métodos Rb-Sr e K-Ar mostraram a existência de dois domínios geocronológicos distintos nessa região com rochas aflorantes em direção à costa atlântica apresentando assinatura paleoproterozóica, com idades em torno de 2000 Ma, enquanto que rochas aflorantes para sul-sudoeste mostram assinatura neoproterozóica, principalmente entre 800 e 500 Ma. Esses domínios passaram a ser denominados, respectivamente, Cráton São Luís e Cinturão Gurupi. Propostas litoestratigráficas sucederam-se por mais de duas décadas, mas sempre careceram de dados geocronológicos robustos para justificar o posicionamento estratigráfico das unidades. Modelos evolutivos polarizaram-se entre propostas de evolução monocíclica ou policíclica para o Cinturão Gurupi, também carecendo de geocronologia e geologia isotópica para consubstanciar interpretações. Além disso, depósitos auríferos associam-se às duas unidades geotectônicas, mas raros foram alvo de estudos geológicos ou genéticos. Esta tese aborda em maior ou menor grau esses problemas gerais.

Uma reformulação da litoestratigrafia regional e uma proposta de evolução geológica foi alcançada através da reavaliação dos dados geológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos existentes, e da geração de novos dados geocronológicos em zircão por evaporação de Pb e U-Pb convencional e por LAM-ICP-MS. Dados isotópicos de Nd em rocha total foram também obtidos, permitindo a investigação de processos de acreção e retrabalhamento crustal. Os resultados mostram que a região possui uma evolução relativamente complexa, com intensa e extensa geração de rochas juvenis calcico-alcalinas e subordinado retrabalhamento de crosta continental arqueana entre 2,24 e 2,15 Ga, e com fusão crustal, migmatização localizada, plutonismo peraluminoso, metamorfismo e deformação em torno de 2,10 Ga. Os seguintes resultados foram obtidos para as unidades litoestratigráficas e litodêmicas estudadas no Cráton São Luís: Grupo Aurizona, metavulcanossedimentar ligado a arcos de ilha, idade máxima 2241 Ma (juvenil), com provável evolução até cerca de 2200 Ma; Suíte Intrusiva Tromai, tonalitos metaluminosos, calcico-alcalinos de arco de ilha oceânico, 2168 Ma (juvenil); Granito Areal, calcico-alcalino fracamente peraluminoso, 2150 Ma (mistura de material juvenil e retrabalhamento de arco de ilha). No Cinturão Gurupi foram obtidos os seguintes resultados: Metatonalito Igarapé Grande, tonalito granoblástico de ocorrência localizada, 2594 Ma; Complexo Itapeva, gnaisses tonalíticos localmente migmatizados, 2167 Ma (dominantemente juvenil); Formação Chega Tudo, vulcanossedimentar ligada a arcos de ilhas, 2150-2160 Ma (juvenil); Granito Maria Suprema, muscovita leucogranito (peraluminoso) intrusivo sintectonicamente no Complexo Itapeva há 2100 Ma (fusão crustal), idade de outros granitoides peraluminosos já datados anteriormente na região. O Grupo Gurupi é tentativamente posicionado no Paleoproterozóico (>2160 Ma), mas não há elemento que comprove essa hipótese. Os dados são interpretados em termos de tectônica de placas, com abertura de bacia oceânica um pouco antes de 2260 Ma, formação de arcos de ilha oceânicos, subducção e produção volumosa de magmas calcico-alcalinos e retrabalhamento dos arcos entre 2170-2150 Ma. Esse conjunto foi amalgamado a uma margem continental periférica a um bloco arqueano existente ao sul (parte arqueana do Cráton Amazônico ou núcleo cratônico encoberto atualmente pela sedimentação fanerozóica) numa colisão fraca, dirigida de NNE para SSW, mas suficiente para gerar algum espessamento crustal e permitir a fusão de parte da crosta paleoproterozóica recém formada e da crosta arqueana (ou de seus derivados detríticos) preexistente. Esse episódio colisional, ocorrido

há cerca de 2100-2080 Ma refletiu-se no metamorfismo, deformação e migmatização local, além da intrusão dos granitóides peraluminosos.

A região foi novamente palco de atividade no Neoproterozóico, com o bloco amalgamado no Paleoproterozóico sendo rompido, com formação de rifte continental marcado pela intrusão de magma alcalino (Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova) há 732 Ma. Rochas sedimentares depositadas nessa bacia (Formação Marajupema) apresentam cristais detríticos de zircão, os mais jovens com 1100 Ma. Esse rifte evoluiu provavelmente para uma bacia oceânica, de dimensões ainda desconhecidas, o que é sugerido por dados recentes da literatura que mostram grande quantidade de cristais detríticos de zircão com idade em torno de 600-650 Ma em bacias sedimentares da região, que contêm sedimentos imaturos, e pela intrusão de granitóide peraluminoso (colisional), há 550 Ma. Essa bacia foi fechada, com a colisão do orógeno contra o bloco amalgamado no Paleoproterozóico, com transporte de massa de SSW para NNE. A idade do clímax desse episódio orogênico neoproterozóico e do metamorfismo que o acompanhou não foi claramente determinada, existindo informações ambíguas que apontam para o intervalo 650-520 Ma (zircão do nefelina sienito e idades Rb-Sr e K-Ar em minerais).

A metalogenia dos depósitos auríferos foi abordada numa escala de reconhecimento através do estudo geológico dos mesmos, dos fluidos hidrotermais e das condições físico-químicas de formação dos depósitos. As investigações envolveram análises químicas de cloritas, estudos de inclusões fluidas e geoquímica de isótopos estáveis (O, H, C, S) e radiogênicos (Pb). Relações estruturais e texturais permitiram caracterizar os depósitos como pós-metamórficos e tardi- a pós-tectônicos com relação aos eventos paleoproterozóicos, conforme sugerido pelos isótopos de Pb (pós 2080 Ma). Regionalmente os depósitos foram formados em condições de T-P entre 280°-380°C e 2-3 kb, a partir de fluidos aquo-carbônicos relativamente reduzidos, de baixa salinidade (5% massa equiv. NaCl), moderada a alta densidade, e ricos em CO₂ (tipicamente <20 moles %; traços de CH₄ e N₂), que sugerem fortemente separação de fases. Estudos de isótopos estáveis sugerem fontes distintas para fluidos e solutos. Duas fontes são indicadas para o carbono presente em carbonatos, grafita e inclusões fluidas: uma fonte orgânica subordinada e outra fonte indefinida, que pode ser magmática, metamórfica ou mantélica (ou mistura de ambas). O enxofre de sulfetos apresenta assinatura magmática, tendo derivado diretamente de magmas ou por dissolução de sulfetos magmáticos. Isótopos de oxigênio e hidrogênio de minerais silicatados e inclusões fluidas combinados atestam fontes metamórficas para os fluidos. Portanto, reações de desidratação e descarbonização produzidas durante o metamorfismo das seqüências vulcanossedimentares paleoproterozóicas devem ter produzido os fluidos investigados. O ouro foi transportado por um complexo do tipo Au(HS)₂⁻ e precipitou devido à separação de fases e reações dos fluidos com as rochas encaixantes. Os dados geológicos e genéticos encaixam-se no modelo de depósitos auríferos orogênicos encontrados em cinturões metamórficos de todas as idades.

Os resultados globais deste estudo trazem implicações para o entendimento das orogenias paleo- e neoproterozóicas que erigiram a Plataforma Sul-Americana e para a formação e desagregação de supercontinentes como Atlantica, Rodinia e Gondwana Ocidental. O quadro delineado encontra boa correlação, principalmente no que concerne ao Paleoproterozóico, com o que é descrito para parte da porção sudeste do Escudo das Guianas e para a porção sul do Cráton do Oeste da África. O quadro Neoproterozóico é ainda incipientemente compreendido para que se façam maiores correlações.

ABSTRACT

In the Gurupi region, located at the border between the Pará and Maranhão states in northern Brazil, igneous and metamorphic rocks crop out as part of the Parnaíba Structural Province. Early geochronological studies, based on the Rb-Sr and K-Ar methods have shown two geochronological domains. The rocks that crop out towards the Atlantic margin showed a Paleoproterozoic signature, around 2000 Ma, whereas the rocks that crop out towards the inner portions of the continent showed a Neoproterozoic signature, especially between 800 and 500 Ma. These domains have been then defined as the São Luís Craton and Gurupi Belt, respectively. Several lithostratigraphic propositions have been developed throughout more than two decades. However, these propositions always lack robust geochronological support. Geotectonic models discussed a one- or two-phase evolution for the Gurupi Belt, also lacking robust geochronological and isotopic data to consubstantiate the interpretations. Furthermore, among the several gold deposits that occur in both the cratonic and belt areas, only a few have geological and genetic information. These subjects are addressed in more or less depth by this thesis.

New propositions for the regional lithostratigraphy and geological evolution have been achieved in this work by reevaluating the available geological, geochemical, geochronological and isotopic dataset, as well as by adding new geochronological data on zircon (Pb-evaporation, U-Pb ID-TIMS, and LAM-ICP-MS) for most of the igneous and orthometamorphic rocks in the region. Whole rock Nd isotope data have also been obtained, allowing the discussion of crustal accretion and reworking. The results show a rather complex geological evolution with intensive and extensive crustal growth between 2.24-2.15 Ga and crustal reworking, involving melting, migmatization, metamorphism, and deformation around 2.10 Ga. The following results have been obtained for the São Luís Craton: Aurizona Group, metavolcano-sedimentary sequence, maximum age of 2241 Ma (juvenile) that possibly evolved until c.a. 2200 Ma; Tromai Intrusive Suite, calc-alkaline, metaluminous tonalites of oceanic island arc, 2168 Ma (juvenile); Areal Granite, calc-alkaline, weakly peraluminous, 2150 Ma (mixing of juvenile and arc materials). In the Gurupi Belt, the following results have been obtained: Igarapé Grande Metatonalite, small and localized granoblastic tonalite, 2594 Ma; Itapeva Complex, weakly migmatized tonalitic orthogneiss, 2167 Ma (mostly juvenile); Chega Tudo Formation, metavolcano-sedimentary sequence (back-arc basin?), 2150-2160 Ma; Maria Suprema Granite, syntectonic, peraluminous muscovite-bearing granite, 2100 Ma (similar to other peraluminous granitoids in the Gurupi Belt). The Gurupi Group is tentatively placed in the Paleoproterozoic (>2160 Ma), but this must still be proved. The above data are interpreted on a plate tectonics basis, as follows. An oceanic basin is open at ca. 2260 Ma and is followed by the onset of subduction, formation of island arcs and voluminous calc-alkaline magmatism in oceanic settings, and concomitant reworking of the arcs between 2170-2150 Ma. This set of oceanic terranes has been accreted (soft-collision) onto an Archean continental margin to southwest (Archean part of the Amazonian Craton or a present day concealed cratonic nuclei). The collision provoked the metamorphism, deformation, and partial melting of the newly formed Paleoproterozoic crust and of part of the Archean bloc, or their erosive detritus, migmatization, and emplacement of peraluminous granitoids at 2100-2080 Ma.

The region has been the locus of a second event in the Neoproterozoic. A continental rift developed in the bloc that was assembled in the Paleoproterozoic, as attested by the intrusion of a nepheline syenite (Boca Nova) at 732 Ma. Sedimentary rocks that filled this rift (Marajupema Formation) have detrital zircon crystals that show the youngest ages around 1100 Ma. The rift evolved probably to an oceanic basin, as suggested by the widespread occurrence of detrital zircons with ages around 550 Ma in small sedimentary basins that have been filled with immature

sediments. The precise time of orogenesis climax that followed basin closure, with mass transport from SSW to NNE and accompanying metamorphism, is not yet constrained. Equivocal geochronological information point to 650-520 Ma (zircon of the nepheline syenite, Rb-Sr and K-Ar ages in minerals).

The metallogeny of selected gold deposits occurring in both the São Luís Craton and the Gurupi Belt is addressed using varied information, such as geology, chlorite chemistry, fluid inclusion geochemistry, and stable (O, H, C, S) and radiogenic (Pb) isotopes. Structural and textural relationships, and Pb isotope data indicate a post metamorphic peak and late- to post-tectonic timing for the gold mineralization with respect to the Paleoproterozoic events (post 2080 Ma). At a regional scale, the deposits show a similar signature characterized by formation temperatures between 280° and 380°C; pressures of 2-3 kbars; low-salinity (5 mass % NaCl equiv), reduced and moderately dense aqueous-carbonic (CO_2 <20 mol%, traces of CH_4 and N_2), showing strong evidence for phase separation. Stable isotope studies suggest distinct sources for fluids and solutes. The carbonate, graphite, and fluid inclusion carbon comes from two sources: a depleted organic source, and an unknown source that may be magmatic, metamorphic or mantle-derived (or both). Sulfide sulfur derived directly from magmas or from the dissolution of magmatic sulfides. Combined oxygen and hydrogen isotopes attest a metamorphic source for the fluids. Therefore, dehydration and decarbonization reactions during the metamorphism of the Paleoproterozoic metavolcano-sedimentary sequences appear to have produced the mineralizing fluids. Gold was transported as a reduced sulfur complex, such as the $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ and precipitated in response to the breakdown of this complex due to phase separation and fluid-rock interactions. The geological and genetic constraints are consistent with the orogenic gold model, found in metamorphic belts of all ages.

As a whole the results of this study have implications for the understanding of the Paleoproterozoic and Neoproterozoic orogenies that built up the South American Platform and for the assembly and break-up of the Atlantica, Rodinia, and West-Gondwana supercontinents. The geological scenario outlined here for the Paleoproterozoic shows good correlations with those found especially in the southeastern Guyana Shield and in the southern portion of the West-African Craton. For the Neoproterozoic, the available information is still insufficient to draw major correlations.

RÉSUMÉ

Évolution géologique précambrienne et aspects de la métallogénèse de l'or du Craton São Luís et de la Ceinture Gurupi, NE-Pará / NW-Maranhão, Brésil.

Chapitre 1 – Introduction et but du travail

À la frontière entre les états du Pará et Maranhão, au centre-nord du Brésil (région du Gurupi), affleurent, au milieu de la couverture sédimentaire phanérozoïque, des roches magmatiques, sédimentaires et métamorphiques Précambriennes, qui comprennent le Craton São Luís et la Ceinture Gurupi, lesquels contiennent plusieurs dépôts d'or (Fig. 1.1 et 1.2). Les données géochronologiques Rb-Sr et K-Ar montrent des signatures paléoprotérozoïque et néoprotérozoïque, respectivement, pour ces deux terrains. La région a été cartographiée à l'échelle 1:250.000 et 1:500.000 et des problèmes qui persistent incluent : 1) la stratigraphie, parce qu'aucune des unités ne possèdent des données géochronologiques sur zircon ; 2) l'évolution géologique, surtout de la Ceinture Gurupi ; 3) la métallogénie aurifère n'est pas connue. Promouvoir des avancées sur ces sujets est le but général de ce travail.

Chapitre 2 – Méthodologie

Précédés par des travaux sur le terrain dans des aires clés et par la révision pétrographique de plusieurs unités, les problèmes listés ci-dessus seront abordés de la façon suivante:

- 1) révision des propositions stratigraphiques préalables et discussion de leurs points faibles; apport des données géochronologiques sur zircon (Pb-Pb par évaporation; U-Pb conventionnel et LAM-ICP-MS) pour toutes les unités magmatiques et orthométamorphiques.
- 2) discussion des environnements tectoniques à partir de la révision du contenu lithologique des unités stratigraphiques, des associations pétrographiques, de la réévaluation des données géochimiques existantes et pour l'apport de données isotopiques Sm-Nd sur roches totales.
- 3) présentation des attributs géologiques de sept dépôts aurifères sélectionnés et discussion des aspects génétiques à partir des études sur inclusions fluides, sur la chimie minérale (chlorite) et sur les isotopes stables (O, H, C, S) et radiogéniques (Pb).

Chapitre 3 – Géologie régionale

3.1) En premier lieu, la région du Gurupi est placée dans le contexte géotectonique de l'Amérique du Sud et du nord-ouest de l'Afrique (Fig. 3.1 à 3.10). Une brève révision de chacune des grandes unités géotectoniques a été faite, en incluant les principales subdivisions tectoniques, les constitutions lithologiques et les données géochronologiques. Cette révision montre que les unités géotectoniques sont constituées par des blocs archéens soudés par des ceintures mobiles paléoprotérozoïques et / ou néoprotérozoïques. Plusieurs événements ont été décrits pour l'Archéen, alors que pendant le Paléoproterozoïque deux grandes orogènes sont connues : 2250-2150 Ma, caractérisée par l'intense addition de croûte continentale juvénile ; et 2100-2070 Ma, caractérisée par le remaniement de la croûte préexistante (archéenne et / ou paléoprotérozoïque).

3.2) Description de la lithostratigraphie, des données géochronologiques préalables, des unités géologiques, et modifications préliminaires de la lithostratigraphie (les données géochronologiques, lorsqu'elles sont disponibles, sont placés entre parenthèses). La carte et la coupe géologique, les colonnes stratigraphiques, ainsi que des photos de roches et d'affleurement sont fournies (Fig. 3.11 à 3.25). Pour le Craton São Luís les unités suivantes sont décrites:

- Group Aurizona : ensemble métavolcano-sédimentaire métamorphisé dans faciès schistes verts (localement amphibolite) ;
- Suite Intrusive Tromaí : composée de batholites de tonalites (\pm trondhjémite, granodiorite) calco-alcalins, métalumineuses, de teneurs moyennes en K_2O , et contenant des enclaves de roches magmatiques (microtonalite) ;
- Granite Areal : granites calco-alcalins, péralumineux, à forte teneur en K_2O , et contenant des enclaves de roches métavolcano-sédimentaires ;
- Suite Intrusive Tracuateua : granites à muscovite, péralumineux (2090 Ma) ;
- Microtonalite Caxias (1985 Ma).

Pour la Ceinture Gurupi, les unités suivantes sont décrites:

- Complexe Itapeva : orthogneiss tonalitique de faciès amphibolite, et localement migmatisé ;
- Group Gurupi : ensemble métasédimentaire métamorphisé dans le faciès schistes verts ;

- Formation Chega Tudo : ensemble volcano-sédimentaire métamorphisé dans le faciès schistes verts;
- Quartzite Marajupema : quartzite à muscovite, biotite et cordiérite, métamorphisé en faciès amphibolite ;
- Granite Cantão ; monzogranite en contenant des enclaves de roches metasédimentaires (2150 Ma) ;
- Granitoïdes peralumineux (Japiim, Jonasa, Ourém) : granites à muscovite (2070-2085 Ma) ;
- Granite Maria Suprema : granite à muscovite syntectonique ;
- Néphéline Syénite Gneiss Boca Nova : intrusion déformée et localement migmatisée ;
- Granite Ney Peixoto : granite peralumineux (550 Ma)

Par ailleurs, trois bassins sédimentaires (pré-siluriens) reposent sur les roches du Craton São Luís et de la Ceinture Gurupi (formations Viseu, Igarapé de Areia et Piriá). Ils sont composées de sédiments continentaux immatures (arkoses, conglomérats, greywackes).

3.3) Les modèles géotectoniques préalables (Fig. 3.26 à 3.28) sont basés plutôt sur des informations structurales et géochronologiques Rb-Sr et K-Ar. Deux hypothèses sont confrontées pour la ceinture Gurupi ; elles font état d'une évolution soit monocyclique, soit polycyclique. La corrélation avec le Craton d'Ouest de l'Afrique est presque consensuelle, le Craton São Luís constituant une partie de ce craton, alors que la Ceinture Gurupi est tenue comme la continuation des ceintures panafricaines (Fig. 3.29).

Chapitre 4 – Géochronologie et isotopes du Néodyme

Les données isotopiques obtenues sur zircon et titanite sont présentés, tableaux 4.1 à 4.10 et figures 4.1 à 4.13. Les résultats isotopiques de Nd et les âges modèles (T_{DM}) sont fournis par le tableau 4.11 et visualisés avec les figures 4.14 et 4.15. Le chapitre est accompagné par des discussions sur les méthodologies analytiques et sur l'interprétation des données acquises. Les résultats suivants ont été obtenus :

- Group Aurizona : roche métapyroclastique, 2241 ± 2 Ma, interprétée comme l'âge minimal pour le volcanisme. Les données en Nd ne permettent pas de conclure de façon définitive, avec un âge modèle de 2,42 Ma et $\epsilon Nd(t)$ de +0,8, mais elles indiquent une origine plutôt juvénile.

- Suite Intrusive Tromaí : huit échantillons datés (méthode Pb-Pb par évaporation sur zircon) ont produit un intervalle d'âges étroit, entre 2147 et 2168 Ma, alors qu'un échantillon de titanite a produit un âge U-Pb presque concordant de 2168 ± 1 Ma. Cette période représente la principale époque d'activité d'un magmatisme calco-alcalin d'arc insulaire, lequel est lié à la subduction de la croûte océanique. Cela est corroboré par les données isotopiques en Nd (âges modèles 2,22-2,26 Ga ; $\epsilon\text{Nd}(t) +2 / +3$), qui attestent le caractère juvénile de ce magmatisme.
- Granite Areal : deux échantillons montrent des âges de $2152 \pm$ et 2149 ± 4 Ma (méthode Pb-Pb par évaporation sur zircon); avec un âge modèle 2,23-2,26 Ga et $\epsilon\text{Nd}(t) +2$. Ce granite est interprété comme l'hybride de magmatisme calco-alcalin et du remaniement concomitant de l'arc insulaire.
- Complexe Itapeva : l'analyse U-Pb sur zircon a produit un âge concordant de 2167 ± 3 Ma et montre un héritage à 2194 ± 18 Ma. Les âges modèles de 2,22-2,31 Ma et le paramètre $\epsilon\text{Nd}(t)$ indiquent une origine plutôt juvénile pour le protolith du gneiss. Dans le même gneiss et dans les mobilisats granitiques, les données Pb-Pb par évaporation sur zircon montrent une possible perte de Pb vers 2100 Ma.
- Métatonalite Igarapé Grande : petit pluton préalablement considéré une partie du Complexe Itapeva, a fourni des zircons archéens à 2594 ± 3 Ma (méthode Pb-Pb par évaporation sur zircon) ; il est, donc, démembré de ce complexe.
- Formation Chega Tudo : deux échantillons de roches métavolcaniques montrent des âges de $2148 \pm$ Ma et 2160 ± 3 Ma (méthode Pb-Pb par évaporation sur zircon), qui sont similaires aux âges de la Suite Tromaí. Les données en Nd sont également similaires à ceux de la Suite Tromaí. Dans un troisième échantillon, un zircon zircon dénonce un héritage à 2197 ± 4 Ma.
- Granite Maria Suprema : deux échantillons de granite à muscovite montrent des âges de 2100 ± 12 Ma (U-Pb, intersection supérieur) et 2080 ± 3 Ma (méthode Pb-Pb par évaporation sur zircon). L'âge modèle de 2,30 Ga et le paramètre $\epsilon\text{Nd}(t)$ de +0,7 indiquent remaniement de sources crustales légèrement plus anciennes.
- Formation Vila Cristal : des zircons détritiques d'un schiste ont fourni des âges individuels (méthode Pb-Pb par évaporation sur zircon) de 2164 Ma, 2635 Ma et entre 2000-2084 Ma,.
- Quartzite Marajupema : des zircons détritiques d'un quartzite alumineux ont fourni trois intervalles d'âges individuels (méthode Pb-Pb par évaporation sur zircon) de 2140-2159 Ma, 1690-1830 Ma, 1100-1245 Ma.

- Néphéline Syénite Gneiss Boca Nova : un échantillon montre des zircons très complexes. Pourtant, un âge concordant (méthode U-Pb, par ablation laser) a été déterminé à 732 ± 7 Ma. L'âge du métamorphisme qui a affecté cette syénite a été inférée à 650-580 Ma, mais elle présente aussi des héritages paléoprotérozoïques et archéennes. Les nouvelles données en Nd et informations géochimiques pré-existantes) suggèrent des sources juvéniles contaminées par des sources continentales.

Chapitre 5 – Discussions générales, lithostratigraphie et environnements tectoniques

Un nouveau schéma lithostratigraphique est proposé pour la région du Gurupi (figure 5-1); il s'appuie sur la carte géologique (figure 5.2). L'ensemble des données géologiques incluant les types et les assemblages pétrographiques, les rapports aux contacts, les caractéristiques métamorphiques, structurales, géochronologiques, géochimiques (quand elles existent – Fig. 5.3 à 5.7) et isotopiques sont utilisés pour l'interprétation tectonique de chaque unité. En conséquence de quoi les roches du Craton São Luís ont été interprétées comme étant formées dans un environnement océanique, lié à la subduction et à la formation d'arcs insulaires calco-alcalins vers 2170-2150 Ma. La Ceinture Gurupi est quant à elle composée par des granitoïdes peralumineux de 2100-2080 Ma, originaires de la fusion de la croûte continentale, qui se sont mis en place au sein d'ensembles sédimentaires et volcanosédimentaires de ~ 2160 Ma. D'autres unités, comme la syénite néphélinique et le granitoïde Ney Peixoto, ainsi que les formations sédimentaires Vila Cristal et Marajupema, sont liés à une évolution postérieure qui a eu lieu au Néoprotérozoïque.

Chapitre 6 – Évolution géologique

Envisagée dans le cadre de la tectonique de plaques, l'évolution géologique de la région du Gurupi est proposé en prenant en compte les données disponible dans la littérature et celles qui proviennent de cette étude. À environ 2240-2260 Ma un bassin océanique est ouvert à la suite de la dislocation des continents archéennes (Liberia en Afrique, Craton Amazonien, au Brésil). Les premiers arcs insulaires sont formés à cette époque ; ils sont représentés par les roches metavolcano-sédimentaires du Group Aurizona. Entre 2170-2150 Ma a eu lieu la principale phase

d'accrétion de la croûte de la région ; elle se manifeste par la mise en place des batholites calco-alcalins juvéniles de la Suite Tromaí. De façon concomitante les arcs insulaires sont remaniés, ce qui conduit à la formation et mise en place des granitoïdes de type Areal. Cet ensemble est ajouté à la bordure continentale archéenne au sud, dans un épisode interprété comme collision de faible ampleur, sans épaissement crustal expressif, mais suffisant cependant pour permettre la fusion de la croûte, la migmatisation locale et la génération des granitoïdes à muscovite vers 2100-2080. Cet épisode orogénique est bien connu au Brésil (cycle Transamazonien) et au nord-ouest de l'Afrique (cycle Éburnéen). Comme le suggère l'intrusion de la syénite néphélinique Boca Nova, qui caractérise la formation d'un rift continental, ce bloc continental paléoprotérozoïque est rompu vers 730-740 Ma. Le rift a ensuite probablement évolué en bassin océanique, de dimensions non connues, lequel a été fermé vers 650-550 Ma, comme le suggère l'anatexie crustal qui a produit le granite Ney Peixoto, ainsi que quelques données Rb-Sr e K-Ar sur minéraux. Cet événement orogénique est, lui aussi, connu au Brésil et en Afrique, sous les noms respectifs de cycles Brasiliano et Panafricain.

Chapitre 7 – Géologie des dépôts aurifères

Une description de sept dépôts aurifères est présentée. Elle est basée sur des données obtenues en surface et en carottes de sondage. Les dépôts montrent un remarquable contrôle structural (Fig. 7.1 et 7.2) et sont caractérisés par des corps de minerai qui se distribuent parallèlement à la structure des roches encaissantes. Esquisses géologiques et images microscopiques de l'altération hydrothermale sont montrées, figures 7.3 à 7.18.

Veines de quartz et disséminations en zones de décrochement sont les styles prédominants de la minéralisation. L'altération hydrothermale est peu variable entre les différents dépôts. Quartz, sericite, chlorite, carbonate et pyrite sont les phases prédominantes. Les rapports structuraux et les textures indiquent que l'altération coupe la foliation métamorphique des roches encaissantes, ce qui est un important marqueur chronologique.

Chapitre 8 – Aspects de la métallogénèse de l'or

Des études de géochimie minérale (chlorite), des inclusions fluides et le dosage des isotopes stables sur les minéraux ont été faites. Elles visent à établir les conditions de température et de pression de déposition de l'or, la composition des fluides et les sources des composantes des fluides et des solutés. Les résultats fournis sous forme de plusieurs tableaux sont synthétisés par les figures 8.1 à 8.16. Malgré quelques différences entre les dépôts aurifères individuels, l'ensemble des résultats montrent qu'ils se sont formés dans un intervalle de température relativement étroit, entre 280°C et 380°C, sous des conditions de pression fluctuantes (2 ± 1 kbars) et dans des conditions réductrices de la fugacité d'oxygène. Les inclusions fluides montrent une signature régionale, c'est à dire qu'il s'agit de solutions aqueuses carboniques (CO_2 ~20 mol%, traces de CH_4 et N_2) de basse salinité (5 % poids NaCl équivalente), produites par séparation de phases (immiscibilité). Les études d'isotopes stables montrent que le carbone présente dans les minéraux carbonatés et dans les inclusions fluides provient d'une source organique subordonnée et d'une autre source indéfinie, qui peut être magmatique, métamorphique, crustal ou mantellique. Les isotopes de soufre dénoncent des sources magmatiques directes ou indirectes (dissolution des sulfures magmatiques). La combinaison des résultats isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène atteste l'origine métamorphique des fluides.

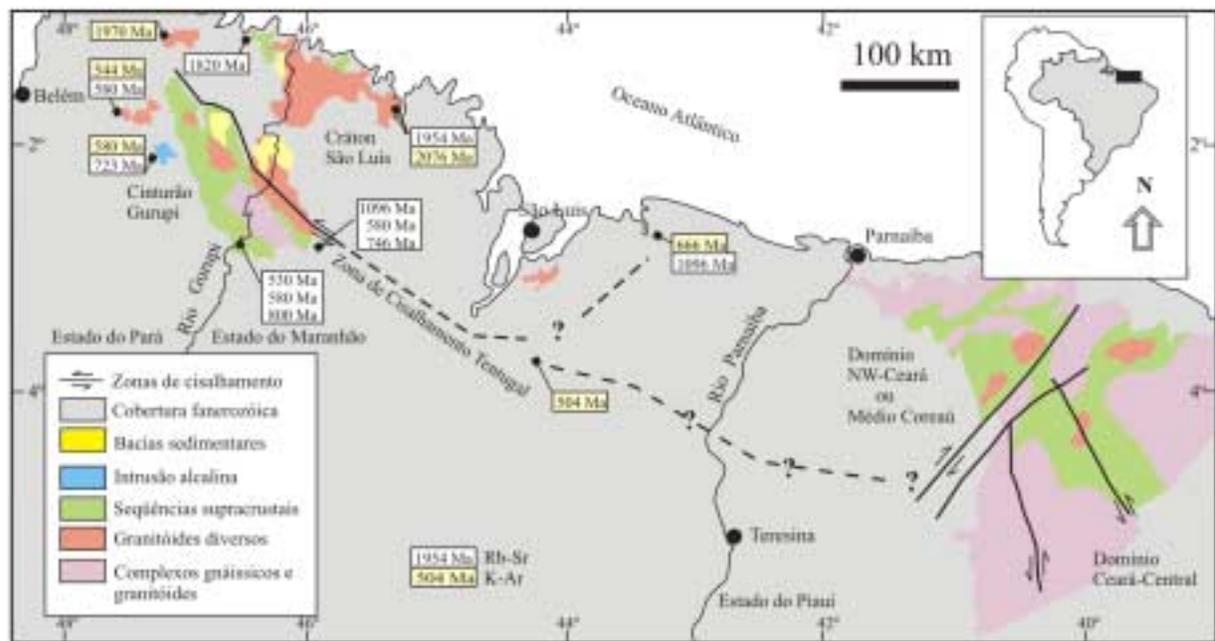
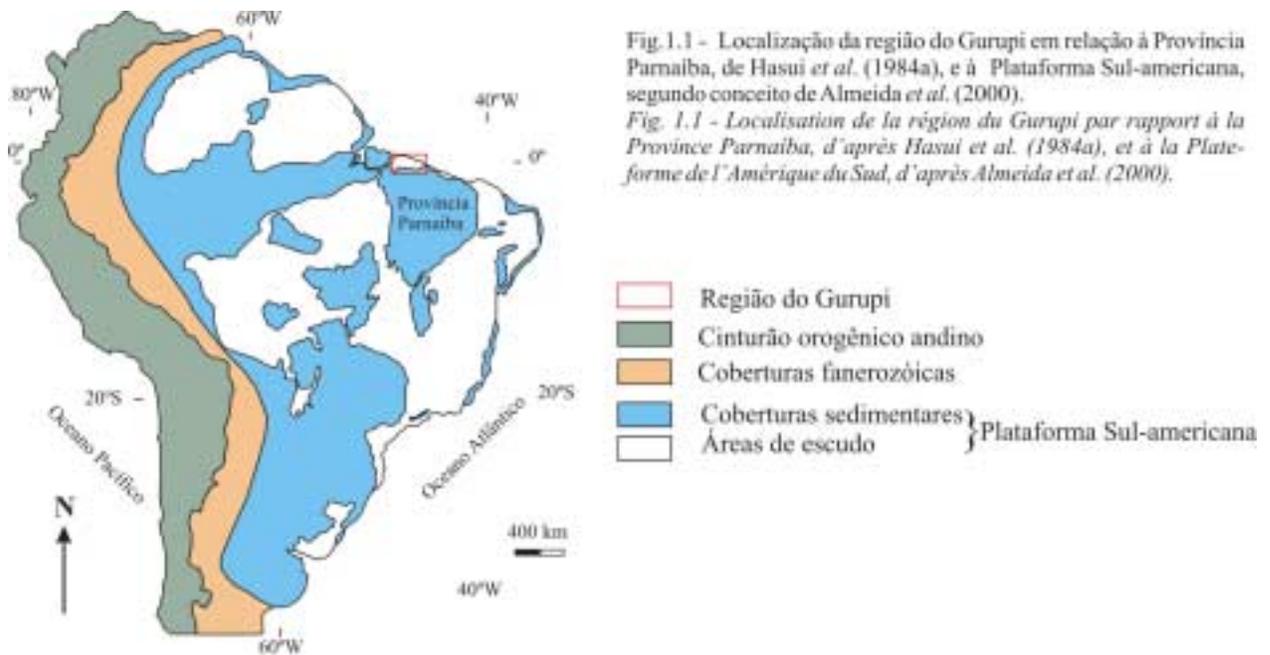
On interprète la minéralisation comme produite aux stages finaux de l'orogénèse Paléoproterozoïque, comme suggéré par l'étude des isotopes de Pb sur les minéraux de soufre, après les conditions maximales de métamorphisme et de déformation, en profitant des fluides produits par le métamorphisme des séquences volcanosédimentaires. L'or a été transporté par un complexe comme $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ et a précipité après la déstabilisation de ce complexe en raison de séparation de phase et réaction des fluides avec les roches encaissantes.

1 – INTRODUÇÃO

No meio-norte brasileiro, na região limítrofe entre os estados do Pará e Maranhão, conhecida como Gurupi, afloram rochas ígneas e metamórficas recobertas por sedimentação fanerozóica ocupando parte da Província Estrutural Parnaíba (Hasui *et al.*, 1984a), a qual integra a atual Plataforma Sul-americana (Almeida *et al.*, 2000) (Fig. 1.1). Estudos geocronológicos pioneiros (Hurley *et al.*, 1967; 1968; Almeida *et al.*, 1968; Cordani *et al.*, 1968; Almaraz & Cordani, 1969), baseados nos métodos Rb-Sr (idade convencional) e K-Ar e realizados antes mesmo de trabalhos de cartografia geológica regional, mostraram a existência de dois domínios geocronológicos distintos nessa região (Fig. 1.2 e Anexo 1). Aqueles autores observaram que as rochas que afloram em direção à costa atlântica apresentavam uma assinatura paleoproterozóica, com idades em torno de 2000 Ma, enquanto que as rochas aflorantes para sul-sudoeste, nas porções mais interiores do continente, possuíam uma assinatura neoproterozóica, principalmente próximas a 500 Ma. Esses domínios passaram a ser denominados, respectivamente, Cráton São Luís e Cinturão Gurupi (Almeida *et al.*, 1976) e o limite entre os dois domínios veio a ser definido mais tarde como sendo a Zona de Cisalhamento Tentugal (Hasui *et al.*, 1984a).

Hurley *et al.* (1967; 1968), seguindo uma proposição de reconstrução paleogeográfica formulada por Bullard *et al.* (1965), verificaram um comportamento similar no continente africano, onde núcleos mais antigos (paleoproterozóicos e arqueanos) eram contornados por rochas neoproterozóicas. A partir dessa constatação, os domínios (Cráton) São Luís e (Cinturão) Gurupi passaram a ser considerados como fragmentos daquela porção do continente africano que dele se desprenderam por ocasião da ruptura e dispersão do supercontinente Pangea e, além das similaridades geocronológicas, argumentos geofísicos e litológicos foram também subsequenteiramente utilizados para justificar essa correlação (Torquato & Cordani, 1981; Lesquer *et al.*, 1984; Abreu & Lesquer, 1985).

Paralelamente, levantamentos geológicos foram sendo efetuados na região do Gurupi conduzindo ao desenvolvimento e estabelecimento da sistematização geológica e litoestratigráfica regional. Não os únicos, mas os que principalmente contribuíram para o avanço desses temas, foram os trabalhos de Costa *et al.* (1977), Abreu *et al.* (1980), Hasui *et al.* (1984a) e Pastana (1995). Se, por um lado, a cartografia geológica apresentou bom avanço, na escala regional, o empilhamento estratigráfico e a precisão cronológica do posicionamento da maioria



das unidades litoestratigráficas e litodêmicas permaneceram discutíveis. Isso se deve, em parte, à dificuldade no estabelecimento de relações de contato ocasionada pelas peculiaridades geomorfológicas regionais (área plana, arrasada pela erosão, com moderada cobertura intempérica e grande cobertura sedimentar fanerozóica), pela ausência de cartografia geológica de detalhe e porque o empilhamento litoestratigráfico baseou-se (e outras vezes ignorou) no acervo de dados Rb-Sr e K-Ar, na correlação com outras áreas e em modelos evolutivos. Assim, ao princípio deste trabalho, nenhuma das unidades regionais possuía um dado geocronológico robusto (p. ex., idade em zircão). Algumas dessas unidades estavam posicionadas em longos e abertos intervalos de tempo (Arqueano / Paleoproterozóico, Proterozóico indiviso), enquanto outras foram enquadradas por correlação com o Cráton Amazônico ou em função de modelos evolutivos adotados para a região.

Constituição e significado geotectônico de diversas unidades ígneas, sedimentares e metamórficas são também objeto de debate, assim como a evolução do Cinturão Gurupi, que tem sido considerada monocíclica (Costa *et al.*, 1996a; 1996b) ou policíclica (Hasui *et al.*, 1984a; Abreu, 1990; Pastana, 1995). Além disso, numa escala mais ampla, a região do Gurupi se localiza numa porção central em relação a grandes unidades geotectônicas, como os crátons Amazônico, São Francisco, Oeste da África e a Província Borborema (Fig. 1.1 e 3.1), já muito melhor estudados. Em consequência desse relativo atraso no conhecimento, em comparação com as citadas unidades geotectônicas, a região do Gurupi tem persistido, compreensivelmente, de fora da maioria das discussões que envolvem a evolução do continente sul-americano (e africano).

Quanto ao aspecto metalogenético, a região tem sido palco de exploração e exploração intermitente de jazimentos auríferos desde meados do século XVII. Alguns depósitos de, ainda, pequeno porte e várias ocorrências são conhecidos tanto no Cráton São Luís como no Cinturão Gurupi. Estudos existem em alguns depósitos individuais, abordando aspectos geológicos (Bettencourt *et al.*, 1991; Torresini, 2000) e / ou genéticos (Klein *et al.*, 2000; Yamaguti, 2000). Estudos genéticos mais amplos e integrados ao conhecimento geológico não foram ainda desenvolvidos e a própria ausência de um conhecimento geológico regional adequado faz com esse tema fique também à margem das discussões.

1.1 – OBJETIVOS

Entende-se que o arrazoado acima torna oportuna e justifica a proposição e condução de um trabalho de tese na região do Gurupi. Assumindo a cartografia geológica existente, sistematizada na última integração regional (Almeida, 2000), tentar-se-á promover avanços no conhecimento litoestratigráfico, geológico e metalogenético regional, sendo esses os objetivos gerais.

A litoestratigrafia será abordada através da revisão do conceito, conteúdo e associação litológica, distribuição espacial, compilação de dados geocronológicos de todas as unidades cartografadas e, sobretudo, pelo aporte de novos e mais robustos dados geocronológicos (datações em zircão) para todas as unidades que contenham rochas ígneas ou ortometamórficas e que ainda não tenham sido datadas.

Uma revisão de dados geoquímicos existentes na literatura será também realizada, com o intuito de melhor caracterizar ambientes tectônicos em que se formaram algumas unidades, o que traz implicações para a litoestratigrafia e para a evolução geológica. A esse conjunto de informações serão adicionados estudos isotópicos de Nd que permitirão a discussão de eventos de formação e retrabalhamento de crosta continental. A soma desses estudos desembocará na proposição de um modelo geológico evolutivo para o Pré-Cambriano da região, sendo também brevemente discutidas a inserção dos resultados nos grandes eventos geológicos pré-cambrianos operantes na Plataforma Sul-americana.

A metalogenia preliminar de sete depósitos auríferos selecionados terá uma abordagem geológica (descritiva) inicial, envolvendo distribuição espacial e atributos dos depósitos. A esse arcabouço é incorporada a investigação dos processos mineralizadores, através do estudo da mineralogia hidrotermal, dos fluidos e de suas características físico-químicas e isotópicas. O posicionamento temporal desses processos é também investigado tentativamente via controles geológicos e isotópicos.

Como fecho dessa proposta, observa-se que este estudo não tem a pretensão do detalhe. Tem, sim, um caráter regional e, em determinados momentos, de reconhecimento, fruto de especificidades regionais diversas, do maior ou menor acesso a exposições e a amostras de rochas e da heterogeneidade das informações prévias.

2 – METODOLOGIA DE TRABALHO

Este trabalho de tese consistiu em atividades de escritório, campo e laboratoriais. Pesquisa bibliográfica foi contínua e as diferentes atividades e procedimentos analíticos são descritos a seguir.

2.1 – ATIVIDADES DE CAMPO

Assumiu-se como ponto de partida para este trabalho a cartografia geológica regional vigente, expressa em um projeto de integração regional conduzido pela CPRM / Serviço Geológico do Brasil (Almeida, 2000), não tendo sido realizado novo mapeamento geológico. Três etapas de campo foram empreendidas para coleta de amostras em locais definidos previamente. Duas etapas, via rodoviária, foram destinadas à amostragem de rochas aflorantes principalmente no Cráton São Luís, além do corpo de nefelina sienito de Boca Nova. Outra campanha consistiu em um perfil fluvial pelo rio Gurupi, no sentido norte-sul, transversal à estruturação do Cinturão Gurupi, de forma a abranger a maioria das unidades litoestratigráficas desse cinturão e verificar suas relações espaciais. Além disso, foram realizadas visitas aos depósitos auríferos de Cachoeira e Chega Tudo, para obtenção de informações sobre esses depósitos e amostragem de testemunhos de sondagem fornecidos, respectivamente, pela Brazilian Goldfields e Mineração Chega Tudo. Também foram aproveitadas amostras coletadas pelo autor durante os trabalhos de campo relativos a sua Tese de Mestrado (Klein, 1998) e uma amostra oriunda de projeto de mapeamento executado pela CPRM (Pastana, 1995). O mapa de locais de amostragem encontra-se no Anexo 2.

2.2 – PETROGRAFIA

Foram confeccionadas seções delgadas de parte das amostras coletadas e reavaliadas seções existentes no acervo dos projetos de mapeamento geológico da CPRM, como forma de caracterizar petrograficamente algumas das unidades rochosas e os depósitos auríferos e selecionar amostras para realização de outros tipos de análises laboratoriais. Também foram realizadas análises petrográficas através de microscopia de luz refletida em seções polidas de amostras contendo sulfetos associados às concentrações auríferas, para definição das texturas e

paragêneses do minério. Para este trabalho foram utilizadas instalações laboratoriais na CPRM e na UFPA.

2.3 – ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

2.3.1 – Evaporação de chumbo em monocristais de zircão

As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), da Universidade Federal do Pará, em Belém, com base no método desenvolvido por Kober (1986; 1987). O método permite a obtenção de idades aparentes a partir da medida das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monocristais de zircão, corrigidas para a presença de chumbo comum (^{204}Pb), sem necessidade de tratamento químico prévio do mineral. A técnica fundamenta-se no fato de que a estrutura cristalina do zircão é bastante resistente e o mineral tende a preservar informações isotópicas desde a época de sua cristalização (Kober, 1986; 1987). A liberação de chumbo radiogênico é provocada pela decomposição térmica do zircão durante a evaporação, sendo o mineral transformado em badeleyita com liberação de SiO_2 (Chapman & Roddick, 1994).

Concentrados com cristais de zircão foram obtidos após pulverização das amostras de rocha, peneiramento nas frações entre 0,125-0,177 mm e 0,177-0,075 mm e separações magnética e por líquidos densos. Os cristais de zircão para análise foram separados manualmente dos concentrados, sob lupa binocular. Para a análise isotópica, segundo rotina do Pará-Iso, foi utilizado o espectrômetro de massa de termo-ionização Finnigan, modelo MAT 262, contendo um arranjo duplo de filamentos de Rênio, um de evaporação, outro de ionização. Os cristais são depositados individualmente no filamento de evaporação e, por aquecimento gradativo desse filamento, o Pb presente no retículo cristalino do mineral é liberado (evaporado) e prontamente depositado no filamento de ionização, que permanece desligado durante essa etapa de aquecimento. A seguir, o filamento de evaporação é desligado, enquanto que o de ionização passa a ser aquecido, ionizando os átomos nele depositados. O filamento de evaporação foi aquecido em três (ocasionalmente quatro) etapas, até 1450°C, 1500°C e 1550°C (eventualmente 1575°C), enquanto que a ionização ocorreu entre 1050°C e 1150°C. As intensidades dos diferentes isótopos foram medidas por um contador de ions na seqüência de massa 206, 207, 208, 206, 207, 204 e para cada conjunto de dez varreduras um bloco de leitura foi definido com 18 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

No caso de cristais de zircão pobres em Pb ou de ionização difícil foram realizadas cinco varreduras. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram corrigidas por um fator de discriminação de massa de $0,12 \pm 0,03\%$ por u.m.a. (unidade de massa atômica), determinado por análises repetidas do padrão de Pb NBS-982. Correções do Pb comum foram feitas através do modelo de evolução do Pb na Terra em dois estágios (Stacey & Kramers, 1975) e somente blocos com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ superiores a 2500 (isto é, razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inferiores a 0,0004) são apresentados nas tabelas e foram utilizados para o cálculo das idades aparentes. Para cada etapa de evaporação obtém-se uma idade, a partir da média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Quando as diferentes etapas fornecem idades similares, todas são utilizadas para o cálculo da idade média do cristal. Cristais com idades inferiores, provavelmente sofreram perda de Pb após sua cristalização (p.ex., Vanderhaeghe *et al.*, 1998) e não são utilizados no cálculo. A idade de uma amostra é então calculada a partir da média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas, em geral, nas etapas de maior temperatura de evaporação. As médias ponderadas e erros associados às determinações são calculados de acordo com Gaudette *et al.* (1998). Casos que eventualmente se distanciem desse padrão são discutidos no texto. Estimativas da razão Th/U inicial modelo foram feitas segundo Bartlett *et al.* (1998) usando o Pb comum corrigido pelos valores atuais (medidos) da razão $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

2.3.2 – U-Pb em zircão e titanita por diluição isotópica

As análises foram conduzidas no Pará-Iso com utilização do espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. Cristais de zircão e titanita foram analisados pela técnica de diluição isotópica modificada a partir de Krogh (1973) e Parrish (1987). Os grãos minerais foram limpos no ultra-som com metanol e uma mistura de HCl + HNO₃. As amostras foram dissolvidas em microcapsulas de teflon em duas etapas, utilizando-se HF + HNO₃ na primeira etapa e HCl na segunda. Em cada etapa as microcapsulas foram inseridas em uma bomba de Parr e aquecidas em forno a 245°C por 12-14 horas. Um traçador misto $^{235}\text{U} - ^{205}\text{Pb}$ foi utilizado para determinação das razões isotópicas Pb/U e das concentrações de urânio e chumbo. O branco total foi <30 pg para o chumbo e <1 pg para o urânio e análises repetidas do padrão NBS-982 forneceram as seguintes razões médias: $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,0272162$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,467013$; $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,9998288$. O fracionamento de massa para o Pb foi estabelecido em 0,12 u.m.a. e 0,18 u.m.a.

para o UO_2 . Cálculos foram feitos utilizando-se os programas PbDat (Ludwig, 1993) e Isoplot (Ludwig, 2001).

2.3.3 – U-Pb em zircão por LAM-ICP-MS (*Laser-Ablation Microprobe – Inductively Coupled Mass Spectrometry*)

O método U-Pb em zircão pelo método LAM-ICP-MS (*Laser-Ablation Microprobe – Inductively Coupled Mass Spectrometry*) é relativamente recente, tendo sido principiado por Feng *et al.* (1993) e Fryer *et al.* (1993), e atingido avanços com Hirata & Nesbitt (1995). É uma técnica que permite a determinação *in situ*, rápida e com boa resolução espacial da composição química de elementos traço em minerais, mesmo em baixas concentrações, e da composição isotópica dos elementos. O carácter pontual permite a obtenção de resultados com boa acurácia em cristais que possuem história complexa, como núcleos herdados e sobrecrescimentos ígneos e metamórficos.

Para este trabalho, análises em zircão foram efetuadas por esse método no laboratório do GEMOC (ARC National Key Centre for the Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents) da Macquarie University, Sidney, Austrália e conduzidas, como cortesia, por Will Griffin. Os cristais de zircão selecionados foram montados em blocos de epoxi e imagens foram obtidas em microscópio eletrônico de varredura previamente às análises isotópicas. Descrições completas do instrumental e dos procedimentos analíticos e de calibração encontram-se em Norman *et al.* (1996; 1998) e Belousova *et al.* (2002). O instrumental utilizado foi uma microsonda a laser acoplada a um ICPMS Perkin–Elmer ELAN 6000, que possui baixos limites de detecção para U e Pb e um feixe de laser com resolução espacial (diâmetro do feixe de raios laser) de 30 μm . O gás He é utilizado como meio transportador da amostra, ajudando também na redução do fracionamento isotópico. A calibração é feita com leituras repetidas de um padrão interno, que é um zircão de composição e idade conhecida, em condições analíticas idênticas às utilizadas para a amostra. A precisão das medidas é estimada em 2-5% (1σ). O tratamento dos dados analíticos foi realizado com programa desenvolvido no próprio laboratório e, também, Isoplot (Ludwig, 2001).

2.3.4 – Sm-Nd em rocha total

Análises de Sm-Nd em rocha total foram efetuadas no Pará-Iso. Fragmentos das amostras individuais foram britados e pulverizados para a obtenção de uma granulometria bastante fina e adequada. No processo analítico foi utilizado traçador misto $^{150}\text{Nd} - ^{149}\text{Sm}$ e a abertura química das amostras (cerca de 100 mg) foi realizada através da adição seqüencial de ácidos (HNO_3 , HF e HCl). A separação do Sm e do Nd é realizada por cromatografia de troca iônica, em duas etapas. Primeiramente, os Elementos Terras Raras (ETR) são separados dos demais elementos através da adição seqüencial de HCl e HNO_3 em diferentes concentrações. Nessa etapa, a troca iônica é feita utilizando-se resina Dowex 50Wx8, colocada em colunas de teflon. Na segunda etapa de separação cromatográfica, Sm e Nd são separados entre si e dos demais ETR através da combinação $\text{HNO}_3 + \text{metanol}$. A troca iônica é realizada em resina Dowex AG1x4 eluída com HNO_3 -metanol, também colocada em colunas de teflon. Para a análise espectrométrica é utilizado o espectrômetro Finnigan modelo MAT 262 com arranjo duplo de filamentos, sendo Sm e Nd depositados em filamentos de tântalo, enquanto que a ionização é feita com filamentos de rênio. Os dados de Nd foram normalizados para a razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. Durante o período de análises, uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ média de $0,511843 \pm 12$ foi obtida para o padrão LaJolla e as concentrações de Sm e Nd para o padrão BCR-01 foram 6,56 e 28,58 ppm, respectivamente. Brancos totais foram <110 pg para o Sm e <240 pg para o Nd.

2.3.5 – Pb-Pb em minerais e rocha total

Para análises por dissolução total foram utilizados de 20 a 70 mg de sulfetos, 200 a 250 mg de feldspato e em torno de 300 mg de rocha total finamente pulverizada. Os concentrados de sulfetos foram previamente lavados com água destilada e HCl e abertos através da utilização de uma combinação de HCl, HNO_3 e HBr. Feldspatos e o pó de rocha total foram dissolvidos com HF e HBr. Antes da abertura, entretanto, os feldspatos foram lixiviados com HCl e HF. A separação do Pb é feita em colunas de teflon que contém resina DOWEX AG 1x8 (200-400 mesh) através da adição seqüencial de HBr e HCl.

O método da lixiviação seqüencial foi baseado em Frei & Kamber (1995). Foram empregados 400-500 mg de sulfetos que foram atacados com HBr e HCl, combinados ou isolados,

em concentrações e tempos de reação variáveis, gerando cinco alíquotas de lixiviação e um resíduo final que sofreu diluição total com água régia. A separação química foi efetuada em colunas de teflon, conforme parágrafo anterior.

Nas duas técnicas, o Pb obtido foi depositado em filamento de rênio com uma combinação de HCl + H₃PO₄ e sua composição isotópica foi medida no espectrômetro de massa VG ISOMASS 54E com monocoletor, no Pará-Iso. O tratamento dos dados e construção dos diagramas foi feito utilizando-se o programa Isoplot (Ludwig, 2001).

2.4 – QUÍMICA MINERAL

Análises químicas de cloritas por microsonda eletrônica foram conduzidas no laboratório da Université Blaise Pascal, em Clermont Ferrand, França. Foi utilizada a sonda Cameca SX-100 acoplada a um sistema de retro-espalhamento (BSE). As análises foram realizadas com voltagem de aceleração de 15 kV, 10 s de contagem por elemento e a calibração foi feita com padrões naturais e sintéticos disponíveis. Apenas elementos maiores foram analisados e FeO foi considerado ferro total. Os resultados analíticos foram recalculados com base na fórmula contendo 36 átomos de oxigênio (O, OH), 16 grupos OH e $Si + Al^{IV} = 8$, isto é, equivalente a 28 átomos de oxigênio, conforme recomendado por Deer *et al.* (1966). A classificação composicional das cloritas foi baseada em Hey (1954).

2.5 – INCLUSÕES FLUIDAS

Foram confeccionadas seções bipolidas em amostras de quartzo provenientes de veios e da alteração hidrotermal em depósitos auríferos selecionados. Estudos petrográficos foram realizados com microscópio petrográfico regular. O estudo microtermométrico foi conduzido na platina Chaixmeca do Laboratório de Inclusões Fluidas da UFPA. Calibração foi realizada com padrões disponíveis. A precisão das medidas é estimada em $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ para temperaturas inferiores a -20°C , $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$ para o intervalo entre -20° e 40°C e $\pm 3^{\circ}\text{C}$ para temperaturas superiores a 40°C . Preparação de amostras, análises e interpretação dos dados procuraram seguir recomendações encontradas em Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985) e Van den Kerkhof & Hein (2001).

Análises microespectrométricas Raman foram realizadas por Kazuo Fuzikawa no Laboratório de Ótica da Universidade Federal de Minas Gerais em um espectrômetro Dilor com módulo de detecção multicanal. A fonte de luz excitante é um laser a argônio, com comprimento de onda de 514,53 nm (luz verde) e potência de 700 mW na saída do laser. O tempo de integração foi de 10 s por ponto, com dez acumulações por linha espectral. Calibração foi feita com luz de mercúrio.

A composição dos fluidos e as isócoras foram calculadas com o uso de programas desenvolvidos por Bakker (2003), aplicando as equações apropriadas para inclusões fluidas aquosas (Zhang & Frantz, 1987; Hall *et al.*, 1988; Dubois & Marignac, 1997), aquo-carbônicas (Bowers & Helgeson, 1983; Duschek *et al.*, 1990; Duan *et al.*, 1992; Bakker, 1999), e carbônicas (Span & Wagner, 1996).

2.6 – ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Estudos de isótopos estáveis foram efetuados em minerais de silicatos, carbonatos e sulfetos, em inclusões fluidas e grafita. Análises de isótopos de carbono, oxigênio e hidrogênio foram realizadas no *Laboratoire des Isotopes Stables* da Université Jean Monnet (UJM), Saint Etienne, França. As razões isotópicas foram medidas em espectrômetro de massa Micromass-Isoprime usando o procedimento *dual-inlet*, que compara o gás da amostra com um gás de referência. Isótopos de enxofre foram analisados comercialmente no *Stable Isotope and ICP/MS Laboratory* da Queen's University, Kingston, Canadá, tendo as razões isotópicas sido medidas em espectrômetro de massa Finnigan MAT 252. As razões isotópicas são reportadas na notação delta (δ) em per mil (‰), onde $\delta = (R_{\text{amostra}} / R_{\text{padrão}} - 1) \times 1000$, e $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$, D/H, ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$, ou ${}^{34}\text{S}/{}^{33}\text{S}$. Todos os resultados foram normalizados aos padrões internacionais SMOW (oxigênio e hidrogênio), PDB (carbono) e CDT (enxofre) através da análise repetida de padrões internos. Análises de duplicatas foram utilizadas para aferimento da reprodutibilidade.

Composições isotópicas de oxigênio e carbono foram determinadas em CO_2 produzido a partir da reação, no vácuo, de minerais de carbonato com 2 ml de H_3PO_4 100%. Todas as amostras analisadas foram previamente submetidas a análise por difratometria de raios-X, no Laboratório de Difração de Raios-X da UFPA (conduzidas por Rômulo Angélica), para determinação do(s) tipo(s) e do teor aproximado de carbonato(s) presente(s). Cerca de 5 a 10 mg

de concentrados minerais pulverizados (ou o equivalente em peso, em amostras compostas por outros minerais) foram empregados. Amostras de calcita reagiram com o ácido fosfórico a 25,2°C (McCrea, 1950), enquanto que dolomita e ankerita reagiram a 50°C (Al-Assam *et al.*, 1990). Os resultados obtidos foram corrigidos pelos fatores de fracionamento mineral-ácido fosfórico de 1,01025 (calcita), 1,01065 (dolomita) e 1,01057 (ankerita). Análises de duplicatas forneceram diferenças de até 0,2‰ e 0,3‰ em $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente.

A composição isotópica do carbono foi também determinada em quatro amostras que contêm matéria carbonosa (grafita). Amostras sofreram combustão a >850°C em tubo de quartzo evacuado, na presença de CuO e o CO₂ produzido foi aprisionado criogenicamente. Análises de padrão interno forneceram diferenças de 0,03‰ em $\delta^{13}\text{C}$.

Análises de isótopos de oxigênio foram realizadas em concentrados de minerais de silicato (pureza >95%), utilizando-se entre 5 e 10 mg de amostra. Duas linhas de extração foram utilizadas, ambas tendo o pentafluoreto de bromo (BrF₅) como reagente. Para minerais hidratados foi utilizada a linha dita convencional, baseada em Clayton & Mayeda (1963). Alíquotas introduzidas em tubos de níquel são desgaseificadas a 250°C por duas horas e então reagem com BrF₅ a 550°C por 8-12 horas. O oxigênio liberado é convertido em CO₂ por reação com grafita. Um equipamento com laser a CO₂ W Synrad foi utilizado exclusivamente para análises de quartzo, seguindo procedimentos descritos em Harris *et al.* (2000). Grãos individuais, pesando tipicamente 1-3 mg, são colocados em porta-amostras de níquel no interior de câmara de aço inoxidável, onde são aquecidos pelo laser e reagem com atmosfera de BrF₅, produzindo O₂ que, por reação com grafita é convertido em CO₂. Análises de duplicatas forneceram diferenças máximas de 0,7‰ para $\delta^{18}\text{O}$, sendo a maioria inferior a 0,5‰.

Hidrogênio e água foram produzidos pela fusão (>1200°C) de minerais silicatados (clorita: 10-15 mg, muscovita: 10-20 mg,) no vácuo, com forno de CuO aquecido a 450°C, seguindo procedimentos descritos em Vennemann & O'Neil (1993). Os voláteis são aprisionados em tubos contendo Zn metálico e aquecidos a 450°C para que se produza a redução da água para H₂ (Coleman *et al.*, 1982). Este mesmo procedimento é usado para extração de águas contidas em inclusões fluidas, a partir da crepitação térmica das mesmas produzida pelo aquecimento gradativo até >800°C de 1 a 2 g de quartzo desgaseificado e previamente atacado com HCl e HNO₃. A reprodutibilidade, baseada em análises de duplicatas é estimada em <4‰ para δD .

Alíquotas de CO₂ também foram recuperadas a partir das inclusões fluidas crepitadas e analisadas para a composição isotópica do carbono.

Para análises de enxofre em minerais de sulfeto, SO₂ foi produzido a partir de 3-5 mg de concentrados minerais introduzidos em cápsulas de estanho onde reagem com CuO em fluxo de He, através da técnica *Thermal Conversion / Elemental Analyser – Isotope Ratio Mass Spectrometer*. As incertezas analíticas para $\delta^{34}\text{S}$ são estimadas em 0,5‰.

3 – GEOLOGIA REGIONAL

3.1 – CONTEXTUALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA DA REGIÃO DO GURUPI

A discussão final sobre a evolução geológica da região do Gurupi não poderá prescindir do conhecimento sobre a geologia e evolução do que se encontra e se encontrava em seu entorno ao longo do tempo. Em vista disso, precedendo a apresentação da revisão geológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, é fornecido um sumário sobre todas as grandes unidades geotectônicas pré-cambrianas com as quais Cráton São Luís e Cinturão Gurupi podem potencialmente ter interagido no passado geológico (Fig. 3.1), com ênfase na seqüência temporal dos eventos bem caracterizados em cada unidade.

3.1.1 – A porção sul do Cráton do Oeste da África

O Cráton do Oeste da África encontra-se dividido em duas partes, separadas por cobertura sedimentar fanerozóica. Ao norte, localiza-se o escudo Reguibat e, ao sul, o escudo Man ou Leo (Fig. 3.2). O escudo Man, de maior interesse para este estudo, é subdividido num domínio ocidental predominantemente arqueano (Kénema-Man) e num domínio centro-oriental paleoproterozóico (Baoulé-Mossi), separados pela zona de cisalhamento transcorrente transcrustal Sassandra (Kouamelan *et al.* 1997; Caby *et al.*, 2000). Um domínio transicional foi proposto por Egal *et al.* (2002). O domínio arqueano é composto por gnaisses granulíticos e migmatíticos, charnockitos e, subordinadamente, por granitóides e rochas vulcânicas e sedimentares paleoproterozóicas (Kouamelan *et al.*, 1997). No domínio transicional, Kouamelan *et al.* (1997) e Egal *et al.* (2002) identificaram os períodos principais de atividade geológica que tiveram lugar nos domínios adjacentes. Reconheceram um período precoce de formação de crosta, pelo menos em parte, juvenil, entre 3,20-3,30 Ga (Pré-Leoniano e orogenia Leoniana), e um segundo período de magmatismo cálcico-alcalino e metamorfismo de alto grau em 2,80 Ga (Orogenia Liberiana). Kouamelan *et al.* (1997) também reportaram perturbações em todos os sistemas isotópicos entre 2,25 e 2,05 Ga. O domínio paleoproterozóico é largamente conhecido como Birrimiano. Esse domínio é composto por vários cinturões de rochas metavulcânicas e metassedimentares orientados segundo NNE-SSW e associados a volumosos corpos de

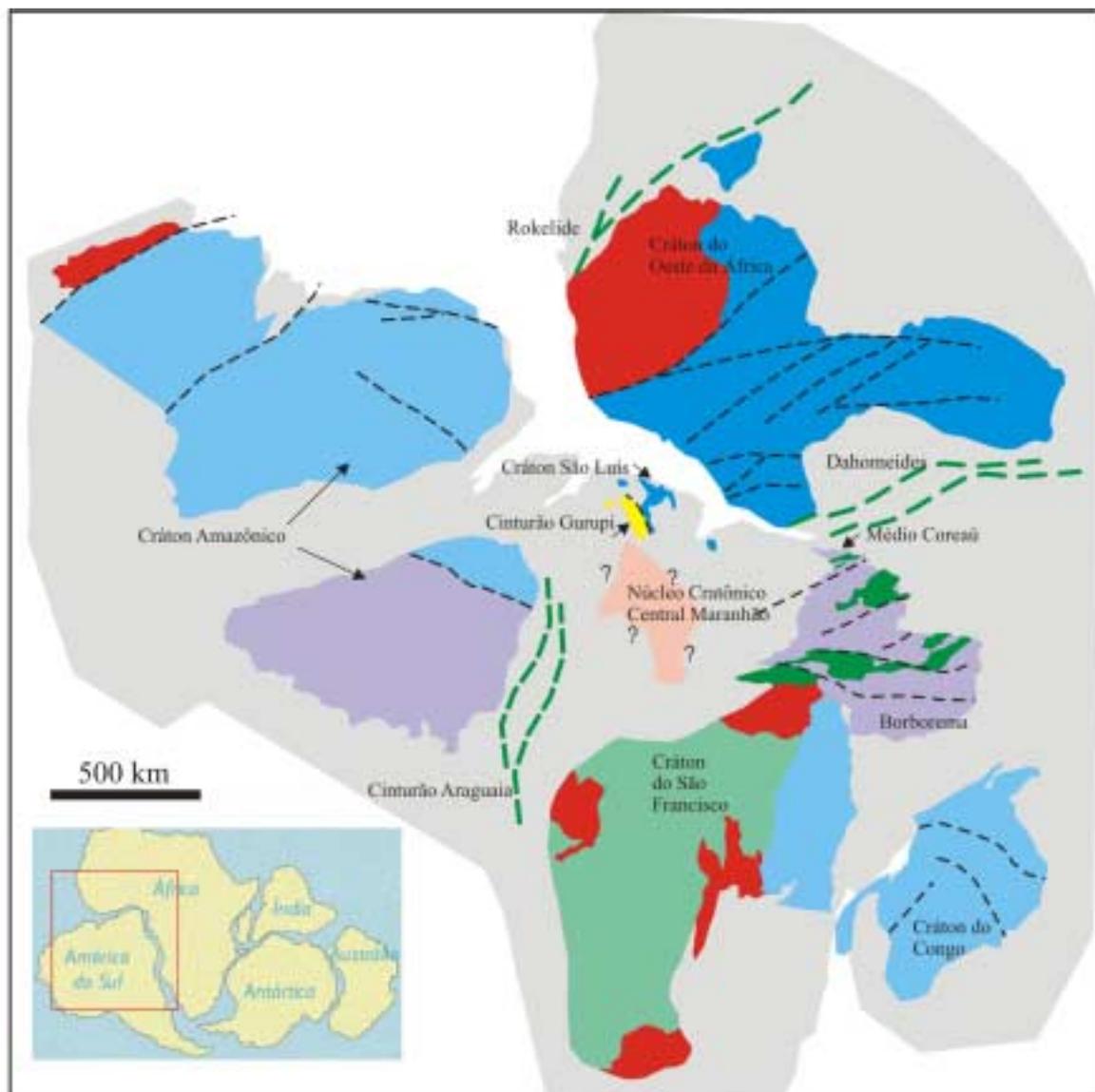


Fig. 3.1 - Esboço geotectônico (não é reconstituição paleogeográfica) mostrando a localização do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi em relação às grandes unidades geotectônicas pré-cambrianas que os cercam. No detalhe, a posição aproximada da figura principal em relação à configuração pré-Mesozóico.

Fig. 3.1 - Esquisse géotectonique (ne c'est pas une reconstitution paléogéographique) montrant la localisation du Craton São Luís et de la Ceinture Gurupi par rapport aux grandes unités géotectoniques. Dans le détail, la localisation approximative de la figure principale par rapport à la configuration des continents avant le Mésozoïque.

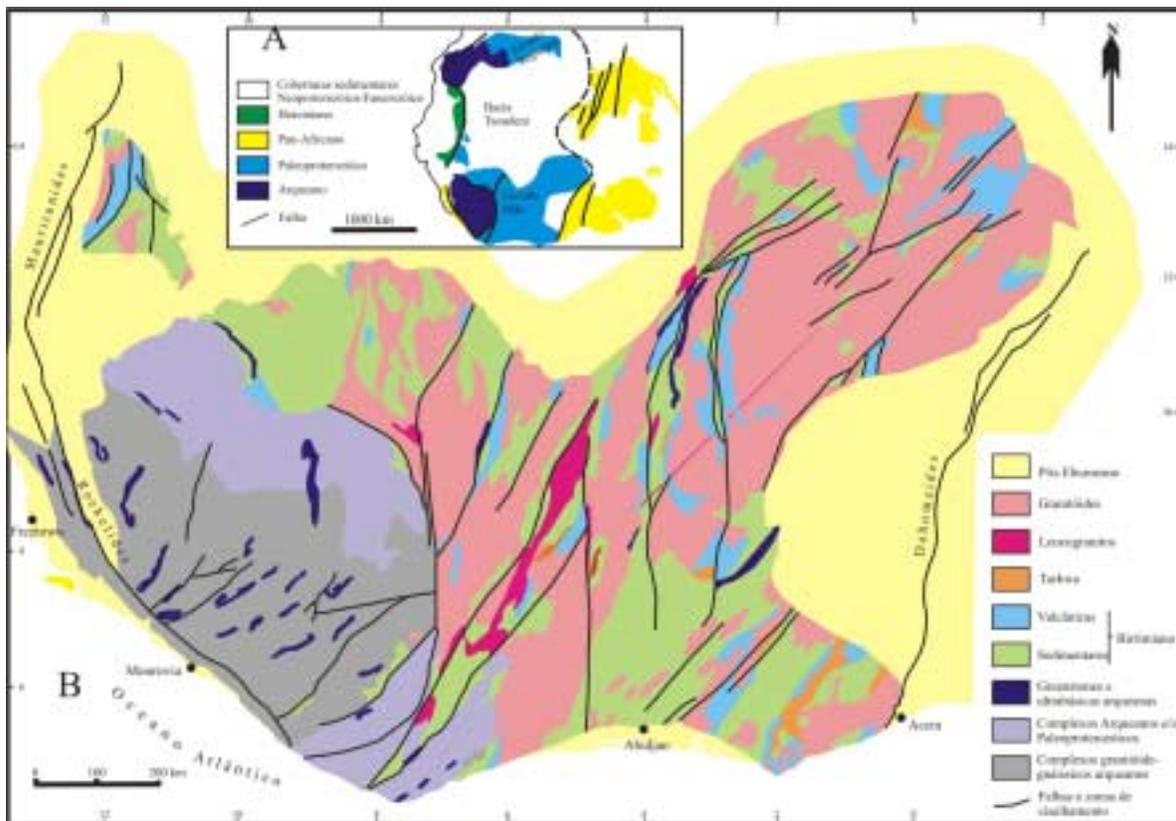


Fig. 3.2 - (A) Mapa esquemático do Cráton do Oeste da África (B) Mapa geológico simplificado da porção sul do Cráton do Oeste da África. Adaptado de Milési *et al.* (1992).

Fig. 3.2 - (A) Carte montrant la subdivision du Cráton d'Ouest de l'Afrique (B) Carte géologique de la portion sud du Cráton d'Ouest de l'Afrique (d'après Milési *et al.*, 1992).

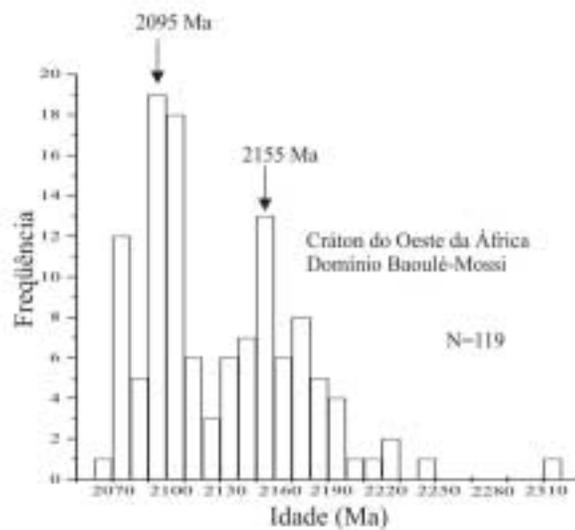


Fig. 3.3 - Histograma de frequência das idades em zircão de rochas do domínio paleoproterozóico do Cráton do Oeste da África. Referências no texto.

Fig. 3.3 - Histogramme de fréquence contenant la distribution des âges des roches du domaine paléoproterozoïque du Cráton d'Ouest de l'Afrique. Références dans le texte.

granitóides que apresentam idades e características petrográficas, geoquímicas (dominantemente cálcico-alcalinos / TTG, leucogranitos e subordinados piroxênio-granitos) e estruturais distintas (Liégeois *et al.*, 1991; Boher *et al.*, 1992; Pons *et al.*, 1995; Hirdes *et al.*, 1996; Doumbia *et al.*, 1998; Hirdes & Davis, 2002a; Gasquet *et al.*, 2003; Naba *et al.*, 2004). As rochas metavulcânicas variam de basaltos toleííticos a riolitos e riodacitos cálcico-alcalinos, enquanto que as seqüências metavulcanossedimentares são constituídas por rochas metassedimentares predominantemente clásticas intercaladas com rochas metavulcanoclásticas e metavulcânicas félsicas e intermediárias (Sylvester & Attoh, 1992; Feybesse & Milési, 1994; Ama-Salah *et al.*, 1995). Todo esse conjunto vulcânico e vulcanossedimentar foi submetido a metamorfismo sob condições predominantemente de fácies xisto verde, tendo atingido localmente a fácies anfíbolito inferior (Vidal *et al.*, 1996; John *et al.*, 1999; Debat *et al.*, 2003), e é considerado como exemplo de terreno *greenstone belt* paleoproterozóico (Sylvester & Attoh, 1992; Vidal *et al.*, 1996; Condie, 1997).

Nos termos descritivos gerais acima mencionados há certo consenso. Alguns pontos são ainda foco de discordância. Um deles refere-se à posição estratigráfica das seqüências metassedimentares tipo *greenstone belt*, sendo colocadas abaixo (Feybesse & Milési, 1994) e acima (Hirdes *et al.*, 1996; Pouclet *et al.*, 1996) das seqüências predominantemente metavulcânicas. Outra questão diz respeito ao contexto tectônico das seqüências vulcânicas e ao ponto de partida da evolução do segmento Paleoproterozóico. Vidal & Alric (1994) sugeriram ambiente de rifte continental, assumindo um controverso embasamento anterior a 2200 Ma (crosta Dabakala), que teria evoluído para ambiente oceânico. Ambiente intraplaca oceânico, com formação de extensos platôs basálticos foi invocado por Abouchami *et al.* (1990) e Boher *et al.* (1992), por exemplo. Já Sylvester & Attoh (1992) sugeriram arcos de ilha imaturos erigidos sobre crosta oceânica (bacia *back-arc*), ao passo que para Béziat *et al.* (2000) tanto platôs oceânicos como arcos de ilha fizeram parte dessa evolução. O terceiro ponto de discussão, obviamente esperado, refere-se ao modelo geodinâmico global para a evolução paleoproterozóica. Duas escolas se disputam, uma que advoga evolução orogênica nos termos modernos de tectônica global, com convergência e acreção diacrônica de diversos tipos de terrenos (arcos de ilha, platôs oceânicos, microcontinentes, margens continentais) espessados por tectônica compressiva e intrusão de granitóides orogênicos, que finalmente colidiram contra o terreno arqueano ocidental Kénema-Man (Abouchami *et al.*, 1990; Liégeois *et al.*, 1991; Boher *et al.*, 1992; Sylvester & Attoh, 1992; Feybesse & Milési, 1994; Ledru *et al.*, 1994; Egal *et al.*, 2002; Hirdes & Davis, 2002a). Outra

corrente sustenta uma dinâmica vertical “tipo arqueana” em que anomalias térmicas produzidas por plumas mantélicas e uma associada tectônica transcorrente seriam responsáveis pela geração das grandes massas de granitóides cálcico-alcálicos / TTG colocados na crosta via diapirismo (Pons *et al.*, 1995; Vidal *et al.*, 1996; Doumbia *et al.*, 1998; Caby *et al.*, 2000; Debat *et al.*, 2003; Naba *et al.*, 2004). As duas escolas, entretanto, descrevem basicamente uma mesma sucessão de eventos geológicos que podem ser agrupados em: 1) estágio inicial oceânico com produção de rochas básicas toleíticas; 2) vulcanismo e plutonismo juvenil, cálcico-alcálico, sódico, metaluminoso (similar aos TTG arqueanos); 3) sedimentação clástica e vulcanoclástica derivada dos estágios magmáticos precedentes, com vulcanismo andesítico intercalado, associada a diversos ambientes tectônicos; 4) outra geração de magmatismo cálcico-alcálico e intensa produção de corpos leucograníticos de derivação crustal; 5) metamorfismo, deformação e mineralização aurífera.

A compilação de cerca de uma centena de dados geocronológicos em zircão (Fig. 3.3) mostra que essa evolução estende-se, e é quase contínua, entre aproximadamente 2300 Ma e 2060 Ma, com picos de atividade em torno de 2155 Ma e 2095 Ma, e picos menores em 2175 Ma e 2075 Ma. Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) de rochas metavulcânicas máficas, intermediárias e félsicas, rochas metassedimentares, gnaisses e diversas gerações de granitóides encontram-se no intervalo 2,49-2,01 Ga, com valores de $\epsilon Nd(t)$ essencialmente positivos (Tab. 3.1). Combinados, os dados em zircão e Sm-Nd indicam que o domínio paleoproterozóico Baoulé-Mossi é essencialmente juvenil com mínima contribuição de fontes arqueanas.

Tabela 3.1- Sumário de dados Sm-Nd selecionados do domínio Baoulé-Mossi do Cráton do Oeste da África (todas as rochas possuem idade de cristalização no intervalo 2000-2250 Ma)

Tableau 3.1 - Sommaire des données Sm-Nd du domaine Baoulé-Mossi Craton de l'Ouest de l'Afrique (toutes les roches possèdent des ages de cristallisation entre 2000-2250 Ma)

rocha	(T_{DM}) Ga	$\epsilon Nd(t)$	referências
basalto, gabro	2,08 a 2,37	1,1 a 4,4	1, 2
metavulcânica félsica / intermediária	2,18 a 2,49	-0,7 a 2,6	1, 3, 4
metassedimentar	2,01 a 2,49	-0,3 a 3,5	1, 3, 4
granitóide TTG	2,05 a 2,36	0,5 a 5,0	1, 2, 3, 4
granito, leucogranito	2,21 a 2,36	1,5 a 2,7	1, 3, 4
gnaisse	2,25	2,0	1

(1) Boher *et al.* (1992); (2) Ama-Salah *et al.* (1996); (3) Taylor *et al.* (1992); (4) Doumbia *et al.* (1998)

3.1.2 – A porção oriental do Cráton Amazônico

Duas propostas mais recentes discutem a evolução global do Cráton Amazônico. Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000) subdividiram o cráton em diversas províncias geocronológicas (\pm geotectônicas) que sugestivamente mostram núcleos arqueanos sendo soldados pela aglutinação de vários cinturões móveis paleo- e mesoproterozóicos (Fig. 3.4). Com relação à porção oriental do cráton, que geograficamente se avizinha à região do Gurupi, pelo menos na atualidade, observam-se diferenças entre as duas propostas acima no que se refere aos limites entre províncias, suas idades e continuidade ou não ao sul e ao norte da Bacia Amazônica. Estudos ainda mais recentes, conduzidos pela CPRM e UFPA no Pará e Amapá e pelo BRGM na Guiana Francesa, já começam a discutir esses problemas e corroboram a necessidade de revisão inclusive das orientações dos limites propostos.

Uma das questões é a existência ou não de um domínio paleoproterozóico ao norte da região de Carajás, ou seja, a extensão da província Maroni-Itacaiunas para o sul da Bacia Amazônica, conforme a proposição de Tassinari & Macambira (1999). Embora a região careça de conhecimento geológico (a começar por mapeamento geológico), estudos geocronológicos (Macambira *et al.*, 2001; 2003; Faraco *et al.*, 2003; Souza *et al.*, 2003; Vasquez *et al.*, 2003) claramente mostram a existência desse domínio paleoproterozóico. Além disso, esses estudos indicam uma história prolongada de magmatismo, com rochas tendendo ao “tipo TTG” sendo detectadas em 2313 Ma, 2215 Ma, 2154 Ma e 2114 Ma, e diversos corpos de granitóides mais evoluídos e associados a zonas de cisalhamento ocorrendo no estreito intervalo de 2069-2077 Ma (Tab. 3.2).

Tabela 3.2 - Dados geocronológicos em zircão para a região ao norte de Carajás, no Cráton Amazônico
 Tableau 3.2 - Données géochronologiques sur zircon pour la région au nord de Carajás, Craton Amazonien

período	idade	rocha	T _(DM) Ga	ϵ Nd(t)	ref.
Sideriano	2440	gnaisse			1
	2313	tonalito, trondhjemitó			2
Riaciano	2215	tonalito			1
	2154	granitóide bandado			3
	2114	gnaisse TTG			2
	2104	monzogranito			1
	2069-2077	granitóide sintectônico	2,25-2,35	-0,6 a 0,8	1, 3, 4, 5
Orosiriano	1989	tonalito			

(1) Vasquez *et al.* (2003); (2) Faraco *et al.* (2003); (3) Macambira *et al.* (2003); (4) Macambira *et al.* (2001); (5) Souza *et al.* (2003)

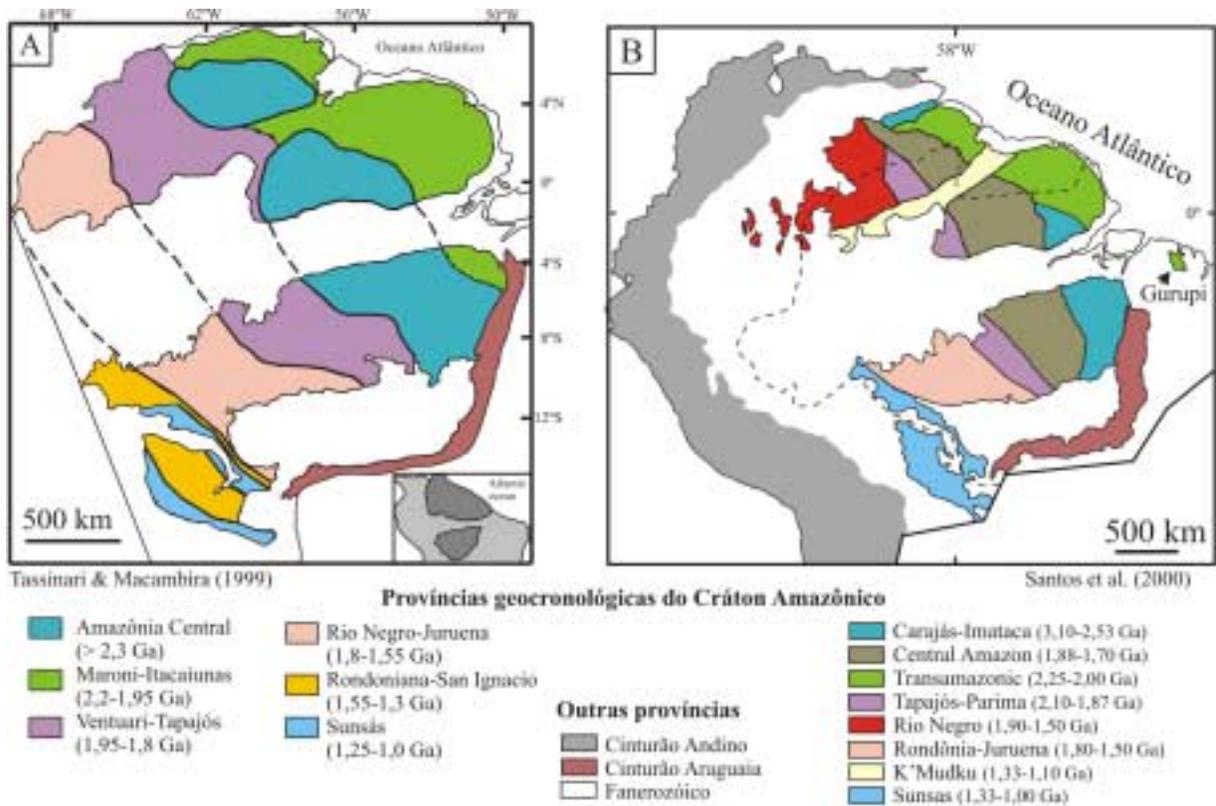


Fig. 3.4 - Propostas de subdivisão do Cráton Amazônico em provincias geocronológicas.

Fig. 3.4 - Les provinces géochronologiques du Craton Amazonien

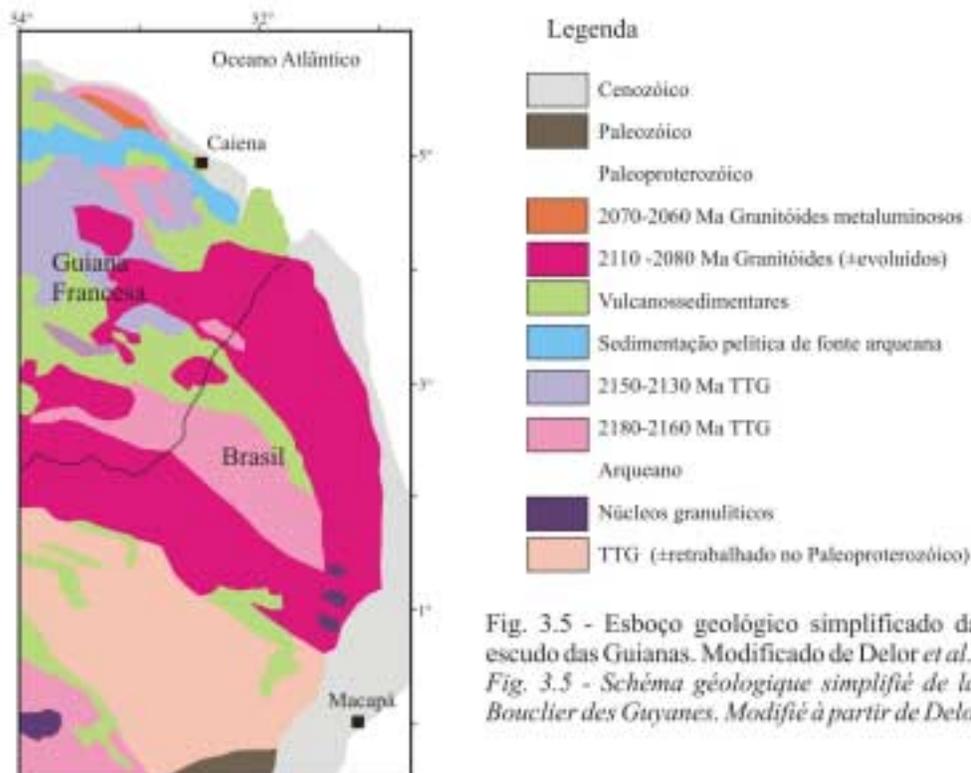


Fig. 3.5 - Esboço geológico simplificado da porção oriental do escudo das Guianas. Modificado de Delor *et al.* (2003).

Fig. 3.5 - Schéma géologique simplifié de la partie orientale du Bouclier des Guyanes. Modifié à partir de Delor *et al.* (2003).

Já na porção sudeste do Escudo das Guianas, que engloba o noroeste do Estado do Pará, o Estado do Amapá e a Guiana Francesa, a existência de mapeamento geológico em áreas chave já permitiu um esboço bastante razoável da evolução geológica regional, com a definição de vários eventos, o que pode ser acompanhado a partir da Figura 3.5. A região possui um núcleo arqueano composto de gnaisses TTG e granulíticos edificado em vários episódios no Paleo- Meso- e Neoarqueano (Avelar, 2002; Ricci *et al.*, 2002; Avelar *et al.*, 2003; Klein *et al.*, 2003; Rosa-Costa *et al.*, 2003a) e retrabalhado no Paleoproterozóico (Rosa-Costa *et al.*, 2003a). Dados isotópicos de Nd indicam tanto acreções juvenis como retrabalhamento crustal entre 2,83 Ga e 3,36 Ga (Sato & Tassinari, 1997; Pimentel *et al.*, 2002; Avelar *et al.*, 2003; Rosa-Costa *et al.*, 2003b).

Mas a maior extensão territorial do sudeste do Escudo das Guianas é constituída por rochas paleoproterozóicas, com mínimas evidências de retrabalhamento de crosta mais antiga na Guiana Francesa (Delor *et al.*, 2003) e exemplos de extenso retrabalhamento crustal em território brasileiro (Rosa-Costa *et al.*, 2003b). A compilação de mais de 60 dados geocronológicos em zircão (Fig. 3.6) mostra dois picos de atividade, em torno de 2140 Ma e 2090 Ma, mas com evolução virtualmente contínua entre aproximadamente 2200 Ma e 2060 Ma. Uma proposta para a evolução paleoproterozóica na Guiana Francesa é devida a Delor *et al.* (2003), mas pode, a princípio, ser estendida para todo o sudeste do Escudo das Guianas, como segue. Um estágio oceânico inicial ocorreu entre 2260 Ma e 2200 Ma (Delor *et al.*, 2003), ao qual seguiram-se dois períodos de magmatismo cálcico-alcálico ligado a subducção e formação de seqüências vulcanossedimentares entre 2180-2160 Ma e 2150-2130 Ma, o primeiro mais restrito à Guiana Francesa, o segundo bem representado no noroeste do Pará e envolvendo extenso retrabalhamento crustal além de acreções juvenis. Entre 2110-2090 Ma a intrusão de granitóides mais evoluídos, migmatização e metamorfismo indicam importante etapa de fusão e retrabalhamento da crosta preexistente, o que parece seguir até 2080-2060 Ma (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003; Lafon *et al.*, 2003; Rosa-Costa *et al.*, 2003a; 2003b). A evolução térmica dessa região parece encerrar em torno de 1930 Ma, conforme dados isotópicos de Ar (Nomade *et al.*, 2002), indicando a estabilização dessa porção crustal.

3.1.3 – A porção setentrional do Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco representa a porção brasileira de uma massa continental maior, separada de seu correspondente africano, o Cráton do Congo (Fig. 3.1), quando da fragmentação do supercontinente Pangea no Mesozóico. A porção norte do Cráton do São Francisco consiste em um mosaico de terrenos litotectônicos arqueanos e paleoproterozóicos (Fig. 3.1 e 3.7) internamente complexos e com prolongada história de magmatismo e tectonismo, amalgamados durante diversas etapas orogênicas ocorridas essencialmente entre 2140 Ma e 1940 Ma (Teixeira *et al.*, 2000; Barbosa & Sabaté, 2002; Oliveira *et al.*, 2004). Entre os blocos arqueanos, Gavião e Serrinha são constituídos por conjuntos de gnaisses TTG de médio grau metamórfico que serviram de embasamento ao estabelecimento de *greenstone belts*. O magmatismo tipo TTG e cálcico-alcálico distribuiu-se ao longo de vários episódios, entre 3400 Ma e 2600 Ma, com episódios de migmatização em 3200 Ma e 2900 Ma e com idades modelo que remontam até 3,7 Ga (Martin *et al.*, 1997; Mello *et al.*, 1999; Teixeira *et al.*, 2000 e referências). O bloco arqueano Jequié, por sua vez, caracteriza-se por extensivo magmatismo charno-enderbítico entre 2800 Ma e 2500 Ma, de caráter juvenil e reciclado, afetado por metamorfismo granulítico aproximadamente entre 2076-2050 Ma (Teixeira *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002).

Os núcleos arqueanos foram soldados no Paleoproterozóico. Unidades litotectônicas que participaram dessa junção são os cinturões Itabuna-Salvador-Curaçá, Contendas-Mirante, Jacobina-Mundo Novo e Rio Itapicuru. Este último é considerado um *greenstone belt* intracontinental formado sobre o bloco arqueano Serrinha, enquanto que Contendas-Mirante e Jacobina-Mundo Novo representariam bacias de *foreland* (Ledru *et al.*, 1997; Teixeira *et al.*, 2000). O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá tem sido interpretado como um orógeno colisional resultante de um longo ciclo de retrabalhamento dos blocos arqueanos e acresção de conjuntos plutônicos e bacias sedimentares a esses blocos (Teixeira *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2002; Silva *et al.*, 2002). Entre 2,5 Ga e 2,4 Ga iniciou-se a convergência entre os blocos arqueanos e tectônica distensiva naqueles blocos, permitindo a colocação de magmatismo alcalino intraplaca (Teixeira *et al.*, 2000). Magmatismo cálcico-alcálico passou a ser produzido de forma episódica, sendo registrados os intervalos aproximados 2170-2160 Ma, 2130-2120 Ma e 2100-2020 Ma, com idades modelo Sm-Nd sugerindo variados graus de envolvimento de crosta mais antiga, além de intrusões enderbíticas e máfico-ultramáficas há cerca de 2090 Ma (Mello *et al.*, 1999;

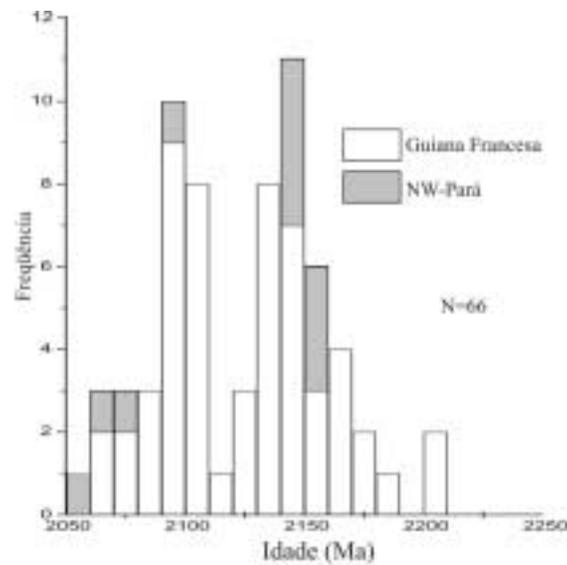


Fig. 3.6 - Histograma de frequência das idades em zircão de rochas paleoproterozóicas da porção sudeste do Escudo das Guianas. Referências no texto.

Fig. 3.6 - Histogramme de fréquence de la distribution des âges en zircon des roches de la partie sud-est du Bouclier des Guyanes. Références dans le texte.

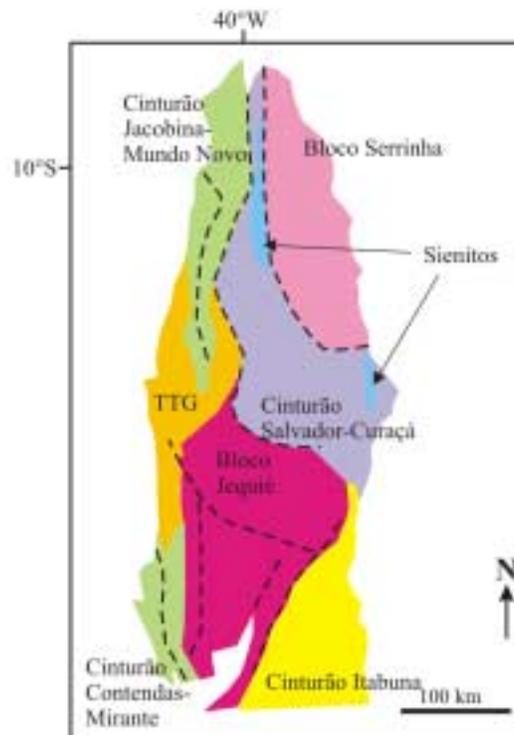


Fig. 3.7 - Subdivisão tectônica simplificada da porção oriental do Cráton do São Francisco (adaptado de Teixeira et al., 2000).

Fig. 3.7 - Subdivision tectonique simplifiée de la partie orientale du Craton du São Francisco (d'après Teixeira et al., 2000).

Bastos Leal *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002; Oliveira *et al.*, 2004). Uma marcante feição regional é o metamorfismo de alto grau que ocorreu entre 2080-2050 Ma, o qual se encontra impresso em praticamente toda essa porção norte-oriental do cráton, afetando rochas arqueanas e paleoproterozóicas, ígneas e sedimentares (Teixeira *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2002; Silva *et al.*, 2002). Magmatismo alcalino potássico a ultrapotássico (granítico e sienítico) pós-colisional é abundante entre 2100-2000 Ma (Plá Cid *et al.*, 2000; Rosa *et al.*, 2001; Conceição *et al.*, 2003) e estaria marcando estágios finais da estabilização regional, o que é condizente com informações de isótopos de Ar indicando o resfriamento regional há 1930 Ma (Cheilletz *et al.*, 1993).

3.1.4 – Cinturão Araguaia

O Cinturão Araguaia corresponde a uma faixa móvel com mais de 100 km de largura que se estende por cerca de 1000 km na direção norte-sul e faz contato direto com a borda sudeste do Cráton Amazônico (Fig. 3.1 e 3.8), para o qual direcionam-se suas estruturas. Consiste em uma unidade geotectônica estruturada e metamorfizada no Neoproterozóico, composta essencialmente por rochas sedimentares com metamorfismo desde incipiente até anfíbolito médio-alto, subordinados corpos máficos e ultramáficos, além de intrusões granitóides e sieníticas e por fragmentos de embasamento arqueano e paleoproterozóico (Alvarenga *et al.*, 2000). O embasamento arqueano é composto por complexos gnáissicos de 2860-2870 Ma (Moura & Gaudette, 1993) e uma seqüência metavulcanossedimentar de 2600 Ma (Arcanjo, 2002). Também compõem o embasamento granulitos máficos e enderbitos paleoproterozóicos (2153-2125 Ma) que mostram evento metamórfico de alto grau em torno de 2100 Ma (Gorayeb *et al.*, 2000), gnaisses tonalíticos de 2000 Ma (Arcanjo, 2002) e granitóides de 1858 Ma intrusivos nos gnaisses arqueanos (Moura & Gaudette, 1993). Sienitos alcalinos com idade em torno de 1000-1050 Ma (Arcanjo, 2002) representariam uma fase rifte que principiou a formação da bacia Araguaia. Corpos máficos e ultramáficos, interpretados como ofiolitos, são largamente distribuídos no cinturão e atestariam a existência de extensa bacia oceânica (Koutschoubey *et al.*, 1996; Paixão & Nilson, 2002), cuja idade é ainda controversa. Vários corpos de granitóides estariam associados ao metamorfismo de mais alto grau que afetou as rochas do cinturão no Neoproterozóico, tendo se originado provavelmente a partir da fusão parcial das rochas

supracrustais (Abreu *et al.*, 1994) e se posicionado entre 655 e 548 Ma (Moura & Gaudette, 1993).

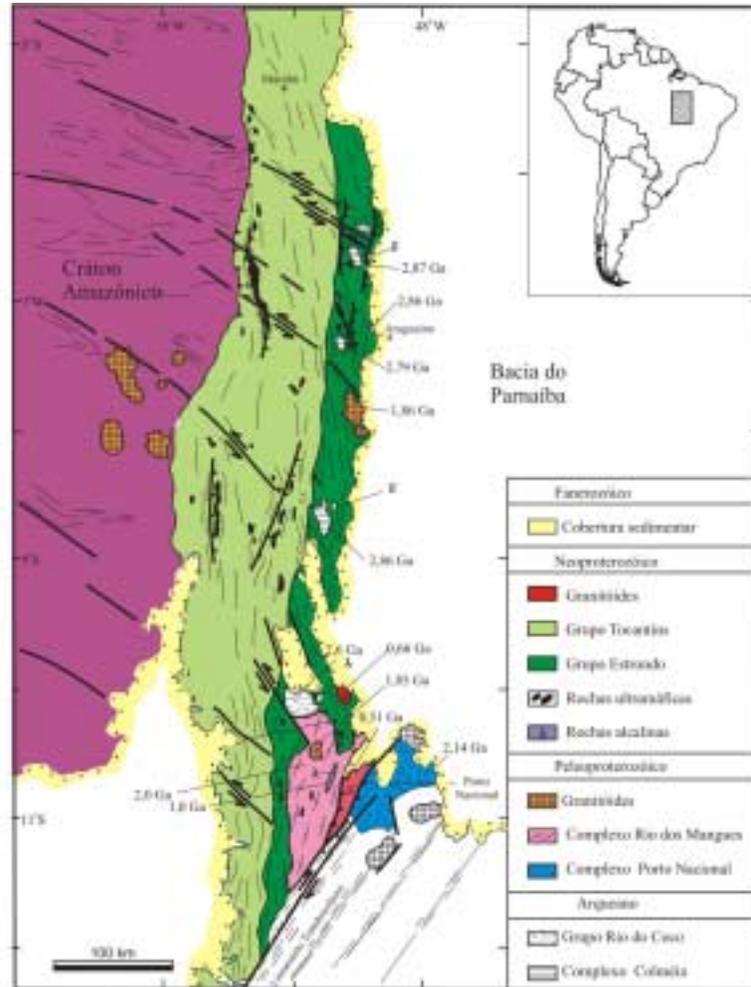


Fig. 3.8 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia (adaptado de Alvarenga *et al.*, 2000).
 Fig. 3.8 - Carte géologique de la Ceinture Araguaia (d'après Alvarenga *et al.*, 2000)

3.1.5 – A porção noroeste da Província Borborema

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 2000), que ocupa a maior parte do nordeste brasileiro (Fig. 3.1), reúne um conjunto de terrenos que possuem uma história geológica longa e policíclica, com seu embasamento registrando a atuação de processos orogênicos e / ou anorogênicos no Arqueano, Paleo- e Mesoproterozóico, entre 3500 Ma e 1000 Ma (Bertrand &

Jardim de Sá, 1990; Van Schmus *et al.*, 1998; Brito Neves *et al.*, 2000; Fetter *et al.*, 2000; Sá *et al.*, 2002; Dantas *et al.*, 2004). Esses blocos continentais foram finalmente soldados durante o ciclo neoproterozóico de orogenias (Brasiliano), com processos ocorrendo de forma diacrônica ao longo da província, mas envolvendo basicamente uma mesma seqüência. Apesar de algumas diferenças entre os intervalos de idade colocados para essa seqüência (esses intervalos variam à medida que novos dados vão sendo gerados), pode-se resumir a mesma aproximadamente como segue, com base em sumários de Van Schmus *et al.* (1998) e Brito Neves *et al.* (2000) e, principalmente, nos intervalos principais de magmatismo félsico (Santos & Medeiros, 1999; Fetter *et al.*, 2000; 2003; Brito Neves *et al.*, 2003): 1) >800 Ma, fase de rifte continental, com deposição de rochas supracrustais; 2) (770) 650-620 Ma, Brasiliano precoce, com intensa granitogênese cálcico-alcálica ligada a subducção; 3) (600) 590-570 Ma, Brasiliano principal, com granitogênese colisional (parte pós-colisional); 5) 545-510 Ma, plutonismo pós-tectônico a anorogênico, tectônica de extrusão.

A porção noroeste dessa província é representada pelos domínios Médio Coreaú ou Noroeste do Ceará e Ceará Central (Fig. 3.9), formados por seqüências sedimentares e vulcanossedimentares deformadas e metamorfizadas no Neoproterozóico, cujo embasamento é constituído por gnaisses tonalíticos e granodioríticos migmatíticos, além de enderbitos, charnockitos e kinzigitos subordinados (Brito Neves *et al.*, 2000). Esse embasamento de médio a alto grau metamórfico possui idades magmáticas entre 2356 Ma e 2176 Ma no domínio Médio Coreaú, e entre 2140 e 2100 Ma no domínio Ceará Central (Gaudette *et al.*, 1998; Fetter *et al.*, 2000), com dados de isótopos de Nd indicando caráter predominantemente juvenil (Fetter *et al.*, 2000). O magmatismo neoproterozóico respeita basicamente os intervalos de idade listados no parágrafo anterior e ambientes tipo *back-arc* e *forearc* foram propostos para os granitóides do domínio Ceará Central (Fetter *et al.*, 2003).

3.1.6 – Os cinturões neoproterozóicos periféricos ao Cráton do Oeste da África

O Cráton do Oeste da África é praticamente circundado por cinturões orogênicos neoproterozóicos (Rokelides, Bassarides, Mauritanides, Anti-Atlas, Farusides, Dahomeides). Modernamente, e de um modo geral, esses cinturões têm sido vistos como o resultado de uma prolongada, repetida e diacrônica sucessão de eventos de subducção e colisões que envolveram

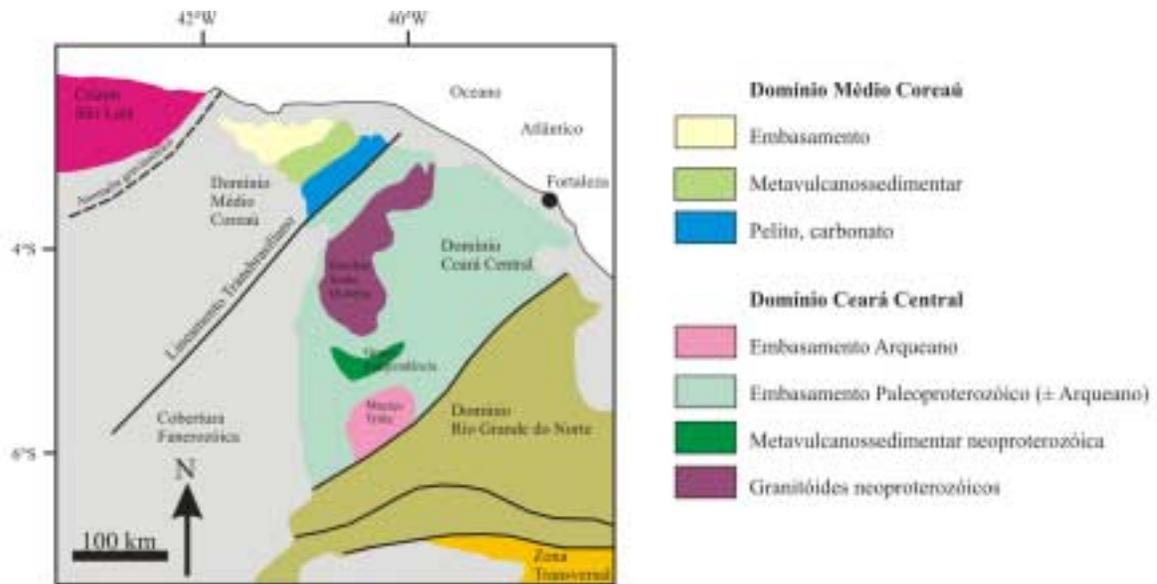


Fig. 3.9 - Esboço geológico simplificado da porção noroeste da Província Borborema (adaptado a partir de Brito Neves *et al.*, 2000 e Fetter *et al.*, 2003).

Fig. 3.9 - Esquisse géologique simplifié de la portion nord-ouest de la Province Borborema (modifié à partir de Brito Neves *et al.*, 2000 et Fetter *et al.*, 2003).

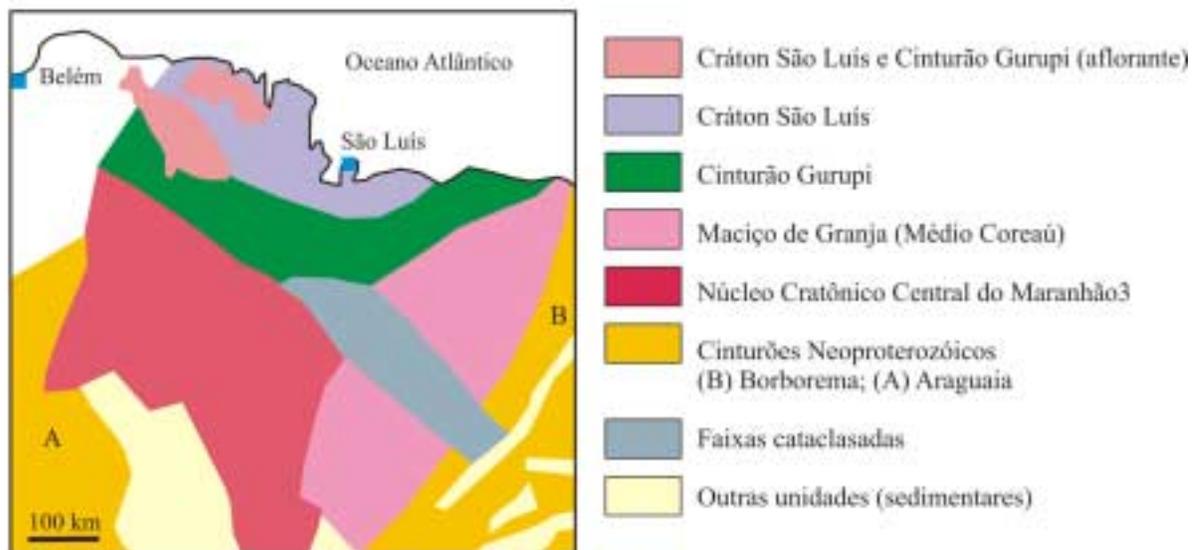


Fig. 3.10 - Localização do Cráton São Luis e do Cinturão Gurupi (aflorantes) com relação do esboço geotectônico do embasamento da Bacia do Parnaíba baseado em informações de sondagens, magnetometria e gravimetria (adaptado de Cunha, 1986 e Nunes, 1993).

Fig. 3.10 - Localisation du Cráton São Luis et de la Ceinture Gurupi (affleurances) par rapport à la carte du socle du bassin Parnaíba, basée sur des informations de sondages, magnétométrie et gravimétrie (d'après Cunha, 1986 et Nunes, 1993).

uma grande disparidade de terrenos (ambientes tectônicos), tais como margens passivas e ativas, coberturas plataformais, fragmentos de terrenos amalgamados em orogenias mais antigas, bacias oceânicas, arcos magmáticos, crosta oceânica (Black *et al.*, 1994; Castaing *et al.*, 1994; Trompette, 1997; Hefferan *et al.*, 2000; Ferré *et al.*, 2002; Caby, 2003; Liégeois *et al.*, 2003). A evolução desses orógenos iniciou há aproximadamente 1000 Ma e culminou em torno de 500 Ma.

De maior interesse para este estudo são os domínios localizados na porção sul do Cráton do Oeste da África, a saber, Rokelides-Bassarides a oeste, e Dahomeides (parte do megacinturão Trans-Saara) a leste (Fig. 3.1 e 3.2), que teriam continuidade no continente sul-americano representada, respectivamente, pelo Cinturão Araguaia e pela Província Borborema (ver revisão, similaridades, diferenças e críticas em Brito Neves *et al.*, 2001). Os dois conjuntos de cinturões africanos apresentam em comum a formação de margem passiva (sedimentação clástica e carbonática) e rifte na borda continental, com maior oceanização em direção ao norte, extenso retrabalhamento de seqüências mais antigas e metamorfismo granulítico. Distinções existem no que se refere a ambientes tectônicos, tipo e intensidade de magmatismo e, principalmente, duração e cronologia dos eventos tectônicos (Villeneuve & Dallmeyer, 1987; Castaing *et al.*, 1994; Villeneuve & Cornée, 1994; Trompette, 1997; Caby, 1998; Hefferan *et al.*, 2000). O conjunto Rokelides-Bassarides refletiria uma orogenia intracontinental ou margem continental passiva, com limitada oceanização (maior em direção ao norte) e acentuado diacronismo de norte para sul. Os dois casos seriam caracterizados por embasamento constituído por gnaisses de alto grau e granitóides catazonais (arqueanos e paleoproterozóicos) e por coberturas sedimentares cratônicas meso- a neoproterozóicas mais antigas do que 700 Ma, presença de seqüências vulcânicas e vulcanoclásticas de rifte neoproterozóico, colisão e exposição dos níveis mais profundos dos orógenos. Na região de Bassarides, a abertura de rifte e provável formação de pequeno oceano teria ocorrido antes de 700 Ma, seguido de subducção e magmatismo cálcico-alcalino entre 680-660 Ma e colisão com o bloco senegalês entre 660-640 Ma. Já no Cinturão Rokelides a fase de rifte intracontinental começaria antes de 550 Ma e a colisão com a porção oriental do Escudo das Guianas teria tido lugar há 550 Ma, provocando o cavalgamento do Cinturão Rokelides sobre a borda do Cráton do Oeste da África.

Na borda leste do Cráton do Oeste da África, o Cinturão Dahomeides, que seria a continuação do Domínio Médio Coreá (Lesquer *et al.*, 1984; Brito Neves *et al.*, 2001), apresenta um estágio pré-orogênico de rifte continental iniciado pelo menos há 1100 Ma e evolução para

margem continental ativa, seguida de subducção e geração de magmatismo cálcico-alcálico entre 700 Ma e 600 Ma, com colisão contra a borda do Cráton do Oeste da África e metamorfismo granulítico bem marcado em torno de 610-600 Ma e plutonismo pós-colisional ocorrendo até cerca de 500 Ma (Castaing *et al.*, 1994; Villeneuve & Cornée, 1994; Trompette, 1997; Affaton *et al.*, 2000; Hefferan *et al.*, 2000; Hirdes & Davis, 2000b).

3.1.7 – O embasamento das bacias do Parnaíba e costeiras

Baseado em informações petrográficas, estruturais, geofísicas e em escassos dados geocronológicos K-Ar em minerais e Rb-Sr convencionais, mapas de constituição e geotectônico do embasamento das bacias sedimentares fanerozóicas foram propostos (Cunha, 1986; Nunes, 1993) para a área enfocada neste estudo e suas adjacências. Segundo essas propostas (Fig. 3.10), o Cinturão Gurupi se estenderia por cerca de uma centena de quilômetros para o sul de sua atual área aflorante. A observação de alguns poucos dados geocronológicos existentes para o substrato da bacia Barreirinhas mostra rochas metassedimentares logo a leste da região de São Luís e gnaisses (tonalitos foliados?) ao sul dessa região com assinatura neoproterozóica (Fig. 1.2), o que indica a atuação de evento(s) dessa Era bem a oeste do Domínio Médio Coreau. Além disso, ao sul da projeção estimada para o Cinturão Gurupi, este daria lugar a um conjunto que se distinguiria estruturalmente das unidades geotectônicas circunvizinhas. Uma datação Rb-Sr convencional em quartzito micáceo (Kovach *et al.*, 1976) indicou uma idade de 1476 Ma, intermediária, portanto, entre o Paleoproterozóico e os reflexos neoproterozóicos evidenciados na região. Esse conjunto de elementos levou Cunha (1986) a propor a existência de uma unidade geotectônica totalmente encoberta pela sedimentação fanerozóica, à qual denominou Núcleo Cratônico Central do Maranhão (Fig. 3.1 e 3.10). Esse núcleo, sob a denominação de Bloco Parnaíba, tem sido considerado tentativamente como uma das massas continentais que teriam contribuído na amalgamação de Gondwana Ocidental no Neoproterozóico (Brito Neves & Cordani, 1991; Brito Neves, 2003). Essa denominação de bloco, em vez de núcleo cratônico, é mais adequada, em função da incerteza quanto ao real significado desse fragmento crustal.

3.2 – GEOLOGIA, LITOESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA PRÉVIAS

Neste item será efetuada uma revisão da evolução do conhecimento geológico e litoestratigráfico do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na área de abrangência deste trabalho, ou seja, região do rio Gurupi, fronteira entre o nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão (Fig. 1.2).

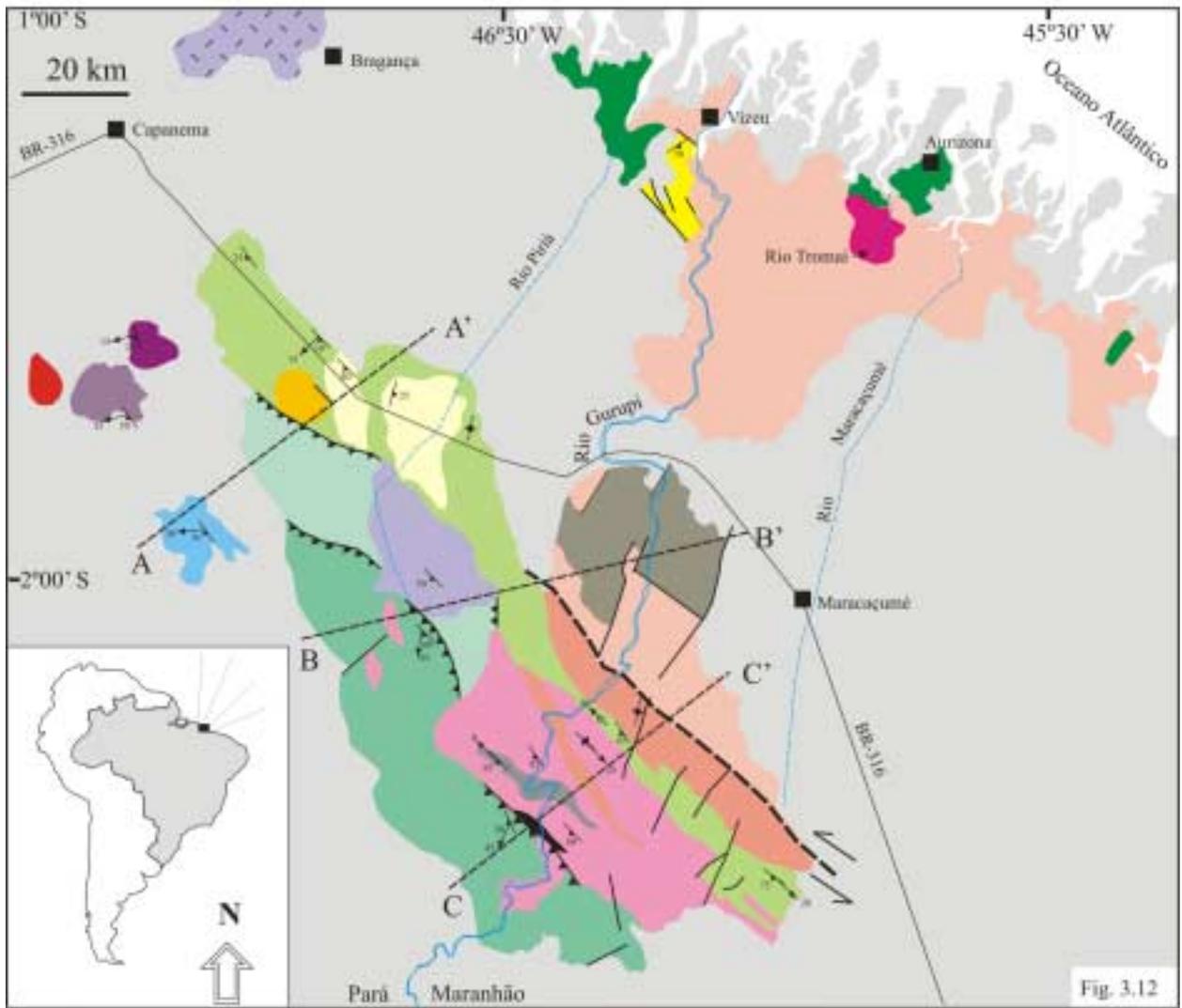
Os trabalhos regionais iniciaram-se basicamente com Moura (1936) que relatou a ocorrência de rochas gnáissicas, graníticas e anfibolíticas, *de provável idade arqueana*, e definiu a Série Gurupi, referindo-se às rochas metamórficas de baixo grau (filitos e mica-xistos) aflorantes nas proximidades dos rios Gurupi e Piriá. Francisco *et al.* (1971) reuniram as rochas gnáissicas e graníticas sob a denominação de Pré-Cambriano Indiviso e redenominaaram a Série Gurupi como Grupo Gurupi. Essas mesmas denominações foram mantidas por Nunes *et al.* (1973), que apontaram, ainda, mas não cartografaram, a ocorrência de intrusões máficas e ultramáficas nas rochas pré-cambrianas. Paralelamente, estudos geocronológicos pioneiros, fazendo uso dos sistemas Rb-Sr e K-Ar (Hurley *et al.*, 1967; 1968; Almeida *et al.*, 1968; Almaraz & Cordani, 1969), conduziram ao reconhecimento das duas províncias geocronológicas, uma paleoproterozóica, outra neoproterozóica, o que levou à proposição (Almeida *et al.*, 1976) das unidades geotectônicas Cráton São Luís e Cinturão Gurupi, respectivamente, denominações essas adotadas neste estudo.

Mas, foram sobretudo os trabalhos regionais executados a partir de 1977 (Costa *et al.*, 1977; Abreu *et al.*, 1980; Hasui *et al.*, 1984a; Abreu, 1990; Pastana, 1995; Costa *et al.*, 1996a; Almeida, 2000; Costa, 2000), já incorporando o conhecimento prévio, que mais contribuíram para a discussão da geologia e para o estabelecimento da cartografia e do quadro litoestratigráfico regionais encontrado por ocasião do início deste trabalho, no primeiro semestre de 2000 (Fig. 3.11A). A esse quadro foram incorporados os resultados geocronológicos mais recentes obtidos por Palheta (2001), Klein *et al.* (2002) e Pinheiro *et al.* (2003), sendo esse quadro final (Fig. 3.11B, 3.12 e 3.13) a base utilizada para a revisão e discussão aqui apresentadas e a base para a proposta estratigráfica que será feita no decorrer e final deste trabalho. Essa revisão inclui litoestratigrafia, caracterizações geológicas sumárias de cada unidade e, quando disponíveis, geocronologia e geoquímica. Observações de campo e petrográficas realizadas no curso deste

(A)		(B)			
	Cráton São Luís	Cinturão Gurupi	Ma	Cráton São Luís	Cinturão Gurupi
Paleozóico		Formação Piriá			
Neoproterozóico	Formação Viséu / Igarapé de Areia	Suíte Intrusiva Brasileira (granitóides Cantão, Japiim, Jonasa, Ourém, Ney Peixoto) Suíte Alcalina Boca Nova	550	Fm Igarapé de Areia Fm Viséu	Formação Piriá Granito Ney Peixoto Suíte Alcalina Boca Nova
Mesoproterozóico					
Paleoproterozóico	Suíte Intrusiva Tracuateua Suíte Tromai (+Granito Areal) Grupo Aurizona	Granito Maria Suprema Tonalito Itamoari Grupo Gurupi Fm Vila Cristal Fm Jaritequara Fm Rio Piritoró	1985 2100	Microtonalito Caxias Suíte Intrusiva Tracuateua Suíte Tromai (+Granito Areal) Grupo Aurizona	Granito Maria Suprema granitóides Japiim, Jonasa, Ourém Granitóide Cantão Tonalito Itamoari Fm Vila Cristal Fm Jaritequara Fm Rio Piritoró
Arqueano		Kinzigito Marajupema Complexo Maracaçumé			Kinzigito Marajupema Complexo Maracaçumé

Fig. 3.11 - A) Coluna estratigráfica para a região do Gurupi compilada a partir de Pastana (1995), Almeida (2000) e Costa (2000), mostrando o quadro estratigráfico encontrado no início deste trabalho. B) A mesma coluna com modificações introduzidas a partir dos resultados geocronológicos obtidos por Palheta (2001), Klein *et al.* (2002) e Pinheiro *et al.* (2003), utilizada como base para este trabalho. Fm = formação. As setas representam as variações no posicionamento estratigráfico sugeridas por diferentes autores.

Fig. 3.11 - A) Colonne stratigraphique pour la région de Gurupi compilée à partir de Pastana (1995), Almeida (2000) et Costa (2000), montrant le cadre stratigraphique trouvé au début de ce travail de thèse. B) Même colonne modifiée à partir des données géochronologiques de Palheta (2001), Klein *et al.* (2002) et Pinheiro *et al.* (2003), et utilisée comme base de départ dans ce travail. Fm = formation. Les flèches indiquent les variations temporelles suggérées pour les différents auteurs.



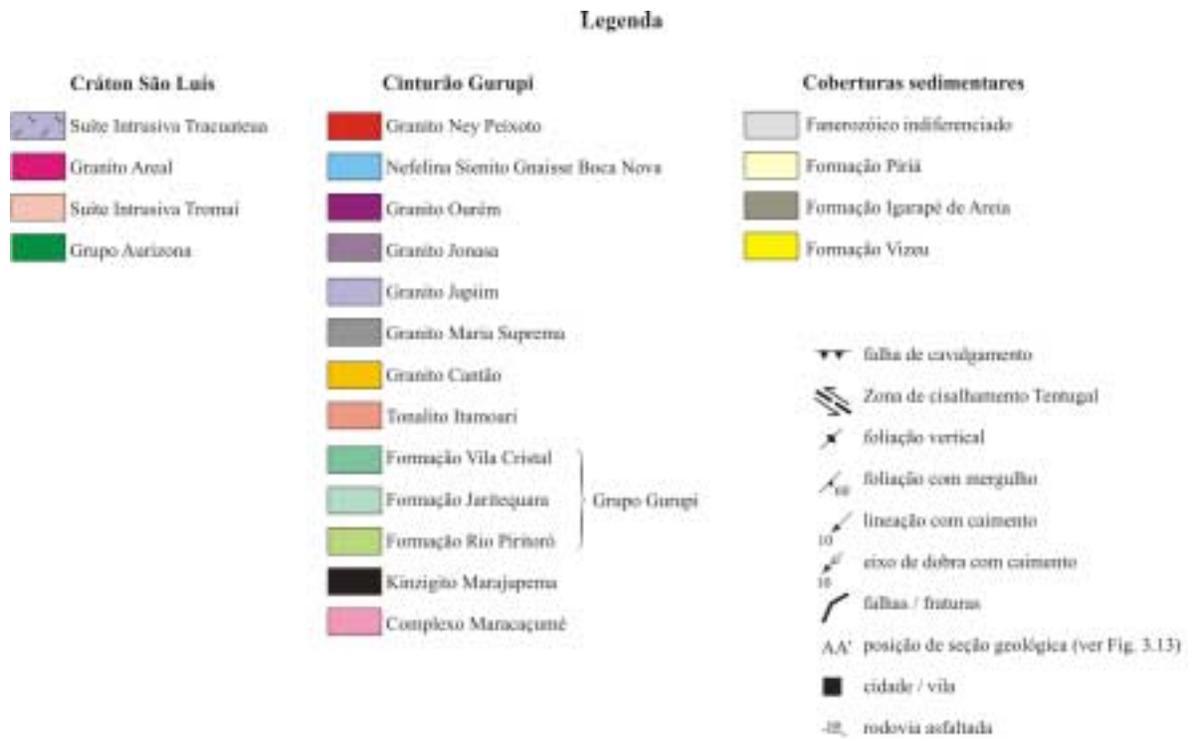


Fig. 3.12 - Mapa geológico da região do Gurupi. Compilado e modificado a partir de Pastana (1995), Almeida (2000), Costa (2000) e Ribeiro (2002).
 Fig. 3.12 - Carte géologique de la région du Gurupi. Compilée d'après Pastana (1995), Almeida (2000), Costa (2000) et Ribeiro (2002).

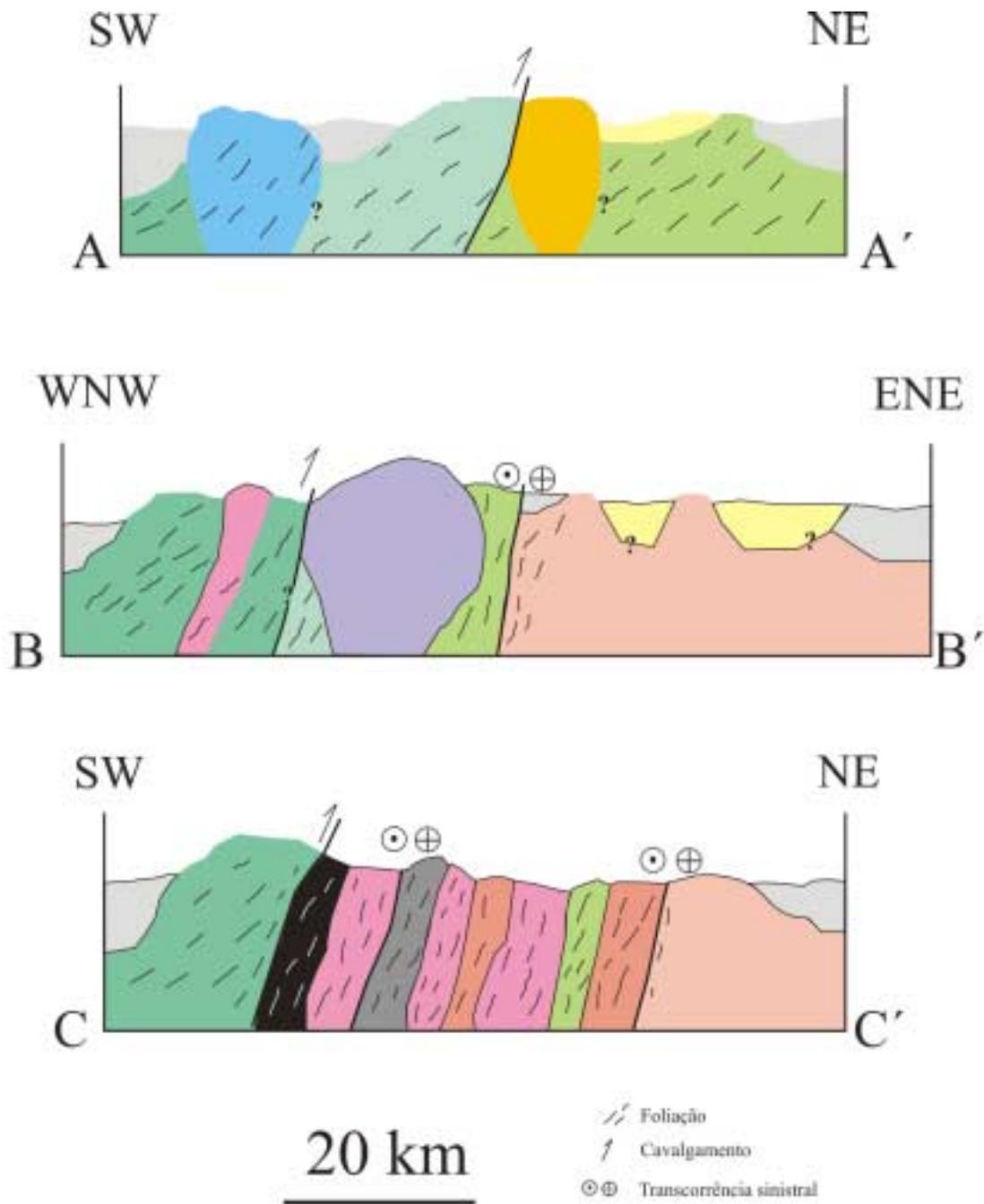


Fig. 3.13 - Seções geológicas esquemáticas (sem escala vertical), baseadas na cartografia e nas informações estruturais disponíveis, mostrando possíveis relações entre as diversas unidades geológicas da região do Gurupi. Posição das seções e símbolos das unidades como na figura 3.12.

Fig. 3.13 - Coupes géologiques (sans échelle verticale) basées sur la cartographie et les informations structurales disponibles, montrant des rapports possibles entre les différentes unités géologiques de la région du Gurupi. Localisation des coupes et les symboles des unités comme dans la figure 3.12.

estudo são também adicionadas, quando cabível. Geralmente, as referências são feitas à definição e à última redefinição de cada unidade.

Antecipando uma das conclusões atingidas ao longo do desenvolvimento deste trabalho, observou-se a necessidade de redefinição de algumas das unidades litoestratigráficas e litodêmicas aqui discutidas, no que concerne à nomenclatura e mesmo à real necessidade de manutenção de algumas delas. Para evitar a confusão óbvia que seria gerada pela utilização de nomes estratigráficos diferentes para uma mesma unidade em estágios distintos deste texto e em tabelas e figuras, opta-se por apresentar já nesse capítulo, que tem o objetivo maior de revisar o conhecimento anterior ao início deste trabalho de tese, algumas das alterações que se julgam necessárias. Justificativas mais completas para tais modificações, em alguns casos, só se tornaram possíveis após a avaliação e discussão de todos os dados petrográficos, geológicos e geocronológicos disponíveis, o que portanto será encontrado no capítulo 5.

3.2.1 – Cráton São Luís

A porção aflorante do Cráton São Luís estende-se por pouco mais de 400 km na direção leste-oeste e por pouco mais de 100 km na direção norte-sul, cobrindo uma pequena parte dos estados do Pará e Maranhão. Apesar dessa extensão, suas rochas afloram como janelas erosivas e tectônicas altamente descontínuas em meio à cobertura sedimentar fanerozóica, sendo que apenas na porção fronteira entre os estados do Pará e Amapá (região do Gurupi) há exposições algo contínuas por cerca de 100-120 km (Fig. 1.2 e 3.12). O limite oriental do cráton não se estende muito além da região de Rosário, próximo a São Luís no Maranhão, pois a observação de dados geocronológicos do embasamento da Bacia de Barreirinhas (Tab. 3.3 e 3.4) mostram efeitos do Neoproterozóico já próximo a essa região (Fig. 1.2), o que já havia sido observado por Sadowski (2000). Anteriormente (Almeida *et al.*, 1976), entendia-se que esse limite poderia ser representado por rochas paleoproterozóicas (granitóides, gnaisses, rochas metamórficas de alto grau e remanescentes de seqüências metavulcanossedimentares) do domínio Médio Coreá ou Noroeste do Ceará (Fig. 1.2 e 3.9), rochas essas que foram envolvidas nas orogênias neoproterozóicas da Província Borborema (Brito Neves *et al.*, 2000; Fetter *et al.*, 2000). As exposições mais ocidentais são rochas granitóides aflorantes na região de Bragança

Tabela 3.3 - Principais dados geocronológicos pelo método Rb-Sr para rochas da região do Gurupi (localização no Anexo 1 e Fig. 1.2)

Tableau 3.3 - Principales données géochronologiques Rb-Sr des roches de la région du Gurupi (localization dans l'annexe 1 et dans la Fig. 1.2)

rocha	material ¹ analisado	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	idade (Ma)	referências
Grupo Aurizona							
ardósia	RT	155,6	273,7	1,62	0,75	1820	Cordani <i>et al.</i> (1984)
Suíte Tromai							
tonalito	RT	ND	ND	ND	ND	1954 ± 90	Costa <i>et al.</i> (1977)
rocha de embasamento ²	RT	38,7	194,5	0,58	0,72	1590	Hurley <i>et al.</i> (1967, 1968)
Suíte Tracuateua							
granitóide	RT	ND	ND	10,01	0,98	1945	Hurley <i>et al.</i> (1967, 1968)
granitóide	RT	ND	ND	8,80	0,95	1980	Hurley <i>et al.</i> (1967, 1968)
granitóide	RT	ND	ND	9,35	0,97	2000	Hurley <i>et al.</i> (1967, 1968)
granitóide	RT	ND	ND	17,64	1,21	2035	Hurley <i>et al.</i> (1967, 1968)
granitóide	RT (4)	ND	ND	ND	ND	2047 ± 140	Wanderley F ^o (1980)
Complexo Itapeva (Maracaçumé)							
gnaisse ?	RT	73,5	261,9	0,82	0,71	580	Hurley <i>et al.</i> (1967, 1968)
gnaisse ?	RT	72,2	150,4	1,41	0,72	530	Hurley <i>et al.</i> (1967, 1968)
gnaisse ?	RT	106,9	179,7	1,74	0,73	800	Hurley <i>et al.</i> (1967, 1968)
Grupo Gurupi							
metaconglomerado	RT	ND	ND	1,51	0,73	1096 ± 104	Cordani <i>et al.</i> (1984)
metaconglomerado	matriz	65,5	104,4	1,77	0,72	580 ± 91	Cordani <i>et al.</i> (1984)
metaconglomerado	seixo	47,0	171,7	0,80	0,71	746 ± 192	Cordani <i>et al.</i> (1984)
Granito Cantão							
monzogranito	RT	ND	ND	ND	ND	2051 ± 65	Moura (comun. verbal)
Granito Maria Suprema							
leucogranito	mus+FK+RT ³	ND	ND	ND	ND	1710 ± 32	Klein & Moura (2001)
Granito Jonasa							
granodiorito	RT (6)	203-280	121-375	0,54-2,30	0,74-0,89	2018 ± 61	Klein & Moura (2003)
granodiorito	bt+mus+FK+RT ³	ND	ND	ND	ND	525 ± 20	Klein & Moura (2003)
Nefelina Sienito Boca Nova							
nefelina sienito	RT (5)	148-212	146-946	1,58-3,33	0,71-0,74	723 ± 30	Villas (1982)
Granito Ney Peixoto							
granitos	RT (4)	243-285	151-177	4,05-5,48	0,74-0,75	580 ± 58	Villas (1982)
Embasamento da bacia Barreirinhas							
filito	RT	92	176,3	1,51	0,73	1096 ± 104	Cordani <i>et al.</i> (1984)

¹ – números entre parêntesis indicam quantidade de pontos usados no cálculo de idade isocrônica; demais idades são convencionais;

² - designação constante na referência original (refere-se a tonalitos); ³ - isócrona mineral; RT: rocha total, mus: muscovita, bt: biotita, FK: feldspato potássico; ND – dado inexistente ou não fornecido pela fonte consultada.

Tabela 3.4 - Principais dados geocronológicos pelo método K-Ar em rochas da região do Gurupi (localização no Anexo 1 e Fig. 1.2)

Tableau 3.4 - Principales données géochronologiques K-Ar de la région du Gurupi (localisation dans l'annexe 1 et dans la Fig. 1.2)

unidade / rocha	material analisado	%K	⁴⁰ Ar rad	⁴⁰ Ar atm (%)	idade (Ma)	referência
Grupo Aurizona						
anfíbolito	anf	0,599	12,66	4,0	2360 ± 300	Almeida et al. (1968)
filito	RT	3,11	46,05	3,9	2054 ± 64	Amaral (1974)
Suíte Tromai						
tonalito	RT	ND	ND	ND	2076 ± 96	Costa et al. (1977)
Suíte Tracuateua						
granito	mus	9,17	126,06	0,4	1970 ± 60	Almeida et al. (1968)
granitóide	mus	ND	ND	ND	1933	Hurley et al. (1967)
granitóide	mus	ND	ND	ND	1910	Hurley et al. (1967)
granitóide	bio	ND	ND	ND	1906 ± 92	Wanderley F° (1980)
granitóide	mus	ND	ND	ND	2056 ± 60	Wanderley F° (1980)
Granito Ney Peixoto						
granito	mus	8,78	20,82	9,3	517 ± 15	Almeida et al. (1968)
granito	mus	ND	ND	ND	544 ± 14	Villas (1982)
granito	bio	ND	ND	ND	534 ± 14	Villas (1982)
granito	bio	ND	ND	ND	528 ± 17	Villas (1982)
Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova						
nefelina sienito	bio	ND	ND	ND	580 ± 10	Jorge-João (1980)
Embasamento Bacia Parnaíba						
granito	bio	5,52	17,26	2,7	666 ± 20	Almeida et al. (1968)
biotita-quartzito	bio	6,41	15,72	1,5	504 ± 15	Almeida et al. (1968)

anf: anfíbolio; mus: muscovita; bio: biotita; RT: rocha total; ND: não fornecida pela fonte consultada;

(Fig. 3.12) no noroeste paraense. Para o norte, as rochas do Cráton São Luís afloram até a borda oceânica atual, onde passam a ser cobertas pelas bacias costeiras fanerozóicas. Além disso, dados de gravimetria da região oceânica (Fig. 3.14) sugerem que a crosta continental (Cráton São Luís) adentra por umas poucas dezenas de quilômetros na área oceânica, onde dá lugar à crosta oceânica. O limite sul-sudoeste do Cráton São Luís foi proposto por Hasui *et al.* (1984a) como sendo a Zona de Cisalhamento Tentugal, que separa e / ou articula o cráton ao Cinturão Gurupi. Essa estrutura é uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral com história evolutiva complexa (Hasui *et al.*, 1984a; Costa *et al.*, 1988; Ribeiro, 2002) e ainda insuficientemente conhecida, no interior da qual as rochas encontram-se fortemente deformadas e que coincide com uma descontinuidade geofísica (Lesquer *et al.*, 1984; Abreu & Lesquer, 1985; Ribeiro, 2002). A

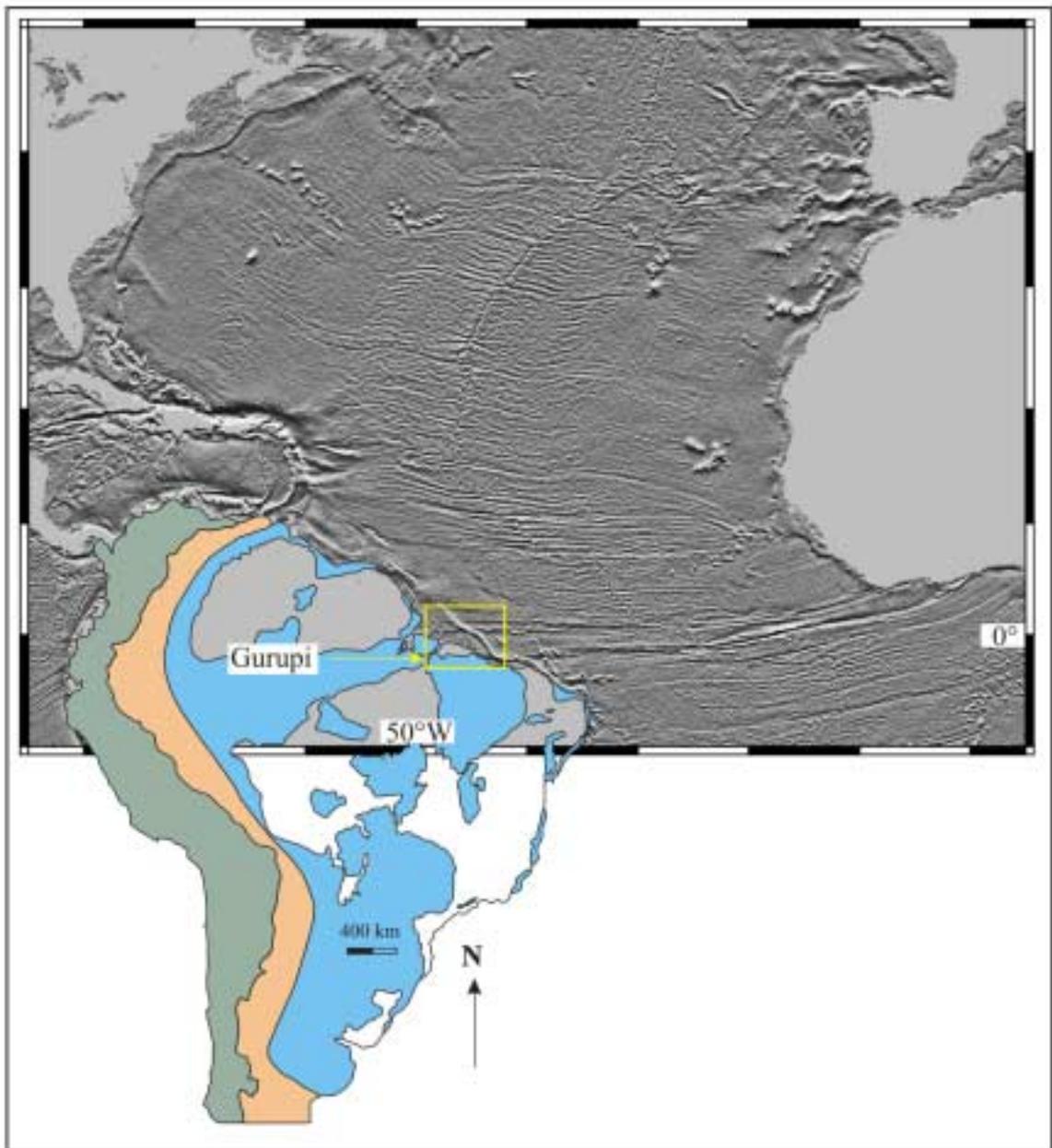


Fig. 3.14 - Mapa gravimétrico (ar livre) da área oceânica entre o norte da América do Sul e o noroeste africano. Os lineamentos E-W são falhas transformantes na crosta oceânica que são truncadas na costa da América do Sul por um grande lineamento NW-SE. Esse lineamento marcaria o limite entre as crostas continental e oceânica. A região do Gurupi é localizada (retângulo amarelo) em relação a essas feições.

Fig. 3.14 - Carte gravimétrique (air libre) de la croûte océanique entre le nord de l'Amérique du Sud et le nord-ouest de l'Afrique. Les structures E-W sont des failles transformantes sur la croûte océanique. Ces failles sont recoupées auprès d'une structure majeure de direction NW-SE, qui représenterait la limite entre les croûtes continentale et océanique. La région du Gurupi est signalée (rectangle jaune) par rapport à ces éléments.

passagem da área cratônica para a Zona de Cisalhamento Tentugal (e para o Cinturão Gurupi) ocorre de maneira gradual, o que pode ser observado em perfil ao longo do rio Gurupi.

Estruturalmente as rochas cratônicas encontram-se mais preservadas de deformações tectônicas de grande escala, pelo menos em comparação com o Cinturão Gurupi, ao sul (p. ex., Abreu, 1990; Pastana, 1995). De um modo geral, os corpos rochosos não se apresentam orientados e as linhas estruturais distribuem-se com orientações variadas. Os principais elementos estruturais identificados são a foliação metamórfica regional, expressa sobretudo nas rochas vulcanossedimentares e secundariamente em granitóides, zonas de cisalhamento de pequeno porte e fraturas. A foliação metamórfica possui direções variáveis, entre NE-SW e NW-SE, com mergulhos em geral de moderado a alto ângulo. Lineações minerais e de estiramento são também observadas com atitudes variadas, de baixo a alto *rake* (Costa, 2000; Palheta, 2001). Zonas de cisalhamento são em geral discretas, com alguns metros a poucas dezenas de metros de espessura e poucas centenas de metros de extensão longitudinal. Apresentam caráter rúptil-dúctil a dúctil e imprimem foliações miloníticas de atitudes amplamente variáveis às rochas que cortam. Essas estruturas são economicamente importantes, pois hospedam a maioria, senão todas, as concentrações auríferas conhecidas na área cratônica.

3.2.1.1 – Grupo Aurizona

Essa unidade foi definida por Pastana (1995), limitada aos domínios do Cráton São Luis, e compreende parte da seqüência metavulcanossedimentar anteriormente considerada como Grupo Gurupi (Francisco *et al.*, 1971). Distribui-se essencialmente na porção norte da área cratônica, próximo à região costeira (Fig. 3.12). Costa *et al.* (1977) e Pastana (1995) descreveram a seqüência como composta por xistos de naturezas diversas (orto e paraderivados), filitos, quartzitos, rochas metapiroclásticas, *metachert*, subordinadas rochas metamáficas e metaultramáficas e uma possível ocorrência de formação ferrífera, havendo, segundo Pastana (1995), larga predominância de termos paraderivados em relação aos ortoderivados. Ocorrência abundante de rochas vulcânicas, tufáceas e piroclásticas tem sido, contudo, reportada, essencialmente em trabalhos de prospecção e pesquisa mineral (Leão Neto, 1993; Santa Fé do Brasil, 2000 – comunicação escrita). Na área do depósito aurífero de Caxias (Fig. 3.15), Klein *et al.* (2002) identificaram um pacote de xistos e separaram via petrografia e geoquímica, camadas

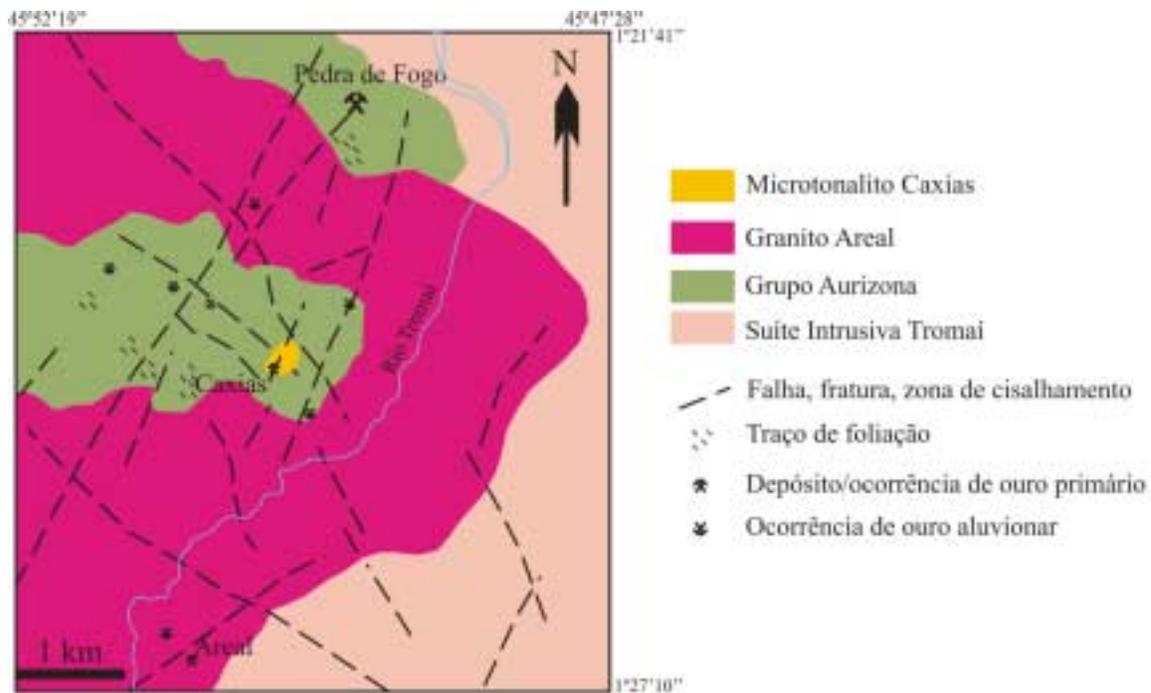


Fig. 3.15: Mapa geológico da porção centro-norte do Cráton São Luís na região dos depósitos auríferos Areal, Caxias e Pedra de Fogo. Adaptado de Klein *et al.* (2002).

Fig. 3.15 - Carte géologique de l'aire centre-nord du Craton São Luís dans la région des dépôts aurifères Areal, Caxias et Pedra de Fogo (d'après Klein *et al.*, 2002).

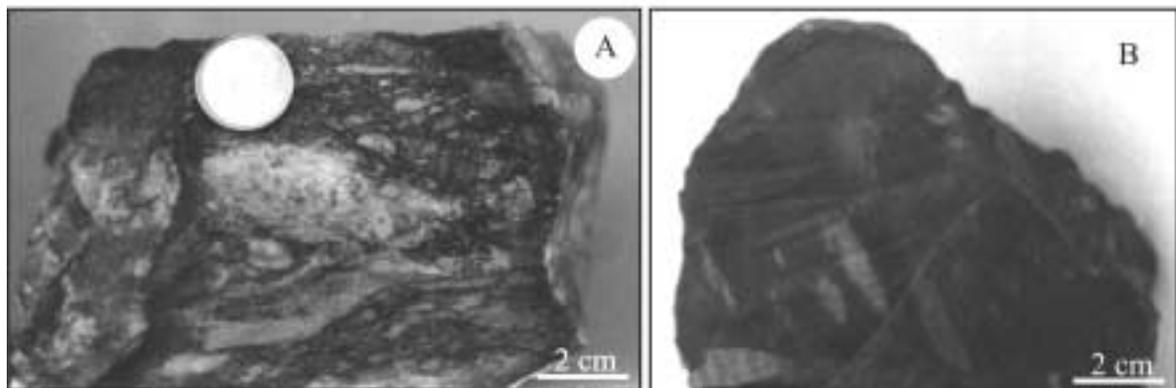


Fig. 3.16 - Fotografias de rochas do Grupo Aurizona amostradas no depósito aurífero de Pedra de Fogo e datadas neste estudo. A) Rocha metapiroclástica foliada, com matéria carbonosa escura definindo os planos de foliação (PF7). B) Metadacito foliado e alterado hidrotermalmente (PF1A).

Fig. 3.16 - Photos des roches du Group Aurizona échantillonnées au dépôt d'or de Pedra de Fogo et datées dans cette étude. A) Roche metapyroclastique déformée (PF7). B) Metadacite déformé avec altération hydrothermale (PF1A).

alternadas compostas por pelitos e por rochas máficas, com alguma similaridade àquelas existentes nas formações birrimianas do oeste africano (p. ex., Abouchami *et al.*, 1990; Oberthür *et al.*, 1994). Foram identificados também, fragmentos (sem contatos visíveis, mas intimamente associados) de anfibolitos finos a médios e xistosos e de metagabros / metadioritos grossos. Em outra área abordada neste estudo, na porção central-norte do cráton, nas imediações da ocorrência aurífera de Pedra de Fogo (Fig. 3.15 e 7.6), são observados principalmente xistos paraderivados (quartzo, muscovita), metadacitos foliados e rochas metapiroclásticas, como tufos e aglomerados vulcânicos (Fig. 3.16), além de subordinados metarenitos e quartzitos ferruginosos e / ou manganíferos. As rochas apresentam xistosidade, em geral orientada segundo N15°-70°W com mergulhos fortes para NE e o metamorfismo atingiu condições de fácies xisto verde, localmente fácies anfibolito. Relações de campo observadas nos depósitos auríferos de Areal e Novo Destino mostram rochas similares às descritas para o Grupo Aurizona ocorrendo como enclaves em granitóide da unidade Granito Areal.

Dados geocronológicos convencionais em rocha total pelos métodos Rb-Sr e K-Ar (Amaral, 1974; Cordani *et al.*, 1984) forneceram idades de 1820 Ma e 2054 Ma (Tab. 3.3 e 3.4), respectivamente, que podem ser consideradas idades mínimas para a seqüência, em consonância com a idade de 1985 Ma obtida em zircão do Microtonalito Caxias que supostamente intrude a seqüência metavulcanossedimentar (Klein *et al.*, 2002). Anfibólitos de um anfibolito forneceram idade K-Ar não conclusiva de 2360 ± 300 Ma (Almeida *et al.*, 1968). Pastana (1995) posicionou a unidade no amplo intervalo Arqueano / Paleoproterozóico.

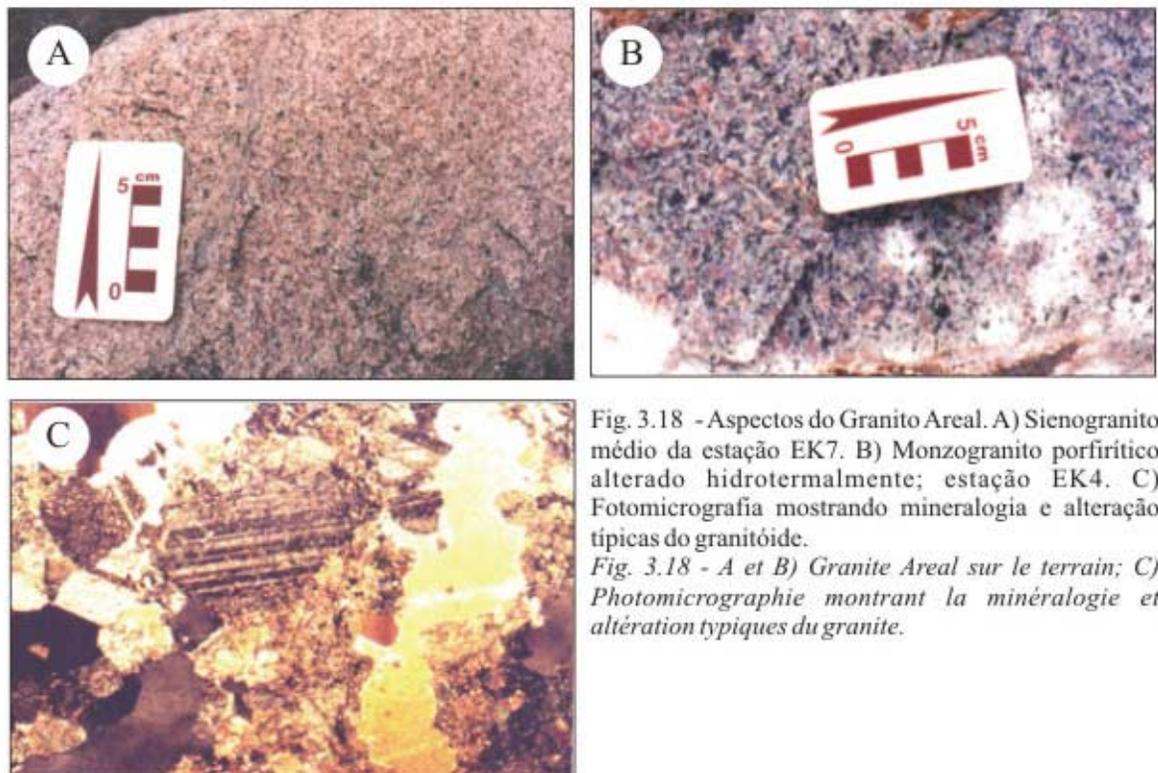
3.2.1.2 – Suíte Intrusiva Tromai

Essa unidade é a que possui maior extensão superficial na região (Fig. 3.12). Sua definição original é devida a Costa *et al.* (1977) que, a um *conjunto vulcano-plutônico constituído por tonalitos, trondhjemitos, granodioritos, granitos, quartzo-andesitos, riolitos e dacitos*, propuseram a denominação de Associação Anorogênica Tromai. Abreu *et al.* (1980) renomearam a unidade para Formação Tromai e Pastana (1995) a redefiniu como Suíte Tromai. Observa-se que suíte requer um qualificativo, de forma que “intrusiva” é a partir de agora incorporado à denominação. A suíte é constituída por intrusões de dimensões batolíticas e incorpora, além das rochas da Associação Anorogênica Tromai original, parte do que

anteriormente era considerado Complexo Maracaçumé (ver descrição abaixo). Pastana (1995) subdividiu a suíte em duas unidades. O Granito Areal seria representado por um único *stock* composto por monzogranitos e sienogranitos. Todo o restante foi incluído no Tonalito Cândido Mendes, que seria composto predominantemente por tonalitos, com trondhjemitos, granodioritos e granitos, além de rochas vulcânicas dacíticas e riódacíticas ocorrendo de forma subordinada. Pastana (1995) ainda atribuiu a origem do Granito Areal à fusão parcial do Tonalito Cândido Mendes. Ressalta-se que neste caso a utilização da designação suíte é imprópria, pois ela requer contemporaneidade e cogeneticidade. Neste trabalho, o Granito Areal é descrito à parte e considerado uma unidade litodêmica distinta, por razões que serão discutidas oportunamente (capítulo 5), e não será utilizada a designação Tonalito Cândido Mendes, e, sim, o nome geral Suíte Intrusiva Tromaí. Além disso, Pastana (1995) separou em uma unidade independente as rochas da suíte Tromaí que foram deformadas tectonicamente na porção transicional entre a área cratônica e o Cinturão Gurupi e a denominou Tonalito Itamoari. A passagem gradacional de tonalitos não deformados da unidade Tromaí para rochas com variáveis graus de deformação tectônica, incluindo milonitos, é clara no perfil geológico do rio Gurupi. Entende-se, por conseguinte, que essa diferença puramente estrutural não justifica a criação de uma nova unidade litoestratigráfica. Essas rochas são consideradas, portanto como integrantes da Suíte Intrusiva Tromaí. Por último, as rochas vulcânicas não são aqui incluídas, visto que a unidade é uma suíte intrusiva, e serão também abordadas separadamente e informalmente como unidade vulcânica.

Resumindo, são eliminadas as denominações Tonalito Cândido Mendes e Tonalito Itamoari; o Granito Areal e as rochas vulcânicas são tratadas como unidades independentes; e Suíte Intrusiva Tromaí é a designação geral de todo o conjunto principal de granitóides do Cráton São Luís (Fig. 3.12).

Os granitóides da Suíte Intrusiva Tromaí são composicionalmente dominados por tonalitos, com trondhjemitos, granodioritos e monzogranitos ocorrendo de forma subordinada (Pastana, 1995), sendo que um corpo de diorito e quartzo-diorito foi descrito no limite sudoeste da área cratônica (Azevedo, 2003). Observações de campo e petrográficas realizadas neste estudo, assim como descrições disponíveis na literatura, mostram que os granitóides são, texturalmente, tanto equigranulares como porfíricos, maciços a foliados e apresentam texturas e mineralogia ígneas normalmente bem preservadas (Fig. 3.17), como textura granular hipidiomórfica e plagioclásio zonado, a despeito de transformações hidrotermais e/ou



metamórficas posteriores e de localizada deformação tectônica. São rochas portadoras de anfibólio e / ou biotita, ambos freqüentemente cloritizados, e o plagioclásio encontra-se regionalmente saussuritizado. Feldspato potássico é altamente subordinado, sendo obviamente importante nos termos monzograníticos, onde ocorre, em geral, como fenocristais róseos e tabulares, imersos em matriz predominantemente granodiorítica. Fases acessórias incluem opacos, zircão, titanita, rutilo e apatita. Enclaves microgranulares máficos e intermediários (Fig. 3.17), lenticulares, foliados ou não, e de possanças centimétricas a decimétricas são abundantes e especialmente associados aos termos tonalíticos.

Utilizando dados químicos em rocha total (tabulados no Anexo 3) Pastana (1995) sugeriu que os granitóides da suíte são cálcico-alcálicos de baixo potássio, tipo I e peraluminosos, gerados pela fusão de crosta inferior anfibolítica em ambiente pós-tectônico extensional em margens de placas convergentes, lembrando suítes TTG arqueanas, com *emplacement anorogênico (sic)*.

Uma datação pelo método Rb-Sr em rocha total foi obtida por Costa *et al.* (1977), fornecendo idade convencional de 1954 ± 90 Ma (Tab. 3.3). O mesmo autor obteve uma idade de 2076 ± 96 Ma em rocha total pelo método K-Ar (Tab. 3.4). A Suíte Rosário, que aflora a sudeste de São Luís (Fig. 1.2), possui características composicionais similares à Suíte Intrusiva Tromaí, à qual foi correlacionada (Rodrigues *et al.*, 1994). Rochas dessa suíte foram datadas por evaporação de Pb em zircão (com utilização de filamento simples), fornecendo um amplo intervalo de variação de idades, entre 2075 e 2146 Ma (Gorayeb *et al.*, 1999), o que ajuda a estabelecer uma idade mínima para os granitóides Tromaí. Além disso, Sato (1998) efetuou uma determinação Sm-Nd em rocha total, na qual obteve idade modelo de 2,1 Ga.

3.2.1.3 – Granito Areal

O Granito Areal foi definido por Pastana (1995) como parte integrante da Suíte Intrusiva Tromaí, mas aqui será descrito como unidade autônoma. Corresponde, segundo Pastana (1995), a um único *stock* composto por sienogranitos e monzogranitos, localizado na porção central-norte do cráton (Fig. 3.12). Entretanto, aquela área cartografada está exagerada, sendo parte dela ocupada por rochas do Grupo Aurizona (Fig. 3.15), conforme já apontado por Klein *et al.* (2002). Além disso, em outras porções do suposto *stock* foram também descritas rochas vulcânicas e

vulcanossedimentares (Santa Fé do Brasil, 2000, comunicação escrita). Dados de campo e petrográficos obtidos neste estudo mostram que os granitóides são porfíricos grossos a equigranulares finos, não são foliados (Fig. 3.18), exceto quando cortados por discretas zonas de cisalhamento, e são por vezes fortemente alterados hidrotermalmente. Enclaves métricos a decamétricos de rochas metavulcanossedimentares semelhantes às aquelas integrantes do Grupo Aurizona são comuns nesses granitóides, podendo representar xenólitos de rochas encaixantes ou restos de crosta continental pertencentes à fonte do magma gerador dos granitóides. A fase mineral dominante é o microclínio (Fig. 3.18C), seguida de plagioclásio e / ou quartzo. Os feldspatos mostram freqüentemente epidoto e sericita como produtos de alteração. Biotita é o mineral máfico característico, estando às vezes cloritizada, sendo o anfibólio subordinado. Pirita, magnetita, zircão, titanita e apatita são fases acessórias.

Pastana (1995), usando dados químicos em rocha total (Anexo 3), descreveu o Granito Areal como geoquimicamente similar aos granitóides da Suíte Intrusiva Tromai, mas com teores de K_2O mais elevados. Considerou, ainda, o Granito Areal como parte daquela suíte, mas ao mesmo tempo, como tendo sido gerado a partir da fusão parcial de rochas tonalíticas daquela unidade. Ressalta-se que neste caso a associação é imprópria, pois a designação suíte requer cogeneticidade. Com base nas descrições petrográficas e associações de campo, o Granito Areal pode representar uma fase mais evoluída da suíte Tromai, ou tratar-se de um magmatismo distinto (gerado ou não a partir das rochas daquela suíte), o que exigiria seu desmembramento da suíte e sua redefinição como unidade litodêmica autônoma (ver discussão no capítulo 5). Não há dado geocronológico disponível para essa unidade, a qual foi posicionada no Paleoproterozóico (Pastana, 1995).

3.2.1.4 – Rochas vulcânicas félsicas e intermediárias

Rochas vulcânicas (\pm subvulcânicas) félsicas a intermediárias têm sido historicamente descritas na região como equivalentes extrusivos da Suíte Intrusiva Tromai (Costa *et al.*, 1977; Pastana, 1995), mas nunca foram individualizadas cartograficamente. Poucas dessas rochas foram encontradas em trabalhos de campo deste estudo (p. ex., estação EK12; Fig. 3.19), sempre sem relações de contato visíveis. Contudo, em trabalhos de mapeamento realizados por companhias de mineração, rochas vulcânicas (riolito, riodacito, dacito, andesito), tufáceas e subvulcânicas

(microgranito, microtonalito, microgabro) foram amplamente descritas em toda extensão da área cratônica (Mineração Chega Tudo, comunicação escrita), o que mostra sua potencial importância. Neste trabalho, essas rochas serão tratadas informalmente de forma independente.

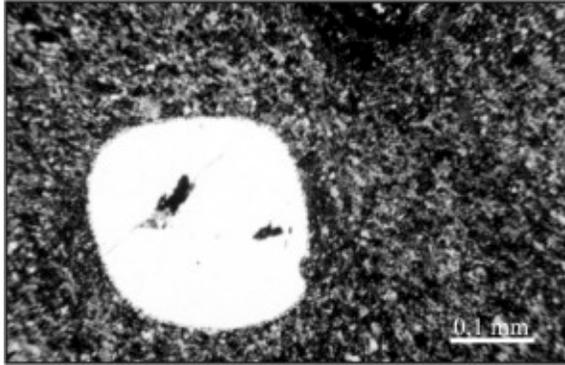


Fig. 3.19 - Fotomicrografia mostrando fenocristal de quartzo em rocha vulcânica / tufácea fina, com leves sinais de corrosão.

Fig. 3.19 - Photomicrographie montrant un phenocrystal de quartz dans une roche volcanique, avec signes faibles de corrosion.

3.2.1.5 – Suíte Intrusiva Tracuateua

Essa designação é devida à Costa (2000) que reuniu na unidade os corpos de granitóides aflorantes nas localidades de Tracuateua e Mirasselas, nas proximidades do município de Bragança, no noroeste do Pará, sendo os mesmos totalmente recobertos por sedimentação fanerozóica (Fig. 3.12). Os granitóides apresentam enclaves de xistos, gnaisses e migmatitos e são cortados por pegmatitos e aplitos de composição mineralógica variada, incluindo quartzo, muscovita, albita, turmalina, berilo e molibdenita (Lowell, 1985). Segundo descrições de Lowell (1985), Costa (2000) e Palheta (2001), os plútons são compostos por sieno e monzogranitos de granulação variada e seriada, maciços a foliados quando cortados por zonas de cisalhamento. São constituídos por quartzo, microclínio, plagioclásio, muscovita e biotita, em ordem de abundância, tendo minerais opacos, zircão, apatita, rutilo e granada como fases acessórias.

Lowell (1985) caracterizou quimicamente essa unidade como sendo fortemente peraluminosa, tipo-S e da série da ilmenita e descreveu efeitos tardios de albitização, feldspatização e graisenização que cortariam a foliação (ígnea?, tectônica?) definida por cristais de muscovita. Reportou, ainda, pequenas diferenças entre os corpos de Mirasselas e Tracuateua, em que o primeiro seria levemente mais sódico e mais cálcico do que o segundo.

Lowell (1985), utilizando dados de Hurley *et al.* (1967; 1968) e Wanderley Filho (1980), obteve uma idade isocrônica Rb-Sr de 1960 ± 76 Ma, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7079 (Tab. 3.3)

para essa suíte. Utilizando apenas as análises relativas ao corpo de Mirasselas, obteve idade isocrônica de 2078 Ma com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,704. Isso sugere que a razão inicial maior obtida com a totalidade das amostras é forçada por uma maior razão inicial para o corpo de Tracuateua. Palheta (2001) trouxe mais precisão ao posicionamento temporal dessa unidade através de datação de zircão pelo método de evaporação de Pb, obtendo idades de 2086 ± 10 Ma e 2091 ± 5 Ma para os corpos de Tracuateua e Mirasselas, respectivamente. Apesar da presença de enclaves de rochas metamórficas e da origem crustal do magma, Palheta (2001) não identificou cristais herdados de zircão. Contudo, idades modelo (T_{DM}) Sm-Nd fornecidas por aquele autor estão no intervalo 2,31 a 2,50 Ga, com valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -1,33 e +1,15 (Tab. 3.5), o que confirma a participação de crosta mais antiga em seu magma gerador.

Tabela 3.5 - Sumário das idades obtidas por evaporação de Pb em monocristais de zircão e das idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) disponíveis para a região do Gurupi (localização no Anexo 1)

Tableau 3.5 - Sommaire des âges obtenues par la méthode de l'évaporation de Pb sur zircon et des âges modèles Sm-Nd (T_{DM}) disponibles pour la région du Gurupi (localisation dans l'annexe 1)

Unidade	Rocha datada	Idade em zircão (Ma)	Idade modelo T_{DM} (Ga)	referências
Suíte Tracuateua	granitos	2086 ± 10 e 2091 ± 5	2,31 – 2,50	Palheta (2001)
Microtonalito Caxias	microtonalito	1985 ± 4	2,17	Klein <i>et al.</i> (2002)
Granitóide Cantão	monzogranito	2159 ± 13	2,21 – 2,48	Palheta (2001)
Granitóide Japiim	monzogranito	2084 ± 5	2,22 - 3,23	Palheta (2001)
Granitóide Jonasa	granodiorito	2061 ± 8	2,09 - 2,40	Palheta (2001)
Granitóide Ourem	monzogranito	2011 ± 6	ND	Palheta (2001)
Granito Ney Peixoto	granito	549 ± 4	1,70	Palheta (2001)
Formação Viséu	arcóseo	$2100 - 2160^*$	ND	Pinheiro <i>et al.</i> (2003)
Formação Igarapé de Areia	arcóseo	$600 - 650^*$	ND	Pinheiro <i>et al.</i> (2003)

ND – dado inexistente ou não disponível.; *zircões detriticos

3.2.1.6 – Microtonalito Caxias

O Microtonalito Caxias foi informalmente referido por Leão Neto (1993) e adotado por Klein *et al.* (2002) para descrever o ainda pobremente entendido corpo que hospeda a mineralização aurífera no depósito do Caxias (Fig. 3.15). Sua forma e dimensões não são conhecidas, podendo representar um grande dique que corta xistos do Grupo Aurizona. O Microtonalito Caxias é uma rocha equigranular, maciça a orientada nas proximidades de zonas de cisalhamento, mostrando sinais de hidrotermalismo em larga escala, devido ao processo mineralizante. Klein *et al.* (2002) determinaram idade de 1985 ± 4 Ma (evaporação de Pb em

monocristais de zircão) para essa rocha e idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 2,17 Ga, com $\epsilon Nd(T)$ de + 0,74 (Tab. 3.5).

3.2.2 – Cinturão Gurupi

O Cinturão Gurupi possui uma extensão aflorante longitudinal de cerca de 160 km na direção noroeste-sudeste e largura máxima de 50 km na direção nordeste-sudoeste. O único limite definido é aquele que faz com com o Cráton São Luís a norte-nordeste. Todos os demais encontram-se encobertos pela sedimentação fanerozóica (Fig. 3.12).

Estruturalmente, o Cinturão Gurupi apresenta uma maior complexidade evolutiva do que a área cratônica. Em claro contraste com essa última, a maior parte dos corpos rochosos no cinturão encontra-se alongada segundo a direção noroeste-sudeste. Esses corpos são via de regra paralelos e formam alternâncias de camadas e / ou lentes (Fig. 3.13). As foliações metamórficas regional e milonítica, que são os elementos estruturais mais evidentes, afetando quase todas as rochas, encontram-se também orientadas predominantemente nessa direção, com mergulhos variáveis, via de regra para sudoeste. Lineações de estiramento mineral apresentam orientações e caimentos também variáveis, sendo que situações de cavalgamento, transcorrência e obliquidade são registradas (Costa *et al.*, 1988; Borges *et al.*, 1994; Pastana, 1995; Costa, 2000; Ribeiro, 2002). A intensidade da deformação ao longo do cinturão é heterogênea, sendo forte, especialmente na porção central e sudeste, onde contraste de competência foi descrito por Costa *et al.* (1988) e Ribeiro (2002) como um elemento importante nessa configuração estrutural final, ocasionando partição da deformação entre rochas mais silicificadas e mais pelíticas, por exemplo.

A feição estrutural regional mais imponente, contudo, que às vezes chega a se confundir com o próprio Cinturão Gurupi, pois seu limite para o sul-sudoeste não é preciso, é a zona de transição entre o cinturão e o Cráton São Luís. Essa transição é marcada pela Faixa de Cisalhamento Tentugal, conforme definição de Hasui *et al.* (1984a), ou Zona de Cisalhamento Tentugal, segundo redefinição de Abreu & Lesquer (1985), denominação adotada aqui. Essa estrutura coincidiria também com uma descontinuidade gravimétrica, geralmente interpretada em termos de sutura entre dois blocos continentais (Abreu *et al.*, 1984; Abreu & Lesquer, 1985; Costa & Hasui, 1997).

Estudos das relações geométricas e cinemáticas das estruturas internas à Zona de Cisalhamento Tentugal e ao Cinturão Gurupi como um todo têm levado a propostas similares para a evolução estrutural desse segmento regional, todas considerando a atuação de regime de colisão oblíqua com transporte de massa de SW para NE seguido e / ou acompanhado de

componente transcorrente sinistral (Costa *et al.*, 1988; Borges *et al.*, 1994; Pastana, 1995; Ribeiro, 2002).

Entretanto, algo observado nessa revisão e que precisa ser enfatizado é o comportamento estrutural aparentemente distinto mostrado pelas rochas aflorantes na porção centro-sudeste e centro-noroeste do cinturão (Fig. 3.12). As primeiras encontram-se afetadas em diferentes intensidades por um regime transcorrente (\pm oblíquo), claramente materializado pela Zona de Cisalhamento Tentugal. Essa deformação continua dominante para o sul, ao longo do perfil do rio Gurupi, e apenas localmente situações de baixo ângulo costumam aparecer. Contrariamente, as descrições apresentadas para as últimas permite inferir que movimentos tangenciais foram mais importantes (foliações com baixo a moderado ângulo de mergulho, lineações com caimento em geral no sentido do mergulho da foliação). Como (e se) ocorre a passagem de um sistema para outro, ou como se comporta a Zona de Cisalhamento Tentugal para noroeste, é algo que ainda necessita ser discutido.

3.2.2.1 – Complexo Itapeva (Complexo Maracaçumé)

Complexo Itapeva é aqui proposto em substituição ao Complexo Maracaçumé. Unidade originalmente definida por Costa *et al.* (1977) como Associação Metamórfica Maracaçumé, foi renomeada para Complexo Maracaçumé por Abreu *et al.* (1980). Nessa concepção inicial sua área de ocorrência englobava tanto o Cráton São Luís como o Cinturão Gurupi (Fig. 3.20), enquanto que, mais recentemente, Pastana (1995) limitou sua ocorrência a um grande maciço na porção central-sudeste do Cinturão Gurupi (Fig. 3.12). Almeida (2000) também incluiu nessa unidade dois pequenos corpos que ocorrem na porção central do referido cinturão. Em nenhum caso a localidade tipo foi indicada e observa-se que o rio Maracaçumé, que havia batizado a unidade, não corta o maciço cartografado por Pastana (1995). O nome aqui proposto vem da cachoeira Itapeva, no rio Gurupi, onde foi amostrada a rocha típica dessa unidade (estação EK18, Anexo 2) que foi datada neste estudo. Outras justificativas são apresentadas no capítulo 5.

A constituição litológica do Complexo Itapeva (Maracaçumé), segundo Costa *et al.* (1977), Abreu *et al.* (1980) e Pastana (1995), é dominada por ortognaisses tonalíticos, com termos trondhjemiticos e granodioríticos subordinados. Efeitos variados de migmatização foram observados, tendo suas rochas atingido condições metamórficas de fácies anfíbolito médio a alto

e sofrido retrometamorfismo em condições de fácies xisto verde. A ocorrência ou não de rochas paraderivadas nesse complexo é ainda discutível. Costa *et al.* (1977), Abreu *et al.* (1980) e Pastana (1995) não descreveram tais litotipos. Já Hasui *et al.* (1984a) e Abreu (1990) citaram *corpos de quartzito micáceo e xistos esparsa e intimamente associados ao conjunto gnáissico-migmatítico*. Ao longo do perfil realizado pelo rio Gurupi durante este trabalho, cortando praticamente todo o maciço principal do complexo, as únicas rochas metassedimentares encontradas foram os quartzitos feldspáticos e micáceos de fácies anfibolito aflorantes no contato entre o Complexo Itapeva e a Formação Vila Cristal (Fig 3.12 e 3.13), que Pastana (1995) individualizou numa unidade autônoma, o Kinzigito Marajupema (ver descrição abaixo), e que Costa *et al.* (1996a) associaram à Formação Vila Cristal. Não se descarta, à princípio, a existência de rochas paraderivadas no complexo. Contudo, isso precisa ser realmente documentado.

Observações realizadas neste estudo mostram que os gnaisses do Complexo Itapeva variam estruturalmente de foliados a bandados, possuem bolsões e veios de quartzo e quartzo-feldspato, geralmente concordantes (injeções?, mobilizados?), e são intrudidos por granitos micáceos róseos a esbranquiçados (Fig. 3.21). Vêm daí, provavelmente, as descrições de complexo gnáissico-migmatítico. A foliação metamórfica, definida especialmente pela biotita, possui direção relativamente constante entre N40°-50°W, com mergulhos em torno de 75° para SW. Em alguns pontos é possível observar que a foliação e os veios quartzosos foram dobrados (Fig. 3.21), sendo os planos axiais das dobras abertas ligeiramente subparalelos à foliação. Em outros casos as dobras são mais irregulares. Lineações são variáveis, de baixo a alto ângulo em diferentes porções dos maciços rochosos, sendo que situações que sugerem regime de transcorrência oblíqua parecem predominar. Composicionalmente, os termos tonalíticos são absolutamente dominantes, conforme já ressaltado na literatura (Hasui *et al.*, 1984a; Pastana, 1995), mas o caráter migmatítico não é tão extenso quanto normalmente descrito. Ao microscópio verifica-se que a composição mineralógica é dominada por plagioclásio, quartzo, algum feldspato potássico e biotita, formando arranjos geralmente grano-lepidoblásticos. Anfibólio foi identificado localmente, muscovita e clorita aparecem como minerais

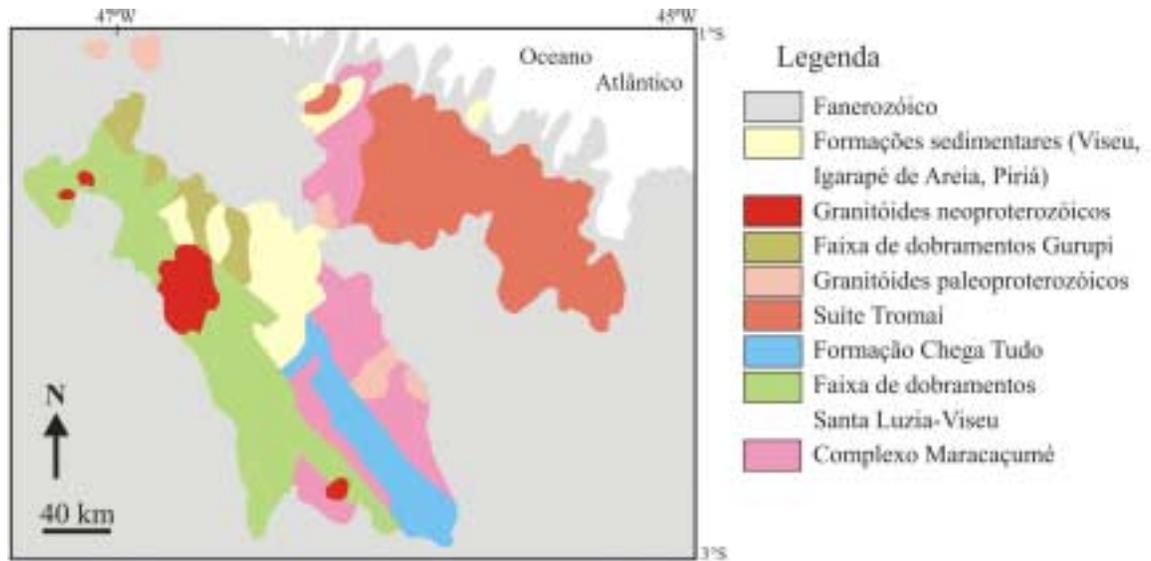


Fig. 3.20 - Esboço geológico simplificado a partir de Hasui *et al.* (1984a), mostrando área original de ocorrência do Complexo Maracáçumé e as duas faixas de dobramentos propostas por aqueles autores.

Fig. 3.20 - Carte géologique simplifiée à partir de Hasui *et al.* (1984a) montrant l'aire de la distribution originale du Complexe Maracáçumé et les deux ceintures mobiles proposées par ces auteurs.

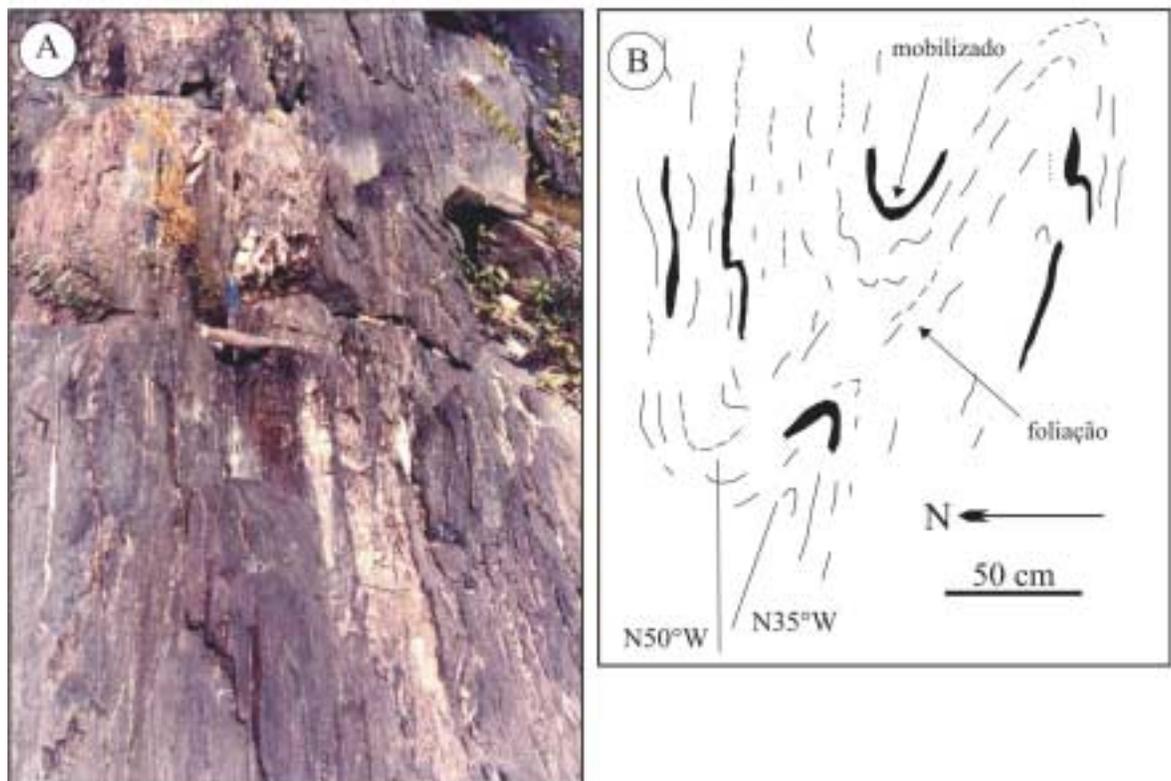


Fig. 3.21 - A) Foto de afloramento de gnaiss tonalítico do Complexo Itapeva com intrusões de sienogranito com muscovita do Granito Maria Suprema. Estação EK22, rio Gurupi. B) Esboço de afloramento de gnaiss tonalítico do Complexo Itapeva (ex-Maracáçumé) mostrando relações entre duas fases de deformação. Estação EK18, área tipo da unidade no rio Gurupi, vista em planta.

Fig. 3.21 - Aspects d'un gneiss tonalitique du Complexe Itapeva. A) Photo d'un affleurement montrant une intrusion du Granite Maria Suprema dans le gneiss du Complexe Itapeva. Station EK22, fleuve Gurupi. B) Esquisse d'affleurement montrant les rapports entre deux phases de déformation. Station EK18, fleuve Gurupi.

retrometamórficos, enquanto que zircão, apatita, titanita e minerais opacos são fases acessórias. Embora a mineralogia não seja diagnóstica, as características estruturais e a presença de fusões migmatíticas podem ser consideradas compatíveis com a fácies anfíbolito.

Apesar da inexistência de dados geocronológicos robustos, o Complexo Maracaçumé (agora Itapeva) foi sempre posicionado no Arqueano (Costa *et al.*, 1977; Abreu *et al.*, 1980; Hasui *et al.*, 1984a; Pastana, 1995), em geral por questões conceituais, como a hipótese de ser considerado unidade de embasamento regional, ou por correlação com gnaisses arqueanos do Complexo Xingu aflorantes no Cráton Amazônico (Pastana, 1995). Apenas alguns dados Rb-Sr convencionais em rocha total (Hurley *et al.*, 1967; 1968) encontram-se disponíveis para essa unidade, acusando idades entre 530 Ma e 800 Ma (Tab. 3.3).

3.2.2.2 – Grupo Gurupi

Essa unidade passou por diversas interpretações e reinterpretações no que se refere à sua denominação, conteúdo litológico, litoestratigrafia, idade, distribuição geográfica e significado geotectônico (Costa *et al.*, 1977; Abreu *et al.*, 1980; Hasui *et al.*, 1984a; Abreu, 1990; Pastana, 1995; Costa *et al.*, 1996a; 1996b; Costa & Hasui, 1997). Foi definida por Francisco *et al.* (1971), em substituição à Série Gurupi de Moura (1936), referindo-se aos *filitos, quartzitos e xistos de idade pré-cambriana*, que ocorriam tanto no Cráton São Luís como no Cinturão Gurupi. Englobava, portanto, o que presentemente é considerado Grupo Aurizona. Posteriormente, foi desmembrado em duas formações independentes (Abreu *et al.*, 1980; Hasui *et al.*, 1984a), Santa Luzia e Gurupi (Fig. 3.20), fundamentalmente com base em diferenças nas orientações estruturais e no grau metamórfico, mais baixo na última. Essas formações corresponderiam a duas faixas móveis (Fig. 3.20), respectivamente mais antiga (paleoproterozóica?) e mais jovem (neoproterozóica).

Sua atual conceituação é devida a Pastana (1995) e a Costa *et al.* (1996a). Pastana (1995) restringiu sua ocorrência aos limites do Cinturão Gurupi (separando as ocorrências da área cratônica no Grupo Aurizona) e Costa *et al.* (1996a) propuseram uma subdivisão estratigráfica em três formações, Rio Piritoró, Jaritequara e Vila Cristal, de NE para SW, respectivamente (Fig. 3.12 e 3.13), com grau metamórfico variando de anquimetamórfico até fácies anfíbolito, também de NE para SW. Costa *et al.* (1996a) descreveram a Formação Rio Piritoró, proximal à área cratônica e base da seqüência, como composta predominantemente por filitos quartzosos e

carbonosos (com ocorrências localizadas de fosfatos - Costa, 1985) e quartzitos sericíticos, além de subordinados termos psamo-pelíticos (arenitos, siltitos, argilitos e grauvacas) e raras rochas metaultramáficas, tudo metamorfozado em condições anquimetamórficas a fácies xisto verde baixo (isógrada da sericita / clorita) e a interpretaram, seguindo Costa (1985), como seqüência pelítico-carbonosa-fosforítica de águas não muito rasas. As formações Jaritequara (mica xistos pelíticos e quartzosos) e Vila Cristal (Fig. 3.22, mica xistos feldspáticos grossos e bandados, com ou sem granada e cloritóide) representariam as unidades intermediária e de topo. Essas duas formações seriam derivadas de seqüências contendo pelitos, psamitos e grauvacas (turbiditos?), com paragêneses metamórficas indicando, respectivamente, condições de fácies xisto verde alto (isógrada da biotita) e epidoto-anfibolito a anfibolito (isógrada da estauroilita). Coletivamente, Costa *et al.* (1996a; 1996b) interpretaram o Grupo Gurupi como representando uma bacia marinha marginal sem carbonatos de plataformas rasas (margem passiva?), que foi invertida no neoproterozóico.

Essa unidade necessita ser rediscutida em alguns aspectos, sendo parte dessa discussão antecipada aqui, enquanto que outros elementos serão abordados no capítulo 5. A crítica restringe-se, neste momento, à Formação Rio Piritoró. Conforme descrição de Costa *et al.* (1996a), de fato, uma tal seqüência ocorre no extremo noroeste do Cinturão Gurupi, o que já havia sido mostrado por Costa (1985), enquanto que Costa *et al.* (1996a) a estenderam por toda a borda do Cráton São Luís (Fig. 3.12). Entretanto, diversos estudos já haviam mostrado a ocorrência de rochas metavulcânicas nessa porção proximal à área cratônica (Dias, 1983; Abreu, 1990; Bettencourt *et al.*, 1991; Pastana, 1995), muito além daquilo que foi descrito em Costa *et al.* (1996a). Isso veio a ser reforçado em estudos mais recentes (Torresini, 2000; Yamaguti, 2000; Ribeiro, 2002), e por observações realizadas neste trabalho (ver descrições dos depósitos auríferos, mapas e seções geológicas no capítulo 7), a maioria baseada na descrição de testemunhos de sondagens em áreas mineralizadas, que também mostram que a porção proximal ao cráton é de constituição vulcanossedimentar, que rochas vulcanoclásticas estão presentes, que rochas metavulcânicas de composições bastante variadas são, não dominantes, mas de ocorrência expressiva e que domínios claramente metavulcânicos podem ser observados no conjunto vulcanossedimentar (p. ex., Ribeiro, 2002). Uma ampla gama de litotipos são descritos, tais como, riolito, riodacito, dacito, andesito, basalto, talco xisto, tremolita xisto e rochas vulcanoclásticas, às quais se associam xistos diversos (pelíticos, psamíticos, carbonosos). Essa

assembléia de rochas não é compatível com aquela descrita para a Formação Rio Piritoró e o grau metamórfico não se restringe ao xisto verde baixo / anquimetamórfico, mas condições de transição entre xisto verde e anfíbolito e até anfíbolito inferior foram localmente alcançadas (Yamaguti, 2000; Ribeiro, 2002).

Neste trabalho, mantém-se inicialmente a subdivisão sugerida por Costa *et al.* (1996a) para o Grupo Gurupi. Entretanto, entende-se que o conjunto vulcanossedimentar não faz parte da Formação Rio Piritoró, visto que o conceito de formação implica em uma relativa homogeneidade litológica, e será tratado aqui como Formação Chega Tudo. Esse conjunto constituiria ou uma quarta formação do Grupo Gurupi ou uma unidade independente, o que será discutido no capítulo 5, assim como a justificativa para o nome adotado.

Na ausência de dado geocronológico robusto o posicionamento temporal do Grupo Gurupi variou do Neoproterozóico ao Arqueano e sistematizações mais recentes o posicionaram no amplo intervalo Arqueano-Paleoproterozóico (Pastana, 1995), ou Proterozóico indiviso (Costa, 2000) (Fig. 3.11). Datações Rb-Sr convencionais (Tab. 3.3) mostram idades entre 580 e 1096 Ma, que demonstram a influência de evento Neoproterozóico, mas não são conclusivas quanto ao tempo absoluto de formação da unidade. Vale ainda ressaltar que essas idades foram determinadas em metaconglomerados, litotipos que não são comuns nas descrições dessa unidade litoestratigráfica, embora a posição geográfica seja condizente (Fig 1.2).

3.2.2.3 – Quartzito (Kinzigito) Marajupema

Pastana (1995) individualizou corpos de quartzitos feldspáticos portadores de cordierita, granada, muscovita, biotita e plagioclásio, associados com muscovita-quartzitos (Fig. 3.22) e localizados aproximadamente no contato entre o Complexo Itapeva (Maracaçumê) e o Grupo Gurupi (Fig. 3.12 e 3.13), na unidade Kinzigito Marajupema. Aquele autor atribuiu condições de metamorfismo granulítico e idade arqueana para essas rochas. Contudo, a leitura dessa descrição e observações petrográficas próprias caracterizam a ausência de feldspato alcalino e sillimanita e a abundância de muscovita, indicando que essas rochas não atingiram a fácies granulito, o que também foi discutido por Costa *et al.* (1996a), mas, no máximo, anfíbolito alto (p. ex., Yardley, 1994) e que não são kinzigitos. Inclusive, Costa *et al.* (1996a) sugeriram que essas rochas

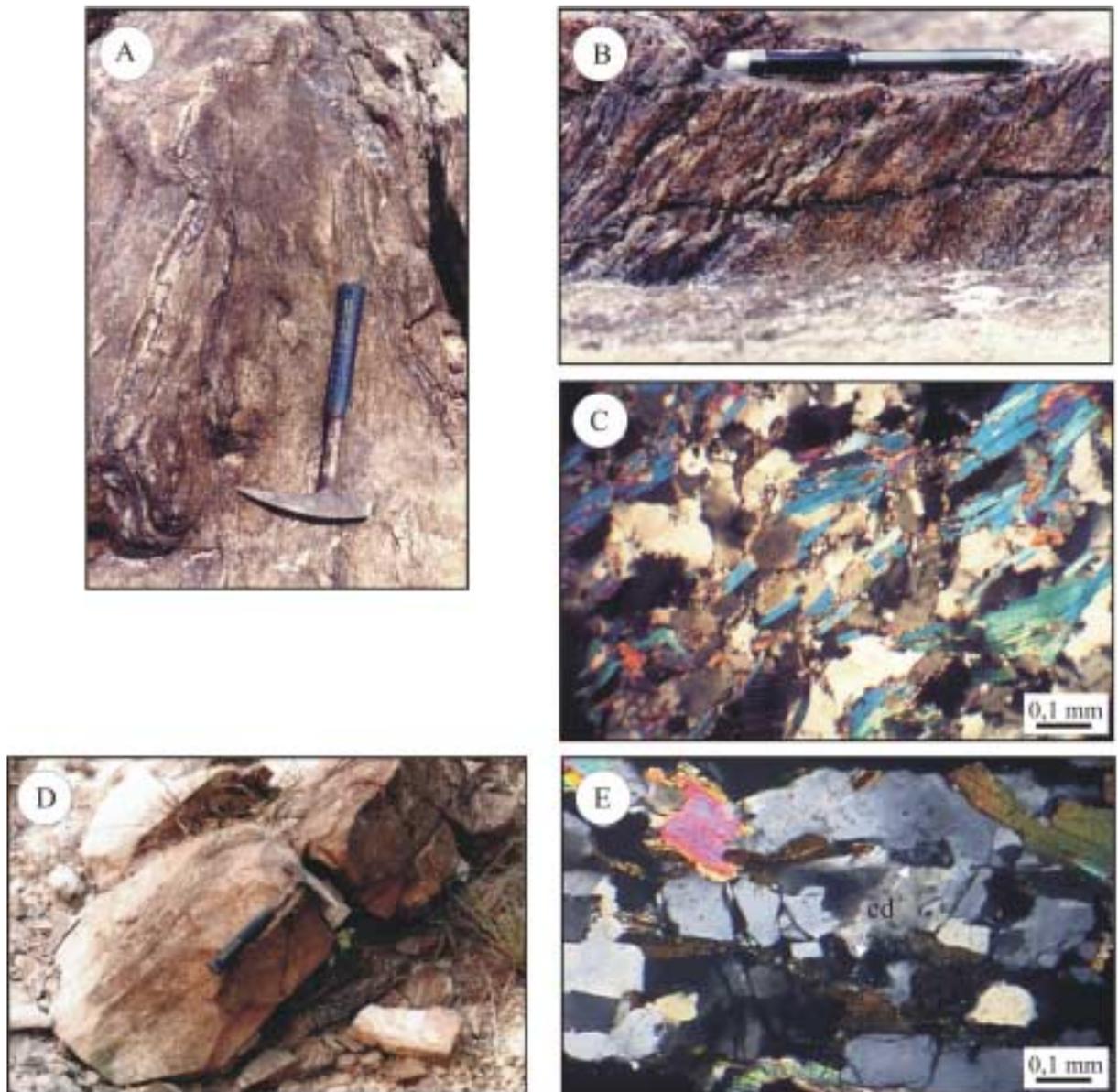


Fig. 3.22 - Fotos mostrando aspectos de rochas atribuídas à Formação Vila Cristal (A, B, C) e Quartzito Marajupema (D, E). A) Afloramento localizado na margem do rio Piriá, próximo à Vila Cristal. Estação EK33. Quartzomuscovita xisto de granulação grossa com veios de quartzo. B) Lineações de estiramento e *slickenlines* no contato veio de quartzo-xisto. Caimento da lineação: $65^{\circ}/S10^{\circ}W$, subparalelo ao mergulho local da foliação. C) Fotomicrografia do xisto mostrando muscovita orientada e quartzo com feições de deformação. D) Afloramento do Quartzito Marajupema de fácies anfíbolito na cachoeira Marajupema, rio Gurupi. Estação EK26. Mergulho da foliação para SW. E) Fotomicrografia do quartzito, mostrando muscovita (rosa), biotita (verde) e cordierita (cd).

Fig. 3.22 - Photos montrant des aspects de roches de la Formation Vila Cristal (A, B, C) et du Quartzite Marajupema (D, E). A) Afloramento localisé au bord de la rivière Piriá, près du village Cristal. Échantillon EK33. A) Quartzomuscovite schiste à granulation grossière coupé par veines de quartz. B) Linéation au contact entre une veine de quartz et le schiste. Plongée de la linéation: $65^{\circ}/S10^{\circ}W$, subparalel à la plongée de la schistosité. C) Photomicrographie du schiste montrant la muscovite orientée et le quartz avec feições de déformation. D) Afloramento de quartzite de faciès amphibolite dans la chute d'eau Marajupema, rivière Gurupi. Échantillon EK26. La foliation plonge vers le SW. E) Photo du quartzite montrant des cristaux de muscovite (rosée), biotite (vert) et cordierite (cd).

pertencem à Formação Vila Cristal do Grupo Gurupi, que também contém rochas de fácies anfíbolito e afloram praticamente em continuidade física com a unidade Marajupema (Fig. 3.12 e 3.13). No presente trabalho, a unidade será mantida inicialmente como autônoma, para fins de descrição e futura discussão, mas será usada a designação informal quartzito Marajupema, por melhor se ajustar às suas características petrográficas. Não há dado geocronológico disponível para essa unidade.

3.2.2.4 – Granito Cantão

O granito Cantão foi inicialmente descrito por Borges (1988) e incluído na Suíte Intrusiva Brasileira por Costa (2000). Relações de contato não foram estabelecidas para esse granitóide, mas sua ocorrência aparentemente circunscrita às rochas do Grupo Gurupi (Fig. 3.12) e a presença de enclaves de rochas similares à daquela unidade foram tomadas como sugestivas de intrusão (Costa, 2000; Palheta, 2001). Petrograficamente é um corpo monótono, constituído por biotita-monzogranito de granulação grossa e sem deformação significativa (Borges, 1988; Costa, 2000; Palheta, 2001).

Uma idade isocrônica Rb-Sr em rocha total definiu idade aproximada de 2051 ± 165 Ma (C.A.V. Moura, 2000 - comunicação verbal), fato que, apesar do grande erro analítico, sugeria uma idade Paleoproterozóica para esse corpo (Tab. 3.3), o que foi confirmado por Palheta (2001) que obteve uma idade de 2159 ± 13 Ma, por evaporação de Pb em zircão. O mesmo autor determinou idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) com valores bastante distintos, de 2,21 Ga e 2,48 Ga, e valores de $\epsilon Nd(t)$ de +2,68 e -0,93, respectivamente (Tab. 3.5).

3.2.2.5 – Granito Japiim

O Granito Japiim foi individualizado por Abreu *et al.* (1980) e incluído por Hasui *et al.* (1984a) e Costa (2000) na Suíte Intrusiva Brasileira. É um corpo de dimensões batolíticas e, segundo Costa (2000), apresenta contato tectônico (zona de cisalhamento contracional) e intrusivo com rochas do Grupo Gurupi, o que seria sugerido pela presença de diques de granito cortando rochas metassedimentares dessa unidade. De acordo com descrições de Costa (2000) e Palheta (2001), é um corpo estrutural e petrograficamente heterogêneo, com porções maciças, algumas sutilmente foliadas, outras mais deformadas. Essa deformação tectônica e, em parte, magmática, orienta-se segundo NW-SE, com mergulhos moderados para SW e NE. Aplitos e

pegmatitos são comuns. As fácies sienogranítica e monzogranítica, ambas contendo biotita e muscovita, são mais volumosas e, em geral, as mais deformadas. A muscovita é em geral bastante subordinada em relação à biotita. A fácies granodiorítica, subordinada, não contém muscovita. Costa (2000) ainda descreveu a presença de enclaves microgranulares de dimensões métricas, bandados, com duas micas, com ou sem granada.

Semelhantemente ao que ocorreu com o Granito Cantão, Palheta (2001) demonstrou idade paleoproterozóica para o Granito Japiim, determinando uma idade de 2085 ± 5 Ma, por evaporação de Pb em zircão, em amostra da fácies monzogranítica. Além disso, um cristal apresentou idade de 2351 ± 12 Ma, que foi interpretada como herança. Também determinou idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) altamente díspares de 2,22 Ga e 3,23 Ga, com valores de $\epsilon Nd(t)$ de +1,89 e -3,43, respectivamente.

3.2.2.6 – Granito Jonasa e Granito Ourém

São representados por dois corpos de granitóides de ocorrência geográfica bastante próxima e que não apresentam relações de contato visíveis com suas encaixantes, encobertos que estão pela sedimentação fanerozóica (Fig. 3.12). Ambos foram incluídos na Suíte Intrusiva Brasileira (Hasui *et al.*, 1984a; Costa, 2000). Os dois granitóides apresentam deformação tectônica (foliação milonítica) orientada segundo $N15^{\circ}-25^{\circ}W$, com mergulhos moderados para SW (Palheta, 2001), sendo que foliação magmática preservada é observada no granitóide Jonasa. Palheta (2001) citou também um bandamento composicional (gnaissificação), mas as descrições petrográficas não deixam claro se esse bandamento é ígneo ou metamórfico. Petrograficamente, o granitóide Ourém é monzogranítico, enquanto que o corpo Jonasa é predominantemente granodiorítico e contém abundantes bolsões de granitos e pegmatitos. Ambos contém muscovita em proporções importantes e biotita (Costa, 2000; Palheta, 2001).

O estudo geocronológico por evaporação de Pb em zircão efetuado por Palheta (2001), demonstrou que esses granitóides também não são neoproterozóicos. Aquele autor obteve idade mínima de 2061 ± 8 Ma para o granitóide Jonasa. Essa idade deve representar, entretanto, apenas um valor médio ou misto, pois duas populações de idades são observadas, uma em torno de 2072 Ma e outra em torno de 2050 Ma, sendo que as duas não se superpõem dentro dos limites de erro analítico. Além disso, cristais herdados também foram identificados, com idades no intervalo 2325-2446 Ma. Palheta (2001) ainda determinou idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) em duas amostras do granitóide Jonasa, encontrando resultados bastante distintos, de 2,09 Ga e 2,40 Ga, com

valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de +3,17 e -1,15, respectivamente. Uma isócrona interna Rb-Sr foi apresentada por Oliveira (1996) usando muscovita e feldspato potássico da fácies pegmatóide, portanto, de granulação grossa. Aquele autor obteve uma idade em torno de 1700 Ma, que considerou como idade mínima de colocação do corpo granitóide. Outra idade isocrônica Rb-Sr, esta em rocha total e com cinco pontos analíticos (Fig. 3.23A), foi apresentada por Klein & Moura (2003). O valor obtido foi 2018 ± 61 Ma (MSWD = 1,91) e representa a idade mínima de cristalização do corpo Jonasa, consistente com o dado em zircão gerado por Palheta (2001). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial determinada é 0,7034. Klein & Moura (2003) também apresentam uma isócrona mineral para esse granitóide, usando biotita, muscovita, feldspato e rocha total (Fig. 3.23B), com idade de 525 ± 20 Ma (MSWD = 7,01), o que atesta a abertura do sistema isotópico num outro evento termal bem posterior à cristalização do corpo.

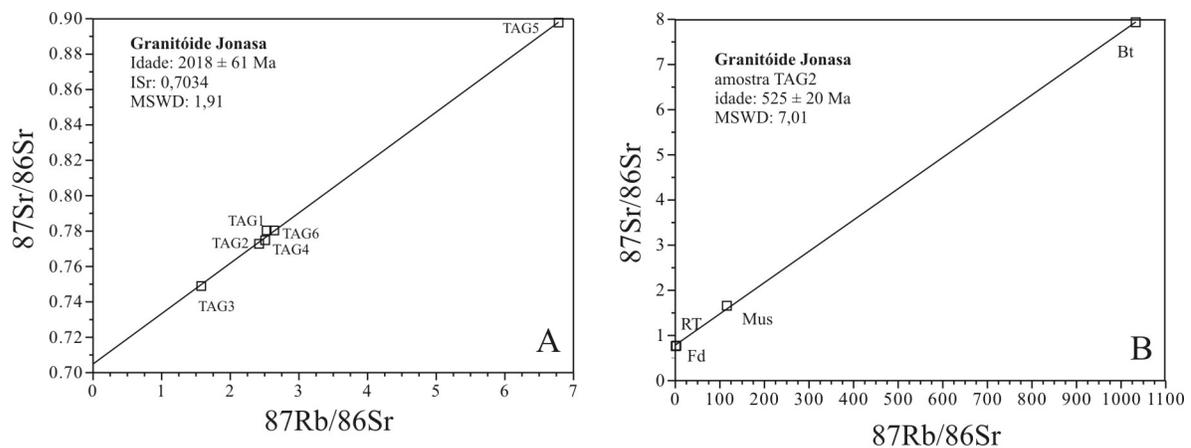


Fig. 3.23 - (A) Diagrama isocrônico Rb-Sr (rocha total) com amostras do Granitóide Jonasa. (B) Isócrona interna (RT - rocha total, Fd - feldspato, Mus - muscovita, Bt - biotita) para a amostra TAG2 do Granitóide Jonasa (segundo Klein & Moura, 2003).

Fig. 3.23 - (A) Diagramme isochronique (roche totale) pour le Granitoïde Jonasa. (B) Isochrone minérale (RT - roche totale; Fd - feldspath; Mus - muscovite; Bt - biotite) pour le même granitoïde (d'après Klein & Moura, 2003).

No caso do Granito Ourém, os zircões utilizados por Palheta (2001) encontravam-se metamictizados e forneceram resultados variáveis, não permitindo ao autor o cálculo de uma idade média e precisa para esse corpo. Entretanto, a maioria dos cristais forneceu idades entre 1840 Ma e 2011 Ma, um dos cristais analisados forneceu idade de 2459 ± 16 Ma, indicando herança, o que, associado à proximidade geográfica e semelhança petrográfica e estrutural com o

Granito Jonasa, levou Palheta (2001) a sugerir que o Granito Ourém possui idade de cristalização similar àquela obtida para o Granito Jonasa.

3.2.2.7 – Granito Maria Suprema

Unidade definida por Pastana (1995), corresponde a um único corpo alongado de muscovita granito. Conforme observado no presente estudo, entretanto, não se trata de um corpo contínuo com as dimensões e a área cartografadas por Pastana (1995). Aquela área (Fig. 3.12) corresponde à região de ocorrência desse granitóide, que aflora, na verdade, como “folhas” ou lentes descontínuas e intercaladas nas rochas do Complexo Itapeva (ex-Maracaçumé) (Fig. 3.21 e 3.24). No campo, a separação das duas unidades é por vezes difícil, visto que encontram-se paralelizadas e misturadas devido à transposição por intenso cisalhamento transcorrente. O que permite a diferenciação, entretanto, é a composição leucogranítica, em geral com muscovita, e a coloração rósea do Granito Maria Suprema, enquanto que o Complexo Itapeva é dominado por gnaisses tonalíticos de cor cinza. Também é difícil, às vezes, a distinção entre granitóides da unidade Maria Suprema e veios e bolsões possivelmente migmatíticos, esses últimos mais esbranquiçados, mais quartzosos e quartzo-feldspáticos e menos micáceos. O Granito Maria Suprema encontra-se invariavelmente milonitizado, com aspecto xistoso (Fig. 3.24) a gnáissico e, por vezes, mostra relictos do que se interpreta ser textura porfírica. A foliação milonítica é sempre concordante com a estruturação regional maior (NW-SE) e lineações de estiramento mostram sempre baixo ângulo ($<20^\circ$) de caimento, sugerindo influência de regime transcorrente oblíquo sobre essa unidade. Ao microscópio revela-se composto por quartzo, feldspatos, muscovita e biotita, além de zircão, apatita e minerais opacos. Pastana (1995) descreveu ainda a presença de andaluzita e titanita como fases acessórias. O estiramento dos minerais é generalizado (Fig. 3.24). Suas características composicionais, petrográficas e forma de ocorrência

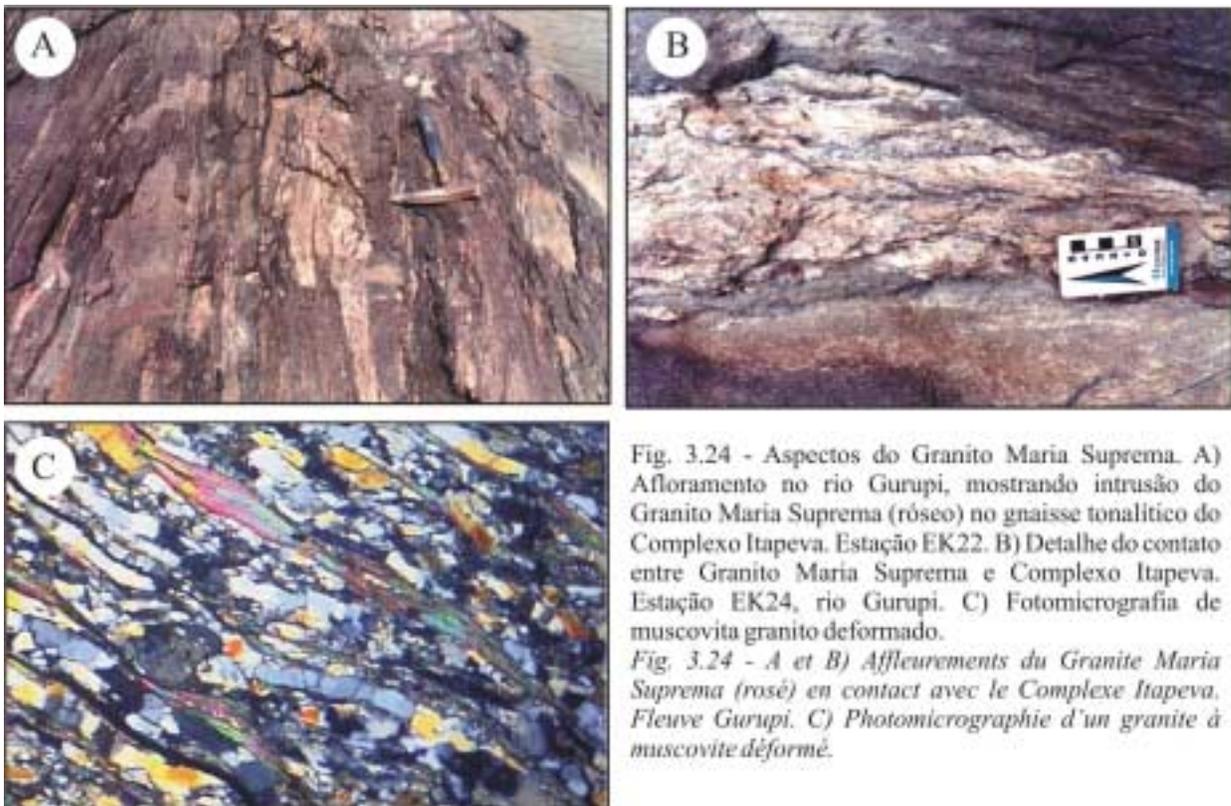


Fig. 3.24 - Aspectos do Granito Maria Suprema. A) Afloramento no rio Gurupi, mostrando intrusão do Granito Maria Suprema (róseo) no gnaissé tonalítico do Complexo Itapeva. Estação EK22. B) Detalhe do contato entre Granito Maria Suprema e Complexo Itapeva. Estação EK24, rio Gurupi. C) Fotomicrografia de muscovita granito deformado.

Fig. 3.24 - A et B) Affleurements du Granite Maria Suprema (rosé) en contact avec le Complexe Itapeva. Fleuve Gurupi. C) Photomicrographie d'un granite à muscovite déformé.

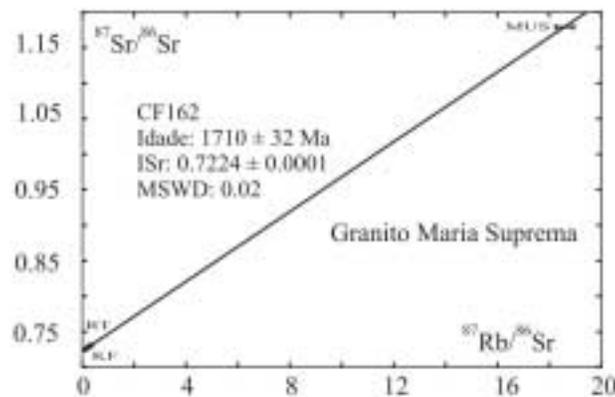


Fig. 3.25 - Diagrama contendo isócrona mineral (Rb-Sr) construída com rocha total (RT), muscovita (MUS) e feldspato alcalino (KF) em amostra do Granito Maria Suprema (segundo Klein & Moura, 2001).

Fig. 3.25 - Diagramme isochronique (Rb-Sr) minérale (RT - roche totale; KF - feldspath potassique; MUS - muscovite) d'un échantillon du Granite Maria Suprem a (selon Klein & Moura, 2001).

sugerem fortemente tratar-se de granitóide originado da fusão parcial de crostal continental que se posicionou sintectonicamente com relação à gnaissificação do Complexo Itapeva.

Não há dado geocronológico robusto disponível para a unidade, à qual foi atribuída idade paleoproterozóica (Pastana, 1995) e neoproterozóica (Costa, 2000; Palheta, 2001). Klein & Moura (2001) apresentaram uma isócrona mineral Rb-Sr (Fig. 3.25), usando muscovita, feldspato alcalino e rocha total, que definiu uma idade de 1710 ± 32 Ma (MSWD = 0,02). Essa idade foi interpretada como resultado de abertura parcial do sistema isotópico e demonstra que o posicionamento do granitóide Maria Suprema foi anterior a 1710 Ma.

3.2.2.8 – Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova

Um corpo de forma irregular, totalmente recoberto por sedimentação fanerozóica (Fig. 3.12), o que impede a visualização das relações de contato com as rochas encaixantes, foi reconhecido inicialmente por Jorge-João (1980) como Litchfieldito Boca Nova, sendo sua designação mais recente, de Suíte Alcalina Boca Nova, devida a Costa (2000). É uma intrusão de nefelina sienito metamorfizada e deformada, que apresenta estrutura gnáissica e migmatização restrita. Ao microscópio mostra mineralogia dominada por nefelina, plagioclásio, albita, pertita e biotita, além dos acessórios carbonato, zircão, apatita, sodalita, mica branca, cancrinita, pirocloro e minerais opacos (Villas, 1982). Ainda segundo Villas (1982) e Lowell & Villas (1983), as texturas ígneas originais teriam sido obliteradas durante metamorfismo em fácies anfíbolito (650-700°C, 4-5 kb), que teria gerado o bandamento gnáissico, uma migmatização incipiente e veios e pegmatitos compostos por nefelina e feldspato. Esses veios pegmatóides são tanto concordantes como discordantes à foliação gnáissica, que se orienta segundo NW-SE e mergulha com ângulos moderados a altos para SW (Abreu, 1990; Costa, 2000). Sendo constituída de apenas um corpo e de composição relativamente uniforme, a designação de suíte intrusiva é imprópria, sendo adotado aqui Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova.

Dados químicos em rocha total apresentados por Lowell & Villas (1983) mostram que o nefelina sienito é uma rocha peralcalina a levemente metaluminosa. Aqueles autores interpretaram o nefelina sienito como derivado a partir da cristalização fracionada de magma traquítico gerado por fusão mantélica, também baseados na razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7034 obtida por Villas (1982). Lowell & Villas (1983) argumentaram que o metamorfismo e a migmatização teriam aberto o sistema Rb-Sr, de forma que a idade isocrônica Rb-Sr de 724 ± 30 Ma (Tab. 3.3), obtida por Villas (1982), indicaria abertura parcial do sistema isotópico, não podendo ser interpretada nem como idade de cristalização nem como idade do metamorfismo da rocha. Por

último, consideraram que o episódio de migmatização seria refletido pela idade K-Ar de 580 ± 10 Ma (Tab. 3.4), obtida em biotita por Jorge-João (1980).

3.2.2.9 – Granito Ney Peixoto

Constitui-se em um único corpo subcircular coberto pela sedimentação fanerozóica, sem relações de contato visíveis (Fig. 3.12) e incluído na Suíte Intrusiva Brasileira (Hasui *et al.*, 1984a; Costa, 2000). Descrições de Costa (2000), Palheta (2001) e Villas (2001) consistentemente mostram que compreende sienos e monzogranitos com duas micas, de granulação predominantemente média, podendo apresentar porções pegmatóides, e que são incipientemente foliados segundo a direção N15°-50°W, com mergulhos acentuados para SW. Características mineralógicas e texturais ígneas encontram-se bem preservadas (Villas, 2001).

Dados químicos em rocha total apresentados por Villas (2001) indicam assinatura fortemente peraluminosa, com padrões de elementos terras raras moderadamente fracionados e com forte anomalia negativa de Eu. Utilizando as características mineralógicas, químicas e isotópicas (ver abaixo), Villas (2001) admitiu mistura de fontes sedimentares e ígneas intermediárias para o magma gerador do Granito Ney Peixoto e sugeriu ambiente de colisão continental para a sua colocação.

Uma idade isocrônica Rb-Sr em rocha total de 580 ± 58 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial = 0,704) foi determinada por Villas (1982) (Tab. 3.3), o que levou à sua inclusão na Suíte Intrusiva Brasileira por Hasui *et al.* (1984a) e Costa (2000). Mais recentemente, Palheta (2001) determinou a idade de posicionamento do corpo granítico pelo método de evaporação de Pb em zircão, obtendo 549 ± 4 Ma (Tab. 3.5), além de um cristal herdado com idade de 1901 ± 7 Ma. O último autor determinou idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,60 e 1,78 Ga, com valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ fortemente negativos, em torno de -8 (Tab. 3.5), denunciando envolvimento expressivo de materiais crustais mais antigos.

3.2.2.10 – Rochas plutônicas básicas e ultrabásicas

Embora nunca tenham sido reconhecidas e representadas cartograficamente, a presença de rochas básicas e / ou ultrabásicas em subsuperfície na região limítrofe entre o Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi havia sido sugerida como uma das alternativas para justificar algumas anomalias geofísicas nessa região (Abreu *et al.*, 1984; Abreu & Lesquer, 1985; Pastana, 1995). Recentemente, rochas plutônicas básicas e ultrabásicas foram identificadas através de sondagens em áreas mineralizadas próximas ao depósito de Chega Tudo. Conforme relatado por Ribeiro (2002), tratam-se de dioritos, gabros e wherlitos que formam corpos com espessuras de poucos até uma centena de metros. Segundo aquele autor, esses corpos encontram-se tectonicamente aleitados entre rochas do domínio metavulcanossedimentar do Grupo Gurupi (Formação Chega Tudo, segundo o presente estudo), sendo os contatos definidos por zonas de cisalhamento. As rochas foram metamorfizadas em condições de fácies xisto verde, estão cisalhadas, especialmente nos seus contatos, e alteradas hidrotermalmente, mas possuem porções internas menos deformadas que preservaram as texturas ígneas primárias.

Essas rochas não são aqui associadas a nenhuma unidade litoestratigráfica conhecida, nem são cartografadas, mas são registradas em função de sua importância, pois podem representar possíveis fragmentos de crosta oceânica, conforme também sugerido por Ribeiro (2002).

3.2.3 – Coberturas sedimentares diversas

Reunidas aqui sob a denominação genérica de coberturas sedimentares diversas, mas mantidas as suas designações originais de formações Igarapé de Areia, Viseu e Piriá, conforme proposta de Abreu *et al.* (1980), as mesmas foram depositadas em pequenos grabens desenvolvidos sobre rochas do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi (Fig. 3.12). As três formações apresentam preenchimento sedimentar muito similar em composição, mas variável em proporções, constituído por conglomerados com seixos de quartzo, arenitos arcoseanos, grauvacas e pelitos (siltitos laminados). Os pacotes sedimentares encontram-se levemente dobrados, fracamente foliados e localmente anquimetamorfizados (Abreu *et al.*, 1980; Pastana, 1995; Truckenbrodt & Corrêa, 1985; Truckenbrodt *et al.*, 2003).

Na Formação Viseu a xistosidade incipiente é paralela aos planos axiais das grandes dobras abertas, com atitude média N70°E/50°SE, e discordante do acamamento sedimentar orientado segundo N15°-20°W/50°-70°SW. A Formação Igarapé de Areia, geograficamente mais

próxima ao Cinturão Gurupi do que a Formação Viseu (Fig. 3.12), apresenta xistosidade e acamamento sedimentar com direções paralelas à estruturação desse cinturão (aproximadamente N30°W), mas diferindo nos mergulhos, sendo que o acamamento mergulha com ângulos inferiores a 40° para NE ou SW e a foliação mergulha com ângulos maiores, também para os dois quadrantes (Abreu, 1990; Pastana, 1995). Na Formação Piriá, os poucos dados existentes mostram xistosidade com orientação muito variável, em geral paralela ao acamamento sedimentar, com mergulhos também variáveis, de baixo a alto ângulo (Costa, 2000).

No que concerne a ambientes de sedimentação, Pastana (1995) sugeriu ambiente continental desértico, com leques aluviais, rios entrelaçados e lagos para as formações Viseu e Igarapé de Areia, enquanto que Truckenbrodt *et al.* (2003) associaram a sedimentação Piriá a ambientes de águas rasas, lacustres ou marinhas. Em termos de proveniência, Pinheiro *et al.* (2003) sugeriram que rochas félsicas a intermediárias serviram de fontes principais para a sedimentação da bacia Igarapé de Areia, com base na abundância de plagioclásio nos arenitos, e interpretaram o alto conteúdo de minerais pesados estáveis em rochas da Formação Viseu como reflexo de forte retrabalhamento dos sedimentos e / ou fonte distante. Para a Formação Piriá, Truckenbrodt *et al.* (2003) indicaram rochas metamórficas de médio grau e localizadas próximas à bacia como principais fontes dos sedimentos, o que seria refletido pela presença de cianita, estauroлита, anfibólio e alto teor de epidoto. A interpretação tectônica dessas bacias está longe de ser definitiva, sendo mais comumente considerada a condição de molassas (Abreu *et al.*, 1980; Costa, 2000).

O posicionamento estratigráfico dessas bacias também tem variado largamente, do Paleoe e Mesoproterozóico ao Eopaleozóico, em função das diferentes concepções evolutivas adotadas para a região (Abreu *et al.*, 1980; Pastana, 1995; Costa, 2000). Em trabalho recente, Pinheiro *et al.* (2003) dataram cristais detríticos de zircão de amostras das formações Viseu e Igarapé de Areia pelo método de evaporação de Pb (Tab. 3.5). Para a Formação Viseu, aqueles autores determinaram uma distribuição unimodal, com pico em torno de 2100 Ma. Já para a Formação Igarapé de Areia, duas populações de idade foram identificadas: uma população minoritária registrou idades entre 2100 e 2160 Ma; a população dominante (mais de 80% dos cristais datados) mostrou distribuição unimodal com pico entre 600-650 Ma. Esse dado caracteriza uma idade máxima para a sedimentação da Formação Igarapé de Areia em torno de 600 Ma. Apesar de não terem sido registrados zircões neoproterozóicos na Formação Viseu, Pinheiro *et al.* (2003)

não descartaram a possibilidade de que se trate de uma formação contemporânea à Formação Igarapé de Areia, com base nas similaridades litológicas e ambientais.

3.3 – MODELOS GEOTECTÔNICOS PRÉVIOS

A primeira grande contribuição ao entendimento da evolução geológica da região do Gurupi ocorreu no final da última década de 60, mesmo antes da existência de uma cartografia geológica básica, através do reconhecimento da existência de duas províncias geocronológicas, com base nos sistemas Rb-Sr e K-Ar, uma com assinatura neoproterozóica, outra mais antiga, não afetada pelos eventos do Neoproterozóico (Hurley *et al.*, 1967; Cordani *et al.*, 1968; Almaraz & Cordani, 1969; Almeida *et al.*, 1976). Foi, em grande parte, baseados nessa subdivisão geocronológica que se desenvolveram os modelos geotectônicos nas décadas seguintes.

A região do Gurupi, contudo, não chega a ser pródiga em termos de modelos geotectônicos, se comparada a outras regiões brasileiras. Tem sido incluída em alguns modelos globais, que envolvem toda a Amazônia ou a plataforma Sul-americana, e em discussões mais locais. Hasui *et al.* (1984b) e Costa & Hasui (1997) compartimentaram a Amazônia em um mosaico de blocos continentais (Fig. 3.26) que teriam idade arqueana e paleoproterozóica e seriam internamente constituídos por complexos gnáissicos e seqüências metavulcanossedimentares. Esses blocos seriam justapostos por cinturões colisionais (de idades indefinidas) marcados por cinturões granulíticos e descontinuidades gravimétricas e magnéticas. De acordo com essa proposta, o Cinturão Gurupi seria um cinturão colisional que teria unido os supostos blocos Belém (constituição interna desconhecida) e São Luís. O avanço da cartografia geológica e da geocronologia tem mostrado que tais blocos possuem evoluções bem mais complexas do que o preconizado por tal modelo. Alguns exemplos: 1) na porção ocidental da Amazônia foi demonstrada a existência de blocos internamente constituídos por rochas mesoproterozóicas (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000; Fraga, 2002; Geraldtes *et al.*, 2002); 2) um volume já razoável de dados demonstra que orogenias acrescionárias, e não somente colisionais, são abundantes nessa porção do território brasileiro (Santos *et al.*, 2000; Sato & Siga Jr., 2002); 3) alguns dos supostos complexos de alto grau que marcariam os limites crustais inexitem, por exemplo, no Médio Tapajós (Vasquez & Klein, 2000) e no Gurupi (este trabalho), embora as descontinuidades estruturais e / ou geofísicas sejam evidentes.

Santos *et al.* (2000) não citaram textualmente, mas no mapa em que compartimentaram o Cráton Amazônico em províncias geocronológicas (Fig. 3.4) incluíram a região do Gurupi em uma continuação da Província Transamazônica (2,25-2,00 Ga), que seria basicamente composta por terrenos granito-*greenstone* juvenis. Como aqueles autores usam a idade de formação das rochas, e não o último evento que as afetou (na região do Gurupi é evidente a atuação de evento neoproterozóico), como critério de definição das províncias, a correlação mantém-se, em princípio, válida. Contudo, a identificação de pelo menos um corpo intrusivo no Neoproterozóico (Granito Ney Peixoto) e a existência de bacias sedimentares que se formaram no final dessa Era indicam que nem toda a região pertenceria a essa província.

Dentro de um modelo geral para o continente sul-americano (Fig. 3.27), uma série de faixas móveis neoproterozóicas teriam amalgamado blocos crustais mais antigos (Amazônico, São Luís-Oeste da África, São Francisco-Congo, por exemplo) no continente Gondwana ocidental (Brito Neves & Cordani, 1991; Almeida *et al.*, 2000). Em termos gerais essa hipótese tem encontrado boa aceitação, salvo especificidades locais. Nesse contexto, o Cinturão Gurupi seria uma das faixas móveis resultante da colisão entre a placa continental neoproterozóica São Luís-Oeste da África (hoje crátons São Luís e Oeste da África) e uma microplaca neoproterozóica representada pelo Núcleo Cratônico Central do Maranhão, embasamento não aflorante da Bacia do Parnaíba, conforme proposição de Cunha (1986) e Nunes (1993). Alguns pontos precisam ser levados em consideração com respeito ao Cinturão Gurupi: 1) os dados de Palheta (2001) já mostram evidências de atividade orogênica, possivelmente colisional (granitóides com duas micas), no Paleoproterozóico; 2) extensão e significado da atividade paleo- e neoproterozóica no cinturão; 3) idade, constituição e significado do Núcleo Cratônico Central do Maranhão (Bloco Parnaíba).

Numa escala mais local há um certo consenso quanto a uma vocação colisional do Cinturão Gurupi (Abreu *et al.*, 1984; Borges *et al.*, 1994; Pastana, 1995; Costa *et al.*, 1996b; Palheta, 2001). As principais discussões têm girado em torno da época em que teria ocorrido essa colisão, se no Paleoproterozóico (Pastana, 1995) ou no Neoproterozóico (Costa *et al.*, 1996b), e



Fig. 3.26 - Blocos crustais da região amazônica no Brasil, segundo Hasui *et al.* (1984b).

Fig. 3.26 - Compartimentage géotectonique de l'Amazonie brésilienne (d'après Hasui *et al.*, 1984b).

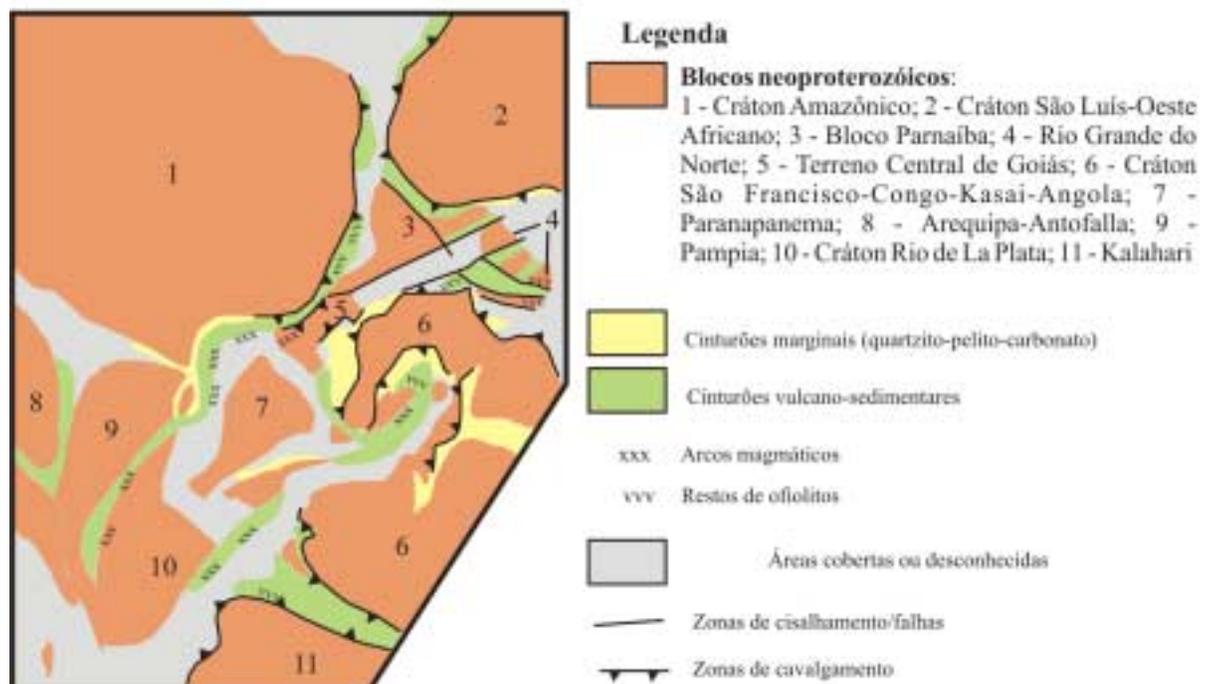


Fig. 3.27 - Esquema mostrando a inter-relação entre blocos crustais e cinturões móveis neoproterozóicos. Simplificado de Almeida *et al.* (2000).

Fig. 3.27 - Esquisse montrant les rapports entre des blocs continentales et des ceintures mobiles néoproterozoïques (d'après Almeida *et al.*, 2000)

no caráter monocíclico (Costa *et al.*, 1996b) ou policíclico (Hasui *et al.*, 1984a; Abreu, 1990; Palheta, 2001) desse cinturão.

Hasui *et al.* (1984a) discutiram a existência de dois eventos orogênicos envolvendo o Cinturão Gurupi, sendo algumas diferenças nas orientações estruturais aparentemente um dos indutores dessa discussão. Propuseram a Faixa de Dobramentos Santa Luzia-Viseu, que teria atuado no Paleoproterozóico com orientação NNE-SSW e vergência para SSE. Corresponderia à maior parte do Grupo Gurupi, segundo a concepção de Costa *et al.* (1996a), ou à Formação Santa Luzia, no conceito de Abreu *et al.* (1980) e Hasui *et al.* (1984a). Um segundo evento seria caracterizado pela Faixa de Dobramentos Gurupi, que teria se edificado no Neoproterozóico e estaria mais restrita à porção noroeste do atual Cinturão Gurupi (Fig 3.20), com estruturas orientadas segundo NW-SE. Corresponderia a parte do que foi considerado Formação Rio Piritoró, do Grupo Gurupi, por Costa *et al.* (1996a). De qualquer forma, esse evento teria também retrabalhado as rochas estruturadas pela Faixa de Dobramentos Santa-Luzia Viseu. Hasui *et al.* (1984a) definiram ainda a Zona de Cisalhamento Tentugal como o limite entre os terrenos retrabalhados e não retrabalhados nesse evento mais jovem, portanto, o limite entre as províncias geocronológicas paleo- e neoproterozóica. Segundo aqueles autores a zona de cisalhamento teria estado certamente ativa no Neoproterozóico e provavelmente no Paleoproterozóico.

Costa *et al.* (1996b) admitiram para o Cinturão Gurupi um ambiente de margem continental passiva. Essa margem teria sido envolvida em uma orogenia com evolução monocíclica, com deformação, metamorfismo e soerguimento do orógeno no Neoproterozóico, mas aqueles autores colocaram dúvida sobre a idade de preenchimento sedimentar da bacia Gurupi, que poderia ter ocorrido em qualquer momento no Proterozóico. Propuseram ainda uma compartimentação tectônica do orógeno (Fig. 3.28), reconhecendo um domínio externo (pericratônico ou *foreland belt*), proximal em relação ao Cráton São Luís, e um domínio interno, distal. O domínio externo seria constituído por metamorfitos de grau muito baixo do Grupo Gurupi (Formação Rio Piritoró), restos de terrenos TTG retrabalhados (Tonalito Itamoari), granitóide pós-colisional (Cantão) e sedimentação molássica (Formação Piriá). O domínio interno envolveria as demais formações do Grupo Gurupi (Jaritequara e Vila Cristal), embasamento metamórfico (Complexo Maracaçumé) e diversos granitóides colisionais (Suíte Brasileira e Granito Maria Suprema).

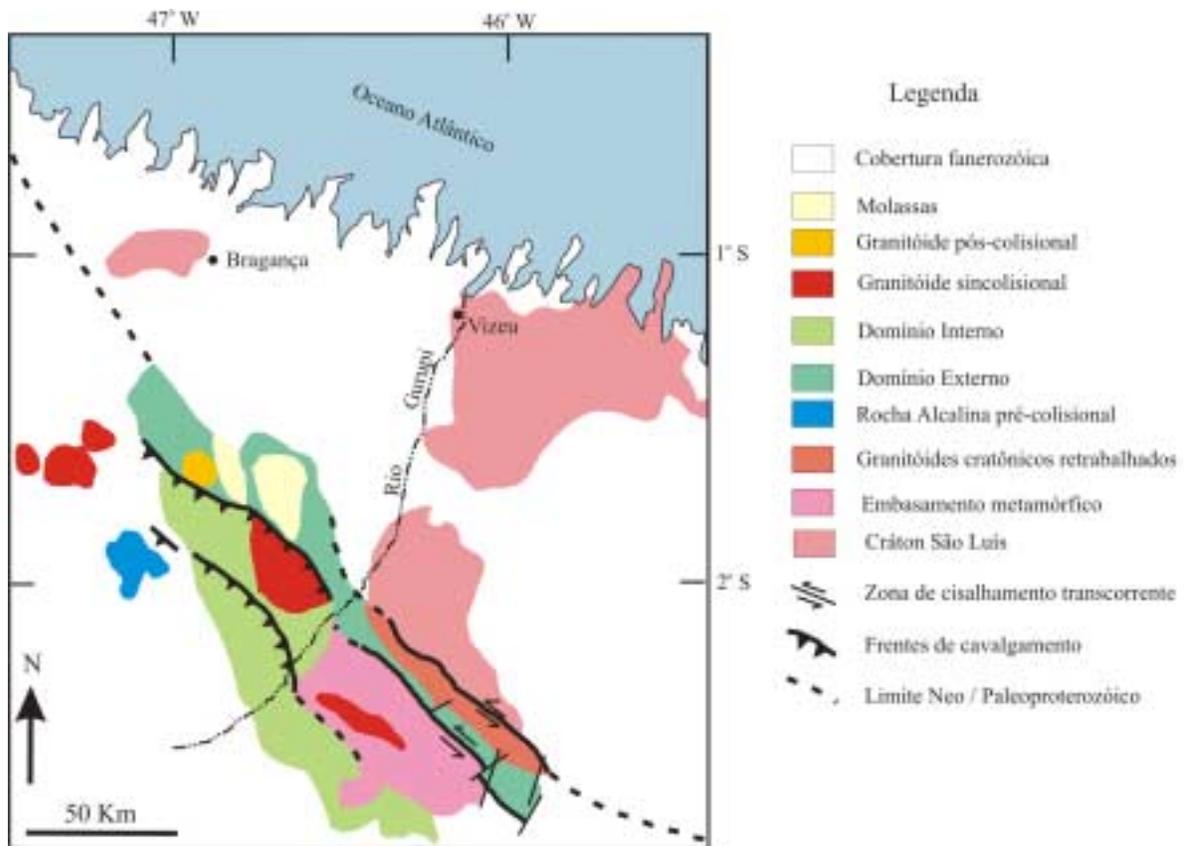


Fig. 3.28 - Compartimentação tectônica do Cinturão Gurupi segundo Costa et al. (1996b), assumindo um orógeno neoproterozóico.

Fig. 3.28 - Carte montrant la proposition de subdivision tectonique de la Ceinture Gurupi selon Costa et al. (1996b), en prenant en compte une évolution néoproterozoïque.

É um modelo atrativo no sentido de que tenta atribuir significado tectônico para as diversas unidades litoestratigráficas, mas alguns problemas com esse modelo incluem: 1) os dados litológicos, pelo menos na região proximal ao Cráton São Luís, não são condizentes com bacia de margem continental passiva (ver discussão no capítulo 5); 2) os granitóides tidos como colisionais e reunidos na Suíte Intrusiva Brasileira foram demonstrados como sendo, com uma exceção, paleoproterozóicos; 3) o granitóide tido como pós-colisional é também paleoproterozóico e mais velho do que os granitóides considerados colisionais.

Palheta (2001) propôs dois eventos colisionais para a região, um no Paleoproterozóico e outro no Neoproterozóico, com base em dados de zircão e Sm-Nd restritos apenas aos granitóides do nordeste do Estado do Pará (Tracuateua, Jonasa, Ourém, Japiim e Ney Peixoto) e por comparação com o Cráton do Oeste da África. Sugeriu aquele autor que entre 2450-2300 Ma arcos de ilha e platôs oceânicos associados a suítes TTG ter-se-iam formado entre os continentes

arqueanos da Libéria e do Núcleo Cratônico Central do Maranhão (o último sem idade arqueana comprovada) e que a erosão dos arcos de ilha teria gerado a sedimentação, associada a vulcanismo, relativa ao Grupo Gurupi. A convergência, associada a subducção, entre esses blocos arqueanos e os arcos de ilha + suítes TTG, culminaria com a colisão entre os blocos, gerando a estruturação e metamorfismo da bacia Gurupi. Entre 2159-2080 Ma, após essa estruturação, teria ocorrido a injeção de magmas granitóides tipo I (Cantão, Tromaí) e tipo S (Jonasa, Japiim, Ourém, Tracuateua) favorecida por espessamento crustal. Após período de sedimentação cratônica (formações Viseu e Igarapé de Areia), uma tectônica distensiva teria permitido formação de bacia sedimentar (Formação Piriá) e permitido a geração e colocação do corpo de sienito alcalino Boca Nova. Essa tentativa abortada de fragmentação do bloco paleoproterozóico amalgamado teria sido revertida, produzindo nova colisão entre o Núcleo Cratônico Central do Maranhão e o bloco São Luís-Oeste da África no final do Neoproterozóico, regenerando a estruturação paleoproterozóica do Cinturão Gurupi e gerando leve espessamento crustal com fusões restritas que teriam produzido os granitóides Ney Peixoto (550 Ma) e Maria Suprema.

Em termos gerais o modelo segue a moderna tectônica global, no que é plausível, e encontra respaldo em alguns elementos já observados. Carece, entretanto, de suporte geológico e / ou geocronológico em alguns casos, tais como: 1) a idade e a constituição do Núcleo Cratônico Central do Maranhão; 2) não aponta correspondentes geológicos para os arcos de ilha, platôs oceânicos e suítes TTG anteriores a 2300 Ma com as quais inicia a sua evolução geológica; 3) o Granito Maria Suprema já possuía informação geocronológica (Klein & Moura, 2001) mostrando que o mesmo não foi posicionado no Neoproterozóico.

A mais recente contribuição é devida a Ribeiro (2002) que integrou informações petrográficas, estruturais e geofísicas em uma porção do Cinturão Gurupi em sua região de contato com o Cráton São Luís. Ribeiro (2002) dá suporte a interpretações anteriores (Costa *et al.*, 1988; Borges *et al.*, 1994; Pastana, 1995) de um regime oblíquo de alto ângulo com deslocamento sinistral de massas. Reconheceu transposição subparalela à estruturação existente, mas não conseguiu caracterizar se isso faz parte de um mesmo evento progressivo, em que variações menores na orientação dos vetores compressivos produziria tal transposição (hipótese preferida pelo autor – Ribeiro, informação verbal), ou se faz parte de outro evento deformacional, separado no tempo. Essa questão também está ligada ao fato de que Ribeiro (2002) não dispôs de informação cronológica absoluta para posicionar no tempo o principal evento que moldou a

estruturação NW-SE do Cinturão Gurupi. Contudo, assumindo os dois episódios colisionais sugeridos por Palheta (2001), especulou que a estruturação do cinturão já havia sido parcialmente delineada no Paleoproterozóico, mas que a configuração atual foi em grande parte moldada no Neoproterozóico.

3.4 – CORRELAÇÃO COM O OESTE-NOROESTE DA ÁFRICA

Como último ponto dessa revisão, e voltando à escala continental, salienta-se a correlação entre a região pré-cambriana do Gurupi e o Cráton do Oeste da África e suas faixas móveis marginais. Partindo de uma proposta prévia de reconstituição paleogeográfica (Bullard *et al.*, 1965), a hipótese de que o Cráton São Luís representa uma porção do Cráton do Oeste da África, dele separada quando da fragmentação do supercontinente Pangea no Mesozóico passou a ganhar corpo através dos já citados trabalhos de Hurley *et al.* (1967; 1968) que observaram o mesmo comportamento dos sistemas Rb-Sr e K-Ar (áreas afetadas e não afetadas por evento neoproterozóico) nos dois lados do Oceano Atlântico. A partir daí, similaridades de ordem geocronológica, litológica, estrutural e geofísica (todas escassas no lado brasileiro) foram utilizadas para justificar essa correlação que tornou-se virtualmente consensual (Torquato & Cordani, 1981; Lesquer *et al.*, 1984; Abreu & Lesquer, 1985; Brito Neves & Cordani, 1991; Ledru *et al.*, 1994; Villeneuve & Cornée, 1994; Trompette, 1997; Brito Neves *et al.*, 2001; 2002), sendo, aparentemente, a única exceção, a proposição de Cohen & Gibbs (1989) que inclui o Cráton São Luís no Cráton Amazônico. Estudos fundamentados em idades de magmatismo associado a riftes (Thomaz Filho *et al.*, 2000) e na análise estratigráfica e estrutural de bacias sedimentares fanerozóicas nas margens continentais sul-americana e africana têm levado também a uma razoável sustentação da correlação (Cesero & Ponte, 1997; Darros de Matos, 1999; Pletsch *et al.*, 2001), pelo menos no que tange ao nordeste brasileiro (Província Borborema), apesar da persistência, ainda, de alguns problemas nessa correlação (Brito Neves *et al.*, 2002).

Como resultado das citadas reconstruções paleogeográficas, o fragmento cratônico de São Luís posiciona-se quase que invariavelmente em frente à Costa do Marfim (Fig. 3.29), cujos terrenos pré-cambrianos mostram uma evolução essencialmente paleoproterozóica entre aproximadamente 2250 Ma e 2070 Ma, com expressiva adição de crosta juvenil no início desse intervalo. Do lado brasileiro (Cráton São Luís), dados geocronológicos robustos em zircão são

mínimos, impedindo a correlação entre episódios específicos (magmatismo juvenil, fusão crustal, metamorfismo etc...) bem marcados no continente africano. Um avanço nessa questão é um dos resultados esperados por esta tese.

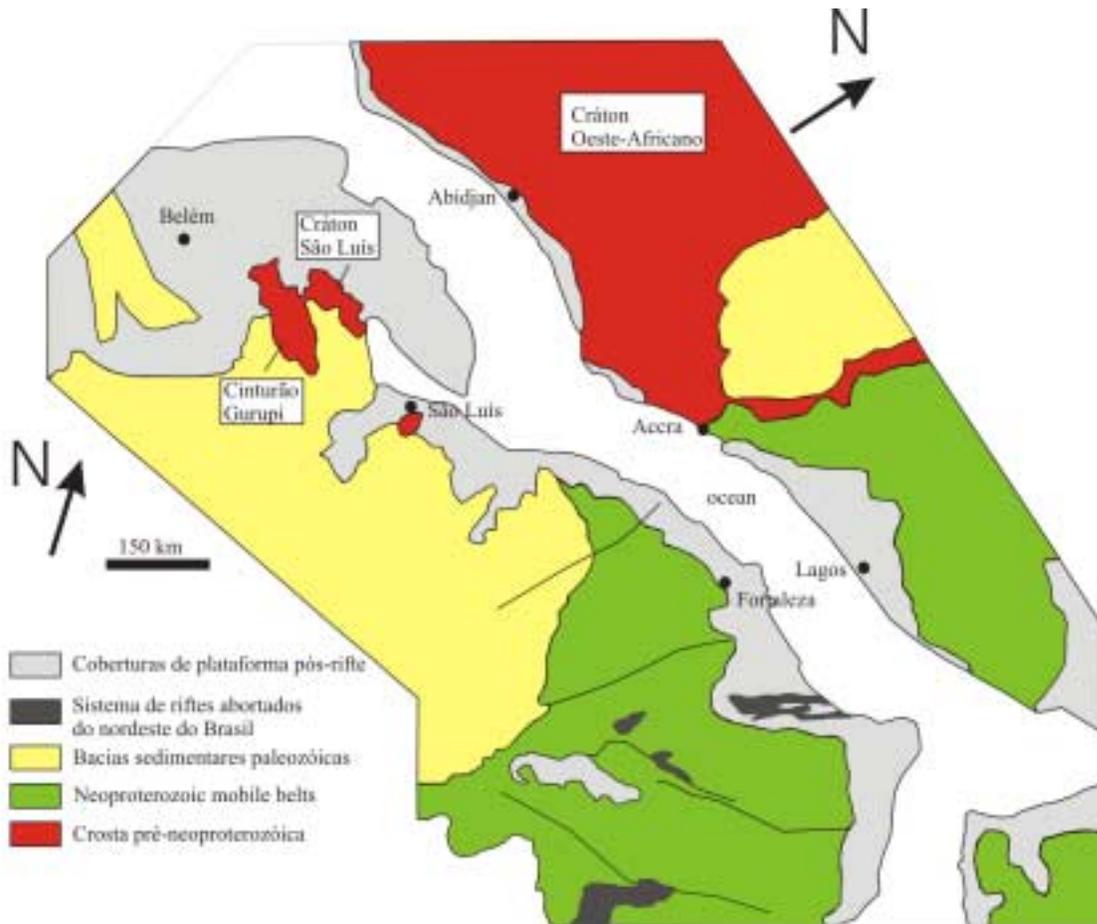


Fig. 3.29 - Reconstituição paleogeográfica do norte-nordeste brasileiro e oeste-noroeste africano para o Aptiano (Cretáceo Inferior), mostrando a posição do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi em relação ao Cráton do Oeste da África. Modificado de Darros de Matos (1999) e Brito Neves *et al.* (2001).

*Fig. 3.29 - Reconstitution paléogéographique du nord / nord-est brésilien et du ouest / nord-ouest africain au Aptian, montrant la position du Craton São Luís et de la Ceinture Gurupi par rapport au Craton Ouest Africain. Modifié d'après Darros de Matos (1999) et Brito Neves *et al.* (2001).*

4 – GEOCRONOLOGIA E ISÓTOPOS DE NEODÍMIO

Este capítulo apresenta e discute os dados geocronológicos e de isótopos de Nd obtidos neste trabalho. Os resultados são fornecidos juntamente com um sumário petrográfico das amostras analisadas, cuja localização encontra-se no Anexo 2. Todas as unidades magmáticas e ortometamórficas definidas e cartografadas na região, com exceção daquelas já datadas por Palheta (2001), foram contempladas com pelo menos uma datação em zircão e análise de isótopos de Sm e Nd. Titanita foi analisada em uma amostra, enquanto que rochas com história geológica mais complexa (gnaisses, granitóide oriundo de fusão crustal com cristais metamícticos de zircão) tiveram cristais de zircão datados por mais de uma metodologia, de forma a permitir comparação entre os resultados e obter uma maior confiabilidade nos mesmos. De duas amostras de rochas metassedimentares, cristais detríticos de zircão foram datados, não com o objetivo de um estudo completo de proveniência, mas numa tentativa de estabelecimento de parâmetros mínimos para discussão de seu posicionamento estratigráfico.

4.1 – EVAPORAÇÃO DE CHUMBO EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO

4.1.1 – Grupo Aurizona

A amostra selecionada para este trabalho (PF7) é uma rocha metapiroclástica foliada, hospedeira da mineralização aurífera de Pedra de Fogo. A rocha compõe-se de fragmentos alongados e de granulação grossa constituídos por quartzo com extinção ondulante fraca, e por agregados poligonizados de quartzo, ambos imersos em matriz quartzo-feldspática fina contendo sericita. A matriz contém também grafita, o que salienta a foliação da rocha (Fig. 3.16). Os cristais de zircão datados têm coloração rosa claro ou são incolores, com dimensões entre 0,20 e 0,32 mm. Morfologicamente são levemente alongados a equidimensionais, multifacetados, alguns com pirâmides bem desenvolvidas, outros apresentando suavização das arestas. Fraturas e inclusões são ocasionais (Fig. 4.1). Cinco cristais forneceram resultados com qualidade analítica muito boa, sendo a maioria das idades de etapas individuais de evaporação determinadas com um mínimo de 32 razões isotópicas. Essas idades de etapas individuais variam entre 2229 Ma e 2262 Ma (Tab. 4.1). Três cristais têm idades de etapa variando entre 2238 Ma e 2244 Ma, outro mostra

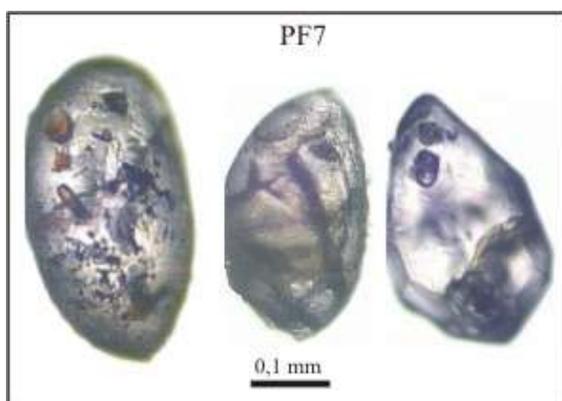


Fig. 4.1 - Imagens fotográficas de cristais de zircão da amostra PF7 do Grupo Aurizona.

Fig. 4.1 - Images photographiques des cristaux de zircon de l'échantillon PF7 du Groupe Aurizona.

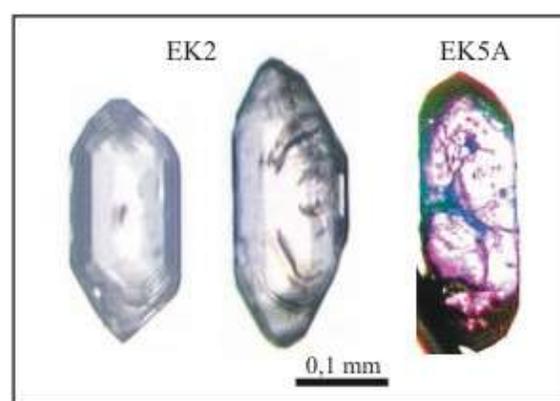


Fig. 4.2 - Imagens fotográficas de cristais de zircão da Suíte Intrusiva Tromai.

Fig. 4.2 - Images photographiques de cristaux de zircon de la Suíte Intrusive Tromai.

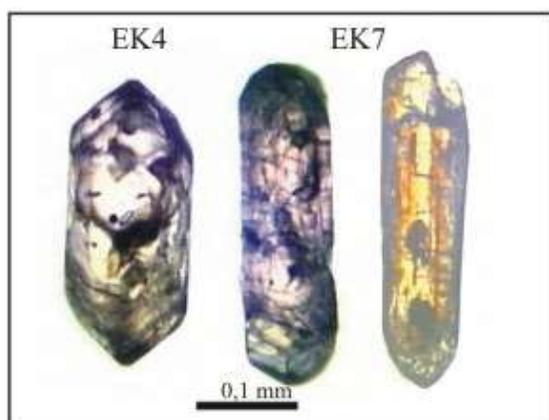


Fig. 4.3 - Imagens fotográficas de cristais de zircão do Granito Areal.

Fig. 4.3 - Images photographiques de cristaux de zircon du Granite Areal.

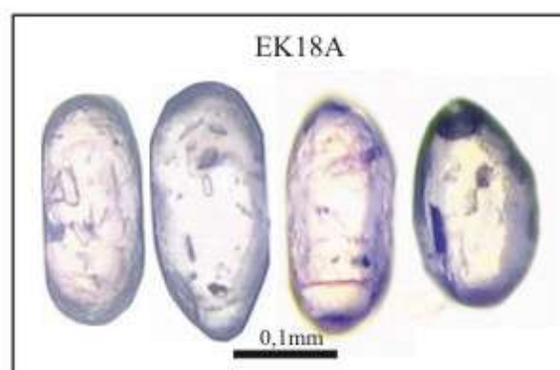


Fig. 4.4 - Imagens fotográficas de cristais de zircão do Complexo Itapeva.

Fig. 4.4 - Images photographiques de cristaux de zircon du Complexe Itapeva.

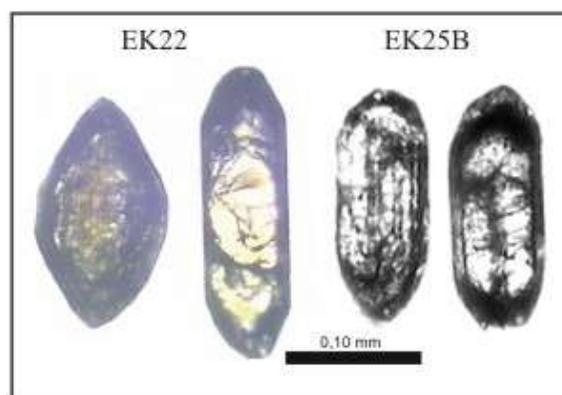


Fig. 4.5 - Imagens fotográficas de cristais de zircão do Granito Maria Suprema.

Fig. 4.5 - Images photographiques de cristaux de zircon du Granite Maria Suprema.

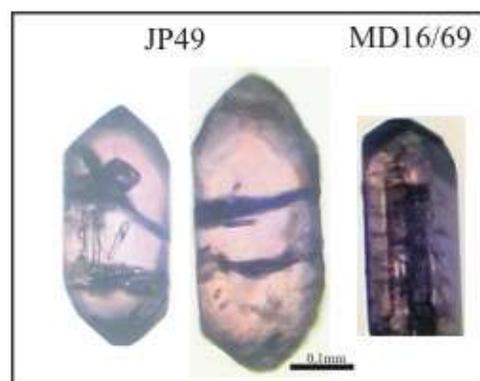


Fig. 4.6 - Imagens fotográficas de cristais de zircão do Formação Chega Tudo.

Fig. 4.6 - Images photographiques de cristaux de zircon de la Formation Chega Tudo.

Tabela 4.1 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em rocha metapiroclástica do Grupo Aurizona
 Tableau 4.1 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon dans une roche metapyroclastique du Group Aurizona

Zircão	T (°C)	Nº de razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{(C)}$	2 σ	idade da etapa (Ma)	2 σ	idade média (Ma)	Th/U
PF7 – rocha metapiroclástica											
2	1500	86	>10000	0,10299	0,00054	0,14107	0,00021	2241	3		0,32
	1550	52	8547	0,11378	0,00066	0,14095	0,00040	2239	5		0,31
3	1550	32	>10000	0,11944	0,00322	0,14100	0,00048	2240	6		0,33
4	1500	88	>10000	0,11635	0,00045	0,14084	0,00024	2238	3		0,32
	1550	70	>10000	0,11768	0,00052	0,14123	0,00024	2243	3		0,32
	1575	36	>10000	0,11620	0,00196	0,14131	0,00095	2244	12	2241±2 ^A	0,32
8	1500	84	>10000	0,10814	0,00037	0,14032	0,00023	2232	3		0,33
	1550	18	>10000	0,10745	0,00072	0,14007	0,00046	2229	6	2238±5 ^B	0,30
7	1500	90	>10000	0,17362	0,00073	0,14233	0,00031	2256	4		0,48
	1550	18	>10000	0,18388	0,00136	0,14285	0,00063	2262	8	2240±5 ^C	0,51

^(C)razão corrigida segundo modelo de Stacey & Kramers (1975); as idades médias foram calculadas com os cristais^A2, 3 e 4; ^B2, 3, 4 e 8; ^C todos os cristais

idades de 2229 Ma e 2232 Ma e o quinto cristal (zircão 7) atinge 2256-2262 Ma, não se superpondo, dentro dos limites do erro analítico, às idades obtidas para os outros quatro cristais. Esse último cristal apresenta, também, razão Th/U mais elevada que os demais (Tab. 4.1 - 0,50 contra 0,30-0,34). Nenhuma diferença morfológica clara pôde ser observada entre esses cristais. A idade média calculada com todos os cristais é 2240 ± 5 Ma, tornando-se 2238 ± 5 Ma quando o cristal 7 é descartado, e 2241 ± 2 Ma quando utilizados os cristais 2, 3 e 4 (Tab. 4.1). As três idades não são, portanto, significativamente diferentes, dentro da margem de incerteza analítica.

4.1.2 – Suíte Intrusiva Tromai

Foram datadas sete amostras dessa unidade, além de uma amostra da porção deformada dessa suíte no âmbito do Cinturão Gurupi (ex-Tonalito Itamoari). Os resultados são de qualidade analítica e estatística muito boa, com grande número de razões isotópicas determinadas (Tab. 4.2). A amostra EK2 é um trondhjemitóide de coloração esverdeada, equigranular médio. Ao microscópio mostra textura granular hipidiomórfica. O plagioclásio é prismático, sericitizado e epidotizado, ocorrendo em contatos retos com o quartzo, que apresenta extinção ondulante fraca a moderada e localizada formação de subgrãos. O anfibólio mostra pleocroísmo entre verde pálido

Tabela 4.2 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em granitóides da Suíte Tromai
Tableau 4.2 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon des granitoïdes de la Suíte Tromai

Zircão	T (°C)	Nº de razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^(C)	2σ	Idade da etapa (Ma)	2σ	Idade média (Ma)	Th/U
EK2 - trondhjemitó											
1	1450	90	>10000	0,08238	0,00025	0,13527	0,00032	2168	4		0,23
	1500	90	>10000	0,10947	0,00056	0,13501	0,00023	2165	3		0,30
	1550	82	>10000	0,11957	0,00031	0,13533	0,00020	2169	3		0,33
2	1500	34	>10000	0,11686	0,00053	0,13526	0,00056	2168	7		0,32
3	1450	52	>10000	0,11954	0,00094	0,13561	0,00039	2172	5		0,33
7	1450	36	10000	0,07250	0,00196	0,13482	0,00074	2162	10		0,20
	1500	90	>10000	0,10714	0,00031	0,13501	0,00031	2165	4		0,30
	1550	86	>10000	0,11519	0,00054	0,13478	0,00030	2161	4		0,32
8	1500	82	>10000	0,10681	0,00038	0,13477	0,00021	2161	3	2165±2	0,30
EK3A – monzogranito											
1	1500	88	7633	0,10931	0,00026	0,13501	0,00022	2165	3		0,30
3	1500	88	5618	0,12189	0,00034	0,13449	0,00040	2158	5		0,34
5	1500	54	>10000	0,12384	0,00104	0,13517	0,00059	2167	8		0,34
8	1500	52	>10000	0,11438	0,00177	0,13477	0,00044	2161	6		0,32
9	1500	18	>10000	0,11434	0,00074	0,13511	0,00059	2166	8	2163±3	0,32
EK5A – tonalito foliado											
1	1500	34	>10000	0,08277	0,00040	0,13389	0,00155	2150	20		0,23
4	1500	78	>10000	0,10616	0,00085	0,13382	0,00033	2149	4		0,29
7	1500	36	>10000	0,09247	0,00040	0,13346	0,00048	2144	6		0,26
13	1500	64	>10000	0,08362	0,00030	0,13351	0,00028	2145	4	2147±3	0,23
EK6A – tonalito											
1	1500	36	>10000	0,07921	0,00090	0,13544	0,00047	2170	6		0,22
2	1450	34	>10000	0,06991	0,00033	0,13500	0,00070	2164	9		0,20
4	1500	8	>10000	0,07912	0,00075	0,13539	0,00173	2169	22		0,22
5	1500	38	>10000	0,07632	0,00034	0,13531	0,00046	2168	6	2168±4	0,21
EK8 – granodiorito											
1	1500	18	>10000	0,15238	0,00089	0,13480	0,00053	2162	7		0,43
3	1550	36	>10000	0,11946	0,00078	0,13402	0,00044	2152	6	2156±10	0,33
EK9 – tonalito											
1	1500	86	>10000	0,15485	0,00037	0,13333	0,00021	2142	3		0,43
2	1450	36	>10000	0,13350	0,00085	0,13469	0,00071	2160	9		0,37
	1500	82	>10000	0,12643	0,00035	0,13415	0,00029	2153	4		0,35
7	1550	50	>10000	0,15063	0,00064	0,13399	0,00028	2151	4		0,43
8	1500	76	>10000	0,11632	0,00029	0,13398	0,00022	2151	3	2149±5	0,33
PCSL1 – tonalito											
2	1500	84	>10000	0,09902	0,00025	0,13461	0,00018	2159	2		0,28
	1550	18	>10000	0,11704	0,00081	0,13423	0,00044	2154	6		0,33
3	1500	90	>10000	0,07845	0,00022	0,13492	0,00046	2163	6		0,22
4	1500	78	>10000	0,09450	0,00115	0,13478	0,00025	2161	3		0,26
5	1450	66	9900	0,08487	0,00066	0,13503	0,00043	2165	6		0,24
	1500	88	>10000	0,10046	0,00146	0,13461	0,00021	2159	3		0,28
6	1500	76	>10000	0,08985	0,00065	0,13495	0,00035	2164	4		0,25
7	1500	88	>10000	0,12809	0,00055	0,13449	0,00021	2158	3		0,36
8	1450	12	3185	0,09198	0,00106	0,13468	0,00069	2160	9		0,25
	1500	88	>10000	0,10059	0,00284	0,13477	0,00026	2161	3	2160±2	0,28

continua

Tabela 4.2 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em um tonalito foliado da Suite Tromai (ex- Tonalito Itamoari) (conclusão)
 Tableau 4.2 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon d' un tonalite feuilleté de la Suite Tromai (conclusion)

Zircão	T (°C)	Nº de razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{(c)}$	2σ	idade da etapa (Ma)	2σ	idade média (Ma)	Th/U
PD179 – tonalito foliado												
2	1500	86	>10000	0,000003	0,13674	0,00140	0,13371	0,00029	2148	4		0,38
	1550	86	>10000	0,000004	0,16469	0,00061	0,13356	0,00039	2146	5		0,46
3	1500	88	>10000	0,000004	0,13916	0,00099	0,13325	0,00019	2141	3		0,39
	1550	76	>10000	0,000004	0,15067	0,00105	0,13433	0,00024	2156	3		0,42
4	1500	90	>10000	0,000003	0,15203	0,00134	0,13413	0,00024	2153	3		0,42
7	1500	88	>10000	0,000017	0,14437	0,00105	0,13368	0,00025	2147	3		0,40
8	1500	86	>10000	0,000004	0,14168	0,00041	0,13328	0,00033	2142	4	2148±4	0,39

^(c)razão corrigida segundo modelo de Stacey & Kramers (1975)

e verde oliva, com localizada cloritização. Titanita anédrica, zircão, apatita e minerais opacos ocorrem como fases acessórias. Os cristais de zircão têm até 0,3 mm de comprimento, coloração rósea clara, são em sua maioria prismáticos, euédricos a subédricos e mesmo em imagens fotográficas mostram zoneamento ígneo (Fig. 4.2). Ocasionalmente apresentam inclusões escuras e fraturas transversais. Cinco cristais apresentaram qualidade analítica muito boa com idades de etapas individuais de evaporação variando de 2161 Ma a 2172 Ma e uma idade média de 2165 ± 2 Ma (Tab. 4.2). A razão Th/U situa-se entre 0,30 e 0,33 na maioria dos cristais / etapas de evaporação, e mostra valores em torno de 0,2 em dois cristais.

A amostra EK3A é uma rocha rósea e porfírica. É um monzogranito com matriz granodiorítica a tonalítica, ocorrendo em associação íntima com tonalito. O feldspato alcalino é o microclínio, que ocorre como fenocristais tabulares. O plagioclásio encontra-se alterado para sericita e epidoto e ocorre tanto como fenocristal (subordinado) como na matriz. O quartzo é intersticial e anédrico, apresentando moderada extinção ondulante, algumas lamelas de deformação e localizada formação de subgrãos. A biotita é amarronzada a verde oliva, ocorrendo ou como grandes cristais, ou como agregados de pequenos cristais associados com minerais opacos. Zircão, apatita e minerais opacos são as fases acessórias, enquanto que clorita, carbonato e sericita são minerais de alteração. Os cristais de zircão datados são incolores, geralmente subédricos, com maior dimensão entre 0,19 e 0,29 mm, e portam fraturas e poucas inclusões. Cinco cristais apresentaram uma idade média de 2163 ± 3 Ma, com idades de etapas individuais de evaporação variando entre 2158 e 2167 Ma. A razão Th/U é também constante, com valores entre 0,30 e 0,35 (Tab. 4.2).

Um (meta)tonalito com anfibólio (amostra EK5A) tem coloração cinza escuro e está moderadamente foliado. Possui quartzo intersticial com extinção ondulante moderada, sendo cortado por fraturas preenchidas por epidoto, carbonato e alguma sericita. O plagioclásio encontra-se bastante sericitizado e epidotizado, além de mostrar argilização. O anfibólio tem pleocroísmo de amarronzado a verde, contém inclusões de apatita e está algo deformado, com extinção ondulante, e alterado para clorita. Titanita é abundante, tem granulação grossa, é euédrica e apresenta inclusões de apatita (e zircão?). Os cristais de zircão datados são prismáticos, bipiramidais, de coloração rosada, contém algumas inclusões e fraturas e medem entre 0,13 e 0,20 mm. Quatro cristais forneceram idade média de 2147 ± 3 Ma, com idades individuais variando entre 2144 e 2150 Ma, e com razão Th/U entre 0,23 e 0,30 (Tab. 4.2).

A amostra EK6A corresponde a um tonalito foliado verde, composto por plagioclásio saussuritizado, quartzo, anfibólio, biotita e feldspato alcalino, além dos acessórios zircão, rutilo, epidoto e minerais opacos. Os cristais de zircão são amarronzados a amarelados, contendo poucas inclusões minerais e fraturas nas porções externas. São cristais subédricos prismáticos e bipiramidais, medindo entre 0,20 e 0,30 mm na maior dimensão. Quatro cristais definiram uma idade média de 2168 ± 4 Ma, variando de 2164 Ma a 2170 Ma em cristais individuais. A razão Th/U desses cristais é constante, em torno de 0,20-0,22 (Tab. 4.2).

A amostra EK8 é um granodiorito esverdeado, fracamente foliado, composto por quartzo, plagioclásio, anfibólio e feldspato alcalino. Cristais euédricos e prismáticos de zircão têm cor amarronzada e dimensões entre 0,22 e 0,33 mm. Apenas dois cristais forneceram resultados analíticos, produzindo uma idade média de 2156 ± 10 Ma a partir de idades individuais de 2152 Ma e 2162 Ma. Os valores da razão U/Th são 0,33 e 0,43, respectivamente (Tab. 4.2).

Outro (meta)tonalito (amostra EK9) é uma rocha cinza-escuro foliada e de granulação média, contendo anfibólio e clorita. Sob microscópio apresenta texturas nematoblástica e lepidoblástica. O plagioclásio é prismático e está saussuritizado; o quartzo mostra extinção ondulante fraca a moderada; anfibólio e clorita são incolores a verde-pálido. A titanita é anédrica a estirada, ocorrendo como fase acessória, juntamente com zircão e apatita, enquanto que sericita e epidoto são minerais de alteração. Os cristais de zircão são prismáticos longos, com maior dimensão variando entre 0,36 e 0,48 mm, apresentam cor amarelada, algumas inclusões e fraturas transversais. Quatro cristais geraram uma idade média de 2149 ± 5 Ma, variando de 2142 Ma a 2160 Ma em etapas individuais de evaporação, com razão Th/U entre 0,33 e 0,44 (Tab. 4.2).

A amostra PCSL1 é também um tonalito com anfibólio, apenas localmente foliado. Os cristais datados de zircão são róseos a amarronzados, mais ou menos fraturados e prismáticos, possuindo 0,25 a 0,55 mm na maior dimensão. Sete cristais, com idades de etapas individuais de evaporação entre 2154 Ma e 2164 Ma, produziram uma idade média de 2160 ± 2 Ma. A razão Th/U varia entre 0,22 e 0,36 nesses cristais (Tab. 4.2).

Uma amostra de tonalito correspondente ao que Pastana (1995) designou de Tonalito Itamoari e que, portanto, seria o equivalente deformado da Suíte Intrusiva Tromai, foi incluída para datação. A amostra (PD179) foi selecionada a partir de testemunho de sondagem realizada no depósito aurífero de Cipoeiro. Trata-se de um tonalito de granulação média, hidrotermalmente alterado, cortado por microvênulas de quartzo-carbonato, com plagioclásio saussuritizado e anfibólio cloritizado. Os cristais de zircão são castanho-avermelhados, com dimensões entre 0,15 e 0,27 mm. Possuem hábito prismático a subarredondado ou multifacetado (alongados a equidimensionais), são fraturados e contêm inclusões de apatita. Cinco cristais forneceram uma idade média de 2148 ± 4 Ma a partir de 600 razões isotópicas, com idades de etapas individuais de evaporação variando de 2141 Ma a 2156 Ma, e com razões Th/U entre 0,38 e 0,46 (Tab. 4.2).

4.1.3 – Granito Areal

Duas amostras foram datadas e os resultados analíticos estão dispostos na Tabela 4.3. A amostra EK4 é um monzogranito porfirítico grosso hidrotermalizado. Ao microscópio, o feldspato alcalino apresenta-se como fenocristais tabulares, o plagioclásio está muito alterado (saussuritizado), chegando a ser pseudomorfizado, e o quartzo é anédrico e intersticial. A biotita está frequentemente cloritizada. Minerais opacos e poucos cristais de zircão e apatita, ocorrendo como inclusões nos minerais máficos, são acessórios, juntamente com titanita, que é abundante. Mica branca, clorita, epidoto e carbonato foram gerados por alteração hidrotermal. Os cristais de zircão selecionados para geocronologia (Fig. 4.3) são fraturados, prismáticos (alongados ou não) e bipiramidais, com dimensões inferiores a 0,30 mm. Embora não se apresentem metamícticos, a maioria se mostrou imprópria para espectrometria de massa, não gerando resultado algum, ou apresentando erros analíticos e teores de Pb comum muito elevados. Apenas um cristal em duas dezenas forneceu resultado que, isoladamente pode ser considerado de boa qualidade analítica, gerando idade de 2152 ± 3 Ma, com razão Th/U de 0,36.

A amostra EK7, um sienogranito, é uma rocha equigranular média a fina de coloração rósea. Apresenta quartzo intersticial anédrico com raros efeitos de deformação. O feldspato alcalino é o microclínio, também intersticial e anédrico, mostrando alguma alteração para epidoto e sericita. O plagioclásio é subédrico, às vezes zonado, quase sempre apresentando alteração (epidoto, sericita, carbonato e argilização). A biotita é subordinada, ocorre em pequenos grupamentos em associação com minerais opacos (pirita) e encontra-se localmente alterada para clorita e / ou sericita. Os cristais de zircão são prismáticos longos (Fig. 4.3), de coloração rósea e medem em média 0,28 mm. Cinco cristais forneceram uma idade média de 2149 ± 4 Ma calculada a partir de mais de 400 razões isotópicas, com idades em etapas de evaporação isoladas variando de 2147 Ma a 2153 Ma. A razão Th/U situa-se geralmente entre 0,32 e 0,33, e dois valores mais extremos, 0,27 e 0,43, foram registrados em grãos distintos de zircão.

As idades determinadas nas duas amostras superpõem-se dentro dos limites de incerteza analítica e podem ser interpretadas como idades mínimas de cristalização das rochas e, portanto, da unidade Granito Areal.

Tabela 4.3 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão para o Granito Areal
Tableau 4.3 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon du Granite Areal

Zircão	T evap (°C)	Nº de razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{(C)}$	2σ	idade da etapa (Ma)	2σ	idade média (Ma)	Th/U
EK4 - monzogranito											
12	1500	84	>10000	0,12699	0,00035	0,13404	0,00021	2152	3	2152 ± 3	0,35
EK7 - sienogranito											
5	1500	88	>10000	0,11623	0,00030	0,13332	0,00026	2142	3		0,32
	1550	70	>10000	0,11722	0,00068	0,13399	0,00094	2151	12		0,33
9	1500	88	>10000	0,09679	0,00099	0,13408	0,00020	2152	3		0,27
10	1500	70	>10000	0,11325	0,00081	0,13369	0,00021	2147	3		0,32
11	1500	18	6451	0,15443	0,00117	0,13368	0,00072	2147	8		0,43
14	1500	80	9434	0,11905	0,00389	0,13416	0,00028	2153	4	2149 ± 4	0,33

^(C)razão corrigida segundo modelo de Stacey & Kramers (1975)

4.1.4 – Complexo Itapeva

Três amostras de afloramentos localizados no rio Gurupi (EK18A e B, EK21) e uma amostra (EK32) de um pequeno corpo localizado na porção central do Cinturão Gurupi foram datadas (Anexo 2). Os resultados analíticos encontram-se na Tabela 4.4. A amostra EK18A é um gnaisse tonalítico cinza, dobrado, com injeções quartzo-feldspáticas e graníticas locais. O gnaisse

é composto por quartzo, plagioclásio, biotita e alguns cristais grandes de feldspato alcalino que guardam localmente alguma tabularidade, sugerindo a origem ígnea do gnaiss. Muscovita e clorita são fases retrogressivas e a mineralogia acessória é dominada por apatita e zircão. Os cristais de zircão são prismáticos bipiramidais e alongados, com arestas e vértices suavizados, ou são mais curtos e arredondados e, mesmo sob microscopia à luz transmitida permitem a observação de zanação interna concêntrica sutil (dois primeiros cristais na Fig. 4.4). Esses grãos medem entre 0,15 e 0,18 mm. Apenas três cristais forneceram resultados analíticos na temperatura de 1500°C, com grandes incertezas e obtidos com número reduzido de razões isotópicas (Tab. 4.4). As idades calculadas são 2113 Ma, 2125 Ma e 2135 Ma e uma idade média não pôde ser definida, em virtude dessa grande variação individual (baixa reprodutibilidade) entre os diferentes cristais. A razão Th/U dos cristais analisados varia entre 0,22 e 0,48.

A amostra EK21 é também um gnaiss tonalítico similar ao da estação EK18 e apresenta as mesmas características mineralógicas da amostra EK18A. Os cristais de zircão são róseos a castanhos, algo fraturados e às vezes contêm inclusões de apatita. Em geral apresentam pirâmides arredondadas ou truncadas e os prismas são curtos ou longos. Somente quatro cristais de zircão forneceram resultados, com um número mínimo de razões isotópicas. As idades individuais, todas obtidas na temperatura de 1500°C, são variáveis entre 2108 Ma e 2170 Ma (Tab. 4.4), não se superpõem dentro dos limites de erro analítico e não permitem, portanto, o cálculo de uma idade média. A razão Th/U nesses quatro cristais também mostra um comportamento importante. Os três cristais de idades maiores têm razão Th/U entre 0,28 e 0,40, enquanto que o cristal mais jovem apresenta razão bastante baixa, de 0,02 (Tab. 4.4).

Um mobilizado leucogranítico (amostra EK18B) sintectônico e dobrado coaxialmente ao gnaiss hospedeiro (Fig. 3.21) foi coletado na estação datada EK18A e teve cristais de zircão também analisados. A importância dessa amostra reside na possibilidade de se estabelecer um limite máximo para deformação e metamorfismo que afetou o gnaiss. Apenas quatro cristais produziram resultados, de baixa qualidade estatística, definindo dois grupos distintos de idades (Tab. 4.4). Dois cristais forneceram idades entre 2063 Ma e 2128 Ma em três etapas de aquecimento, resultados algo próximos aos apresentados pela amostra EK18A. Outros dois cristais apresentaram idades de 2580 Ma e 2607 Ma, também em três etapas. Em nenhum dos casos uma idade média pôde ser calculada, mas a distinção entre cristais de zircão de idades paleoproterozóica e arqueana é clara. Ressalta-se, ainda, que os cristais de idade arqueana

Tabela 4.4 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em rochas do Complexo Itapeva (anteriormente Maracaçumé) e em mobilizados graníticos que cortam o complexo

Tableau 4.4 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon des roches du Complexe Itapeva et des mobilisés granitoïdes qui coupent ce complexe

Zircão	T evap (°C)	Nº de razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{(C)}$	2 σ	idade da etapa (Ma)	2 σ	idade média (Ma)	Th/U
EK18A – gnaiss tonalítico											
2	1500	8	3817	0,08020	0,00106	0,13200	0,00190	2125	25		0,22
14	1500	38	9708	0,17224	0,00088	0,13278	0,00031	2135	4		0,48
15	1500	20	3690	0,15288	0,00104	0,13110	0,00109	2113	15		0,43
EK18B – (mobilizado?) leucogranito											
6	1450	4	>10000	0,00946	0,00136	0,12800	0,00270	2071	37		0,03
9	1500	24	>10000	0,01127	0,00016	0,12742	0,00043	2063	6		0,03
	1550	16	>10000	0,01134	0,00019	0,13220	0,00123	2128	16		0,03
2	1500	14	>10000	0,19470	0,00229	0,17504	0,00120	2607	11		0,53
13	1450	8	2577	0,20459	0,00115	0,16507	0,00047	2509	5		0,56
	1500	28	9523	0,19927	0,00131	0,17229	0,00040	2580	4		0,55
EK21 – gnaiss tonalítico											
5	1500	8	>10000	0,10140	0,000279	0,132836	0,000289	2133	3		0,28
7	1500	8	>10000	0,11632	0,000280	0,135865	0,000751	2170	9		0,33
10	1500	4	7692	0,14335	0,000347	0,133983	0,000242	2147	6		0,40
12	1500	6	>1000	0,00754	0,000062	0,130730	0,001714	2108	46		0,02
EK32 – metatonalito granoblástico											
1	1500	36	5681	0,10792	0,00089	0,17323	0,00045	2589	4		0,30
6	1500	34	>10000	0,14440	0,00058	0,17394	0,00033	2596	3		0,40
11	1500	16	6756	0,14188	0,00058	0,17490	0,00055	2605	5	2594 ± 3*	0,40
10	1500	6	>1000	0,11417	0,00402	0,18092	0,00467	2662	43		0,31

^(C)razão corrigida segundo modelo de Stacey & Kramers (1975); *média calculada com os cristais 1, 6 e 11;

apresentam razão Th/U relativamente alta, em torno de 0,5, enquanto que essa razão nos cristais de idade paleoproterozóica é bastante baixa, 0,03 (Tab. 4.4).

A amostra EK32 é um metatonalito cinza escuro sem trama tectônica mesoscópica evidente. Ao microscópio, quartzo e plagioclásio formam arranjos granoblásticos. Contém algum feldspato alcalino, biotita marrom e restos de anfibólio verde. Clorita e muscovita são produtos retrometamórficos desenvolvidos sobre a biotita e / ou anfibólio e os acessórios são apatita, zircão, granada e minerais opacos. Os cristais de zircão são castanhos, prismáticos longos, com pirâmides assimétricas e arredondadas. Dos quatro cristais que forneceram resultados na temperatura de 1500°C, os cristais 1, 6 e 11 definiram uma idade média de 2594 ± 3 Ma com 86

razões isotópicas, enquanto que o cristal 10 forneceu idade de 2662 ± 43 Ma com apenas seis razões (Tab. 4.4). A razão Th/U é similar nos quatro cristais, variando entre 0,30 e 0,40.

4.1.5 – Granito Maria Suprema

A amostra EK22, aflorante no leito do rio Gurupi foi selecionada para datação. Os resultados analíticos encontram-se na Tabela 4.5. A rocha consiste em um muscovita granito com biotita e ocorre como “folhas” ou veios concordantes encaixados em gnaisses do Complexo Itapeva (Fig. 3.24). Os cristais de zircão são ovóides ou prismáticos longos e bipiramidais (Fig. 4.5), têm coloração castanha a rósea, dimensões em torno de 0,20-0,25 mm e são bastante fraturados. Apresentam sinais de metamictização em intensidade variada, mas os resultados analíticos mostraram relativamente boa qualidade, com altas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e número de razões isotópicas apenas razoável (Tab. 4.5). Observa-se que nos cristais 1 e 7 as idades de etapas individuais de evaporação repetem-se dentro dos limites de erros analíticos. Esses resultados também se reproduzem entre os quatro cristais analisados, o que é um excelente indício de que a idade média calculada a partir desses resultados está próxima à idade real (concordante) dos cristais de zircão. Uma idade média de 2080 ± 3 Ma foi calculada, portanto, a partir das sete etapas de evaporação que forneceram idades individuais entre 2078 Ma e 2090 Ma obtidas nos quatro cristais. A razão Th/U é baixa e constante (Tab. 4.5).

Tabela 4.5 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em um granito da unidade Granito Maria Suprema.

Tableau 4.5 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon d'un granite de l'unité Maria Suprema

Zircao	Temp	Nº de razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{(c)}$	2σ	idade da etapa (Ma)	2s	idade média (Ma)	Th/U
EK22 – muscovita granito											
1	1450	24	>10000	0,01975	0,00025	0,12847	0,00065	2078	9	2080 ± 3	0,06
	1500	52	>10000	0,02025	0,00013	0,12828	0,00026	2075	4		0,06
	1550	28	>10000	0,02032	0,00033	0,12850	0,00024	2078	3		0,06
2	1500	30	>10000	0,01987	0,00007	0,12868	0,00017	2080	2		0,06
4	1500	28	>10000	0,02161	0,00073	0,12867	0,00044	2080	6		0,06
7	1450	8	>10000	0,01953	0,00009	0,12938	0,00038	2090	5		0,06
	1500	36	>10000	0,01785	0,00042	0,12941	0,00059	2090	8		0,05

^crazão corrigida segundo modelo de Stacey & Kramers (1975);

4.1.6 – Formação Chega Tudo

Três amostras de rochas metavulcânicas félsicas da Formação Chega Tudo foram datadas (Tab. 4.6). As amostras MD16/97 e MD16/69 foram obtidas a partir de testemunhos de sondagem realizada no depósito aurífero de Chega Tudo e a amostra JP49 é superficial e provém da ocorrência aurífera de Cedral.

A amostra JP49 consiste em uma rocha xistosa de cor verde, composta por quartzo, muscovita, feldspato, clorita, epidoto e grande proporção de sulfetos (pirita). Os grãos de quartzo mostram evidências de deformação dúctil, como extinção ondulante, lamelas de deformação e texturas *ribbon* e em mosaico. A mica branca é abundante, encontrando-se estirada, com extinção ondulante, às vezes formando *kinks*. A clorita ocorre como pequenos cristais, geralmente em contato com os sulfetos. Os cristais de zircão têm coloração púrpura a avermelhada e morfologias prismática e bipiramidal (Fig. 4.6), com dimensões entre 0,25 mm e 0,35 mm. Poucos cristais apresentam fraturas e inclusões escuras. Um total de nove etapas de evaporação com boa qualidade analítica foram obtidas em quatro cristais de zircão (Tab. 4.6). Uma idade média de 2148 ± 1 Ma pôde ser calculada a partir de mais de 600 razões isotópicas, com as idades das etapas individuais variando de 2143 Ma a 2153 Ma, e com razão Th/U relativamente variável, entre 0,26 e 0,50.

As rochas metavulcânicas do depósito de Chega Tudo consistem em xistos derivados de dacitos, compostos por porfiroclastos de quartzo rotacionado, plagioclásio e algum feldspato alcalino, além de disseminações de sulfetos, imersos em matriz quartzo-feldspática fina e poligonizada. Mica branca é abundante, estirada e define a xistosidade e foliação milonítica, juntamente com a matriz quartzo-feldspática. Na amostra MD16/97 os cristais de zircão possuem entre 0,35 e 0,48 mm de comprimento, são prismáticos e bipiramidais, com coloração púrpura a avermelhada (Fig. 4.6). Cinco cristais renderam dados de qualidade estatística muito boa, com idades de oito etapas individuais de evaporação entre 2152 e 2165 Ma, e definiram uma idade média de 2160 ± 3 Ma, com razão Th/U variando entre 0,32 e 0,42. Já na amostra MD16/69, da mesma seqüência e com as mesmas características petrográficas, apenas dois cristais de zircão permitiram análise espectrométrica, fornecendo resultados também de boa qualidade analítica, mas totalmente distintos entre si e também diferentes dos da amostra anterior, com idades de

2197 ± 4 Ma e 2134 ± 3 Ma (Tab. 4.6). A razão Th/U desses dois cristais não chega a diferir significativamente dos valores obtidos na primeira amostra.

As idades médias de 2148 ± 1 Ma e 2160 ± 3 Ma são consideradas como idades mínimas de cristalização do protólito ígneo das rochas metavulcânicas. O valor de 2197 Ma obtido em um zircão é interpretado como componente herdada (núcleo herdado no zircão, inclusões minerais), o que não pode ser resolvido com essa metodologia analítica.

Tabela 4.6 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em monocristais de zircão em rochas da Formação Chega Tudo

Tableau 4.6 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon des roches de la Formation Chega Tudo

Zircão	T (°C)	Nº de razões	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^(c)	2σ	idade da etapa (Ma)	2σ	idade média (Ma)	Th/U
JP49 – xisto (metadacito)											
2	1500	84	>10000	0,13962	0,00046	0,13372	0,00019	2148	2		0,39
	1550	80	>10000	0,14295	0,00101	0,13379	0,00022	2149	3		0,40
3	1500	36	>10000	0,15511	0,00238	0,13414	0,00085	2153	11		0,43
	1500	82	>10000	0,15533	0,00069	0,13398	0,00053	2151	7		0,43
6	1500	86	>10000	0,10619	0,00052	0,13391	0,00022	2150	3		0,29
	1525	86	>10000	0,17642	0,00047	0,13376	0,00033	2148	4		0,49
	1525	36	>10000	0,17583	0,00068	0,13363	0,00047	2147	6		0,49
8	1500	86	>10000	0,09117	0,00040	0,13340	0,00040	2143	5		0,25
	1550	90	>10000	0,10210	0,00063	0,13384	0,00026	2149	3	2148±1	0,28
16/97 – xisto (metadacito)											
1	1500	70	>10000	0,11217	0,00146	0,13437	0,00076	2156	10		0,31
3	1500	86	>10000	0,14099	0,00069	0,13489	0,00024	2163	3		0,39
	1550	36	>10000	0,15072	0,00064	0,13475	0,00048	2161	6		0,42
4	1500	90	>10000	0,13994	0,00057	0,13504	0,00025	2165	3		0,39
	1550	70	>10000	0,15041	0,00087	0,13475	0,00043	2161	6		0,42
5	1500	86	>10000	0,13465	0,00032	0,13415	0,00025	2153	3		0,37
	1550	88	>10000	0,14101	0,00047	0,13474	0,00020	2161	3		0,39
6	1500	60	>10000	0,13389	0,00127	0,13408	0,00037	2152	5	2160±3	0,42
16/69 – xisto (metadacito)											
1	1500	90	>10000	0,09695	0,00040	0,13752	0,00033	2197	4		0,27
2	1500	90	>10000	0,17364	0,00055	0,13266	0,00021	2134	3		0,48

^(c)razão corrigida segundo modelo de Stacey & Kramers (1975).

4.1.7 – Formação Vila Cristal

Uma amostra (EK33) de quartzo-muscovita xisto de granulação grossa, coletada na localidade tipo da Formação Vila Cristal (rio Piriá, próximo à Vila Cristal) foi submetida à datação. Trinta e um cristais detríticos de zircão, mostrando tamanhos, morfologias e graus de

arredondamento variáveis, foram testados. Verificou-se (Fig. 4.7) que o um dos cristais apresenta zonação interna (magmática). Esse comportamento, além da existência de sobrecrecimento (metamórfico?), foi também observado em alguns dos cristais analisados que não forneceram resultados (Fig. 4.7). Apenas seis cristais produziram resultados espectrométricos (Tab. 4.7), não permitindo o tratamento estatístico dos dados, o que seria adequado no caso de rochas metassedimentares. Os cristais 4, 5 e 16 forneceram qualidade analítica apenas razoável, gerando idades entre 2016 Ma e 2084 Ma nas temperaturas mais altas de evaporação, com boa reprodutibilidade mostrada apenas pelo cristal 16, e razões Th/U estimadas entre 0,24 e 0,38. O cristal 8 apresenta resultado nesse mesmo intervalo. Já os cristais 3 e 2, apesar da maior incerteza analítica e do pequeno número de razões isotópicas obtido, mostram idades claramente distintas daquele grupo de quatro cristais, uma paleoproterozóica mais antiga (2164 Ma), outra neoarqueana (2635 Ma – Tab. 4.7).

Tabela 4.7 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em cristais detríticos de zircão detrítico de xisto da Formação Vila Cristal

Tableau 4.7 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon detrital d'un schiste de la Formation Vila Cristal

Zircão	T (°C)	Nº razões	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^c	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^c	2σ	Idade	2σ	Th/U
EK33 – quartzo muscovita xisto										
4	1500	30	>10000	0,05321	0,00079	0,12059	0,00070	1981	8	0,15
	1550	8	6060	0,08393	0,00112	0,12839	0,00096	2076	13	0,24
5	1500	16	>10000	0,13623	0,00499	0,12048	0,00058	1970	11	0,38
	1550	28	>10000	0,12956	0,00501	0,12406	0,00029	2016	4	0,37
8	1500	6	>10000	0,04914	0,00071	0,12642	0,00038	2049	5	0,14
16	1450	16	3268	0,12974	0,00065	0,12554	0,00049	2037	7	0,37
	1500	32	>10000	0,12903	0,00087	0,12854	0,00050	2078	7	0,36
	1550	34	>10000	0,13622	0,00037	0,12896	0,00050	2084	7	0,38
3	1450	8	>10000	0,11253	0,00329	0,13496	0,00193	2164	25	0,32
2	1500	8	>10000	0,14051	0,00127	0,17804	0,00502	2635	47	0,38

^crazão corrigida segundo modelo de Stacey & Kramers (1975);

4.1.8 – Quartzito Marajupema

Uma amostra de quartzito (EK26), contendo biotita, cordierita e muscovita, coletada na área tipo dessa unidade foi submetida à datação. Foram analisados no espectrômetro 58 cristais de zircão detrítico com tamanhos, morfologias e graus de arredondamento os mais variados. Apenas seis cristais (Fig. 4.8) permitiram a análise isotópica, com baixa qualidade analítica, gerados sempre com menos de 16 razões e com razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb boa em dois casos e moderada nos

demais. Esses cristais permitiram análise em apenas uma etapa de evaporação cada um, em geral 1500°C (Tab. 4.8). O cristal 1 é pequeno e mostra elevado grau de arredondamento, sendo quase isométrico e mostra idade de 1102 ± 42 Ma. O cristal 10 é prismático e bipiramidal, mostra sinais fortes de desgaste de vértices e arestas e tem idade de 1245 ± 6 Ma. O cristal 5 é também prismático e bipiramidal, aparentemente com zonação interna e algum desgaste das arestas. Esse cristal forneceu idade de 1830 ± 8 Ma apenas na temperatura de evaporação de 1450°C. O cristal 7 é bipiramidal com prisma curto, zonação interna, apresenta uma pirâmide bem desenvolvida e está bem preservado de desgaste mecânico. Sua idade é 1691 ± 39 Ma. Os cristais 8 e 16 são morfologicamente similares, sendo prismáticos longos e bipiramidais, mas com alto grau de arredondamento, não se verificando zonações internas evidentes. Suas idades são, respectivamente, 2159 ± 11 Ma e 2140 ± 17 Ma. Apesar de certa precariedade das análises, é inegável a existência de grupos de idades bem distintas, indicando fontes de idades múltiplas.

Tabela 4.8 - Dados isotópicos obtidos por evaporação de Pb em cristais detríticos de zircão do Quartzito Marajupema

Tableau 4.8 – Données isotopiques obtenues par l'évaporation de Pb sur zircon du quartzite Marajupema

Zircão	T (°C)	Nº razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{(c)}$	2 σ	idade da etapa (Ma)	2 σ	Th/U
EK26 - quartzito										
1	1500	8	>10000	0,28608	0,00482	0,07256	0,00152	1102	42	0,85
10	1500	12	4484	0,09577	0,00109	0,08198	0,00025	1245	6	0,28
5	1450	16	3236	0,13904	0,00068	0,11850	0,00047	1830	8	0,40
7	1500	8	>10000	0,14566	0,01427	0,10364	0,00218	1691	39	0,42
8	1500	12	>10000	0,11249	0,00079	0,13464	0,00084	2159	11	0,32
16	1500	16	4425	0,11145	0,00208	0,13317	0,00131	2140	17	0,31

^(c)razão corrigida segundo modelo de Stacey & Kramers (1975);

4.2 – U-PB EM ZIRCÃO E TITANITA POR DILUIÇÃO ISOTÓPICA

4.2.1 – Complexo Itapeva

Uma amostra do Complexo Itapeva foi selecionada para datação pelo método U-Pb em zircão por diluição isotópica. Os resultados isotópicos encontram-se na Tabela 4.9. Trata-se do mesmo gnaisse tonalítico (EK18A) datado por evaporação de chumbo, tendo os cristais de zircão sido extraídos da mesma fração utilizada para aquela datação. Cinco cristais divididos em dois

grupos morfológicamente distintos foram submetidos a abrasão e analisados. Três cristais são alongados, prismáticos, com terminações suavizadas, semelhantes àqueles datados por evaporação (terceiro cristal na Fig. 4.4). Os outros dois cristais são prismáticos curtos e arredondados, mas ainda permitem inferir que eram multifacetados (quarto cristal na Fig. 4.4). Esses dois grupos apresentam composições química e isotópica também distintas, sendo que o grupo de dois cristais é apenas levemente empobrecido em U e também apenas levemente enriquecido em Pb com relação aos outros três cristais. As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são relativamente baixas e o Pb comum foi corrigido pelo modelo de Stacey & Kramers (1975) para a idade de 2170 Ma, fornecida pela isócrona Pb-Pb determinada a partir da composição isotópica de todos os cristais analisados (Fig. 4.9A). No diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Fig. 4.9B) os três cristais do primeiro grupo têm razões isotópicas que plotam em uma linha reta, sendo que um dos cristais é concordante e dois mostram fraca discordância. A regressão linear sobre o resultado isotópico desses três grãos gera uma idade concordante de 2167 ± 3 Ma, com MSWD de 0,18. Os outros dois cristais não se alinham nessa reta, plotam num espaço distinto do diagrama, com erros analíticos bem maiores e com maior discordância. Esses dois cristais foram utilizados em separado no cálculo da idade e geraram uma discórdia que intercepta a curva concórdia em 2194 ± 18 Ma (Fig. 4.9B).

Tabela 4.9 – Dados isotópicos U-Pb (diluição isotópica) em zircão e titanita
 Tableau 4.9 – Données isotopiques U-Pb (dilution isotopique) sur zircon et titanite

amostra / fração	razões isotópicas												idades aparentes (Ma)		
	U ppm	Pb ppm	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	2σ	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	2σ	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	2σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	2σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2σ	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb
<i>Complexo Itapeva</i>															
EK18A															
a	64	38	35,6841	0,427	166,87	0,422	0,399270	0,179	7,45150	0,366	0,13536	0,282	2166	2167	2169
b	78	39	47,5685	0,344	253,59	0,340	0,394789	0,092	7,40126	0,185	0,13597	0,142	2145	2161	2176
i	132	67	51,0571	0,181	276,99	0,167	0,387819	0,159	7,33312	0,193	0,13714	0,103	2113	2153	2191
j	61	43	26,6131	0,312	97,737	0,306	0,397761	1,230	7,61299	1,300	0,13881	0,365	2159	2186	2212
m	56	39	27,0833	0,251	100,16	0,244	0,390002	0,352	7,54851	0,475	0,14038	0,281	2123	2179	2232
<i>Granito Maria Suprema</i>															
EK25A															
357	365	70	36,1228	0,112	218,535	0,055	0,14923	0,037	2,11007	0,177	0,102549	0,172	897	1152	1671
358**	3104	466	38,5574	0,088	245,977	0,071	0,11998	0,067	1,66885	0,115	0,100879	0,091	730	997	1640
359**	1067	233	36,3515	0,107	203,902	0,101	0,16262	0,051	2,50875	0,106	0,111886	0,085	971	1275	1830
360	1490	327	49,4133	0,090	318,032	0,081	0,18468	0,043	2,87384	0,075	0,112863	0,059	1092	1375	1846
385	1128	374	73,8408	0,661	491,581	0,653	0,29843	0,305	5,06510	0,373	0,123098	0,195	1683	1830	2002
386**	338	139	68,8457	0,208	434,834	0,186	0,32829	0,221	5,78853	0,257	0,127881	0,127	1830	1945	2069
387	936	258	73,8146	0,106	515,448	0,085	0,25011	0,291	4,03921	0,302	0,117131	0,077	1439	1642	1913
388	652	239	43,6580	0,314	243,967	0,269	0,28881	0,132	4,95463	0,320	0,124421	0,282	1636	1812	2021
<i>Suíte Intrusiva Tromai</i>															
EK9															
A	69	59	43,6600	0,122	228,327	0,113	0,39896	0,172	7,44374	0,183	0,13532	0,0582	2164	2166	2168
B	31	25	81,4590	0,164	508,247	0,156	0,39212	0,119	7,30736	0,129	0,13516	0,0469	2133	2150	2166

*Corrigido segundo Stacey & Kramers (1975); **análises usadas no cálculo da idade



Fig. 4.7 - Imagens fotográficas de cristais de zircão da Formação Vila Cristal.

Fig. 4.7 - Images photographiques de cristaux de zircon de la Formation Vila Cristal.

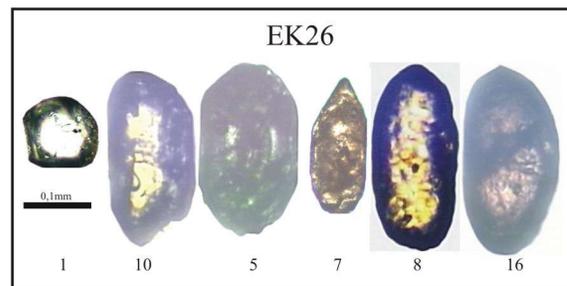


Fig. 4.8 - Imagens fotográficas de cristais de zircão do Quartzito Marajupema.

Fig. 4.8 - Images photographiques de cristaux de zircon du Quartzite Marajupema.

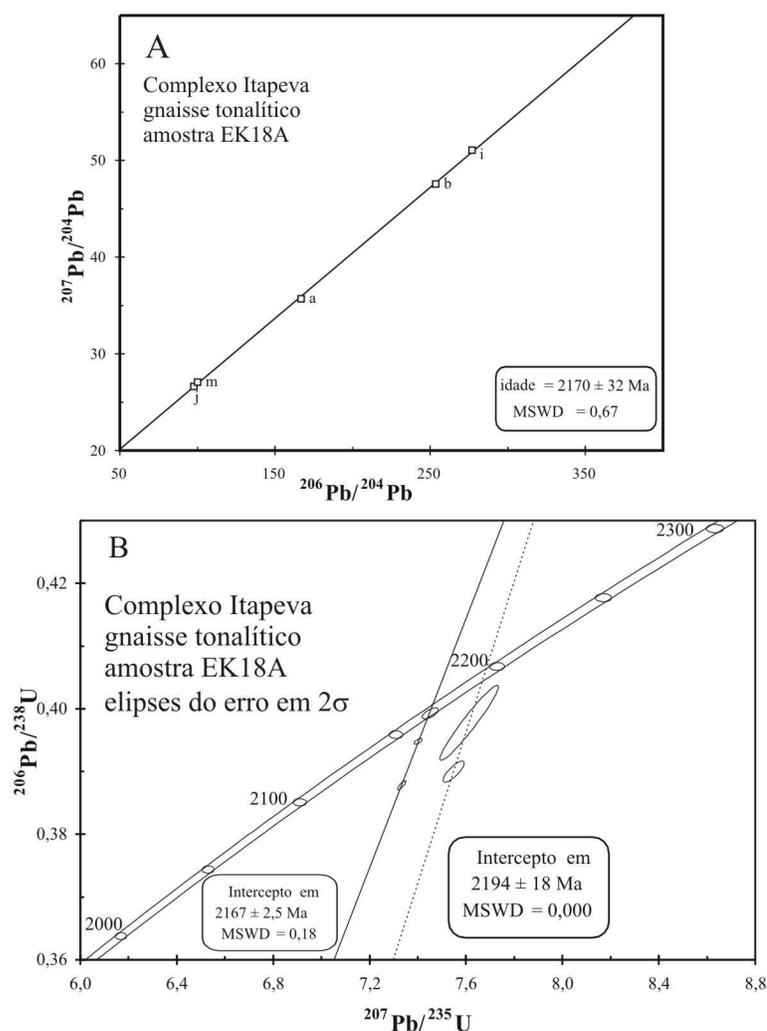


Fig. 4.9 - Isócrona Pb-Pb (A) e diagrama concórdia (B) para zircões de gneisse tonalítico do Complexo Itapeva.

Fig. 4.9 - Isochrone Pb-Pb (A) et diagramme concordia (B) pour les zircons d'un gneiss tonalitique du Complexe Itapeva.

4.2.2 – Granito Maria Suprema

A amostra EK25B, coletada na localidade tipo desse granitóide (Cachoeira Maria Suprema, no rio Gurupi) foi selecionada para datação e os resultados analíticos estão demonstrados na Tabela 4.9. Os cristais datados são prismáticos longos, com pirâmides bem desenvolvidas a levemente suavizadas (Fig. 4.5) e apresentam sinais fortes de metamictização, o que lhes confere um aspecto leitoso a nacarado e coloração rósea a esbranquiçada. Essa alteração conferiu um caráter bastante frágil aos cristais, que quebravam facilmente durante a abrasão. Para evitar isso, foram analisados cristais não submetidos à abrasão. Oito cristais produziram resultados altamente variáveis e discordantes, o que é esperado no caso de zircão metamítico, uma vez que perda de chumbo pode ocorrer em consequência de lixiviação hidrotermal, difusão contínua e / ou recristalização metamórfica parcial (Faure, 1986; Mezger & Krogstadt, 1997; Geisler *et al.*, 2001). Várias tentativas de ajuste (cálculo de idade) foram realizadas, utilizando-se diferentes combinações e quantidades de cristais. As idades de intercepto superior obtidas variam entre 2035 Ma e 2108 Ma e exibem erros analíticos e MSWD grandes. O melhor ajuste (menor erro analítico e menor MSWD) foi obtido pela regressão linear das razões isotópicas dos cristais 358, 359 e 386 (Fig. 4.10), que gerou uma discórdia cujo intercepto superior indica idade de 2100 ± 12 Ma, com MSWD = 5,4. Essa idade pode ser considerada a melhor estimativa possível da idade de cristalização da rocha. A idade mínima é dada pela idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do cristal 386 (Tab. 4.9), cuja composição isotópica mais se aproxima da curva da concórdia, ou seja, 2069 Ma.

4.2.3 – Suíte Intrusiva Tromai

Duas frações multigrão de titanita de uma amostra da Suíte Intrusiva Tromai (EK9) datada pelo método da evaporação de Pb, com idade de 2149 ± 5 Ma, portanto pertencente ao grupo que apresenta as idades menores dentro da suíte, foram analisadas por diluição isotópica. As duas frações foram distinguidas apenas por diferentes tamanho de grão. Os resultados analíticos (Tab. 4.9) mostram uma fração subconcordante e outra discordante com teores de U e Pb bastante

variáveis. Essas frações definem uma reta que corta a curva concórdia (intercepto superior) e indica uma idade de 2168 ± 1 Ma (Fig. 4.11). Sendo essa titanita magmática, a idade

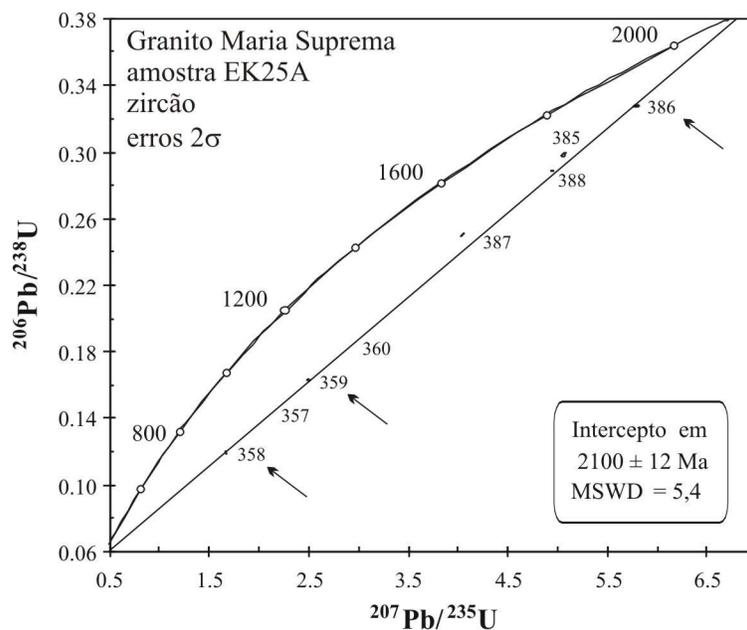


Fig. 4.10 - Diagrama concórdia para o Granito Maria Suprema. As setas indicam os pontos utilizados no cálculo da idade.

Fig. 4.10 - Diagramme concordia pour l'unité Granito Maria Suprema. les flèches indiquent les points utilisés pour le calcul de l'âge.

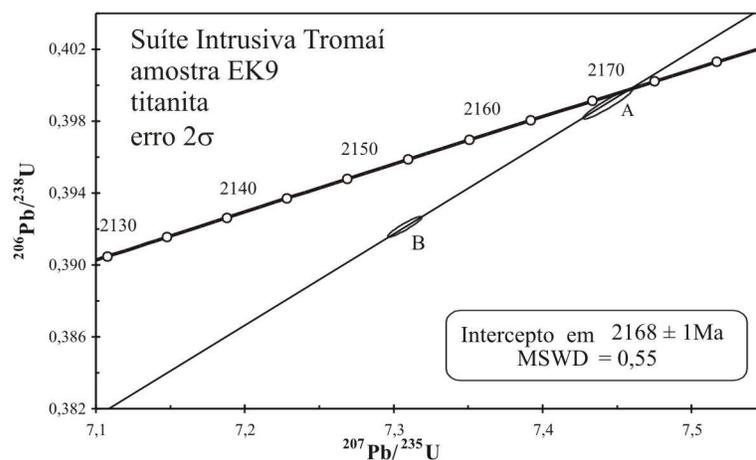


Fig. 4.11 - Diagrama concórdia para titanita da Suíte Intrusiva Tromai.

Fig. 4.11 - Diagramme concordia pour titanite de la Suite Intrusive Tromai.

obtida é interpretada como a idade de cristalização da rocha.

4.3 – U-Pb EM ZIRCÃO POR LAM-ICP-MS

4.3.1 – Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova

Mais de duas dezenas de cristais de zircão separados de uma amostra de nefelina sienito foram tentativamente analisados por evaporação de Pb e por diluição isotópica sem que resultados consistentes tenham sido obtidos, pois todos eles apresentaram alto conteúdo em Pb comum. Imagens por microscopia em luz transmitida mostram cristais em geral grandes (>0,3 mm) com formas variadas (Fig. 4.12A). Uns poucos cristais mostram ainda partes de prismas e / ou pirâmides, mas a maioria encontra-se fortemente arredondada, denunciando corrosão. Outros cristais foram então analisados por U-Pb usando o sistema LAM-ICP-MS (*Laser-Ablation Microprobe – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura nos cristais (Fig. 4.12B) confirmam a complexidade antecipada pela microscopia convencional e mostram sinais variados de sobrecrecimento / recristalização, em que o zoneamento ígneo encontra-se parcial a totalmente obliterado, às vezes de forma bastante irregular. Muitos dos cristais com contornos arredondados ou suavizados são, na verdade, fragmentos de cristais maiores, quebrados ou corroídos, que preservam ou não faces de cristal.

Mais de vinte cristais de zircão foram analisados (Tab. 4.10). A maioria dos cristais mostra alto conteúdo em Th e alta razão Th/U, o que seria típico do zircão de nefelina sienitos (Belousova *et al.*, 2002). Por outro lado, uma boa parte dos cristais possui teores de urânio inferiores a 1 ppm, o que não seria característico dessas rochas. Plotados os resultados totais no diagrama concórdia (Fig. 4.13A) observa-se uma concentração de pontos em torno de 700 Ma e uma tendência marcante de pontos se afastando dessa região da concórdia, em direção a idades bem maiores (arqueanas). Isso pode ser interpretado de várias maneiras, como por exemplo, herança, *trend* de contaminação por Pb comum, perda de U e não de Th. Como as idades $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ mantiveram-se relativamente baixas (a maioria 500-800 Ma) e como uma correlação negativa é observada entre o conteúdo de U e as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Fig. 4.13B), interpreta-se esse comportamento como reflexo da perda preferencial de urânio após a cristalização do zircão. Outra observação é a de que a maioria dos cristais que possuem quantidades razoáveis de urânio (>10 ppm) apresentam idades aparentes no intervalo 720-750 Ma (Tab. 4.10) e que alguns desses

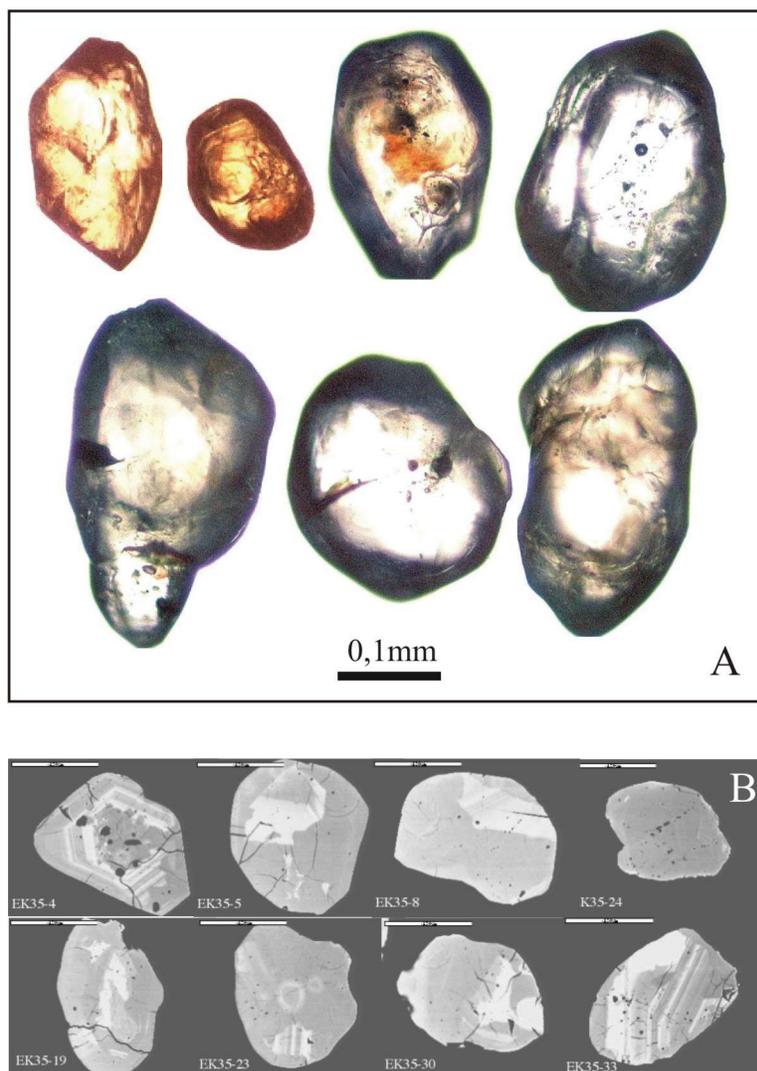


Fig. 4.12 - Imagens de cristais de zircão do Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova. A) Imagens obtidas em luz transmitida. Os cristais da fileira superior mostram zonações ou sobrecrecimentos, enquanto que os da fileira inferior encontram-se corroídos. B) Imagens obtidas por BSE. Os cristais da fileira superior são concordantes, os da fileira inferior são complexos, mostrando núcleos irregulares, zonados ou não, envoltos por sobrecrecimentos às vezes amorfos. A última imagem inferior é de fragmento de cristal maior que preserva zoneamento oscilatório.

Fig. 4.12 - Images de cristaux de zircon du Néphéline Syénite Gneiss Boca Nova. A) Images photographiques. Les cristaux de la ligne supérieure montrent des zonations ou surcroissance, alors que ceux de la ligne inférieure montrent des surfaces avec évidence de corrosion. B) Images obtenues par BSE. Les cristaux de la ligne supérieure sont concordants, alors que ceux de la ligne inférieure sont plus complexes, montrant des noyaux irréguliers, zonés ou pas, entourés par zones amorphes. La dernière image montre un fragment d'un gros cristal zoné et cassé.

Tabela 4.10 – Dados isotópicos U-Pb (LAM-ICP-MS) em zircão do Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova

Tableau 4.10 – Données isotopiques U-PB (LAM-ICP-MS) sur zircon du Néphéline Syénite Gneiss Boca Nova

n°	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	razões isotópicas (corrigida pelo Pb comum)				idades aparentes (Ma)							
				$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/$ ^{232}Th	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$^{208}\text{Pb}/$ ^{232}Th
1	66	2,16	31	0,35891	0,03932	12,247	1,153	0,24748	0,01697	0,03207	0,00047	3745	2624	1425	638
2	866	11,32	77	0,13665	0,00646	3,313	0,148	0,17595	0,00388	0,03711	0,00051	2185	1484	1045	736
4	27	32,42	1	0,06940	0,00227	1,109	0,035	0,11590	0,00172	0,03990	0,00046	911	758	707	791
5B*	822	80,62	10	0,06299	0,00123	1,048	0,021	0,12063	0,00157	0,03225	0,00057	708	728	734	642
5N*	757	1,73	437	0,06318	0,00085	1,060	0,015	0,12169	0,00144	0,04092	0,00047	714	734	740	811
6	412	118,18	3	0,06217	0,00754	1,018	0,122	0,11876	0,00318	0,03968	0,00044	680	713	723	787
8*	512	0,19	2716	0,06306	0,00079	1,071	0,014	0,12321	0,00146	0,03860	0,00045	710	739	749	766
9	417	21,21	20	0,28401	0,06406	6,162	1,295	0,15742	0,01447	0,02749	0,00031	3385	1999	942	548
10	95	0,25	387	0,06687	0,00183	1,069	0,029	0,11601	0,00165	0,03831	0,00046	834	738	708	760
13	96	0,34	281	0,12890	0,02416	2,933	0,533	0,16506	0,00859	0,03270	0,00052	2083	1391	985	650
15	705	0,82	858	0,14124	0,01693	5,611	0,653	0,28820	0,01101	0,03471	0,00044	2242	1918	1633	690
16	264	0,46	575	0,25206	0,01873	6,402	0,429	0,18410	0,00721	0,03275	0,00037	3198	2033	1089	651
17	55	1,29	43	0,10388	0,05205	1,270	0,625	0,08864	0,00893	0,07026	0,00084	1695	833	547	1372
18	2190	104,35	21	0,12633	0,01383	1,737	0,183	0,09967	0,00338	0,02743	0,00040	2048	1022	612	547
19	27	52,21	0,52	0,48374	0,04902	43,927	3,979	0,65922	0,05189	0,07049	0,00096	4192	3864	3264	1377
21**	685	1,45	473	0,06116	0,00105	0,904	0,015	0,10720	0,00127	0,03366	0,00058	645	654	656	669
22	935	8,70	107	0,17948	0,01662	3,018	0,257	0,12186	0,00511	0,03652	0,00043	2648	1412	741	725
23A	529	4,62	115	0,08204	0,00317	1,337	0,050	0,11810	0,00198	0,03831	0,00043	1246	862	720	760
23B	24	14,77	1,64	0,09348	0,00470	1,550	0,075	0,12025	0,00242	0,03550	0,00039	1498	950	732	705
24*	1547	39,51	39	0,06366	0,00162	1,047	0,027	0,11922	0,00164	0,03700	0,00058	730	727	726	734
26N*	192	0,35	542	0,06429	0,00107	1,068	0,018	0,12044	0,00153	0,03967	0,00044	751	738	733	786
26B	10	0,21	50	0,07488	0,03822	1,110	0,563	0,10746	0,00681	0,03415	0,00039	1065	758	658	679
27	2660	25,39	105	0,08452	0,05786	1,322	0,896	0,11347	0,01131	0,03379	0,00081	1305	855	693	672
28	117	0,80	146	0,26427	0,00360	11,610	0,166	0,31872	0,00436	0,01775	0,00020	3272	2573	1783	356
29	1628	1,35	1206	0,08358	0,01364	1,421	0,229	0,12328	0,00387	0,03626	0,00042	1283	898	749	720
30N	20	0,10	198	0,15239	0,01272	3,685	0,287	0,17543	0,00652	0,03825	0,00042	2373	1568	1042	759
30B	599	2,39	250	0,46228	0,07141	18,113	2,384	0,28414	0,02718	0,02928	0,00061	4125	2996	1612	583
31	587	7,41	79	0,31322	0,01267	6,294	0,218	0,14576	0,00397	0,03615	0,00041	3537	2018	877	718

N – núcleo, B – borda; *pontos concordantes (usados para definição da idade de 732 ± 7 Ma, ver Fig. 4.13C); **zircão concordante (Fig. 4.13C – ver texto)

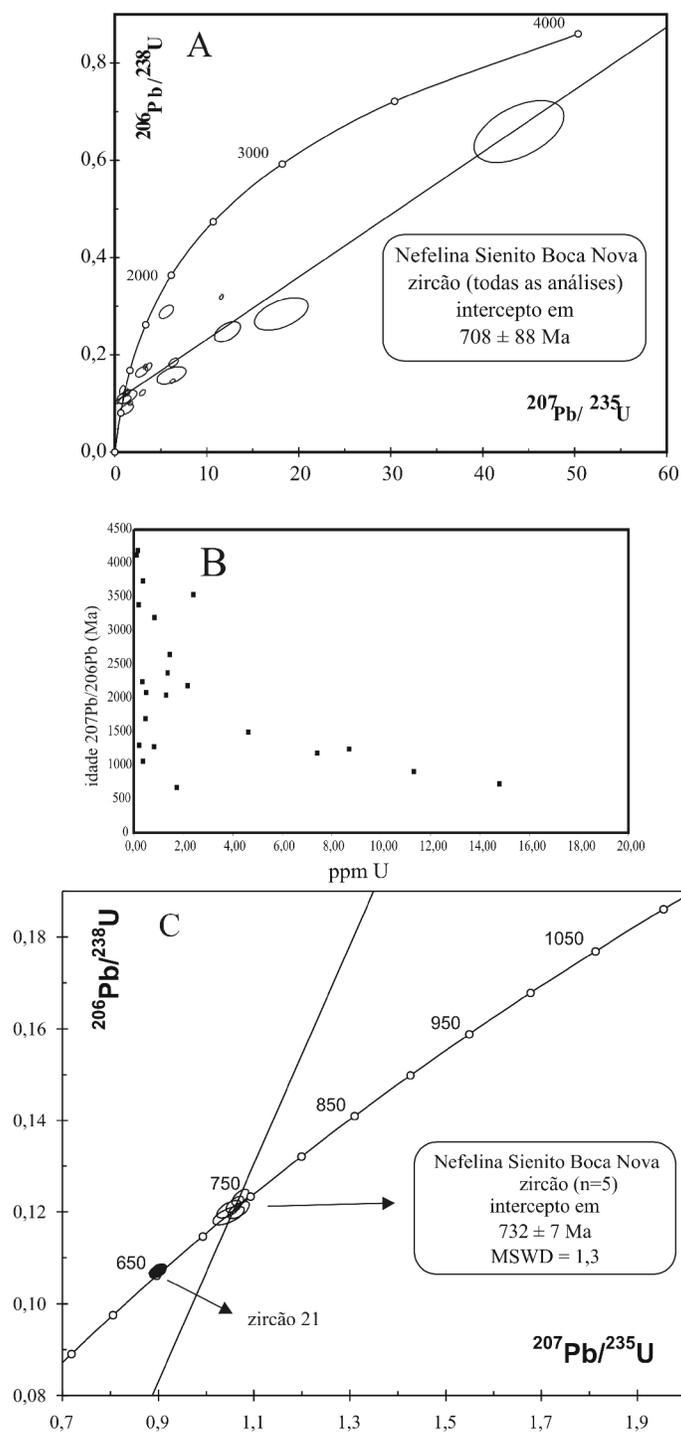


Fig. 4.13 - Nefelina SienitoGnaiss Boca Nova (amostra EK35). A) Diagrama concórdia para todas as análises em zircão; B) Relação entre a concentração de urânio e a idade aparente dos cristais analisados, mostrando herança paleoproterozóica e arqueana; C) Diagrama concórdia para os cristais concordantes.

Fig. 4.13 - Néphéline Syénite Gneiss Boca Nova (échantillon EK35). A) Diagramme concordia pour toutes les analyses; B) Rapport entre la concentration d'uranium et l'âge apparente des cristaux analysés, montrant l'héritage paléoprotérozoïque et archéenne. C) Diagramme concordia pour les zircons concordantes.

cristais também indicam perda de urânio. Dentre esses cristais, um grupo reduzido de quatro cristais (5, 8, 24 e 26) é concordante e fornece uma idade média de 732 ± 7 Ma (Fig. 4.13C), com cinco pontos analíticos (Tab. 4.10). Outro grão, isolado (análise 21) e com alto teor de U é também concordante, possuindo idade de 645-656 Ma (Tab. 4.10; Fig. 4.13C). Vários outros cristais mostram discordâncias e idades aparentes variáveis, até 547 Ma (Tab. 4.10). Por último, alguns cristais não se ajustam a um padrão de perda de Pb e possuem idades maiores, podendo representar herança paleoproterozóica a arqueana.

4.4 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

A interpretação de idades obtidas pelo método da evaporação de Pb em monocristais de zircão, especialmente em rochas metamórficas que podem ter uma história evolutiva complexa, não é simples (Klötzli, 1999) e cristais de zircão exibindo histórias complexas podem gerar idades mistas, sem significado geológico (Dougherty-Page & Bartlett, 1999). O grau de concordância do zircão (isto é, se ocorreu, ou não, perda de chumbo) também é difícil de ser avaliado, uma vez que as razões Pb/U não são determinadas. Assim, idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas por esse método são consideradas como mínimas (Söderlund, 1996) e só devem ser consideradas como idades reais de cristalização, quando o zircão possuir uma história evolutiva simples e for concordante, ou se, caso tenha ocorrido perda de chumbo, que esta tenha sido recente (Bartlett *et al.*, 1998). Por outro lado, vários estudos têm demonstrado que as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são bastante similares às idades U-Pb, tanto convencionais (diluição isotópica) quanto SHRIMP (Kober, 1986; Ansdell & Kyser, 1991; Kröner *et al.*, 1994; Söderlund, 1996). Além disso, a consistência das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ determinadas pelo método da evaporação pode ser avaliada. Por exemplo, a repetição / duplicação de idades em diferentes etapas de aquecimento em um mesmo cristal de zircão, ou a reprodução de idades entre dois ou mais cristais em uma mesma amostra, são bons indicativos de que a idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é similar à idade real. Alta razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (>10000) é também indício de quase concordância (Dougherty-Page & Bartlett, 1999). Indo mais além, a razão $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão reflete a razão Th/U inicial do magma ou fluido em equilíbrio com o zircão na época de sua cristalização. Essa razão pode, portanto, com cuidado, ser utilizada para detectar similaridades (ou diferenças) entre cristais de zircão de uma mesma amostra, além de fenômenos como herança, zoneamento,

homogeneidade ou heterogeneidade isotópica, metamorfismo, recristalização e alteração hidrotermal (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Dougherty-Page & Bartlett, 1999; Klötzli, 1999; Möller *et al.*, 2003).

Além disso, como o Th se comporta de modo distinto nos reservatórios mantélico, crustal inferior e crustal superior, a razão Th/U no zircão tem sido largamente utilizada na distinção entre origem e / ou sobrecrecimento magmático e metamórfico (p. ex., Dougherty-Page & Bartlett, 1999; Klötzli, 1999). Muitos autores interpretam razões Th/U baixas e / ou inferiores a 0,1-0,2 como indicativo de crescimento / sobrecrecimento de zircão metamórfico (Kröner *et al.*, 1994; Bartlett *et al.*, 1998; Martin *et al.*, 2003) ou de ambiente metamórfico (Cornell & Hegardt, 2003). Em muitos casos isso parece ser correto, sobretudo quando um controle geológico e petrográfico oferece suporte à interpretação. Como exemplo, em estudo no Cinturão Belomorian (Escudo Báltico), Zinger & Levchenkov (2003) mostraram, em gnaiss não migmatizado, população de zircão prismático, idiomórfico e com zoneamento oscilatório (ígneo) com idade de 2415 ± 2 Ma e razão Th/U entre 0,4 e 0,5. Numa porção migmatizada do mesmo gnaiss descreveram duas populações: uma similar à anterior, mas com pirâmides mostrando sinais de dissolução, com cristais de idades bastante variadas no intervalo 2325-2263 Ma; outra população constituída por cristais pequenos e idiomórficos, com idade concordante de 1898 Ma e razão Th/U de 0,15. Interpretaram essa última como a idade de uma geração de cristais que cresceram em um leucossoma empobrecido em Th, enquanto que os cristais de idade variável representariam a população magmática encontrada na porção não migmatizada, que teria sofrido efeitos variados durante o episódio de migmatização. Em outros casos, críticas são feitas à utilização isolada dessa razão, pois baixos valores poderiam ser produzidos também por lixiviação do tório por fluidos (Pidgeon *et al.*, 1998) e por cristalização de outros minerais que concentram tório, como monazita e allanita, simultaneamente ou anteriormente ao zircão (Bartlett *et al.*, 1998; Möller *et al.*, 2002; 2003; Cornell & Hegardt, 2003). Outro ponto é o fato de ser adequado o uso da razão em conjunto com estudos morfológicos, imagens como catodo-luminescência e de elétrons retro-espalhados, elementos-traço (Hf, Y, Ce) e determinações isotópicas pontuais como SHRIMP, LA-ICP-MS (Möller *et al.*, 2002), o que só foi possível em um caso neste estudo.

Com relação ao método U-Pb convencional (diluição isotópica), embora as datações tendam a ser mais precisas, já que usam dois geocronômetros ao mesmo tempo e permitem a avaliação da concordância ou do grau de discordância do zircão, os mesmos problemas causados por herança e sobrecrecimentos (idades mistas e / ou mínimas) podem também ser encontrados,

à semelhança com o que ocorre com o método de evaporação de Pb. Já o método U-Pb utilizando microsonda com *laser* permite análises pontuais com determinação de concentrações bastante pequenas de U-Th-Pb, o que proporciona uma maior e melhor resolução espacial em cristais com história complexa (núcleos herdados, sobrecrecimentos), pois são analisados domínios mais uniformes dos cristais.

Considerando o exposto acima, é assumida a interpretação geral de que no caso de rochas ígneas e metaígneas que não tenham tido evolução muito complexa (fusões parciais, metamorfismo em condições fortes) as idades obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão representam a idade mínima de cristalização dessas rochas (ou dos protólitos ígneos, no caso de rochas ortometamórficas). Enquadram-se nessa situação o Granito Areal, com duas amostras analisadas apresentando a mesma idade dentro dos limites de erro analítico (2152 ± 3 Ma e 2149 ± 4 Ma) e as rochas metavulcânicas da Formação Chega Tudo. No caso de rochas metassedimentares (Formação Vila Cristal e quartzito Marajupema), o zircão mais jovem estabelece a idade máxima para a sedimentação e, portanto, para a idade estratigráfica da unidade.

Outras unidades, que apresentaram maior complexidade nos resultados e merecem discussão especial, são apresentados abaixo (Grupo Aurizona e Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova). Além disso, três unidades, Suíte Intrusiva Tromai, Complexo Itapeva e Granito Maria Suprema, unidades com evoluções geológicas e características petrográficas e metamórficas distintas, tiveram amostras datadas tanto por evaporação de Pb como por diluição isotópica, o que permite uma comparação entre os métodos.

4.4.1 – Grupo Aurizona

A rocha metapiroclástica analisada apresentou idades médias de 2240 ± 5 Ma, 2238 ± 5 Ma e 2241 ± 2 Ma, definidas por cinco, quatro e três cristais de zircão, respectivamente, idades essas virtualmente idênticas. Um dos cristais apresentou idade de 2262 Ma na etapa de maior temperatura de evaporação, e razão Th/U razoavelmente distinta da apresentada pelos outros três cristais. Como há a possibilidade da presença de uma componente sedimentar nessa rocha, o que é sugerido pela presença de grafita em sua matriz foliada, poder-se-ia suspeitar que os cristais datados seriam detríticos e que, individualmente, estariam refletindo a idade de suas fontes. Entretanto, a consistência dos resultados isotópicos dos cristais 2, 3 e 4 sugere que se trata de uma

idade magmática. Além disso, a composição isotópica do carbono dessa grafita não apresenta assinatura orgânica inequívoca (ver discussão no capítulo 8). E, por último, a presença de enclaves de rochas metavulcanossedimentares nos granitóides Areal e Cantão, com idades mínimas de cristalização de 2152 Ma e 2159 Ma, respectivamente, indica claramente que uma seqüência supracrustal mais antiga do que 2160 Ma existia na área. Portanto, a idade de 2241 ± 2 Ma representa a idade de um episódio de vulcanismo félsico associado ao Grupo Aurizona. Quanto à idade de 2262 Ma e a razão Th/U distinta encontrada no cristal 7, pode-se dizer que diferenças isotópicas numa população morfologicamente homogênea e que cristalizou em um mesmo evento podem estar associadas a alguma perda de Pb, no caso das idades menores, ou a núcleos herdados e desequilíbrio / heterogeneidade isotópica inicial no próprio magma (p. ex., Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Dougherty-Page & Bartlett, 1999), no caso da idade menor. Não é possível, com a metodologia empregada, e os dados geológicos disponíveis, diferenciar os dois casos. De qualquer forma, assume-se a idade de 2241 Ma como a idade mínima do vulcanismo em questão.

4.4.2 – Suíte Intrusiva Tromaí

A Suíte Intrusiva Tromaí é composta por granitóides, em geral, pouco deformados, que foram submetidos a metamorfismo e / ou alteração hidrotermal em escala regional em condições brandas, que não chegaram a modificar largamente mineralogia e texturas primárias, excessão feita às rochas aflorantes na região limítrofe entre o Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi, as quais foram fortemente afetadas por cisalhamento e, em alguns casos, por hidrotermalismo de intensidade variável. Oito amostras dessa suíte, envolvendo termos petrográficos e composicionais representativos das variações observadas regionalmente, inclusive da porção deformada, foram datados pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão. A análise do conjunto dessas amostras mostra que a qualidade dos dados analíticos é muito boa, com altas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e determinações de idade em geral a partir de um número significativo de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Isso assegura, a princípio, que as idades mínimas obtidas aproximam-se de idades reais (concordantes). Entre as oito amostras, quatro possuem idades médias no estreito intervalo 2160-2168 Ma, enquanto que as outras quatro têm idades médias entre 2147 Ma e 2156 Ma. É interessante observar que três amostras deste último grupo (EK8, EK9, PD179) foram

coletadas em área de influência da Zona de Cisalhamento Tentugal (Anexo 2) e a quarta amostra (EK5A) encontra-se fortemente foliada. Além disso, duas dessas amostras mais jovens apresentam cristais de zircão ou etapas de evaporação com idades também maiores do que 2160 Ma, outra (PD179) mostra uma etapa de 2156 Ma e somente uma delas (EK5A) mostra todos os resultados com idades inferiores a 2150 Ma. Duas interpretações, talvez não as únicas, são cabíveis aqui. Para um conjunto do porte da suíte Tromaí o intervalo global de idades aqui determinado (~20 Ma) pode ser considerado normal para a sua evolução magmática (p. ex., Garde *et al.*, 2002). Por outro lado, como as idades obtidas pelo método de evaporação devem ser consideradas mínimas, é possível que as idades maiores e dominantes sejam mais representativas ou mais próximas da época de formação da suíte. E, é bastante sugestivo o fato de rochas deformadas apresentarem as idades menores, podendo ser indicativo de uma pequena perda de Pb. Apenas com os dados de evaporação, entretanto, não é possível resolver essa questão. É ainda digno de nota que a razão Th/U é relativamente homogênea, entre 0,20 e 0,43, no conjunto de oito amostras e mais de 40 etapas analíticas efetuadas, intervalo esse compatível com cristalização em ambiente magmático. Não se verifica qualquer relação entre o valor dessa razão Th/U e a idade da etapa de evaporação e, apesar de relativa homogeneidade, as variações na relação Th/U são suficientemente grandes para que sejam interpretadas como representando idades magmáticas (p. ex., Klötzli, 1999).

O resultado obtido por U-Pb / diluição isotópica em titanita em uma das amostras mais jovens da suíte, segundo o método de evaporação de Pb (EK9 = 2149 Ma), pode clarificar a questão. A idade obtida é 2168 ± 1 Ma. Sendo essa titanita magmática e, considerando que a temperatura de bloqueio para difusão do Pb nesse mineral situa-se em torno de 650°-700°C (Scott & St-Onge, 1995; Pidgeon *et al.*, 1996; Zhang & Schaerer, 1999; Frost *et al.*, 2000), portanto bastante acima das condições que a alteração hidrotermal / metamorfismo atingiu nas rochas da suíte, sua idade reflete a idade de cristalização da rocha. Isso vem fortemente sugerir que a idade obtida pela evaporação de Pb em zircão (2149 Ma) é realmente uma idade mínima e indica que alguma perda de Pb deve ter ocorrido. Por outro lado, aqueles granitóides com idade por evaporação de Pb maiores do que 2160 Ma devem estar refletindo a real idade de cristalização. Em conseqüência, é possível considerar que os granitóides da Suíte Intrusiva Tromaí formaram-se especialmente em torno de 2163-2168 Ma.

4.4.3 – Complexo Itapeva

No caso do Complexo Itapeva a história geológica da unidade é mais complexa do que a da Suíte Intrusiva Tromai, sendo o mesmo composto por ortognaisses de fácies anfibolito retrometamorfizados em fácies xisto verde, exibindo, pelo menos, duas fases de deformação, injeções e / ou mobilizados granitóides (migmatitos?), além de evidenciar alguma influência neoproterozóica na sistemática Rb-Sr. As duas amostras de gnaiss tonalítico datadas por evaporação de Pb (EK18A e EK21) não apresentaram resultados conclusivos e mostram alta variação de resultados em cristais individuais de zircão (Tab. 4.4), não permitindo o estabelecimento de uma idade média para cada uma das amostras. Isso como provável consequência dessa maior complexidade evolutiva. Considerando-se os dados de evaporação isoladamente, algumas interpretações são possíveis: 1) as menores idades representariam a idade mínima de cristalização dos protólitos dos gnaisses e as idades superiores representariam heranças variadas; 2) as idades intermediárias representariam a idade mínima de cristalização, as inferiores perda de chumbo e as superiores herança; 3) o zircão mais velho refletiria a idade mínima de cristalização e as idades inferiores representariam perdas episódicas e / ou variáveis de Pb, com ou sem significado geológico. Nenhuma das possibilidades sugeridas é conclusiva. A tendência, entretanto, na ausência de outro parâmetro, é a de se considerar terceira hipótese. No caso em estudo, isso ainda está envolvido em problema, pois tomadas as duas amostras em conjunto, os cristais mais velhos em cada uma das amostras têm idades totalmente distintas e a questão de a idade de 2170 Ma representar a idade do protólito ou herança continuaria sem solução.

Os dados obtidos por U-Pb em zircão (diluição isotópica) na amostra EK18A parecem resolver esta questão. Foram obtidas uma idade concordante de 2167 ± 3 Ma e uma idade discordante de 2194 ± 18 Ma. A idade concordante é interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo do gnaiss, enquanto que a discordante é interpretada como herança (o que é uma mistura entre as hipóteses 3 e 1 acima, respectivamente).

Com relação à amostra EK18B, que representa os veios (mobilizados / injeções?) leucograníticos dobrados coaxialmente ao bandamento do gnaiss que os hospeda, os resultados analíticos por evaporação de Pb também não são conclusivos. É óbvia a presença de herança arqueana, mas o significado dos dois grupos de idades paleoproterozóicas não está claro. É interessante observar a baixa razão Th/U nesses cristais de idade paleoproterozóica. Segundo a

discussão apresentada anteriormente sobre possíveis significados da razão Th/U, esses baixos valores podem estar indicando episódio metamórfico e / ou de migmatização, notadamente se for levado em consideração o quadro geológico-geocronológico que vem apontando fortemente para a existência de um evento de fusão crustal por volta de 2080-2100 Ma (granitóides peraluminosos). Além disso, o cristal 12 do gnaiss tonalítico EK21, que forneceu a menor idade individual naquela amostra, apesar do maior erro analítico (2108 ± 46 Ma), também apresenta uma razão Th/U sugestivamente baixa.

A amostra EK32, cujos cristais de zircão apresentaram somente idades arqueanas, traz complexidades adicionais à interpretação dos resultados. Tomando a amostra isoladamente, pode-se admitir que a idade média de 2594 ± 3 Ma representa a idade mínima de cristalização do protólito do metagranitóide e que o zircão 10 evidencia herança. No contexto geral, entretanto, sendo essa hipótese verdadeira, essa amostra não pertenceria ao Complexo Itapeva e trata-se-ia da primeira unidade arqueana aflorante a ser reconhecida na região do Gurupi. Pode-se argumentar, alternativamente, que todos os cristais seriam herdados e que a continuação do trabalho analítico poderia identificar zircões paleoproterozóicos, assumindo-se a amostra como realmente pertencente ao Complexo Itapeva. Essa hipótese é de compreensão um tanto difícil, mas não seria algo inédito (vide os casos dos granitóides Caroyal e Maloquinha da região do Tapajós – Almeida *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2000). A primeira proposição é assumida aqui.

4.4.4 – Granito Maria Suprema

O Granito Maria Suprema apresentou, em uma amostra, uma idade média de 2080 ± 3 Ma por evaporação de Pb, com razoável uniformidade entre diferentes grãos de zircão, idade essa interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha. Em outra amostra, usando-se U-Pb por diluição isotópica, determinou-se uma discórdia com idade de intercepto superior de 2100 ± 12 Ma, interpretada como idade máxima da cristalização da rocha, enquanto que a idade mínima foi fornecida pela idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do cristal mais próximo à concórdia, ou seja, 2069 Ma. Considera-se portanto, a idade de 2100 ± 12 Ma como a melhor aproximação da idade de cristalização do protólito ígneo do Granito Maria Suprema. A razão Th/U inicial, estimada nos cristais de zircão da amostra datada por evaporação de Pb, é constante e baixa, com valor de 0,06. Essa constância entre idade e razão Th/U num mesmo cristal (e estendida para toda a amostra)

indica que Pb, U e Th apresentam homogeneidade isotópica e é tida como possível evidência de recristalização metamórfica (Klötzli, 1999) ou de cristalização em sistema fechado (Möller *et al.*, 2003), isto é sem perda ou adição de isótopos. A baixa razão Th/U também é indicativa de cristalização em ambiente pobre em Th, portanto, a crosta inferior. Considerando, em função de sua composição e forma de intrusão, a provável origem do granitóide em questão por fusão crustal, essa possibilidade figura como bastante plausível.

4.4.5 – Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova

Com base em informações de campo, petrográficas e químicas, Lowell & Villas (1983) interpretaram o nefelina sienito gnaiss migmatítico de Boca Nova como uma rocha formada pelo metamorfismo em condições de fácies anfíbolito e fusão parcial localizada de um nefelina sienito ígneo (ou seu equivalente vulcânico). Aqueles autores descreveram também duas gerações de zircão, uma ígnea (idiomórfica) e outra que chamaram de pós-cinemática (morfologia irregular). Essas sugestões vêm em auxílio da interpretação dos dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos no presente estudo, muito embora uma distinção morfológica não tenha correspondido a composições isotópicas e / ou idades específicas. Apesar da complexidade (morfológica e isotópica) apresentada pelos cristais analisados, padrões puderam ser estabelecidos. Assim, a idade concordante de 732 ± 7 Ma é interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo do gnaiss, que mostra também herança paleoproterozóica e arqueana. Essa idade é bastante similar à idade isocrônica de 723 ± 30 Ma definida por Villas (1982), indicando que o sistema Rb-Sr em rocha total não foi afetado significativamente.

A idade concordante de aproximadamente 650 Ma encontrada no cristal 21 pode representar episódio ocorrido após a cristalização do nefelina sienito. Como a rocha encontra-se gnaissificada e migmatizada, essa idade poderia refletir o metamorfismo da rocha. Isso não pode, entretanto, ser assumido de forma categórica, em função da alta complexidade mostrada pelos zircões analisados. Essa idade concordante não foi obtida, por exemplo, em uma borda de cristal, indicando claramente sobrecrecimento ou recristalização metamórfica e a razão Th/U nesse cristal (e na imensa maioria dos cristais analisados) é muito alta. Além disso, é um dado que não encontra equivalente imediato em outras situações identificadas no Cinturão Gurupi. Por exemplo: 1) a idade de cristalização do Granito Ney Peixoto, peraluminoso e atribuído à fusão

crustal, é 549 ± 4 Ma (Palheta, 2001); 2) a idade isocrônica (em minerais) de 525 ± 20 Ma é indicativa da deformação do granitóide Jonasa (Klein & Moura, 2003); 3) a idade K-Ar em biotita obtida para o próprio corpo alcalino de Boca Nova é 580 ± 10 Ma (Jorge-João, 1980). Seria essa idade K-Ar reflexo do metamorfismo do corpo ou apenas idade de resfriamento? Como conclusão, a idade do metamorfismo do nefelina sienito não ficou definida. Uma alternativa para esse zircão concordante (21), embora pareça bastante fortuita, seria uma combinação complexa de perda e ganho de isótopos, de forma que as razões isotópicas se mantivessem sobre a concórdia (p. ex., Geraldès *et al.*, 2002) e a idade não tivesse significado geológico. Por último, a observação de corrosão em vários cristais poderia indicar que o corpo de rocha alcalina teria sido localmente fundido e que cristais de zircão tenham sido parcial ou totalmente reabsorvidos, podendo gerar essa idade concordante.

4.5 – Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Samário e neodímio comportam-se geoquimicamente na crosta terrestre de uma maneira tal que a razão Sm/Nd é raramente afetada por processos tais como anatexia, fracionamento e metamorfismo, ou processos intempéricos. Portanto, esse sistema isotópico guarda informações do momento da separação manto empobrecido-crosta produzida por cristalização fracionada e / ou fusão parcial e, variações dessa razão, na crosta, serão geradas apenas pelo decaimento radioativo. Além disso, a retenção preferencial de Sm pelo manto e o decaimento radioativo na crosta, que tende a empobrecê-la em Sm, fazem com que esses dois reservatórios, manto empobrecido e crosta, evoluam com razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diferentes, sendo essas evoluções também distintas daquela do reservatório condrítico uniforme (CHUR), que seria representativo da composição isotópica primitiva da Terra Global (DePaolo, 1988). Esse comportamento e o fato de que magmas adquirem a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de sua(s) fonte(s) fazem do sistema Sm-Nd uma ferramenta importante em estudos petrogenéticos, tectônicos e geocronológicos. Assim, distinções entre rochas geradas a partir de fontes juvenis daquelas produzidas pela reciclagem de crosta preexistente, ou por fontes mistas, e conseqüente especulação sobre os ambientes tectônicos de sua formação, podem ser efetuados, assim como uma estimativa do tempo de residência crustal (idade modelo) das rochas e determinações da taxa e quantidade de

crescimento crustal (evolução) em uma determinada região (DePaolo & Wasserburg, 1976; DePaolo, 1988; Patchett, 1992; Sato & Tassinari, 1997; Murphy & Nance, 2002).

Algumas premissas são assumidas nessas interpretações (Arndt & Goldstein, 1987; Patchett, 1992; Rollinson, 1993), especialmente no cálculo de idades modelo: 1) a evolução isotópica do manto é conhecida (isto é, assume-se um modelo); 2) a razão Sm/Nd da amostra não foi modificada por fracionamento após sua separação da fonte mantélica; 3) a razão Sm/Nd da amostra foi adquirida no momento (ou imediatamente após) o seu posicionamento na crosta; 4) o material analisado deriva do manto em um único evento.

4.5.1 – Resultados obtidos

Composições isotópicas do Sm e Nd foram determinadas em uma série de amostras das unidades datadas neste estudo e também em algumas amostras e / ou unidade não datadas. Os resultados analíticos para rochas do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi encontram-se dispostos na Tabela 4.11. O parâmetro petrogenético ϵNd , que mede a diferença entre a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra e do CHUR, foi calculado para o tempo atual (ϵNd_0) e para a época de cristalização da rocha (ϵNd_t). Idades modelo foram calculadas segundo o modelo de manto empobrecido, uma vez que é muito mais provável que o manto tenha evoluído com uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maior do que a do CHUR (DePaolo, 1988). Usa-se neste trabalho o modelo de DePaolo (1988) em estágio único, o que é possível pelo fato de que parâmetros como o fator de fracionamento $f_{(\text{Sm}/\text{Nd})}$, que representa a diferença entre as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da amostra e do CHUR dividida pela razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR (DePaolo & Wasserburg, 1976) e as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, encontram-se essencialmente dentro do intervalo de valores considerados normais para as rochas analisadas, especialmente se levados em conta os valores específicos para a maioria das rochas félsicas na Plataforma Sul-americana. Esses intervalos de $f_{(\text{Sm}/\text{Nd})}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ são, respectivamente, $-0,60$ a $-0,35$ e $0,09$ a $0,125$ (Sato & Siga Jr., 2002). Em umas poucas exceções a essa regra, cálculos foram efetuados utilizando-se o modelo de estágio duplo (DePaolo, 1988), mas os resultados não são significativamente diferentes daqueles calculados pelo modelo em estágio único, de forma que não são tabulados, mas discutidos no texto, quando necessário.

Tabela 4.11 – Resultados isotópicos de Sm-Nd em rocha total para rochas do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi
 Tableau 4.11 – Données isotopiques Sm-Nd sur roche totale pour roches du Craton São Luis et de la Ceinture Gurupi

amostra	Rocha	idade (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	f(Sm/Nd) ¹	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd ¹ (±1σ)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±1σ)	εNd ₀	εNd(t)	T _{DM} ² (Ga)
Grupo Aurizona										
PF1A	metadacito	2240	1,94	8,62	-0,30	0,13627 ± 7	0,511789 ± 12	-16,56	+0,84	2,48
EK13	xisto	2240	2,08	10,24	-0,38	0,12283 ± 5	0,511727 ± 14	-17,77	+3,51	2,21
Suíte Intrusiva Tromai										
EK3A	monzogranito	2163	3,44	20,14	-0,47	0,10319 ± 3	0,511441 ± 6	-23,35	+2,65	2,22
EK5A	tonalito	2149	2,47	17,24	-0,56	0,08669 ± 4	0,511180 ± 7	-28,44	+1,94	2,24
EK6A	tonalito	2164	3,04	15,51	-0,40	0,11851 ± 5	0,511635 ± 11	-19,57	+2,22	2,26
PD179	tonalito	2148	3,90	21,74	-0,45	0,10846 ± 15	0,511411 ± 18	-23,94	+0,42	2,37
Granito Areal										
EK4	monzogranito	2152	3,35	19,36	-0,47	0,10472 ± 4	0,511450 ± 9	-23,17	+2,27	2,23
EK7	sienogranito	2149	2,40	13,30	-0,44	0,10899 ± 4	0,511496 ± 5	-22,28	+1,95	2,26
Unidade Vulcânica										
EK12	dacito	2160 ³	2,80	14,92	-0,42	0,11330 ± 4	0,511457 ± 4	-23,04	+0,16	2,42
Complexo Itapeva										
EK18A	gnaisse tonal	2167	2,00	10,88	-0,43	0,11124 ± 13	0,511553 ± 20	-21,17	+2,64	2,22
EK21	gnaisse tonal	2167	3,08	17,52	-0,46	0,10644 ± 5	0,511423 ± 15	-23,70	+1,44	2,31
Granito Maria Suprema										
EK22	sienogranito	2100	5,40	45,05	-0,56	0,08592 ± 6	0,511310 ± 5	-25,91	+4,00	2,07
EK25B	sienogranito	2100	7,15	41,63	-0,47	0,10387 ± 9	0,511390 ± 8	-24,34	+0,70	2,30
Formação Chega Tudo										
MD16	metadacito	2160	8,69	40,61	-0,34	0,12942 ± 18	0,511787 ± 5	-16,60	+2,08	2,28
JP49	metavulc fels	2148	9,12	69,01	-0,59	0,07990 ± 18	0,511113 ± 10	-29,75	+2,68	2,20
SD56	xisto-carbon	2160	3,26	16,95	-0,41	0,11607 ± 6	0,511548 ± 10	-21,16	+1,12	2,34
Formação Vila Cristal										
EK33	muscov-xisto	ND	2,66	13,38	-0,39	0,12035 ± 12	0,511572 ± 32	-20,79	ND	2,41
Quartzito Marajupema										
EK26	quartzito	1100	1,01	5,35	-0,42	0,11414 ± 1	0,511726 ± 3	-17,79	-6,18	2,02
EK27	quartzito	1100	7,31	41,75	-0,46	0,10582 ± 21	0,512047 ± 34	-11,53	+1,27	1,41
Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova										
EK35	nefel-sienito	730	1,31	11,49	-0,65	0,06907 ± 5	0,511872 ± 22	-14,94	-2,92	1,24

¹Valores considerados normais para rochas félsicas não fracionadas (Sato & Siga Jr, 2002): f(sm-Nd) -0,60 a -0,35; ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd 0,09 a 0,125; ²idades modelo calculadas segundo modelo de estágio único (ver texto); ³idade estimada (ver texto); ND – não determinado.

A única amostra do Grupo Aurizona (PF7) datada por evaporação de Pb em zircão foi submetida à análise de Sm e Nd. Entretanto, uma abertura química completa (dissolução) da amostra não foi conseguida em virtude da presença de grafita, não produzindo, em consequência, resultado significativo. Duas amostras não datadas, um metadacito (Fig. 3.16) hidrotermalmente alterado e especialmente associado à amostra PF7 (ver Fig. 7.6) e um quartzito-muscovita xisto da mesma região, próxima ao depósito aurífero de Pedra de Fogo, foram então analisadas. As idades modelo obtidas, cujo cálculo independe da idade de cristalização da rocha, são, respectivamente,

2,48 e 2,21 Ga. Já os valores de ϵNd , que são uma função da idade de cristalização da rocha, foram modelados para 2241 Ma, idade mínima atribuída ao vulcanismo félsico aqui investigado. Esses valores são positivos (Tab. 4.11), entre +0,84 (metadacito) e +3,51 (xisto). Vale ressaltar que o fator de fracionamento $f_{(\text{Sm-Nd})}$ do metadacito encontra-se ligeiramente fora do intervalo considerado normal para as rochas félsicas. Recalculando os dados pelo modelo em dois estágios, obtém-se a idade modelo de 2,42 Ga. O dacito porfirítico pertencente à unidade vulcânica (EK12), embora não possua idade de cristalização comprovada, foi também analisado e forneceu idade modelo de 2,42 Ga e $\epsilon\text{Nd}(t)$ de +0,16, valores que são notadamente similares aos apresentados pelo metadacito do Grupo Aurizona.

Três amostras da Suíte Intrusiva Tromai, todas datadas, foram analisadas e forneceram resultados muito similares (Tab. 4.11), com idades modelo entre 2,22 e 2,26 Ma e valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre +1,94 e +2,65. Uma quarta amostra, o tonalito deformado (PD179), apresentou resultados ligeiramente distintos, com idade modelo de 2,37 Ga e valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de +0,42 (Tab. 4.11). As duas amostras analisadas do Granito Areal apresentam idades modelo de 2,23 Ga e 2,26 Ga e $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivo, em torno de +2, intervalos idênticos aos mostrados pela Suíte Intrusiva Tromai (Tab. 4.11).

Do Complexo Itapeva as duas amostras de gnaiss tonalítico datadas forneceram idades modelo de 2,22 Ga e 2,31 Ga e valores positivos de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de, respectivamente, +2,64 e +1,44. O Granito Maria Suprema apresentou idades modelo de 2,07 Ga e 2,30 Ga e valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de +4,00 e +0,70 (Tab. 4.11).

Com relação à Formação Chega Tudo foram determinadas as composições isotópicas Sm-Nd de três amostras coletadas nos depósitos auríferos de Chega Tudo, Cedral (ambas rochas metavulcânicas félsicas) e Serrinha (um xisto com matéria carbonosa). As rochas metavulcânicas forneceram idades modelo de 2,20 Ga e 2,28 Ga, com valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de +2,68 e +2,08, respectivamente. O xisto carbonoso apresentou idade modelo levemente superior, de 2,34 Ga, com valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$, de +1,12 (Tab. 4.11).

Uma amostra de quartzo-muscovita xisto, paraderivado, da área tipo da Formação Vila Cristal, que teve cristais detríticos de zircão datados, foi também analisada (Tab. 4.11). A idade modelo calculada para esse xisto é 2,41 Ga. O valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ não é fornecido devido à incerteza quanto à idade estratigráfica dessa rocha (discussão no capítulo 5).

Duas amostras do quartzito Marajupema foram analisadas e apresentaram idades modelo bastante distintas, de 2,02 Ga (quartzito micáceo) e 1,41 Ga (quartzito feldspático). O parâmetro $\epsilon\text{Nd}(t)$ foi calculado para a idade do zircão mais jovem (~1100 Ma), o que forneceu valores de -6,18 e +1,27 respectivamente (Tab. 4.11). Vale aqui uma observação sobre a reserva quanto à utilização desse parâmetro devido à incerteza quanto à idade real da sedimentação.

Uma amostra do nefelina sienito gnaisse forneceu idade modelo de 1,24 Ga, pelo modelo de estágio único, com valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -2,92 (Tab. 4.11). Utilizando o modelo em estágio duplo, a idade modelo torna-se 1,51 Ga.

4.5.2 – Interpretação dos resultados

A interpretação dos valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ e de idades modelo de uma amostra ou grupo de amostras ígneas ou metaígneas recai basicamente em quatro casos (Fig. 4.14), sendo os dois primeiros de argumentação simples (Patchett, 1992; Murphy & Nance, 2002). No primeiro caso, uma rocha com $\epsilon\text{Nd}(t)$ sobre a curva do manto empobrecido (DM) é considerada de origem juvenil, com protólitos derivados integralmente do manto. No caso 2, uma rocha com valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ correspondendo a valores de uma crosta mais antiga conhecida e geograficamente próxima é considerada como originada inteiramente da reciclagem (fusão ou erosão) dessa crosta. Nos demais casos, em que $\epsilon\text{Nd}(t)$ se situa fora da curva do manto empobrecido, as interpretações podem envolver maiores ambigüidades, mas há ainda argumentos plausíveis. No caso 3, uma rocha com composição entre as curvas do manto empobrecido e do CHUR pode ser tomada como originária a partir da refusão de protólitos juvenis um pouco mais antigos que tenham sido removidos do registro geológico (Patchett, 1992). Neste caso, a idade modelo da rocha será algo maior que a de cristalização, sendo essa diferença uma função do tempo entre a fusão mantélica e a refusão crustal. Patchett (1992) sugere que esta situação é especialmente válida no caso de arcos de ilha intra-oceânicos que são acrescidos a zonas orogênicas até 200 Ma após a sua formação. Acrescente-se a isso o consumo (subducção) de crosta oceânica mais velha, o que é

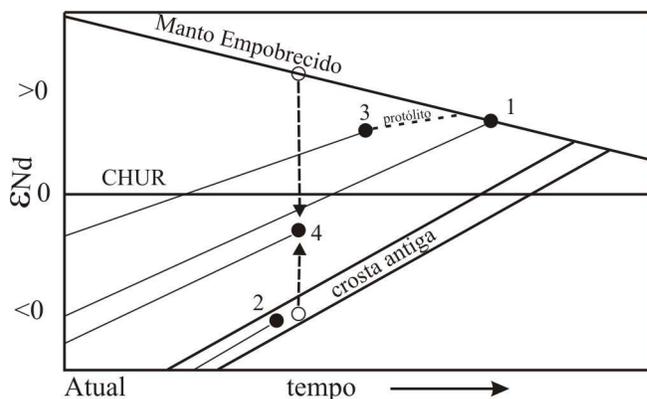


Fig. 4.14 - Diagrama que mostra possíveis interpretações para valores de ϵNd e idades modelo (adaptado de Patchett, 1992 e Murphy & Nance, 2002). Explicações no texto.

Fig. 4.14 - Diagramme montrant des interprétations possibles pour les valeurs de ϵNd et d'âge modèle TDM (d'après Patchett, 1992 et Murphy & Nance, 2002). Explications dans le texte.

fato comum em orógenos modernos (p. ex. Sengör, 1990), e o carreamento de sedimentos de arcos juvenis retrabalhados quase concomitantemente à sua formação, que também podem aumentar um pouco as idades modelo. Uma alternativa a essas explicações seria a de que o manto amostrado teria sido menos empobrecido, naquela época, do que o DM do modelo evolutivo adotado (p. ex., Taylor *et al.*, 1992; Doumbia *et al.*, 1998). O caso 4 refere-se a valores de $\epsilon Nd(t)$ intermediários entre a curva do manto empobrecido e a linha de crescimento de uma crosta mais antiga conhecida. Nessa situação, os valores são interpretados como oriundos da mistura de material mais antigo reciclado e de material juvenil extraído do manto. Mesmo quando uma crosta mais antiga não seja conhecida na região estudada, valores de $\epsilon Nd(t)$ mais negativos do que -2 são fortes indícios de que a mesma exista, ou tenha existido, nas proximidades (Patchett, 1992). Observa-se que nesse quarto caso, as idades modelo refletem apenas uma média do tempo de residência crustal, sem significado geológico específico (Arndt & Goldstein, 1987).

Os resultados do Grupo Aurizona não são conclusivos, sendo parte dessa indefinição produto da inexistência de dados em zircão e Sm-Nd na mesma rocha e de um volume escasso de dados. Verifica-se (Tab. 4.11) que o fator de fracionamento $f_{(Sm-Nd)}$ e a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ do metadacito PF1A, cuja idade modelo calculada é 2,48 Ga, encontram-se ligeiramente fora dos limites normais para o tipo de rocha em questão, o que pode indicar que algum fracionamento tenha ocorrido. Essa amostra encontra-se alterada hidrotermalmente, o que pode eventualmente afetar as razões isotópicas (ver discussão no parágrafo a seguir). Aplicado o modelo em dois estágios, um valor de 2,42 Ga é obtido, diferente do primeiro valor, mas ainda quase 200 Ma maior do que a idade geológica assumida preliminarmente (2241 Ma, zircão da rocha metapiroclástica). Considerando que os dacitos derivam de prováveis protólitos máficos, é possível inferir o caso 2, ou seja, fusão de protólitos juvenis mais antigos (crosta oceânica?). O

mesmo pode ser dito do dacito da unidade vulcânica, espacialmente associado à Suíte Tromai, com valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ e idade modelo notadamente similares aos valores do metadacito do Grupo Aurizona. Já o xisto paraderivado apresenta uma idade modelo levemente inferior à idade estratigráfica máxima assumida (2241 Ma). Sendo as idades modelo em rochas paraderivadas, por definição, idades médias, componentes mais jovens do que 2241 Ma devem estar presentes nessa rocha (ver discussão sobre a idade estratigráfica dessa unidade no próximo capítulo). Alternativamente, algum fracionamento químico pode ter ocorrido sem que tenha sido detectado.

A Suíte Intrusiva Tromai, caracterizada por rochas predominantemente tonalíticas, apresenta abundância de enclaves de rochas intermediárias a máficas. Não há estudo petrográfico / petrológico nem geocronológico nesses enclaves que permita uma caracterização satisfatória dos mesmos. Observações de campo sugerem tratar-se de enclaves microgranulares e, em apenas dois casos observados petrograficamente neste estudo, foram identificados microtonalito e quartzodiorito. Enclaves de anfibolitos, costumeiramente referidos na literatura (Costa *et al.*, 1977; Pastana 1995) não foram identificados, mas a existência dos mesmos não pode ser descartada pelo motivo apontado. Antecipando a discussão sobre a geoquímica da Suíte Tromai que será desenvolvida no próximo capítulo, uma assinatura cálcico-alcalina metaluminosa primitiva foi identificada, além da ausência de assinatura crustal, com a possibilidade de que as fontes dos magmas sejam derivadas do manto e / ou de placa oceânica subductada. Três das amostras com análise isotópica de Nd apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivos e similares, o que indica fontes relativamente homogêneas, e juntamente com as idades modelo e de cristalização próximas atestam o caráter juvenil dos protólitos, o que vem ao encontro da informação química. A amostra PD179, equivalente deformado dos granitóides Tromai, mostra uma certa elevação na idade modelo e diminuição do valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$. Não há certeza sobre a razão desse comportamento. Uma hipótese seria a presença de um componente mais antigo na fonte dos magmas, talvez sedimentos subductados. Deformação não deveria ser uma alternativa consistente, pois o sistema Sm-Nd costuma ser resistente mesmo às condições severas de deformação (Patchett, 1992), embora reduções em idades modelo tenham sido identificadas em ultramilonitos (Dickin, 1995). Um terceiro ponto diz respeito à alteração hidrotermal, pois a amostra em questão, além de deformada, encontra-se alterada hidrotermalmente, pois é encaixante do minério aurífero de Cipoeiro. Apesar da baixa solubilidade dos elementos terras raras (ETR) em soluções aquosas, altas razões fluido/rocha podem causar alguma mobilização

dos ETR e / ou fracionamento da razão Sm/Nd (Rosing, 1990), o que pode conduzir à alterações no valor inicial de ϵ_{Nd} e no cálculo de idades modelo (Rosing, 1990; Patchett, 1992). Com efeito, comparando amostras do Microtonalito Caxias pouco alteradas e fortemente alteradas hidrotermalmente, Klein *et al.* (2002) detectaram uma leve diminuição no conteúdo de ETR leves na amostra mais alterada e variação de 170 Ma na idade modelo e de três unidades no valor de ϵ_{Nd} entre as duas amostras. Portanto, é possível especular que o hidrotermalismo mais intenso que afetou essa amostra possa ter provocado a variação observada na idade modelo, embora não se possa descartar que componentes um pouco mais antigos (contaminação da fonte mantélica por sedimentos subductados?) tenham contribuído para esse comportamento.

As idades de cristalização e modelo e os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ no Granito Areal são notadamente similares àquelas da Suíte Intrusiva Tromai e também são sugestivas de origem a partir de protólitos juvenis. A presença de enclaves de rochas metavulcanossedimentares indica que esses protólitos não são derivados diretamente do manto, mas que, pelo menos em parte, protólitos crustais não muito mais antigos que o Granito Areal participaram da fonte do magma gerador dos granitóides. Isso encontra sustentação na idade de 2241 Ma determinada para uma amostra do Grupo Aurizona.

Os gnaisses do Complexo Itapeva apresentam como protólitos tonalitos com idade de cristalização de 2167 Ma, similares, portanto, às idades obtidas para a Suíte Intrusiva Tromai. Uma das amostras analisadas para isótopos de Nd apresenta valores idênticos aos daquela suíte, enquanto que a segunda amostra possui idade modelo ligeiramente superior. Vale lembrar que possibilidade de herança foi indicada pelos dados U-Pb convencionais. De qualquer forma, uma derivação exclusiva a partir de protólitos juvenis, ou com incorporação mínima de protólitos crustais mais antigos parecem explicar de forma mais adequada os dados.

As rochas metavulcânicas da Formação Chega Tudo também apresentam idades de cristalização, valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ e idades modelo nos mesmos intervalos que os granitóides Tromai e Areal, além de também possuir afinidade química cálcico-alcálica (capítulo 5). Da mesma forma que para os granitóides, os dados isotópicos são interpretados como produtos de fontes juvenis. O xisto carbonoso, por sua vez, denuncia alguma contribuição de material um pouco mais antigo, o quão mais antigo e em que proporção, não é possível avaliar.

O Granito Maria Suprema, com duas micas, provavelmente derivado da fusão de crosta continental (ou de seus produtos erosivos), apresenta dois padrões de idade modelo. Uma amostra

(EK22) possui idade modelo um pouco inferior à idade de cristalização (2,07 Ga e 2,10 Ga, respectivamente). Essa amostra encontra-se bastante deformada e o caso da redução da idade modelo com deformação já foi discutido acima, sendo uma possibilidade. Mas, a outra amostra analisada (EK25B) encontra-se tão ou mais deformada e apresenta resultados distintos. Observa-se que a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e o fator de fracionamento $f_{(\text{Sm-Nd})}$ da amostra EK22 encontram-se próximos ao limite dos intervalos considerados normais para rochas félsicas. Teores mais elevados de determinados minerais que concentram elementos terras raras, por exemplo, monazita, granada e allanita, podem influir o cálculo da idade modelo (Pimentel & Chanrley, 1991), mas isso não foi detectado no exame petrográfico. Com relação à outra amostra, tratando-se de uma rocha de fusão crustal, da qual podem ter participado fontes heterogêneas e de idades distintas, a idade modelo de 2,30 Ma deve representar uma idade média. Considerando-se a idade de cristalização de 2100 Ma, o valor levemente positivo de $\epsilon\text{Nd}(t)$, e que boa parte da crosta continental estudada até aqui formou-se em torno de 2,20-2,30 Ga, é possível que parte considerável dessa crosta tenha sido envolvida na geração de magmas que deram origem ao Granito Maria Suprema e que parte dessa assinatura tenha sido retida. Envolvimento de crosta arqueana é também possível, embora nenhuma herança tenha sido detectada em zircão das duas amostras datadas. Por outro lado, em mobilizados graníticos que também são hospedados pelos gnaisses Itapeva na mesma região, essa herança arqueana foi identificada, o mesmo tendo acontecido com alguns dos granitóides peraluminosos estudados por Palheta (2001).

Idades modelo de rochas metassedimentares representam, por definição, uma média das fontes dos sedimentos. O quartzo-muscovita xisto da Formação Vila Cristal, a despeito da indefinição quanto à sua idade estratigráfica, aponta, em função de sua idade modelo de 2,41 Ga, para a existência importante de fonte(s) arqueana(s) na sua constituição. Isso é corroborado pela presença de zircão detrítico de idade arqueana nessa rocha. No que concerne ao Quartzito Marajupema, cuja idade estratigráfica é também indefinida, mas cujos cristais detríticos de zircão indicam tratar-se de unidade bem mais jovem (meso- a neoproterozóica), o que é importante nos resultados isotópicos variados dessa unidade é que os mesmos sugerem fontes com idades e / ou composições distintas e / ou que as proporções são bastante diferentes. A diferença composicional apresentada pelas duas amostras, sendo uma rica em quartzo, outra em feldspato, é clara, indicando também nesse caso fontes e / ou graus de retrabalhamento sedimentar variados. Ressalta-se que a amostra com a menor idade modelo (1,41 Ga) é aquela mais imatura, rica em

feldspato, apontando para a existência de fontes mais jovens, meso- e / ou neoproterozóicas (mesoproterozóicas no campo das possibilidades, uma vez que não se conhece evento geológico dessa Era na região).

O Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova, com idade de cristalização de 732 Ma, apresenta idade modelo de 1,24 Ga, bem maior do que a de cristalização, e valor negativo de $\epsilon\text{Nd}(t)$. Observa-se, contudo, que o fator de fracionamento $f_{(\text{Sm-Nd})}$ e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ possuem valores inferiores aos considerados normais para rochas félsicas não fracionadas, o que pode indicar que algum fracionamento do sistema Sm-Nd tenha ocorrido. A utilização, então, do modelo em estágio duplo seria mais adequada (Sato & Tassinari, 1997), e gerou uma idade modelo de 1,51 Ga, mais afastada ainda da idade de cristalização.

A interpretação de dados isotópicos de Nd em rochas alcalinas apresenta complicações adicionais. Sienitos nefelínicos têm sua gênese atribuída a processos variados, tais como pequena proporção de fusão parcial do manto superior metassomatizado (enriquecido) ou da crosta inferior, cristalização fracionada de magmas basálticos alcalinos ou transicionais com graus variados de contaminação crustal e mistura de magmas entre termos extremos mantélicos e crustais (Downes, 1987; Wolley & Jones, 1987; Stevenson *et al.*, 1997; Eby *et al.*, 1998; Tchameni *et al.*, 2001). Para o Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova, Lowell & Villas (1983) atribuíram sua origem, com base em informações químicas e na baixa razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a um magma mantélico que evoluiu via cristalização fracionada. Não discutiram o tipo de manto envolvido, se normal, empobrecido ou enriquecido, mas as altas concentrações de elementos traço (Rb, Sr, Nb, Ba, Zr) e o valor negativo de ϵNd são sugestivos de componente enriquecida, crustal ou mantélica (p. ex., Rosa *et al.*, 2001). Embora isolados, os valores isotópicos do Sr e Nd combinados situam-se entre os valores normais dos reservatórios mantélicos empobrecido e enriquecido (cf., Zindler & Hart, 1986). Portanto, a possibilidade de envolvimento de fontes enriquecidas comprometeria a utilização de idade modelo calculada pelo modelo de manto empobrecido e mesmo normal (CHUR). Em consequência disso, entende-se que a idade modelo em estágio único estimada para o nefelina sienito não possui significado geológico. No que tange à estimativa pelo modelo em estágio duplo, mesmo se válida, a mesma não está indicando um evento geológico, mas sim, um idade mista, o que encontra sustentação na evidência de herança paleoproterozóica e arqueana identificada em zircão. Uma implicação desse fato é que fontes

crustais mais antigas realmente participaram (contaminação, assimilação?) na geração dessa unidade, além de fontes mantélicas.

4.6 – EVOLUÇÃO CRUSTAL

Os dados isotópicos gerados no presente estudo somados aos de Palheta (2001) estão dispostos graficamente em diagramas que permitem a avaliação da evolução isotópica do Nd (Fig. 4.15) e tecer comentários sobre a evolução da crosta regional. Observa-se (Fig. 4.15A) que as amostras com idade de cristalização paleoproterozóica apresentam, em sua maioria, valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ variavelmente positivos, que plotam portanto entre as linhas evolutivas do CHUR e do manto empobrecido. As idades modelo desse grupo situam-se, em sua maioria, num intervalo entre 50 e 150 Ma da idade de cristalização das rochas (Fig. 4.15B). Esse limite arbitrário de 150 Ma é aceitável para a interpretação de caráter juvenil, se levados em consideração um provável ambiente de subducção e, com isso, o envolvimento de crosta oceânica e de sedimentos subductados (ver capítulo 5), ou no caso de derivação a partir de protólitos com tempo de residência crustal muito pequeno à época em que foram retrabalhados. Encaixam-se bem nesse grupo, a Suíte Intrusiva Tromai, o Granito Areal, o Complexo Itapeva e as rochas metavulcânicas (\pm metassedimentares) da Formação Chega Tudo. Esses resultados permitem a interpretação de que um evento expressivo de geração de crosta continental ocorreu nesse período em torno de 2,20-2,30 Ga (Riaciano) e que essa crosta evoluiu conforme o representado pela superfície denominada “Crosta Gurupi” na figura 4.15A. Afastam-se mais ou menos dessa tendência o granitóide Cantão e os granitóides peraluminosos, os quais denunciam o retrabalhamento de fontes mais antigas (arqueanas), em alguns casos confirmadas pela presença de cristais herdados de zircão. Dacitos e metadacitos (unidade vulcânica e Grupo Aurizona), também se afastam dessa tendência juvenil e não há, ainda, uma resposta evidente para esse comportamento. Não há dados para as formações sedimentares do Grupo Gurupi.

Com relação às duas rochas que cristalizaram no Neoproterozóico (Granito Ney Peixoto e Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova), os dados são ainda incipientes para que uma interpretação mais consistente seja elaborada. O que pode ser dito com segurança é ambas mostram evidências isotópicas e geocronológicas de retrabalhamento parcial de crosta mais antiga, pelo menos paleoproterozóica, no caso do granitóide, e paleoproterozóica e arqueana no caso da rocha

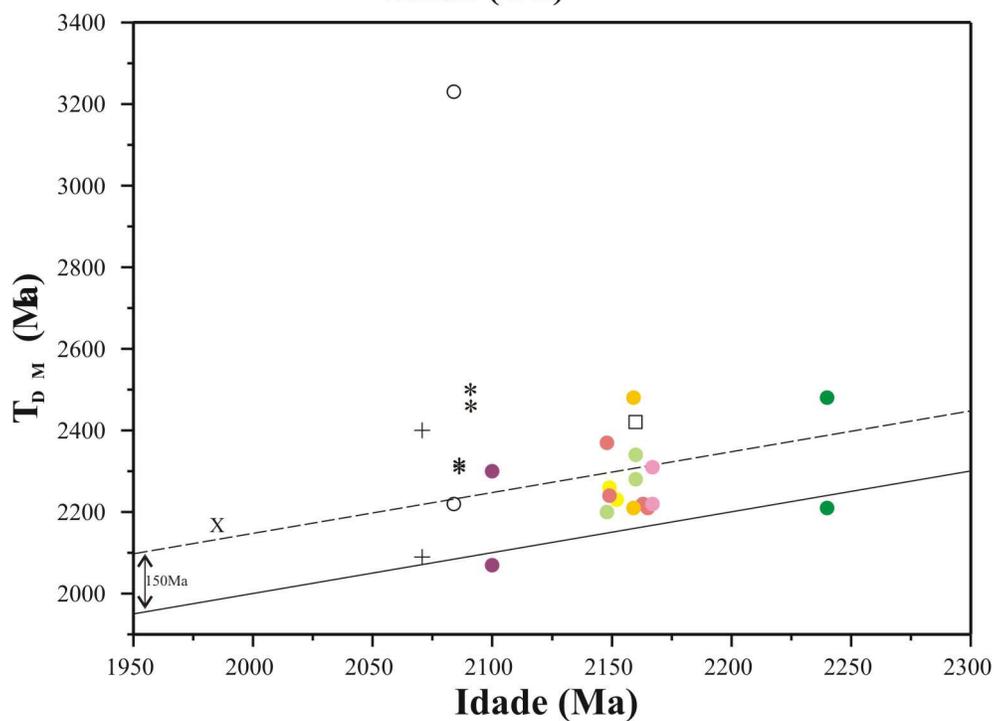
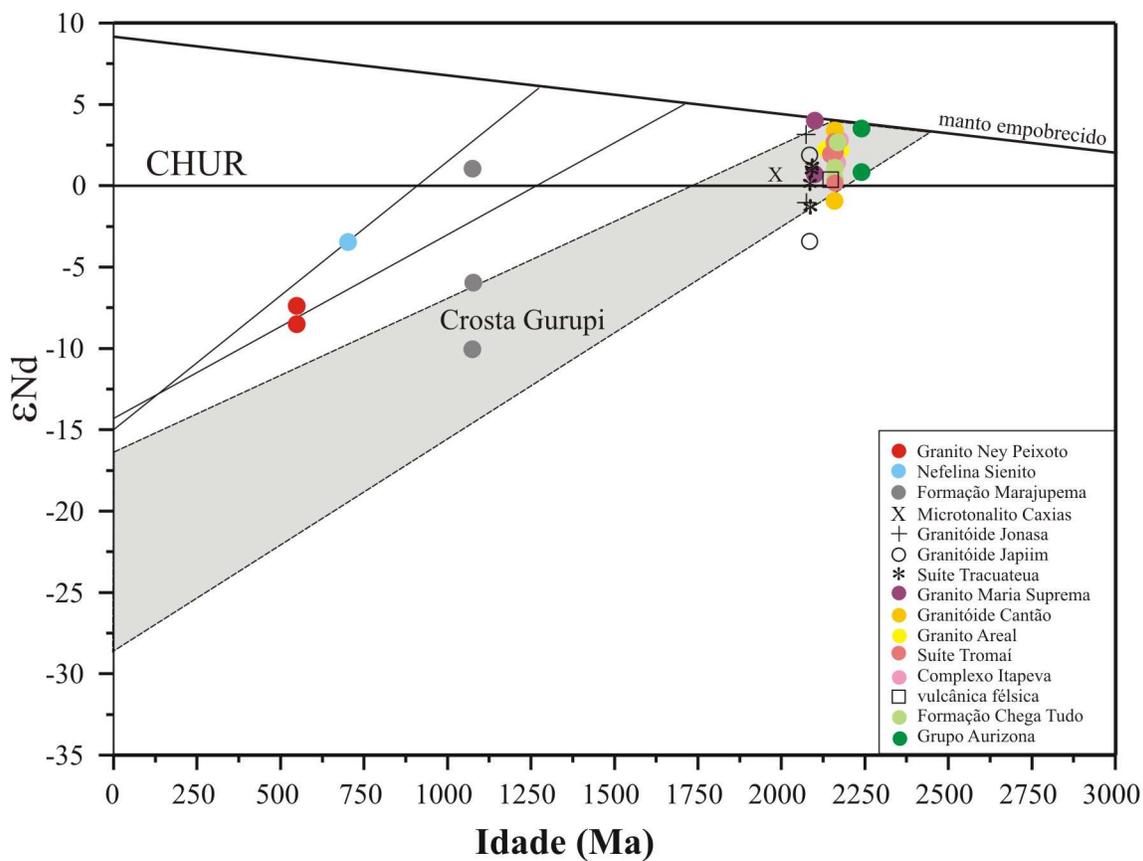


Fig. 4.15 - Diagrama idade de cristalização *versus* idade modelo (A) e *versus* ϵNd_t (B) mostrando a evolução isotópica do Nd para as rochas da região do Gurupi. Símbolos iguais nos dois diagramas. Incluídos os dados de Palheta (2001).

Fig. 4.15 - Diagrammes montrant l'évolution isotopique du Nd des roches de la région du Gurupi.

alcalina. Os sedimentos que constituíram o Quartzito Marajupema também denunciam a mistura de detritos arqueanos e paleoproterozóicos, mas chama a atenção a idade modelo de 1,41 Ga e o valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ levemente positivo na amostra EK27, o que aponta para a existência de sedimentos derivados de protólitos não muito mais antigos do que 1100 Ma (idade máxima da sedimentação).

Em termos superficiais (não levando em conta a escala vertical), estima-se que 65% da crosta pré-cambriana exposta na região do Gurupi seja juvenil paleoproterozóica, 8% foram retrabalhados no Paleoproterozóico (além de 11% duvidosos, tendendo mais ao juvenil) e que 16% formaram-se e / ou foram reciclados no Neoproterozóico.

5 – DISCUSSÕES GERAIS, LITOESTRATIGRAFIA, AMBIENTES TECTÔNICOS

As assembléias de rochas do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, assim como suas características metamórficas, estruturais, geocronológicas e isotópicas, mostram que esses dois domínios constituem blocos ou sucessões litoestratigráficas com histórias evolutivas distintas, formando assim terrenos litotectônicos ou tectonoestratigráficos, no sentido de Schermer *et al.* (1984) e Howell (1995). Sendo um dos objetivos desta tese a reavaliação da litoestratigrafia regional, o que já foi iniciado no capítulo 3, este capítulo rediscute em maior ou menor grau todas as unidades litoestratigráficas e litodêmicas formais e informais da região do Gurupi apresentadas na Figura 3.11. Essa reavaliação será empreendida com base em observações de campo e petrográficas próprias efetuadas em algumas das unidades, no conjunto de dados geocronológicos e isotópicos obtidos neste estudo e disponíveis na literatura, e no acervo de informações de qualquer espécie existentes na literatura, respeitando a subdivisão litotectônica sugerida acima.

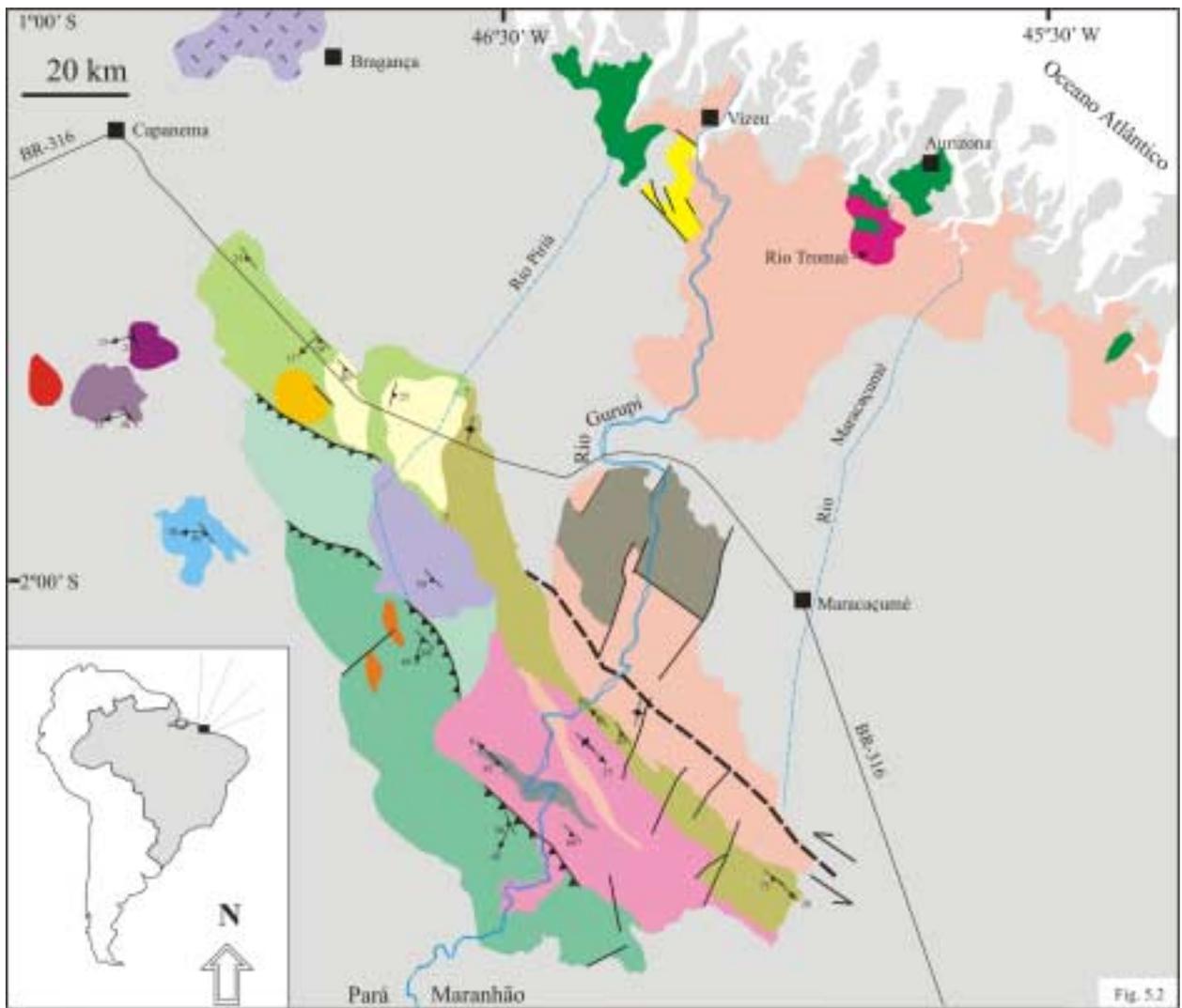
Dentre os diversos problemas estratigráficos apresentados no capítulo introdutório, a maior parte deles pôde ser resolvida através da datação das rochas ígneas e metamórficas ortoderivadas. Outras questões foram preliminarmente discutidas na revisão geológica (capítulo 3), outras mais surgiram no decorrer deste trabalho, em função dos resultados geocronológicos obtidos e da reavaliação de informações disponíveis na literatura. A nova proposta estratigráfica, que será aqui discutida, e o respectivo mapa geológico, são apresentados nas figuras 5.1 e 5.2.

Paralelamente, tentar-se-á estabelecer, sempre que possível, uma interpetação sobre o ambiente tectônico de formação das diversas unidades conhecidas, como forma de subsidiar a proposta final de evolução geológica. Isso pode soar pretensioso quando se leva em conta a carência de informações básicas (geologia, geofísica, geoquímica) e a enormidade de fatores e combinações possíveis que levam à definição de ambientes e, finalmente, dos componentes de orógenos modernos ou exumados (vide Sengör, 1990; Brito Neves, 1995). Mas, de qualquer forma, a tentativa será feita com o relativamente pequeno universo de dados disponíveis, objetivando pelo menos apontar as situações mais prováveis.

Ma		Cráton São Luís	Cinturão Gurupi
	Paleozóico		
550	Neoproterozóico	Fm Igarapé de Areia	Fm Piriá
740		Fm Viseu	Granito Ney Peixoto
1000	Mesoproterozóico		Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova
			Fm Marajupema
1985	Paleoproterozóico	Microtonalito Caxias	Granito Jonasa / Granito Ourém
2070		Suíte Intrusiva Tracuateua	Granito Japiim
2100			Granito Maria Suprema
2150		Granito Areal	Granito Cantão
2160			Fm Chega Tudo
2170		Suíte Intrusiva Tromai	Grupo Gurupi Fm Jaritequara Fm Rio Piritoró
2250	Grupo Aurizona	Complexo Itapeva	
2600	Arqueano		Metatonalito Igarapé Grande

Fig. 5.1 - Coluna estratigráfica para a região do Gurupi proposta neste trabalho. Fm = formação. As setas representam as incertezas no posicionamento estratigráfico.

Fig. 5.1 - Colonne stratigraphique pour la région de Gurupi proposée dans cette étude. Fm = formation. Les flèches indiquent des incertitudes temporelles.



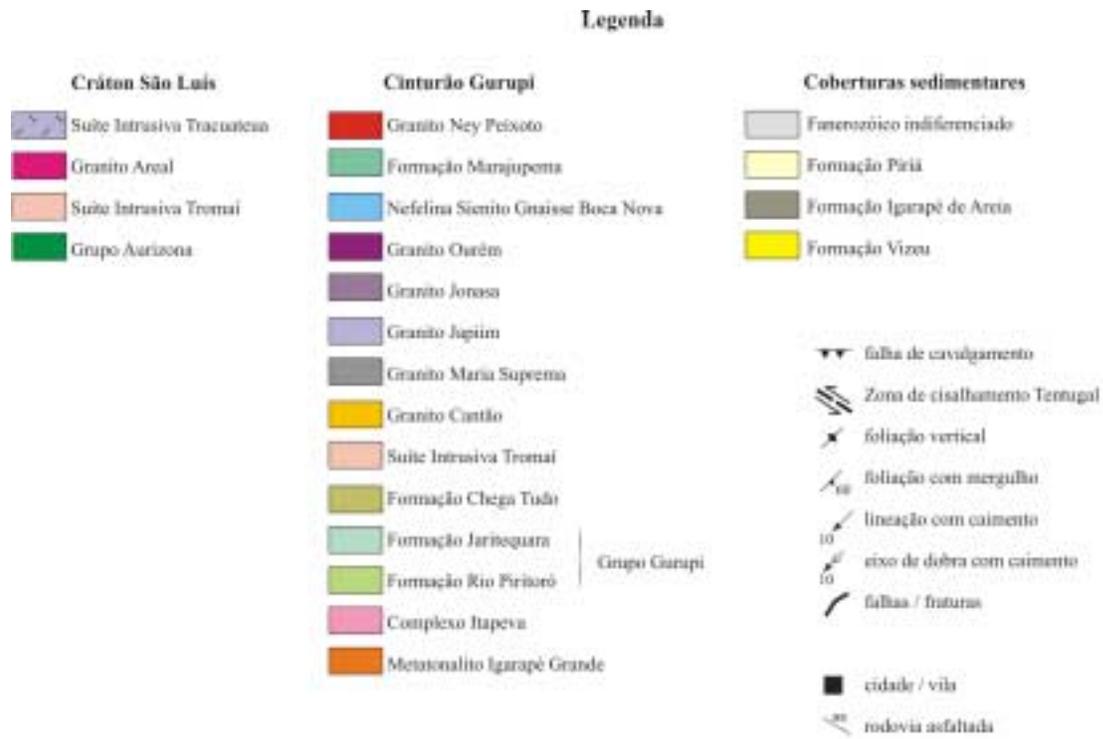


Fig. 5.2 - Mapa geológico da região do Gurupi contendo a proposta litostratigráfica deste trabalho.
 Fig. 5.2 - Carte géologique de la région de Gurupi avec la nouvelle proposition stratigraphique.

5.1 – GRANITÓIDES CÁLCICO-ALCALINOS

5.1.1 – Suíte Intrusiva Tromaí, Tonalito Itamoari e Granito Areal

Pastana (1995) havia considerado a Suíte Tromaí como composta pelo Granito Areal (um único *stock* de granito) e Tonalito Cândido Mendes (todo o restante, nesta tese considerado Suíte Tromaí), mas ao mesmo tempo sugeriu que o Granito Areal seria resultado da fusão parcial dos tonalitos, o que descaracterizaria a inclusão desse corpo de granito na Suíte Intrusiva Tromaí. Embora tenha sido aqui demonstrado que são rochas contemporâneas e com idades modelo e composições isotópicas iniciais (ϵNd) similares, o que favoreceria a reunião em uma suíte, as características petrográficas e estruturais são distintas. Outro aspecto fundamental é a presença de abundantes enclaves de rochas ígneas intermediárias e máficas nos granitóides Tromaí e de enclaves de rochas metevulcanossedimentares no Granito Areal, o que conduz à suspeita de que se tratam de unidades distintas.

Com base nessas observações e aproveitando a disponibilidade dos dados geoquímicos publicados em Pastana (1995), decidiu-se proceder a uma reutilização dos mesmos, fazendo-se uso de diagramas e indicadores petrogenéticos modernamente utilizados na literatura, numa tentativa de extrair novas informações. Essa rediscussão, somada às informações de campo, petrográficas, geocronológicas e isotópicas obtidas neste estudo permitirá uma melhor caracterização da Suíte Intrusiva Tromaí, unidade de maior expressão territorial na área enfocada, e do Granito Areal. Os seguintes aspectos serão discutidos: 1) Tromaí e Areal fazem parte do mesmo conjunto magmático? 2) Se negativo, o Granito Areal pode ter-se formado a partir da fusão de rochas da suíte Tromaí? 3) Possíveis ambientes tectônicos de formação desses granitóides.

5.1.1.1 – Reavaliação dos dados químicos da Suíte Intrusiva Tromaí e Granito Areal

Os dados geoquímicos em rocha total apresentados por Pastana (1995) estão tabulados no Anexo 3 e diagramas de relações químicas e indicadores petrogenéticos foram construídos a partir desses dados químicos (Fig. 5.3 a 5.6).

A Suíte Intrusiva Tromaí apresenta conteúdos intermediários de SiO_2 e teores de Al_2O_3 , CaO , Na_2O e MgO mais elevados que o Granito Areal, que, por sua vez é mais potássico e silicoso (ácido). As relações entre alumina e álcalis demonstram claramente que a Suíte Tromaí é

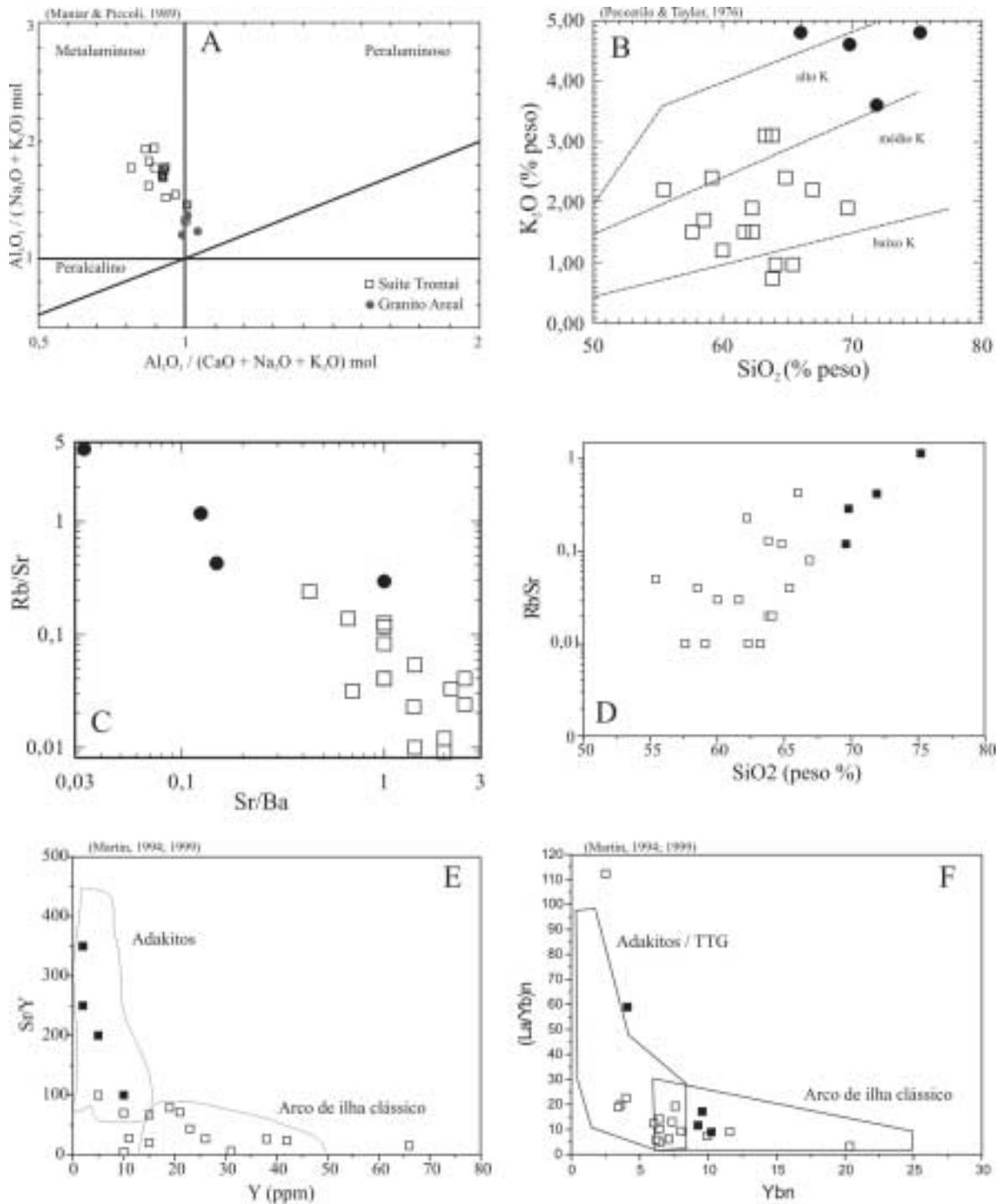


Fig. 5.3 - Diagramas mostrando assinaturas químicas em granitóides Tromai e Areal (discussão no texto).
 Fig. 5.3 - Diagrammes montrant les signatures chimiques des granitoïdes Tromai et Areal (discussions dans le texte)

metaluminosa, enquanto que as amostras do Granito Areal plotam em torno da linha divisória entre os campos metaluminoso e peraluminoso (Fig. 5.3A). No que concerne aos teores de K_2O , o Granito Areal é do tipo alto-K. A Suíte Tromaí possui termos predominantemente de médio-K, mas ocorrem também termos de baixo e alto-K (Fig. 5.3B). A razão Rb/Sr (Fig. 5.3C e 5.3D) é variável, mas sempre baixa, na Suíte Tromaí, refletindo um aspecto primitivo ou imaturo (cf., Brown *et al.*, 1984), enquanto que no Granito Areal essa razão indica um caráter mais evoluído. As relações entre a razão Sr/Y e o conteúdo de Y (Fig. 5.3E) indicam uma assinatura clássica de arco de ilhas para os granitóides Tromaí, enquanto que os granitóides Areal mostram assinatura mais similar a modernos adakitos e TTG arqueanos (cf., Martin, 1994; 1999). Os padrões de elementos terras raras (ETR) mostram (Fig. 5.4A), nos granitóides da Suíte Tromaí, enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados, com razões La/Y normalizadas entre 3 e 22, e ausência de anomalia de Eu. No Granito Areal esses padrões são um pouco menos fracionados, com razões La/Y normalizadas entre 9 e 17, e apresentam fracas anomalias de Eu. Nos diagramas multielementares (Fig. 5.4B) ambas as unidades mostram enriquecimentos nos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação àqueles de alta carga iônica (HFSE), sendo os granitóides Areal mais enriquecidos K, Rb e Ba e empobrecidos em Sr do que os granitóides Tromaí.

Os dados químicos listados acima caracterizam a Suíte Intrusiva Tromaí como uma série cálcico-alcalina sódica, com teores de potássio predominantemente médios, e metaluminosa. Essas características são consistentes com as de granitóides orogênicos cálcico-alcálicos tipo-I primitivos, associados a subducção e encontrados em arcos magmáticos e vulcânicos fanerozóicos (cf., Brown *et al.*, 1984; Pearce *et al.*, 1984) e também, parcialmente, com as de granitóides do tipo TTG, mais comumente arqueanos (cf., Barbarin, 1999). Essas características são também similares às de outras suítes orogênicas paleoproterozóicas, como no cinturão Flin Flon do orógeno Trans-Hudson (Whalen *et al.*, 1999) e, especialmente, às de granitóides eburneanos do Cráton do Oeste da África (tipo *Belt* ou *Dixcove*) de idade similar e aflorantes em Gana e na Costa do Marfim (p. ex., Leube *et al.*, 1990; Doumbia *et al.*, 1998). As características do Granito Areal tendem àquelas dos granitóides fanerozóicos tardi- a pós-colisionais, no sentido de Pearce *et al.* (1984) e também a outra geração de granitóides do oeste da África (tipo *Basin*; Leube *et al.*, 1990). Tanto Tromaí como Areal, entretanto, diferem dos granitóides do Cráton do Oeste da África que se localizam na zona transicional entre os domínios paleoproterozóico e arqueano daquele cráton, para os quais Egal *et al.* (2002) propuseram ambiente de margem continental tipo andina.

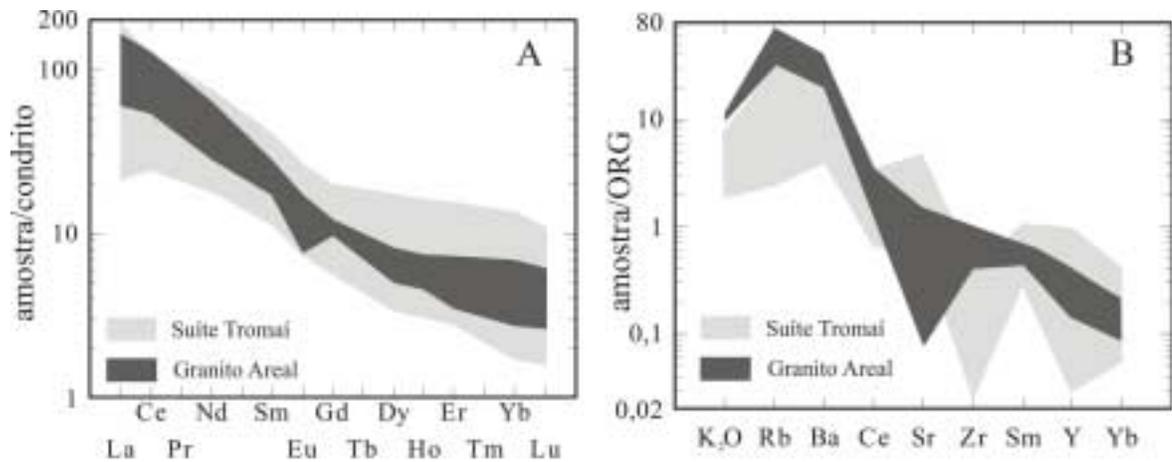


Fig. 5. 4 - Padrões de elementos de terras raras (A) e de elementos traços (B) mostrando diferenças entre os granitóides Tromai e Areal.

Fig. 5.4 - Spectres des terres rares (A) et des éléments traces (B) des granitoïdes Tromai et Areal

Outras características distintivas podem ainda ser observadas em diagramas de correlação entre elementos maiores e / ou elementos traço e / ou razões elementares (Fig. 5.3, 5.5 e 5.6), sendo que os granitóides das duas unidades definem, em geral, campos distintos e, com poucas exceções, não contínuos. Essas assinaturas geoquímicas distintas, aliadas a aspectos de campo, como a presença de enclaves de rochas supracrustais nos granitóides Areal e sua ausência nos granitóides Tromai que, por sua vez, são ricos em enclaves de rochas (meta)ígneas, ausentes nos granitóides Areal, sugerem fortemente que Tromai e Areal são magmatismos (pene)contemporâneos, mas com evoluções magmáticas e / ou fontes de magmas diferentes.

A partir dessas informações indicativas de ambiente de subdução, adicionando-se os dados isotópicos de Nd que indicam origem juvenil ou juvenil retrabalhada quase que imediatamente após a sua estabilização, especula-se ainda sobre possíveis fontes dos magmas para as duas unidades de granitóides, o que pode auxiliar na determinação de seu ambiente tectônico de formação, especialmente na distinção entre arco de ilha oceânico ou continental.

Fontes de magmas em zonas convergentes são basicamente de três tipos, sendo que os mesmos não são mutuamente excludentes (p. ex., Whalen *et al.*, 1999):

1) Materiais subductados: incluem protólitos basálticos oriundos da porção MORB e / ou jovem e quente da crosta oceânica (Drummond & Defant, 1990; Tarney & Jones, 1994; Whalen *et al.*, 1999), além de sedimentos. Granitóides derivados de fusões produzidas a partir da placa oceânica seriam caracterizados por altas razões Ba/La, Sr/Y (>40) e (La/Yb)_N (>12), altos conteúdos de Sr (>300 ppm), K, Rb, Ba e Cs. Além disso, definiriam tendências de

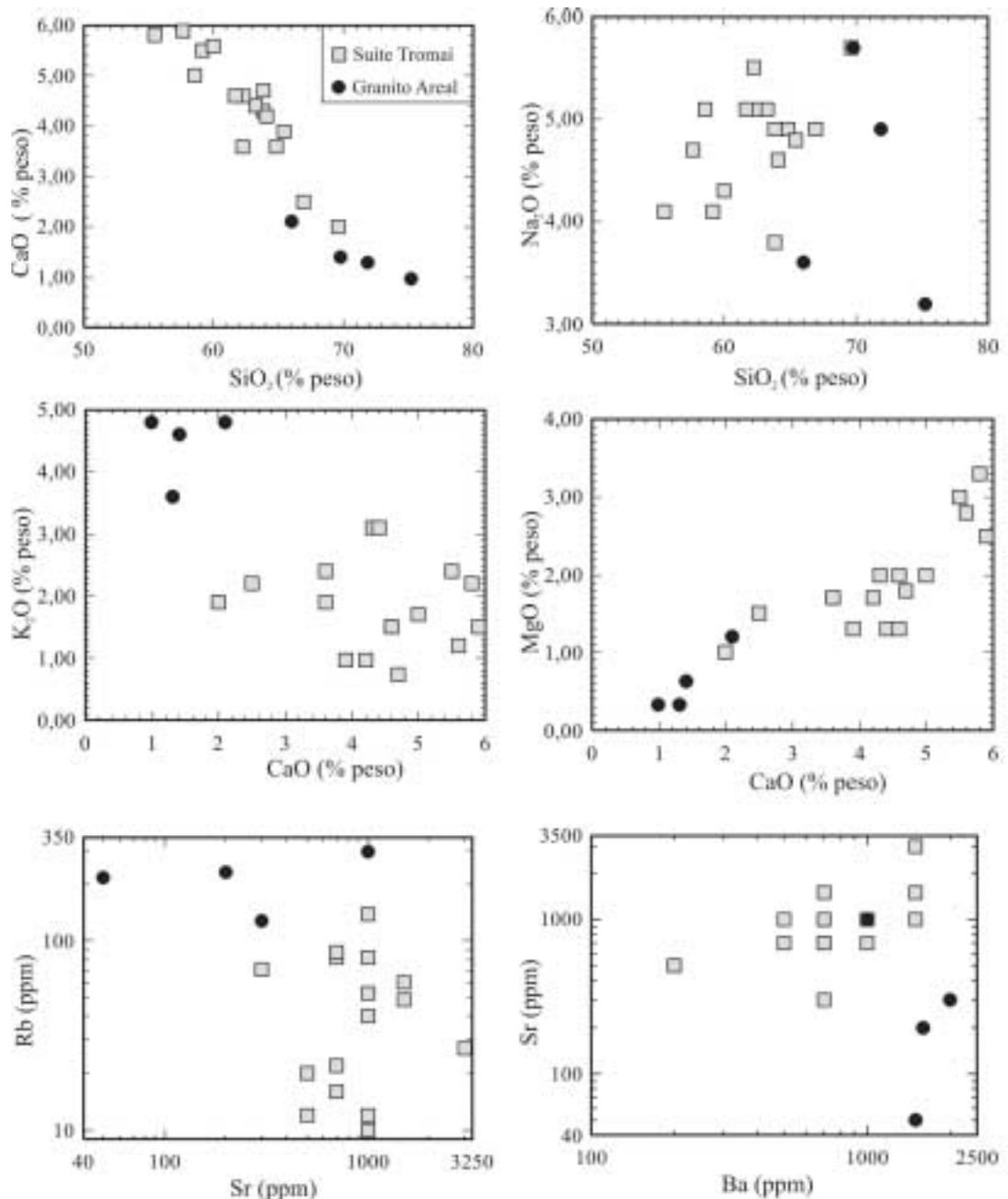


Fig. 5.5 - Diagramas mostrando diferenças composicionais entre os granitóides da Suite Tromai e Granito Areal.

Fig. 5.5 - Diagrammes montrant des différences de composition chimique entre les granitoïdes Tromai et Areal.

enriquecimento em Sr/Y em relação ao Rb e ao Ba (Drummond & Defant, 1990; Stern & Kilian, 1996; Patino *et al.*, 1997; Whalen *et al.*, 1999).

2) Materiais mantélicos: podem ser o manto empobrecido (tipo MORB) ou a cunha do manto metassomatizada (enriquecida em LILE), com a retirada de fusões sendo facilitada pelos fluidos derivados da litosfera subductada (Martin, 1994). Os granitóides derivados dessas fusões

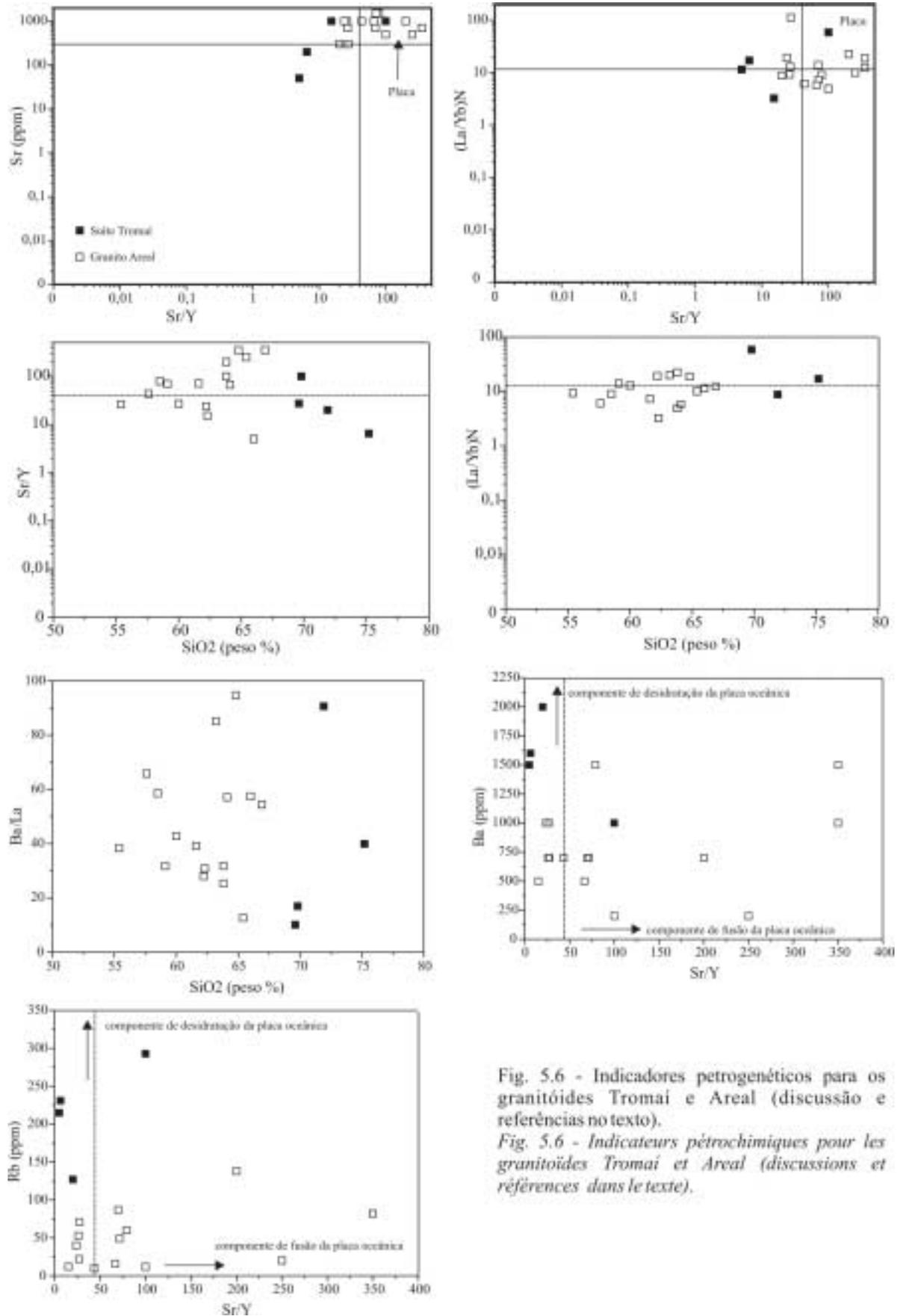


Fig. 5.6 - Indicadores petrogenéticos para os granitóides Tromai e Areal (discussão e referências no texto).

Fig. 5.6 - Indicateurs pétrochimiques pour les granitoïdes Tromai et Areal (discussions et références dans le texte).

teriam razões $(La/Yb)_N$ (<40) e Sr/Y (<12) mais baixas, menores conteúdos de Sr (<300 ppm) e altos conteúdos de LILE.

3) Materiais da crosta continental: envolvem crosta mais antiga e estabilizada e / ou crosta juvenil formada em arcos de ilha, além de sedimentos subductados. Granitóides produzidos por fusões derivadas desses materiais têm conteúdos em K e Rb (além de U e Th) ainda mais altos do que os anteriores (p. ex., Roberts & Clemens, 1993). Envolvimento de crosta mais antiga e estabilizada é indicado por valores de ϵNd negativos. Material derivado de crosta juvenil produzida em arco, associados a detritos do próprio arco, geram uma assinatura juvenil, indicada por valores positivos de ϵNd . Neste caso, a mudança da zona de fusão da cunha do manto ou da placa subductada para o arco permite o retrabalhamento do mesmo (Barbarin, 1999; Whalen *et al.*, 1999).

Os granitóides da Suíte Intrusiva Tromaí apresentam características parcialmente compatíveis com os dois primeiros casos discutidos (Fig. 5.6). Por exemplo, as razões Sr/Y e $(La/Yb)_N$ distribuem-se em torno dos limites estabelecido para os dois casos; a razão Ba/La (moderada a alta) e as relações entre a razão Sr/Y e o conteúdo em Sr são sugestivas de participação dominante de placa oceânica; as relações entre a razão Sr/Y e os conteúdos de Rb e Ba sugerem pelo menos algum enriquecimento na razão Sr/Y , indicativo também da presença de componente de fusão de placa oceânica (Drummond & Defant, 1990; Patino *et al.*, 1997; Whalen *et al.*, 1999). Portanto, tanto crosta oceânica subductada como o manto podem estar na origem dos magmas dessa suíte. Talvez isso explique o fato de que parte dos granitóides apresenta assinatura cálcico-alcálica clássica e parte é similar às suítes TTG e que em alguns dos diagramas as análises da Suíte Tromaí formam grosseiramente dois domínios ou duas tendências. Outros elementos não são conclusivos quanto à participação de materiais crustais. Por exemplo, o enriquecimento de Rb em relação ao Ba tende a indicar arco em margem continental (Drummond & Defant, 1990), enquanto que as anomalias positivas de Sr são fortes indicadores de arcos plutônicos oceânicos (Whalen *et al.*, 1999). Outros indícios, como ausência de cristais herdados de zircão, ausência de enclaves de rochas crustais, as idades modelo e os valores positivos de ϵNd , sugerem ausência de crosta mais antiga na área.

O terceiro tipo de fontes discutido acima parece ser o caso do Granito Areal. Seu caráter cálcico-alcálico evoluído, as idades modelo próximas à idade de cristalização, valores positivos de ϵNd , ausência de zircão herdado e presença de enclaves de rochas supracrustais levam a crer

no retrabalhamento de um arco precoce, do qual as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Aurizona são as candidatas potenciais mais indicadas.

Como sumário conclusivo dessa revisão, tentando responder às três questões formuladas no início do item, tem-se o que segue. 1) Tromai e Areal são conjuntos magmáticos distintos em termos de evolução, portanto, não fazem parte da mesma suíte magmática e, por conseguinte, da mesma suíte intrusiva. 2) Se a refusão dos tonalitos Tromai serviu de fonte para o Granito Areal, alguns dados químicos mostram que é possível (poucas assinaturas similares), mas a contemporaneidade entre os dois conjuntos trabalha contra essa possibilidade. É mais provável que as mesmas fontes de magma da Suíte Tromai tenham contribuído para o magma gerador do Granito Areal, além das rochas do próprio arco e eventuais sedimentos subductados. 3) O ambiente de formação dos granitoides em questão é associado a subducção, sendo condições oceânicas (ou periocênicas) mais prováveis do que as de margem continental. Isso é corroborado pelo estreito intervalo de tempo de ocorrência do magmatismo, mais comumente encontrado em arcos oceânicos, enquanto que em ambientes de margem continental os períodos de magmatismo total excedem 100 Ma (Whalen *et al.*, 1999; Ashwal *et al.*, 2002), embora esse magmatismo seja episódico e com óbvias variações ao longo do tempo (Ducea, 2001).

Finalizando, aqui é mantida a designação Suíte Tromai, de Pastana (1995), com o acréscimo do qualificativo “intrusiva”, e desmembra-se o Granito Areal dessa suíte, o mesmo passando a constituir uma unidade litodêmica autônoma. Com isso, elimina-se a subdivisão Tonalito Cândido Mendes, que se tornou desnecessária. Também é incluído na Suíte Intrusiva Tromai o Tonalito Itamoari, com a supressão desse seu nome formal, pois julga-se desnecessária a existência dessa unidade. Mesmo levando em consideração o conceito de tectonoestratigrafia, conforme discutido no início deste capítulo, a origem do Tonalito Itamoari a partir da deformação de rochas da Suíte Tromai é clara. Além disso, a passagem de um domínio tectônico para o outro é, na realidade, gradacional e não brusca como representado em mapa, de forma que existe continuidade física entre as duas supostas unidades.

5.1.2 – Granito Cantão

Unidade com idade mínima de 2159 ± 13 Ma, conforme estudo de Palheta (2001). Dados petrográficos, a presença de enclaves de rochas metassedimentares e a idade são aspectos muito similares aos que foram aqui descritos para o Granito Areal, sendo que o corpo de Cantão apresenta uma variação maior nas idades modelo e nos valores de ϵNd do que o Granito Areal,

aparentemente indicando um maior envolvimento de crosta mais antiga do que a crosta essencialmente juvenil identificada no ambiente de formação do Granito Areal. Interpreta-se esses granitóides não como uma suíte, mas como tendo uma história magmática similar e contemporânea. Uma dúvida que ainda paira sobre o Granito Cantão é a sua relação de contato com as rochas encaixantes, se intrusiva ou somente tectônica.

5.2 – COMPLEXOS GNÁISSICOS E GRANITÓIDES

5.2.1 – Complexo Itapeva (Maracaçumé)

O Complexo Maracaçumé nunca possuiu uma área tipo definida. Sua distribuição geográfica e conteúdo litológico (p. ex., presença ou não de anfibolitos e de rochas paraderivadas) variaram segundo diferentes definições. Sempre teve seu conceito ligado à idéia de complexo cristalino ou embasamento regional arqueano e, conforme sua última redefinição (Pastana, 1995), sequer aflora em áreas cortadas pelo rio Maracaçumé (exceto uma pequena lente na porção sudeste do Cinturão Gurupi, que talvez seja cortada pelas cabeceiras desse rio). Os resultados deste estudo confirmam que se trata de gnaiss tonalítico de fácies anfibolito, retrometamorfizado em fácies xisto verde, que contém variáveis proporções de injeções graníticas (migmatitos?) não mapeáveis individualmente. O estudo geocronológico e isotópico desta unidade mostrou que a idade de cristalização do protólito tonalítico do gnaiss é 2167 Ma e que provavelmente se trata de um magmatismo juvenil, representando uma parte da evolução geológica paleoproterozóica da região. Devido às similaridades composicionais e cronológicas com a Suíte Intrusiva Tromai, pode-se especular que tratam-se da mesma unidade (magmatismo), diferindo nos quesitos deformação e metamorfismo, conforme já aventado por Gorayeb *et al.* (1999), sendo essa hipótese aqui não endossada, tampouco descartada. Entretanto, é uma unidade que reside em um terreno litotectônico (ou tectonoestratigráfico) com história evolutiva diferente da do terreno adjacente (Cráton São Luís), o que favorece sua qualificação como unidade individual. Sendo que essa unidade se afasta em termos de conceito, constituição, idade e geografia de sua concepção histórica, sugere-se a eliminação do nome Complexo Maracaçumé e sua substituição por Complexo Itapeva em alusão à Cachoeira Itapeva no rio Gurupi, área que pode ser considerada tipo, que contém a rocha que mais caracteristicamente define a unidade (gnaiss tonalítico) e que foi datada neste estudo (amostra EK18, Anexo 2). Sugere-se inicialmente a manutenção da hierarquia de complexo, pois entende-se que estudos adicionais são

necessários para melhor definir seu conteúdo litológico e verificar a aplicabilidade de outra classe hierárquica.

5.2.2 – Metatonalito Igarapé Grande

A unidade litodêmica Metatonalito Igarapé Grande é aqui proposta de maneira informal para designar os dois pequenos corpos tonalíticos mais ou menos gnaissificados, anteriormente associados ao Complexo Maracaçumé (Almeida, 2000), e que afloram ao sul do batólito do Granitóide Japiim (Fig. 5.2). O motivo óbvio dessa proposição é a idade arqueana identificada em uma amostra (EK32) de metatonalito granoblástico contendo granada como mineral acessório, que forneceu zircões que definiram uma idade mínima de cristalização de 2594 ± 3 Ma, incompatível com sua inclusão no Complexo Itapeva. A denominação faz alusão ao igarapé homônimo, afluente da margem esquerda do rio Piriá, próximo ao (mas não no) qual foi efetuada a amostragem, em afloramento à beira da estrada que liga as vilas Japiim e Cristal (amostra EK32, Anexo 2). Outro pequeno corpo, que aflora a sudoeste deste e de forma paralela, é também tentativamente incluído nessa unidade (Fig. 5.2). Salienta-se, contudo, o caráter preliminar dessa proposição, que carece de maiores estudos.

5.3 – SEQÜÊNCIAS SUPRACRUSTAIS

5.3.1 – Grupo Aurizona

Fica mantida a designação proposta por Pastana (1995) para caracterizar a seqüência metavulcanossedimentar que ocorre no Cráton São Luís. Em uma amostra de rocha metapiroclástica foram determinadas idades de 2241 ± 2 Ma e de 2262 ± 8 Ma. Não há certeza se uma dessas idades (e qual delas) representa a idade de todas as rochas metavulcanossedimentares da área cratônica ou se há mais de um conjunto que, pela similaridade litológica estaria englobado na mesma unidade. A idade modelo de 2,21 Ga obtida em xisto paraderivado é uma média das idades das fontes detríticas, sugerindo que materiais algo mais jovens do que 2241 Ma teriam sido incorporados nessa rocha. Por outro lado, essa diferença entre a idade modelo do xisto e a idade de cristalização da rocha metapiroclástica não chega a ser dramática, haja vista uma menor precisão das idades modelo. Além disso, e principalmente, a existência de seqüência supracrustal que se formou antes de 2150 Ma é claramente indicada pela presença de enclaves

dessas rochas no Granito Areal. Portanto, na ausência de dados para separar cartograficamente duas possíveis seqüências supracrustais de idades distintas, admite-se idade entre 2241-2262 Ma como uma fase precoce do Grupo Aurizona e que o conjunto pode ter evoluído até tempos um pouco mais recentes, mas sempre balizado pela idade de posicionamento do Granito Areal (2150 Ma). Algo muito similar foi mostrado por Delor *et al.* (2003) na Guiana Francesa, onde a evolução de seqüências metavucanossedimentares foi mais ou menos contínua no intervalo 2200-2150 Ma e é algo invocado também para as bacias birrimianas do oeste africano (p. ex., Davis *et al.*, 1994).

Em termos ambientais, sua característica vulcanossedimentar, com relativa abundância de rochas máficas, abundância de rochas tufáceas e piroclásticas, íntima associação com extenso magmatismo cálcico-alcálico e o início de desenvolvimento mais precoce, são sugestivos de ambiente de arcos de ilhas e / ou das bacias que os cercam.

5.3.2 – Seqüências do Cinturão Gurupi

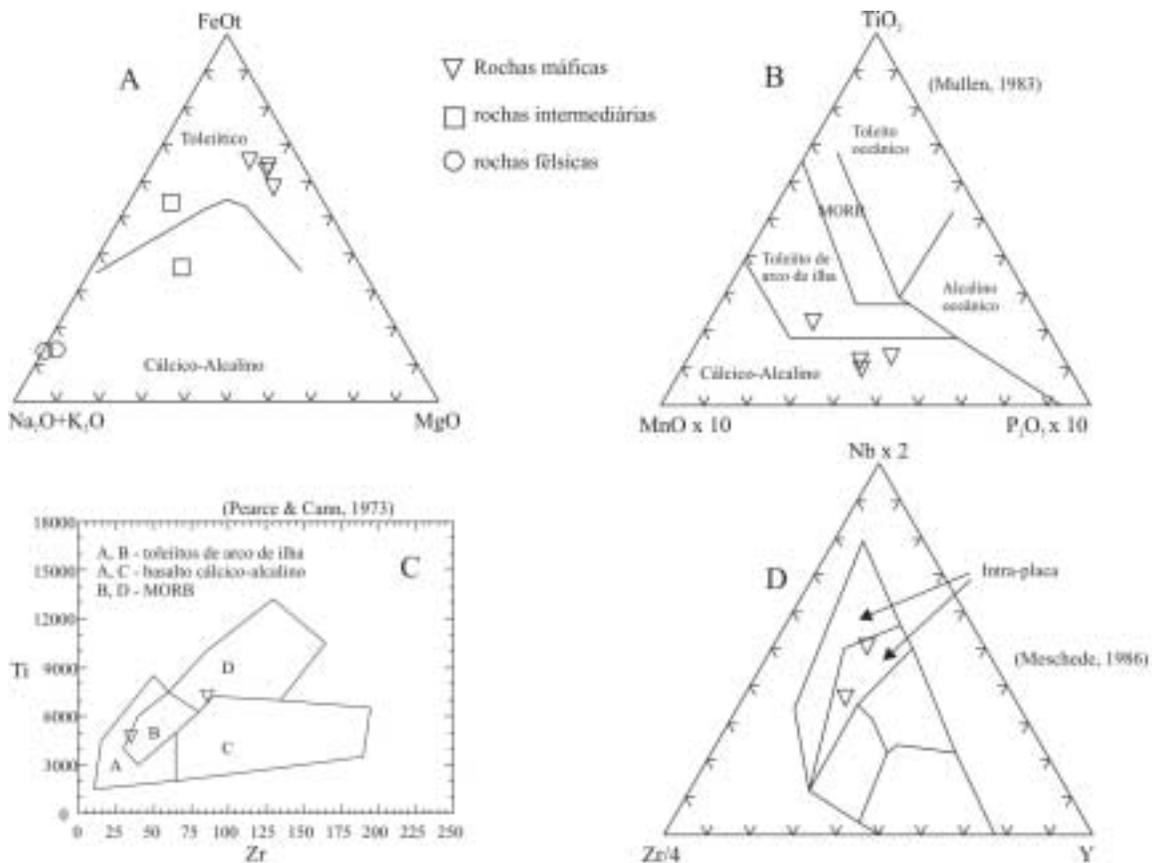
No capítulo 3 foi parcialmente revista a subdivisão do Grupo Gurupi conforme a proposição de Costa *et al.* (1996a; 1996b) devido à clara discrepância entre o conteúdo litológico que aqueles autores descreveram para a Formação Rio Piritoró, base do grupo, e as descrições apresentadas em outros estudos, incluindo este trabalho, que indicam que o Cinturão Gurupi no limite com a borda cratônica é essencialmente vulcanossedimentar. Sugeriu-se, então, que essa porção vulcanossedimentar constitui uma outra unidade, à qual denominou-se Formação Chega Tudo, que, conforme datações obtidas neste trabalho, possui vulcanismo com idade entre 2150-2160 Ma. Essa designação havia já sido empregada por Abreu *et al.* (1980), Hasui *et al.* (1984a) e Abreu & Lesquer (1985) para se referir às rochas xistosas hospedeiras do minério aurífero em diversos depósitos, inclusive o de Chega Tudo, e que se encontravam fortemente deformadas. Essa denominação foi subseqüentemente abandonada. A distribuição geográfica é algo similar à que foi proposta por aqueles autores (Fig. 3.20 e 5.2), mas não o significado da unidade, que foi inicialmente interpretada como produto da intensa deformação de rochas tonalíticas e não um conjunto vulcanossedimentar. Seu limite para noroeste é ainda impreciso, devido à óbvia falta de estudos de campo que permitam tal delimitação, assim como suas relações espaciais com a Formação Rio Piritoró. Sabe-se, contudo, que essa seqüência ocorre pelo menos até o limite leste da bacia que contém a Formação Piriá (Fig. 5.2), nas imediações do depósito aurífero de Cachoeira.

Um desdobramento que advém dessa proposição é o posicionamento da Formação Chega Tudo no Grupo Gurupi ou seu desmembramento daquele grupo. O conceito estratigráfico de grupo envolve duas ou mais formações que se relacionam por feições litoestratigráficas comuns. Não é um conceito nem hermético nem totalmente claro, mas pressupõe uma história geológica similar para as formações que o compõem, de forma que o problema passa pela definição da idade das rochas metassedimentares do Grupo Gurupi e, também, pela discussão de seu significado tectônico. A idade não chega a ser, dentro de determinados limites, a questão principal, visto que o preenchimento sedimentar e vulcânico de uma bacia pode estender-se por períodos longos, dezenas de milhões de anos, o que pode resultar em formações ou fácies com idades aparentemente discrepantes.

Com relação ao significado ambiental-tectônico das duas unidades, segue a discussão. Embora contando com um número mínimo de análises químicas, Dias (1983) conseguiu caracterizar rochas metavulcânicas félsicas, intermediárias e máficas em parte da seqüência metavulcanossedimentar na região do depósito aurífero de Chega Tudo (Formação Chega Tudo) e as comparou, com reservas, a seqüências do tipo *greenstone belt* arqueanas, com altas razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ nos tipos félsicos, lembrando composições trondhjemíticas. A observação dos resultados químicos apresentados por Dias (1983), tabulados no Anexo 4, e reaproveitamento dos mesmos na construção de diagramas químicos discriminantes (Fig. 5.7), não permitem conclusões absolutas quanto ao ambiente tectônico de formação dessas rochas vulcânicas. Por exemplo, quando utilizado o diagrama AFM observa-se um caráter claramente toleítico para as rochas máficas, cálcico-alcálico para os tipos félsicos e ambíguo para os tipos intermediários (Fig 5.7A). Por outro lado, tomando as relações entre TiO_2 , MnO e P_2O_5 , considerados relativamente imóveis (Mullen, 1983; Smith, 1992), a composição das rochas máficas tende àquela dos basaltos cálcico-alcálicos de arcos de ilhas (Fig. 5.7B). É importante salientar, contudo, que os baixos valores de TiO_2 aproximam-se bem mais de basaltos de arcos de ilha e os valores intermediários de K_2O são também mais compatíveis com ambientes orogênicos (p. ex., Condie, 1997). Entre os elementos traço as relações são ainda mais conflitantes, com Ti e Zr sugerindo um caráter orogênico (Fig 5.7C) e as relações Nb-Zr-Y indicando ambiente intra-placa (Fig 5.7D). Apesar do caráter não conclusivo das informações químicas, elas são mais sugestivas de uma situação orogênica e não de margem continental passiva.

Dados de isótopos de Nd das rochas metavulcânicas félsicas indicam um caráter juvenil para as mesmas. Para as rochas metassedimentares dessa seqüência, os isótopos de Nd sugerem que as fontes dos sedimentos não eram muito mais antigas do que as rochas vulcânicas. Além

disso, a presença de rochas vulcanoclásticas intercaladas com as rochas vulcânicas e sedimentares indicam proximidade das fontes vulcânicas. Esse conjunto de elementos, que envolve associação de rochas (p. ex., Condie, 1997; Mueller *et al.*, 2000), geoquímica, relações geocronológicas e isótopos de Nd sugere que a seqüência metavulcanossedimentar formou-se em, ou próximo a, um ambiente de arco de ilhas, o que, associado à existência de rochas plutônicas máficas e ultramáficas (crosta oceânica, arco remanescente?) intercaladas nessa seqüência conduz à hipótese plausível, mas não única, de tratar-se de uma bacia proximal ao arco (*back-arc?*) ou arco remanescente. Essa inferência é condizente com a continuidade geográfica entre essa seqüência e os granitóides da Suíte Intrusiva Tromaiá, interpretados, com razoável segurança, como gerados em arco de ilhas intra- ou periocênico.



Aceitando-se a interpretação de bacia marginal sem carbonatos plataformais (entende-se isso como margem passiva), de Costa *et al.* (1996a; 1996b) para o Grupo Gurupi, a Formação

Chega Tudo não seria incluída naquele Grupo. As descrições de litotipos feitas por diversos autores (Abreu *et al.*, 1980; Costa, 1985; Costa *et al.*, 1996a) para o extremo noroeste do Cinturão Gurupi (Formação Rio Piritoró, de acordo com Costa *et al.*, 1996a), tendem a um consenso quanto ao fato de essa região ser constituída predominantemente por metapelitos de grau muito baixo (filitos carbonosos ou não, sericíticos, com ocorrência pontual de fosfato, além de raros metarenitos ou quartzitos, metassiltitos, metargilitos e metagrauvas). *Cherts* e *metacherts* com intercalações de metassiltitos descritos por Azevedo (2003) podem fazer parte tanto dessa seqüência como daquela de Chega Tudo. Esses elementos, embora compatíveis com um ambiente marinho plataformar, não excluem, de modo algum, ambientes marginais convergentes, como fossa (trincheira), prisma acrescionário (rico em pelitos e grauvas) e bacias tipo *forearc e retroarc-foreland* e até mesmo *back-arc* mais evoluída ou próxima a uma margem continental (p. ex., Kingston *et al.*, 1983; Friedman *et al.*, 1992; Windley, 1992; Condie, 1997; Catuneanu, 2004). Em conseqüência, com base nessa discussão, a questão da relação entre Grupo Gurupi e Formação Chega Tudo permanece aberta.

Prosseguindo, dentre os poucos e qualitativamente apenas razoáveis dados em zircão detrítico do xisto da Formação Vila Cristal (amostra EK33), considerada unidade de topo do Grupo Gurupi (Costa *et al.*, 1996a), um conjunto de cristais forneceu idades inferiores a 2084 Ma (até 2016 Ma). Pelo menos um cristal apresentou um resultado de muito boa qualidade analítica, com altas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e repetição de valores em etapas sucessivas de aquecimento, gerando idade de 2084 Ma. Mesmo considerando o caráter mínimo da idade dos cristais detríticos e a dificuldade analítica, esse valor é totalmente distinto daqueles obtidos para a Formação Chega Tudo, o que, entretanto, não invalida o posicionamento das duas formações num mesmo grupo (vide o início desta discussão).

Por outro lado, esse dado traz outra conseqüência, pois a idade do citado zircão detrítico da Formação Vila Cristal é virtualmente idêntica à do Granito Japiim, que é tido como intrusivo no Grupo Gurupi, notadamente na Formação Jaritequara (Fig. 3.12 e 5.2), com base na presença de veios graníticos atribuídos a esse granitóide que cortam os xistos daquela formação (Costa, 2000). Embora não se possa ser categórico ou absolutamente conclusivo, esse dado coloca ambigüidade na relação de intrusão que precisa ser melhor investigada. Examinado o posicionamento do Granito Cantão, esse é considerado intrusivo na Formação Rio Piritoró do Grupo Gurupi, com base na presença de enclaves de xistos similares aos daquela formação (Costa, 2000; Palheta, 2001). Isso é um argumento lógico, mas não uma prova de relação entre enclaves e ecaixantes. Tendo o Granito Cantão uma idade de 2159 Ma, o Grupo Gurupi (ou, pelo

menos, a Formação Rio Piritoró) deve ser mais velho do que isso, o que estabelece um conflito cronológico claro entre as formações Rio Piritoró e Vila Cristal e para o estabelecimento da idade estratigráfica do Grupo Gurupi como um todo.

Assumindo os dados geocronológicos disponíveis e que as relações de intrusão descritas na literatura são válidas (alternativamente, o posicionamento dos granitóides Cantão e Japiim seria tectônico), tem-se os seguintes elementos limitantes: 1) a Formação Chega Tudo possui vulcanismo com idade entre 2150-2160 Ma; 2) a Formação Rio Piritoró é mais antiga do que 2159 Ma; 3) a Formação Jaritequara é mais antiga do que 2085 Ma; 4) a Formação Vila Cristal é mais jovem do que 2084 Ma; 5) a similaridade litológica (xistos quartzosos a feldspáticos grossos), metamórfica (fácies anfíbolito) e continuidade física entre a Formação Vila Cristal e o quartzito Marajupema, que possui zircões de 1100-1200 Ma.

Com fundamento nos dados e na argumentação acima, depreende-se que do conjunto anteriormente considerado Grupo Gurupi, pelo menos duas, talvez três, sucessões distintas afloram na região. A Formação Vila Cristal é aqui desmembrada do Grupo Gurupi, por entender-se que a mesma é mais jovem e devido às similaridades que partilha com o quartzito Marajupema, que apresenta zircão detrítico com idade em torno de 1100 Ma. Dessa forma é proposta a reunião dessas duas seqüências na Formação Marajupema, que teria idade máxima de 1100 Ma.

Do que restou, formações Jaritequara, Rio Piritoró e Chega Tudo, duas alternativas são possíveis: as três seriam reunidas no Grupo Gurupi, ou a Formação Chega Tudo seria considerada independente. Pelo que foi discutido ao longo desse item não se vislumbra critério seguro para essa definição, em virtude das ambigüidades em relação aos ambientes tectônicos de formação dessas seqüências, da falta de informação de campo que permita a visualização inequívoca das relações entre as mesmas, da inexistência de dados geocronológicos precisos para as formações Rio Piritoró e Jaritequara. Alternativas que permitirão futuros avanços nessa questão devem envolver o estudo da região de contato entre os granitóides Cantão e Japiim e suas encaixantes, incluindo geocronologia de zircões detríticos das rochas encaixantes (formações Rio Piritoró e Jaritequara) e, em caso de intrusão, é possível que auréolas de metamorfismo de contato tenham se desenvolvido nessas encaixantes. Dessa maneira, prefere-se no momento, como hipótese de trabalho, considerar a Formação Chega Tudo e o Grupo Gurupi como unidades distintas.

5.4 – GRANITÓIDES PERALUMINOSOS

5.4.1 – Suíte Intrusiva Tracuateua

Fica mantida a definição de Costa (2000), com a reunião dos corpos granitóides de Tracuateua e Mirasselas. Palheta (2001) sugeriu a reunião nessa suíte, além dos já citados, também dos granitóides Japiim, Jonasa e Ourém, que possuem idades semelhantes. Essa sugestão não é acatada aqui, pois entende-se que outros estudos, incluindo geoquímica e relações de campo, se fazem necessários para tal. Além disso e de algumas interpretações tectônicas que serão desenvolvidas neste capítulo, os seguintes elementos questionam a reunião de todos os granitóides numa mesma suíte: 1) a clara compartimentação tectonoestratigráfica existente, sendo que os granitóides da Suíte Tracuateua não foram afetados no Neoproterozóico, enquanto que entre aqueles posicionados no Cinturão Gurupi, pelo menos o corpo de Jonasa foi afetado; 2) apenas o Granito Japiim possui idade comprovadamente comparável à da Suíte Tracuateua, sendo o corpo Jonasa cerca de 10-20 Ma mais jovem (o que pode ser diferença real ou apenas limitação do método da evaporação de Pb); 3) o Granito Japiim é petrograficamente distinto dos demais granitóides peraluminosos, é pobre em muscovita e apresenta uma forte variação faciológica.

As características petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e isotópicas (Nd, Sr) dos granitóides da Suíte Tracuateua indicam claramente que os mesmos se originaram a partir da fusão de rochas de uma crosta continental preexistente, conforme interpretação de Lowell (1985) e Palheta (2001). Apesar das semelhanças entre os dois principais corpos dessa suíte, Tracuateua e Mirasselas, alguns elementos indicam que não são idênticos. O estudo de Lowell (1985) mostrou que aqueles plútons apresentam algumas sutis diferenças geoquímicas e que o corpo de Mirasselas possui uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial mais baixa do que o de Tracuateua. A observação dos dados isotópicos de Nd fornecidos por Palheta (2001) reforça essas diferenças. O corpo de Mirasselas apresenta idades modelo menores e valores de ϵNd ligeiramente maiores do que o de Tracuateua. Esse conjunto de informações sugere a participação de fontes distintas, ou, pelo menos, em proporções distintas, na geração dos magmas formadores desses granitóides. Por exemplo, a participação de fontes arqueanas e / ou de crosta superior seria bem menor, se existente, no corpo de Mirasselas. Vale ainda um comentário sobre os dados isotópicos de Nd apresentados por Palheta (2001). Apenas uma das quatro amostras analisadas apresenta razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e fator de fracionamento $f_{(\text{Sm-Nd})}$ dentro dos valores normais das rochas félsicas, condições necessárias para a utilização da idade modelo em estágio único. Os dados foram

recalculados pelo modelo em dois estágios e diferenças entre 20 Ma e 100 Ma (para menor) foram obtidas com relação às idades do modelo em estágio único. Essas diferenças não chegam, no entanto, a influir na interpretação apresentada acima.

5.4.2 – Granito Maria Suprema

Essa unidade será mantida, embora não seja aparentemente possível caracterizar a existência de um corpo contínuo. Sua existência é fundamental no entendimento da evolução geológica regional pois data um episódio de fusão crustal e deformação, já que é um granitóide sintectônico com relação à gnaissificação do Complexo Itapeva. Suas características petrográficas, como a abundância de muscovita, e os dados isotópicos de Nd indicam origem do magma granítico a partir da fusão de protólitos crustais com provável participação de componentes aluminosos (pelitos?) e com possível participação dos tonalitos do Complexo Itapeva que o hospeda. As baixas razões Th/U iniciais apresentadas por seus zircões sugerem magma gerado na crosta inferior, pobre em Th, ou recristalização metamórfica. Portanto, suas relações de campo, origem, idade e composição isotópica permitem inferir a existência de um evento metamórfico e deformacional ocorrido no paleoproterozóico há aproximadamente 2100 Ma. Isso é corroborado pela existência de outros corpos de granitóides peraluminosos com idade similar (Tracuateua, Japiim, Jonasa) e pela presença de zircões com idades similares e baixas razões Th/U em mobilizados leucograníticos que também cortam o Complexo Itapeva.

5.4.3 – Granito Japiim

Mantém-se a denominação informal Granito Japiim para essa unidade, embora os dados descritos na literatura (Costa, 2000; Palheta, 2001) sugiram tratar-se de uma suíte intrusiva, com idade mínima de posicionamento de 2085 Ma (Palheta, 2001). Seu significado tectônico também passa a ser duvidoso, em função da incerteza sobre sua relação de contato com as suas rochas encaixantes, pertencentes ao Grupo Gurupi. Os dados isotópicos de Nd apresentados por Palheta (2001) claramente mostram que o conjunto de granitóides se originou de magmas derivados de crosta mais antiga, com provável envolvimento de crosta arqueana.

5.4.4 – Granito Jonasa e Granito Ourém

O Granito Ourém possui dados geocronológicos menos consistentes do que o Granito Jonasa, mas em função da sua proximidade geográfica e semelhança composicional e estrutural, assume-se que a discussão apresentada para o corpo de Jonasa seja válida para o corpo de Ourém.

A idade de cristalização sugerida por Palheta (2001) para o Granito Jonasa (2061 Ma) foi obtida com a média das idades de zircões que pertencem a populações de idades distintas e que não se superpõem dentro dos limites da incerteza analítica (2072 Ma e 2050 Ma). Duas alternativas são vistas: 1) os cristais mais velhos refletem a cristalização do corpo e os mais novos perda de chumbo; 2) os cristais mais novos definem a idade de cristalização, enquanto que os mais velhos refletem herança. Não há um critério seguro para fazer essa distinção e até limitações do método podem ser invocadas. Talvez, por comparação com os outros granitóides peraluminosos, a primeira hipótese fosse a mais adequada e a idade mais provável de posicionamento seria em torno de 2072 Ma.

O Granito Jonasa mostra ainda uma relativa coincidência entre a idade de cristalização determinada em zircão e a idade isocrônica Rb-Sr em rocha total, guardados os limites de erro analítico. As isócronas internas determinadas na fácies pegmatóide e no corpo granitóide principal geraram idades de 1700 Ma (Oliveira, 1996) e 525 ± 20 Ma (Klein & Moura, 2003), respectivamente. O dado de Oliveira (1996), interpretado como idade mínima de posicionamento do pegmatito, é aqui reinterpretado como reflexo de uma abertura apenas parcial do sistema isotópico, portanto, sem significado geológico. Os cristais de muscovita analisados por Oliveira (1996) eram de granulação grossa e o evento térmico, embora possa ter atingido a temperatura de bloqueio do mineral (600-650°C, Cliff, 1985), não foi suficiente para provocar homogeneização isotópica total na escala do cristal. Isso aconteceu de fato na amostra analisada por Klein & Moura (2003), que possui cristais menores de muscovita e biotita, os quais possuem temperaturas de bloqueio em torno de 550°C (Cliff, 1985) e 300°C (Harrison & McDougall, 1980), respectivamente.

A presença de cristais herdados de zircão, fortemente indica participação de crosta mais antiga, possivelmente arqueana, no magma gerador do Granito Jonasa. Os dados de isótopos de Nd apontam tanto a participação de crosta mais antiga (arqueana) quanto de crosta não muito mais antiga do que o próprio granitóide. A composição mineralógica, rica em muscovita, atesta a participação de fontes aluminosas (crustais). Por último, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial é similar à do manto superior (p. ex., Faure, 1986). Esse acervo de informações sugere fontes mistas na geração

do Granito Jonasa, sendo parte crosta continental arqueana e parte mantélica ou, mais provavelmente, protólitos ígneos paleoproterozóicos não muito mais antigos do que o granitóide.

5.5 – OUTRAS UNIDADES PALEOPROTEROZÓICAS

Algumas rochas foram citadas na revisão geológica como presentes na região do Gurupi, mas não cartografadas. Entre elas estão incluídas as rochas vulcânicas félsicas do Cráton São Luís e as rochas básicas e ultrabásicas da região de Chega Tudo no Cinturão Gurupi. Permanece o registro dessas rochas, mas sem que se proponha nomes estratigráficos para as mesmas, devido à óbvia ausência de estudos que as caracterizem.

Fica mantida a proposição de Klein *et al.* (2002) para o Microtonalito Caxias. Extensão, forma e significado dessa intrusão continuam, entretanto, uma incógnita. Toda a evolução geológica paleoproterozóica da região (incluindo o Cinturão Gurupi) aparenta, com base na geocronologia, ter encerrado por volta de 2060-2080 Ma e esse corpo de microtonalito, com idade de 1985 Ma possui ainda alguma deformação tectônica. A ocorrência de diques de microtonalito, quartzo-diorito e diorito tem sido registrada com alguma frequência na região enfocada, especialmente em áreas contendo mineralização aurífera, como Cachoeira e Cipoeiro (ver capítulo 7). Esses diques, mesmo quando não mineralizados, foram afetados pela alteração hidrotermal associada à deposição do minério. É possível que o Microtonalito Caxias faça parte desse conjunto, mas não há dado geocronológico nos outros casos.

5.6 – INTRUSÕES NEOPROTEROZÓICAS

5.6.1 – Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova

Um único corpo de nefelina sienito gnaissificado e incipientemente migmatizado, com relativa homogeneidade composicional e poucas exposições, é reconhecido na área. A denominação de suíte é, portanto, imprópria, preferindo-se a utilização da característica petrográfica para a definição dessa unidade. Aspectos petrológicos dessa intrusão foram discutidos por Lowell & Villas (1983), informações essas que, combinadas com os dados geocronológicos e isotópicos gerados neste estudo permitiram a interpretação de que se trata de magmatismo que envolveu componentes mantélicas e crustais mais antigas.

Mais importante do que sua petrologia é o duplo papel que os nefelina sienitos (e seus equivalentes vulcânicos e carbonatitos) desempenham como marcadores tectônicos. Em primeiro lugar, constituem-se numa das mais bem definidas e aceitas associações entre litologia e ambiente tectônico, pois são características de rifte continental (onde comumente formam as raízes de vulcões traquíticos e fonolíticos), que pode ou não evoluir para ruptura continental, formação de bacias oceânicas e dispersão (Bailey, 1992; Windley, 1995; Condie, 1997). Em segundo lugar, caso o processo distensivo seja abortado e revertido, ou caso ocorra evolução para bacia oceânica e a mesma venha a ser fechada durante uma orogênese, as rochas alcalinas que foram preservadas na margem continental serão envolvidas no processo colisional (continente-continente ou continente-arco), metamorfizadas e deformadas (Fig. 5.8). Em consequência disso, essas rochas alcalinas serão indicadoras de zonas de sutura, pois vão estar posicionadas sobre ou nas imediações das mesmas (Burke *et al.*, 2003). Exemplos disso são apontados em faixas móveis paleo- e neoproterozóicas no Brasil (Hasui *et al.*, 1997) e na África (Burke *et al.*, 2003).

O Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova reveste-se, portanto, dessa importância, pois mostra que um evento distensivo ocorreu há cerca de 730-740 Ma formando um rifte continental, o que foi seguido pelo fechamento dessa bacia, gerando metamorfismo e deformação. A história desse episódio será retomada no capítulo 6.

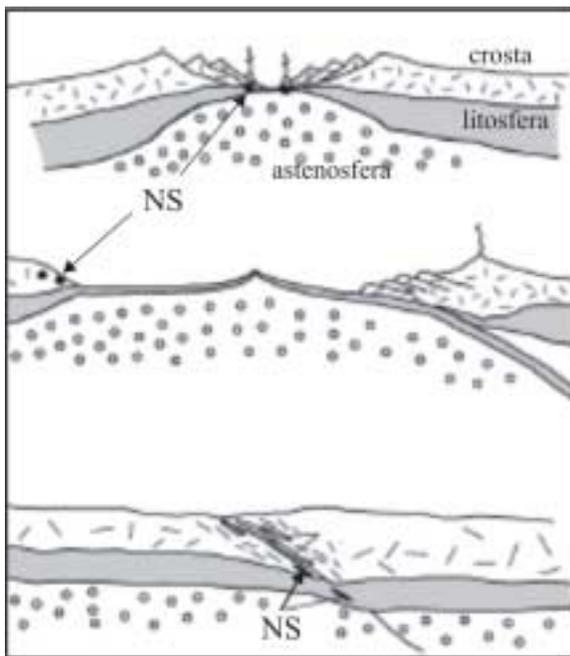


Fig. 5.8 - Esquema adaptado de Burke et al. (2003) para mostrar o papel de marcador tectônico exercido por nefelina sienitos (NS). A) Um evento distensivo é provocado por ativação térmica da astenosfera ou colocação de pluma mantélica, gerando rifte continental e permitindo a intrusão de rochas alcalinas. B) O rifte evolui para uma bacia oceânica, iniciando subdução e formação de arco de ilha. Nefelina sienitos ficam preservados na margem continental. C) A bacia oceânica fecha e os nefelina sienitos são envolvidos na colisão, metamorfizados e deformados. Nessa situação, estão marcando a sutura ou proximidade da mesma.

Fig. 5.8 - Schéma adapté de Burke et al. (2003) montrant le rôle tectonique des syénites néphéliniques (NS). A) Distension de la croûte, formation de rift continental et intrusion des syénites néphéliniques. B) Évolution du rift à un bassin océanique, subduction et formation d'un arc insulaire. Les NS sont préservés dans la marge continentale. C) Convergence et collision. Les NS sont métamorphisés et déformés. Sa position marque la suture.

5.6.2 – Granito Ney Peixoto

É mantida sua designação original. Representa uma intrusão granítica peraluminosa ocorrida há 550 Ma, fortemente indicativa de fusão crustal. Feições estruturais indicam ausência de deformação forte superposta a esse granitóide, o que pode sugerir posicionamento tardi- a pós-tectônico.

5.7 – COBERTURAS SEDIMENTARES

Com relação às formações Viseu, Igarapé de Areia e Piriá, são mantidas as suas denominações originais. A constituição sedimentar das mesmas é similar e indica ambiente continental e distância das fontes, para a primeira, e proximidade das fontes para as duas últimas. Os dados em zircão detrítico de arcóseo da Formação Igarapé de Areia estabelecem um limite máximo em torno de 550 Ma para a sedimentação, pelo menos daquela bacia.

A espessura sedimentar dessas bacias é de pelo menos 1 km (Hasui *et al.*, 1984a) e os pacotes encontram-se afetados por anquimetamorfismo e deformação fraca que gerou ondulações e até dobras de grande escala, com alguma estruturação penetrativa, o que, segundo Truckenbrodt & Corrêa (1985), exigiria soterramento de cerca de 5 km, pelo menos para a bacia Piriá. As bacias Piriá e Igarapé de Areia formaram-se, respectivamente, sobre e imediatamente ao lado do Cinturão Gurupi, a primeira sobre rochas que possivelmente (não há dado geocronológico que comprove) foram afetadas no neoproterozóico, a segunda sobre rochas que não o foram.

No que tange ao significado tectônico dessas duas bacias (Piriá e Igarapé de Areia), a visão mais corrente na literatura (Abreu *et al.*, 1980; Costa *et al.*, 1996b) é a da condição de molassas. Os dados geocronológicos vêm sugerindo fortemente a existência de evento orogênico no final do Neoproterozóico, por volta de 550 Ma, o que daria sustentação a essa interpretação, assim como a constituição sedimentar imatura, com Piriá então representando uma molassa intrafossa e Igarapé de Areia uma molassa antefossa. O fato de as rochas sedimentares dessas duas bacias encontrarem-se algo deformadas e anquimetamorfizadas sugere, ainda, que a sedimentação não é muito posterior a esse evento de 550 Ma.

Quanto à Formação Viseu, a similaridade sedimentológica, estrutural e metamórfica com as bacias Igarapé de Areia e Piriá pode sugerir uma correlação entre as mesmas, conforme a sugestão de Pinheiro *et al.* (2003), apesar da ausência de cristais de zircão neoproterozóicos. Alternativamente, esse aspecto geocronológico faz com que se deva manter aberta a possibilidade

de que Viseu possa representar uma bacia do Paleoproterozóico ou do Mesoproterozóico. Não deixa de ser intrigante, contudo, o fato de suas rochas encontrarem-se fracamente metamorfizadas e deformadas.

6 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Tipos e assembléias de rochas, suas relações espaciais e estruturais, os ambientes tectônicos inferidos onde se formaram, algumas poucas informações geoquímicas e os dados geocronológicos e isotópicos resultantes deste estudo, integrados ao conhecimento existente na literatura, são as ferramentas disponíveis para a discussão da seqüência de eventos que conduziu à formação da crosta continental que veio a constituir o Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi. Uma interpretação é vislumbrada dentro dos parâmetros clássicos da tectônica de placas, envolvendo formação de bacia oceânica, subducção, arcos de ilha e colisão. A contribuição desejada está numa melhor discussão de algumas unidades / assembléias, na sua associação a processos e ambientes e no seu posicionamento temporal dentro de uma seqüência evolutiva. Outras assembléias ainda carecem de um bom volume de trabalho geológico, geocronológico e geoquímico. Em escala regional, informações geofísicas e dados paleomagnéticos trariam subsídios importantes a qualquer modelo evolutivo.

A combinação entre os dados geológicos, geocronológicos e isotópicos de Nd (Tab. 6.1) mostra claramente que a maior parte da crosta continental pré-cambriana aflorante na região do Gurupi formou-se no intervalo aproximado 2100-2300 Ma (Riaciano), sendo que mais de 80% da crosta formada nesse intervalo de tempo é juvenil. A atividade geológica pré-cambriana, entretanto, foi mais ampla, com reflexos no Arqueano e uma atuação maior no Neoproterozóico, até o limite do Cambriano Inferior (Tab. 6.1).

6.1 – EVENTOS ARQUEANOS

O Arqueano na região do Gurupi é ainda quase que vestigial. Apenas uma unidade arqueana foi reconhecida, ainda com dúvidas, materializada num pequeno corpo aqui definido como Metatonalito Igarapé Grande com idade próxima a 2600 Ma. Outras possibilidades são sugeridas por heranças localizadas em zircão e dados isotópicos de Nd (idades modelo e ϵ_{Nd} negativo). Portanto, não há maneiras de se reconstituir uma história arqueana na região.

6.2 – EVENTOS PALEOPROTEROZÓICOS

A Suíte Intrusiva Tromaí, embora não seja a unidade mais antiga da região, serve como o ponto de partida para o entendimento da evolução geológica. Essa unidade, a mais expressiva em

Tabela 6.1 – Sumário de atributos relevantes das unidades geológicas do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi
Tableau 6.1 – Sommaire des caractéristiques des unités géologiques du Craton São Luís et de la Ceinture Gurupi.

Unidade	litologia dominante	característica	grau metamórfico	ambiente	idade (Ma)	herança	metamorfismo	TDM (Ga)	ϵNd
<i>Cráton São Luís</i>									
Grupo Aurizona	vulcanossedimentar	-	xisto verde	arco de ilha (?)	2240-2260 (?)	-	-	2,21 - 2,48 (?)	+1 / +3
Suíte Tromai	tonalitos	Ca-alcálico	xisto verde	arco de ilha	2160-2170	-	-	2,22 - 2,26	+2
vulcânicas félsicas	dacitos	?	não metamórfico	?	2160 (?)	-	-	2,42	+0,2
Granito Areal	granitos	Ca-alcálico	?	arco de ilha	2150	-	-	2,23 - 2,26	+2
Suíte Tracuateua	granitos	peraluminoso	-	crustal	2090	-	-	2,31 - 2,50	-1 / +1
Microtonalito Caxias	microtonalito	diques (?)	-	-	1985	-	-	2,17	+0,7
Formação Viseu	sedim. clásticos	continental	anquimetamórfico	cratônico	?	-	-	-	-
<i>Cinturão Gurupi</i>									
Tonalito Igarapé Grande	tonalito (gnaisse)	-	anfíbolito	-	2590	2660	-	-	-
Complexo Itapeva	gnaisse tonalítico	migmatização	anfíbolito	-	2170	2190	2100	2,22 - 2,31	+2
Formação Chega Tudo	vulcanossedimentar	-	xisto verde	<i>backarc</i> (?)	2150 - 2160	2200	?	2,20 - 2,34	+2
Grupo Gurupi (indiviso)	sedimentar	-	xisto verde	?	>2160 (?)	-	-	-	-
Granito Cantão	granitos	Ca-alcálico (?)	não metamórfico	?	2159	-	-	2,21 - 2,48	-1 / +3
Granito Maria Suprema	muscovita granito	sintectônico	xisto verde	crustal	2100	-	2100	2,07 - 2,30	+1
Granito Japiim	granitos	-	?	crustal	2085	2350	-	2,22 - 3,23	-3 / +2
Granito Jonasa	muscovita granito	peraluminoso	xisto verde	crustal	2070	2320 - 2450	525	2,09 - 2,40	-1 / +3
Granito Ourém	muscovita granito	peraluminoso	xisto verde	crustal	2070 (?)	2460	-	-	-
Formação Marajupema	xistos	-	anfíbolito	margem continental (?)	<1100	2680	-	1,41 - 2,41	-10 / +1
Nefelina Sienito Boca Nova	nefelina sienito	gnaisificado	anfíbolito	rifte continental	740	>3000	540 - 550	1,50	-3
Granito Ney Peixoto	granitos	peraluminoso	?	crustal	550	1900	-	1,60 - 1,78	-8
Formação Igarapé de Areia	sedim clásticos	continental	anquimetamórfico	?	<550 Ma	-	-	-	-
Formação Piriá	sedim clásticos	continental	anquimetamórfico	?	<550 Ma (?)	-	530	-	-

termos de superfície exposta, é a que possui o maior número de dados geológicos, geocronológicos, isotópicos e geoquímicos, o que permitiu uma caracterização com razoável segurança de sua idade, origem e significado tectônico. Essa suíte é constituída por batólitos predominantemente tonalíticos, muito pouco evoluídos, com assinatura geoquímica mista entre o cálcico-alcálico clássico e o TTG arqueano, cuja derivação ocorreu a partir de materiais mantélicos juvenis (placa oceânica subductada e / ou cunha do manto), sem envolvimento detectável de materiais crustais mais antigos. Esse magmatismo volumoso esteve, portanto, ligado a ambiente de subducção e arcos de ilha, provavelmente em domínio oceânico extenso e deve ter constituído as raízes de extensos sistema de arcos.

Agora sim, recuando no tempo, sugere-se que essa oceanização originou-se a partir da ruptura de um ou mais blocos continentais arqueanos. A época precisa em que se iniciou essa quebra continental e oceanização não pôde ser estabelecida. Sabe-se que é algo anterior a 2260 Ma, idade dos zircões mais antigos encontrados na seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona. Se corretas, as idades modelo em torno de 2,42 Ga determinadas para dacitos e metadacitos, que são rochas provavelmente derivadas da fusão de basaltos, poderiam estar marcando já a presença de crosta oceânica.

A formação de uma bacia oceânica extensa permitiu a acumulação de sedimentação clástica derivada dos blocos arqueanos nas margens dos mesmos. Também levou à formação de zona(s) de subducção e ao consumo prolongado de crosta oceânica, permitindo a produção volumosa de magmas cálcico-alcálicos que formaram arcos de ilha mais precoces há 2240-2260 Ma (Fig. 6.1), o que ficou registrado no Grupo Aurizona. Arcos de ilha continuaram a se formar (grupos Aurizona e Gurupi?, Formação Chega Tudo), passaram a ser erodidos e os produtos dessa erosão foram depositados em depressões dos arcos e em bacias marginais aos mesmos (parte do Grupo Aurizona, Grupo Gurupi?). Ao mesmo tempo, extensos batólitos cálcico-alcálicos / TTG (Suíte Tromai, Complexo Itapeva?) formaram-se nas raízes desses arcos a partir de materiais essencialmente juvenis, por volta de 2170-2160 Ma. A reciclagem desses arcos juvenis reflete-se na geração de granitóides mais evoluídos, como Areal e Cantão, por volta de 2150 Ma (Fig. 6.1).

Todo esse conjunto descrito até agora constitui a maior parte do domínio representado, hoje, pelo Cráton São Luís e parte do Cinturão Gurupi em sua zona de articulação com esse cráton. Esse domínio representa a adição de um volume considerável de crosta continental juvenil no Riacciano. No domínio do Cinturão Gurupi, conforme sua configuração atual, parte das assembléias guardam similaridades com as do domínio cratônico, outras diferem em termos de

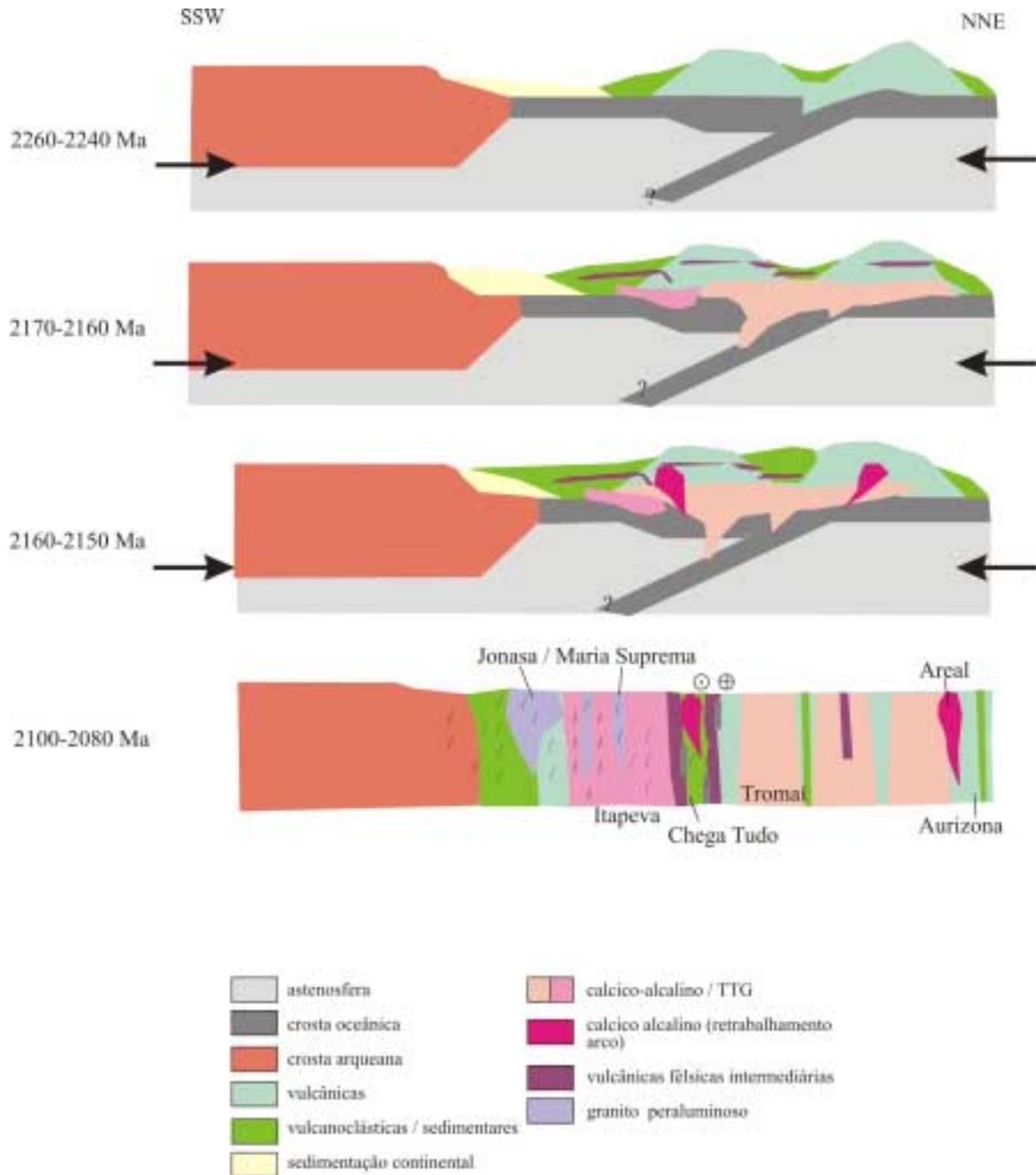


Fig. 6.1 - Esboço sugerindo a evolução geodinâmica da região do Gurupi no Paleoproterozóico (discussão no texto).

Fig. 6.1 - Esquisse qui suggère l'évolution géodynamique de la région du Gurupi pendant le Paléoproterozoïque (discussion dans le texte).

constituição e idade. Os diversos corpos de granitóides peraluminosos com duas micas alforantes e a migmatização localizada são indicativos de fusão crustal relativamente extensa, acompanhando e / ou sucedendo ao metamorfismo regional, em torno de 2100 Ma. Entre esses granitóides, o corpo Maria Suprema é claramente sintectônico, enquanto que os demais possuem relações temporais ainda incertas em função da ausência de informações de campo mais claras. É possível que parte desse magmatismo seja tardi- a pós-tectônico (alguns corpos pouco deformados, idades mínimas Pb-Pb um pouco mais jovens). Esses tipos peraluminosos e sua assinatura isotópica e geocronológica, que indica envolvimento de crosta arqueana, aponta com isso, para a proximidade de bloco arqueano para sul-sudoeste. Pequenos fragmentos desse bloco encontram-se preservados (Tonalito Igarapé Grande) no seio da Formação Marajupema. Assim, infere-se que o conjunto juvenil de arcos de ilhas ao final de longa fase de subducção, com convergência dirigida de NNE para SSW, aglutinou-se a esse continente arqueano, por volta de 2100-2080 Ma (Fig. 6.1). Tanto colisão frontal / oblíqua, com maior ou menor espessamento crustal (p. ex., Brown, 1994; Barbarin, 1996; Solar *et al.*, 1998), como tectônica transcorrente (p. ex., Delor *et al.*, 2003; Naba *et al.*, 2004) explicariam a geração e o posicionamento dos granitóides peraluminosos, o metamorfismo e a migmatização localizada. Os elementos geológicos disponíveis e a superposição da atividade neoproterozóica (ver abaixo) não permitem caracterizar com clareza qualquer uma das possibilidades, mas a ausência de evidências de grandes falhamentos de empurrão talvez favoreça a segunda.

A esse fecho orogênico, evidenciado pelo metamorfismo, migmatização, granitogênese e deformação, portanto, um ambiente de temperaturas relativamente elevadas e rico em fluidos e corredores estruturais associa-se a mineralização aurífera, melhor definida pelos depósitos hospedados no Cinturão Gurupi, conforme será discutido nos capítulos que seguem.

Com relação aos dois tipos extremos de orogênese que operam na crosta, pelo menos a partir do Paleoproterozóico (Windley, 1992; Condie, 1997; Kröner & Cordani, 2003), orogênias colisionais envolvem a convergência e colisão de dois ou mais blocos continentais, o que pode levar a expressivo espessamento crustal, com metamorfismo de alto grau e extenso retrabalhamento (estrutural e fusão parcial) de tratos continentais mais antigos. Esse tipo gera muito pouco ou nenhum material juvenil e é também caracterizado pela formação de *nappes* e por suturas marcadas por ofiolitos. Alpes e Himalaias são exemplos clássicos, assim como as orogênias Grenvillianas (1,2-1,0 Ga), como a Sunsás, no sudoeste do Cráton Amazônico. Orogênias acrescionárias envolvem a produção e aglutinação de blocos crustais juvenis, sobretudo terrenos oceânicos (arcos de ilha, platôs submarinos, crosta oceânica, prismas

acrescionários), além de possíveis microcontinentes, que finalmente colidem contra uma margem continental. Caracterizam-se por considerável crescimento crustal, ausência de espessamento crustal importante e de metamorfismo de alto grau (colisão suave – Kröner & Cordani, 2003) e baixíssimo grau de retrabalhamento crustal. O sudoeste do oceano Pacífico (Japão, Indonésia, Filipinas) é o exemplo moderno desse tipo de orogênese, bem como o Birrimiano (2,2-2,1 Ga) do Cráton do Oeste da África.

O quadro orogênico paleoproterozóico da região do Gurupi, com uma porção dominante claramente juvenil e acrescionária e outra de características colisionais, aparenta compor um tipo híbrido entre esses dois extremos, mas tendendo fortemente para o primeiro. Os picos de atividade paleoproterozóica estão separados no tempo por cerca de 50 Ma (2150 Ma – 2100 Ma). Alguns autores têm considerado esse tipo de situação, e neste mesmo intervalo de tempo, sob o ponto de vista da atuação de duas orogenias distintas na Plataforma Sul-americana (orogenias Encantadas e Camboriú, Hartmann, 2002) e no Cráton do Oeste da África (eventos tectono-metamórficos Eburneano e Bandamiano, Hirdes *et al.*, 1996), cada uma finalizada por um episódio metamórfico-deformacional. Outra forma de abordagem (p. ex., Delor *et al.*, 2003) considera episódios distintos dentro de um mesmo ciclo evolutivo prolongado, desde a fragmentação continental / abertura de oceano até a colisão final, envolvendo um ou mais episódios metamórfico-deformacionais. Em se tratando da região do Gurupi, as informações disponíveis não permitem que se seja categórico, mas, de maneira mais simples, vislumbra-se um mesmo longo evento no Riáciano, com fases sucessivas de ruptura continental, oceanização, produção e acreção de crosta juvenil, aglutinação a uma margem continental, metamorfismo, fusão crustal, migmatização e deformação.

No que concerne ao bloco arqueano que teria participado desse evento, a observação da figura 3.1 sugere dois candidatos potenciais, que são a porção arqueana do Cráton Amazônico (região de Carajás, ou Província Amazônia Central, segundo Tassinari & Macambira, 1999) e o Bloco Parnaíba. Na revisão geológica (item 3.1.2) observou-se, ao norte-noroeste da região de Carajás e no sudeste do Escudo das Guianas, diversas fases de magmatismo orogênico que encontram correspondência temporal e composicional com o que foi descrito para a região do Gurupi. Essa hipótese é portanto sustentável.

O Bloco Parnaíba é, para este autor, de discussão mais difícil e, certamente, mais especulativa e não conclusiva. Esse bloco foi individualizado fundamentalmente em interpretação geofísica, que sugere que a sua estruturação difere daquela dos blocos que o circundam, e na existência de uma rocha com idade Rb-Sr convencional mesoproterozóica (ver item 3.1.7). Sua

constituição litológica é conhecida de forma muito precária (em geral rochas metamórficas de baixo grau \pm gnaisses similares ao que é descrito para os cinturões Gurupi e Araguaia) e sabe-se que foi afetado no Neoproterozóico devido ao registro geocronológico K-Ar e Rb-Sr (Kovach *et al.*, 1976). Algumas possibilidades que se vislumbram para o significado desse bloco são: 1) é um microcontinente arqueano (ou fragmento separado de outro continente arqueano, como região de Carajás, infra-estrutura da Província Borborema, norte do Cráton do São Francisco), que poderia então ter servido de anteparo ao desenvolvimento do orógeno Gurupi no Paleoproterozóico; 2) é um bloco paleoproterozóico e, nesse sentido, poderia ser a própria continuação do Cinturão Gurupi e / ou da Província Maroni-Itacaiúnas, retrabalhado no neoproterozóico; 3) sendo um bloco paleoproterozóico poderia ter colidido com o bloco paleoproterozóico São Luís-Oeste da África no neoproterozóico; 4) é um bloco policíclico, como a Borborema, com atividade continuada em várias orogenias; 5) seria o produto da orogenia neoproterozóica, ou seja, a continuação da porção neoproterozóica do Cinturão Gurupi, admitida a formação de uma bacia oceânica expressiva nessa Era.

6.3 – EVENTOS NEOPROTEROZÓICOS

O bloco continental heterogêneo, contendo rochas arqueanas e paleoproterozóicas e amalgamado no Paleoproterozóico por volta de 2100-2000 Ma, pode ter se comportado de maneira estável e coesa até meados do período Criogeniano (850-650 Ma) no Neoproterozóico, ou pode ter sofrido alguma atividade no Mesoproterozóico, conforme evidenciado por uns poucos zircões detríticos da Formação Marajupema com idades em torno de 1100 Ma, cuja origem e significado são ainda desconhecidos. Esse período tem sido associado, na Plataforma Sul-americana, tanto às fases finais de fusão como às fases iniciais de fissão do supercontinente Rodinia (ver discussão abaixo). Um dado inédito relevante, diz respeito à identificação de zircões detríticos de 1000 Ma em quartzitos na porção sul do Cinturão Araguaia (B.L.S. Pinheiro, 2004, comunicação verbal). O que há de conclusivo é a intrusão do nefelina sienito Boca Nova há cerca de 730 Ma, demonstrando que o bloco amalgamado no Paleoproterozóico foi rompido, formando um rifte continental (Fig. 6.2).

Duas possibilidades são vislumbradas para a evolução desse sistema de rifte continental: ou foi abortado e fechado (reversão da extensão para compressão), configurando uma orogenia intracontinental; ou evoluiu para uma margem continental / bacia oceânica, com subducção e subsequente fechamento (colisão). Dois fatos relevantes, um sedimentológico e outro

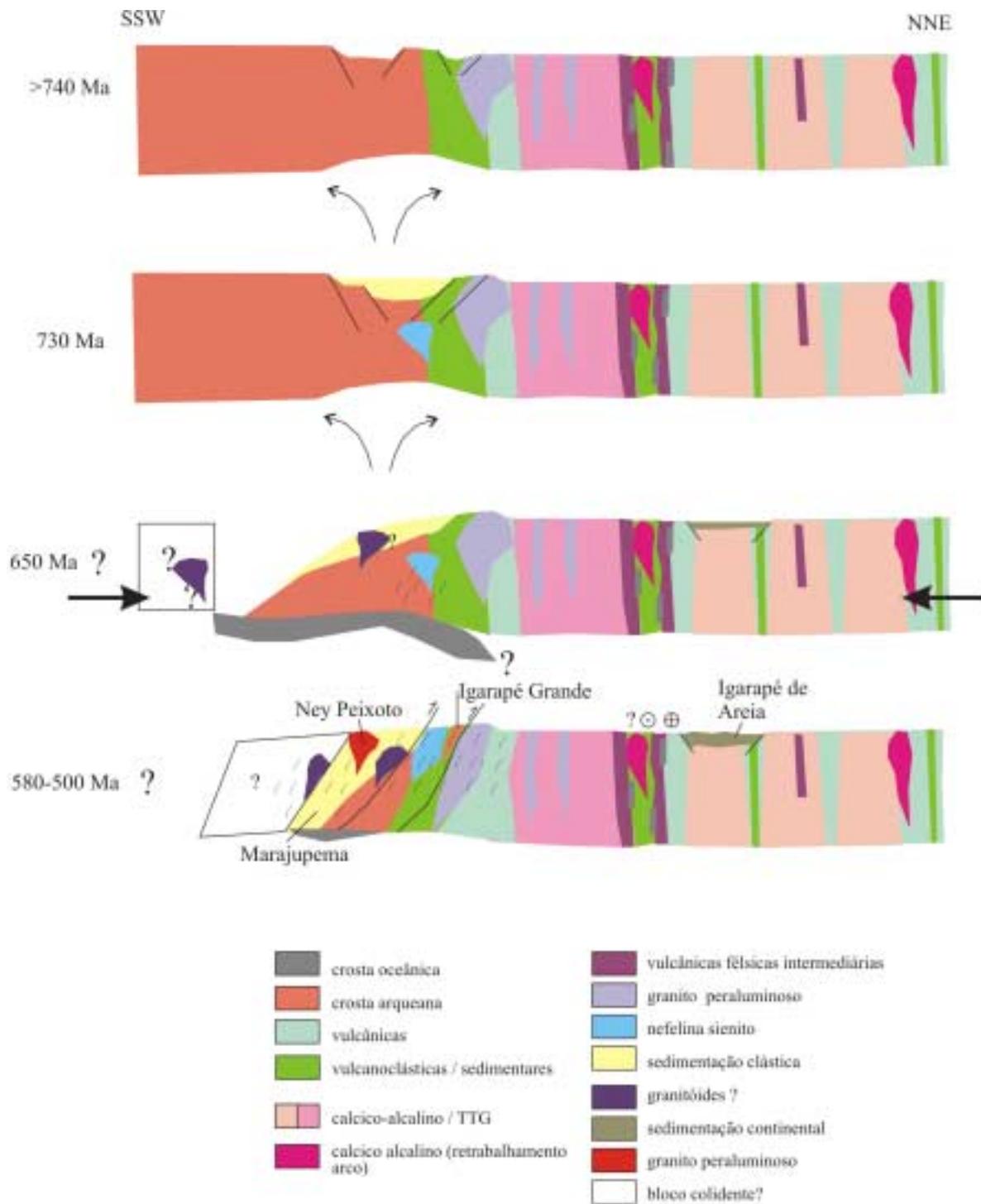


Fig. 6.2 - Esboço sugerindo a evolução geodinâmica da região do Gurupi no Neoproterozóico (discussão no texto).

Fig. 6.2 - Esquisse qui suggère l'évolution géodynamique de la région du Gurupi pendant le Néoproterozoïque (discussion dans le texte).

geocronológico, chamam a atenção: 1) a constituição sedimentar imatura (arcóseos) da Formação Igarapé de Areia sugere proximidade das fontes dos sedimentos; 2) mais de 80% dos cristais detríticos de zircão dessa formação possuem idade neoproterozóica, com distribuição unimodal e moda entre 650 Ma e 600 Ma (Pinheiro *et al.*, 2003). Considerando que rochas félsicas e intermediárias são as principais fornecedoras de zircão detrítico e de feldspatos para sedimentos, é possível a ilação de que um magmatismo félsico orogênico e com razoável extensão tenha sido produzido na região nesse período, o que aponta para a existência de margem continental / bacia oceânica, de dimensões ainda insabidas. Esse magmatismo pode encontrar-se encoberto pela sedimentação fanerozóica para sul-sudoeste do Cinturão Gurupi e grande parte já deve ter sido removida por erosão, pois, vale enfatizar, das três ocorrências de rochas neoproterozóicas detectadas na região (Formação Marajupema, Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova e Granito Ney Peixoto), as duas primeiras encontram-se na fácies anfibolito, de forma que uma espessura considerável de crosta que lhes era sobreposta já foi removida. Estudos recentes, com base em elementos geológicos, geocronológicos e paleomagnéticos, vêm sugerindo a existência de um grande oceano a partir de aproximadamente 1000 Ma, que se estendia pelo menos desde a porção central da América do Sul até a margem oriental do Cráton do Oeste da África (oceano Goiás + Farusiano) e que esse oceano separaria o conjunto continental formado por Amazonia, São Luís-Oeste da África e Baltica (Rodinia, portanto) de outra massa continental envolvendo os blocos São Francisco-Congo, Maciço Central de Goiás, Borborema e outros (Pimentel *et al.*, 1999; Caby, 2003; Cordani *et al.*, 2003; Fetter *et al.*, 2003; Kröner & Cordani, 2003). Essa visão viria a reforçar a sugestão feita acima de que o rifte continental que abrigou o nefelina sienito Boca Nova teria evoluído para uma bacia oceânica.

Os sedimentos que deram origem à Formação Marajupema foram depositados nessa bacia / rifte, pelo menos a partir de 730 Ma, bacia essa cujo embasamento preservou fragmentos de crosta arqueana (Metatonalito Igarapé Grande). Essa bacia recebeu sedimentos dos dois blocos separados, o que se reflete em zircões detríticos arqueanos e paleoproterozóicos e no conteúdo sedimentar, com componentes fortemente feldspáticos, indicando fontes próximas.

O mesmo nefelina sienito, que marca a ruptura do continente paleoproterozóico, foi gnaissificado e localmente migmatizado. A época em que ocorreu esse episódio metamórfico é ainda incerta, pois os dados a esse respeito são ainda incipientes e conflitantes. O zircão concordante de ~650 Ma do nefelina sienito pode estar refletindo esse episódio, idade que é semelhante à atribuída ao pico metamórfico no Cinturão Araguaia (Alvarenga *et al.*, 2000), mas esse cristal não apresenta-se como caracteristicamente metamórfico. Outras evidências, como as

idades K-Ar em biotita do nefelina sienito (580 Ma) e Rb-Sr em minerais do Granito Jonasa (500-540 Ma), podem também indicar a época do metamorfismo, ou indicar idades de resfriamento regional. Também, o posicionamento do granito peraluminoso tardi- a pós-tectônico Ney Peixoto em 550 Ma, indica que o pico metamórfico ocorreu um pouco antes dessa época. É ainda possível especular que mais de um episódio metamórfico tenha ocorrido no desenvolvimento da orogenia neoproterozóica, o que foi descrito em outras situações nas orogenias do Brasileiro (revisão em Brito Neves, 2003).

Dentre os participantes dessa orogenia, a borda sul-sudoeste do bloco São Luís-Oeste da África foi o anteparo continental óbvio para o desenvolvimento do orógeno a sul-sudoeste. Essa borda foi retrabalhada em diferentes graus (isotópico, estrutural, metamórfico, fusão?) e o que restou intacto nesse bloco continental paleoproterozóico, para o norte, adquire o status de cráton a partir dessa orogenia. Neste evento, a convergência e o transporte de massas se deu no sentido inverso do que ocorreu no evento paleoproterozóico, ou seja, de sul-sudoeste para norte-nordeste, a julgar pelas estruturas de moderado a baixo ângulo impressas nas rochas comprovadamente geradas e / ou retrabalhadas no Neoproterozóico, como o Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova, o Granito Jonasa e a Formação Marajupema (Fig. 3.12 e 5.2). Para sul-sudoeste, volta a mesma discussão sobre o significado do Bloco Parnaíba travada há pouco. Seria um bloco que colidiu com o bloco São Luís-Oeste da África, ou seria a própria continuação da porção neoproterozóica do Cinturão Gurupi? A proximidade da zona de sutura do orógeno neoproterozóico é sugerida pela posição do Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova. Entretanto, o zoneamento desse orógeno, é assunto que requer muito mais investigação, em função da carência de dados geológicos, das dúvidas que ainda perduram quanto ao posicionamento stratigráfico das unidades localizadas na porção noroeste do cinturão (Grupo Gurupi), do significado tectônico-ambiental das seqüências supracrustais e da idade do metamorfismo.

As bacias sedimentares Piriá e Igarapé de Areia depositaram-se sobre depressões criadas na borda do continente paleoproterozóico. Seus sedimentos encontram-se anquimetamorfizados e pouco deformados o que indica que ainda sofreram efeitos dessa orogenia neoproterozóica. A época de abertura e de início do preenchimento sedimentar dessas bacias e seu real significado tectônico (molassas?) também persistem como incógnitas.

6.4 – IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO SUL-AMERICANA

Os terrenos paleoproterozóicos aqui estudados encontram boa correspondência em termos de composição litológica, ambientes tectônicos inferidos e geocronologia, principalmente com os terrenos birrimianos do oeste africano e com o sudeste do Escudo das Guianas. É aceitável que todos tenham feito parte de um bloco continental contínuo, que se estendia ainda até o noroeste do Ceará e região nordeste de Carajás, pelo menos. Isso se coaduna com a idéia do supercontinente Atlantica (Ledru *et al.*, 1994; Rogers, 1996) que teria sido constituído pelos blocos Amazônia, São Luís-Oeste da África, Norte da África, Rio de La Plata, São Francisco e Congo-Kasai. Esse supercontinente seria o produto da solda de blocos arqueanos por cinturões móveis paleoproterozóicos, especialmente entre ~2250-2000 Ma (ciclo Transamazônico / Eburneano de orogênias). Se e até quando Atlantica manteve-se coesa é tema ainda altamente controverso (Brito Neves, 1999; Hartmann, 2002; Rogers & Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2002) e sua discussão foge ao escopo deste trabalho.

O que parece consensual é que esse continente paleoproterozóico veio a fazer parte de Rodinia, o supercontinente que representa a reunião de blocos continentais soldados durante as orogênias Grenvillianas (~1200-1000 Ma). O que está longe do consenso é a constituição interna e configuração paleogeográfica desse supercontinente, bem como a cronologia e geografia de sua fissão, dispersão e reaglutinação em Gondwana Ocidental, conforme se depreende das variadas propostas e discussões existentes (p. ex., Hoffman, 1991; Dalziel, 1997; D'Agrella Filho *et al.*, 1998; Weil *et al.*, 1998; Meert & Powell, 2001; Brito Neves, 2003; Cordani *et al.*, 2003; Kröner & Cordani, 2003). O que é evidente nessas discussões é o diacronismo dos eventos e concorrência no tempo de processos de fissão e fusão em pontos distintos dos continentes e a fissão de Rodinia, na região do Gurupi, é sinalizada pela formação do rifte que abrigou o corpo de nefelina sienito há aproximadamente 730 Ma.

Gondwana Ocidental formou-se pela fusão de diversos blocos arqueanos e paleoproterozóicos durante o longo e diacrônico ciclo Brasileiro / Pan-africano de orogênias, aproximadamente entre 1000 Ma e 500 Ma (Unrug, 1996; Trompette, 1997; Brito Neves, 2003). A região do Gurupi participou dessa colagem conforme sugerido pelas diversas idades entre 650-500 Ma. Esse evento neoproterozóico na região do Gurupi também fecha o anel pericratônico de orogênias neoproterozóicas em torno do Cráton do Oeste da África, embora correlações mais claras com as faixas Rockelides e Dahomeides, não possam ser feitas de forma categórica, o mesmo servindo para os cinturões Araguaia e Borborema.

7 – GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE OURO

Neste capítulo serão descritos aspectos geológicos de sete depósitos auríferos selecionados distribuídos no Cráton São Luís e no Cinturão Gurupi (o uso do termo depósito é feito de maneira geral, não com conotação de *status*, mas sim de concentração mineral de interesse econômico). Serão abordados atributos como distribuição, rochas hospedeiras, estilo estrutural, texturas, mineralogia e dados econômicos, os quais permitem a construção do modelo geológico dos mesmos (descritivo). Os três depósitos do Cráton São Luís (Caxias, Areal e Pedra de Fogo) contam apenas com informações de superfície e de galeria rasa (caso do Caxias), enquanto que os quatro depósitos localizados no Cinturão Gurupi (Cipoeiro, Chega Tudo, Serrinha e Cachoeira) contam com informações de testemunhos de sondagem.

7.1 – DISTRIBUIÇÃO E DESCRIÇÃO DOS DEPÓSITOS AURÍFEROS

Em termos de distribuição os depósitos auríferos em estudo apresentam comportamentos distintos no Cráton São Luís e no Cinturão Gurupi. Na área cratônica os depósitos primários conhecidos, e a maioria dos depósitos secundários, distribuem-se de forma esparsa ao longo dessa unidade geotectônica, mas com concentração absoluta em sua porção centro-norte, onde a complexidade litológica e estrutural é maior e predominam as ocorrências de rochas do Granito Areal e do Grupo Aurizona (Fig. 7.1). São incluídos nesse grupo os depósitos Caxias, Areal e Pedra de Fogo, aqui estudados, o de Piaba (única jazida, no sentido estrito, com 18 toneladas de ouro contido – DNPM, 1996), além de Cavala, Criminoso, Novo Destino, Mangueiral, Portuguesa e vários outros. Granitóides da Suíte Intrusiva Tromai e Granito Areal, o microtonalito Caxias e a seqüência metavulcanossedimentar Aurizona hospedam os depósitos. Parece ser comum a ocorrência de depósitos no contato entre rochas intrusivas félsicas e máficas cloritizadas (Santa Fé do Brasil, 2000, comunicação escrita; Klein *et al.*, 2002). Zonas de cisalhamento que cortam todas as unidades constituem as principais estruturas hospedeiras. Não são imponentes como a Zona de Cisalhamento Tentugal, mas atestam o controle estrutural, pois os depósitos alinham-se segundo duas estruturas de orientações NW-SE e NE-SW (Fig. 7.1). Veios de quartzo e disseminações em zonas de cisalhamento são os estilos estruturais dominantes, sendo que arranjos *stockwork* foram também sugeridos (Santa Fé do Brasil, 2000, comunicação escrita).

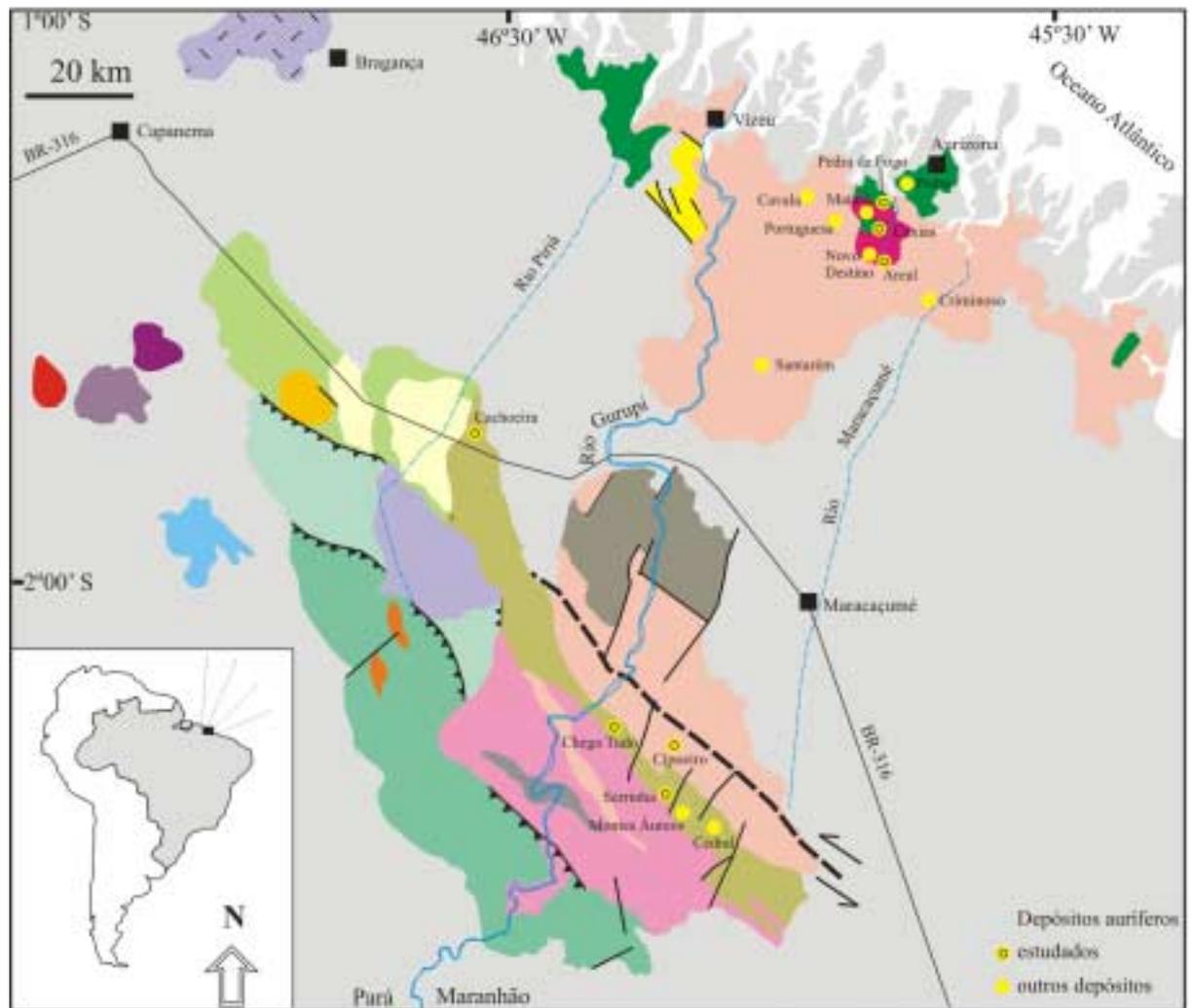


Fig. 7.1 - Mapa geológico da região do Gurupi com a localização de depósitos auríferos (Legenda geológica como na figura 5.2)

Fig. 7.1 - Carte géologique de la région du Gurupi, montrant la localisation des dépôts aurifères (Légende géologique dans la figure 5.2)

No Cinturão Gurupi o controle estrutural é marcante. Todos os depósitos conhecidos estão localizados na zona limítrofe entre o cráton e o cinturão (Fig. 7.1 e 7.2) e quase todos (talvez todos) associados à Zona de Cisalhamento Tentugal e hospedados na Formação Chega Tudo e, subordinadamente, em tonalitos deformados da Suíte Intrusiva Tromai.

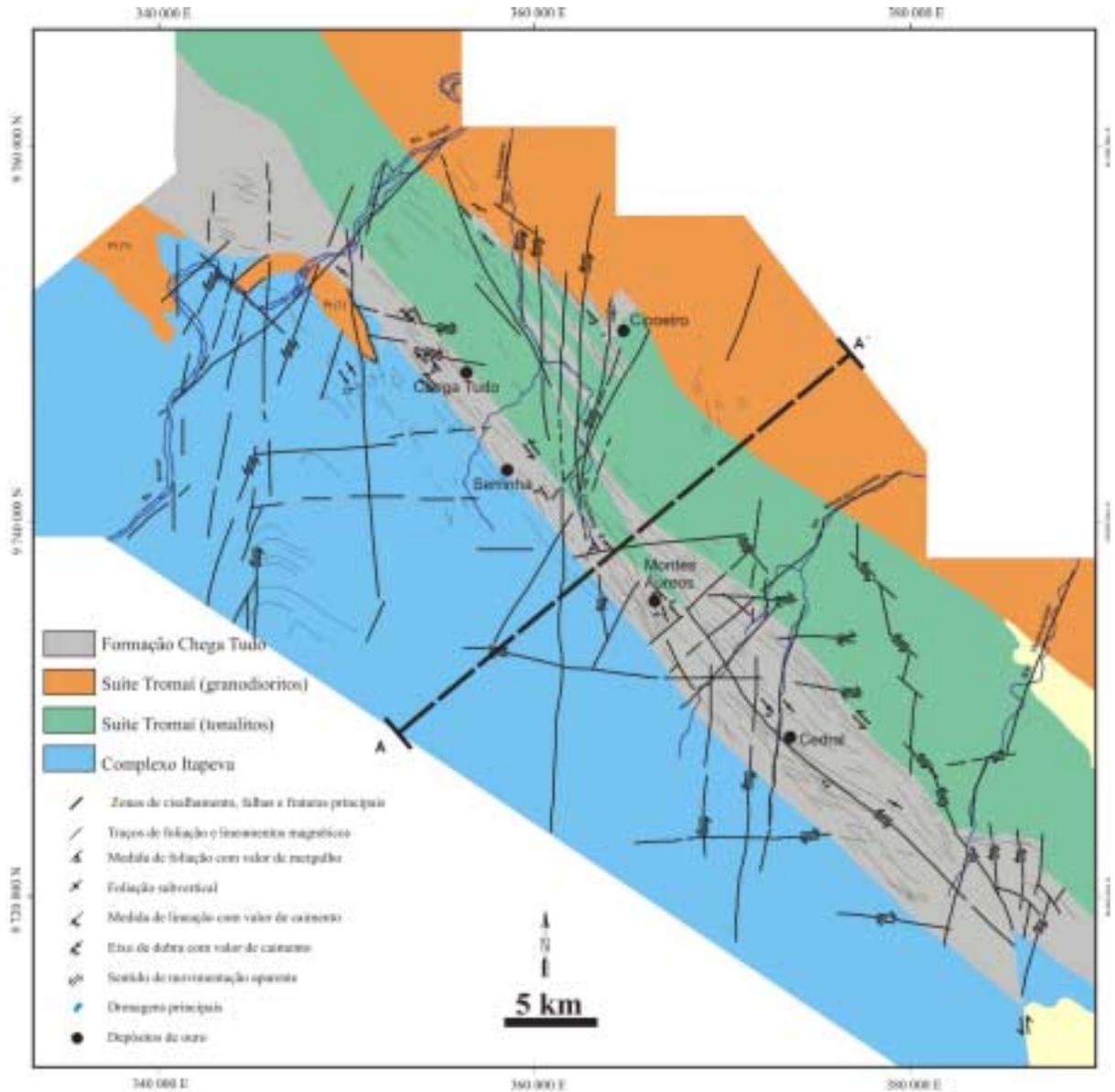


Fig. 7.2 - Mapa geológico da porção central-norte do Cinturão Gurupi, com a localização dos depósitos auríferos Chega Tudo, Serrinha e Cipoeiro. Adaptado de Ribeiro (2002), com alterações na nomenclatura estratigráfica de acordo com o presente estudo.

Fig. 7.2 - Carte géologique de la région centrale-nord de la Ceinture Gurupi, montrant la localisation des dépôts aurifères Chega Tudo, Serrinha et Cipoeiro. Adaptée de Ribeiro (2002), avec des altérations stratigraphiques.

7.1.1 – Caxias

No depósito do Caxias a mineralização hospedou-se em uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil que corta o Microtonalito Caxias (setor norte) e xistos máficos e pelíticos (setor sul) (Fig. 7.3) atribuídos ao Grupo Aurizona. Essa zona de cisalhamento transcorrente possui atitude N15°E / 75°SE e indicadores cinemáticos sugerem movimentação dextral (Klein *et al.*, 2002). A

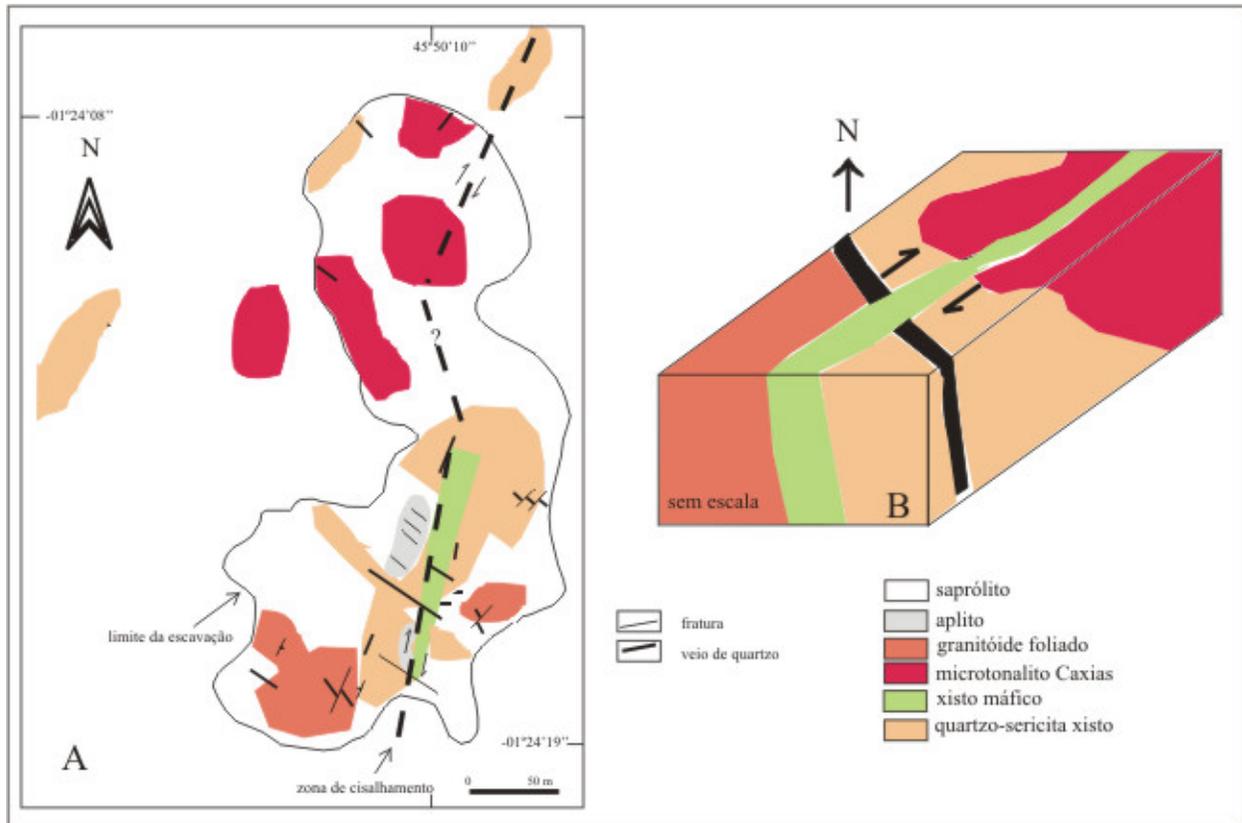


Fig. 7.3 - Mapa geológico simplificado (A) e bloco diagrama (B) do depósito Caxias. Modificado de Klein *et al.* (2000; 2002).

Fig. 7.3 - Esquisse géologique (A) e bloc diagramme (B) pour le dépôt du Caxias (d'après Klein *et al.*, 2000; 2002)

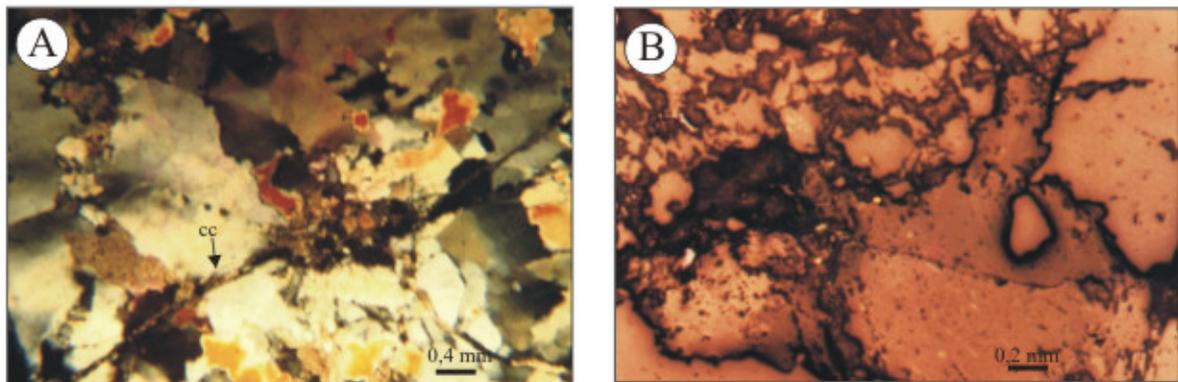


Fig. 7.4 - Aspectos da alteração hidrotermal no depósito Caxias. A) Veio de quartzo com clorita, sericita, calcita (centro da foto) e vênula de calcita (cc). B) Partículas de ouro no contato entre quartzo e clorita.

Fig. 7.4 - Aspects de l'altération hydrothermale à Caxias. A) Veine de quartz avec chlorite, sericite et calcite (centre de la photo) et veinule de calcite (cc). B) Grains d'or au contact entre le quartz et la chlorite.

alteração hidrotermal afetou também vários metros em torno da estrutura, pode ser seguida longitudinalmente por, pelo menos, 300 m (Fig. 7.3), e gerou extensa venulação de quartzo. As vênulas são contínuas ou não e multidirecionais, mas predominam direções paralelas à estrutura hospedeira e NW-SE, direção de outra zona de cisalhamento transcorrente também verificada no local. É possível que essas zonas representem um conjugado de cisalhamento. Além do quartzo, a alteração produziu sulfetação, extensa cloritização e subordinadas sericitização e carbonatação (Fig. 7.4A). Pirita é de longe o principal mineral sulfetado, com esfalerita ocorrendo em proporções subordinadas apenas no setor norte. Magnetita ocorre como fase subordinada, apenas no setor sul. O ouro ocorre no estado livre, no contato entre grãos de quartzo e clorita (Fig. 7.4B), ou associado a sulfetos. Os teores de ouro variam geralmente entre 3 e 369 ppb, localmente atingindo 590-3000 ppb. Arsênio e Sb também são detectados, mas normalmente em baixos teores, enquanto teores elevados de Ni, Co, V e Cr associam-se com as maiores concentrações de ouro e As (Klein *et al.*, 2002).

7.1.2 – Areal

Areal é uma pequena ocorrência hospedada em monzogranitos ao Granito Areal. O estilo estrutural do depósito é caracterizado por um enxame de veios tabulares de quartzo leitoso e maciço, com espessuras variáveis entre poucos centímetros a alguns decímetros. As dimensões longitudinais e profundidades dos veios são desconhecidas. Esses veios preencheram fraturas subverticais no monzogranito hospedeiro, orientadas especialmente segundo as direções N45°W e N20°E, portanto paralelas às estruturas hospedeiras no depósito do Caxias. Venulações de quartzo de espessuras milimétricas a centimétricas também foram produzidas. Em todos os casos apenas um estreito halo desenvolveu-se em torno dos veios e vênulas produzindo uma alteração sericítica intensa e piritização (Fig. 7.5). A sericita é bastante fina nesses halos e a pirita é fina a grossa e euédrica. Em porções mais distais, sericita e pirita são ainda relativamente abundantes, com a pirita disseminada ou formando agregados de cristais minúsculos, estando também presentes pequenas quantidades de epidoto, carbonato e clorita. Magnetita é muito rara. Enriquecimentos em As, Sb, Mo e Br foram detectados em análises químicas e indicados como os elementos mais favoráveis à prospecção, em adição ao ouro que mostra teores normalmente inferiores a 200 ppb (Klein, 1998).



Fig. 7.5 - Granitoide alterado (sericita, pirita, carbonato) encaixante do minério aurífero no depósito Areal. Escala em cm.

Fig. 7.5 - Granitoide altéré (sericite, pyrite, carbonate), encaixante de la minéralisation aurifère à Areal. Échelle en cm.

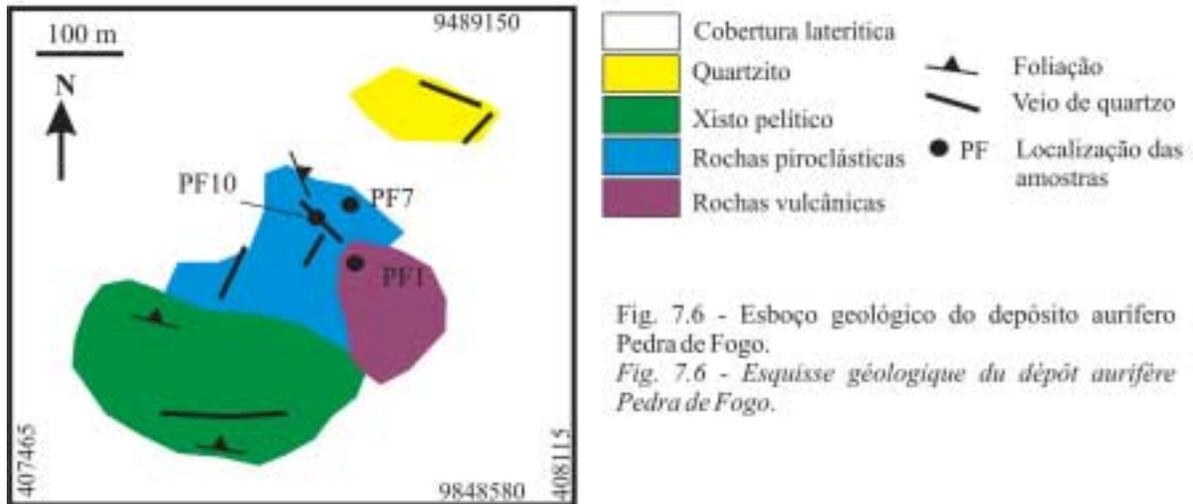


Fig. 7.6 - Esboço geológico do depósito aurífero Pedra de Fogo.

Fig. 7.6 - Esquisse géologique du dépôt aurifère Pedra de Fogo.

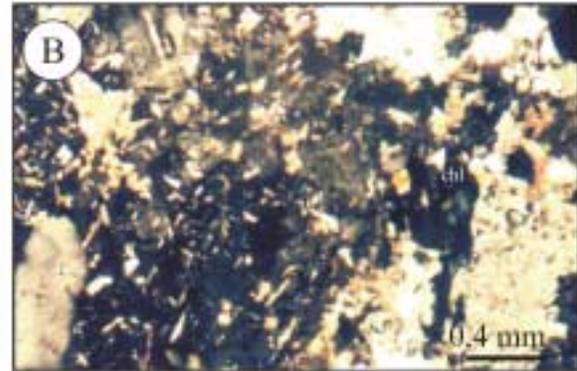
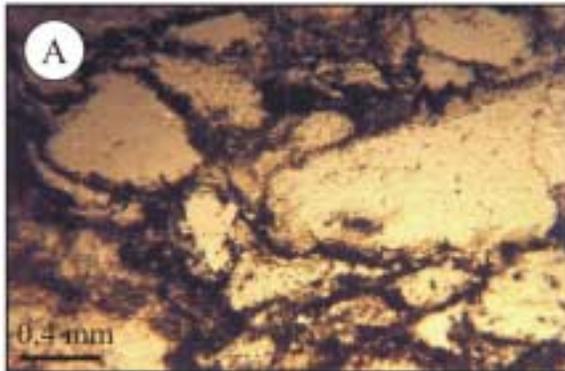


Fig. 7.7 - Fotomicrografias das rochas encaixantes em Pedra de Fogo. A) Fragmentos de quartzo e quartzo-feldspatos de rocha piroclástica com grafita na matriz (LN); B) Alteração clorítica (chl) e finos cristais de sericita em dacito (LP).

Fig. 7.7 - Photomicrographies des roches encaissantes à Pedra de Fogo. A) Fragments de quartz et quartz-feldspath en roche pyroclastique avec graphite; B) Chlorite (chl) et fines graines de sericite en dacite.

7.1.3 – Pedra de Fogo

Pedra de Fogo é também uma pequena ocorrência ainda sub-econômica encaixada em rochas do Grupo Aurizona (Fig. 7.6). A mineralização gerou veios de quartzo leitoso com 20 a 50 cm de espessura e demais dimensões desconhecidas. Os veios colocaram-se em fraturas subverticais orientadas segundo as direções N45°W e N10°E, novamente os mesmos padrões encontrados nos prospectos Caxias e Areal. A hospedeira dos veios é uma rocha metapiroclástica deformada (Fig. 3.16) relacionada ao Grupo Aurizona, praticamente desprovida de alteração hidrotermal. Trata-se de um aglomerado vulcânico foliado, composto por porfiroclastos e fragmentos de quartzo e / ou quartzo + plagioclásio, alongados segundo a foliação, e por fragmentos de rocha vulcânica muito fina, imersos em matriz quartzo feldspática e contendo grafita na matriz e nos planos de foliação (Fig. 3.16 e 7.7A). Em porções mais distais em relação aos veios, metadacitos porfiríticos levemente foliados apresentam clorita hidrotermal e proporções subordinadas de sericita, epidoto e apatita, além de vênulas submilimétricas e disseminações de pirita e raras calcopirita e magnetita (Fig. 3.16 e 7.7B).

7.1.4 – Cipoeiro

A rocha encaixante do minério é um tonalito pertencente à Suíte Tromai que mostra variados graus de alteração hidrotermal e deformação. Este tonalito ocorre em contato tectônico com metarcóseos e quartzitos (Fig. 7.2 e 7.8) tentativamente atribuídos ao Grupo Gurupi por Torresini (2000). Quando menos deformado e alterado, o tonalito exhibe texturas ígneas preservadas, incluindo textura porfirítica. Em porções mais intensamente alteradas e deformadas, textura e mineralogia primárias foram obliteradas tendo as rochas originais sido transformadas em rochas finas e foliadas com coloração verde escura (Fig. 7.9) devido à alteração clorítica. Diques de microtonalito cortam o tonalito em várias porções do depósito. A sondagem executada revelou diversas zonas mineralizadas com diferentes espessuras e teores de ouro entre 0,3 e 2 ppm. Os corpos principais de minério ocorrem próximo ao contato com um metarcóseo (Fig. 7.8) e são confinados a zonas de cisalhamento discretas, de caráter dúctil a rúptil-dúctil (Torresini, 2000; Ribeiro, 2002). De acordo com Ribeiro (2002) as estruturas hospedeiras estão associadas a um sistema de falhas norte-sul, com os corpos de minério sendo confinados às porções interiores de *splays* relacionados a esse sistema de falhas.

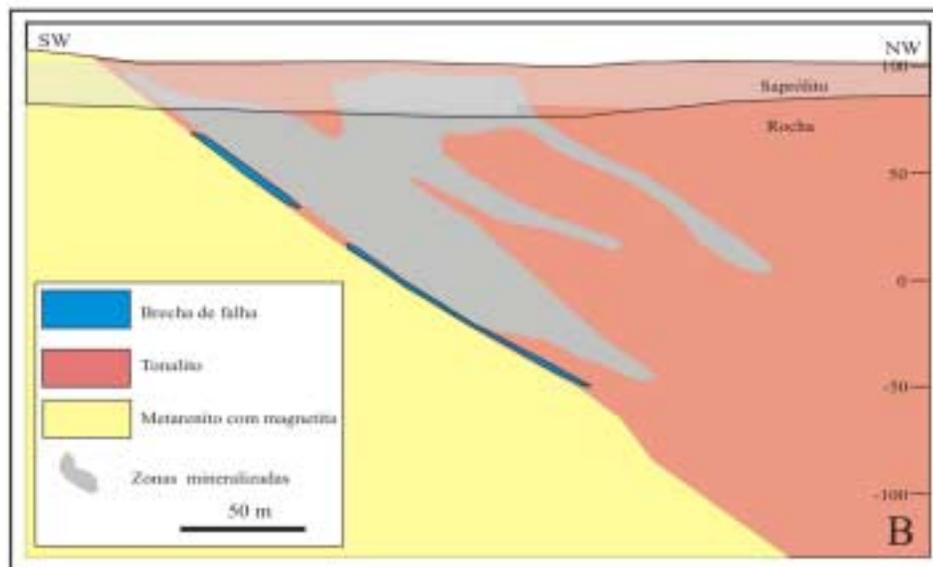
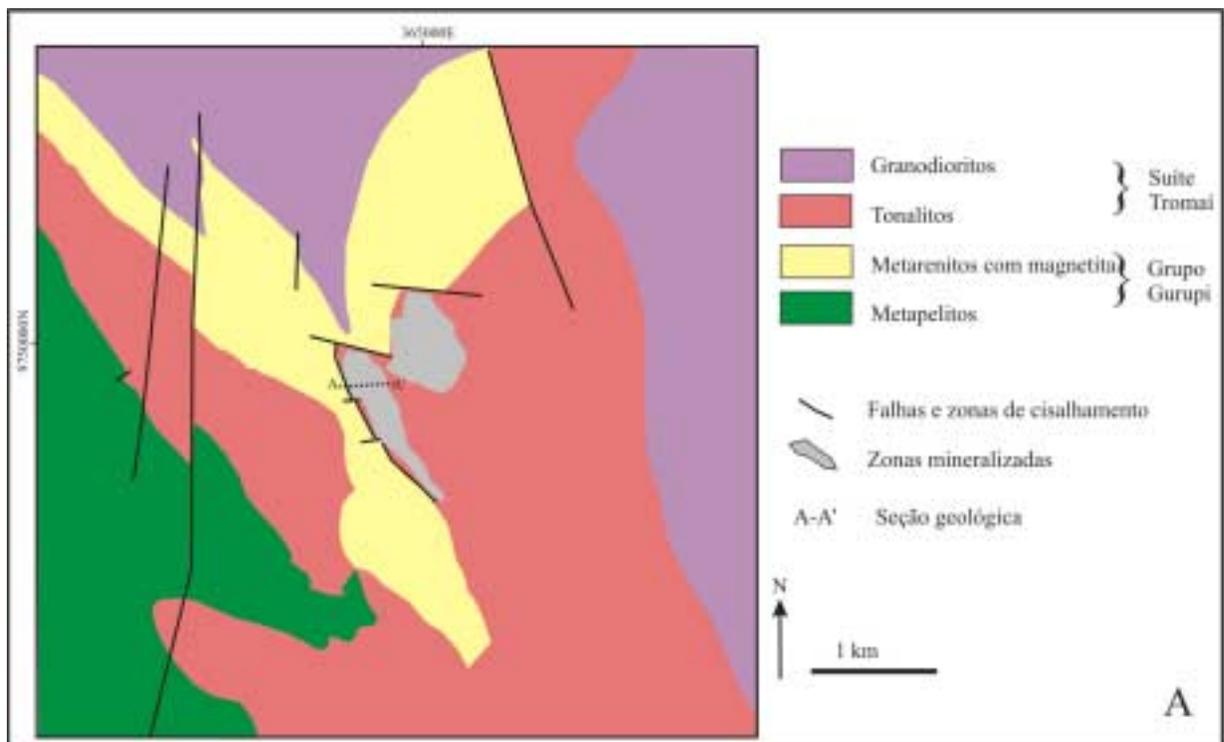


Fig. 7.8 - A) Mapa geológico e B) seção geológica do depósito Cipoeiro, segundo Torresini (2000).
 Fig. 7.8 - A) Carte géologique et B) coupe géologique du dépôt Cipoeiro, selon Torresini (2000).

A mineralização gerou veios de quartzo e, principalmente, disseminações (\pm vênulas) em zonas de cisalhamento discretas. Os veios de quartzo apresentam aspecto leitoso e maciço (Fig. 7.9), possuem poucos decímetros de espessura e mostram variáveis relações angulares com as estruturas da rocha encaixante, tanto concordantes como discordantes. As zonas de cisalhamento possuem até poucos metros de espessura (Ribeiro, 2002) e internamente a elas as rochas encontram-se intensamente foliadas e moderadamente dobradas. A alteração hidrotermal produziu uma assembléia composta por quantidades variáveis de clorita, sericita, calcita, albita e pirita, além do quartzo. Essa assembléia encontra-se sobreposta à paragênese metamórfica de fácies xisto verde do tonalito hospedeiro e é também compatível com condições de fácies xisto verde. O quartzo ocorre em veios mais espessos, em pequenas vênulas compostas (quartzo-calcita), em agregados recristalizados em sombras de pressão em cristais maiores de pirita (associado ou não com clorita – Fig. 7.9) e na matriz de granulação fina (quartzo reliquiar). O quartzo de veios e vênulas sofreu intensa recristalização, o que provocou a eliminação da maioria das inclusões fluidas, sendo as remanescentes muito pequenas para o estudo microtermométrico convencional. A clorita é abundante e mostra associação ubíqua com a pirita, ocorrendo via de regra em sombras de pressão desse mineral. Localmente, a clorita forma agregados fibrosos. A sericita distribui-se em cordões alongados segundo os planos de foliação (Fig. 7.9). Calcita é ubíqua, ocorrendo em vênulas com o quartzo ou disseminada na matriz hidrotermal, onde chega a constituir 10% do volume da assembléia de alteração. Albita é uma fase apenas subordinada e mais restrita às porções intermediárias do pacote estudado. A pirita mostra morfologias variadas, de anédrica a euédrica, e distintos tamanhos e distribuição. Em geral os cristais de pirita têm granulação média a grossa, mas em porções mais deformadas da rocha encaixante tendem a formar agregados de pequenos cristais dispostos segundo a foliação (Fig. 7.9). O ouro é raramente visível, tendo sido detectado quimicamente. Segundo Ribeiro (2002), teores mais elevados desse elemento estariam associados com maiores concentrações de pirita e com vênulas de quartzo-carbonato-sulfeto precipitadas em fraturas, veios e zonas de cisalhamento rúptil-dúctil de pequena escala. Essa observação define o caráter tardi-tectônico da precipitação do ouro.

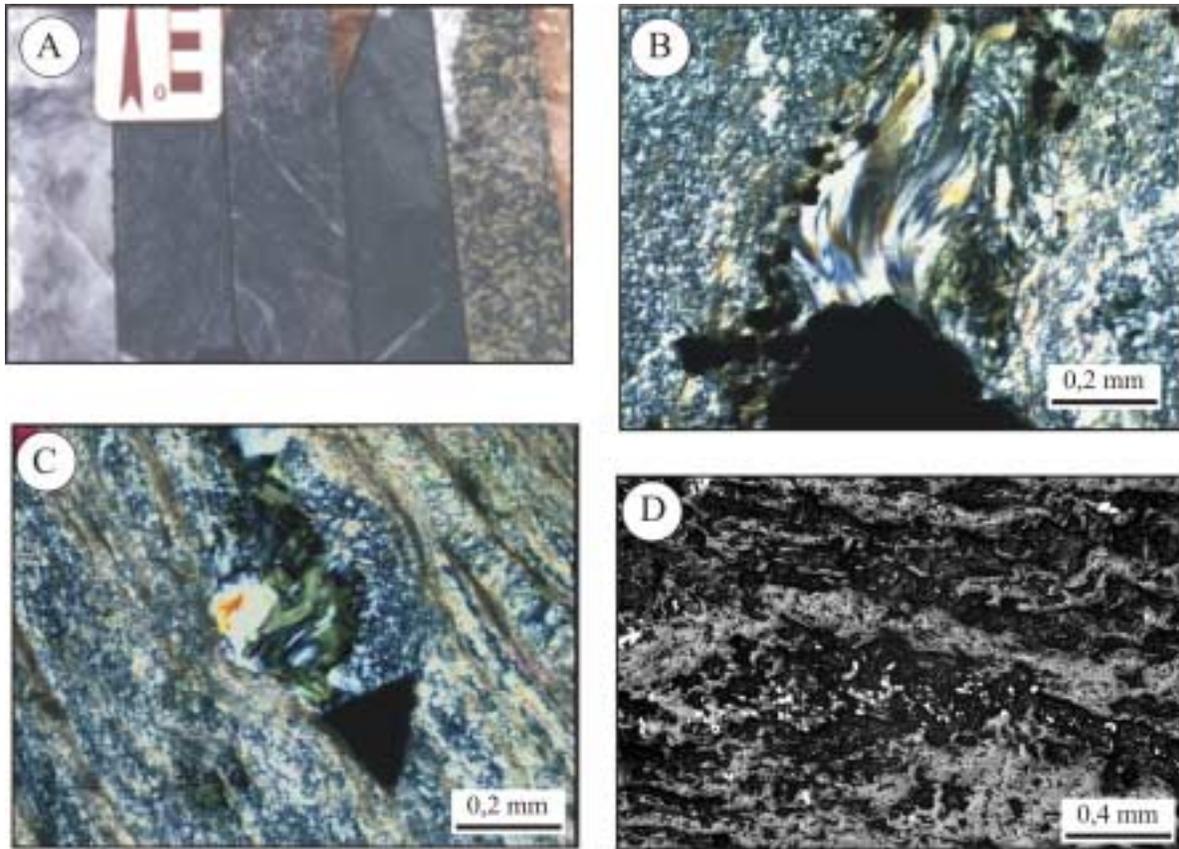


Fig. 7.9 - Aspectos das rochas mineralizadas em Cipoeiro: A) testemunhos de sondagem mostrando veio de quartzo leitoso (esquerda), o tonalito alterado (direita) e tonalito alterado e deformado (centro); B) pirita com quartzo e clorita em sombra de pressão; C) foliação marcada por sericita; D) finos agregados de pirita.

Fig. 7.9 - Aspects de la minéralisation à Cipoeiro: A) carottes de sondage montrant veine de quartz (à gauche), le tonalite altéré (à droite); le tonalite altéré et déformé (au centre); B) quartz et chlorite croissent à l'ombre de pression d'un cristal de pyrite; C) sericite marque la foliation; D) ensemble de cristaux de pyrite.

7.1.5 – Chega Tudo

O depósito de Chega Tudo compreende uma série de corpos de minério descontínuos confinados em zonas de cisalhamento de 50 a 150 m de espessura desenvolvidas sobre a seqüência metavulcanossedimenter da Formação Chega Tudo, próximo ao seu contato com tonalitos da Suíte Tromaf (Fig. 7.2 e 7.10). O conjunto de corpos mineralizados estende-se por cerca de 2 km em superfície e por, pelo menos, 200 m em profundidade (Fig. 7.10). Individualmente, os corpos de minério têm formas cilíndricas a irregulares em profundidade e são concordantes com a foliação das rochas encaixantes (Torresini, 2000).

A mineralização aurífera se desenvolveu em dois domínios, ditos metavulcânico e metassedimentar (Ribeiro, 2002) em função do litotipo predominante. No domínio

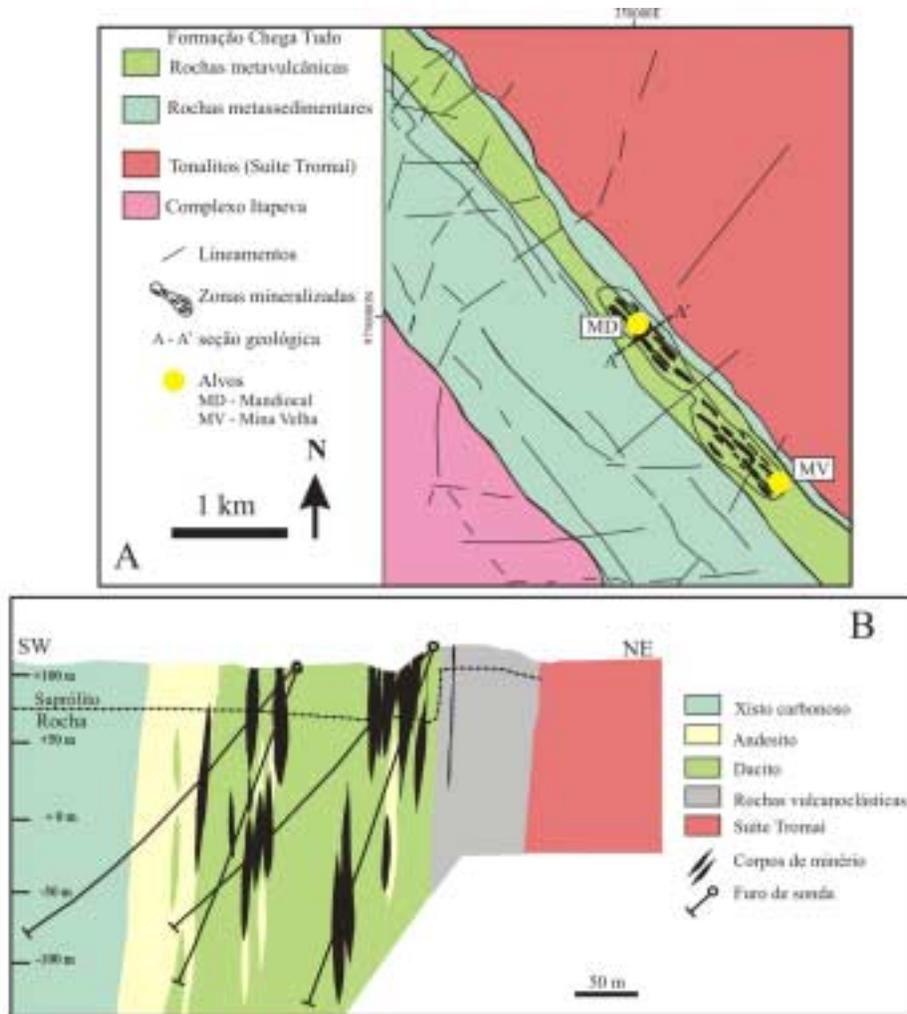


Fig. 7.10 - A) Mapa geológico da região de Chega Tudo com a localização dos alvos Mina Velha e Mandiocal (adaptado de Torresini, 2000); B) seção geológica do alvo Mandiocal (adaptado de Ribeiro, 2002).
 Fig. 7.10 - A) Carte géologique de la région de Chega Tudo montrant la localisation des cibles Mina Velha et Mandiocal (d'après Torresini, 2000); B) coupe géologique du cible Mandiocal (d'après Ribeiro, 2002).

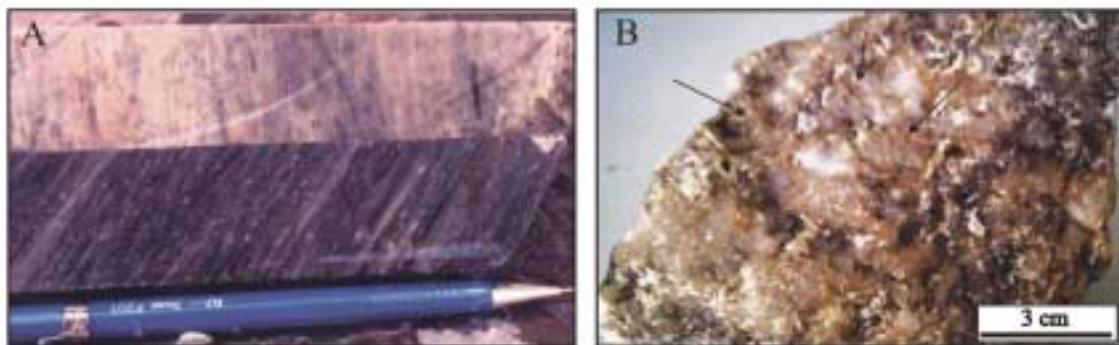


Fig. 7.11 - Aspectos da mineralização em Chega Tudo: A) dacite encaixante deformado; B) veio de quartzo com ouro visível em fraturas (setas).
 Fig. 7.11 - Aspects de la minéralisation à Chega Tudo: A) dacite encaixante déformé; B) veine de quartz montrant des grains d'or remplissant des fractures (flèches).

metassedimentar, menos importante economicamente, os corpos mineralizados são restritos e descontínuos e hospedaram-se em quartzo-sericita xistos magnetíticos e em subordinados xistos carbonosos ou cloríticos. Diques de gabro cloritizado cortam toda a seqüência metavulcanossedimentar e encontram-se apenas fracamente mineralizados (Torresini, 2000).

Este estudo concentra-se nos alvos Mina Velha e Mandiocal (Fig. 7.10), representativos dos diferentes estilos estruturais do domínio metavulcânico. As rochas hospedeiras nesse domínio são predominantemente dacitos porfiríticos e subordinados riódacitos, andesitos e tufos (Fig. 7.10 e 7.11), metamorfizados em condições de fácies xisto verde e deformados em variáveis intensidades. Os dacitos hospedeiros apresentam porfiroclastos de quartzo e de plagioclásio mais ou menos saussuritizado, imersos em matriz de estrutura milonítica fina composta por quartzo e feldspato potássico (Fig. 7.12A). Texturas vulcânicas preservadas foram também descritas por Dias (1983) e Ribeiro (2002).

No alvo Mina Velha apenas a porção superficial do depósito foi amostrada, representando o estilo estrutural veio de quartzo. A mineralização está contida num conjunto de veios de quartzo leitoso e maciço (Fig. 7.11B) com 50 cm de espessura e 20 a 100 m de comprimento. Esses veios possuem mergulhos subverticais e direção N35°W. Coletivamente formam um arranjo escalonado subconcordante com as foliações regional e milonítica. Provavelmente correspondem a veios oblíquos (*oblique shear vein*), no sentido de Hodgson (1989), que foram reorientados paralelamente à direção da zona de cisalhamento hospedeira durante a deformação progressiva. A rocha hospedeira imediata é um quartzo-sericita xisto com magnetita com intercalações de tufos e rochas metavulcânicas. O ouro nativo é freqüentemente visível (Fig. 7.11B), ocorrendo em agregados de partículas irregulares com até 1 mm na maior dimensão, especialmente no contato do veio com a rocha encaixante e sem associação visível com sulfetos.

No alvo Mandiocal, sondagens até cerca de 140 m de profundidade interceptaram duas zonas mineralizadas: uma zona superior, com 17 m de espessura e teores de ouro superiores a 1 ppm (nível 77m); uma zona inferior, com 0,5 m de espessura a teores de ouro em torno de 0,5 ppm (nível 96-96,5m) no contato com o domínio metassedimentar. Nos dois casos a mineralização produziu vênulas milimétricas a centimétricas de quartzo (\pm carbonato) e concentrações de sulfetos, tanto concordantes como discordantes da foliação do metadacito hospedeiro. A alteração hidrotermal afetou pervasivamente a rocha hospedeira, superpondo a paragênese metamórfica e gerando uma assembléia composta por quartzo, muscovita, clorita, calcita e pirita. O quartzo das vênulas sofreu complexa e possível repetida história deformacional sob condições dúcteis e rúpteis, o que é indicado por extinção ondulante com intensidade

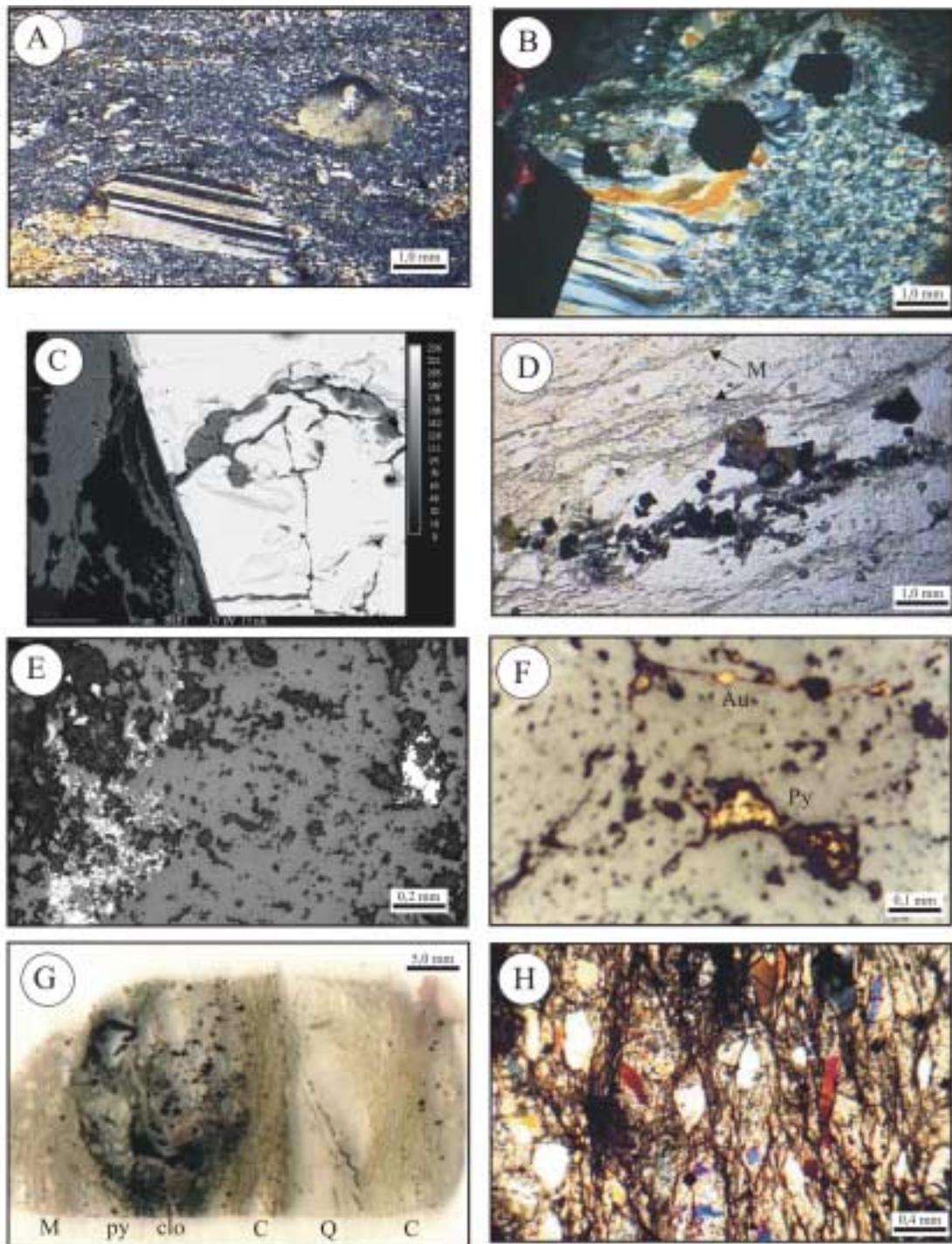


Fig. 7.12 - Aspectos da alteração hidrotermal em Chega Tudo. A) Dacito deformado com porfiroclastos de quartzo e plagioclásio. B) Quartzo e clorita em sombra de pressão em grande cristal de pirita. C) Clorita em fratura de pirita precoce. D) Muscovita (M) definindo foliação, e agregados de pirita e clorita em fratura paralela à foliação. E) Agregados de pirita irregular em fratura do quartzo. F) Partículas de ouro (Au) e pirita (Py) em fraturas do quartzo. G) Alteração hidrotermal zonada: c-calcita, q-quartzo, clo-clorita, py-pirita, M-muscovita. H) Imagem microscópica da alteração zonada, mostrando fragmentos de quartzo ovóides associados a calcita, muscovita e pirita.

Fig. 7.12 - Aspects de l'altération hydrothermale à Chega Tudo. A) Cristaux de quartz et plagioclase en dacite déformé. B) Quartz et chlorite à l'ombre de pression de pyrite. C) Chlorite remplissant fracture en pyrite. D) Muscovite (M) et ensemble de pyrite et chlorite remplissant fracture en quartz. E) Pyrite en quartz. F) Grains d'or (Au) et pyrite (Py) remplissant fractures dans le quartz. G) Altération hydrothermale zonée: c-calcite, q-quartz, clo-chlorite, py-pyrite, M-muscovite. H) Image microscopique de l'altération zonée.

variável, redução de tamanho de grãos, recristalização e formação de mosaicos de grãos hexagonais. Agregados fibrosos, acompanhados ou não por clorita, são também encontrados em sombras de pressão de grandes cristais de pirita (Fig. 7.12B). O desenvolvimento dessas sombras de pressão é atribuído ao transporte difusional de solutos em rocha submetida a deformação em baixo grau metamórfico, implicando em altas pressões de fluido, com dissolução nas faces de mais alta pressão e deposição nas faces de baixa pressão (Passchier & Trow, 1996; Bons, 2000). Além disso, indicam cristalização em estágios tardios da deformação progressiva (Witt, 1993). Localmente, o quartzo ocorre como porfiroclastos grandes, mais ou menos preservados de deformação dúctil. A clorita ocorre em uma variedade de texturas e associações: a maioria dos cristais estão alongados paralelamente aos planos de foliação, outros cristalizaram em fraturas de cristais de pirita, outros ainda cristalizaram juntamente com quartzo em sombras de pressão de cristais de pirita (Fig. 7.12B, C, D). A muscovita / sericita ocorre em agregados de cristais de granulação fina a média que definem a foliação da rocha ou do veio (Fig. 7.12D). Calcita é um constituinte menor (<5% vol.) nas vênulas de quartzo e ocorre também, localmente, em associação com clorita, muscovita e pirita. Pirita é o sulfeto predominante, ocorrendo em todas as amostras estudadas, enquanto que calcopirita é uma fase subordinada. Duas gerações de pirita foram reconhecidas. Pirita precoce (Fig. 7.12B, C) compreende grandes cristais subédricos a euédricos disseminados na rocha encaixante. Essa pirita possui, às vezes, fraturas preenchidas por clorita e freqüentemente mostra sombras de pressão. A pirita do segundo estágio (Fig. 7.12D, E, F) relaciona-se com o ouro, é mais fina, de forma mais irregular e forma agregados ou cordões posicionados nos planos de foliação da rocha encaixante e em fraturas nos veios de quartzo. Também forma disseminações em associação com quartzo, calcita e muscovita. Magnetita foi detectada em algumas amostras, associada a concentrações de sulfetos, mas raramente em contato físico com os mesmos. Localmente a assembléia hidrotermal forma zoneamento assimétrico (Fig. 7.12G, H) em escala centimétrica, com vênulas de quartzo margeadas por calcita proximal (\pm pirita); uma zona clorítica intermediária que contém quartzo, muscovita, calcita e pirita; uma zona distal mais rica em muscovita e quartzo (\pm pirita), com calcita subordinada. Em outras porções do depósito, pequenas quantidades de calcopirita e arsenopirita e traços de esfalerita e galena foram reportadas por Ribeiro (2002). O ouro ocorre como partículas microscópicas em fraturas no quartzo (Fig. 7.12F).

O estudo estrutural conduzido por Ribeiro (2002) também indicou que ouro e sulfetos depositaram-se em pequenas fraturas irregulares, especialmente nos metadacitos, que demonstraram um comportamento reológico mais rúptil em relação às zonas ricas em clorita e

muscovita, mais plásticas, gerando, portanto, maior permeabilidade. Isso talvez explique os maiores teores de ouro e o maior volume de rocha alterada no domínio superior. Essa evidência estrutural também mostra o caráter pós-pico deformacional da precipitação do ouro.

7.1.6 – Serrinha

Serrinha localiza-se a sudeste de Chega Tudo, no mesmo conjunto vulcanossedimentar que hospeda o minério naquele depósito (Fig. 7.2). Sondagem na área de Serrinha revelou que a estratigrafia do depósito é composta por xistos e rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas (Fig. 7.13), as quais são aqui atribuídas à Formação Chega Tudo. Essas rochas ocorrem como camadas subverticais e subparalelas e mostram xistosidade orientada segundo NW-SE, com mergulho de alto ângulo para SW, paralela ao conjunto regional do Cinturão Gurupi. Parte dos xistos é composta por variáveis proporções de sericita e clorita e contém abundantes níveis de rochas vulcanoclásticas e xistos carbonosos. Estes últimos são as rochas mais abundantes no depósito, consistindo em rochas finas a médias, foliadas e com coloração escura (Fig. 7.14A). As rochas metavulcânicas são dacitos pórfiros foliados que ocorrem entre camadas maiores de xistos carbonosos. Esta camada de dacito encontra-se afetada por fraca alteração hidrotermal que se concentrou em bandas estreitas compostas por quartzo, matéria carbonosa, carbonato, sericita e sulfetos. Globalmente, a seqüência metavulcanossedimentar foi submetida a deformação em condição dúctil-rúptil e mostra porfiroclastos rotacionados de quartzo, sombras de pressão (Fig. 7.14B) e fraturamento tardio.

Duas zonas mineralizadas foram interceptadas pelo trabalho de sondagem, ambas contidas na camada inferior de xistos carbonosos (Fig. 7.13). Essas zonas possuem 1 a 2 m de espessura com teores de ouro entre 0,5 e 1 ppm e são concordantes com a xistosidade. A alteração hidrotermal produziu uma assembléia mineral bastante simples, composta por vênulas milimétricas de quartzo-carbonato e sulfetos. As vênulas são descontínuas e mostram, em geral, contatos bruscos e subparalelos à foliação do xisto encaixante. Localmente, quartzo e carbonatos formam apenas bolsões centimétricos irregulares discordantes da xistosidade (Fig. 7.14A). Isso indica que quartzo e carbonato são pós-metamórficos. Algumas vênulas mostram finas fatias de rocha encaixante, o que lhes confere um aspecto localmente laminado (Fig. 7.14A), indicando que se desenvolveram em estrutura ativa. Apesar desse caráter sintectônico, as vênulas estão menos deformadas que as rochas encaixantes imediatas, indicando formação tardia com respeito à progressão da deformação.

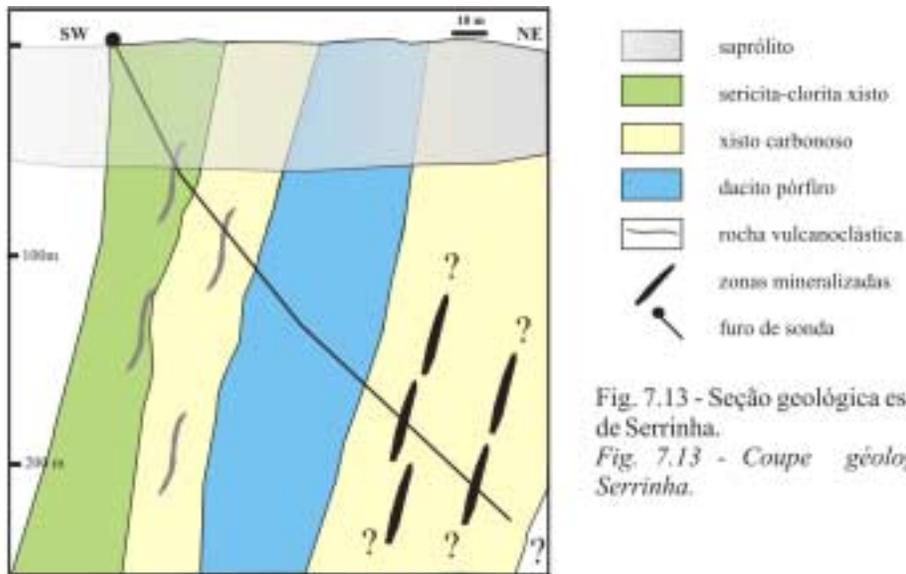


Fig. 7.13 - Seção geológica esquemática do depósito de Serrinha.

Fig. 7.13 - Coupe géologique du dépôt d'or Serrinha.

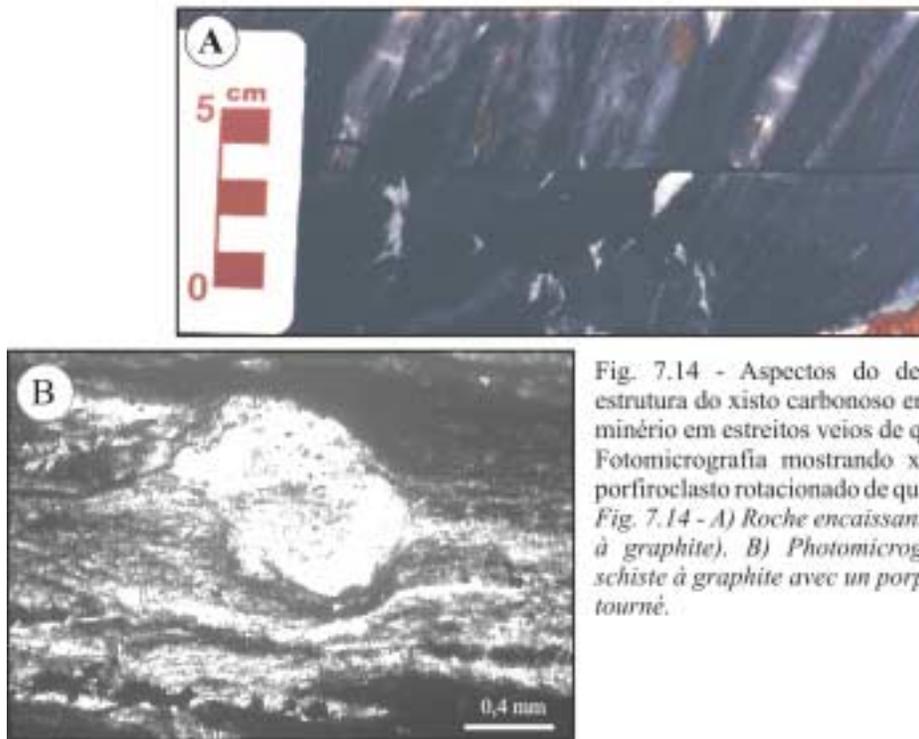


Fig. 7.14 - Aspectos do depósito Serrinha: A) estrutura do xisto carbonoso encaixante e estilo do minério em estreitos veios de quartzo-carbonato. B) Fotomicrografia mostrando xisto carbonoso com porfiroclasto rotacionado de quartzo.

Fig. 7.14 - A) Roche encaissante à Serrinha (schiste à graphite). B) Photomicrographie montrant le schiste à graphite avec un porphyroclaste de quartz tourné.

A maioria das vênulas possui núcleos de quartzo e bordas de carbonato. Relações texturais evidenciam que quartzo e carbonato precipitaram em fases distintas no nível mineralizado superior (Fig. 7.15A) e que precipitaram ao mesmo tempo no nível inferior (Fig. 7.15B). Com efeito, análises por difração de raios-X mostraram que os carbonatos possuem composições distintas nesses dois níveis, sendo calcita e ankerita (proporção 4:1) no nível

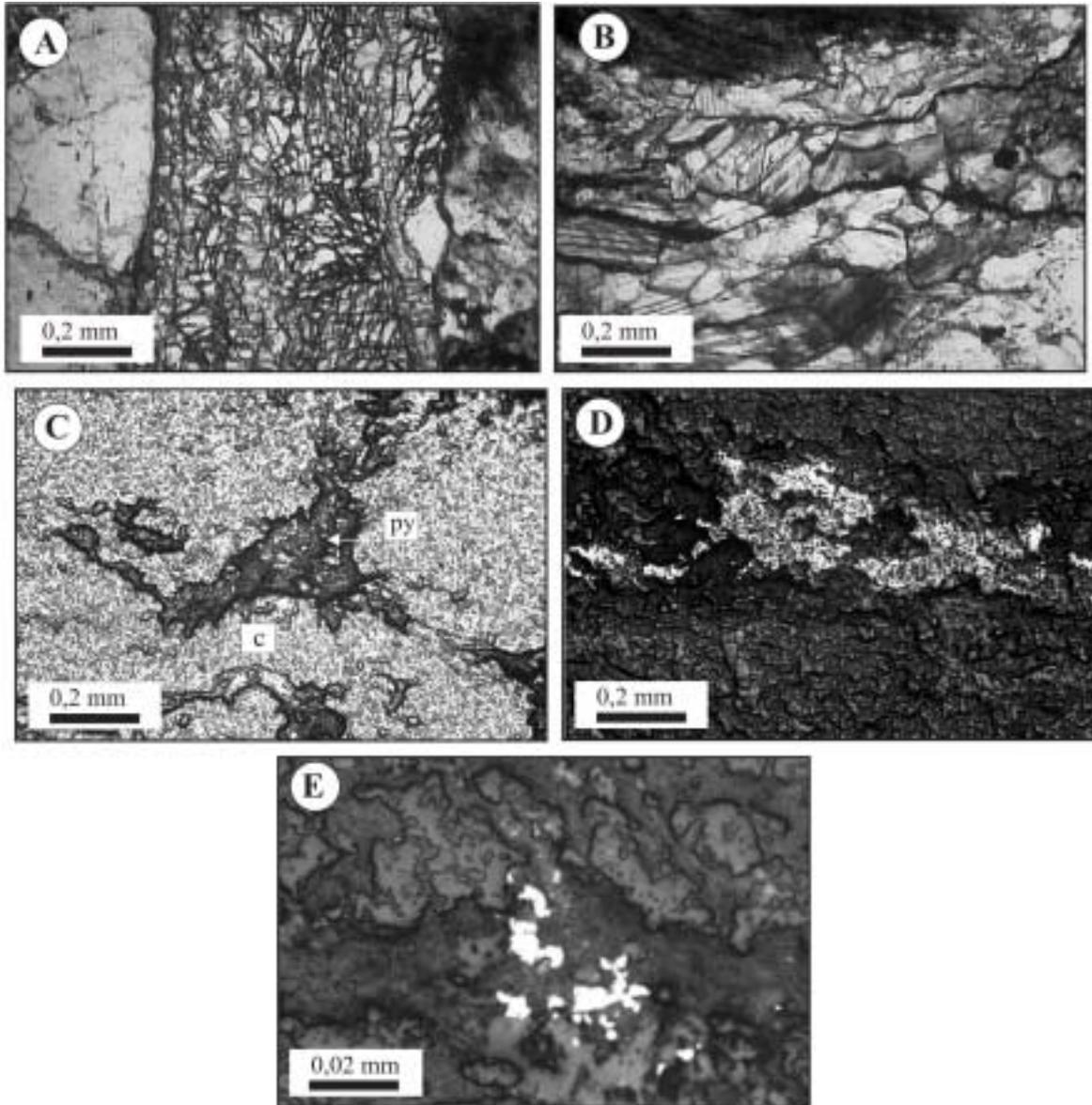


Fig. 7.15 - A) Nível 175m, contato brusco entre quartzo e carbonato. B) Nível 206m, vênula com evidência de co-precipitação entre quartzo e carbonato. C) Disseminação de pirita muito fina (py) em agregado de carbonato (c). D) Grão de pirrotita alongado paralelamente à foliação. E) Partículas irregulares de ouro em meio à ganga de quartzo-carbonato.

Fig. 7.15 - A) Niveau 175m, contact brusque entre quartz et carbonate. B) Niveau 206m, veinule montrant évidence de co-précipitation entre le quartz et le carbonate. C) Dissémination de pyrite très fine (py) sur carbonate (c). D) Cristal de pyrrhotite allongé selon la foliation. E) Particules irrégulières d'or.

superior e calcita e dolomita (proporção 1:1) no inferior. Os cristais de carbonato são euédricos a subédricos. O quartzo das vênulas é geralmente fino, anédrico e não mostra orientação preferencial ou zonas de crescimento. Mostra, entretanto, efeitos de deformação sob condições variáveis, tais como extinção ondulante moderada a intensa, algumas lamelas de deformação e microfraturamento. Alguns cristais maiores mostram desenvolvimento de subgrãos em suas

bordas devido à recristalização dinâmica. A pirita ocorre em cristais finos subédricos a anédricos preenchendo microfraturas nas vênulas de quartzo-carbonato (Fig. 7.15C). Pirrotita e magnetita são subordinadas e ocorrem sobretudo fora das zonas mineralizadas. A pirrotita é sempre anédrica e grossa, ocorrendo em níveis microscópicos descontínuos ou em agregados de cristais associados a carbonatos dentro dos planos de foliação (Fig. 7.15D). Pequenos cristais de magnetita ocorrem isolados ou associados espacialmente a concentrações de sulfetos e, apenas localmente substitui parcialmente a pirita. As partículas de ouro são em geral irregulares e não deformadas, associando-se aos minerais da ganga (Fig. 7.15E).

7.1.7 – Cachoeira

O depósito Cachoeira localiza-se na porção noroeste do Cinturão Gurupi (Fig. 7.1). É formado por dezenas de corpos de minério descontínuos (veios de quartzo individuais, sistemas de veios, rochas alteradas hidrotermalmente e *stockworks*) distribuídos numa área de aproximadamente 3,5 km por 1,5 km (Fig. 7.16). Os corpos mineralizados hospedaram-se na seqüência metavulcanossedimentar da Formação Chega Tudo. Estruturas rúpteis-dúcteis, especialmente zonas de cisalhamento transcorrentes são abundantes na área do depósito. São estruturas orientadas segundo norte-sul que mergulham com altos ângulos para o oeste (Fig. 7.17). Essas estruturas foram consideradas por Bettencourt *et al.* (1991) como *splays* relacionados à Zona de Cisalhamento Tentugal, mas não há certeza quanto a essa interpretação, visto que a continuidade da zona de cisalhamento para noroeste é ainda uma incógnita. As estruturas no depósito Cachoeira foram posteriormente reativadas como falhas, o que é indicado pela presença de brechas e farinha de falha. Falhas transcorrentes de direção leste-oeste e NNW-SSE deslocaram as estruturas norte-sul, enquanto que falhamentos normais afetaram especialmente pacotes exclusivamente sedimentares (Fig. 7.16). Essas estruturas rúpteis são tardias na evolução estrutural da região e não foram mineralizadas. Uma grande parte dos veios e outros corpos mineralizados encontram-se agrupados entre segmentos de uma zona de falhas curvilínea, mas globalmente orientada segundo a direção norte-sul. A deformação dúctil imprimiu xistosidade e / ou foliação milonítica nas rochas, dependendo de sua composição, competência e posição em relação às zonas de deformação.

As rochas encaixantes são de tipos variados (Fig. 7.18A). Rochas máficas e intermediárias compreendem tufos, basaltos, andesitos, clorita xistos e intercalações de talco-clorita xistos e filitos carbonosos, além de dioritos finos a grossos. Os tufos são rochas amarronzadas, finas e



Fig. 7.16 - Mapa geológico do depósito aurífero Cachoeira.
 Fig. 7.16 - Carte géologique du dépôt aurifère Cachoeira.

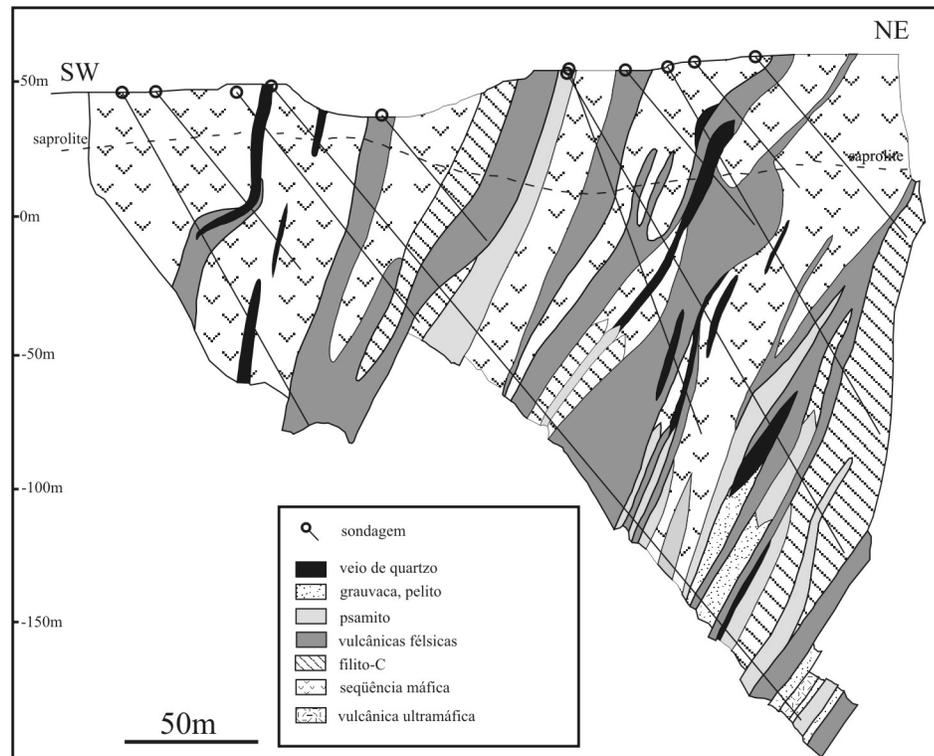


Fig. 7.17 - Seção geológica do depósito Cachoeira.
Fig. 7.17 - Coupe géologique du dépôt Cachoeira

xistosas. Basaltos e andesitos são rochas maciças cinza escuro, quando frescas, e esverdeadas quando alteradas. Clorita xistos são rochas verdes provavelmente derivadas de tufos e rochas vulcânicas finas em porções fortemente deformadas do depósito. Rochas de composição dacítica e riodacítica são equigranulares a porfiríticas, frequentemente xistosas, podendo representar tanto derrames quanto diques.

Uma seqüência sedimentar ocorre também nas imediações (Formação Rio Piritoró?) e apresenta uma unidade psamítica, composta por arcóseo, grauvaca e tufos, e uma unidade pelítica com intercalações de siltitos e filitos carbonosos. O arcóseo apresenta colorações amareladas, esbranquiçadas e rosadas, tem granulação média a grossa e níveis de conglomerado e de magnetita. Encontra-se cisalhado, mas preserva estruturas sedimentares primárias como estratificação cruzada.

Embora a maioria das rochas encontra-se mineralizada, há certo predomínio de corpos economicamente mais interessantes localizados na seqüência máfica (tufos e dioritos) (Fig. 7.17). Rochas vulcânicas félsicas, xistos sericíticos e pelitos carbonosos apresentam concentrações subordinadas de ouro, enquanto que na seqüência sedimentar o arcóseo está apenas fracamente mineralizado. Esse último não será abordado neste estudo.

Várias zonas mineralizadas foram interceptadas pelos trabalhos de sondagem na seqüência metavulcanossedimentar. Zonas individuais têm espessuras normalmente entre 7 e 17 m, mas o conjunto pode atingir 20 a 54 m em diferentes seções. O ouro ocorre em teores entre 1 e 2.3 ppm. A alteração hidrotermal da seqüência metavulcanossedimentar produziu uma assembléia mineral relativamente constante, distribuída em três estágios, envolvendo venulação e alteração pervasiva (Fig. 7.18). O primeiro estágio é caracterizado por veios de quartzo (\pm sulfetos) leitoso e maciço (Fig. 7.18B), com espessura média de 60 cm. Esses veios são subparalelos à estruturação norte-sul local e encontram-se localmente dobrados. O exame microscópico desses veios mostra quartzo com extinção ondulante forte, lamelas de deformação e recristalização dinâmica, o que indica deformação em condições dúcteis. Os veios também mostram alguma brechação provocada por deformação rúptil posterior. A alteração pervasiva das rochas encaixantes gerou quantidades variáveis de quartzo, carbonato, albita e minerais de sulfeto, que se superpuseram à paragênese metamórfica (Fig. 7.18C e D). Essa assembléia hidrotermal encontra-se via de regra orientada, indicando um caráter sintectônico. Clorita e sericita, finamente granuladas, estão presentes apenas localmente e em proporções bastante subordinadas. O carbonato é a dolomita, conforme determinação por difração de raios-x, podendo atingir 30% do volume da alteração. Albita é ubíqua e abundante. Pirita é o sulfeto predominante, compondo geralmente 1 a 5% do volume da alteração (ocasionalmente 8-10%). Os cristais de pirita são normalmente pequenos e euédricos e cortam a foliação, de acordo com sua origem pós-metamórfica. Contudo, sinais locais de deformação, como fraturamento e rotação de cristais são também observados. Arsenopirita ocorre em proporções subordinadas. Os cristais têm granulação média, são anédricos a euédricos e mostram maclamento freqüente. Pirita e arsenopirita ocorrem tanto isoladas ou em íntima associação, quando formam disseminações ou cordões. Pequenos veios de quartzo e quartzo-dolomita-albita-sulfeto cortam a assembléia pervasiva (Fig. 7.18E) e os veios de quartzo do primeiro estágio (Fig. 7.18B). Essas vênulas mostram também sinais de deformação dúctil no quartzo e na albita (Fig. 7.18E). Esse segundo estágio venular possui a mesma composição mineralógica que a fase pervasiva. Representam provavelmente um mesmo estágio prolongado de alteração durante atuação de processos dúcteis a rúpteis, resultando nos dois estilos estruturais. O ouro é raramente visível, ocorrendo tanto nos veios como nas rochas alteradas, geralmente associado com concentrações de sulfeto (deduzido a partir da análise dos boletins de sondagem). O último estágio de alteração produziu vênulas de calcita não deformadas plasticamente, que cortam a foliação das rochas encaixantes e níveis sulfetados (Fig. 7.18F). A precipitação de calcita e dolomita é sensível à P_{CO_2} (Kerrick, 1989), com a dolomita exigindo

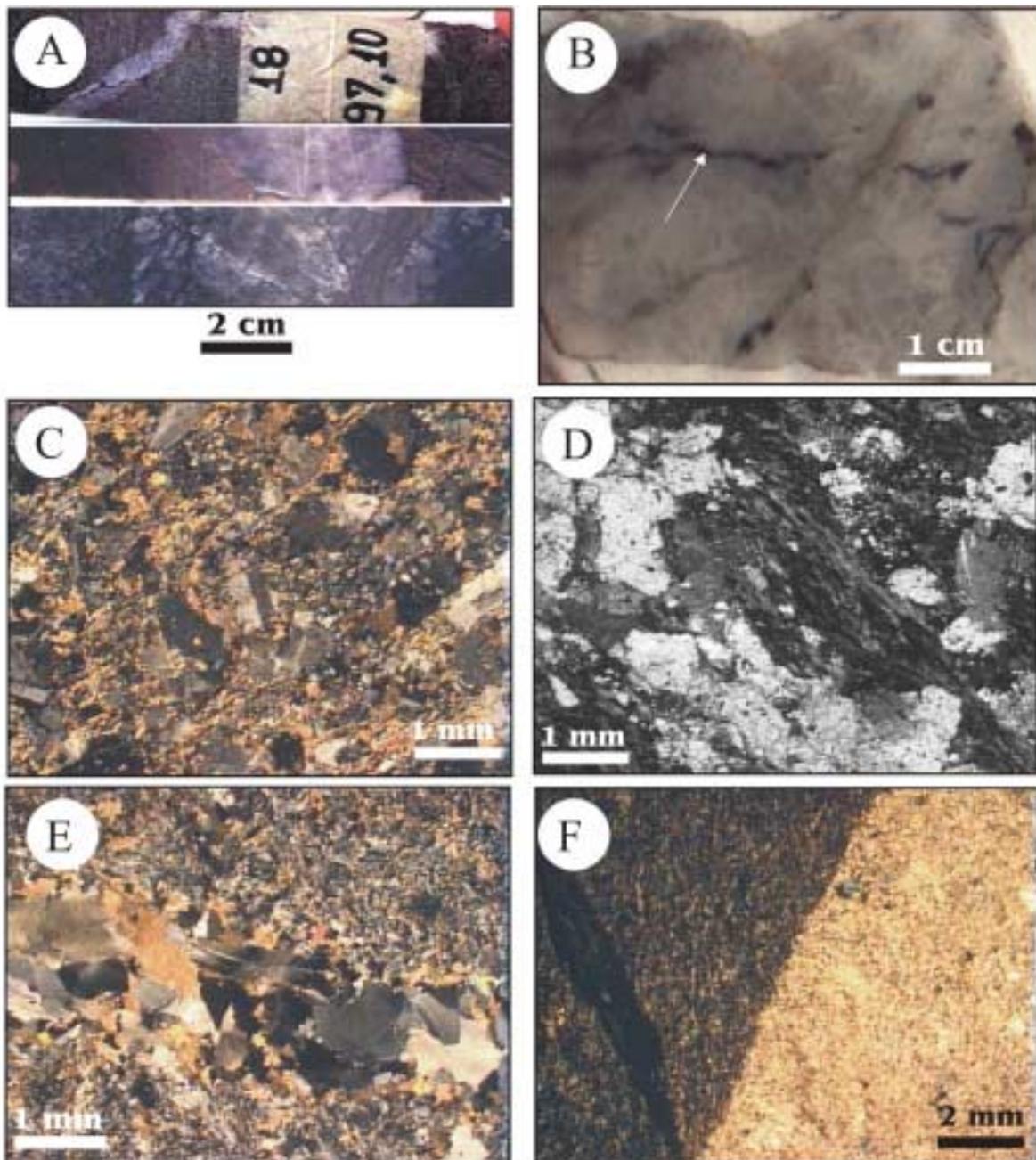


Fig. 7.18 - Aspectos da alteração hidrotermal em Cachoeira. A) Testemunhos de sondagem mostrando venulações de quartzo cortando, de cima para baixo, microdiorito, rocha vulcânica fêlsica e rocha tufácea. B) Veio de quartzo espesso do primeiro estágio, com fraturas preenchidas por dolomita (seta). Fotomicrografias mostrando: C) alteração pervasiva orientada, D) alteração pervasiva sobreposta à foliação da rocha encaixante; E) vênulas de quartzo-dolomita-albita-pirita seccionando rocha metavulcânica com alteração pervasiva com mesma composição; F) vênula tardia de calcita cortando rocha vulcânica máfica alterada.

Fig. 7.18 -Aspects de l'altération hydrothermale à Cachoeira. A) Carottes de sondage montrant des veinules de quartz qui coupent, de haut à bas, un microdiorite, une roche volcanique acide, un tuf. B) Veine de quartz du premier stage avec des fractures remplies par dolomite (flèche). Photomicrographies montrant: C) l'altération orientée, D) l'altération qui coupe la foliation de la roche encaissante, E) veinule de quartz-dolomite-albite-pyrite qui coupe roche metavolcanique altérée (même composition), F) veinule tardive de calcite.

pressões maiores do que a calcita. Isso pode explicar a precipitação de calcita no final da alteração hidrotermal. Com CO_2 sendo consumido na formação de dolomita, facilitada pela presença de rochas máficas, a queda na P_{CO_2} permitiu a cristalização de calcita.

8 – ASPECTOS DA METALOGÊNESE DO OURO

Neste capítulo são discutidos aspectos da metalogênese do ouro nos depósitos auríferos selecionados. Aos atributos geológicos descritos no capítulo 7 adiciona-se um trabalho analítico, envolvendo estudos de química mineral, inclusões fluidas e isótopos estáveis e radiogênicos, objetivando o estabelecimento de um modelo genético para o desenvolvimento do conjunto dos depósitos, integrado à evolução geológica regional. As informações e os resultados analíticos, são quantitativamente heterogêneos, o que é uma consequência do maior ou menor acesso obtido às exposições das zonas mineralizadas, amostras, testemunhos de sondagem, mapas e seções geológicas. Por conseguinte, em alguns casos o número de análises é mínimo e o estudo deve ser encarado na escala de reconhecimento. Também, em prol da concisão e da abordagem regional, algumas simplificações e generalizações no tratamento dos dados se fizeram necessárias, o que não impediu discussões seguras.

8.1 – CLORITAS HIDROTERMAIS: QUÍMICA E GEOTERMOMETRIA

A utilização do geotermômetro empírico da clorita foi criticada (p. ex., DeCaritat *et al.*, 1993; Hutcheon *et al.*, 1994; Jiang *et al.*, 1994), visto que a temperatura de formação do mineral pode ser afetada por fatores diversos, como estrutura cristalina da clorita, ambiente de formação e composição da rocha hospedeira, pH e fO_2 (Kranidiotis & MacLean, 1987). Entretanto, o emprego desse geotermômetro tem sido amplo e se mostrado eficaz quando respeitados os parâmetros utilizados na sua calibração. Esses parâmetros são a razão $Fe/(Fe+Mg)$, o número de átomos de Al de coordenação tetraédrica e a existência de correlação linear entre esses dois parâmetros. Vidal *et al.* (2001) recomendam, ainda, que sejam utilizadas somente análises em que a soma $K+Na+Ca$ seja menor do que 0,05 átomos por fórmula unitária (a.f.u.), o que demonstra ausência de contaminação por mineral de argila ou outra mica, os quais podem ocorrer interestratificados na estrutura da clorita (Schiffman & Friedleifsson 1991, Jiang *et al.* 1994). É também importante a comparação com geotermômetro independente.

Na região do Gurupi o geotermômetro da clorita já foi aplicado com sucesso em dois depósitos auríferos, Caxias (Klein & Koppe, 2000) e Montes Áureos (Yamaguti, 2000), sendo que nos dois casos os resultados foram concordantes com os obtidos em estudos de inclusões fluidas. No presente trabalho, o estudo químico e termométrico de cloritas foi ampliado para os

depósitos Pedra de Fogo, Chega Tudo e Cipoeiro, utilizando-se os três principais geotermômetros empíricos disponíveis (Kranidiotis & MacLean, 1987; Cathelineau, 1988; Zang & Fyfe, 1995) e respeitando-se os parâmetros citados acima (Tab. 8.1). Há diferenças óbvias entre os resultados obtidos pelos diferentes cálculos, oriundas das distintas calibrações utilizadas.

Tabela 8.1 – parâmetros químicos utilizados para calibração dos diferentes geotermômetros da clorita
 Tableau 8.1 – Paramètres chimiques utilisés pour calibrer les différents géothermomètres de la chlorite

	Kranidiotis & MacLean (1987)	Cathelineau (1988)	Zang & Fyfe (1995)
FM = Fe / (Fe + Mg)	0,18 a 0,64	0,24 a 0,37	0,78 a 0,81
Al^{IV}	1,89 a 2,83	0,59 a 1,93	2,49 a 2,64
equação T (°C)	106Al ^{IV} c + 18	-61,92 + 321,98 (Al ^{IV} / 2)	106Al ^{IV} c + 18
onde, Al^{IV}c	Al ^{IV} + 0,7FM	-	Al ^{IV} - 0,88 (FM - 0,34)

8.1.1 – Pedra de Fogo

Foram analisadas cloritas de um metadacido alterado, distal em relação ao veio mineralizado. Os resultados analíticos estão dispostos na Tabela 8.2. A relação Si/Al varia entre 0,93 e 1,00 e o número de átomos de Si varia de 5,24 a 5,38 por fórmula unitária. Todas as cloritas analisadas são classificadas como ripidolita (Fig. 8.1A). A razão Fe/(Fe+Mg) varia de 0,40 a 0,43 e o número de átomos de Al de coordenação tetraédrica (Al^{IV}) varia entre 2,62 e 2,76 a.f.u., sendo boa a correlação entre esses dois parâmetros (Fig. 8.1B). As cloritas hidrotermais em Pedra de Fogo possuem composição similar àquelas utilizadas para a calibração do geotermômetro de Kranidiotis & MacLean (1987). As temperaturas obtidas por esse geotermômetro variam de 326° a 342°C, com média de 334° ± 8°C. Segundo os demais geotermômetros, as temperaturas médias calculadas são: 298° ± 5°C (Zang & Fyfe, 1995) e 403° ± 10°C (Cathelineau, 1988).

8.1.2 – Cipoeiro

A composição química de cloritas foi determinada em amostras de três zonas mineralizadas, nos níveis 103m, 185m e 201m, correspondendo, respectivamente, ao microtonalito fracamente mineralizado e a duas amostras de tonalito hospedeiro da mineralização principal. Os resultados (Tab. 8.3, 8.4 e 8.5) mostram que as cloritas possuem composições similares nas três zonas. A razão Fe/(Fe+Mg) varia globalmente apenas de 0,37 a 0,47; valores de Al^{IV} encontram-se entre 2,22 e 2,59 a.f.u., com correlação muito boa entre os parâmetros, e

Tabela 8.2 - Composição química e temperaturas de formação de cloritas hidrotermais do depósito Pedra de Fogo
Tableau 8.2 – Composition chimique et températures de formation des chlorites du dépôt Pedra de Fogo

Análise	1	3	4	5	7	8	9	12	14	16	18	20	21	22	23	25	26
SiO₂ (% peso)	25,24	25,89	25,42	25,40	25,63	25,32	25,11	25,87	26,03	26,08	25,19	25,42	24,96	25,71	25,38	25,23	25,71
Al₂O₃	22,43	22,34	21,98	22,76	22,52	22,79	22,86	22,40	22,34	22,19	22,74	23,09	22,40	22,36	22,75	22,92	22,88
FeO	21,96	20,88	21,36	22,13	21,56	21,81	21,33	21,74	21,57	21,46	21,63	22,18	21,98	21,27	21,68	21,85	21,77
MnO	0,17	0,13	0,19	0,20	0,19	0,19	0,17	0,17	0,16	0,21	0,19	0,20	0,18	0,16	0,19	0,16	0,20
MgO	17,42	17,76	17,92	17,30	17,51	16,95	16,89	17,46	17,44	17,60	16,49	17,08	16,27	17,34	16,76	16,71	16,93
CaO	0,04	0,02	0,02	0,05	0,00	0,08	0,07	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02
Na₂O	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03
K₂O	0,01	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00
Total	87,29	87,06	86,91	87,90	87,41	87,14	86,49	87,66	87,58	87,57	86,29	87,98	85,85	86,88	86,85	86,91	87,54
Si	5,25	5,36	5,29	5,24	5,30	5,26	5,25	5,34	5,37	5,38	5,29	5,24	5,28	5,34	5,29	5,26	5,31
Al	5,49	5,44	5,39	5,53	5,49	5,58	5,63	5,44	5,43	5,39	5,62	5,60	5,58	5,47	5,58	5,63	5,57
Fe	3,82	3,61	3,72	3,82	3,73	3,79	3,73	3,75	3,72	3,70	3,80	3,82	3,89	3,70	3,78	3,81	3,76
Mn	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
Mg	5,40	5,48	5,56	5,33	5,40	5,25	5,26	5,37	5,36	5,41	5,16	5,25	5,13	5,37	5,21	5,19	5,21
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al^{IV}	2,75	2,65	2,71	2,76	2,70	2,74	2,75	2,66	2,63	2,62	2,72	2,76	2,72	2,66	2,71	2,74	2,69
Al^{VI}	2,74	2,80	2,68	2,78	2,79	2,84	2,88	2,78	2,79	2,77	2,90	2,84	2,86	2,81	2,87	2,88	2,88
Fe/(Fe+Mg)	0,41	0,40	0,40	0,42	0,41	0,42	0,41	0,41	0,41	0,41	0,42	0,42	0,43	0,41	0,42	0,42	0,42
Si/Al	0,96	0,98	0,98	0,95	0,97	0,94	0,93	0,98	0,99	1,00	0,94	0,93	0,95	0,98	0,95	0,93	0,95
Ca+Na+K	0,02	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Σ cátions	20,01	19,92	20,01	19,99	19,95	19,94	19,94	19,93	19,92	19,93	19,91	19,95	19,93	19,92	19,92	19,92	19,90
Σ octaedro	12,01	11,92	12,01	11,99	11,95	11,94	11,94	11,93	11,92	11,93	11,91	11,95	11,93	11,92	11,92	11,92	11,90
Cath (°C)*	412	395	405	413	404	410	412	398	393	391	406	414	407	397	405	410	402
K&M (°C)*	341	328	335	341	334	339	340	331	327	326	337	342	338	330	336	340	334
Z&F (°C)*	303	293	299	303	298	301	303	294	290	290	298	303	298	294	298	301	296

*Cath : Cathelineau (1988) ; K&M : Kranidiotis & MacLean (1987) ; Z&F : Zang & Fyfe (1995)

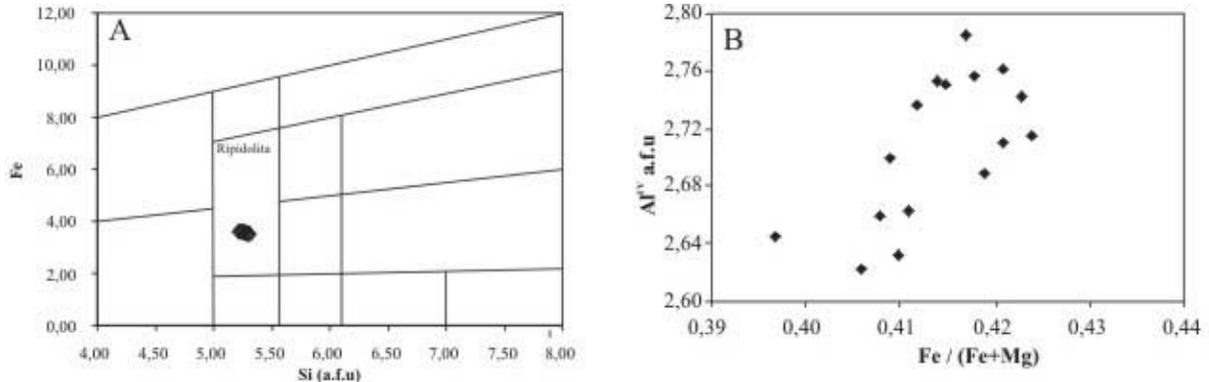


Fig. 8.1 - Classificação (A) e relação entre os parâmetros Al^{IV} e $Fe / (Fe+Mg)$ (B) nas cloritas hidrotermais de Pedra de Fogo.

Fig. 8.1 - Classification (A) et rapport entre les paramètres Al^{IV} et $Fe / (Fe+Mg)$ (B) dans les chlorites hydrothermaux du dépôt Pedra de Fogo.

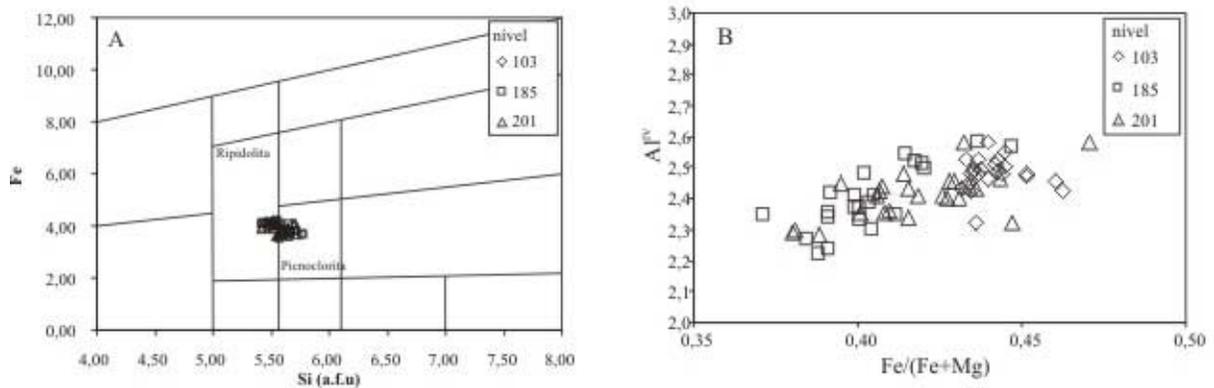


Fig. 8.2 - Classificação (A) e relação entre os parâmetros Al^{IV} e $Fe / (Fe+Mg)$ (B) nas cloritas hidrotermais de Cipoeiro.

Fig. 8.2 - Classification (A) et rapport entre les paramètres Al^{IV} et $Fe / (Fe+Mg)$ (B) dans les chlorites hydrothermaux du dépôt Cipoeiro.

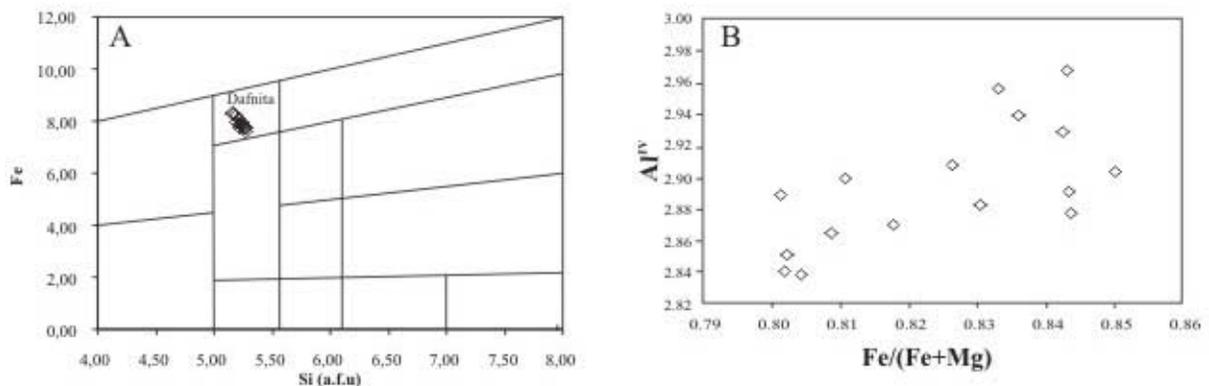


Fig. 8.3 - Classificação (A) e relação entre os parâmetros Al^{IV} e $Fe / (Fe+Mg)$ (B) nas cloritas hidrotermais de Chega Tudo.

Fig. 8.3 - Classification (A) et rapport entre les paramètres Al^{IV} et $Fe / (Fe+Mg)$ (B) dans les chlorites hydrothermaux du dépôt Chega Tudo.

Tabela 8.3 - Composição química e temperaturas de formação de cloritas hidrotermais do depósito de Cipoeiro (nível 103 m)
Tableau 8.3 – Composition chimique et températures de formation des chlorites du dépôt Cipoeiro (niveau 103m)

Análises	29	30	31	32	34	35	36	38	39	40	41	42	43	45	46	48	50	52	54	55	56	58	59
SiO₂ (% peso)	26,53	26,31	25,92	26,33	26,36	26,10	25,57	26,19	25,86	26,59	25,96	26,39	26,54	26,23	27,07	27,41	26,49	26,15	26,14	26,52	26,44	26,23	26,30
Al₂O₃	20,48	20,28	20,36	19,49	20,09	20,34	19,35	20,10	20,85	20,43	19,70	20,43	20,71	20,24	20,48	19,79	20,78	20,91	20,50	20,78	20,26	18,72	20,55
FeO	23,81	24,01	23,85	23,52	23,38	23,74	23,25	23,57	23,46	24,25	23,17	23,17	23,38	23,84	23,39	23,37	23,68	23,03	23,67	23,53	23,49	23,74	23,64
MnO	0,46	0,45	0,51	0,44	0,51	0,50	0,47	0,46	0,51	0,58	0,52	0,50	0,48	0,51	0,48	0,52	0,49	0,46	0,49	0,49	0,46	0,58	0,54
MgO	16,72	16,82	16,71	17,22	17,07	15,63	16,75	17,33	16,79	16,51	16,78	16,57	17,00	16,88	17,30	16,97	15,42	16,65	16,73	16,63	17,09	17,32	16,09
CaO	0,09	0,05	0,04	0,03	0,09	0,06	0,00	0,06	0,02	0,05	0,13	0,03	0,05	0,03	0,06	0,05	0,05	0,09	0,07	0,04	0,05	0,07	0,09
Na₂O	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,06	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,01
K₂O	0,03	0,03	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,05	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
H₂O	11,53	11,49	11,41	11,38	11,46	11,29	11,15	11,47	11,46	11,55	11,29	11,43	11,57	11,47	11,67	11,58	11,40	11,47	11,46	11,54	11,51	11,29	11,42
Total	99,12	98,97	98,46	98,06	98,53	97,40	96,40	98,71	98,55	99,47	97,28	98,11	99,21	98,75	99,82	99,12	97,96	98,29	98,62	99,01	98,83	97,70	98,22
Si	5,52	5,49	5,45	5,55	5,52	5,54	5,50	5,48	5,41	5,52	5,52	5,54	5,50	5,49	5,56	5,68	5,58	5,47	5,47	5,51	5,51	5,57	5,53
Al	5,02	4,99	5,04	4,84	4,95	5,09	4,90	4,95	5,14	5,00	4,93	5,05	5,06	4,99	4,96	4,83	5,15	5,15	5,05	5,09	4,97	4,68	5,09
Fe	4,14	4,19	4,19	4,14	4,09	4,22	4,18	4,12	4,11	4,21	4,12	4,07	4,05	4,17	4,02	4,05	4,17	4,03	4,14	4,09	4,10	4,22	4,15
Mn	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,08	0,09	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,10	0,10
Mg	5,18	5,24	5,24	5,41	5,33	4,95	5,37	5,40	5,24	5,11	5,32	5,18	5,25	5,27	5,30	5,24	4,84	5,19	5,22	5,15	5,31	5,48	5,04
Ca	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Na	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Al^{IV}	2,482	2,507	2,552	2,452	2,484	2,457	2,500	2,524	2,586	2,477	2,483	2,463	2,499	2,512	2,436	2,322	2,424	2,529	2,528	2,488	2,488	2,429	2,474
Al^{VI}	2,54	2,48	2,49	2,38	2,47	2,63	2,40	2,43	2,55	2,52	2,45	2,59	2,56	2,48	2,52	2,51	2,73	2,62	2,53	2,60	2,49	2,25	2,61
Fe/(Fe+Mg)	0,444	0,445	0,445	0,434	0,435	0,460	0,438	0,433	0,439	0,452	0,437	0,440	0,436	0,442	0,431	0,436	0,463	0,437	0,442	0,443	0,435	0,435	0,452
Si/Al	1,10	1,10	1,08	1,15	1,11	1,09	1,12	1,11	1,05	1,11	1,12	1,10	1,09	1,10	1,12	1,18	1,08	1,06	1,08	1,08	1,11	1,19	1,09
Ca+Na+K	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,00	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02
Σ cátions	19,97	20,01	20,04	20,03	20,01	19,91	20,04	20,04	20,02	19,98	20,01	19,94	19,97	20,02	19,96	19,90	19,85	19,95	20,00	19,94	20,00	20,09	19,93
Σ octaedro	11,97	12,01	12,04	12,03	12,01	11,91	12,04	12,04	12,02	11,98	12,01	11,94	11,97	12,02	11,96	11,90	11,85	11,95	12,00	11,94	12,00	12,09	11,93
Cath (°C)	338	342	349	333	338	334	341	344	354	337	338	335	340	342	330	312	328	345	345	339	339	329	336
K&M (°C)	314	317	322	310	314	313	315	318	325	314	314	312	315	317	308	296	309	318	319	315	314	308	314
Z&F (°C)	271	274	279	269	272	267	274	277	283	270	272	270	274	275	268	255	263	277	276	272	273	267	270

* Cath = Cathelineau (1988); K&M = Kranidiotis & MacLean (1987); Z&F = Zang & Fyfe (1995)

Tabela 8.4 - Composição química e temperaturas de formação de cloritas hidrotermais do depósito de Cipoeiro (nível 185 m)
Tableau 8.4 – Compositions isotopiques et températures de formation des chlorites du dépôt Cipoeiro (niveau 185m)

Análises	60	62	64	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	79	80	81	82	83	84	85
SiO₂ (% peso)	27,38	28,59	27,96	26,55	25,19	26,83	27,83	27,40	27,77	26,52	27,35	27,41	26,08	27,28	26,54	25,99	26,34	26,73	27,80	26,30	27,51	26,71
Al₂O₃	20,04	19,44	19,54	19,11	18,97	19,57	20,52	19,44	19,64	19,87	19,71	19,36	18,28	20,50	20,82	21,06	21,49	21,15	18,99	19,24	19,13	19,98
FeO	21,17	24,43	21,11	21,56	22,31	21,47	21,59	21,49	22,13	22,11	22,43	20,56	21,44	22,11	22,66	23,37	23,92	22,67	20,99	23,48	20,60	21,33
MnO	0,33	0,34	0,18	0,33	0,37	0,34	0,31	0,31	0,38	0,34	0,33	0,37	0,33	0,29	0,36	0,36	0,40	0,34	0,32	0,35	0,35	0,36
MgO	18,47	19,56	18,44	18,78	17,67	18,04	18,12	18,74	18,27	18,43	18,60	19,51	18,09	18,19	17,54	16,91	16,62	17,75	18,55	18,17	18,48	17,98
CaO	0,08	0,07	0,07	0,03	0,06	0,08	0,07	0,13	0,07	0,09	0,07	0,00	0,02	0,05	0,01	0,05	0,00	0,03	0,08	0,06	0,41	0,02
Na₂O	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
K₂O	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
H₂O	11,64	12,12	11,64	11,42	11,08	11,44	11,77	11,61	11,69	11,53	11,68	11,62	11,11	11,71	11,59	11,51	11,63	11,70	11,54	11,46	11,51	11,46
Total	98,59	104,57	98,95	97,80	95,65	97,80	100,25	98,53	99,99	98,91	100,17	98,85	95,38	100,14	99,53	99,27	100,41	100,39	98,27	99,10	97,51	97,84
Si	5,642	5,656	5,763	5,579	5,455	5,627	5,672	5,662	5,699	5,519	5,615	5,657	5,630	5,587	5,492	5,417	5,431	5,479	5,777	5,506	5,732	5,593
Al	4,863	4,529	4,743	4,729	4,838	4,834	4,925	4,731	4,747	4,870	4,765	4,706	4,647	4,944	5,074	5,169	5,218	5,105	4,647	4,744	4,694	4,927
Fe	3,648	4,042	3,639	3,789	4,040	3,766	3,680	3,714	3,798	3,848	3,851	3,549	3,871	3,787	3,921	4,073	4,124	3,886	3,648	4,111	3,590	3,735
Mn	0,058	0,057	0,031	0,059	0,068	0,060	0,054	0,054	0,066	0,060	0,057	0,065	0,060	0,050	0,063	0,064	0,070	0,059	0,056	0,062	0,062	0,064
Mg	5,674	5,769	5,666	5,883	5,704	5,640	5,505	5,773	5,589	5,718	5,692	6,003	5,822	5,553	5,411	5,254	5,108	5,423	5,747	5,671	5,740	5,613
Ca	0,018	0,015	0,015	0,007	0,014	0,018	0,015	0,029	0,015	0,020	0,015	0,000	0,005	0,011	0,002	0,011	0,000	0,007	0,018	0,013	0,092	0,004
Na	0,000	0,008	0,004	0,008	0,000	0,000	0,012	0,008	0,008	0,004	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000
K	0,032	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,003	0,000	0,005	0,003	0,000	0,003	0,006	0,003	0,003	0,005	0,000	0,005	0,000	0,000	0,008	0,000
Al_{IV}	2,358	2,344	2,237	2,421	2,545	2,373	2,328	2,338	2,301	2,481	2,385	2,343	2,370	2,413	2,508	2,583	2,569	2,521	2,223	2,494	2,268	2,407
Al_{VI}	2,51	2,19	2,51	2,31	2,29	2,46	2,60	2,39	2,45	2,39	2,38	2,36	2,28	2,53	2,57	2,59	2,65	2,58	2,42	2,25	2,43	2,52
Fe/(Fe+Mg)	0,391	0,412	0,391	0,392	0,415	0,400	0,401	0,391	0,405	0,402	0,404	0,372	0,399	0,405	0,420	0,437	0,447	0,417	0,388	0,420	0,385	0,400
Si/Al	1,16	1,25	1,22	1,18	1,13	1,16	1,15	1,20	1,20	1,13	1,18	1,20	1,21	1,13	1,08	1,05	1,04	1,07	1,24	1,16	1,22	1,14
Ca+Na+K	0,05	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	0,10	0,00
Σ cátions	19,94	20,08	19,86	20,05	20,12	19,95	19,87	19,97	19,93	20,04	20,00	19,99	20,05	19,94	19,97	19,99	19,96	19,96	19,89	20,12	19,92	19,94
Σ octaedro	11,94	12,08	11,86	12,05	12,12	11,95	11,87	11,97	11,93	12,04	12,00	11,99	12,05	11,94	11,97	11,99	11,96	11,96	11,89	12,12	11,92	11,94
Cath (°C)	318	315	298	328	348	320	313	314	309	337	322	315	320	327	342	354	352	344	296	340	303	326
K&M (°C)	297	297	284	304	319	299	294	295	292	311	301	294	299	304	315	324	323	316	282	314	287	303
Z&F (°C)	263	260	250	270	281	264	259	261	256	275	265	263	264	268	276	283	280	278	249	275	254	268

* Cath = Cathelineau (1988); K&M = Kranidiotis & MacLean (1987); Z&F = Zang & Fyfe (1995)

Tabela 8.5 – Composição química e temperaturas de formação de cloritas hidrotermais do depósito de Cipoeiro (nível 201 m)
Tableau 8.5 – Composition chimique et températures de formation des chlorites du dépôt Cipoeiro (niveau 201m)

Análises	86	87	88	90	92	93	94	95	96	97	98	99	101	102	103	104	105	106	109	110	111	112	113	114
SiO₂ (%peso)	25,56	26,41	24,35	26,73	27,14	27,93	27,42	27,92	26,87	27,34	26,88	27,04	27,91	27,17	27,78	26,85	26,79	26,72	27,62	26,51	26,27	26,86	27,17	27,25
Al₂O₃	21,21	19,08	18,62	21,56	20,38	19,81	21,01	19,70	20,78	19,87	20,39	20,84	21,62	20,50	19,41	20,80	20,15	20,71	20,20	20,08	18,91	20,47	20,18	20,03
FeO	24,27	22,30	22,68	22,86	22,46	21,13	22,90	21,00	23,01	22,17	21,42	23,22	23,02	21,88	20,97	22,97	22,71	22,36	21,81	23,14	22,65	22,71	21,89	22,07
MnO	0,40	0,37	0,38	0,40	0,38	0,35	0,40	0,24	0,38	0,37	0,43	0,39	0,39	0,40	0,36	0,45	0,41	0,35	0,41	0,35	0,37	0,35	0,38	0,33
MgO	15,32	18,23	16,69	16,12	18,33	18,70	17,31	19,14	17,27	18,02	18,43	17,31	15,96	17,97	19,16	16,84	17,09	17,75	18,32	16,80	17,66	16,84	17,28	17,86
CaO	0,02	0,04	0,05	0,05	0,01	0,03	0,02	0,03	0,00	0,04	0,01	0,06	0,11	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,06	0,05	0,06	0,00	0,01	0,06
Na₂O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
K₂O	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
H₂O	11,32	11,37	10,78	11,58	11,72	11,72	11,77	11,74	11,63	11,61	11,62	11,70	11,79	11,66	11,68	11,59	11,49	11,61	11,73	11,42	11,28	11,51	11,52	11,60
Total	98,16	97,80	93,57	99,30	100,45	99,67	100,88	99,82	99,95	99,42	99,22	100,56	100,1	99,62	99,39	99,59	98,68	99,56	100,15	98,36	97,20	98,74	98,46	99,22
Si	5,415	5,571	5,417	5,539	5,556	5,718	5,590	5,704	5,540	5,646	5,550	5,545	5,679	5,591	5,706	5,558	5,595	5,518	5,648	5,569	5,588	5,600	5,658	5,637
Al	5,292	4,740	4,878	5,261	4,913	4,776	5,044	4,740	5,046	4,833	4,958	5,033	5,181	4,968	4,695	5,071	4,956	5,037	4,865	4,968	4,737	5,026	4,949	4,879
Fe	4,300	3,934	4,220	3,961	3,845	3,618	3,904	3,588	3,968	3,829	3,699	3,982	3,917	3,766	3,602	3,977	3,967	3,862	3,730	4,066	4,029	3,959	3,812	3,818
Mn	0,072	0,066	0,072	0,070	0,066	0,061	0,069	0,042	0,066	0,065	0,075	0,068	0,067	0,070	0,063	0,079	0,073	0,061	0,071	0,062	0,067	0,062	0,067	0,058
Mg	4,838	5,733	5,535	4,980	5,594	5,707	5,261	5,830	5,308	5,548	5,673	5,291	4,841	5,513	5,867	5,197	5,321	5,465	5,585	5,262	5,600	5,234	5,365	5,508
Ca	0,005	0,009	0,012	0,011	0,002	0,007	0,004	0,007	0,000	0,009	0,002	0,013	0,024	0,007	0,007	0,011	0,007	0,009	0,013	0,011	0,014	0,000	0,002	0,013
Na	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,004	0,000	0,000	0,000	0,008	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,004
K	0,008	0,000	0,006	0,000	0,008	0,000	0,013	0,005	0,000	0,000	0,011	0,000	0,021	0,000	0,000	0,008	0,003	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,003
Al^{IV}	2,585	2,429	2,583	2,461	2,444	2,282	2,410	2,296	2,460	2,354	2,450	2,455	2,321	2,409	2,294	2,442	2,405	2,482	2,352	2,431	2,412	2,400	2,342	2,363
Al^{VI}	2,71	2,31	2,30	2,80	2,47	2,49	2,63	2,44	2,59	2,48	2,51	2,58	2,86	2,56	2,40	2,63	2,55	2,56	2,51	2,54	2,33	2,63	2,61	2,52
Fe/(Fe+Mg)	0,471	0,407	0,433	0,443	0,407	0,388	0,426	0,381	0,428	0,408	0,395	0,429	0,447	0,406	0,380	0,434	0,427	0,414	0,400	0,436	0,418	0,431	0,415	0,409
Si/Al	1,02	1,18	1,11	1,05	1,13	1,20	1,11	1,20	1,10	1,17	1,12	1,10	1,10	1,13	1,22	1,10	1,13	1,10	1,16	1,12	1,18	1,11	1,14	1,16
Ca+Na+K	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Σ cátions	19,94	20,05	20,14	19,82	19,98	19,89	19,89	19,93	19,93	19,93	19,97	19,93	19,74	19,92	19,94	19,91	19,92	19,96	19,91	19,94	20,04	19,88	19,86	19,92
Σ octaedro	11,94	12,05	12,14	11,82	11,98	11,89	11,89	11,93	11,93	11,93	11,97	11,93	11,74	11,92	11,94	11,91	11,92	11,96	11,91	11,94	12,04	11,88	11,86	11,92
Cath (°C)*	354	329	354	334	332	305	326	308	334	317	333	333	312	326	307	331	325	338	317	329	326	324	315	318
K&M (°C)*	327	306	324	312	307	289	305	290	311	298	307	310	297	303	289	309	305	312	297	308	305	304	297	299
Z&F (°C)*	280	269	283	269	271	255	265	258	271	261	273	270	254	267	257	268	265	274	262	267	266	264	259	262

* Cath = Cathelineau (1988); K&M = Kranidiotis & MacLean (1987); Z&F = Zang & Fyfe (1995)

Tabela 8.6 - Composição química e temperaturas de formação de cloritas hidrotermais do depósito de Chega Tudo
Tableau 8.6 – Composition chimique et températures de formation des chlorites du dépôt Chega Tudo

Análise	76	79	82	83	84	86	88	90	92	93	97	99	100	101	103	104
SiO₂ (% peso)	21,31	22,44	22,53	22,28	22,34	22,44	22,29	21,92	22,41	22,40	21,05	22,72	22,56	22,30	22,74	22,43
Al₂O₃	19,83	21,34	20,91	21,40	20,75	21,41	21,66	20,62	21,48	21,21	19,86	21,11	20,94	21,33	21,62	21,45
FeO	39,93	37,27	39,18	38,16	38,67	39,74	39,95	40,48	40,38	40,33	39,68	38,49	38,37	39,36	39,05	39,13
MnO	0,52	0,43	0,54	0,55	0,52	0,53	0,46	0,53	0,57	0,52	0,51	0,42	0,53	0,48	0,44	0,46
MgO	4,48	5,08	5,44	4,99	5,13	4,13	4,39	4,24	3,99	4,20	4,14	5,33	5,30	4,64	4,88	4,48
CaO	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,03	0,03	0,00	0,06	0,00	0,05	0,02	0,05	0,06
Na₂O	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,04
K₂O	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,04	0,06
H₂O	10,13	10,43	10,57	10,47	10,43	10,50	10,56	10,37	10,55	10,52	10,03	10,56	10,51	10,50	10,63	10,51
Total	96,15	96,56	98,65	97,43	97,41	98,29	98,82	97,88	98,94	98,68	95,33	98,12	97,76	98,16	98,82	98,11
Si	5,05	5,16	5,11	5,10	5,14	5,12	5,06	5,07	5,10	5,11	5,03	5,16	5,15	5,09	5,13	5,12
Al	5,53	5,78	5,59	5,77	5,62	5,76	5,79	5,62	5,75	5,70	5,59	5,65	5,63	5,74	5,75	5,76
Fe	7,91	7,17	7,43	7,31	7,43	7,59	7,59	7,83	7,68	7,69	7,94	7,31	7,33	7,52	7,37	7,47
Mn	0,10	0,08	0,10	0,11	0,10	0,10	0,09	0,10	0,11	0,10	0,10	0,08	0,10	0,09	0,08	0,09
Mg	1,58	1,74	1,84	1,70	1,76	1,41	1,49	1,46	1,35	1,43	1,48	1,80	1,80	1,58	1,64	1,52
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Na	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02
Al^{IV}	2,955	2,838	2,888	2,898	2,864	2,876	2,938	2,928	2,903	2,890	2,966	2,840	2,850	2,907	2,869	2,882
Al^{VI}	2,57	2,94	2,70	2,87	2,75	2,88	2,86	2,69	2,85	2,81	2,63	2,81	2,78	2,83	2,88	2,88
Fe/(Fe+Mg)	0,833	0,805	0,802	0,811	0,809	0,844	0,836	0,843	0,850	0,843	0,843	0,802	0,802	0,826	0,818	0,830
Si/Al	0,91	0,89	0,91	0,88	0,91	0,89	0,87	0,90	0,89	0,90	0,90	0,91	0,91	0,89	0,89	0,89
Ca+Na+K	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05
total de cations	20,19	19,94	20,10	20,01	20,05	19,99	20,04	20,12	20,04	20,04	20,17	20,02	20,03	20,04	19,99	20,01
octaedro	12,19	11,94	12,10	12,01	12,05	11,99	12,04	12,12	12,04	12,04	12,17	12,02	12,03	12,04	11,99	12,01
Cath (°C)	414	395	403	405	399	401	411	409	405	403	416	395	397	406	400	402
K&M (°C)	393	379	384	385	382	385	391	391	389	387	395	379	380	387	383	385
Z&F (°C)	285	275	281	281	278	276	283	281	278	277	285	276	277	281	278	278

* Cath = Cathelineau (1988); K&M = Kranidiotis & MacLean (1987); Z&F = Zang & Fyfe (1995)

classificam-se como ripidolita e pincoclorita (Fig. 8.2). Em todos os casos a composição é compatível com a das cloritas utilizadas na calibração de Kranidiotis & MacLean (1987). A amostra do nível 103m apresenta temperaturas no intervalo 308°-325°C, com moda e média bem definidas em 315°C. No nível 185m as temperaturas mostram valores ligeiramente mais espalhados, com média de $302^{\circ} \pm 12^{\circ}\text{C}$ e a maioria dos valores entre 290° e 305°C. As cloritas do nível 201m geraram temperaturas, em sua maioria, no intervalo 295°-315°C, com média de $305^{\circ} \pm 9^{\circ}\text{C}$. As cloritas do microtonalito revelaram uma média de temperaturas ligeiramente mais elevada, mas não significativamente diferente ($<13^{\circ}\text{C}$), do que as obtidas em amostras de tonalito nos níveis inferiores do depósito. Um valor médio de 305°C pode ser considerado como uma boa aproximação à temperatura de equilíbrio das cloritas hidrotermais neste depósito.

8.1.3 – Chega Tudo

A composição química foi determinada em cloritas do nível 96,5m. Os resultados encontram-se na Tabela 8.6 e mostram também razoável homogeneidade composicional. Todas são classificadas como dafnita (Fig. 8.3A) e a razão Fe/(Fe+Mg) varia de 0,80 a 0,85 e o Al^{IV} varia entre 2,84 e 2,97 a.f.u. Neste caso, os parâmetros Fe/(Fe+Mg) e Al^{IV} mostram correlação moderada (Fig. 8.3B), mas não se enquadram exatamente em nenhum dos três intervalos composicionais utilizados na calibração dos geotermômetros. A razão Fe/(Fe+Mg) aproxima-se mais, e superpõe-se parcialmente, aos valores empregados por Zang & Fyfe (1995), enquanto que os valores de Al^{IV} aproximam-se daqueles utilizados por Kranidiotis & MacLean (1987). Ambos os parâmetros são distintos daqueles empregados por Cathelineau (1988). Temperaturas foram calculadas pelas três calibrações, gerando as seguintes médias (1σ): $386 \pm 5^{\circ}\text{C}$ (Kranidiotis & MacLean, 1987), $404 \pm 6^{\circ}\text{C}$ (Cathelineau, 1988), e $279 \pm 3^{\circ}\text{C}$ (Zang & Fyfe, 1995).

8.2 – INCLUSÕES FLUIDAS

Estudos de inclusões fluidas foram completados para os depósitos Caxias e Areal (Klein *et al.*, 2000) e Montes Áureos (Yamagutti & Villas, 2003). Neste trabalho, estudos foram realizados, sempre em quartzo proveniente de veios e vênulas, nos depósitos Pedra de Fogo, Chega Tudo e Serrinha. As amostras de quartzo dos depósitos Cipoeiro e Cachoeira encontram-se deformadas de maneira que a maioria das inclusões fluidas foi eliminada e as inclusões

remanescentes são muito pequenas para permitir o estudo microscópico e microtermométrico. Os resultados são apresentados a seguir, após um sumário sobre os dados já existentes.

Caxias e Areal mostram padrões de inclusões fluidas notadamente similares no que se refere a tipos, formas de distribuição, relações texturais, composição, temperatura e pressões de aprisionamento. Nesses depósitos Klein *et al.* (2000) identificaram inclusões carbônicas monofásicas (CO₂), aquo-carbônicas bifásicas e trifásicas (CO₂-H₂O-sais) e mais de uma geração de inclusões aquosas bifásicas. Inclusões aquosas que coexistem com os tipos carbônicos e aquo-carbônicos foram consideradas precoces e relacionadas ao evento mineralizador, enquanto que inclusões aquosas dispostas em trilhas foram tidas como tardias, o que foi confirmado pelos resultados microtermométricos. O fluido mineralizador foi interpretado como sendo um fluido aquo-carbônico de baixa salinidade (média de 5% massa equiv. NaCl) e densidade global entre 0,7 e 1,0 g/cm³, oriundo de separação de fases, contendo 6-45 mol% (tipicamente <20 mol%) de CO₂; <2,5 mol% de N₂; e quantidades subordinadas de CH₄, em geral restritas ao setor sul do depósito do Caxias, o que foi interpretado como contaminação do fluido aquo-carbônico por reação com encaixantes portadoras de material carbonoso. Temperaturas de homogeneização variam entre 240° e 330°C (média 287°C, moda 276°C) no depósito do Caxias e entre 260° e 300°C (moda 285°C) no prospecto Areal. Pressões foram estimadas nos intervalos 1,6-3,7 kbars e 1,3-3,5 kbars, respectivamente, implicando em profundidades da ordem de 5-15 km.

Em Montes Áureos, Yamaguti & Villas (2003) identificaram fluidos carbônicos dominados por CO₂ (±CH₄?), aquo-carbônicos (CO₂-CH₄?-H₂O-NaCl±MgCl₂ ou FeCl₂) e aquosos (H₂O-NaCl±MgCl₂ ou FeCl₂). Consideraram o fluido aquo-carbônico de salinidade entre 2 e 8% massa equiv. NaCl derivado de separação de fases como o agente mineralizador. O ouro teria sido transportado em temperaturas algo inferiores a 450°C, próximas às condições de pico metamórfico, e depositado entre 260° e 350°C (principalmente em torno de 300°C) e entre 1,3 e 2,8 kbars durante resfriamento do fluido.

8.2.1 – Pedra de Fogo

Três modos de distribuição de inclusões fluidas foram reconhecidos (Fig. 8.4): inclusões isoladas ou formando pequenos grupamentos com distribuição randômica; trilhas intragranulares (não cruzam limites de grãos), em geral mais largas; e trilhas estreitas que atravessam limites entre diferentes cristais de quartzo. Os dois primeiros tipos são mais precoces e ajustam-se ao conceito de inclusões primárias e pseudosecundárias, respectivamente (Roedder, 1984), e

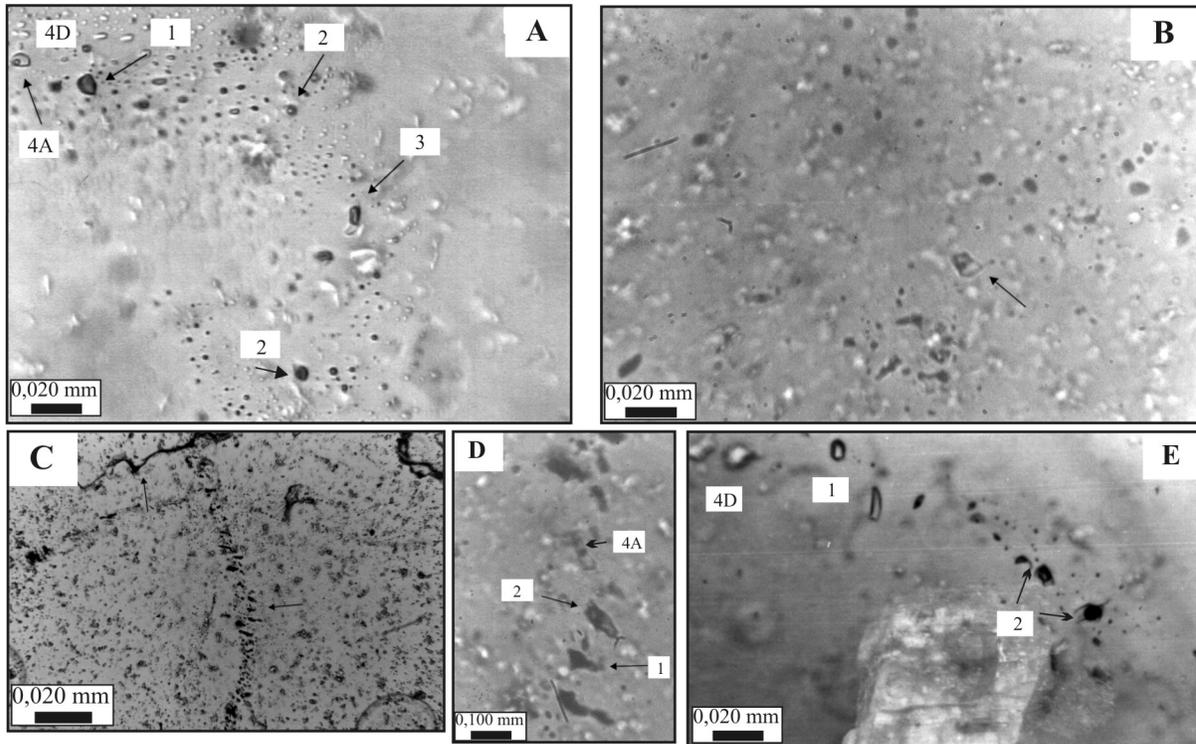


Fig. 8.4 - Imagens mostrando tipos (números 1 a 4) e distribuição das inclusões fluidas no depósito Pedra de Fogo. A) Grupo em que coexistem inclusões dos tipos 1, 2 e 3, cortado por inclusões aquosas tardias dos tipo 4A e 4D; B) Inclusão aquosa tipo 4B ocorrendo isolada; C) Trilha intragranular terminando contra limite de grão (seta no topo à esquerda); D) Detalhe da foto anterior mostrando os tipos 1, 2 e 4A ocorrendo na mesma trilha; E) Feições de estrangulamento em inclusões do tipo 2.

Fig. 8.4 - Images montrant les types (1 à 4) et la distribution des inclusions fluides à Pedra de Fogo. A) Domaine où coexistent inclusions des types 1, 2 et 3, coupé par des inclusions aqueuses tardives des types 4A et 4D; Inclusion aqueuse isolée, du type 4B; C) Fracture qui termine au limite du cristal (flèche en haut, à gauche); D) Détail de la dernière image montrant les types 1, 2 et 4A dans un même domaine microscopique; E) Inclusions du type 2 montrant du rétrécissement.

provavelmente representam fluidos infiltrados quando da cristalização do veio. Entretanto, prefere-se a designação de precoces. O terceiro tipo relaciona-se à infiltração de fluidos durante fraturamento do quartzo, sendo as inclusões claramente secundárias.

Quatro tipos principais de inclusões, além de subtipos, foram documentados. Inclusões do Tipo 1 são carbônicas monofásicas, escuras, de morfologia irregular e suas dimensões variam entre 8 e 21 μm . São muito raras, visíveis apenas em algumas trilhas intragranulares (Fig. 8.4) ou isoladas. Apenas uma medida de fusão de CO_2 ($T_f\text{CO}_2$) foi obtida, tendo a mesma ocorrido em $-56,6^\circ\text{C}$, o que indica tratar-se de CO_2 puro.

As inclusões do Tipo 2 são aquo-carbônicas bifásicas (eventualmente trifásicas). São mais abundantes que as dos tipos 1 e 3, mas ocorrem em número bem inferior às do tipo 4. Possuem morfologias as mais variadas, regulares ou não, dimensões tipicamente entre 8 e 13 μm e

distribuem-se segundo os três modos indicados acima. Apresentam caracteristicamente uma bolha escura, ou com contorno muito escuro (Fig. 8.4), que ocupa entre 25 e 75% do volume total das cavidades e que raramente permite a verificação de mudanças de fase, exceto a homogeneização final. Sob resfriamento, em geral com alta taxa de resfriamento, a bolha se deforma, indicando a ocorrência de solidificação de algum composto. Em apenas uma inclusão foi possível a observação da fusão desse composto, a qual ocorreu em $-56,6^{\circ}\text{C}$, ponto de fusão do CO_2 puro. Em resfriamentos realizados até -180°C também não se verificou nucleação de outras fases que pudessem indicar presença de N_2 ou CH_4 . A presença de CO_2 e ausência de outros compostos voláteis foi confirmada pela espectroscopia microRaman (Fig. 8.5). Durante o retorno à temperatura ambiente, não foi observada fusão de gelo e as inclusões voltaram a seu estado original (proporção e forma das fases) em temperaturas positivas, indicando que fusão de clatrato deve ter ocorrido. Esse processo ocorreu de forma muito lenta, dando a falsa impressão de que nenhuma mudança de fase tenha ocorrido, e o momento da dissociação final não pode ser determinado com exatidão. Apesar disso, essa dissociação ocorreu claramente em valores positivos e abaixo de 10°C (compatível com a ausência de CH_4 no sistema), o que limita o campo de salinidades a valores inferiores a 15% massa equiv. NaCl (cf., Collins, 1979). A homogeneização do CO_2 (ThCO_2) também foi extremamente difícil de ser acompanhada, por causa da coloração bastante escura da bolha, especialmente de seu contorno. É possível que essa fase gasosa, quando nucleia, ocupe quase todo o volume da bolha e que a homogeneização ocorra por expansão da bolha. Nos poucos casos em que pôde ser observada, a homogeneização ocorreu por encolhimento da bolha, entre 25° e 28°C . É provável que o CO_2 tenha densidade baixa, o que resulta em baixos índices de refração e, portanto, na coloração muito escura (Van den Kerkhof & Hein, 2001). A homogeneização final (Th) ocorre tanto para a fase líquida quanto para a fase vapor, dependendo das proporções entre as fases, num amplo intervalo de temperatura, entre 260° e 470°C . A maior concentração de valores, entretanto, situa-se entre 330° e 400°C e a moda é 380°C (Fig. 8.6). É possível que alguns dos (mas não obrigatoriamente todos) valores mais altos estejam relacionados a inclusões que sofreram vazamento parcial ou estrangulamento, visto que algumas delas mostram claras evidências desse último processo (Fig. 8.4). Evitou-se, contudo, a realização de medidas microtermométricas nessas inclusões.

O Tipo 3 tem ocorrência bastante subordinada, compreendendo inclusões também aquo-carbônicas. Em análises microRaman, picos sutis de CH_4 e traços de N_2 foram detectados, além da ausência de CO_2 (Fig. 8.5). Apresentam morfologias em geral irregulares, com contornos arredondados (Fig. 8.4), dimensões entre 7 e 21 μm e distribuem-se também segundo os três

modos identificados acima. Mostram caracteristicamente uma bolha muito escura, em geral ocupando 60-85% do volume do fluido total. Durante o resfriamento, por volta de -100°C , as inclusões desse tipo nucleiam uma fase gasosa, o que é esperado pela presença de CH_4 , que ocupa praticamente todo o volume da fase carbônica original, o que impossibilita a determinação da temperatura de homogeneização e de fusão das mesmas. Essas inclusões representam possível assembléia em que o CH_4 possui densidade muito baixa e / ou ocorre com teores muito reduzidos, o que também é sugerido pelos picos fracos exibidos no espectro Raman (Fig. 8.5). A homogeneização final ocorre sempre para a fase vapor, entre 430° e 497°C .

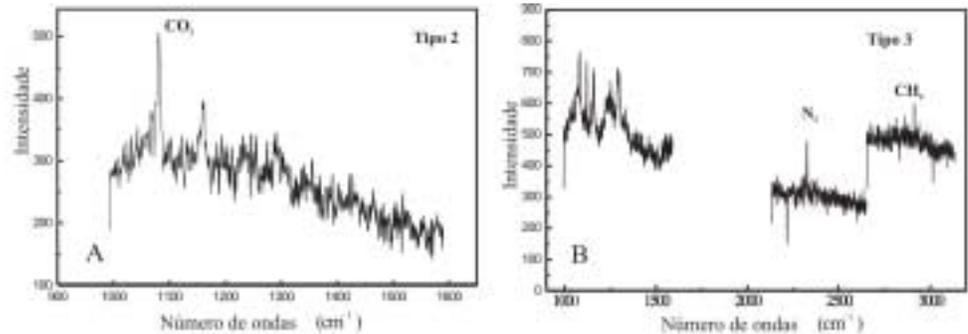


Fig. 8.5 - Espectros microRaman das inclusões fluidas tipo 2 e 3.
 Fig. 8.5 - Spectres microRaman des inclusions fluides des types 2 et 3

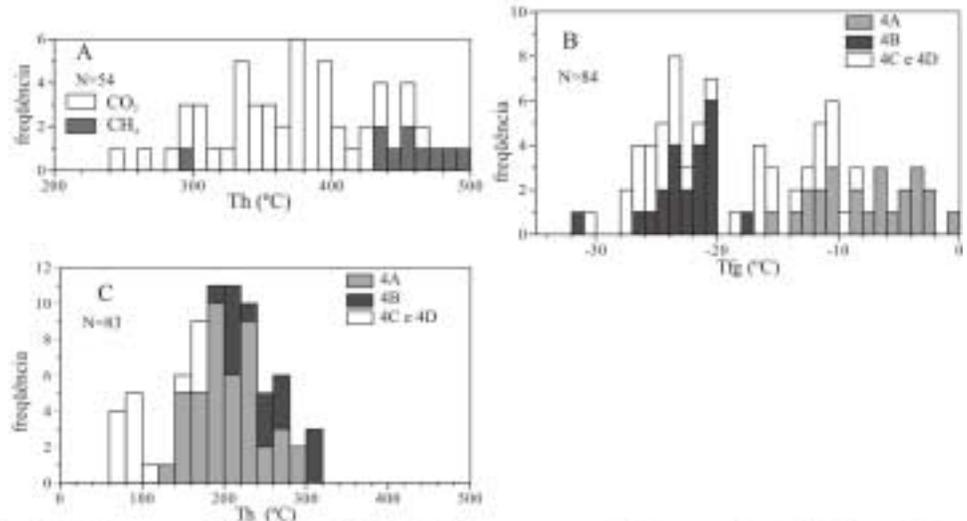


Fig. 8.6 - Histogramas de distribuição de frequência das temperaturas de homogeneização final de inclusões contendo CO_2 e CH_4 (A) e de fusão do gelo (B) e homogeneização final (C) de inclusões aquosas.
 Fig. 8.6 - Histogrammes de distribution de fréquence des températures d'homogénéisation finale des inclusions qui contiennent CO_2 et CH_4 (A) et de fusion de la glace (B) et homogénéisation finale (C) des inclusions aqueuses.

Inclusões do Tipo 4 são as mais abundantes, a maioria com dimensões entre 6 e 14 μm . São inclusões aquosas, subdivididas em quatro subtipos com base nas propriedades petrográficas e resultados microtermométricos. Os subtipos 4A, 4B e 4C são constituídos por inclusões bifásicas, indistinguíveis quanto ao aspecto morfológico, todas apresentando formas variadas (cristal negativo, elipsoidal, irregular, subretangular). Os subtipos 4A e 4B associam-se espacialmente entre si e a todos os outros subtipos e tipos, podendo ocorrer num mesmo grupamento ou trilha que as inclusões carbônicas e aquo-carbônicas (Fig. 8.4). Os subtipos 4C e 4D ocorrem via de regra associados em microdomínios do quartzo e sua associação com outros tipos e subtipos, embora documentada, não é regra.

O subtipo 4A é constituído por inclusões bifásicas, nas quais o volume da bolha de vapor (Vg) ocupa de 5 a 10% do volume total das inclusões. Apresenta fusão do gelo (Tfg) entre $-0,6^{\circ}$ e -16°C (Fig. 8.6), o que caracteriza intervalo de salinidades entre 1 e 19,5% massa equiv. NaCl. A fusão do eutético (Teu, primeira fusão do gelo) é verificada entre -23° e $< -45^{\circ}\text{C}$, indicando a presença de outros íons dissolvidos no fluido, além do sódio. As temperaturas de homogeneização final são registradas entre 120° e 230°C , ocorrendo sempre na fase líquida. Algumas inclusões apresentam Vg em torno de 20% e a homogeneização final ocorre em temperaturas entre 250° e 300°C . Podem representar possível vazamento parcial desse grupo de inclusões.

O subtipo 4B associa-se espacialmente ao subtipo 4A ou ocorre de forma isolada (Fig. 8.4) e é também constituído por inclusões aquosas bifásicas com Vg entre 5 e 20%. Distingue-se do subtipo 4A pela salinidade mais alta, maior que 22% massa equiv. NaCl, estimada a partir de fusões do gelo entre -18° e -32°C (a maioria entre -20° e -24°C - Fig. 8.6). Não foi observada a fusão do eutético, mas os valores da temperatura de fusão do gelo inferiores a -22°C indicam que o sistema não é constituído por NaCl (mas por CaCl_2 e / ou MgCl_2 e / ou FeCl_2), ou que o sistema é misto ($\text{NaCl} \pm \text{CaCl}_2 \pm \text{MgCl}_2$ e / ou FeCl_2). A homogeneização final, para a fase líquida, ocorre, em sua maioria, entre 150° e 270°C . Alguns valores mais altos (Fig. 8.6), também podem ser atribuídos a vazamento parcial.

O subtipo 4C é composto por inclusões bifásicas com Vg constante, em torno de 5%. Possuem salinidade bastante variável, refletida em amplo intervalo de Tfg, entre -10° e -31°C , que mostra também a existência de outros íons no sistema, além do sódio. A homogeneização final, na fase líquida, ocorre a baixas temperaturas, entre 64 e 104°C (Fig. 8.6).

O subtipo 4D é composto por inclusões monofásicas. Dentre elas, várias nuclearam uma bolha de vapor ($V_g \sim 5\%$) após um primeiro resfriamento, permitindo a observação da fusão do gelo, num segundo resfriamento, e da homogeneização final. Essas propriedades apresentaram os mesmos intervalos de T_{fg} e T_h mostrados pelas inclusões do subtipo 4C (Fig. 8.6). Esse fato permite sugerir que os subtipos 4C e 4D foram formados a partir do mesmo fluido e no mesmo evento tardio de infiltração. O caráter monofásico das inclusões 4D pode ser explicado por metaestabilidade, estrangulamento ou preenchimento por fluido de baixa temperatura (Goldstein & Reynolds, 1994), sendo a última hipótese a mais indicada para o caso em estudo.

8.2.1.1 – Discussão e estimativa de composição e densidade

As relações texturais entre os grupos composicionais identificados e as temperaturas de homogeneização das inclusões sugerem o aprisionamento de fluidos carbônicos e aquo-carbônicos precoces, seguido de aprisionamento de distintas gerações de fluidos aquosos. As inclusões fluidas mais precoces, tipos 1, 2 e 3 (carbônicas e aquo-carbônicas), coexistem nos mesmos microdomínios do quartzo, o que pode sugerir contemporaneidade e, possivelmente, cogeneticidade. Entretanto, há diferenças composicionais e na temperatura de aprisionamento entre os diferentes tipos, o que sugere, pelo menos, evolução distinta.

As características microtermométricas das inclusões aquo-carbônicas do tipo 2 (portadoras de CO_2), notadamente a variação nas proporções entre as fases e a homogeneização final tanto para a fase líquida como para a fase vapor ocorrendo no mesmo intervalo temperatura, indicam aprisionamento heterogêneo de fluidos produzidos por separação de fases. Nesse caso, quaisquer proporções podem ser aprisionadas e, possivelmente, o tipo 1 (CO_2) faz parte desse grupo. Estimativas de densidade e composição (equação de Bowers & Helgeson, 1983), levando em consideração os escassos dados de $ThCO_2$, apontam para densidades de CO_2 entre 0,63 e 0,71 g/cm^3 e densidades globais entre 0,74 e 0,93 g/cm^3 . A composição, modelada no sistema CO_2 - H_2O - $NaCl$, indica CO_2 entre 10 e 47 moles % (especialmente 10-23 moles %); H_2O entre 52 e 89 moles %; $NaCl$ entre 1 e 2 moles %.

As inclusões aquo-carbônicas do tipo 3 representam um tipo composicional diferente, pois são portadoras de CH_4 e desprovidas de CO_2 . Duas alternativas são vislumbradas para tentar explicar esse comportamento: 1) dois fluidos carbônicos distintos estiveram presentes, um (subordinado) contendo CH_4 , outro contendo CO_2 ; 2) um mesmo fluido em evolução térmica

(resfriamento) e composicional (essa discussão continua mais adiante, envolvendo a origem do metano nos depósitos).

Os fluidos aquosos apresentam temperaturas de homogeneização bastante inferiores às registradas pelas inclusões aquo-carbônicas. Os subtipos 4A e 4B apresentam intervalos similares de homogeneização final, mas salinidades e/ou composição da fase salina, totalmente distintas, enquanto que os subtipos 4C e 4D foram aprisionados posteriormente, em condições de temperatura bastante inferiores. Essas observações indicam que os fluidos aquosos representam três eventos distintos de infiltração de fluidos. Os subtipos 4C e 4D foram possivelmente aprisionados por ocasião de fraturamento do quartzo durante soerguimento regional. O fluido 4B pode representar uma influência magmática, em virtude das salinidades mais elevadas.

8.2.2 – Chega Tudo

Estudos foram realizados em toda a extensão vertical do depósito que cobre o domínio metavulcânico e diferentes estilos estruturais: veio de quartzo maciço superficial (MV) e vênulas de quartzo-carbonato dos níveis 77m, 96m e 96,5m. As inclusões fluidas estudadas apresentam variedade de formas, incluindo irregular, ovóide e cristal negativo, e as maiores dimensões estão tipicamente no intervalo 5-12 μm . Quatro tipos de inclusões foram distinguidos, com base em observações petrográficas e resultados microtermométricos: raras inclusões carbônicas monofásicas; inclusões aquo-carbônicas bifásicas; e dois subtipos de inclusões aquosas bifásicas.

Na amostra MV o quartzo apresenta granulação média a grossa e extinção ondulante fraca a moderada. As inclusões distribuem-se de forma randômica ou em largos planos tridimensionais (Fig. 8.7). Inclusões carbônicas estão ausentes e poucas inclusões aquo-carbônicas foram identificadas, possuindo o volume da fase carbônica (V_c) entre 20 e 40%, $T_f\text{CO}_2$ de $-56,6^\circ\text{C}$ e $T_h\text{CO}_2$ entre $13,4^\circ$ e 14°C ($L+V=L$). Duas medidas de dissolução de clatratos acusaram temperaturas de $8,1^\circ$ e $9,0^\circ\text{C}$, enquanto que a homogeneização final (fase líquida) ocorre no intervalo 332° - 339°C . A maioria das inclusões fluidas são aquosas ($V_g < 10\%$), distribuídas em dois subtipos (Fig. 8.7). Inclusões isoladas e de distribuição aleatória mostram homogeneização final entre 212° e 346°C , enquanto que inclusões confinadas a trilhas estreitas homogeneizam entre 107° e 195°C . Os dois subtipos mostram aproximadamente o mesmo intervalo de temperaturas de fusão do gelo, entre $-1,4^\circ$ e $-3,4^\circ\text{C}$ e entre $-0,1^\circ$ e $-2,6^\circ\text{C}$, respectivamente. Temperaturas eutéticas foram determinadas em torno de -34°C para o primeiro subtipo e em torno de -25°C para o segundo.

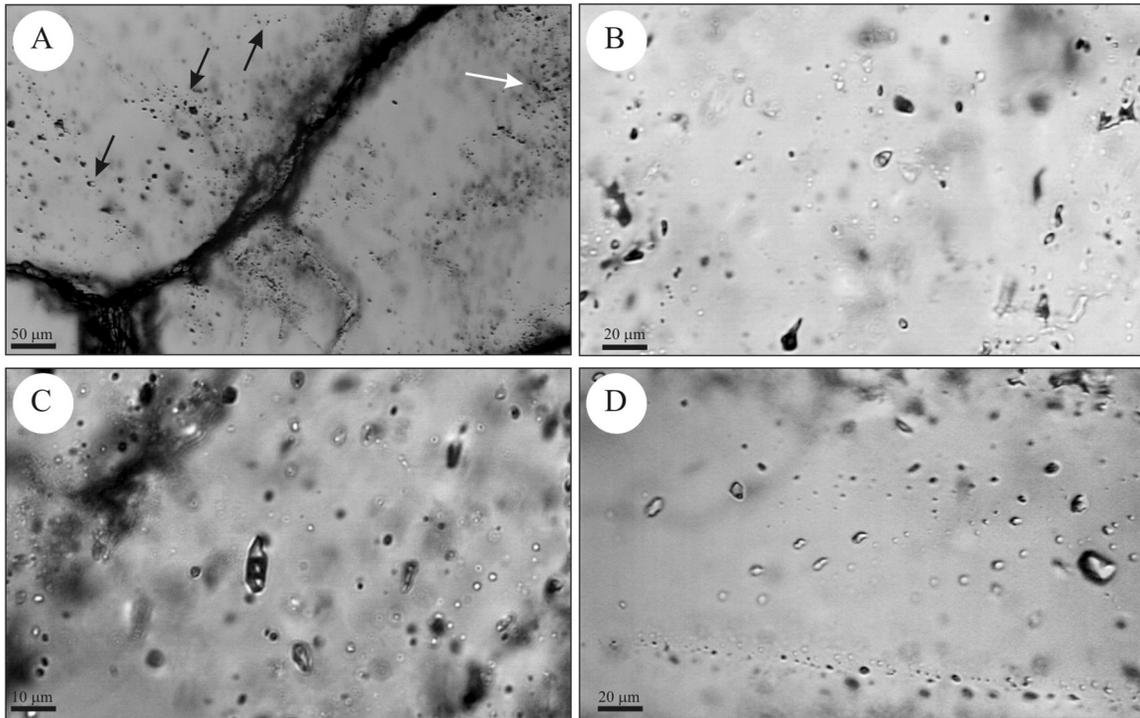


Fig. 8.7 - Tipos e formas de distribuição das inclusões fluidas em veios de quartzo do depósito Chega Tudo. A) Grupamentos discretos de inclusões fluidas aquo-carbônicas (setas pretas) e aquosas (seta branca). B) Inclusões carbônicas e aquo-carbônicas isoladas. Observar evidências de estrangulamento à direita. C) Distribuição randômica e tridimensional de inclusões aquo-carbônicas. D) Inclusões aquosas randômicas e em trilhas.

Fig. 8.7 - Types et formes de distribution des inclusions fluides en veines de quartz à Chega Tudo. A) Groupes discrètes d'inclusions fluides aqueuses-carboniques (flèches noires) et aqueuses (flèches blanches). B) Inclusions fluides carboniques et aqueuses-carboniques isolées. C) Distribution aléatoire et tridimensionnelle des inclusions aqueuses-carboniques. D) Inclusions aqueuses aléatoires et secondaires.

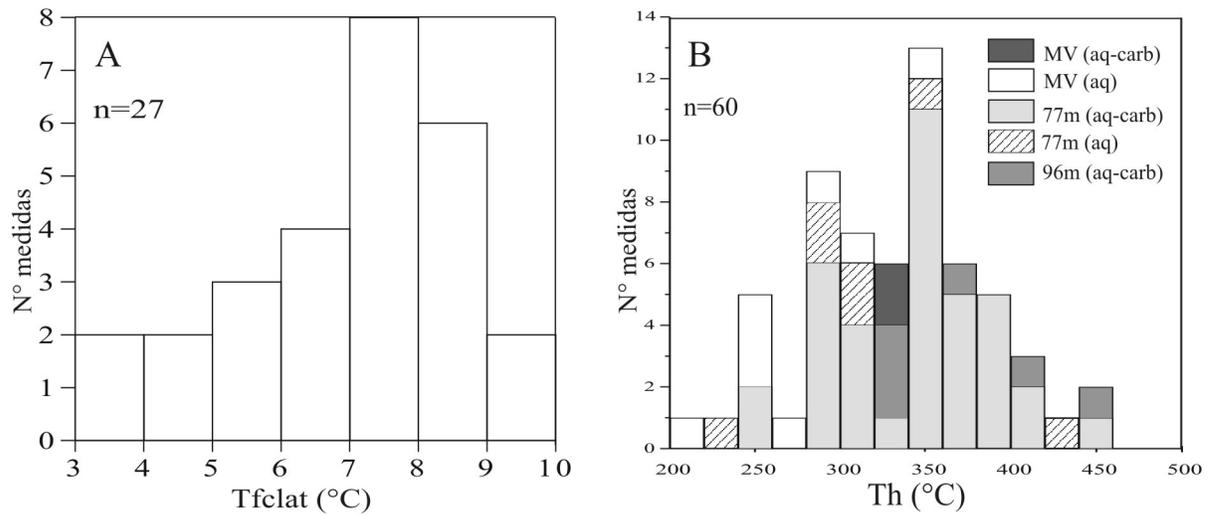


Fig. 8.8 - Histogramas de frequência das temperaturas de fusão do clatrato (A) e homogeneização total (B) das inclusões fluidas do depósito Chega Tudo.

Fig. 8.8 - Histogrammes de fréquence des températures de fusion des clathrates (A) et de l'homogénéisation totale (B) des inclusions fluides à Chega Tudo.

Na amostra do nível 77m, o veio contém raros cristais de plagioclásio e cordões de pirita ao longo da foliação, assim como cristais de calcita. Grandes cristais de quartzo são abundantes e mostram sinais variáveis de deformação dúctil, como desenvolvimento de subgrãos, lamelas de deformação e extinção ondulante forte. Alguns cristais foram preservados da deformação e contêm inclusões fluidas distribuídas em grupamentos e planos tridimensionais e em contatos intergranulares. Inclusões carbônicas são subordinadas e coexistem com inclusões aquo-carbônicas. As últimas possuem V_c variável, mas tipicamente entre 15 e 30%, são abundantes e coexistem apenas localmente com inclusões aquosas. A fusão da fase carbônica, tanto em inclusões carbônicas como em aquo-carbônicas ocorre entre $-59,5^\circ$ e $-57,0^\circ\text{C}$, enquanto que a homogeneização parcial ($L+V=L$) dessa fase se dá no intervalo 9° - $17,9^\circ\text{C}$. Análises microRaman em inclusões com as menores $T_f\text{CO}_2$ revelaram CO_2 e CH_4 na fase carbônica, sendo a proporção molar de metano inferior a 10%, o que é consistente com as temperaturas de fusão e homogeneização parcial da fase carbônica, usando-se o método gráfico de Van den Kerkhof (1990). Clatratos fundem entre $3,5^\circ$ e $8,7^\circ\text{C}$, com moda expressiva em $7,4^\circ\text{C}$ (Fig. 8.8). Um espalhamento nos valores de temperatura de homogeneização final é observado, entre 250° e 460°C . Entretanto, a maioria dos valores concentra-se no intervalo 310° - 410°C e a moda está bem definida em 355°C (Fig. 8.8). Assim como na amostra superficial, as duas populações de inclusões aquosas foram aqui documentadas. Poucas inclusões associam-se àquelas portadoras de CO_2 . Possuem V_g entre 15-30%, temperatura do eutético em torno de -32°C , fusão do gelo entre $-1,1^\circ$ e $-4,1^\circ\text{C}$, e a homogeneização final varia entre 289°C e 371°C . A maioria das inclusões aquosas é texturalmente tardia. Essas possuem $V_g < 5\%$, fusão do ponto eutético em torno de -22°C , fusão do gelo entre $-2,1^\circ$ e $-8,5^\circ\text{C}$ e homogeneização final inferior a 200°C .

No nível 96m, o estudo foi realizado em inclusões contidas nas porções mais centrais de grandes cristais de quartzo que mostram contatos serrilhados a abruptos entre si e extinção ondulante moderada a forte. Não foram encontradas inclusões carbônicas e as aquo-carbônicas são subordinadas, tendo sido observadas apenas localmente. Inclusões aparentemente não afetadas por deformação possuem V_c tipicamente no intervalo 15-30%, fusão da fase carbônica entre $-57,6^\circ$ e $-56,6^\circ\text{C}$, sugerindo quantidades de outros voláteis (CH_4 ?) ainda mais subordinadas do que no nível 77m. A homogeneização parcial da fase carbônica ($L+V=L$) ocorre em torno de 9°C e a homogeneização final se dá entre 327° e 456°C . Inclusões com alta proporção $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ apresentam as maiores T_h e foram possivelmente modificadas. Inclusões aquosas ocorrem tanto em trilhas como de forma aleatória, com a fase vapor ocupando até 5% do volume total das

cavidades. Temperaturas eutéticas são registradas em torno de -24°C , fusão final do gelo entre $-0,3^{\circ}$ e $-6,1^{\circ}\text{C}$ e homogeneização final abaixo de 160°C . Não foi documentado o outro subtipo de inclusões aquosas.

No nível 96,5m o quartzo das vênulas é de granulação fina, os grãos possuem contatos serrilhados e extinção ondulante fraca a moderada. Inclusões fluidas distribuem-se de maneira randômica ou selam microfraturas. Apenas inclusões aquosas foram identificadas, com $V_g < 5\%$, fusão do eutético em -22°C , fusão do gelo entre $-0,3^{\circ}$ e $-7,6^{\circ}\text{C}$ e homogeneização total no intervalo 95° - 167°C .

8.2.2.1 – Composição e densidade

Três grupos foram distinguidos, com base nas relações texturais, composição e propriedades microtermométricas e seus atributos estão sumariados na Tabela 8.7. Inclusões aquo-carbônicas e carbônicas pertencem ao sistema $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 - \text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} (\pm \text{MgCl}_2 \text{ e / ou } \text{FeCl}_2 - \text{ver abaixo})$ e apresentam as maiores temperaturas de homogeneização, com moda em 355°C e média de $348^{\circ}\text{C} \pm 45^{\circ}\text{C}$, sendo as mais precoces. A fase carbônica possui densidade entre 0,79 e $0,85 \text{ g/cm}^3$ e a densidade global varia de 0,83 a $0,96 \text{ g/cm}^3$. A composição do fluido é: CO_2 , 11-59 moles % (tipicamente < 22 moles %); CH_4 , 1-6 moles %; H_2O , 40-88 moles %; $\text{NaCl} (\pm \text{MgCl}_2 \text{ e / ou } \text{FeCl}_2)$, 1-7 moles %. Salinidade de $4,6 \pm 2,4$ % massa equiv. NaCl foi estimada pela fusão do clatrato (ver discussão sobre influência do CH_4 mais adiante).

Tabela 8.7 - Sumário dos dados microtermométricos e composição calculada do fluido no depósito Chega Tudo
Tableau 8.7 – Sommaire des données microthermométriques et de la composition du fluide à Chega Tudo

zona	MV		77m		96m	96,5m
<i>aquo-carbônicas</i>						
abundância	raras		abundantes		subordinadas	ausentes
V_c %	20 a 40		15 a 30		15 a 30	-
$T_f\text{CO}_2$ $^{\circ}\text{C}$	-56,6		-59,5 a -57,0		-57,6 a -56,6	-
T_{elat} $^{\circ}\text{C}$	8,1 a 9,0		3,5 a 8,7		9,2 a 9,5	-
massa % eq. NaCl	1,6 a 2,5		2,2 a 11,5		1,6	-
$T_h\text{CO}_2$ $^{\circ}\text{C}$	13,4 a 14,0		9 a 17,9		< 15	-
densidade g/cm^3	0,93 a 0,96		0,83 a 0,93		0,96	-
X_{CO_2}	0,11 a 0,21		0,12 a 0,59		0,13	-
$X_{\text{H}_2\text{O}}$	0,78 a 0,88		0,40 a 0,86		0,86	-
X_{NaCl}	0,01		0,01 a 0,07		0,01	-
T_h $^{\circ}\text{C}$	332 a 339		250 a 460 (310 a 410)		327 a 409	-
<i>aquosas</i>						
sistema	NaCl-MgCl_2	NaCl-KCl	NaCl-MgCl_2	NaCl-KCl	NaCl-KCl	NaCl-KCl
abundância	abundantes	abundantes	raras	abundantes	abundantes	abundantes
V_g %	5 a 10	< 5	15 a 20	< 5	< 5	< 5 a 10
T_{eu} $^{\circ}\text{C}$	~ 34	~ 25	< 30	~ 22	~ 24	22 a 23
T_{fg} $^{\circ}\text{C}$	-1,4 a -3,3	-0,1 a -2,6	-1,1 a -4,1	-2,1 a -8,5	-0,3 a -6,1	-0,3 a -7,6
massa % eq. NaCl	2,5 a 5,5	0,2 a 4,2	2,0 a 6,7	3,4 a 12,3	0,5 a 9,3	0,5 a 11,2
densidade g/cm^3	0,63 a 0,88	0,89 a 0,96	0,54 a 0,68	0,89 a 1,02	0,93 a 0,97	0,95 a 1,00
T_h $^{\circ}\text{C}$	242 a 346	107 a 195	289 a 371	101 a 199	98 a 159	95 a 167

Inclusões aquosas pertencem a dois sistemas distintos, com relações texturais, composição e temperatura de homogeneização contrastantes. O grupo que mostra associação espacial com o sistema carbônico / aquo-carbônico contém provavelmente $MgCl_2$ (e / ou $FeCl_2$), além de NaCl, conforme indicado por fusões eutéticas em torno de $-34^{\circ}C$ (Crawford, 1981; Dubois & Marignac, 1997). Esse grupo possui salinidade entre 2,0 e 6,7 % massa equiv. NaCl e homogeneização final sobretudo entre 290° e $370^{\circ}C$, ambos valores compatíveis com os apresentados pelo sistema carbônico / aquo-carbônico. Esse sistema aquoso é interpretado como parte da mesma assembléia daquele sistema, formada, possivelmente por separação de fases (ver discussão final deste item).

Outro sistema aquoso-salino é representado pelas inclusões texturalmente tardias que homogeneizam abaixo de $200^{\circ}C$. Esse grupo pertence ao sistema H_2O -NaCl-KCl, conforme indicado pelas fusões eutéticas entre -22° e $-25^{\circ}C$ (Shepherd *et al.*, 1985), e possui salinidade mais variada, entre 0,2 e 12,3 % massa equiv. NaCl.

8.2.3 – Serrinha

Estudos foram realizados em grandes cristais de quartzo pouco deformados de vênulas de quartzo-carbonato dos dois níveis mineralizados (175m, superior e 206m, inferior). As inclusões fluidas são em geral pequenas ($<10\mu m$) e a maioria se distribui em arranjos planares tridimensionais (Fig. 8.9). Arranjos intragranulares ocorrem nas porções mais interiores dos grãos de quartzo, ou terminam em seus contatos. Algumas inclusões mostram-se isoladas, outras em grupamentos discretos, outras ainda em trilhas curtas intragranulares. As inclusões associadas a arranjos planares e grupamentos tridimensionais possuem predominantemente formas de cristal negativo (Fig. 8.9), indicando que foram preservadas de modificações importantes. Não são consideradas primárias, mas precoces. Esses tipos precoces compreendem inclusões carbônicas, aquo-carbônicas e raríssimas aquosas. Inclusões carbônicas são mono e bifásicas em temperatura ambiente, são em geral escuras e associam-se espacialmente com inclusões aquo-carbônicas (Fig. 8.9). As inclusões aquo-carbônicas são bifásicas (raramente trifásicas) em temperatura ambiente e a fase carbônica ocupa entre 30 e 80% do volume total das cavidades (a maioria entre 40-60% vol.). Essa variação ocorre na escala de depósito, amostra e grupamento ou trilha individual (Fig. 8.9). As raras inclusões aquosas estão restritas ao nível superior do depósito e ocorrem em trilhas estreitas que cortam os domínios ocupados pelos outros tipos de inclusões.

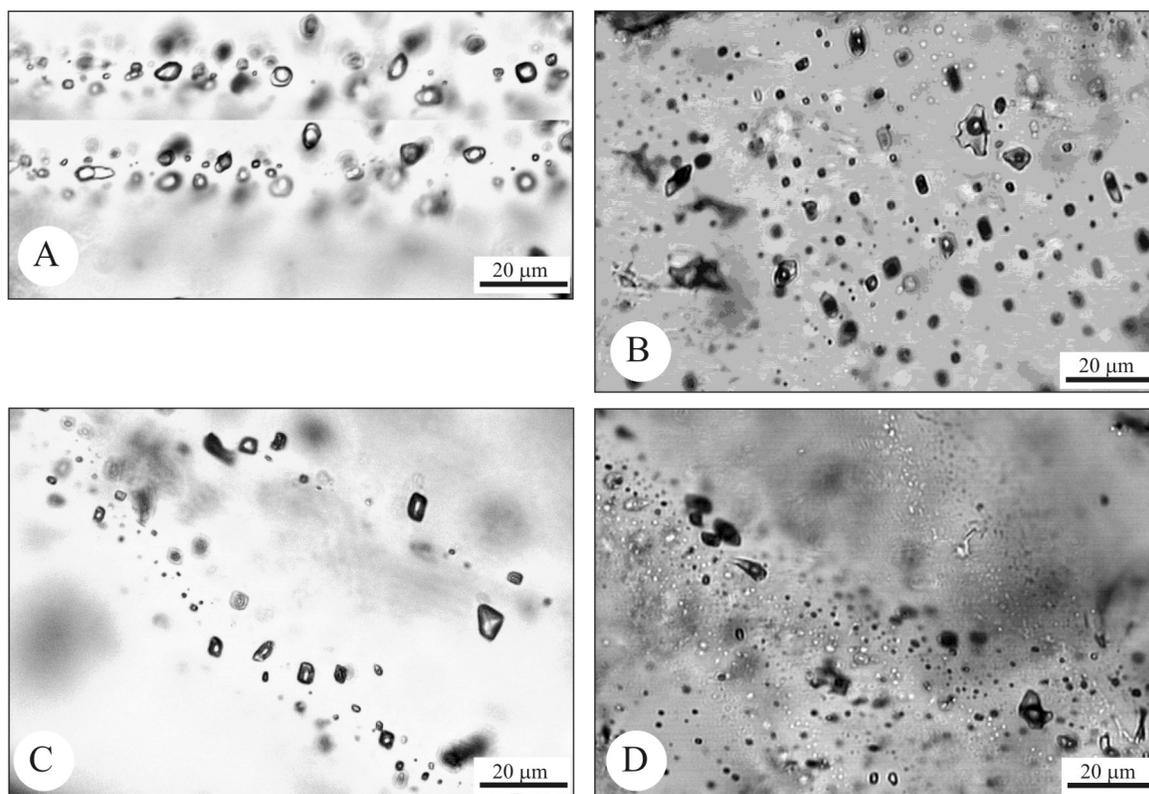


Fig. 8.9 - Imagens mostrando tipos e distribuição das inclusões fluidas nos níveis mineralizados superior (A e B) e inferior (C e D) no depósito de Serrinha. Observar a variação de proporções entre as fases num mesmo domínio microscópico.

Fig. 8.9 - Images montrant les types et distribution des inclusions fluides aux niveaux minéralisés supérieur (A, B) et inférieur (C, D) à Serrinha. Observer la variation des proportions entre les rapports CO_2/H_2O dans un seul domaine microscopique.

A fase carbônica das inclusões carbônicas e aquo-carbônicas funde entre $-59,9^\circ$ e $-56,8^\circ C$, com a imensa maioria dos valores ocorrendo no estreito intervalo entre $-58,0^\circ$ e $-57,5^\circ C$. A distribuição dos valores é similar nos dois níveis, mas valores mais negativos do que $-58,5^\circ C$ estão restritos ao nível inferior (Fig. 8.10A e 8.11A). Análises microRaman revelaram que a fase carbônica é composta por 91-100 moles % de CO_2 , 2-9 moles % de N_2 e até 2 moles % de CH_4 . A homogeneização da fase carbônica ($L+V=L$) cobre um extenso intervalo, entre $-11,8^\circ$ e $28,5^\circ C$ no nível inferior, e um intervalo mais restrito, de $11,5^\circ$ a $29^\circ C$ no nível superior (Fig. 8.10B e 8.11B). As inclusões aquo-carbônicas possuem o mesmo padrão de distribuição nos dois níveis, enquanto que $ThCO_2$ inferiores a $8^\circ C$ são registradas apenas em inclusões carbônicas do nível inferior. A distribuição global de frequência das $ThCO_2$ mostra-se multimodal, com picos em 9° , 17° e $23^\circ C$, e assimétrica, com concentração de valores em temperaturas mais altas (Fig. 8.10B). Variações maiores do que $10^\circ C$ são observadas na escala de grupamento ou trilha individual (Fig. 8.11). A dissolução final de clatratos ocorre, em sua imensa maioria, entre $6,8^\circ$ e $9^\circ C$ (Fig.

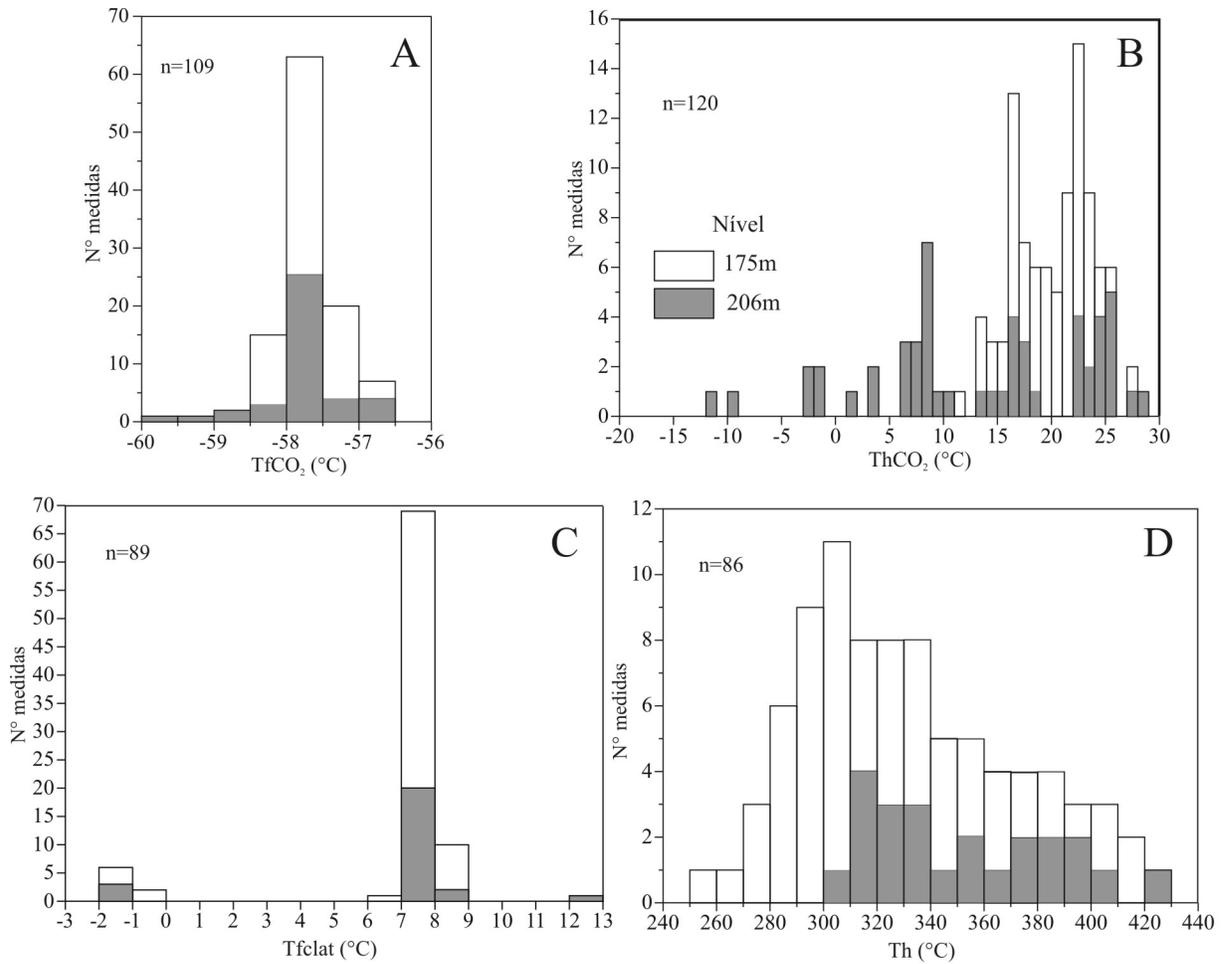


Fig. 8.10 - Histogramas de frequência de distribuição das temperaturas de fusão (A) e homogeneização (B) do CO₂, fusão do clatrato (C) e homogeneização final (D) das inclusões fluidas no depósito Serrinha.

Fig. 8.10 - Histogrammes de distribution de fréquence des températures de la fusion (A) et l'homogénéisation du CO₂(B), de la fusion du clathrate (C) et de l'homogénéisation totale des inclusions fluides à Serrinha.

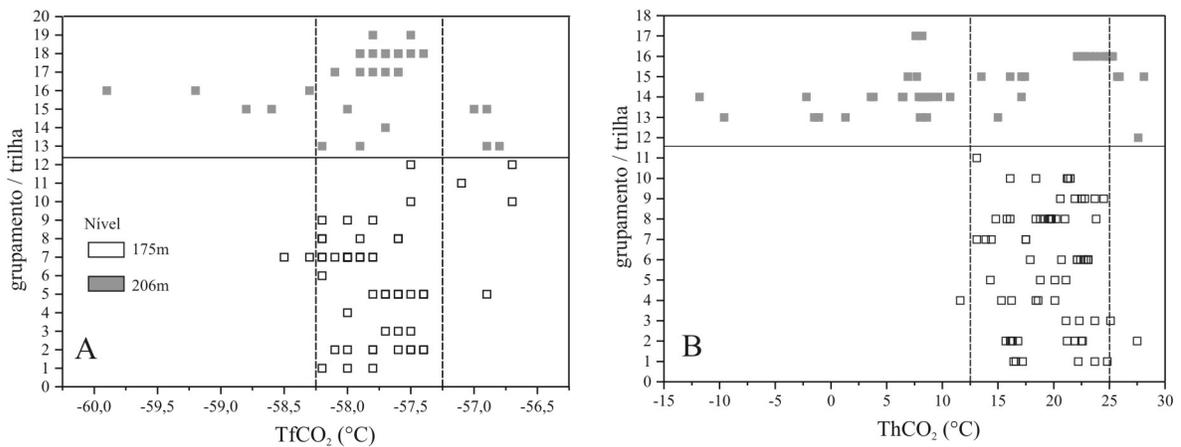


Fig. 8.11 - Diagramas mostrando a distribuição das temperaturas de fusão (A) e homogeneização (B) do CO₂ em Serrinha. Cada linha horizontal representa um grupamento ou trilha individual.

Fig. 8.11 - Diagrammes montrant la distribution des températures de fusion (A) et homogénéisation (B) du CO₂ à Serrinha. Chaque ligne horizontale représente un seul groupe ou fracture.

8.10C), definindo uma salinidade modal de 4,5% massa equiv. NaCl. Umas poucas inclusões mostram fusão do clatrato (Tfclat) entre $-1,7^{\circ}$ e $-0,7^{\circ}\text{C}$, implicando em salinidades de aproximadamente 19-21 % massa equiv. NaCl. Em uma inclusão o clatrato dissolveu em $12,5^{\circ}\text{C}$, o que pode ser atribuído à presença de CH_4 (Collins, 1979). A homogeneização final ocorre em amplo intervalo, de 250° a 430°C (Fig. 8.10D), tanto para a fase líquida como vapor. A moda para o conjunto das inclusões investigadas é 310°C e a maioria dos valores encontra-se entre 280° e 340°C (média de $332^{\circ} \pm 41^{\circ}\text{C}$). Nota-se pronunciada assimetria do histograma de frequência, com a moda localizada próximo à região de temperaturas mais baixas. Pequenas diferenças são observadas na estatística dos dois níveis mineralizados. No nível superior a moda é 305°C e a média $324^{\circ} \pm 41^{\circ}\text{C}$, enquanto que no nível inferior moda e média são, respectivamente, 315°C e $353^{\circ} \pm 38^{\circ}\text{C}$. As poucas inclusões aquosas identificadas apresentam Th entre 176° e 205°C , confirmando seu caráter tardio em relação às inclusões portadoras de CO_2 .

8.2.3.1 – Composição e densidade

Embora com variações microtermométricas, valores médios globais podem ser estimados para o fluido, modelados no sistema $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$. Assim, o fluido é composto por CO_2 , 9-75 moles % (tipicamente 18-33 moles %); CH_4 , $\ll 2$ moles %; N_2 , < 4 moles %; H_2O , 24-91 moles %; NaCl, 1-2 moles %. Densidades do CO_2 variam entre 0,66 e $0,88 \text{ g/cm}^3$, densidades globais situam-se principalmente entre 0,81 e $0,87 \text{ g/cm}^3$ e a salinidade média é 4,5 % massa equiv NaCl. Assumindo separação de fases como processo gerador das inclusões fluidas (ver discussão a seguir) é mais provável que as variações observadas reflitam flutuações nas condições de pressão durante o aprisionamento dos fluidos. Contudo, em função de algumas diferenças entre os níveis mineralizados superior e inferior, algum resfriamento do fluido ou gradiente de temperatura na escala do depósito pode ser também aceita.

8.2.4 – Discussão

8.2.4.1 – O estado heterogêneo

As características microestruturais do quartzo hospedeiro das inclusões fluidas nos depósitos estudados mostram seqüências complexas de cristalização, deformação dúctil, recristalização e fraturamento em Chega Tudo e Serrinha e condições mais brandas em Pedra de

Fogo. Em todos os casos estudados, entretanto, cristais reliquiais e / ou menos deformados foram encontrados, contendo inclusões fluidas em suas porções centrais (a princípio mais preservadas), muitas delas com forma de cristal negativo. Inclusões com evidências de modificação pós-aprisionamento foram obviamente evitadas no estudo microtermométrico, ou seus efeitos foram reconhecidos e discutidos. Sabe-se que nas situações fluido-dinâmicas em que se formou o quartzo hospedeiro e em que foram aprisionadas as inclusões estudadas, ou seja, em alguns casos em condições sin-tectônicas, modificações pós-formacionais podem ser importantes (Hollister, 1990; Bakker & Jansen, 1991; Hall & Sterner, 1993; Vityk & Bodnar, 1995; Klemd & Hirdes, 1997). Contudo, o cuidado na escolha de inclusões e, principalmente, a consistência dos dados microtermométricos em um mesmo depósito, à despeito de variações no estilo estrutural e na abundância de tipos composicionais de inclusões fluidas em posições distintas dentro do depósito, indicam que esses dados podem ser tomados como representativos da evolução do fluido em cada caso individual.

Em todos os casos estudados há características petrográficas e microtermétricas comuns, a saber: proporções variáveis entre as fases fluidas; coexistência de fluidos com composição e / ou densidades contrastantes; espalhamento nos dados de temperatura de homogeneização parcial e total. Essas características são típicas do estado heterogêneo. Assumindo, com base na discussão do parágrafo anterior, que modificação pós-formacional não foi o processo (dominante) que gerou o estado heterogêneo, este estado pode ter sido produzido por processos contrastantes como mistura de fluidos (Anderson *et al.*, 1992) e separação de fases em fluido originalmente homogêneo (Loucks, 2000; Diamond, 2001; Van den Kerkhof & Hein, 2001). Mistura de fluidos requer correlação entre temperaturas de homogeneização final e salinidade, produzida pelo aprisionamento contemporâneo de fluidos com temperaturas e composições contrastantes (p.ex., Cathelineau & Marignac, 1994; Dugdale & Hagemann, 2001). Inclusões aquo-carbônicas e aquosas (com mais alta Th) quando coexistentes, como em Pedra de Fogo e Serrinha, mostram intervalos similares de variação de temperatura e salinidade. Além disso, as salinidades são normalmente muito pouco variáveis, com a maioria dos dados concentrados em intervalos bastante estreitos. Portanto, mistura de fluidos não foi caracterizada em nenhum dos casos estudados.

Separação de fases (efervescência, imiscibilidade) resta, portanto, como o processo mais provável que gerou as inclusões fluidas estudadas nos depósitos de Pedra de Fogo, Chega Tudo e Serrinha e, pelo menos, alguns dos critérios usualmente utilizados na identificação de imiscibilidade (Ramboz *et al.*, 1982) são satisfeitos em cada depósito. Esses critérios incluem: 1)

aprisionamento contemporâneo de fluidos com características contrastantes, o que é refletido pela coexistência de fluidos carbônicos, aquo-carbônicos e aquosos; 2) a homogeneização final de inclusões aquo-carbônicas ocorre, em muitos casos, tanto na fase líquida como na fase vapor no mesmo intervalo de temperatura; 3) aprisionamento dos fluidos em proporções aleatórias. Outros critérios não foram observados, ou ocorrem apenas localmente, ou não são conclusivos. Por exemplo, o fracionamento preferencial de sais para a fase aquosa (Ramboz *et al.*, 1982; Frantz *et al.*, 1992) não foi observado, visto que as inclusões mostram salinidades relativamente constantes, independentemente das proporções entre as fases. A distribuição assimétrica de frequência das temperaturas de homogeneização parcial e final, mostradas no depósito de Serrinha, são compatíveis com imiscibilidade (Loucks, 2000; Diamond, 2001; Touret, 2001). Além disso, com a separação de fases ocorrendo próximo ao solvus, as temperaturas de homogeneização correspondem às temperaturas reais de aprisionamento e não necessitam de correção.

Basicamente dois processos levam à imiscibilidade de fluidos: diminuição na solubilidade do CO₂, produzida por significativo resfriamento em condições (quase) isobáricas (Roedder, 1984; Diamond, 1990); e flutuações de pressão no ambiente deposicional durante a evolução da estrutura hospedeira (Robert *et al.*, 1995; Cox *et al.*, 1995). As evidências petrográficas e estruturais sugerem coexistência e / ou alternância de processos dúcteis e rúpteis nos sistemas estudados, especialmente Chega Tudo e Serrinha, indicando que as condições de pressão foram variáveis. Variação de temperatura, embora verificada, não chega a ser substancial em Chega Tudo e Serrinha, mas mais importante em Pedra de Fogo. Além disso, os extremos de densidades das inclusões aquo-carbônicas sugerem variações de pressão substanciais (~2 kbars) para uma mesma temperatura. Segundo Robert *et al.* (1995), embora esses valores de pressões devam ser tomados com cautela, é improvável que tamanha variação seja produzida por, por exemplo, modificações pós-formacionais, implicando em variações reais de pressão durante a evolução do veio ou estrutura hospedeira. Já em Pedra de Fogo, os dados de homogeneização parcial (densidade) são mínimos, de sorte que a interpretação torna-se prejudicada. Por outro lado, uma maior variação de temperatura de homogeneização é observada, com as inclusões mais precoces (que contém CH₄) sendo aprisionadas por volta de 470°C e as cloritas atingindo o equilíbrio em torno de 330°C, o que pode favorecer um sistema em resfriamento.

8.2.4.2 – Influência e origem do metano e do nitrogênio

Sabe-se que a presença de CH₄ e / ou N₂ no sistema CO₂-H₂O-sais pode afetar algumas propriedades microtermométricas e mesmo produzir erros nas determinações de salinidade, densidade e pressões de aprisionamento de fluidos (Collins, 1979; Seitz & Pasteris, 1990; Diamond, 1994; Hagemann & Brown, 1996; Van den Kerkhof & Thiéry, 2001). Nos depósitos estudados, esses voláteis ocorrem em proporções bastante subordinadas e o que se observa é certa relação entre o seu conteúdo e o rebaixamento das temperaturas de fusão e homogeneização da fase carbônica, especialmente no depósito de Serrinha (Fig. 8.11). Com relação à salinidade, exceção feita a uma T_fclat superior a 10°C, em nenhum outro momento foi observada relação entre a presença de CH₄ e / ou N₂ e a temperatura de fusão do clatrato. Além disso, os dados de salinidade mostram-se bastante concentrados em estreitos intervalos composicionais. Tendo isso em consideração, entende-se que mesmo que se reconheça que CH₄ e N₂ podem afetar interpretações dos dados de inclusões fluidas, a sua influência não foi significativa nos casos aqui estudados e que as salinidades, densidades e pressões calculadas são uma boa aproximação das reais características dos fluidos.

Com relação à origem e concentração do metano e do nitrogênio presentes em pequenas proporções em algumas inclusões fluidas, duas alternativas podem ser discutidas: 1) esses compostos estavam originalmente presentes em fluidos mais reduzidos; ou 2) foram incorporados aos fluidos durante sua migração na crosta ou no local de precipitação do quartzo hospedeiro por interação fluido-rocha. No primeiro caso, dois processos podem explicar as baixas concentrações de CH₄: oxidação do CH₄ gerando CO₂ e H₂O, ou imiscibilidade de fluidos. Durante a separação contínua de fases em um sistema CO₂-CH₄-N₂-H₂O-NaCl, as proporções de CH₄ e N₂ tendem a diminuir com a progressão do processo porque esses dois compostos possuem coeficientes de distribuição maiores do que o CO₂ (Henley *et al.*, 1984; Drummond & Ohmoto 1985; Naden & Shepherd, 1989). As duas alternativas poderiam explicar as baixas proporções de CH₄ e sua concentração em estágios mais precoces. Contaminação do fluido com CH₄ externo é outra possibilidade, baseada na observação de que comumente em depósitos nos quais CH₄ é detectado em inclusões fluidas, rochas carbonosas estão presentes na estratigrafia do depósito ou no ambiente imediato ao mesmo (p. ex., Naden & Shepherd, 1989; Shepherd *et al.*, 1991).

Em qualquer uma das situações acima, fontes biogênicas (matéria orgânica presente em sedimentos) são tidas como as mais prováveis para o CH₄ (Schoell, 1988; Welhan, 1988). Quanto ao N₂, fontes orgânicas são também as mais prováveis, além de alteração de feldspatos potássicos

e micas, e presença de N_2 como componente volátil primário de magmas (Kreulen & Schilling, 1982; Andersen *et al.*, 1993).

8.3 – ISÓTOPOS ESTÁVEIS

O estudo de isótopos estáveis é uma ferramenta importante na elaboração de modelos genéticos para depósitos minerais, pois fornecem informações sobre aspectos físico-químicos dos sistemas hidrotermais, incluindo temperatura de precipitação de minerais e composição isotópica dos fluidos, além de se constituírem em elementos essenciais pra traçar a fonte e a evolução dos componentes de fluidos. Visando esse objetivo, neste trabalho foi desenvolvido um estudo de isótopos de O, H, C e S em minerais hidrotermais (silicatos, carbonatos, sulfetos), matéria carbonosa e inclusões fluidas associados aos depósitos enfocados.

8.3.1 – Isótopos de oxigênio e hidrogênio em silicatos

Os resultados isotópicos encontram-se nas Tabelas 8.8 a 8.13. O quartzo, mineral robusto com relação a trocas isotópicas após sua cristalização, apresenta variação regional de $\delta^{18}O$ entre +7,8‰ e +16,9‰, mas com absoluta concentração de valores entre +10,4‰ e +14,2‰. Valores superiores a +14,2‰ estão concentrados no depósito Cachoeira e em um valor isolado em Pedra de Fogo. Em depósitos individuais as variações são mínimas, em geral inferiores a 3‰. Mesmo em depósitos que apresentam grande variedade de rochas encaixantes, a exemplo do depósito Cachoeira, a composição isotópica do oxigênio no quartzo pode ser considerada como (quase) constante. Exceção é feita ao depósito Cipoeiro que apresenta $\delta^{18}O$ com variação global de 4,1‰. A distribuição dos valores isotópicos nesse depósito (Tab. 8.9), mostra que os mesmos provêm de três tipos distintos de quartzo: matriz do microtonalito hospedeiro (+7,8‰); vênulas de quartzo-carbonato (+9,1 e +9,6‰); e veio de quartzo, sem carbonato (+11,9‰). O primeiro valor pode representar o valor original do quartzo magmático. Os demais valores são mais consistentes entre si e podem estar refletindo pequenas variações nas condições físico-químicas locais, ou diferentes estágios de deposição, visto que o veio de quartzo não apresenta carbonato em sua constituição. Em termos gerais, os resultados indicam que o quartzo formou-se em sistemas dominados ou tamponados por fluidos (alta relação fluido/rocha), que os fluidos apresentavam composição

constante e que a precipitação mineral ocorreu em condições relativamente isotermais (Kerrich, 1987; McCuaig & Kerrich, 1998).

Entre os silicatos hidratados os dados são menos numerosos. A clorita mostra variações regionais relativamente pequenas, com $\delta^{18}\text{O}$ entre +5,9‰ e +9,3‰, enquanto que a sericita apresenta variações levemente superiores, entre +4,9‰ e +10,7‰. Em depósitos individuais, contudo, as variações são menores, mas, no caso da sericita, novamente o depósito Cipoeiro demonstra variação um pouco mais importante (Tab. 8.9).

Tabela 8.8 – Composições isotópicas de minerais hidrotermais, inclusões fluidas e grafita dos depósitos Caxias, Areal e Pedra de Fogo (Cráton São Luís)

Tableau 8.8 – Compositions isotopiques des minéraux hydrothermaux, inclusions fluides et graphite des dépôts aurifères de Caxias, Areal et Pedra de Fogo (Craton São Luís)

amostra	hospedeira	mineral	estágio	silicatos		carbonatos / grafita		inclusões fluidas		sulfetos
				$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
Caxias										
CX65	microtonalito	clorita	alteração	7,6	-46					
CX65	microtonalito	calcita	alteração			-9,1	18,7			
CX65	microtonalito	pirita	alteração							-11,0
CX65	microtonalito	quartzo	alteração	12,7						
CX65	microtonalito	quartzo	veio	11,2				-10,9	-32	
CX11	xisto	quartzo	veio	11,3				-20,2	-53	
CX42A	xisto	quartzo	veio	11,0				-6,9	-24	
CX61D	xisto	quartzo	veio	12,2				-5,3		
Areal										
AR4D	monzogranito	quartzo	veio	10,4				-8,9	-62	
AR10C	sienogranito	sericite	alteração	5,1	-58					
AR10C	sienogranito	pirita	alteração							-0,5
Pedra de Fogo										
PF10B	piroclástica	quartzo	veio	16,2				-3,1	-70	
PF7	piroclástica	grafita	matriz			-9,2				
PF1C	metadacito	pirita	alteração							-2,8

A composição isotópica dos minerais hidratados difere um pouco daquela do quartzo, num mesmo depósito, mesmo quando esses minerais coexistem petrograficamente. Essas diferenças têm sido atribuídas basicamente a dois fatores: 1) os silicatos hidratados, que se apresentam geralmente com granulação fina, são menos resistentes a trocas isotópicas em temperaturas inferiores àquelas da sua precipitação (p. ex., Kerrich & Cassidy, 1994), sendo que trocas isotópicas podem ocorrer mesmo que não haja evidência petrográfica clara de

desequilíbrio, como é o caso da difusão (Giletti, 1985; Cole & Ohmoto, 1986); 2) quartzo e silicatos hidratados não precipitaram em equilíbrio ou precipitaram em tempos distintos.

Os dados de isótopos de hidrogênio em sericita e clorita apresentam variações mais expressivas, tanto em escala regional como na escala de depósito, tendo sido medido valores entre -18‰ e -71‰ (Tab. 8.8 a 8.13). Variabilidade em um mesmo depósito pode originar-se da facilidade com que esses minerais trocam isótopos de hidrogênio mesmo em temperaturas mais baixas (Cole & Ohmoto, 1986; Ohmoto, 1986), ou por alterações no fracionamento isotópico mineral-H₂O influenciadas por fatores como temperatura, pressão, composição química do mineral e existência de ligações ponte de hidrogênio entre grupos OH-O (Suzuoki & Epstein, 1976; Kyser, 1987; Taylor, 1997). Como a presença de fluidos aquosos de temperaturas inferiores às da formação dos depósitos é bastante comum em alguns dos casos estudados,

Tabela 8.9 – Composições isotópicas de minerais hidrotermais e fluidos do depósito de Cipoeiro
Tableau 8.9 – Compositions isotopiques des minéraux hydrothermaux et fluides du dépôt Cipoeiro

amostra / nível	hospedeira	mineral	estágio	silicatos		carbonatos		inclusões fluidas		sulfetos
				$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
179/103	microtonalito	quartzo	matriz	7,8						
179/103	microtonalito	clorita	matriz	5,9	-26					
179/103	microtonalito	calcita	matriz			-4,3	9,5			
179/185	tonalito	quartzo	vênula	9,6						
179/185	tonalito	calcita	vênula			-6,1	9,9			
179/185	tonalito	sericita	matriz	4,9	-18					
179/185	tonalito	pirita	matriz							1,7
179/201	tonalito	quartzo	vênula	9,1						
179/201	tonalito	calcita	vênula			-6,3	9,9			
179/201	tonalito	sericita	matriz	8,6	-42					
179/201	tonalito	clorita	matriz	7,3	-71					
179/201	tonalito	pirita	matriz							1,1
179/216	tonalito	quartzo	veio	11,9				-10,7	-30	

conforme mostrado nos estudos de inclusões fluidas, é possível que nesses casos os silicatos tenham tido suas composições isotópicas originais alteradas. Por outro lado, as condições de oxidação do fluido no local da deposição podem também levar a essas largas variações (ver discussão dos dados de D/H em inclusões fluidas). Em situações em que foi possível a obtenção de dados em sericita e clorita em um mesmo depósito (Cipoeiro, Chega Tudo e Cachoeira), esses dados apresentam-se relativamente consistentes. Também há consistência entre os dados obtidos em minerais hidratados e em inclusões fluidas (ver o item pertinente). Variações entre depósitos

têm causas aparentemente mais claras, como temperatura e, mais provavelmente, diferenças na composição isotópica das fontes de águas hidrotermais.

Tabela 8.10 - Composições isotópicas de minerais hidrotermais e fluidos do depósito de Chega Tudo
 Tableau 8.10 – Compositions isotopiques des minéraux hydrothermaux et des fluides du dépôt Chega Tudo

amostra	hospedeira	mineral	estágio	silicatos		carbonatos		inclusões fluidas		sulfetos
				$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
MV		quartzo	veio	11,2				-6,9	-12	
16/69	metadacito	quartzo	matriz	11,2						
16/69	metadacito	pirita	matriz							3,9
16/77	metadacito	sericita	matriz	10,7	-49					
16/77	metadacito	quartzo	vênula	14,2				-24,1	-37	
16/77	metadacito	calcita	matriz			-6,3	12,4			
16/77	metadacito	pirita	matriz							0,8
16/96,5	metadacito	quartzo	veio	12,4				nd	-26	
16/96,5	metadacito	sericita	matriz	8,2	-50					
16/96,5	metadacito	clorita	matriz	9,3	-62					
16/96,5	metadacito	pirita	matriz							0,1

nd: não detectado

Tabela 8.11 – Composições isotópicas de minerais hidrotermais, grafita e fluidos do depósito de Serrinha
 Tableau 8.11 – Compositions isotopiques des minéraux hydrothermaux, des fluides et du graphite à Serrinha

amostra	hospedeira	mineral	estágio	silicatos		carbonato / grafita		inclusões fluidas		sulfetos
				$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
zona superior										
175	xisto	quartzo		+13,7				nd	nd	
175	xisto	calcita				-14,2	+19,2			
175	xisto	ankerita				-14,3	+17,5			
175	xisto	grafita				-23,5				
175	xisto	pirita								-2,6
zona inferior										
206	xisto	quartzo		+13,4				-17,6	-80	
206	xisto	calcita				-15,7	+12,3			
206	xisto	dolomita				-15,0	+13,8			
206	xisto	grafita				-23,6				
206	xisto	pirita								-7,9

nd: não detectado

8.3.2 – Isótopos de carbono em matéria carbonosa

Rochas carbonosas foram identificadas como parte integrante do conjunto hospedeiro nos depósitos Pedra de Fogo, Cachoeira e Serrinha. Quatro amostras (entre cinco selecionadas) forneceram matéria carbonosa suficiente para análise isotópica e contêm entre 0,38 e 0,69 em massa percentual de carbono. A amostra PF7 (Pedra de Fogo) contém grafita, conforme determinação por difração de raios-X. Nas demais não houve análise difratométrica, de forma que serão tratadas como matéria carbonosa. Nas amostras dos depósitos Serrinha (Tab. 8.11) e Cachoeira (Tab. 8.12), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são fortemente negativos, em torno de -23% no primeiro e -29% no segundo. Já a amostra de grafita do depósito Pedra de Fogo (Tab. 8.8) apresentou valor de $-9,2\%$.

8.3.3 – Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos

Os resultados isotópicos de carbono e oxigênio em carbonatos (calcita, dolomita e ankerita) encontram-se nas tabelas 8.8 a 8.13. Regionalmente, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos variam de $-4,3\%$ a $-15,7\%$, enquanto que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ nesses minerais varia entre $+9,5\%$ e $+19,2\%$. Do mesmo modo que foi observado em isótopos de oxigênio no quartzo, variações num mesmo depósito são mínimas e as diferenças maiores se dão entre depósitos. Quando observadas em um mesmo depósito, as variações estão relacionadas a diferentes estágios de precipitação dos carbonatos, bem expresso em Cachoeira (Tab. 8.12) entre as dolomitas do estágio pervasivo principal e a calcita tardia, e em Serrinha (Tab. 8.11), onde calcita e ankerita do nível mineralizado superior mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ bem mais elevados do que calcita e dolomita do nível inferior. Ainda com relação ao depósito de Serrinha, os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ em diferentes fases minerais de um mesmo estágio são muito similares, o que é consistente com a observação de Kerrich (1987) de que a magnitude do fracionamento isotópico do carbono entre carbonatos coexistentes é muito pequena.

Na avaliação dos dados isotópicos em carbonatos dos depósitos localizados no Cinturão Gurupi (Fig. 8.12A), dois pontos chamam atenção: 1) observa-se uma certa correlação negativa em escala regional, com valores mais altos de $\delta^{13}\text{C}$ correspondendo a valores mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$; e 2) carbonatos de depósitos hospedados em rochas félsicas (tonalito em Cipoeiro e dacito em Chega Tudo) apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ menos negativos do que os carbonatos de depósitos

Tabela 8.12 – Composições isotópicas de minerais hidrotermais, fluidos e grafita do depósito de Cachoeira
Tableau 8.12 – Compositions isotopiques des minéraux hydrothermaux, des fluides et du graphite à Cachoeira

estágio / estilo	amostra	hospedeira	mineral	silicatos		carbonatos / C		IF	sulfetos
				$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
1 / veio	12/107,5	tufo máfico	quartzo	15,9					
	15/84,5	diorito	quartzo	14,1					
	15/84,5	diorito	pirita						1,9
	15/84,5	diorito	arsenopirita						5,7
	15/87	diorito	quartzo	14,8					
2 / pervasiva e venular	12/47	microdiorito	quartzo	16,0					
	12/47	microdiorito	dolomita			-13,6	14,4		
	12/47	microdiorito	pirita						-4,2
	12/61,5	tufo carbonoso	grafita			-29,7			
	12/107,5	tufo máfico	dolomita			-11,7	14,0		
	14/106,5	vulc fêlsica	quartzo	15,7				-22	
	14/106,5	vulc fêlsica	dolomita			-11,5	13,4		
	14/106,5	vulc fêlsica	clorita	7,9	-44				
	14/106,5	vulc fêlsica	sericita	9,1	-47				
	14/108	vulc fêlsica	pirita						1,9
	15/111,5	diorito	quartzo	15,7					
	15/111,5	diorito	dolomita			-12,6	15,2		
	15/111,5	diorito	pirita						6,4
	15/112,5	diorito	quartzo	14,9					
	15/112,5	diorito	dolomita			-11,8	14,1		
	15/112,5	diorito	pirita						4,0
	18/96,15	microdiorito	quartzo	16,9					
	18/96,15	microdiorito	dolomita			-12,3	13,4		
	18/97,1	microdiorito	quartzo	15,1					
	18/97,1	microdiorito	dolomita			-12,4	13,9		
	18/102	fêlsica	dolomita			-12,1	14,3		
	18/102	fêlsica	pirita						2,0
	18/109	tufo máfico	dolomita			-12,1	14,5		
18/121,8	filito-C	quartzo	14,7						
18/121,8	filito-C	dolomita			-11,6	15,0			
18/121,8	filito-C	pirita						2,3	
3 / vênular	18/68	basalto	calcita			-9,8	14,2		

IF : inclusões fluidas ; C: carbono; filito-C : filito carbonoso; matéria-C: matéria carbonosa

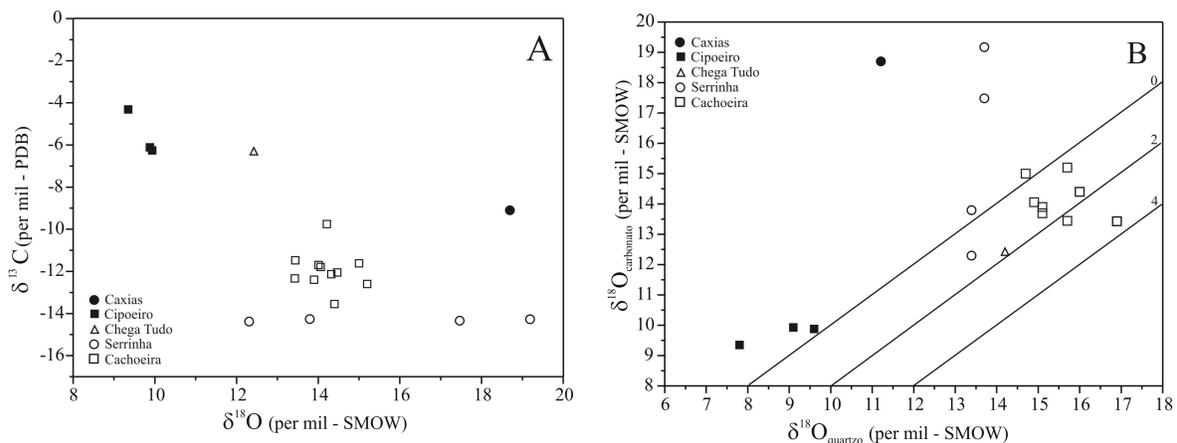


Fig. 8.12 - Diagramas mostrando relações isotópicas em carbonatos (A) e entre quartzo e carbonatos (B), onde cada linha representa o fracionamento isotópico entre quartzo-carbonato.

Fig. 8.12 - Diagrammes montrant des rapports isotopiques en carbonate (A) et entre le quartz et le carbonate (B), ou chaque droite montre le fracionamento isotopique quartz-carbonate.

hospedados em seqüências metavulcanossedimentares com forte componente sedimentar (Cachoeira e Serrinha). A correlação pode ser produto de diferenças de temperatura de formação dos depósitos, embora não haja uma relação linear entre a composição isotópica e a temperatura de formação. No segundo caso, xistos carbonosos são componentes importantes como hospedeiras dos corpos mineralizados e o carbono do material carbonoso mostra valores fortemente negativos e, portanto, natureza orgânica, o que torna lógico interpretar esse comportamento como oriundo da interação do fluido mineralizador com carbono orgânico.

Comparando-se as composições isotópicas do oxigênio em quartzo e carbonatos petrograficamente coexistentes em um mesmo depósito, observa-se fracionamentos isotópicos dos pares quartzo-carbonato entre 2‰ e 4‰ em amostras dos depósitos Cipoeiro, Serrinha e Cachoeira (Fig. 8.12B). Isso indica disequilíbrio isotópico entre os dois minerais em uma dada temperatura (utilizando qualquer equação de fracionamento isotópico do oxigênio entre quartzo e carbonato). Além disso, fracionamentos negativos são encontrados em alguns casos em Cipoeiro, Caxias e Serrinha, mostrando claramente disequilíbrio isotópico. Em situações de equilíbrio os fracionamentos deveriam ser positivos, uma vez que o quartzo concentra ^{18}O em relação aos carbonatos (e a outros minerais), pois as ligações Si-O são extremamente fortes no quartzo (Taylor, 1997). O disequilíbrio pode significar que as duas fases não precipitaram em equilíbrio, ou que ocorreu reequilíbrio isotópico do carbonato após a cristalização, visto que carbonatos são mais suscetíveis a trocas isotópicas do que o quartzo (Kerrick, 1987), mesmo sem que haja evidência petrográfica de disequilíbrio (Brand & Veizer, 1981; Campbell & Larson, 1998). A segunda possibilidade apresenta-se como a mais provável (fluidos tardios de mais baixa temperatura identificados em inclusões fluidas), pelo menos nos casos em que a coexistência petrográfica é clara, como em Cachoeira e Serrinha. Um poucas amostras de Chega Tudo, Serrinha e Cachoeira demonstram pequenos fracionamentos (~1-2‰) quartzo-carbonato (Fig. 8.12B), nesse caso indicando possível equilíbrio na precipitação. No caso de Serrinha, isso é bem mostrado pela co-precipitação quartzo-calcita no nível 206.

8.3.4 – Isótopos de carbono e hidrogênio em inclusões fluidas

Fluidos liberados por crepitação térmica de inclusões fluidas foram analisados para isótopos de carbono em CO_2 e de hidrogênio em H_2O . Os resultados analíticos encontram-se nas tabelas 8.8 a 8.13. As amostras foram previamente desgaseificadas a $200^\circ\text{-}250^\circ\text{C}$ e assume-se

com isso, que populações de inclusões aquosas de baixa temperatura tenham sido eliminadas. Posteriormente, extrações globais foram realizadas em temperaturas superiores a 800°C e, em casos em que mais de uma geração de inclusões de mais alta temperatura estão presentes (aquo-carbônicas e aquosas), mistura de águas provenientes dessas diferentes gerações é esperada. Mas, como foi mostrado no estudo de inclusões fluidas, esses dois tipos de inclusões são prováveis produtos de separação de fases de um mesmo fluido.

O carbono mostra duas populações de valores, as quais podem ocorrer em um mesmo depósito. Um grupo majoritário mostra valores fraca a moderadamente negativos (-3,1‰ a -10,9‰) e outro apresenta valores fortemente negativos (-17,6‰ a -24,1‰). Os valores mais negativos atestam origem ou influência orgânica, enquanto que os menos negativos refletem outras fontes (ver discussão sobre fontes mais adiante). É interessante notar que os valores mais negativos foram registrados nos depósitos Caxias e Chega Tudo, onde os carbonatos não mostram influência orgânica. Por outro lado, em Serrinha, os resultados em inclusões fluidas, matéria carbonosa e carbonatos indicam consistentemente a contribuição biogênica. Contrariamente, em Pedra de Fogo, onde xistos com grafita hospedaram a mineralização, esse comportamento não foi observado, mas, vale ressaltar que o carbono da grafita nesse depósito também não apresenta assinatura orgânica.

Os isótopos de hidrogênio mostram regionalmente valores entre -12‰ e -80‰ e apresentam variações >25‰ em Caxias e Chega Tudo. Variações desse porte são normais nessa classe de depósito aurífero e indicariam modificações nas condições de fugacidade de oxigênio dos fluidos no sítio deposicional, as quais poderiam ser atribuídas ao fracionamento isotópico entre H₂O e espécies reduzidas de hidrogênio, como CH₄, que foi detectado em vários depósitos, e / ou H₂ (Colvine *et al.*, 1988). Além disso, essas largas variações podem ser produzidas por imiscibilidade de fluidos (Kerrick, 1987; Taylor, 1997), que também foi documentada nos dois depósitos. Mistura de fluidos oriundos de reservatórios com composições contrastantes também poderia provocar essa variação, mas isso acarretaria numa concomitante variação na composição isotópica do oxigênio (Xavier, 1991). Lembra-se aqui que mistura também não foi documentada no estudo petrográfico e microtermométrico das inclusões fluidas.

8.3.5 – Isótopos de enxofre em sulfetos

Os dados isotópicos de enxofre em sulfetos (pirita e arsenopirita) encontram-se nas tabelas 8.8 a 8.13. Em escala regional $\delta^{34}\text{S}$ varia de -11,0‰ a +6,4‰, enquanto que em escala de

Tabela 8.13 – Sumário das composições isotópicas nos depósitos da região do Gurupi
 Tableau 8.13 – Sommaire des compositions isotopiques des dépôts de la région du Gurupi

Tab. 8.13a) oxigênio, hidrogênio e carbono em silicatos e inclusões fluidas

depósito	mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{IF}}$ (‰)
Cráton São Luís				
Caxias	quartzo	11,0 a 12,2	-24 a -53	-5,3 a -10,9 / -20,2
	clorita	7,6	-46	
Areal	quartzo	10,4	-62	-8,9
	sericita	5,1	-58	
Pedra de Fogo	quartzo	16,2	-70	-3,1
Cinturão Gurupi				
Cipoeiro	quartzo	7,8 a 11,9	-30	-10,7
	clorita	5,9 a 7,3	-26 a -71	
	sericita	4,9 a 8,6	-18 a -42	
Chega Tudo	quartzo	11,2 a 14,2	-62	-12 a -37
	clorita	9,3		
	sericita	8,2 a 10,7		
Serrinha	quartzo	13,4 a 13,7	-80	-17,6
Cachoeira	quartzo	14,1 a 16,9	-22	
	clorita	7,9	-44	
	sericita	9,1	-47	

valores separados por (/) indicam populações distintas (explicações no texto); δD em quartzo refere-se a inclusões fluidas

Tab. 8.13b) carbono e hidrogênio em inclusões fluidas

depósito	$\delta^{13}\text{C}_{\text{IF}}$ (‰)	δD (‰)
Cráton São Luís		
Caxias	-5,3 a -10,9 / -20,2	-24 a -53
Areal	-8,9	-62
Pedra de Fogo	-3,1	-70
Cinturão Gurupi		
Cipoeiro	-10,7	-30
Chega Tudo	-6,9 a -24,1	-12 a -37
Serrinha	-17,6	-80
Cachoeira	nd	-22

Tab. 8.13c) carbono e oxigênio em carbonatos

depósito	mineral	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Cráton São Luís			
Caxias	calcita	-9,1	18,7
Cinturão Gurupi			
Cipoeiro	calcita	-4,3 a -6,3	9,5 a 9,9
Chega Tudo	calcita	-6,3	12,4
Serrinha	calcita	-14,2 a -15,7	12,3 a 19,2
	ankerita	-14,3	17,5
	dolomita	-15,0	13,8
Cachoeira	dolomita	-11,5 a -13,6	13,4 a 15,2
	calcita	-9,8	14,2

Tab. 8.13d) - enxofre em sulfetos

depósito	mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
Cráton São Luís		
Caxias	pirita	-11,0
Areal	pirita	-0,5
Pedra de Fogo	pirita	-2,8
Cinturão Gurupi		
Cipoeiro	pirita	1,1 a 1,7
Chega Tudo	pirita	0,1 a 3,9
Serrinha	pirita	-2,6 a -7,9
Cachoeira	pirita	-4,2 a 6,4
	arsenopirita	5,7

depósito as variações são mais restritas. Nos depósitos do Cráton São Luís, todos os valores são negativos, embora apenas no Caxias tenha sido registrado um valor mais fortemente empobrecido (-11,0‰). Entre os depósitos localizados no Cinturão Gurupi, Serrinha apresenta os valores mais negativos (-2,6‰ a -7,9‰), enquanto que Cipoeiro e Chega Tudo possuem valores fracamente positivos. Em Cachoeira, onde um número adequado de análises foi realizado, a maioria dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ encontra-se no estreito intervalo entre +1,9‰ e +4‰.

8.3.6 – Geotermometria isotópica

O fracionamento de isótopos leves e pesados entre fases (sólidas, fluidas) coexistentes define uma temperatura, que pode ter significado geológico, como equilíbrio ou reequilíbrio das fases, ou não (p.ex., desequilíbrio). Diferentes termômetros (equações, curvas) de fracionamento isotópico têm sido calibrados de forma teórica, experimental e empírica, ou medidos diretamente em amostras naturais. Idealmente, os fracionamentos isotópicos e termômetros derivados dos diferentes métodos deveriam ser concordantes. Alguns o são, mas a maioria não, o que leva às vezes a resultados fortemente discrepantes. Causas dessas discrepâncias e incertezas são oriundas de um grande número de fatores que incluem um ainda limitado conhecimento da cinética das trocas isotópicas, calibrações incompletas, falta de prova de equilíbrio em alguns experimentos, comportamento complexo de alguns sistemas e extrapolação de dados para fora dos limites experimentais (Kerrick, 1987; Clayton & Kieffer, 1991; Zheng, 1993a; Valley, 2001). Extensas compilações de fatores de fracionamento e geotermômetros e / ou avaliações críticas sobre os mesmos são encontradas, por exemplo, em O'Neil (1986), Kerrich (1987), Zheng (1993a; 1993b), Campbell & Larson (1998), Chacko *et al.* (2001) e Valley (2001).

Neste estudo foi utilizada a geotermometria baseada no fracionamento de isótopos de oxigênio entre os pares quartzo-clorita, quartzo-muscovita, quartzo-calcita, quartzo-dolomita (Tab. 8.14) e muscovita-calcita. Foram testadas pelo menos duas calibrações para cada par mineral, respeitando-se o intervalo de temperatura esperado, em bases geológicas, para a precipitação mineral e aquele utilizado na calibração do geotermômetro. Também foi utilizado, em um caso, o termômetro isotópico do carbono entre dolomita e grafita. Os resultados são comparados com aqueles obtidos por outros métodos, como temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas e composição química de cloritas.

Para o par quartzo-muscovita, as calibrações de Clayton & Kieffer (1991) e Zheng (1993b) mostram-se concordantes e as temperaturas de equilíbrio obtidas para os depósitos Areal

Tabela 8.14 – Temperaturas obtidas por geotermometria isotópica, por amostra.
 Tableau 8.14 – Températures obtenues par géothermométrie isotopique, par échantillon

Tab. 8.14a) par quartzo-muscovita

depósito	amostra	‰			T(°C)						
		$\delta^{18}\text{O}$ qz medido	$\delta^{18}\text{O}$ mus medido	$\delta^{18}\text{O}$ qz- mus	Bottinga & Javoy (1975)	Matthews & Schliested (1984)	Zheng (1993b)	Clayton & Kieffer (1991)	Chacko et al. (1996)	inclusões fluidas	clorita
Areal	AR4D/10C	10,4	5,1	5,3	238	481	273	278	<250	285	nd
Cipoeiro	179/185	9,6	4,9	4,7	269	508	319	328	262	nd	305
	179/201	9,1	8,6	0,5	1151	860	1542	>500	>500	nd	305
Chega Tudo	16/77	14,2	10,7	3,5	350	574	447	423	360	355	386
	16/96	12,4	8,2	4,2	298	534	366	361	275	355	386
Cachoeira	14/106,5	15,7	9,1	6,6	187	429	196	<150	<200	nd	nd

Tab. 8.14b) par quartzo-clorita

depósito	amostra	‰			T(°C)			
		$\delta^{18}\text{O}$ qz medido	$\delta^{18}\text{O}$ clo medido	$\delta^{18}\text{O}$ qz-clo	Wenner & Taylor	Zheng (1999)	inclusões fluidas	cloritas
Caxias	CX65	12,7	7,6	5,1	420	373	276	292
Cipoeiro	179/103	7,8	5,9	1,9	1595	889	nd	315
	179/201	9,1	7,3	1,8	1811	921	nd	315
Chega Tudo	16/96	12,4	9,3	3,1	747	611	355	386

Tab. 8.14c) par quartzo-calcita

depósito	amostra	‰			T(°C)					
		$\delta^{18}\text{O}$ qz medido	$\delta^{18}\text{O}$ cc medido	$\delta^{18}\text{O}$ qz-cc	Sharp & Kirschner (1994)	Chiba et al. (1989)	Zheng (1999)	Clayton & Kieffer (1991)	inclusões fluidas	clorita
Chega Tudo	16/77	14,2	12,4	1,8	422	186	220	<250	355	386
Serrinha	56/206	13,4	12,3	1,1	616	315	335	356	310	nd

Tab. 8.14d) par quartzo-dolomita

depósito	amostra	‰			T(°C)	
		$\delta^{18}\text{O}$ qz medido	$\delta^{18}\text{O}$ dol medido	$\delta^{18}\text{O}$ qz-dol	Matthews & Katz (1977)	Zheng (1999)
Cachoeira	12/47	16,0	14,4	1,6	136	205
	14/106,5	15,7	13,4	2,3	71	<150
	15/111,5	15,7	15,2	0,5	428	>450
	15/112,5	14,9	14,1	0,8	294	383
	18/96,15	16,9	13,4	3,5	7	<100
	18/97,1	15,1	13,9	1,2	197	272

qz: quartzo; mus: muscovita; clo: clorita; cc: calcita; dol: dolomita

(273°-278°C), Cipoeiro (319°-328°C) e Chega Tudo (361°-366°C) são consistentes com os dados de inclusões fluidas e / ou cloritas (Tab. 8.14). As calibrações de Bottinga & Javoy (1975), Matthews & Schliestedt (1984) e Chacko *et al.* (1996) produziram valores muito distintos entre si e em relação aos dois geotermômetros anteriores (Tab. 8.14).

Com relação ao par quartzo-calcita, os geotermômetros de Chiba *et al.* (1989) e Zheng (1999) apresentam moderada diferença (~20°-30°C) e geraram temperaturas de 315° e 335°C, respectivamente, para o depósito de Serrinha, ambas consistentes com os dados de inclusões fluidas (Tab. 8.14), confirmando a evidência petrográfica de co-precipitação entre quartzo e carbonato. A calibração de Clayton & Kieffer (1991) não é significativamente diferente daquela de Zheng (1999) e, no caso acima, uma temperatura de 356°C foi obtida. Essa temperatura, entretanto, é um tanto alta, embora não despropositada. Uma outra equação, a de Sharp & Kirchner (1994), gerou valores muito mais altos em relação aos demais (Tab. 8.14).

Quartzo e dolomita coexistem largamente no depósito de Cachoeira, mas situações de desequilíbrio são aparentemente dominantes, conforme discutido anteriormente. Isso é confirmado pela termometria isotópica que resultou em temperaturas em geral muito baixas (<200°C) quando comparadas com o ambiente geológico. Contudo, duas amostras de um mesmo furo de sonda e separadas por apenas um metro (15/111,5 e 15/112,5), e uma amostra de outro furo (18/97,1) mostram temperaturas geologicamente relevantes (Tab. 8.14), mas bastante distintas entre si, segundo as equações de Matthews & Katz (1977) e Zheng (1999). Para a primeira amostra foram calculadas temperaturas de 428° e >450°C, respectivamente, sendo ambas aparentemente elevadas para as condições estruturais e paragenéticas desse depósito, mas não impossíveis. A segunda amostra gerou valores de 294° e 383°C, respectivamente, distintas entre si, mas dentro do intervalo esperado. Para a terceira amostra foram calculadas temperaturas de 197° e 272°C, respectivamente, provavelmente muito baixas. O geotermômetro dolomita-grafita (Wada & Suzuki, 1983) foi também aplicado em Cachoeira, gerando valores entre 270°-300°C.

Os pares quartzo-clorita (Wenner & Taylor, 1971; Zheng, 1993b) e muscovita-calcita (Chacko *et al.*, 1996) não produziram resultados consistentes (temperaturas geologicamente aceitáveis) em nenhum caso, reforçando a indicação de provável desequilíbrio isotópico entre as fases, ou troca isotópica posterior à cristalização.

8.4 – CONDIÇÕES FÍSICO-QUÍMICAS DE FORMAÇÃO DOS DEPÓSITOS

8.4.1 – Temperatura, pressão e fO_2

Os atributos geológicos dos depósitos em estudo, incluindo grau metamórfico das rochas encaixantes, assembléia mineral hidrotermal, ambiente e estilo estrutural, relações temporais entre a mineralização e metamorfismo-deformação, e as características composicionais químicas e isotópicas de fluidos e minerais permitem antever os limites possíveis de parâmetros físico-químicos como temperatura, pressão e fugacidade de oxigênio, com base num já bem montado acervo de informações (McCuaig & Kerrich, 1998; Mikucki, 1998; Groves *et al.*, 2003; Sibson, 2004). Assim, de maneira generalizada, são esperadas nos casos aqui abordados temperaturas entre 250° e 400°C, pressões entre 2-4 kb, pH neutro e condições relativamente reduzidas.

Um quadro comparativo entre os dados geotermométricos obtidos segundo diferentes abordagens (temperatura de homogeneização de inclusões fluidas, química de cloritas e geotermometria isotópica) é apresentado na Tabela 8.15. Um intervalo de temperatura de formação do minério foi estimado para cada depósito com o uso concomitante de dois ou três geotermômetros, a partir das quais foram calculadas as pressões e fugacidades de oxigênio operantes em cada caso. Um sumário dessas estimativas é mostrado na Tabela 8.16.

Uma discussão das temperaturas já foi iniciada ao longo do texto, nos itens pertinentes a cada método. Observa-se boa consistência entre os resultados obtidos pelos diferentes geotermômetros na maioria dos casos. Os valores finais adotados refletem aproximadamente os intervalos que englobam os valores médios e / ou modais determinados em cada caso.

Para o depósito Caxias não foi obtida temperatura consistente via geotermometria isotópica, de forma que ficam mantidos os valores previamente determinados (Klein *et al.*, 2000; Klein & Koppe, 2000), em torno de 300°C. No depósito Areal foram obtidas temperaturas de equilíbrio isotópico quartzo-muscovita similares às obtidas anteriormente (Klein *et al.*, 2000) em inclusões fluidas, valores esses levemente inferiores aos de Caxias. Em ambos os casos um estreito intervalo de variação (<20°C) é observado (Tab. 8.16).

Em Pedra de Fogo, as temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas mostram amplo intervalo de variação (a maioria entre 330° e 400°C, moda 380°C) e as cloritas possuem temperaturas de equilíbrio (equação de Kranidiotis & MacLean, 1987) coincidentes com o limite inferior do intervalo apresentado pelas inclusões fluidas. Devido à incerteza quanto a uma melhor aproximação da real temperatura de deposição do ouro neste depósito e, devido à possibilidade

tratar-se de um sistema hidrotermal em resfriamento longo, prefere-se estimar um intervalo mais amplo, entre a temperatura de estabilização das cloritas e a moda de homogeneização final das inclusões fluidas (334°-380°C).

Tabela 8.15 – Comparação entre as temperaturas (°C) obtidas por diferentes geotermômetros
Tableau 8.15 – Comparaison entre les températures (°C) obtenues selon les différents géothermomètres

depósito	inclusões fluidas	cloritas	quartzo-muscovita	quartzo-carbonato	dolomita-grafita
<i>Cráton São Luís</i>					
Caxias	276 - 287	292	nd	nd	nd
Areal	285	nd	273 - 278	nd	nd
Pedra de Fogo	330 - 400	334	nd	nd	nd
<i>Cinturão Gurupi</i>					
Cipoeiro	nd	305	319 - 328	nd	nd
Chega Tudo	355	386	361 - 366	nd	nd
Serrinha	310 - 332	nd	nd	315 - 335	nd
Cachoeira	nd	nd	nd	294 - 428	270 - 300

nd: não determinado

Tabela 8.16 – Sumário dos intervalos de temperatura, pressão, X_{CO_2} e f_{O_2} estimados

Tableau 8.16 – Sommaire des données de température, pression, X_{CO_2} et f_{O_2}

Depósito	T (°C)	P (kb)	X_{CO_2} (moles %)	$\log f_{O_2}$
Cráton São Luís				
Caxias	276 – 292	1,6 – 3,7	6 – 45 (<20)*	-29,8 a -34,2
Areal	273 – 285	1,3 – 3,5	6 – 45 (<20)	-31,6 a -33,9
Pedra de Fogo	334 – 380	1,2 – 3,5	10 – 47 (<23)	-27,0 a -30,1
Cinturão Gurupi				
Cipoeiro	305 – 328	nd	nd	nd
Chega Tudo	355 – 386	1,8 – 4,5	11 – 59 (<22)	-25,9 a -27,7
Serrinha	310 – 335	1,1 – 3,2	9 – 75 (<33)	-28,0 a -31,3
Cachoeira	294 – 380	nd	nd	nd

nd – não determinado; *valores mais comuns entre parêntesis

Cipoeiro, apesar da ausência de dados em inclusões fluidas, mostra boa correspondência entre os resultados obtidos em cloritas (290°-320°C; geotermômetro de Kranidiotis & MacLean, 1987) e pelo equilíbrio isotópico do oxigênio entre quartzo e muscovita (319°-328°C) (Tab. 8.14).

Em Chega Tudo, as temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas e o par quartzo-muscovita geraram dados similares (355°-366°C) (Tab. 8.14). Já as cloritas, cuja composição química não se ajusta totalmente aos parâmetros utilizados por Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995) para a calibração dos geotermômetros, apresentam valores fora desse intervalo. Entretanto, temperaturas calculadas segundo Kranidiotis & MacLean (1987), embora 20°-30°C maiores do que as de equilíbrio isotópico e do que a moda das temperaturas de homogeneização, encontra-se ainda dentro do campo de variação (limite superior) mostrado pelas inclusões fluidas (Tab. 8.14; Fig. 8.8). Portanto, essas temperaturas podem ser consideradas como possíveis.

Para Serrinha, os dados em inclusões fluidas e de equilíbrio isotópico quartzo-carbonato mostram muito boa concordância, permitindo estimar-se com segurança a precipitação do minério entre 310° e 335°C (Tab. 8.15 e 8.16).

Nenhum resultado conclusivo foi alcançado para o depósito Cachoeira via termometria isotópica, o que é agravado pela ausência de outro geotermômetro independente para comparação. As equações de Zheng (1993b; 1999), embora teóricas, geraram resultados similares aos obtidos em experimentos e calibrações empíricas e, em outros depósitos abordados no presente estudo, mostraram consistência com dados termométricos obtidos por sistemáticas independentes, nos casos quartzo-muscovita e quartzo-calcita. Assume-se, com ressalvas, e com base nessa observação, no controle geológico (vide primeiro parágrafo deste item), na comparação com os outros depósitos da região, nas evidências de desequilíbrio isotópico e na assertiva de que carbonatos são suscetíveis a reequilíbrio em condições retrogressivas, que o depósito de Cachoeira formou-se em condições de temperatura que se situam entre 272°C e 383°C (cf., Zheng, 1999). Esse é um intervalo, reconhece-se, muito amplo quando comparado à maioria dos depósitos aqui estudados (~30°C), mas seguro.

Pressões foram estimadas para a mineralização nos depósitos Pedra de Fogo, Chega Tudo e Serrinha pelo cruzamento entre o intervalo de temperatura assumido e as isócoras de maior e menor densidade das inclusões aquo-carbônicas (Fig. 8.13). Esse é um procedimento por vezes questionado (p. ex., Diamond, 2003), mas largamente empregado na literatura metalogenética e traz, se não a certeza, pelo menos a segurança de que o intervalo determinado abrigará os valores reais de pressão vigentes durante a deposição do minério. Além disso, com a provável ocorrência de flutuação nas condições de pressão, esse procedimento parece adequado e, por último, os intervalos estimados apresentam razoável consistência quando comparados à posição do *solvus* do sistema químico pertinente.

Dessa forma, são estimados intervalos de pressão entre 1,2-3,5 kb para Pedra de Fogo, 1,8-4,5 kb para Chega Tudo e 1,1-3,2 kb em Serrinha (Tab. 8.16). Considerando a evidência de separação de fases e de flutuação de pressão nos casos estudados, pressões médias entre 2 kb e 3 kb mais provavelmente operaram nos sistemas hidrotermais, correspondendo, em condições litostáticas, a profundidades entre 7 km e 10 km para a formação dos depósitos, o que é também consistente com os dados mineralógicos (fácies xisto verde) e estruturais apresentados. São valores também similares aos obtidos anteriormente para Caxias e Areal (Tab. 8.16).

Fugacidade de oxigênio foi calculada para os depósitos que possuem dados de inclusões fluidas com base nas equações de Ohmoto & Kerrick (1977) e coeficientes de fugacidade de

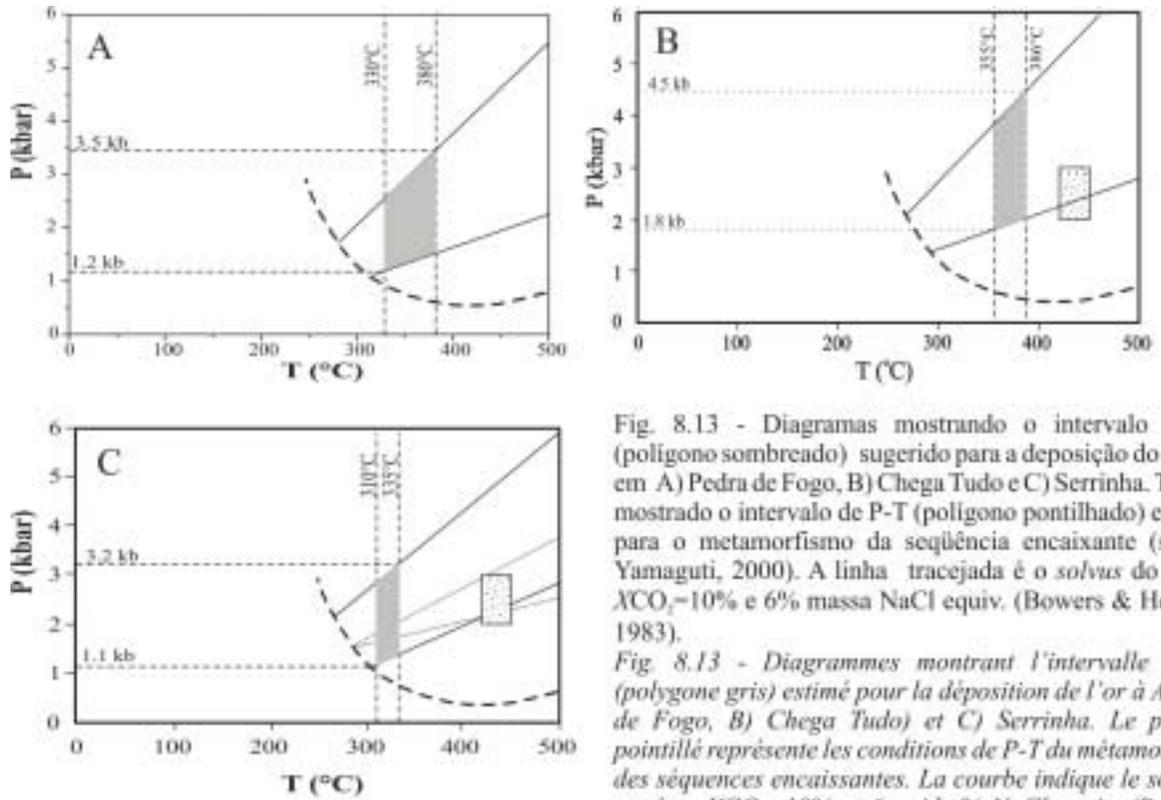


Fig. 8.13 - Diagramas mostrando o intervalo de P-T (polígono sombreado) sugerido para a deposição do minério em A) Pedra de Fogo, B) Chega Tudo e C) Serrinha. Também mostrado o intervalo de P-T (polígono pontilhado) estimado para o metamorfismo da seqüência encaixante (segundo Yamaguti, 2000). A linha tracejada é o solvus do sistema $XCO_2=10\%$ e 6% massa NaCl equiv. (Bowers & Helgeson, 1983).

Fig. 8.13 - Diagrammes montrant l'intervalle de P-T (polygone gris) estimé pour la déposition de l'or à A) Pedra de Fogo, B) Chega Tudo) et C) Serrinha. Le polygone pointillé représente les conditions de P-T du métamorphisme des séquences encaissantes. La courbe indiquée le solvus du système $XCO_2=10\%$ et 6 poids % NaCl equiv. (Bowers & Helgeson, 1983).

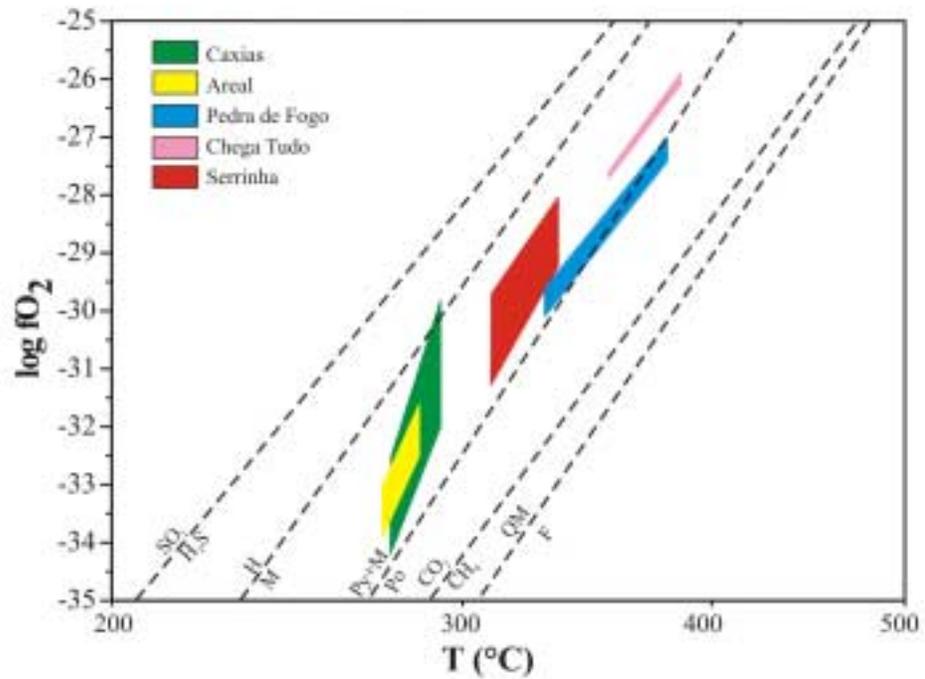


Fig. 8.14 - Diagrama T-fO₂ mostrando as condições de mineralização em vários depósitos com relação a tampões sólidos e gasosos (referências em Ohmoto & Goldhaber, 1997).

Fig. 8.14 - Diagramme T-fO₂ montrant les conditions de formation des dépôts minéraux par rapport aux tampons solides et gazeuses (références dans Ohmoto & Goldhaber, 1997).

Ryzhenko & Volkov (1971), para os intervalos de temperatura, pressão e fração molar de CO₂ estimados para cada caso. Valores de log f O₂ entre -26 e -34 foram obtidos globalmente (Tab. 8.16). Esses resultados indicam condições relativamente reduzidas para todos os depósitos, com valores de log f O₂ situados entre os tampões sólidos H-M (hematita – magnetita) e Py+M-Po (pirita+magnetita – pirrotita), exceto Pedra de Fogo cujas condições situam-se no limite do último tampão (Fig. 8.14). Todos situam-se, também, acima dos tampões QF-M (quartzo-fayalita – magnetita) e CO₂-CH₄ e bem abaixo do limite SO₂-H₂S. Esses resultados são condizentes com a larga predominância de CO₂ em relação ao CH₄ nas inclusões fluidas, com a presença de pirita e ausência de minerais oxidados na assembléia de alteração, como sulfatos e hematita, com os valores de $\delta^{34}\text{S}$ (a maioria, pelo menos, vide discussão abaixo) e com a coexistência, em vários casos, entre pirita e clorita.

8.4.2 – Composição isotópica e fontes dos fluidos e solutos

A composição química aproximada (frações molares, salinidades) dos fluidos mineralizadores já foi abordada no estudo de inclusões fluidas. A composição isotópica dos fluidos hidrotermais foi calculada a partir da composição isotópica dos minerais depositados por esses fluidos (assumindo equilíbrio na deposição), utilizando-se equações de fracionamento isotópico mineral-fluido (H₂O, CO₂) apropriadas e as estimativas de temperatura estabelecidas anteriormente. Determinações de δD e $\delta^{13}\text{C}$ foram efetuadas também diretamente em águas e CO₂, respectivamente, extraídos de inclusões fluidas.

As seguintes equações foram empregadas para isótopos de oxigênio: quartzo-H₂O (Matsuhisa *et al.*, 1979); muscovita-H₂O (O'Neil & Taylor, 1969); clorita-H₂O (Wenner & Taylor, 1971); carbonato-H₂O (Friedman & O'Neil, 1977). Para isótopos de hidrogênio foram utilizados os pares: muscovita-H₂O (Suzuoki & Epstein, 1976 com a correção de Lambert & Epstein, 1980) e clorita-H₂O (Graham *et al.*, 1987). A composição isotópica do carbono de CO₂ foi determinada para os pares carbonato-CO₂ (Ohmoto & Rye, 1979; Sheppard & Schwarcz, 1970) e grafita-CO₂ (Chacko *et al.*, 1991).

8.4.2.1 – Oxigênio e hidrogênio

Considerando que o quartzo é robusto com relação a trocas isotópicas de oxigênio após a sua precipitação (Gregory & Criss, 1986), o que não é regra para muscovita (sericita), clorita e carbonatos, que podem sofrer trocas isotópicas sob condições retrogressivas (Kyser, 1987), as composições calculadas para os silicatos hidratados e carbonato só são utilizadas quando consistentes com aquelas obtidas para o quartzo. Um sumário dos valores calculados é mostrado na tabela 8.17.

Tabela 8.17 – Sumário da composição isotópica do(s) fluido(s)
Tableau 8.17 – Sommaire de la composition isotopique des fluides

Tab. 8.17a) $\delta^{18}\text{O}$ (per mil)

	Caxias	Areal	Pedra de Fogo	Cipoeiro	Chega Tudo	Serrinha	Cachoeira
quartzo-H ₂ O	+3,2 a +5,5	+2,5 a +3,0	+10,4 a +11,7	+2,4 a +6,0	+6,0 a +9,8	+6,9 a +8,4	+7,0 a +12,4
clorita-H ₂ O	+7,1 a +7,4			+5,9 a +7,7	+10,0 a +10,4		+7,7 a +8,9
sericita-H ₂ O		+1,0 a +1,3		+1,7 a +5,9	+6,6 a +9,1		+5,6 a +7,4
calcita-H ₂ O	+12,4 a +12,9					+7,0 a +7,7	
dolomita-H ₂ O						+7,7 a +8,4	+6,8 a +10,9

Tab. 8.17b) δD (per mil)

	Caxias	Areal	Pedra de Fogo	Cipoeiro	Chega Tudo	Serrinha	Cachoeira
clorita-H ₂ O	-18			-43	-34		-16
sericita-H ₂ O		-38 a -43		-20 a -22	-21 a -23		-20 a -28
IF	-25 a -53	-62	-70	-30	-26 a -37	-80	-22

IF: inclusões fluidas

No depósito do Caxias, o fluido em equilíbrio com o quartzo mostra valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +3,2‰ e +5,5‰. Os valores calculados para a clorita e a calcita não se superpõem a esse intervalo, estando em torno de +7‰ e +12‰, respectivamente. Esse mesmo fluido mostra δD de -18‰ na clorita e entre -25‰ e -53‰ nas inclusões fluidas. No depósito do Areal, $\delta^{18}\text{O}$ do fluido foi estimado entre +2,5‰ e +3,0‰, apenas para o quartzo, ficando a sericita com valores inferiores a esses. O fluido extraído de inclusões apresenta δD de -62‰ e aquele em contato com a muscovita está no intervalo -38‰ a -43‰. No depósito de Pedra de Fogo, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ do fluido em equilíbrio com o quartzo varia entre +10,4‰ e +11,7‰ e o de δD em uma amostra de inclusões fluidas é -70‰. O depósito de Cipoeiro foi o que apresentou as maiores variações para o intervalo estimado de temperaturas, com $\delta^{18}\text{O}$ do fluido em equilíbrio com o quartzo variando entre +1,1‰ e +1,9‰ no microtonalito (provável quartzo magmático), entre +2,4‰ e +3,7‰ nas vênulas do tonalito e entre +5,2‰ e +6,0‰ no veio espesso de quartzo. A sericita apresentou

valores no intervalo total do quartzo e a clorita mostrou valores algo superiores. O valor de δD foi estimado entre -20‰ e -43‰ , sendo o menor valor obtido na clorita e os maiores nas inclusões fluidas. Em Chega Tudo, um fluido com $\delta^{18}O$ entre $+6\text{‰}$ e $+9,8\text{‰}$ foi estimado a partir do quartzo e da muscovita (sericita), enquanto que a clorita apresenta valores ligeiramente superiores. Os valores de δD dos fluidos de inclusões e do fluido em equilíbrio com clorita e muscovita é bastante consistente, situando-se entre -21‰ e -37‰ . Em Serrinha o valor de $\delta^{18}O$ do fluido calculado a partir de quartzo e dolomita é similar, ficando entre $+6,9\text{‰}$ e $+8,4\text{‰}$, enquanto que apenas uma amostra de inclusões fluidas mostrou δD de -80‰ . Finalmente, no depósito de Cachoeira, o intervalo de valores de $\delta^{18}O$ do fluido é relativamente amplo, em função do maior intervalo de temperatura utilizado para a estimativa das composições isotópicas. Nesse depósito, quartzo, clorita e dolomita geraram valores entre $+7\text{‰}$ e $+12,4\text{‰}$. Os valores de δD obtidos em clorita, muscovita e inclusões fluidas são relativamente similares, variando entre -16‰ e -28‰ .

Os valores isotópicos medidos e calculados estão plotados do diagrama $\delta^{18}O$ versus δD (Fig. 8.15) que permite a discussão da fonte da água dos fluidos hidrotermais, segundo os valores definidos por Sheppard (1986). É bastante clara, de acordo com esses parâmetros, uma proveniência metamórfica para as águas hidrotermais nos depósitos Caxias, Cipoeiro, Chega Tudo e Cachoeira. Mesmo que eventualmente parte das águas analisadas possa provir de inclusões fluidas aquosas (Cipoeiro?, Cachoeira?), algumas secundárias e de menor temperatura, a assinatura metamórfica ainda está preservada.

Variações grandes nos valores de δD , conforme observado nos depósitos Caxias e Areal (Fig. 8.15), não podem ser atribuídas a mistura de componentes contendo isótopos mais leves e mais pesados; isso exigiria uma variação também significativa nos valores isotópicos do oxigênio, o que não se verifica. Em vez disso, a presença de H_2 e / ou CH_4 em inclusões fluidas tem sido invocada para explicar essas variações (Wood *et al.*, 1986; Kerrich, 1987). De fato, pequenas quantidades de CH_4 foram identificadas em estudo de inclusões fluidas nesses depósitos (Klein *et al.*, 2000).

A composição isotópica do depósito do Areal localiza-se fora do campo metamórfico, mas imediatamente junto ao limite inferior desse domínio. Valores entre o campo metamórfico e a linha da água meteórica têm sido interpretados como registro do envolvimento de água meteórica evoluída, além dos fluidos metamórficos (p. ex., Kyser & Kerrich, 1990; Boiron *et al.*, 2003). Os valores de $\delta^{18}O$ da sericita no depósito do Areal não foram incorporados a esse campo

e são ainda inferiores aos do quartzo. Considerando que esse mineral pode sofrer troca isotópica retrogressiva (McCuaig & Kerrich, 1998), essa hipótese torna-se ainda mais viável.

A interpretação dos dados dos depósitos Serrinha e Pedra de Fogo fica prejudicada pela limitação quantitativa de dados isotópicos de hidrogênio (uma análise apenas em cada depósito). O que pode ser dito é que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ em Serrinha acompanham os de Chega Tudo, enquanto que os de Pedra de Fogo são similares aos de Cachoeira e, em ambos os casos, são compatíveis com derivação ígnea e metamórfica. Esses valores combinados com os dados únicos de isótopos de hidrogênio colocam Serrinha no limite inferior do campo magmático e Pedra de Fogo no limite inferior do campo metamórfico (Fig. 8.15). Esses resultados não serão tomados aqui como definitivos, necessitando de estudos adicionais, pois os baixos valores de δD podem também ser produzidos por influxo de água meteórica durante o soerguimento regional (Goldfarb *et al.*, 1993), difusão de H_2 para dentro das cavidades de inclusões fluidas (Hall *et al.* 1991; Mavrogenes & Bodnar, 1994; Gleeson *et al.* 1999), sulfetação e grafitização de rochas encaixantes (Craw, 2002).

8.4.2.2 – Carbono

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 em equilíbrio com carbonatos e matéria carbonosa, do CO_2 de inclusões fluidas e do carbono da matéria carbonosa distribuem-se basicamente em três intervalos (Fig. 8.16): valores fracamente negativos, entre -3‰ e -10‰ , observados nos depósitos Caxias, Areal, Pedra de Fogo, Cipoeiro e Chega Tudo; valores moderadamente negativos, entre -10‰ e -13‰ , verificados em serrinha e Cachoeira; e valores fortemente negativos, entre -20‰ e -29‰ , registrados em matéria carbonosa e inclusões fluidas dos depósitos Caxias, Chega Tudo, Serrinha e Cachoeira.

A presença de matéria carbonosa em seqüências sedimentares e vulcanossedimentares hospedeiras de minério aurífero depositadas em ambientes como os descritos e / ou interpretados para a região do Gurupi é bastante comum (p. ex., Oberthür *et al.*, 1996; Silva & Xavier, 1997). A origem desse material carbonoso é variada, podendo-se citar matéria orgânica presente em sedimentos; reação com carbonatos presentes nas rochas; deposição direta a partir de fontes magmáticas; deposição a partir de, ou remobilização por, fluidos hidrotermais (Rumble & Hoering, 1986; Taylor, 1986; Bierlein *et al.*, 2001a; Craw, 2002). Os valores fortemente negativos encontrados em rochas carbonosas de Serrinha e Cachoeira e em CO_2 de inclusões

fluidas em Chega Tudo e Caxias têm interpretação relativamente simples, indicando a proveniência orgânica desse carbono (Ohmoto, 1986; Des Marais, 2001). Conseqüentemente, considerando que a transição de matéria orgânica para um resíduo grafitoso se completa com o metamorfismo de fácies xisto verde (Landais & Gize, 1997) a matéria carbonosa presente nos xistos deve ser mesmo a grafita.

Já o valor de $-9,2\text{‰}$ da grafita do depósito Pedra de Fogo é de interpretação mais difícil. A amostra não possui carbonato, de forma que contaminação por, ou reação com, esse mineral pode ser descartada. A origem biogênica não pode ser eliminada, pois a maturação progressiva da matéria orgânica durante o metamorfismo, até sua transformação em grafita, provoca o enriquecimento em ^{13}C , de sorte que valores isotópicos mais elevados, até próximos a -10‰ podem ser esperados, embora esse comportamento seja mais afeito aos terrenos metamórficos de alto grau (Ohmoto, 1986). Alternativamente, grafita precipitada pela redução de CO_2 mantélico pode atingir valores próximos a -10‰ , mas temperaturas entre $600^\circ\text{-}800^\circ\text{C}$ seriam exigidas (Bottinga, 1969; Kerrich, 1987). É importante observar que o valor de $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 de inclusões fluidas no depósito de Pedra de Fogo é $-3,1\text{‰}$, e que o valor do CO_2 em equilíbrio com a grafita é positivo (Fig. 8.16), ambos mais compatíveis com uma origem não orgânica. Esse valor positivo, caso isolado neste estudo, se correto, apontaria para uma contribuição marinha (Ohmoto, 1986), mas poderia também refletir oxidação de carbono isotopicamente mais leve (Kerrich, 1987; Taylor, 1987).

Os valores dominantes de $\delta^{13}\text{C}$, entre -3‰ e -10‰ , não são diagnósticos de um reservatório único de carbono. Tais valores sobrepõem-se aos valores de carbono ígneo, metamórfico, mantélico, ou da média das fontes crustais, mas afastam-se dos valores do carbono marinho (exceto, talvez, Pedra de Fogo) e orgânico (Kyser, 1986; Ohmoto, 1986; Hoefs, 1997; Kerrich, 1987; Des Marais, 2001). De qualquer forma, esses valores tendem a apontar para fontes mais profundas.

No que concerne aos valores intermediários, moderadamente negativos, registrados em Cachoeira e Serrinha, os mesmos encontram-se em continuidade com aqueles fracamente negativos (Fig. 8.16). É fato que xistos carbonosos são encaixantes imediatos do minério nesses depósitos. Possivelmente esses valores um pouco inferiores a -10‰ foram influenciados pelo conteúdo orgânico reduzido dessas encaixantes. Serrinha parece ilustrar bem isso, com o CO_2 de inclusões fluidas apresentando um valor intermediário entre os valores do carbono orgânico e do CO_2 em equilíbrio com os carbonatos.

8.4.2.3 – Enxofre

A composição isotópica do enxofre em sulfetos é controlada pela composição isotópica do enxofre total presente no fluido hidrotermal, o que é uma característica inerente à fonte do elemento, e por parâmetros como temperatura, pH e fO_2 operantes no ambiente deposicional (Ohmoto, 1986; Ohmoto & Goldhaber, 1997). Se o estado de oxidação do fluido (fO_2) estiver abaixo do tampão SO_2/H_2S , o valor de $\delta^{34}S$ na pirita será enriquecido em cerca de 1‰ em relação à composição isotópica total do fluido hidrotermal (Ohmoto & Rye, 1979). Nos casos aqui estudados a pirita é de longe o sulfeto dominante, indicando que H_2S é a espécie sulfurosa dominante, e os valores de fO_2 calculados (Fig. 8.14) satisfazem a assertiva acima. Portanto, a composição isotópica do enxofre dos fluidos mineralizantes nos diversos depósitos pode ser estimada a partir dos valores de $\delta^{34}S$ medidos nos sulfetos.

Areal, Pedra de Fogo, Cipoeiro, Chega Tudo e Cachoeira mostram composições num intervalo relativamente restrito entre -3% e $+6\%$, enquanto que Caxias e Serrinha mostram valores mais negativos, de -12% e -4% a -9% , respectivamente. O intervalo de valores do primeiro grupo é considerado magmático (algo similar ao mantélico) e atribuído ao enxofre derivado diretamente de magmas ou indiretamente, a partir da dissolução e / ou dessulfuração de sulfetos magmáticos primários, além de corresponder, também, aos valores crustais médios (Lambert *et al.*, 1984; Taylor, 1987; Kerrich, 1989). A variação nos valores isotópicos de $\delta^{34}S$ num mesmo depósito, como Cachoeira, por exemplo, é considerada normal (Ohmoto & Goldhaber, 1997), mas pode também advir de variações morfológicas da pirita e da presença de pequenas inclusões (Brown *et al.*, 2003).

Os valores mais negativos de $\delta^{34}S$ registrados nos depósitos Caxias e Serrinha indicam condições mais oxidantes do que aquelas evidenciadas no primeiro grupo, contrariando, entretanto, a quase totalidade dos demais parâmetros observados nesses dois depósitos (inclusões fluidas, paragênese mineral), sugestivos, também, de condições relativamente redutoras. Valores negativos de $\delta^{34}S$ têm sido interpretados como produzidos pelo envolvimento de fluidos oxidantes, ou oxidação do fluido hidrotermal por reação com rochas encaixantes portadoras de espécies minerais oxidadas, como sulfatos ou hematita (Lambert *et al.*, 1984; Phillips *et al.*, 1986; Cameron & Hattori, 1987), o que não é o caso. Imiscibilidade de fluidos, o que foi documentado nos dois depósitos, com separação de gases reduzidos, como o CH_4 , pode levar à oxidação do fluido residual (Drummond & Ohmoto, 1985). Fato a observar é a ocorrência de percentuais

muito subordinados de magnetita no Caxias e em Serrinha, o que pode indicar pequenas incursões dos fluidos até níveis um pouco mais oxidantes. Uma alternativa, mas que fica apenas no campo hipotético, em virtude da ausência de estudo a esse respeito, seria a presença de sulfetos sedimentares / diagenéticos, naturalmente mais oxidados, nas seqüências hospedeiras desses depósitos. No Cráton do Oeste da África, em depósitos hospedados em seqüências birimianas ricas em xistos carbonosos, estudos de Oberthür *et al.* (1996) permitiram tal conclusão para aqueles depósitos.

8.5 – ISÓTOPOS DE CHUMBO

8.5.1 – Considerações gerais

A composição isotópica do chumbo não fraciona (ao contrário das razões U/Pb e Th/Pb) durante processos geológicos como fusão parcial, cristalização fracionada, metamorfismo e hidrotermalismo, o que potencializa a utilização dessa composição no estudo da evolução da crosta continental e do manto através do tempo geológico (Gariépy & Dupré, 1991). Em metalogênese os isótopos de Pb são empregados como traçadores da fonte do chumbo presente em depósitos minerais metálicos, como discriminante de ambientes tectônicos e magmáticos, na estimativa da idade de um depósito mineral e na identificação de perturbações posteriores ao evento mineralizador (Kramers & Foster, 1984; Kerrich, 1991).

Diversos modelos de evolução da composição isotópica do chumbo na Terra têm sido utilizados para determinação de idades modelo de depósitos minerais a partir de sulfetos pobres em U (galena e pirita, principalmente). O modelo em estágio único, de Holmes & Houtermans (Faure, 1986), não mostra ser efetivo, pois a evolução da Terra como sistema geoquímico fechado desde a sua formação parece ser geologicamente improvável. Cumming & Richards (1975) modelaram a evolução do chumbo como um processo contínuo de fracionamento químico das razões U/Pb e Th/Pb, refletindo a segregação da crosta continental. Contudo, o mais utilizado na literatura tem sido uma combinação entre o modelo em estágio duplo (Stacey & Kramers, 1975) e a Plumbotectônica (Zartman & Doe, 1981). O primeiro se baseia na hipótese de que entre 4,57 Ga e 3,7 Ga o chumbo evoluiu em reservatório com razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (ω) uniformes e que a partir de 3,7 Ga essas razões foram modificadas por um evento de diferenciação geoquímica em escala planetária que propiciou o início de novo estágio evolutivo para o Pb. Os dois estágios representariam sistemas fechados com diferentes valores de μ e ω . Já

a Plumbotectônica estabelece quatro grandes reservatórios para o Pb: manto, crosta inferior, crosta superior e orógeno. Neste último ocorreria mistura de todos os outros reservatórios.

Gulson (1986), comparando os modelos de Cumming & Richards (1975), Stacey & Kramer (1975) e Zartman & Doe (1981), mostrou que as curvas evolutivas do Pb não apresentam diferenças muito significativas nos três modelos e que as mesmas tornam-se indistinguíveis para idades maiores do que 2,0 Ga. Há ainda modelos multi-estágio, mas Dickin (1995) sugeriu que situações reais devem ser intermediárias entre as modeladas por Cumming & Richards (1975) e Stacey & Kramers (1975), envolvendo rápida modificação de μ no Arqueano e uma evolução relativamente constante após esse Eon.

Uma estimativa da idade de um depósito mineral não perturbado ou totalmente homogeneizado isotopicamente pode ser obtida pela análise da composição isotópica do chumbo em minerais de minério ou ganga (Richards & Noble, 1998). Para o método Pb-Pb em sulfetos, três abordagens são comumente empregadas, idade modelo, isócrona secundária e lixiviação seqüencial.

Uma idade modelo Pb-Pb representa o tempo no qual um mineral hidrotermal e o reservatório do qual foi retirado o chumbo incorporado a esse mineral possuíam composição isotópica idêntica (Farmer & DePaolo, 1997). Portanto, em princípio, o estabelecimento de uma idade modelo requer conhecimento prévio da fonte do Pb. No caso da técnica Pb-Pb em sulfetos, é aconselhável a comparação das composições isotópicas dos sulfetos e das fontes mantélicas e crustais potenciais. Uma maneira de se avaliar essa composição isotópica inicial das fontes é através da determinação da composição isotópica do Pb em galena e / ou feldspatos alcalinos, que são fortemente enriquecidos em Pb em relação a U e Th e sua composição isotópica tende a preservar o registro do Pb que foi originalmente incorporado às rochas ígneas ou metamórficas no momento de sua formação (Faure, 1986; Gariépy & Dupré, 1991). No presente estudo, a composição isotópica de duas amostras de feldspato alcalino de granitóides regionais foram utilizadas com esse fim.

Um dos problemas com idades modelo refere-se ao fato de que as mesmas são baseadas nos já citados modelos evolutivos médios do chumbo, quando na maioria dos casos o chumbo apresenta uma evolução bem mais complexa (Tassinari, 1997). Diferentemente de depósitos singenéticos, nos quais os volumosos sistemas hidrotermais tendem a homogeneizar a composição isotópica do Pb, em depósitos epigenéticos, como os aqui estudados, o comportamento químico do tório e do urânio durante a formação de veios, as concentrações e razões isotópicas Th/U nas rochas hospedeiras e outras fontes influenciam na composição

isotópica do Pb incorporado nos minerais de minério (Bierlein *et al.*, 1996; Tosdal *et al.*, 1999). Sendo o Pb relativamente móvel, problemas com perda ou adição de Pb, metamorfismo, hidrotermalismo, homogeneização parcial ou completa são comuns (Richards & Noble, 1998). Além disso, os fluidos hidrotermais são geralmente externos ao ambiente deposicional, pode haver comunicação entre reservatórios (mistura) e o Pb transportado pelos fluidos é susceptível de contaminação por Pb de outros reservatórios durante o transporte, ou por associação com minerais portadores de U e Th (Kramers & Foster, 1984; Faure, 1986; Gariépy & Dupré, 1991). Corroborando tudo isso, muitos estudos demonstram que o Pb não deriva somente das rochas hospedeiras das mineralizações, mas muitas vezes requer outras fontes, mais profundas e variavelmente radiogênicas (Hattori, 1993; McCuaig & Kerrich, 1998 e suas referências). Encerrando essa discussão que atesta o cuidado necessário na utilização de idades modelo, lista-se ainda critérios sugeridos por Gulson (1986): a composição isotópica de várias amostras deve ser homogênea tanto na escala de depósito como na de província metalogenética; os dados isotópicos devem plotar sobre ou próximo à curva evolutiva do Pb; a idade modelo deve ser condizente com a suposta idade geológica atribuída ao depósito.

Outra técnica é a determinação da composição isotópica do Pb em amostras cogenéticas e a regressão linear dos pontos analíticos no espaço $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (isócrona secundária) e sua comparação com a curva de crescimento do Pb, o que também gera uma idade modelo em estágio duplo, que só tem significado se o sistema derivou de fonte que se posicionava sobre a curva de crescimento (concordante) à época de formação do sistema (Gulson, 1986; Richards & Noble, 1998). Neste caso, tanto a “idade” representada pela inclinação da linha de regressão, quanto os interceptos superior e inferior dessa linha com a curva de crescimento do chumbo precisam ser discutidos. A técnica da lixiviação seqüencial (p. ex., Frei & Kamber, 1995) utiliza minerais individuais e também busca a obtenção de isócronas assumindo que U e Pb distribuem-se de forma heterogênea nos minerais.

Os mesmos problemas referentes ao comportamento do chumbo nos sistemas geológicos listados para o cálculo de idades modelo, aplicam-se no caso das isócronas Pb-Pb. Além disso, arranjos lineares podem ser isócronas ou apenas linhas de mistura de fontes distintas sem significado geológico. Ambos os casos demonstram que fluidos com conteúdos diferentes de Pb foram envolvidos, ou por lixiviação de rochas com distintas razões $\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, no caso de isócrona, ou por introdução de Pb radiogênico durante e / ou após a formação do depósito, no caso de mistura (Hattori, 1993). A observação do arranjo dos pontos analíticos em relação à linha de regressão pode auxiliar na interpretação, pois linhas de mistura raramente geram arranjos

estatisticamente colineares e os pontos analíticos tendem a ter maior dispersão do que numa isócrona, gerando idades aparentes irrealis e de baixa precisão (Faure, 1986; Gulson, 1986; Richards & Noble, 1998).

8.5.2 – Resultados obtidos

Amostras de pirita, o sulfeto dominante e, às vezes, único, nos depósitos auríferos aqui estudados, foram analisadas pelo método Pb-Pb por dissolução total e por lixiviação seqüencial, objetivando a determinação de uma estimativa da idade de formação de alguns dos depósitos estudados e especular sobre a proveniência do Pb. Os resultados analíticos obtidos por dissolução total encontram-se na tabela 8.18 e os obtidos por lixiviação seqüencial estão dispostos na tabela 8.19. Duas amostras de feldspato alcalino de rochas da Suíte Intrusiva Tromaí e do Granito Areal e amostras totais de rochas regionais foram também analisadas. A baixa concentração e a granulação bastante fina dos sulfetos dos depósitos aqui estudados, as quantidades relativamente grandes de material necessário às análises isotópicas, sobretudo para o método da lixiviação, e a necessidade de partilhar os sulfetos com o estudo de isótopos de enxofre, permitiu um estudo isotópico de Pb apenas modesto. Adiciona-se a isso o fato de que várias das análises realizadas mostraram composições anormalmente radiogênicas, gerando idades modelo futuras, indicando que o sistema U-Th-Pb, nesses casos, sofreu perturbações sérias. Esses resultados não serão sequer apresentados aqui e a discussão será centrada nos resultados relativos aos depósitos Caxias e Cachoeira, os quais permitem um mínimo de interpretações.

As amostras de feldspato alcalino da Suíte Tromaí e do Granito Areal mostram valores isotópicos levemente distintos entre si e idades modelo bastante inferiores às idades de cristalização das rochas hospedeiras (em torno de 2150-2160 Ma). Essa diferença pode ter resultado de alguma perturbação no sistema isotópico, ou, alternativamente, pela presença de alguma proporção inicial, mesmo que ínfima, de urânio. Dada a idade pré-cambriana desses feldspatos, a quantidade de chumbo radiogênico produzida desde a sua cristalização resulta num feldspato com composição isotópica de chumbo distinta da inicial. Isso poderia ser contornado pela aplicação de uma correção que é obtida pela medição da quantidade de urânio (o que não foi feito), além do Pb, no feldspato (Gulson, 1986). De qualquer forma essas composições encontram-se entre as menos radiogênicas obtidas e, portanto, mais próximas da composição isotópica original do Pb nas rochas granitóides hospedeiras. As composições em rocha total mostram espalhamento variado. Os dados isotópicos em pirita mostram composições também

heterogêneas e idades modelo bastante variáveis, entre 1318 Ma e 2035 Ma (Tab. 8.18). Aceitando que as amostras menos radiogênicas estão mais próximas da composição isotópica original da fonte, as idades modelo de 2019 Ma e 2035 Ma estariam mais próximas da idade do evento mineralizador.

Tabela 8.18 - Dados de isótopos de Pb em pirita, feldspatos e rocha total para a região do Gurupi.
Tableau 8. 18 – Données isotopiques de plomb sur pyrite, feldspath et roche totale pour la région du Gurupi.

amostra	tipo*	unidade / depósito	hospedeira	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	idade modelo (Ma)**
<i>Cráton São Luís</i>								
EK2	rt	Tromaí	trondhjemitito	17,229	15,378	36,144	0,8915	nd
EK3A	rt	Tromaí	monzogranito	25,501	16,535	41,971	0,6476	nd
EK3A	kf	Tromaí	monzogranito	15,467	15,233	34,870	0,9836	1802
EK5A	rt	Tromaí	tonalito	18,424	15,562	36,567	0,8437	nd
EK9	rt	Tromaí	tonalito	18,000	15,485	36,990	0,8592	nd
EK4	rt	Areal	monzogranito	18,760	15,593	37,610	0,8302	nd
EK7	kf	Areal	granito	15,248	15,163	34,600	0,9932	1909
AR10C	py	Areal	sienogranito	15,815	15,237	35,117	0,9622	1537
CX47	rt	Caxias	microtonalito	21,496	15,970	39,553	0,7420	nd
CX47	py	Caxias	microtonalito	36,690	18,256	55,730	0,4969	0
CX65	rt	Caxias	microtonalito	19,128	15,664	37,269	0,8178	nd
CX65	py	Caxias	microtonalito	16,163	15,290	35,680	0,9451	1318
PF7	rt	Pedra de Fogo	metapiroclástica	17,361	15,440	35,639	0,8882	nd
<i>Cinturão Gurupi</i>								
3/67	py	Cachoeira	arcóseo	15,245	15,124	34,879	0,9908	1816
17/123,8	py	Cachoeira	arcóseo	15,285	15,136	35,040	0,9890	1866
12/107,5	py	Cachoeira	veio de quartzo/C-xisto	15,218	15,193	34,788	0,9971	2019
14/108	py	Cachoeira	vulcânica félsica	15,495	15,230	35,040	0,9817	1824
15/ 84,5	py	Cachoeira	veio de quartzo/diorito	15,831	15,244	35,016	0,9617	1534
15/ 111,5	py	Cachoeira	diorito	15,799	15,256	35,136	0,9644	1594
15/112,5	py	Cachoeira	vênula qzo/diorito	16,036	15,282	35,379	0,9518	1410
18/102	py	Cachoeira	vulcânica félsica	15,273	15,228	34,857	0,9957	2035
18/121,8	py	Cachoeira	C-xisto	17,160	15,463	35,497	0,8999	840
MA7/96	py	Montes Áureos	xisto	18,830	15,634	37,057	0,8293	0
179/201	py	Cipoeiro	tonalito	20,130	15,927	38,883	0,7902	0
49-1	py	Cedral	vulcânica félsica	19,250	15,773	42,042	0,8177	0
49-2	py	Cedral	vulcânica félsica	20,555	15,903	52,305	0,7727	0
49-3	py	Cedral	vulcânica félsica	20,690	16,020	41,970	0,7734	0
49-4	py	Cedral	vulcânica félsica	23,697	16,320	46,460	0,6879	0
49-5	py	Cedral	vulcânica félsica	24,315	16,292	50,056	0,6692	0
49-6	py	Cedral	vulcânica félsica	25,488	16,395	63,557	0,6425	0

*py – pirita; rt - rocha total; kf – feldspato alcalino; nd – não determinado; **Stacey & Kramers (1975)

Quando plotados contra a curva evolutiva modelada por Stacey & Kramers (1975), os dados globais distribuem-se abaixo, mas ainda próximos da mesma (Fig. 8.17), indicando que o chumbo uranogênico evoluiu a partir de fontes mais primitivas, como arcos de ilhas. Além disso,

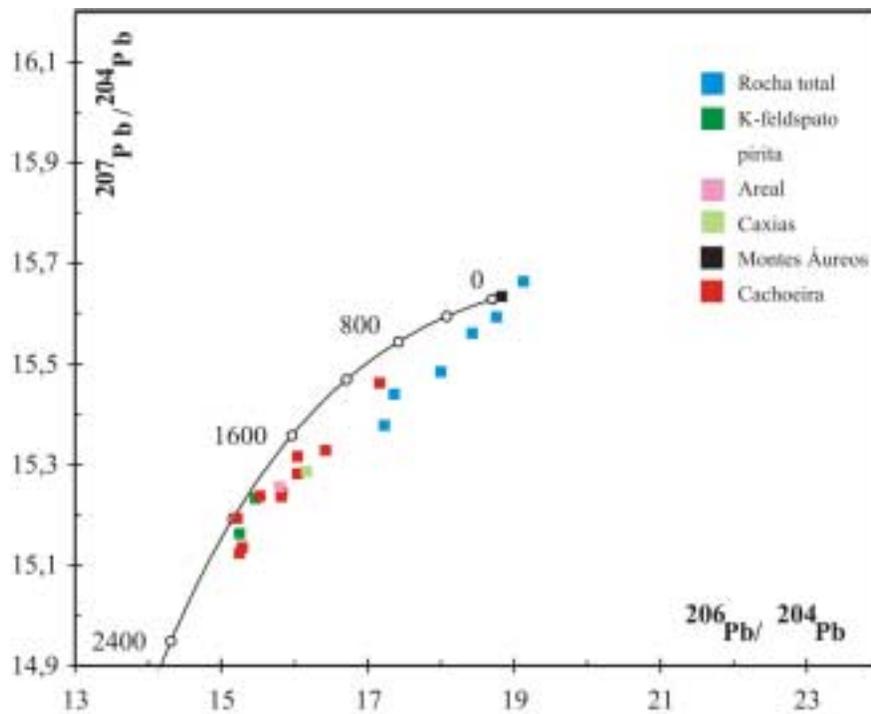


Fig. 8.17 - Diagrama mostrando a distribuição da composição isotópica do chumbo em sulfeto, feldspato e rocha total na região do Gurupi em relação à curva de crescimento do chumbo definida por Stacey & Kramers (1975)

Fig. 8.17 - Diagramme montrant la distribution de la composition isotopique du plomb en sulfure, feldspath et roche totale de la région du Gurupi par rapport à la ligne de croissance du plomb définie par Stacey & Kramers (1975).

Tab. 8.19 – Dados isotópicos de Pb em pirita, obtidos pelo método de lixiviação

Tableau 8.19 – Données isotopiques de Pb sur pyrite obtenues pour la méthode de lixiviation

etapa	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Caxias, amostra CX65				
1	24,006	16,347	42,208	0,6800
2	22,203	16,121	41,119	0,7252
3	20,952	15,940	45,060	0,7599
4	20,714	15,900	45,660	0,7667
5	16,163	15,290	35,680	0,9451
Cachoeira, amostra 18/102				
1	17,111	15,507	35,748	0,9056
2	16,554	15,456	35,526	0,9327
3	16,434	15,365	35,416	0,9338
4	16,446	15,347	35,274	0,9321
5	15,500	15,230	34,830	0,9812
6	15,273	15,228	34,857	0,9957

as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativamente baixas indicariam ausência de Pb radiogênico muito mais antigo (Zartman & Doe, 1981; Tosdal *et al.*, 1999). É também possível, e importante, observar nesse diagrama um certo alinhamento dos pontos analíticos. Esse alinhamento corta a curva de Stacey & Kramers (1975) em torno de 0 Ma e 2000 Ma. Com efeito, testes foram feitos lançando-se isócronas de referência de idades variadas sobre esse conjunto de pontos, observando-se, então, que os mesmos ficam contidos entre isócronas de referência de aproximadamente 2000 Ma e 2100Ma.

As composições isotópicas plotadas nos diagramas concebidos por Zartman & Doe (1981), que discriminam os grandes reservatórios do Pb (Fig. 8.18), mostram que a composição isotópica das piratas menos radiogênicas do depósito Cachoeira são similares àquelas obtidas nos feldspatos das rochas regionais. No diagrama do Pb uranogênico (Fig. 8.18A), as composições isotópicas situam-se sobre ou em torno da curva de evolução do manto e não sugerem influência de Pb derivado da crosta superior ou inferior. No diagrama do Pb toriogênico (Fig. 8.18B) é clara apenas a ausência de influência da crosta inferior, já que as curvas dos outros três reservatórios praticamente se superpõem.

O conjunto dos 13 pontos analíticos obtidos por diluição total em pirita, feldspato e rocha total em depósitos e rochas do Cráton São Luís, quando lançado no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 8.19A), produziu um certo alinhamento. Esse alinhamento não gerou uma isócrona, mas uma errócrona (MSWD = 10,5), que define uma “idade” de 2271 ± 61 Ma, com interceptos na curva evolutiva de Stacey & Kramers (1975) em 2295 Ma e -57 Ma. Cabe aqui uma observação sobre os interceptos que serão várias vezes citados neste item: eles não são mostrados graficamente, por questões de escala, mas são gerados pelo programa de cálculo Isoplot (Ludwig, 2001) e apontados nos diagramas, juntamente com os valores de idade e MSWD.

Tomando-se os dados analíticos obtidos pela técnica de lixiviação em piratas do depósito Caxias, do Cráton São Luís, a regressão linear das composições dessas piratas corresponde a uma isócrona que define uma idade de 2170 ± 59 Ma (MSWD = 0,38) (Fig. 8.19B). Essa isócrona intercepta a curva evolutiva do Pb de Stacey & Kramers (1975) em 2151 Ma e 43 Ma, respectivamente.

No que concerne ao depósito Cachoeira, os dados obtidos por lixiviação seqüencial em um concentrado de pirita (Tab. 8.19) não geraram isócrona, pois a regressão linear dos pontos analíticos produziu MSWD alto e erros analíticos enormes (380-1200 Ma, dependendo do número de pontos analíticos utilizados). Entretanto, observa-se que os seis pontos analíticos

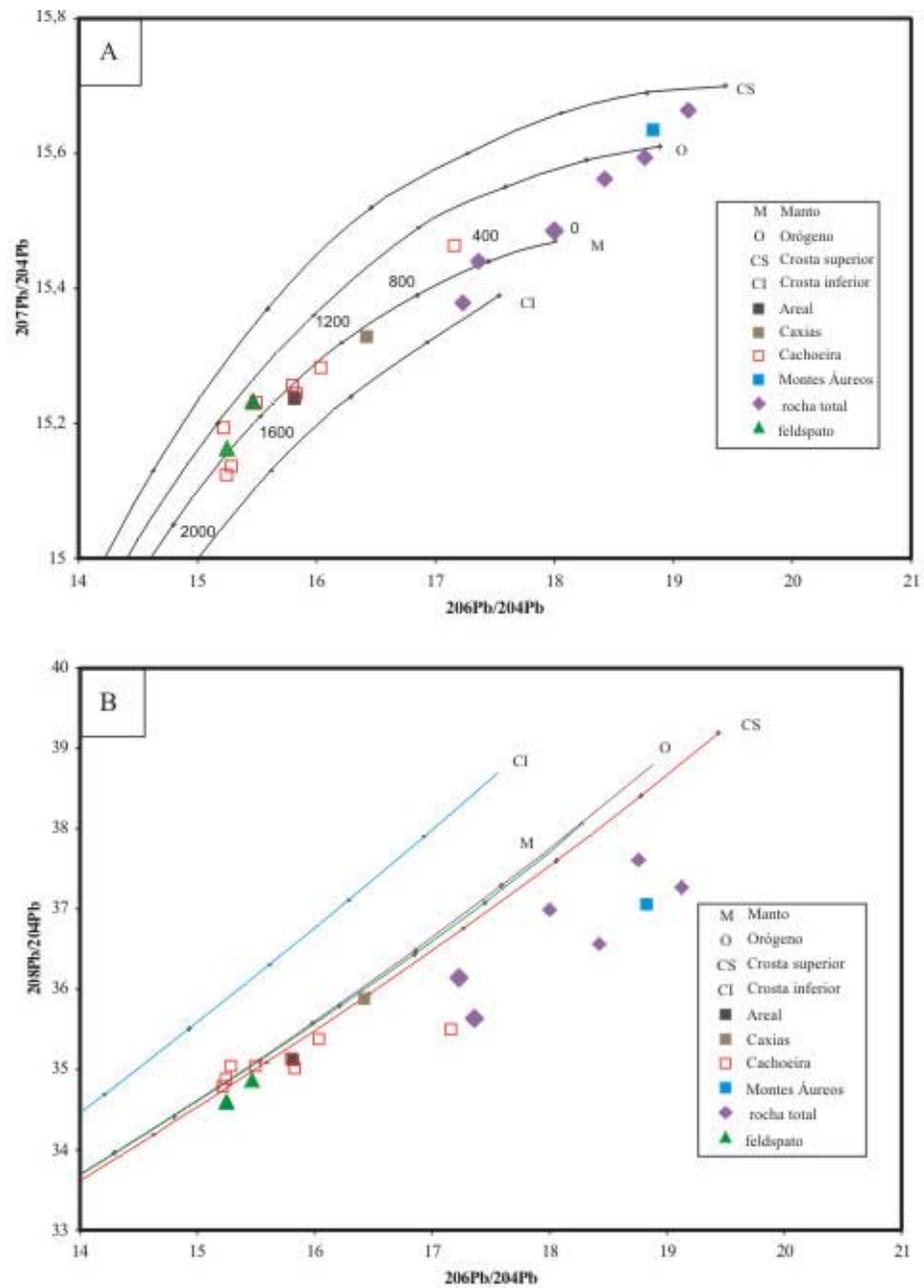


Fig. 8.18 - Diagramas da composição isotópica do Pb em sulfetos associados a depósitos auríferos no Cráton São Luís e Cinturão Gurupi, e de feldspatos e rocha total (rochas regionais). Os dados estão plotados em comparação com as curvas evolutivas do chumbo uranogênico (A) e toriogênico (B) para os quatro grandes reservatórios terrestres, conforme concebido por Zartman & Doe (1981). Valores muito radiogênicos não estão representados.

Fig. 8.18 - Diagrammes montrant la composition isotopique du plomb en sulfures associés aux dépôts aurifères du Craton São Luís et de la Ceinture Gurupi, et en feldspath et roche totale (roches régionales). Les données sont montrés par rapport aux lignes évolutives du plomb selon la proposition de Zartman & Doe (1981). Les valeurs trop radiogéniques ne sont pas montrées.

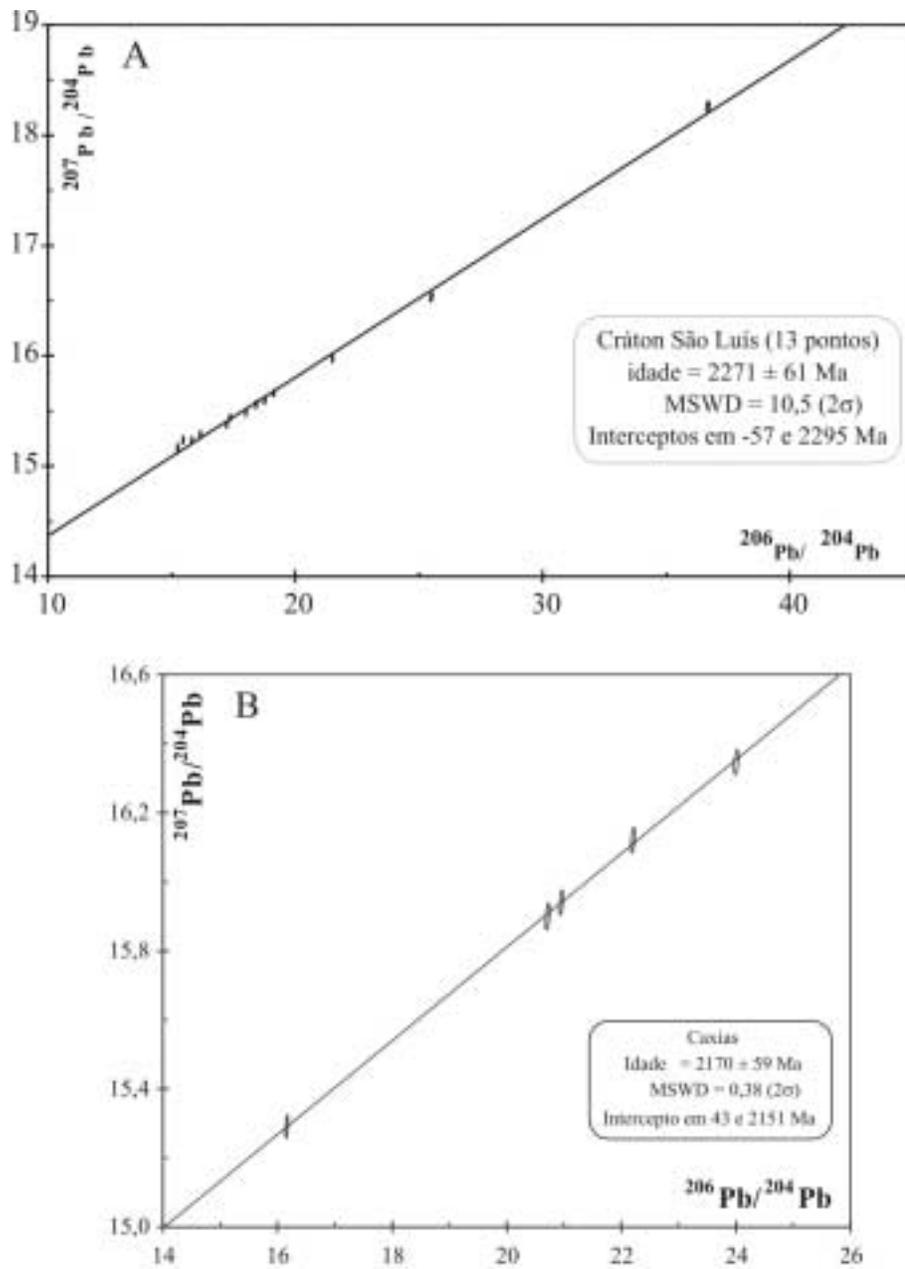


Fig. 8.19 - A) "Errócrona" Pb-Pb para todas as amostras (pirita, rocha total e feldspato) do Cráton São Luís. B) Isócrona Pb-Pb para piritas do depósito Caxias com dados de lixiviação seqüencial.

Fig. 8.19 - A) Isochrones Pb-Pb pour toutes les échantillons du Craton São Luís. B) Isochrone pour les échantillons de pyrite du dépôt Caxias.

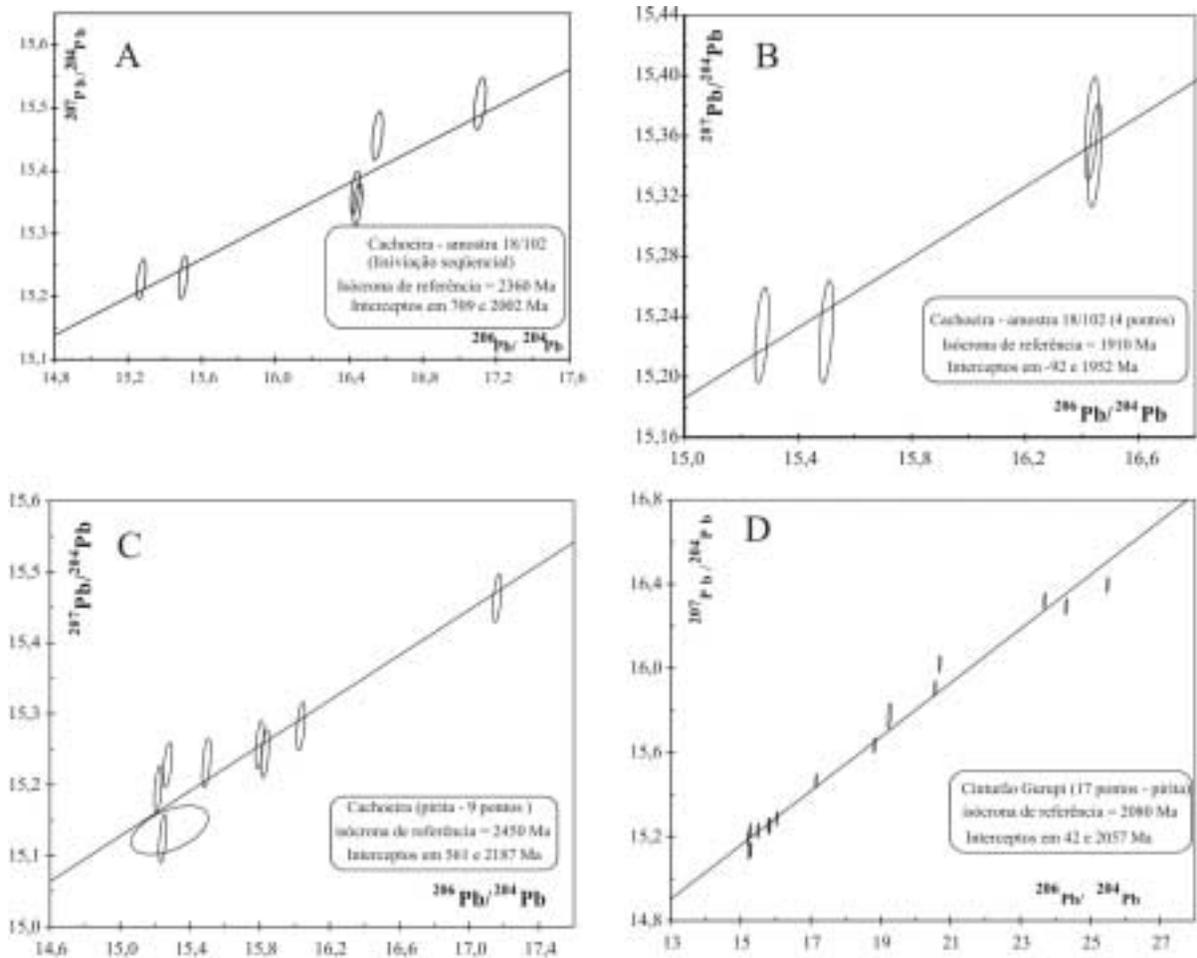


Fig. 8.20 - Diagramas mostrando a distribuição da composição isotópica do Pb de piritas do depósito Cachoeira e de outros depósitos do Cinturão Gurupi e sua relação com isócronas de referência. Explicações no texto.

Fig. 8.20 - Diagrammes montrant la composition isotopique du Pb des pyrites du dépôt Cachoeira et d'autres dépôts aurifères de la Ceintura Gurupi par rapport à des isochrones de référence.

(lixiviação) distribuem-se em torno de uma isócrona de referência de 2360 Ma (Fig. 8.20A), a qual intercepta a curva evolutiva de Stacey & Kramers (1975) em 2002 Ma e 709 Ma. Utilizando esses mesmos dados, mas eliminando as duas primeiras etapas de lixiviação (mais radiogênicas, possivelmente mais perturbadas), os quatro pontos mais internos restantes alinham-se em torno de uma isócrona de referência de 1910 Ma (Fig. 8.20B), a qual intercepta a curva de evolução do Pb em 1952 Ma e -92 Ma.

Utilizando os resultados das nove amostras de pirita de Cachoeira, dosadas por dissolução total (Tab. 8.18), também não foi obtida nenhuma precisão, mas a linha em torno da qual se alinham os pontos corta a curva de crescimento do Pb em 2187 Ma e 561 Ma (Fig. 8.20C). O mesmo procedimento aplicado ao conjunto de 17 amostras de piritas de depósitos do Cinturão

Gurupi (Tab. 8.18) gerou um alinhamento paralelo a uma isócrona de referência de 2080 Ma (Fig. 8.20D). Essa reta intercepta a curva de evolução do Pb em 2057 Ma e 42 Ma.

8.5.3 – Interpretação dos resultados

Considerando que o Cráton São Luís tem estado estável desde aproximadamente 1900 Ma, as idades modelo obtidas para os depósitos Caxias e Areal não têm significado geológico. Mistura de Pb mais jovem obviamente não é esperada nesses casos, de forma que o caráter mais radiogênico das amostras desses depósitos deve estar refletindo fontes com razão U/Pb originalmente altas. A idade de 2170 ± 59 Ma obtida por lixiviação seqüencial do concentrado de pirritas do depósito Caxias é significativamente maior do que a idade de cristalização do microtonalito hospedeiro (1985 ± 4 Ma), o que impõe essa última idade como um limite superior para o evento mineralizador. A idade isocrônica de 2170 Ma, por sua relativa proximidade à idade da Suíte Tromai e do Granito Areal, sugere esses granitóides como fontes potenciais e proporcionalmente dominantes. Isso é reforçado pelas idades dos interceptos dessa isócrona com a curva de evolução do Pb, em 2151 Ma (similar às idades dos granitóides da área cratônica) e 43 Ma (tendendo a 0 Ma). Por conseguinte, a idade de cristalização do microtonalito continua sendo o limite superior para o episódio mineralizador no depósito Caxias.

Nos depósitos localizados no Cinturão Gurupi complicações adicionais estão presentes. Neste estudo (incluindo a revisão bibliográfica nele contida) os dados vêm mostrando que essa unidade geotectônica possui uma evolução geológica complexa, abrigando pelo menos quatro períodos de geração de rochas (2160 Ma, 2100 Ma, 730 Ma e 550 Ma) e dois eventos metamórfico-deformacionais (2080-2100 Ma e 650-520 Ma). Como implicação, os depósitos auríferos podem ter sido formados ou modificados em diferentes momentos dessa evolução.

Em Cachoeira as idades modelo são também muito variáveis e de interpretações múltiplas (p. ex., mistura, alta razão U/Pb inicial, remobilização). Observa-se, contudo, que as amostras menos radiogênicas possuem composição próxima à dos feldspatos dos granitóides regionais e apresentam idades modelo entre 2019-2035 Ma (Tab. 8.18). Idades isocrônicas também não foram obtidas, apenas alinhamentos que, contudo, se prestam para uma discussão em termos de o evento mineralizador ter ocorrido no Paleoproterozóico (como sugerem os dados geológicos), ou no Neoproterozóico.

Na análise dos resultados isotópicos de Pb do depósito Cachoeira e dos depósitos do Cinturão Gurupi como um todo constata-se a existência de dois comportamentos claros, mesmo

reiteradas as ressalvas quanto às grandes incertezas analíticas e quanto à possibilidade de misturas. Primeiro, em dois casos as linhas de regressão (ou isócronas de referência) apresentam interceptos que tendem a 0 Ma e a 2000 Ma (Fig. 8.20B e D). Como esse período em torno de 2100 Ma está bem caracterizado na região, rochas dessa idade poderiam ter servido de fonte para o Pb incorporado nos sulfetos durante a mineralização. Isso satisfaz também o princípio da isócrona secundária e as regressões, materializadas nas isócronas de referência estariam refletindo idades geológicas. Nesse caso, apesar das grandes incertezas, o evento metalogenético no Cinturão Gurupi ficaria claramente definido como tendo acontecido no Paleoproterozóico. Observa-se ainda que as idades modelo das amostras menos radiogênicas de Cachoeira são também condizentes com esses resultados.

O segundo comportamento restringe-se ao depósito Cachoeira, onde as linhas de regressão apresentam interceptos na curva evolutiva do Pb em diferentes momentos do Paleoproterozóico (2000-2180 Ma) e do Neoproterozóico (560-700 Ma) (Fig. 8.20A e C), todos grosseiramente próximos a eventos geológicos conhecidos na região. Nesses dois exemplos o Neoproterozóico aparece no intercepto superior. Reforça-se novamente o que foi indicado anteriormente, que, no caso das análises obtidas por lixiviação em amostra do depósito Cachoeira, quando suprimidas as composições isotópicas mais radiogênicas, (Fig. 8.20B), o intercepto neoproterozóico é eliminado e passa a tender a 0 Ma. Interpreta-se esse comportamento, para Cachoeira e Cinturão Gurupi como um todo como reflexo de um evento mineralizador ocorrido no Paleoproterozóico com remobilização parcial do Pb no Neoproterozóico. Isso é condizente com os dados geológicos discutidos no capítulo 7 e com a ausência de uma assinatura neoproterozóica clara relacionada às mineralizações.

Um momento mais preciso do Paleoproterozóico em que se deu o evento mineralizador (se único), obviamente não pode ser estabelecido com os dados disponíveis, mas entende-se, pelo caráter pós-metamórfico desse evento, que o mesmo tenha acontecido algum tempo após 2080-2100 Ma, idade dos granitóides peraluminosos que ocorrem no Cinturão Gurupi e que estariam balizando a época do metamorfismo regional. Além disso, os dados isotópicos de Pb permitem sugerir a ausência, ou pelo menos participação insignificante, de componente muito mais antiga (arqueana), com base na distribuição dos pontos analíticos abaixo da curva evolutiva de Stacey & Kramers (1975) e na ausência de idade modelo maior do que a das rochas encaixantes.

Fazendo-se referência ao Cráton do Oeste da África e levando em consideração a possível e provável correlação com a porção brasileira, naquele cráton o tempo do evento mineralizador em alguns depósitos foi estimado entre 2014 (Marcoux & Milési, 1993) e 2086-2098 (Oberthür *et*

al., 1998), sugestivamente coincidente com o que se espera para o Cinturão Gurupi. No caso do Cráton São Luís, apenas o limite superior de 1985 Ma para o depósito Caxias pôde ser estabelecido.

8.6 – CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE DOS DEPÓSITOS AURÍFEROS

Neste item são integradas as informações que permitem o entendimento do modelo deposicional-genético. São elementos importantes nessa construção o ambiente geológico, possíveis controles (estrutural, estratigráfico, litológico), rochas encaixantes e seu grau metamórfico, alteração hidrotermal, estilos estruturais e texturais, relações temporais com as rochas encaixantes, metamorfismo e deformação, cronologia absoluta e características físico-químicas (pressão, temperatura, composição química e isotópica, pH, fugacidade de oxigênio) dos sistemas de fluidos.

Os depósitos auríferos estudados, tanto no Cráton São Luís como no Cinturão Gurupi, possuem estreita associação espacial com dois tipos básicos de conjuntos litológicos que foram metamorfizados normalmente em condições de fácies xisto verde e no máximo anfibolito baixo (ou transição xisto verde-anfibolito): granitóides da Suíte Intrusiva Tromaí, Granito Areal e Microtonalito Caxias e seqüências metavulcanossedimentares englobadas no Grupo Aurizona e Formação Chega Tudo. Não são conhecidas, até o presente, ocorrências auríferas primárias associadas aos granitóides peraluminosos, gnaisses e seqüências puramente metassedimentares. Esse fato revela possíveis controles tectônico (ambiental), litoestratigráfico e cronológico. Os conjuntos litológicos hospedeiros foram interpretados como associados a ambiente de arcos de ilha oceânicos e suas bacias marginais, formados essencialmente entre 2240 Ma e 2150 Ma.

Outro aspecto ao mesmo tempo similar e distinto diz respeito ao controle estrutural dos depósitos. Similar pois todos os depósitos estão relacionados a estruturas de maior ou menor envergadura e de ductilidade e fragilidade variáveis. Distinto no que se refere à distribuição dos depósitos nos dois domínios geotectônicos: aparentemente aleatória na área cratônica, mas com forte concentração de depósitos dentro e em torno da região de ocorrência do Granito Areal, área que também abriga a maior parte das ocorrências do Grupo Aurizona; nitidamente controlada pela Zona de Cisalhamento Tentugal na zona limítrofe entre cráton e cinturão.

Os corpos de minério apresentam predominantemente alto ângulo de mergulho e tendem a ser concordantes com a estruturação das rochas e / ou estruturas hospedeiras. Os estilos de mineralização principais consistem em veios espessos de quartzo, zonas de cisalhamento dúctil-

rúptil com veios e venulações de quartzo e quartzo-carbonato e intensa alteração hidrotermal, disseminações e *stockworks* localizados. Relações texturais e estruturais indicam que o hidrotermalismo e o posicionamento dos veios ocorreu em condições sin- a tarditectônicas e pós-metamórficas. Onde possível verificar, a tendência de deposição do ouro esteve ligada a evento rúptil (microfraturamento do quartzo e de sulfetos). Não ha clareza se essa precipitação esteve associada ao final da evolução estrutural dos depósitos ou se fez parte de eventos dúcteis e rúpteis alternados, que também foram observados. Evidências de retrabalhamento estrutural dos corpos de minério são apontadas pelo menos em Cachoeira, com deslocamento de estruturas mineralizadas N-S por estruturas não mineralizadas E-W, e em Cipoeiro, onde Ribeiro (2002) descreveu a rotação de corpos de minério por estruturas tardias.

A alteração hidrotermal gerou assembléias relativamente simples em cada depósito e grosseiramente similar em vários casos. Quartzo, clorita, sericita e pirita ocorrem em proporções variáveis em quase todos os casos (exceto Serrinha, que só contém quartzo, carbonato e pirita), e carbonato só não foi identificado em Pedra de Fogo. O carbonato dominante na maioria dos depósitos é a calcita, com dolomita sendo importante em Cachoeira e Serrinha. Essa assembléia de alteração é condizente com condições metamórficas de fácies xisto verde.

Os fluidos mineralizadores são aquo-carbônicos em todos os casos estudados. A associação desses fluidos com a deposição do ouro em cada depósito não foi comprovada de forma definitiva. Todavia, algumas evidências podem ser usadas em favor dessa associação: 1) os fluidos aquo-carbônicos são sempre os mais precoces e, em alguns casos, têm características primárias; 2) em Serrinha, fluidos aquo-carbônicos são virtualmente os únicos presentes; 3) em Chega Tudo, o nível 77m, que ostenta os melhores teores no depósito, é o que possui a maior abundância de inclusões aquo-carbônicas; 4) as temperaturas de homogeneização abrangem os intervalos de temperatura esperados, em bases mineralógica, textural e estrutural, para a deposição do ouro; 5) as temperaturas de homogeneização são consistentes com as obtidas por outros geotermômetros.

A fase carbônica é largamente dominada por CO₂ (fração molar de CO₂ tipicamente em torno de 10-20 moles %). Metano e / ou nitrogênio, embora identificados em todos os casos, ocorrem em proporções muito subordinadas. Esses fluidos apresentam densidades (de CO₂ e globais) moderadas a altas e bastante variáveis em todas as escalas, indicando flutuação nas condições de pressão durante o seu aprisionamento, e salinidade baixa, em geral em torno de 5 % massa equiv. NaCl. Esses fluidos foram interpretados como originados por separação de fases acompanhada de maior ou menor resfriamento do sistema hidrotermal. Para esse valor de

salinidade, combinado com a composição mineralógica da assembléia de alteração, condições de pH neutro são indicadas para os fluidos (Romberger, 1988; Mikucki & Ridley, 1993).

Temperaturas de formação dos minérios foram estimadas por pelo menos dois entre os três geotermômetros empregados: homogeneização de inclusões fluidas, química de cloritas e equilíbrio isotópico entre pares minerais. Os intervalos de temperatura variam um pouco entre depósitos distintos, mas regionalmente formam um conjunto homogêneo com temperaturas de formação entre 280° e 380°C. Esses valores são inferiores aos estimados para o pico metamórfico (420°-450°C, Yamaguti, 2000) da Formação Chega Tudo, que hospeda uma parte dos depósitos. Pressões, provavelmente variáveis durante os episódios de mineralização, encontram-se tipicamente entre 2 e 3 kb, indicando profundidades da ordem de 7 a 10 km na crosta, em consonância com o ambiente estrutural e metamórfico. Valores calculados de fugacidade de oxigênio estão situados entre os tampões H-M e Py-M-Po. Esses valores, combinados com os dados de temperatura e a coexistência entre pirita e clorita em muitos dos depósitos sugerem valores de $\log fS_2$ entre -8 e -12, aproximadamente e, portanto, condições relativamente reduzidas para os fluidos.

Estudos isotópicos indicaram pelo menos duas fontes para o carbono presente em carbonatos, inclusões fluidas e grafita: uma fonte orgânica e uma fonte indefinida, que pode ser ígnea, metamórfica ou mantélica, ou misturas dessas. O enxofre apresentou valores isotópicos compatíveis com fontes magmáticas diretas ou indiretas (dissolução de sulfetos magmáticos). Isótopos de oxigênio e hidrogênio combinados forneceram assinatura metamórfica marcante na maioria dos casos. O chumbo aparenta ter sido largamente derivado das rochas crustais paleoproterozóicas. Como conclusão, isótopos estáveis e radiogênicos indicam fontes distintas para fluidos e solutos, com fluidos de derivação mais profunda e solutos com assinatura crustal.

Fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade podem ser produzidos por sistemas magmáticos félsicos em condições especiais (p. ex., maior profundidade, pressão >3 kb, relações entre CO₂-H₂O e cloro – Roedder, 1992; Lowenstern, 2001; Baker, 2002). Corpos ígneos contemporâneos à mineralização na região do Gurupi (assumindo, de acordo com os dados isotópicos de Pb, evento metalogenético posterior a 2100-2080 Ma), como os granitóides peraluminosos sintectônicos, se fazem presentes na área e poderiam ser potenciais geradores de fluidos.

Entretanto, fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade são mais comumente considerados como produzidos, por exemplo, por reações de desvolatilização e desidratação durante o metamorfismo progressivo de seqüências metavulcanossedimentares em profundidades

moderadas na crosta (12-18 km), como resultado de espessamento tectônico durante colisão, com as baixas salinidades se originando do metamorfismo de seqüências depositadas em ambientes oceânicos e acrescionários (Phillips & Powell, 1993; Kerrick & Caldera, 1998; Yardley & Graham, 2002). A deformação que acompanha o metamorfismo facilita a ascensão dos fluidos através de estruturas importantes e a deposição em sítios estruturais favoráveis (Eisenlohr *et al.*, 1989; Hodgson, 1989; Oliver, 1996). De fato, isso é condizente com o cenário tectônico que este estudo propõe (embora sem expressivo espessamento crustal) e com as relações temporais indicadas por texturas, estruturas e condições de pressão e temperatura. Além disso, os fluidos aqui estudados indicam fortemente uma origem metamórfica, em bases isotópicas..

A solubilização, transporte e deposição do ouro por sistemas hidrotermais é regida por parâmetros físico-químicos como temperatura, pressão, composição e pH do fluido, fugacidade de oxigênio, tipo e quantidade de espécies de enxofre dissolvidas (p. ex., Mikucki & Ridley, 1993). Dentro dos limites estimados para esses parâmetros neste estudo, há consenso de que $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ é o principal complexo transportador do ouro (Romberger, 1988; Shenberger & Barnes, 1989; Hayashi & Ohmoto, 1991; Seward, 1991; Benning & Seward, 1996). A desestabilização do complexo transportador, com a conseqüente diminuição da solubilidade do ouro e a sua precipitação, resulta de alterações na química do fluido relacionadas a complexas e, por vezes, conflitantes, modificações nos citados parâmetros físico-químicos no sítio deposicional. Por exemplo, ao mesmo tempo, um parâmetro pode estar favorecendo a solubilização do ouro enquanto outro trabalha no sentido contrário. Segundo Mikucki (1998), para as condições termodinâmicas como as dos depósitos em estudo, interação do fluido com rochas encaixantes (sobretudo sulfetação) e separação de fases, em geral induzida por flutuações cíclicas nas condições de pressão (Bowers, 1991; Cox *et al.*, 1995; Robert *et al.*, 1995; Wilkinson & Johnston, 1996; McCuaig & Kerrich, 1998; Dugdale & Hagemann, 2001), ou reação com rochas grafitosas (Naden & Shepherd, 1989), são os principais promotores da precipitação do ouro, com mistura de fluidos e resfriamento simples tendo caráter subordinado. Efetivamente, piritização e separação de fases foram documentados em todos os depósitos aqui estudados (exceto Cachoeira e Cipoeiro, que não possuem estudos de inclusões fluidas) e presença de rochas grafitosas é ampla em alguns dos depósitos. Esses processos são interpretados aqui como os principais agentes na deposição do ouro na região do Gurupi.

Conjuntos de depósitos auríferos com as características geológicas e genéticas descritas para os depósitos da região do Gurupi, especialmente do Cinturão Gurupi, foram reunidos numa classe tentativamente unificadora, bastante difundida, mas não consensual, definida como

depósitos de ouro orogênicos (Groves *et al.*, 1998). Essa classe reúne depósitos auríferos formados em sincronia com metamorfismo, deformação e magmatismo granitóide, em porções acrescionárias ou colisionais de margens convergentes, durante os estágios finais de orogenias, coincidentes com a fase principal de encurtamento crustal em regimes compressivos ou transpressivos. Em termos temporais, essa classe teria se formado ao longo de toda a história geológica, com picos de atividade em 2,80-2,55 Ga, 2,10-1,80 Ga, coincidentes com períodos de importante crescimento crustal e formação de supercontinentes, e produção relativamente contínua no Fanerozóico (Barley & Groves, 1992; Kerrich & Cassidy, 1994; Bierlein *et al.*, 2001b; Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 2003).

9 – CONCLUSÕES

A integração e rediscussão de dados existentes na literatura sobre o Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi, na região do Gurupi, e as informações geológicas, petrográficas, geoquímicas e geocronológicas obtidas no decurso deste estudo levaram à proposição de nova ordenação litoestratigráfica para a região. Permitiram, também, avanços no entendimento da evolução geológica e metalognética regional, embora se tenha constatado que a área carece enormemente de informações geológicas básicas. Os principais resultados e conclusões obtidos nesses grandes temas são sumariados a seguir:

a) O Grupo Aurizona, seqüência metavulcanossedimentar de fácies predominantemente xisto verde, constitui-se na unidade mais antiga do Cráton São Luís. Datação em zircão (evaporação de Pb) de uma rocha metapiroclástica definiu uma idade máxima de 2241 Ma para essa unidade. Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) em rocha total entre 2,21 e 2,42 Ga indicam que a unidade formou-se a partir de protólitos não muito mais antigos.

b) A Suíte Intrusiva Tromaí, unidade de maior expressão territorial no Cráton São Luís, é composta por batólitos de tonalitos, com subordinados trondhjemitos, granodioritos, dioritos e monzogranitos. Quimicamente são rochas com assinatura mista entre cálcico-alcálico clássico e TTG; são rochas sódicas, cálcicas, metaluminosas, predominantemente com médios teores de K_2O , dados esses indicativos de ambiente ligado a subducção e arcos de ilha oceânicos. Datações em zircão (evaporação de Pb) e em titanita magmática (U-Pb convencional) mostram que as rochas cristalizaram especialmente entre 2163-2168 Ma, embora rochas com até 2147 Ma tenham sido identificadas. Os dados petrológicos e isotópicos de Nd ($T_{DM} = 2,2-2,3$ Ga; $\epsilon Nd = +2$) indicam protólitos juvenis para essas rochas, sem influência detectável de crosta mais antiga, derivados principalmente da fusão de crosta oceânica subductada e / ou do manto litosférico.

c) O Granito Areal foi aqui desmembrado da Suíte Intrusiva Tromaí e passa a constituir unidade litodêmica individual. É composto por pequenos plútons de sienogranito e monzogranito que afloram na porção central-norte do Cráton São Luís. São rochas cálcico-alcálicas, fracamente peraluminosas e de alto conteúdo de K_2O . Idades mínimas de cristalização obtidas em zircão (evaporação de Pb) de duas amostras apontam o posicionamento dos granitóides há 2150 Ma,

enquanto que idades modelo $T_{DM} = 2,2$ Ga e $\epsilon Nd = +2$ indicam protólitos juvenis (magmas cálcico-alcálicos + retrabalhamento dos arcos recém formados).

d) No Cinturão Gurupi foi identificada a primeira unidade arqueana da região. Trata-se de um pequeno corpo de metatonalito granoblástico, aqui definido como Metatonalito Igarapé Grande, com idade mínima de cristalização ígnea (evaporação de Pb em zircão) de 2594 Ma.

e) O Complexo Itapeva vem em substituição ao Complexo Maracaçumé. Compõe-se de um grande maciço de gnaiss tonalítico, localmente migmatizado, que compõe porção significativa do Cinturão Gurupi. Datação em zircão (U-Pb convencional) revelou idade concordante de 2167 Ma para a cristalização do protólito tonalítico do gnaiss, com herança detectada em torno de 2190 Ma, descaracterizando o posicionamento arqueano historicamente proposto para a unidade. Informações isotópicas de Nd ($T_{DM} = 2,2-2,3$ Ga; $\epsilon Nd = +2$) apontam para derivação a partir de protólitos essencialmente juvenis.

f) A Formação Chega Tudo é aqui proposta para englobar a seqüência metavulcanossedimentar de fácies xisto verde localizada na região limítrofe entre o Cinturão Gurupi e o Cráton São Luís, a qual é desmembrada da tentativamente do Grupo Gurupi. Idades entre 2150-2160 Ma (evaporação de Pb em zircão) foram obtidas para a cristalização de protólitos vulcânicos félsicos associados dessa unidade, ao mesmo tempo em que os isótopos de Nd ($T_{DM} = 2,2-2,3$ Ga; $\epsilon Nd = +2$) indicam fontes juvenis.

g) O Granito Maria Suprema é composto por muscovita-granitos que ocorrem na forma de lentes e “folhas” que representam intrusões sintectônicas nos gnaisses do Complexo Itapeva ocorridas há 2100 Ma (U-Pb convencional, em zircão). Essa idade é similar às de outros granitóides peraluminosos do Cinturão Gurupi (2080-2090 Ma). Dados isotópicos de Nd ($T_{DM} = 2,1-2,3$ Ga; $\epsilon Nd = +1$ a $+4$) sugerem protólitos crustais essencialmente paleoproterozóicos como fonte do magma gerador dessa unidade.

h) A combinação de dados geocronológicos em zircão e Sm-Nd em rocha total com as informações geológicas e petrológicas definiu dois períodos principais de atividade geológica paleoproterozóica, ambos no Riáciano: um período entre 2240 Ma e 2150 Ma, caracterizado pela intensa produção de crosta continental juvenil em arcos de ilha, especialmente entre 2170-2150 Ma; um segundo período entre 2100-2080 Ma, caracterizado por retrabalhamento de crosta mais antiga, paleoproterozóica e arqueana.

i) Esse conjunto paleoproterozóico (Riaciano) representa um misto de orógeno acrescionário (juvenil) e colisional, que envolveu a aglutinação de arcos de ilha a uma margem de continente arqueano localizada para o sul, numa convergência dirigida de norte-nordeste para sul-sudoeste. O resultado final dessa convergência foi uma colisão suave, mas que permitiu, de qualquer forma, algum espessamento crustal que levou ao metamorfismo, fusão crustal, migmatização e deformação, acompanhados da produção e colocação de granitóides peraluminosos. Evolução similar foi descrita para parte da região sudeste do Escudo das Guianas e para o domínio paleoproterozóico do Cráton do Oeste da África.

j) Após o encerramento dessa orogenia paleoproterozóica, não há registro de atividade geológica na região até o Criogeniano (850-650 Ma), no Neoproterozóico, exceto pela presença de poucos cristais detríticos de zircão com idades entre 1100-1200 Ma.

k) O Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova posicionou-se na crosta há cerca de 730-740 Ma, conforme datação em zircão (U-Pb por LAM-ICP-MS), indicando a existência de um rifte continental nessa época. Dados isotópicos e geoquímicos definem contaminação de um magma mantélico por material crustal mais antigo, paleoproterozóico a arqueano. Essa rocha alcalina foi posteriormente gnaissificada e incipientemente migmatizada, sendo que esse episódio não está bem caracterizado geocronologicamente, mas limitado ao período entre 650 e 580 Ma.

l) Rochas sedimentares de fácies anfíbolito, predominantemente imaturas, aflorantes na porção sul do Cinturão Gurupi e anteriormente integrantes da Formação Vila Cristal (Grupo Gurupi) e do Kinzigito Marajupema apresentam cristais detríticos de zircão com idades variadas (Arqueano, Paleoproterozóico), incluindo alguns cristais com 1100-1200 Ma. Essas rochas foram aqui reunidas na Formação Marajupema, com idade máxima de sedimentação de 1100 Ma, e representam sedimentação ocorrida em uma margem continental.

m) A orogenia neoproterozóica resultou do fechamento de uma bacia de dimensões ainda desconhecidas, mas que evoluiu a partir da abertura do rifte que abrigou o corpo de nefelina sienito, com transporte de massa de sul-sudoeste para norte-nordeste, contra a borda do continente amalgamado no paleoproterozóico, a qual foi retrabalhada isotópica e estruturalmente. As informações geocronológicas sobre esse episódio são ainda esparsas (idades diversas entre 650 e 520 Ma) e não conclusivas. De toda a sorte, a partir do final dessa orogenia ficam definidos o Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi, como conhecidos atualmente.

n) Os episódios neoproterozóicos refletem a fissão de Rodinia e, subseqüentemente, a fusão de Gondwana Ocidental.

o) No que concerne à metalogenia aurífera, os depósitos minerais estudados denunciam forte controle estrutural, em todas as escalas, estando parte dos mesmos concentrados na Zona de Cisalhamento Tentugal e parte associados a estruturas menos proeminentes na porção norte-central do Cráton São Luís. Na escala de depósito, os corpos de minério são subverticais e subparalelos à estruturação regional e os veios e alteração hidrotermal distribuem-se em estruturas frágeis a predominantemente rúpteis-dúcteis que cortam as rochas encaixantes, que são principalmente pertencentes ao Grupo Aurizona e Formação Chega Tudo e, subordinadamente associadas a granitóides das unidades Tromai, Areal e Caxias..

p) Veios centimétricos a decimétricos de quartzo, vênulas de quartzo e quartzo-carbonato, disseminações em zonas de cisalhamento dúcteis são os principais estilos estruturais. A mineralogia de alteração é relativamente simples e bastante similar (mas não idêntica) nos diferentes depósitos, composta por proporções variáveis de quartzo, carbonato, sericita, clorita e pirita.

q) Relações texturais entre veios e paragênese hidrotermal e a mineralogia metamórfica e estruturas das rochas encaixantes, além da presença de ouro em microfraturas no quartzo e na pirita hidrotermais, atestam que a mineralização ocorreu em condições pós-metamórficas e tardi-a pós-tectônicas. Dados de isótopos de Pb, embora não definam com clareza a idade do evento metalogenético (se único), indicam fortemente que, no Cinturão Gurupi, o mesmo ocorreu no paleoproterozóico, associado ao final da orogenia ocorrida naquela Era (<2080 Ma). Para o Cráton São Luís, a idade de cristalização do Microtonalito Caxias (1985 Ma) impõe o limite máximo para a mineralização, pelo menos naquele depósito.

r) Os fluidos hidrotermais apresentam uma assinatura regional. Caracterizam-se pela presença de fluidos aquo-carbônicos (CO_2 10-20 moles %, traços de CH_4 e N_2) relativamente reduzidos, de baixa salinidade (~5 % massa equiv. NaCl) e moderada a alta densidade, produzidos por separação de fases. Esses fluidos transportaram o ouro e o precipitaram em temperaturas que variaram regionalmente entre 280° e 380°C, conforme informações geotermométricas obtidas através de estudos de inclusões fluidas, isótopos de oxigênio e química de cloritas, mas com variações menores na escala de depósito. Pressões ambientais foram flutuantes entre 1-3 kbars. Separação de fases e variações em propriedades físico-químicas

provocadas por reações entre fluidos e rochas encaixantes foram os principais determinantes da precipitação do ouro.

s) Isótopos de oxigênio e hidrogênio em silicatos e inclusões fluidas atestam origem metamórfica para os fluidos hidrotermais na maioria dos casos. Isótopos de carbono em carbonatos, inclusões fluidas e grafita sugerem uma fonte orgânica e outra crustal (magmática ou metamórfica) ou mantélica para o carbono. O enxofre dos sulfetos possui derivação predominantemente magmática direta ou indireta, por dissolução de sulfetos magmáticos.

t) O quadro geológico e genético estabelecido é similar ao descrito em cinturões plutono-metamórficos de várias idades, cujos depósitos são reunidos na classe de depósitos orogênicos de ouro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOUCAMI, W.; BOHER, M.; MICHARD, A.; ALBAREDE, F. 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B11): 17605-17629.
- ABREU, F.A.M. 1990. *Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região Meio Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 440 p. (Tese de Doutorado)
- ABREU, F.A.M. & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudoeste do Cráton São Luís. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais...* SBG, v.1, p. 7-21.
- 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. *Boletim de resumos...* SBG, 1-4.
- ABREU, F.A.M.; LESQUER, A.; BYAMUNGU, B.R. 1984. A estruturação setentrional do Brasil segundo a gravimetria. *Ciências da Terra*, 10: 10-13.
- ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N.; HASUI, Y., 1980. Esboço estratigráfico do Precambriano da região do Gurupi, Estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais...* SBG, v.2., 647-658.
- AFFATON, P.; KRÖNER, A.; SEDDOH, K.F. 2000. Pan-African granulite formation in the Kabye Massif, northern Togo (West Africa): Pb-Pb zircon ages. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 778-790.
- AL-ASSAM, I.S.; TAYLOR, B.E.; SOUTH, B.S. 1990. Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Chemical Geology, Isotope Geoscience Section*, 80: 119-125.
- ALMARAZ, J.S.U. & CORDANI, U.G. 1969. Delimitação entre as Províncias Geocronológicas Pré-Cambrianas ao longo do Rio Gurupi. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA; 23, Salvador, *Resumo das Conferências e Comunicações...* (Boletim Especial, 1).
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American platform: *Earth Science Review*, 50: 77-111.

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South América. *Boletim Instituto de Geociências USP*, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. 1968. Radiometric age determinations from northern Brazil: *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 17, 3-14.
- ALMEIDA, H.G.G. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. São Luís; folha SA.23; escala 1: 1.000.000. Estados do Pará e Maranhão.* Brasília, CPRM (em CD-ROM).
- ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Caróçal Granite: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircon evaporation) age in post-collisional granitoids of Tapajós Gold Province. In: SOUTH AMERICAN SYMP. ISOTOPE GEOL., 2, Córdoba. *Extended abstracts...* p. 1-3.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, p. 183-193.
- AMARAL, G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica.* São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 212 p. (Tese de livre docência).
- AMA-SALAH, I.; LIÉGEOIS, J.P.; POUCKET, A. 1996. Évolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *Journal of African Earth Sciences*, 22: 235-254.
- ANDERSEN, T.; AUSTRHEIM, H.; BURKE, E.A.J.; ELVEVOLD, S.; 1993. N_2 and CO_2 in deep crustal fluids: evidence from the Caledonides of Norway. *Chemical Geology*, 108: 113-132.
- ANDERSON, M.R.; RANKIN, A.H.; SPIRO, B. 1992. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralization in the Transvaal Sequence, Transvaal, South Africa. *European J. Mineralogy*, 4: 933-948.
- ANSDELL, K.M. & KYSER, T.K. 1991. Plutonism, deformation, and metamorphism in the Proterozoic Flin Flon greenstone belt, Canada: limits on timing provided by the single-zircon Pb-evaporation technique. *Geology*, 19: 518-521.
- ARCANJO, S.H.S. 2002. *Evolução geológica das seqüências do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia – região de Paraíso do Tocantins.* Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 176 p. (Tese de Doutorado)

- ARNDT, N.T. & GOLDSTEIN, S.L. 1987. Use and abuse of crust formation ages. *Geology*, 15: 893– 895.
- ASHWAL, L.D.; DEMAIFFE, D.; TORSVIK, T.H. 2002. Petrogenesis of Neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean arc origin. *Journal of Petrology*, 43: 45-83.
- AVELAR V.G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá - Brasil: implicações para a evolução do setor oriental do Escudo das Guianas*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 212 p. (Tese de Doutorado)
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDÈRE, D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, 2-3-4: 83-99.
- AZEVEDO, L. 2003. *Mapeamento geológico nos arredores da Vila de Baixinhos, região do Gurupi, nordeste do Pará*. Belo Horizonte, Universidade Federal de Minas Gerais, 100 p. (Trabalho de graduação).
- BAILEY, D.K. 1992. Episodic alkaline activity across Africa: Implications for the causes of continental break-up. In: STOREY, B.C., ET AL. (eds.) *Magmatism and the causes of continental break-up*. Oxford, Blackwell, p. 91–98. (Geol. Soc. London Special Pub., 68)
- BAKER, T. 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, 97: 1111-1117.
- BAKKER, R.J. 1999. Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H₂O–CO₂–CH₄–N₂–NaCl system. *Chemical Geology*, 154: 225–236.
- BAKKER, R.J. 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 194: 3-23.
- BAKKER, R.J. & JANSEN, B.H. 1991. Experimental post-entrapment water loss from synthetic CO₂-H₂O inclusions in natural quartz. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2215-2230.
- BARBARIN, B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 24: 295-298.
- BARBARIN, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626.

- BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74: 343–359.
- BARLEY, M.E. & GROVES, D.I. 1992. Supercontinent cycles end the distribution of metal deposits through time. *Geology*, 20: 291-294.
- BARTLETT, J.M.; DOUGHERTY-PAGE, J.S.; HARRIS, N.B.W.; HAWKESWORTH, C.J.; SANTOSH, M. 1998. The application of single zircon evaporation and model Nd ages to the interpretation of polymetamorphic terrains: an example from the Proterozoic mobile belt of south India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131: 181-195.
- BASTOS LEAL, L.R.; TEIXEIRA, W.; CUNHA, J.C.; LEAL, A.B.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; ROSA, M.L.S. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids of the Gavião Block and implications for the evolution of the São Francisco Craton, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 66-69.
- BELOUSOVA, E.; GRIFFIN, W.; O'REILLY, FISHER, N. 2002. Igneous zircons: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 602-622.
- BENNING, L.G. & SEWARD, T.M. 1996. Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150 to 400°C and 500 to 1500 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 1849-1871.
- BERTRAND, J.M. & JARDIM DE SÁ, E.F. 1990. Where are the Eburnian-Transamazonian collisional belts? *Canadian J. Earth Sciences*, 27: 1382-1393.
- BETTENCOURT, J.S.; BORGES, W.R.; KORITIAKE, M. 1991. The Cachoeira gold deposit, Gurupi belt, Para, Brazil: geological setting, structure and mineralization – a preliminary report. In: LADEIRA E.A. (ed.). *Brazil Gold'91*. Rotterdam, Balkema, p. 203-208.
- BÉZIAT, D.; BOURGES, F.; DEBAT, P.; LOMPO, M.; TOLLON, F. 2000. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt, Burkina Faso: fractionates originating from island-arcs volcanic activity in the West African craton. *Precambrian Research*, 101: 25–47.
- BIERLEIN, F.P., CARTWRIGHT, I.; McKNIGHT, S. 2001a. The role of carbonaceous “indicator” slates in the genesis of lode gold mineralization in the western Lachlan orogen, Victoria, southeastern Australia. *Economic Geology*, 96: 431-451.

- BIERLEIN, F.P., ARNE, D.C.; FOSTER, D.A.; REYNOLDS, P. 2001b. A geochronological framework for orogenic gold mineralisation in central Victoria, Australia. *Mineralium Deposita*, 36: 741-767.
- BIERLEIN, F.P.; HAACK, U.; FÖRSTER, B.; PLIMER, I.R. 1996. Lead isotope study on hydrothermal sulfide mineralisation in the Willyama Supergroup, Olary Block, South Australia. *Australian J. Earth Sciences*, 43: 177-187.
- BLACK, R.; LATOUCHE, L.; LIÉGEOIS, J.P.; CABY, R.; BERTRAND, J.M. 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology*, 22: 641-644.
- BOEHR, M.; ABOUCHAMI, W.; MICHARD, A.; ALBAREDE, F.; ARNDT, N.T. 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B1): 345-369.
- BOIRON, M.C.; CATHELINÉAU, M.; BANKS, D.A.; FOURCADE, S.; VALLANCE, J. 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology*, 194: 119-141.
- BONS, P. D. 2000. The formation of veins and their microstructures. In: JESSELL, M.W. & URAL, J.L. (eds.), Stress, Strain and Structure. *Journal of the Virtual Explorer*, v. 2 (CD-ROM).
- BORGES, M.S. 1988. *Contribuição à geologia da região de Santa Luzia-PA*. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Geociências. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.L.; MAIA, R.G.N.; ARAÚJO, O.J.B. 1994. O quadro litoestrutural da Folha SA.23-V-C (Castanhal). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos...* v. 2, p. 113-114.
- BOTTINGA, Y. 1969. Calculated fractionation factors between carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapour. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33: 49-64.
- BOTTINGA, Y. & JAVOY, M. 1975. Oxygen isotope partitioning among minerals in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13: 401-418.
- BOWERS, T.S. 1991. The deposition of gold and other metals: pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotopes signatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2417-2434.

- BOWERS, T.S. & HELGESON, H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 1247-1275.
- BRAND, U. & VEIZER, J. 1981. Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system – 2: Stable isotopes. *J. Sedimentary Petrology*, 51: 987-998.
- BRITO NEVES, B.B. 1995. Crátons e faixas móveis. *Boletim IG-USP, Série Didática*, 7: 1-187.
- BRITO NEVES, B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências.*, 29: 379-392.
- BRITO NEVES, B.B. 2003. A saga dos descendentes de Rodinia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 77-88.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- BRITO NEVES, B.B.; PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.; SANTOS, E.J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geologia USP*, 3: 25-38.
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*, 151-182.
- BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R.; FETTER, A.H. 2001. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema), ensaio comparativo e problemas de correlação. *Geologia USP*, 1: 59-78.
- BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R.; FETTER, A.H. 2002. North-western Africa – North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *J. African Earth Sciences*, 34: 275-278
- BROWN, G.C.; THORPE, R.S; WEBB, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geological Society of London*, 141: 413-426.
- BROWN, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-grustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Reviews*, 36: 83-130.

- BROWN, S. M.; JOHNSON, C. A.; WATLING, R. J.; PREMO, W. R. 2003. Constraints on the composition of ore fluids and implications for mineralising events at the Cleo gold deposit, Eastern Goldfields Province, Western Australia. *Australian J. Earth Sciences*, 50: 19-38.
- BULLARD, E.; EVERETT, J.E.; SMITH, A.G. 1965. The fit of the continents around the Atlantic: Symposium on Continental Drift. *Philos. Trans. Royal Soc. London*, 258: 41-51.
- BURKE, K.; ASHWAL, L.D.; WEBB, S.J. 2003. New way to map old sutures using deformed alkaline rocks and carbonatites. *Geology*, 31: 391-394.
- CABY, R. 1998. Tectonic history and geodynamic evolution of northern Africa during the Neoproterozoic. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14, Ouro Preto, *Abstracts...*, p. 72-75.
- CABY, R. 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar: a synthesis. *J. African Earth Sciences*, 37: 133-159.
- CABY, R.; DELOR, C.; AGOH, O. 2000. Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d’Odienné (Côte d’Ivoire): rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. *J. African Earth Sciences*, 30: 351-374.
- CAMERON, E.M. & HATTORI, K. 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 82: 1177-1191.
- CAMPBELL, A.R. & LARSON, P.B. 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. In: RICHARDS, J.P. & LARSON, P.B. (eds.), *Techniques in hydrothermal ore deposits*. 173-193. (Reviews in Economic Geology, 6)
- CASTAING, C.; FEYBESSE, J.L.; THIÉBLEMONT, D.; TRIBOULET, C.; CHÈVREMONT, P. 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African / Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, 69: 327-344.
- CATANEANU, O. 2004. Retroarc foreland systems—evolution through time. *J. African Earth Sciences*, 38: 225-242.
- CATHELINÉAU, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471-485.
- CATHELINÉAU, M. & MARIGNAC, C. 1994. Use of fluid inclusions for a better understanding of intracontinental geothermal activities. In: DE VIVO, B. & FREZZOTTI, M.L. (eds) *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Blacksburg, Virginia Tech., p. 309-326.

- CESERO, P. & PONTE, F.C. 1997. Análise comparativa da paleogeografia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. *Boletim de Geociências Petrobras*, 11: 1-18.
- CHACKO, T.; COLE, D.R.; HORITA, J. 2001. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geologic systems. In: VALLEY J.W. & COLE D.R. (eds.) *Stable Isotope Geochemistry*. Mineralogical Society of America, p. 1-81. (Reviews in Mineralogy and Geochemistry v. 43)
- CHACKO, T.; MAYEDA, T.K.; CLAYTON, R.N.; GOLDSMITH, J.R. 1991. Oxygen and carbon isotope fractionations between CO₂ and calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2867-2882.
- CHACKO, T.; XIANGSHENG, H.; MAYEDA, T.K.; CLAYTON, R.N.; GOLDSMITH, J.R. 1996. Oxygen isotope fractionations in muscovite, phlogopite, and rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 2597-2608.
- CHAPMAN, H.J. & RODICK, J.C. 1994. Kinetics of Pb release during the zircon evaporation technique. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 601-611.
- CHEILLETZ, A.; FERRAUD, G.; GIULIANI, G.; RUFFET, G. 1993. Emerald dating through ⁴⁰Ar/³⁹Ar step-heating and laser spot analysis of syngenetic phlogopite. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 473-485.
- CHIBA, H.; CHACKO, T.; CLAYTON, R.N.; GOLDSMITH, J.R. 1989. Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite and calcite: applications to geothermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 2985-2995.
- CLAYTON, R.N. & KIEFFER, S.W. 1991. Oxygen isotopic thermometer calibrations. In: TAYLOR Jr, H.P.; O'NEIL, J.R.; KAPLAN, I.R. (eds.) *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein*, p. 3-10. (Geochem. Soc. Special Pub., v.3)
- CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates from isotopic analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 43-52.
- CLIFF, R.A. 1985. Isotopic dating in metamorphic belts. *J. Geological Society, London*, 142:97-110.
- COHEN, H.A. & GIBBS, A.K. 1989. Is the equatorial Atlantic discordant? *Precambrian Research*, 42: 353-369.

- COLE, D.R. & OHMOTO, H. 1986. Kinetics of isotopic exchange at elevated temperatures and pressures. In: VALLEY, J.W., TAYLOR JR, H.P., O'NEIL, J.R. (eds.). *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineral. Soc. America, p. 41-90. (Reviews in Mineralogy, v. 16)
- COLEMAN, M.L.; SHEPHERD, T.J.; DURHAM, J.J.; ROUSE, J.E.; MOORE, G.R. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Anal. Chem.*, 54: 993-995.
- COLLINS P.L.F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74: 1435-1444.
- COLVINE, A.C.; FYON, J.A; HEATHER, K.B.; MARMONT, S.; SMITH, P.M.; TROOP, D.G. 1988. *Archean lode gold deposits in Ontario*. Ontario Geological Survey, 136 p. (Miscellaneous papers, v.139)
- CONCEIÇÃO, H.; ROSA, M.L.S.; MACAMBIRA, M.J.B; SCHELLER, T.; MARINHO, M.M.; RIOS, D.C. 2003. 2,09 Ga – idade mínima da cristalização do batólito sienítico Itiúba: um problema para o posicionamento do clímax do metamorfismo granulítico (2,05-2,08 Ga) no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, Bahia? *Revista Brasileira de Geociências*, 33:
- CONDIE, K.C. 1997. *Plate tectonics and crustal evolution*. Oxford, Butterworth – Heinemann, 282 p.
- CORDANI, U.G.; D'AGRELLA FILHO, M.S.; BRITO NEVES, B.B.; TRINDADE, R.I.F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15: 350-359.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. 1984. *Evolução preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 70p. (Série Ciências-Técnicas-Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo, 15).
- CORDANI, U.G.; MELCHER, G.C.; ALMEIDA, F.F.M. 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5: 629-632.
- CORNELL, D.H. & HEGARDT, E.A. 2003. No more blind dates with zircon! *Geophysical Research Abstracts*, 5: 02524.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (Coord.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO, p. 15-90.

- COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S.; JORGE-JOÃO, X.S. 1988. A faixa de cisalhamento Tentugal na Folha SA.23-Y-B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, *Anais...* SBG, v. 5, p. 2257-2266.
- COSTA, J.L. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Castanhal, Folha SA.23-V-C. Estado do Pará.* Belém, CPRM (em CD-ROM).
- COSTA, J.L.; ALMEIDA, H.G.G.; RICCI, P.S.F. 1996a. Metamorfismo e divisão tectono-estratigráfica do Grupo Gurupi no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão: In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém, *Boletim de resumos expandidos...* SBG, p. 110-112.
- COSTA, J.L.; ALMEIDA, H.G.G.; RICCI, P.S.F. 1996b. Compartimentação tectônica do orógeno Gurupi e das janelas Pré-Cambrianas da Província Parnaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. *Boletim de resumos expandidos...* SBG, p. 290-293.
- COSTA, J.L.; ARAUJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIA, C.A.S.; SILVA NETO, C.S.; WANDERLEY, V.J.R. 1977. *Projeto Gurupi.* DNPM/CPRM, 258 p. (Relatório inédito).
- COSTA, M.L. 1985. Petrologia e geoquímica dos xistos carbonosos de Santa Luzia (Ourém-PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais...* SBG, v. 2, 18-32.
- COX, S.F.; SUN, S.S.; ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J.; POTTER, T.F. 1995. Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully mine, Central Victoria, Australia. *Economic Geology*, 90: 1722-1746.
- CRAW, D. 2002. Geochemistry of late metamorphic hydrothermal alteration and graphitisation of host rock, Macraes gold mine, Otago Schist, New Zealand. *Chemical Geology*, 191: 257-275.
- CRAWFORD, M.L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions, in HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L., (eds), *MSA Short Course in Fluid Inclusions: Applications in Petrology*, p. 75-100.
- CUMMING, G.L. & RICHARDS, J.R. 1975. Ore lead isotopes in a continuously changing Earth. *Earth Planetary Science Letters*, 28: 155-171.
- CUNHA, F.M.B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico.* Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 107 p. (Dissertação de Mestrado).

- D'AGRELLA FILHO, M.S.; TRINDADE, R.I.; SIQUEIRA, R.; PONTE NETO, C.F.; PACA, I.G. 1998. Paleomagnetic constraints on the Rodinia Supercontinent: Implications for its Neoproterozoic break-up and the formation of Gondwana. *Inter. Geol. Rev.*, 40: 171-188.
- DALZIEL, I.W.D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: reviews, hypothesis, environmental speculations. *Geol. Soc. America Bull.*, 109: 16-42.
- DANTAS, E.L.; VAN SCHMUS, W.R.; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; WILLIAMS, I.S. 2004. The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130: 113-137.
- DARROS DE MATTOS, R. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. (eds.) *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society of London, p. 55-73. (Special pub., 153).
- DAVIS, D.W.; HIRDES, W.; SCHALTEGGER, U.; NUNOO, E.A. 1994. U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research*, 67: 89-107.
- DEBAT, P.; NIKIÉMA, S.; MERCIER, A.; LOMPO, M.; BÉZIAT, D.; BOURGES, F.; RODDAZ, M.; SALVI, S.; TOLLON, F.; WENMENGA, U. 2003. A new metamorphic constraint for the Eburnean orogeny from Paleoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampilga countries, Burkina Faso). *Precambrian Research*, 123: 47-65.
- DeCARITAT P.; HUTCHEON I.; WALSH J.L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, 41: 219-239.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. *An introduction to the rock forming minerals*. London, Longman, 528 p.
- DELOR, C.; EGAL, E.; LAFON, J.M.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; ROSSI, P.; TRUFFERT, C.; THÉVENIAUT, H.; PHILLIPS, D.; AVELAR, V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1: 500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, 2-3-4: 5-57.
- DePAOLO, D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry. An introduction*. Berlin, Springer-Verlag. 187 p.

- DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3: 249–252.
- DES MARAIS D.J. 2001. Isotopic evolution of the biogeochemical carbon cycle during the Precambrian. In: VALLEY J.W. & COLE D.R. (eds.) *Stable Isotope Geochemistry*. Mineralogical Society of America, p. 555-578. (Reviews in Mineralogy and Geochemistry v. 43).
- DIAMOND, L.W., 1990, Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in late-Alpine gold-quartz vein at Brusson, Val D’Ayas, northwest Italian Alps. *American J. Science*, 290: 912-958.
- DIAMOND, L.W. 1994. Introduction to phase relations of CO₂-H₂O fluid inclusions. In: DE VIVO, B. & FREZZOTTI, M.L. (eds) *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Blacksburg, Virginia Tech., p. 131-158.
- DIAMOND, L. 2001. Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions. *Lithos*, 55: 69-99.
- DIAMOND, L. 2003. Systematics of H₂O inclusions. In: SAMSON, I.; ANDERSON, A.; MARSHALL, D. (eds.) *Fluid inclusions, analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada, p. 55-79. (Short Course, 32).
- DIAS, G.S. 1983. *Estudo petrológico da seqüência vulcanossedimentar de Chega Tudo, região do Gurupi, Estado do Maranhão*. Belém, Universidade Federal do Pará, Departamento de Geologia, 42 p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- DICKIN, A.P. 1995. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge Univ. Press.
- DNPM 1996. *Anuário Mineral Brasileiro*. Brasília. DNPM, v. 25. 457 p.
- DOUGHERTY-PAGE, J.S. & BARTLETT, J.M. 1999. New analytical procedures to increase the resolution of zircon geochronology by the evaporation technique. *Chemical Geology*, 153: 227-240.
- DOUMBIA, S.; POUCKET, A.; KOUAMELAN, A.; PECAUT, J.J.; VIDAL, M.; DELOR, C. 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d’Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, 87: 33-63.
- DOWNES, H. 1987. Tertiary and quaternary volcanism in the Massif Central, France. In: FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (eds.) *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. of London. Oxford, Blackwell, p. 517-530. (Special Pub., 30).

- DRUMMOND, M.S. & DEFANT, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophysical Research*, 95: 21503-21521.
- DRUMMOND, S.E. & OHMOTO, H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology*, 80: 126-147.
- DUAN, Z.; MÖLLER, N.; WEARE, J.H. 1992. An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system: II. Mixtures from 50 to 1000 °C and 0 to 1000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 2619-2631.
- DUBOIS, M. & MARIGNAC, C. 1997. The H₂O-NaCl-MgCl₂ ternary phase diagram with special application to fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 92: 114-119.
- DUCEA, M. 2001. The California arc: thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups. *GSA Today*, 11: 4-10.
- DUGDALE, A.L. & HAGEMANN, S.G. 2001. The Bronzewing lode-gold deposit, Western Australia: P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. *Chemical Geology*, 173: 59-90.
- DUSCHEK, W.; KLEINRAHM, R.; WAGNER, W. 1990. Measurements and correlation of the (pressure, density, temperature) relation of carbon dioxide: II. Saturated-liquid and saturated-vapour densities and the vapour pressure along the entire coexistence curve. *J. Chem. Thermodynamics*, 22: 841-864.
- EBY, G.N.; WOOLEY, A.R.; DIN, V.; PLATT, G. 1998. Geochemistry and petrogenesis of nepheline syenites: Kasungu-Chipala, Ilomba, and Ulindi nepheline syenite intrusions, North Nyasa Alkaline Province, Malawi. *J. Petrology*, 39: 1405-1424.
- EGAL, E.; THIÉBLEMONT, D.; LAHONDÉRE, D.; GUERROT, C.; COSTEA, C.A.; ILIESCU, D.; DELOR, C.; GOUJOU, J.C.; LAFON, J.M.; TEGYEY, M.; DIABY, S.; KOLIÉ, P. 2002. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kenema-Man domain (Guinea, West African Craton). *Precambrian Research*, 117: 57-84.
- EISENLOHR, B.N.; GROVES, D.I.; PARTINGTON, G.A. 1989. Crustal-scale shear zones and their significance to Archaean gold mineralization in Western Australia. *Mineralium Deposita*, 24: 1-8.

- FARACO, M.T.L.; VALE, A.G., SANTOS, J.O.S., LUZARDO, R.; FERREIRA, A.L.; OLIVEIRA, M.A., MARINHO, P.A.C. 2003. Levantamento geológico a norte do bloco Carajás: notícias preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus, *Resumos expandidos...* SBG (em CD-ROM).
- FARMER, G.L. & DePAOLO, D.J. 1997. Sources of hydrothermal components: heavy isotopes. In: BARNES, H.L. (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley & Sons p. 31-61.
- FAURE, G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2. ed. New York, John Wiley & Sons, 589 p.
- FENG, R.; MACHADO, N.; LUDDEN, J. 1993. Lead geochronology of zircon by laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry LP-ICPMS. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 3479–3486.
- FERRÉ, E.; GLEIZES, G.; CABY, R. 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research*, 114: 199-219.
- FETTER, A.H.; SANTOS, T.J.S.; VAN SCHMUS, W.R.; HACKSPACHER, P.C.; BRITO NEVES, B.B.; ARTHAUD, M.H.; NOGUEIRA NETO, J.A.; WERNICK, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 6: 265-273.
- FETTER, A.H.; VAN SCHMUS, W.R.; SANTOS, T.J.S.; NOGUEIRA NETO, J.A.; ARTHAUD, M.H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”: *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 102-106.
- FEYBESSE, J.L. & MILÉSI, J.P., 1994. The Archean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons? *Precambrian Research*, 69: 199–227.
- FRAGA, L.M. 2002. *A associação Anortosito-Mangerito-Granito Rapakivi (AMG) e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 351 p. (Tese de Doutorado)

- FRANCISCO, B.H.R.; LOWENSTEIN, P.; SILVA, O.F.; SILVA, G.G. 1971. Contribuição à geologia da Folha São Luís (SA.23) no Estado do Pará. *Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, Série Geologia*, 17: 40 p.
- FRANTZ, J.D.; POPP, R.K.; HOERING, T.C. 1992. The compositional limits of fluid immiscibility in the system H₂O-NaCl-CO₂ as determined with the use of synthetic fluid inclusions in conjunction with mass spectrometry. *Chemical Geology*, 98: 237-255.
- FREI, R. & KAMBER, B.S. 1995. Single mineral Pb-Pb dating. *Earth Planetary Science Letters*, 129: 261-268.
- FRIEDMAN, G.M.; SANDERS, J.E.; KOPASKA-MERKEL, D.C. 1992. *Principles of sedimentary deposits – stratigraphy and sedimentology*. New York, Macmillan Pub. Co., 717 p.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 440-KK, 1-12.
- FROST, B.R.; CHAMBERLAIN, K.R.; SCHUMACHER, J.C., 2000. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology*, 172: 131-148.
- FRYER, B.J.; JACKSON, S.E.; LONGERICH, H.P. 1993. The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma mass spectrometry LAM-ICPMS to in situ U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 109: 1-8.
- GARDE, A.A.; HAMILTON, M.A.; CHADWICK, B.; GROCOTT, J.; MCCAFFREY, K.J.W. 2002. The Ketilidian orogen of South Greenland: geochronology, tectonics, magmatism, and fore-arc accretion during Palaeoproterozoic oblique convergence. *Canadian J. Earth Sciences*, 39: 765-793.
- GARIÉPY, C. & DUPRÉ, B. 1991. Pb isotopes and crust-mantle evolution. In: HEAMAN, L. & LUDDEN J.N. (eds.) *Application of radiogenic isotope systems to problems in Geology*. Mineralogical Association of Canada, p. 191-224. (Short Course, 19).
- GASQUET, D.; BARBEY, P.; ADOU, M.; PAQUETTE, J.L. 2003. Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research*, 127: 329-354.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1998. Comparison of single-filament Pb evaporation/ionization zircon ages with

- conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *J. Southam. Earth Sci.*, 11: 351-363.
- GEISLER, T.; ULONSKA, M.; SCHLEICHER, H.; PIDGEON, R.T.; VAN BRONSWIJK, W. 2001. Leaching and differential recrystallization of metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 53–65.
- GERALDES, M.C.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VAN SCHMUS, W.R. 2002. Geocronologia U-Pb convencional e SHRIMP e Sm-Nd de rochas granitóides na serra Santa Bárbara (SW do Estado do Mato Grosso): uma possível extensão do orógeno San Ignácio da Bolívia? In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA COSTA, L.T. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, SBG, v. 3, p. 143-151.
- GILETTI, B.J. 1985. The nature of oxygen transport within minerals in the presence of hydrothermal water and the role of diffusion. *Chemical Geology*, 53: 197-206.
- GLEESON, S.A.; WILKINSON, J.J.; BOYCE, A.J.; FALLICK, A.E.; STUART, F.M. 1999. On the occurrence and wider implications of anomalously low δD fluids in quartz veins, South Cornwall, England. *Chemical Geology*, 160:161-173.
- GOLDFARB, R.J.; GROVES, D.I.; GARDOLL, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18: 1-75.
- GOLDFARB, R.J.; SNEE, L.W.; PICKTHORN, W.J. 1993. Orogenesis, high-T thermal events, and gold vein formation within metamorphic rocks of the Alaskan Cordillera. *Mineralogical Magazine*, 57: 375-394.
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. 1994. *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. SEPM, 198 p. (Short course, 31).
- GORAYEB, P.S.S.; GAUDETTE, H.E.; MOURA, C.A.V.; ABREU, F.A.M. 1999. Geologia e geocronologia da Suíte Rosário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 571-578.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; BARROS, G.R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás massif, central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 190-194.
- GRAHAM, C.M.; VIGLINO, J.A.; HARMON, R.S. 1987. Experimental study of hydrogen-isotope exchange between aluminous chlorite and water and of hydrogen diffusion in chlorite. *American Mineralogist*, 72: 566-579.

- GREGORY, R.T. & CRISS, R.E. 1986. Isotopic exchange in open and closed systems. In: VALLEY, J.W.; TAYLOR Jr., H.P.; O'NEIL, J.R. (eds) *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineral. Soc. America, p. 91-127. (Reviews in Mineralogy, 16).
- GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationships to other gold deposit types. *Ore Geology Review*, 13: 7-27.
- GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; ROBERT, F.; HART, C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98: 1-29.
- GULSON, B.L. 1986. *Lead isotopes in mineral exploration*. Amsterdam, Elsevier.
- HAGEMANN, S.G. & BROWN, P.E. 1996. Geobarometry in Archean lode-gold deposits. *European J. Mineralogy*, 8: 937-960.
- HALL, D.L. & STERNER, S.M., 1993, Preferential water loss from synthetic fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114: 489-500.
- HALL, D.L.; BODNAR, R.J.; CRAIG, J.R. 1991. Evidence for postentrapment diffusion of hydrogen into peak metamorphic fluid inclusions from the massive sulfide deposits at Ducktown, Tennessee. *American Mineralogist*, 76: 1344-1355.
- HALL, D.L.; STERNER, S.M.; BODNAR, R.J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, 83: 197-202.
- HARRIS, C.; STUART SMITH, H.; LE ROEX, A.P. 2000. Oxygen isotope composition of phenocrysts from Tristan da Cunha and Gough island lavas: variation with fractional crystallization and evidence for assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138: 164-175.
- HARRISON, T.M. & McDOUGALL, I. 1980. Investigation of an intrusive contact in NW Nelson, New Zealand. I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 44: 1985-2003.
- HARTMANN, L.A. 2002. The Mesoproterozoic supercontinent Atlantica in the Brazilian Shield – review of geological and U-Pb zircon and Sm-Nd isotopic evidence. *Gondwana Research*, 5: 157-163.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N. 1984a. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (coords.). *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 36-45.

- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; HARALYI, N.L.E. 1997. Gnaisses nefelina-sieníticos pré-cambrianos no Brasil e seu significado geotectônico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6, Pirenópolis, *Resumos...* sbg, p. 78-80.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS Fº, C. 1984b. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2, Manaus. *Anais...* v. 1, p. 129-148.
- HATTORI, K. 1993. Diverse metal sources of Archaean gold deposits: evidence from in situ lead-isotope analysis of individual grains of galena and altaite in the Ross and Kirkland Lake deposits, Abitibi greenstone belt, Canadá. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 185-195.
- HAYASHI, K.I. & OHMOTO, H., 1991. Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solutions at 250-350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2111-2126.
- HEFFERAN, K.P.; ADMOU, H.; KARSON, J.A.; SAQUAQUE, A. 2000. Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precambrian Research*, 103: 89-96.
- HENLEY, R.W.; TRUESDELL, A.H.; BARTON, Jr, P.B.; WHITNEY, J.A. 1984. Fluid mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, 1: 267 p.
- HEY, M. H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30: 277, 1954.
- HIRATA, T. & NESBITT, R.W., 1995. U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 2491-2500.
- HIRDES, W. & DAVIS, D.W. 2002a. U/Pb Geochronology of Paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou-Kéniéba Inlier, Senegal, West Africa: Evidence for diachronous accretionary development of the Eburnean Province. *Precambrian Research*, 118: 83-99.
- HIRDES, W. & DAVIS, D.W. 2002b. U-Pb zircon and rutile metamorphic ages of Dahomeyan garnet-hornblende gneiss in southeastern Ghana, West Africa. *J. African Earth Sci.*, 35: 445-449.
- HIRDES, W.; DAVIS, D.W.; LÜDTKE, G.; KONAN, G. 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy'. *Precambrian Research*, 80: 173-191.

- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 4: 231-273.
- HOEFS, J. 1997. *Stable isotope geochemistry*. 4th ed. Germany, Springer-Verlag.
- HOFFMAN, P. 1991. Did the break-out of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252: 1409-1412.
- HOLLISTER, L.S. 1990. Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation. *J. Structural Geology*, 12: 895-901.
- HOWELL, D.G. 1995. *Principles of terrane analysis. New applications for global tectonics*. London, Chapman & Hall, 245 p.
- HURLEY, P.M.; ALMEIDA, F.F.M.; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; RAND J.R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON, W.H.; FAIRBAIRN, H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, 157: 495-500.
- HURLEY, P.M.; MELCHER, G.C.; PINSON, W.H.; FAIRBAIRN, H.W. 1968. Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole-rock Rb-Sr dating: *Canadian J. Earth Sciences*, 5: 633-638.
- HUTCHEON, I.; DeCARITAT, P.; ABERCROMBIE, H.J. 1994. Clay minerals – equilibrium models and temperature indicators. In: LENTZ, D.R. (ed.) *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geol. Assoc. Canada, p. 43-66. (Short course notes, v. 11).
- JIANG, W.T.; PEACOR, D.R.; BUSECK P.R. 1994. Chlorite geothermometry? – contamination and apparent octahedral vacancies. *Clays and Clay Minerals*, 42: 593-605.
- JOHN, T.; KLEMD, R.; HIRDES, W.; LOH, G. 1999. The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic (Brimian) gold-bearing Ashanti volcanic belt, West Africa. *Precambrian Research*, 98: 11–30.
- JORGE JOÃO, X.S. 1980. *O Litchfieldito Boca Nova no nordeste do Estado do Pará: aspectos petroquímicos e implicação econômica*. Belém, CPRM (Relatório inédito).
- KERRICH, R. 1987. The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks. In: KYSER, T.K. (Ed.), *Stable isotope geochemistry of low temperature fluids*. Mineralogical Association of Canada, p. 287-336. (Short Course, v. 13).

- KERRICH, R. 1989. Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. In: BURSNALL, J.T. (ed.) *Mineralization and shear zones*. Geol. Assoc. Canada, Short Course notes, v. 6, p. 129-197.
- KERRICH, R. 1991. Radiogenic isotope systems applied to mineral deposits. In: HEAMAN, L., LUDDEN J.N. (eds.) *Application of radiogenic isotope systems to problems in Geology*. Mineralogical Association of Canada, Short Course, v. 19, p. 365-421.
- KERRICH, R. & CASSIDY, K.F. 1994. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation – Archean to present: a review. *Ore Geology Reviews*, 9: 263-310.
- KERRICK, D.M. & CALDERA, K. 1998. Metamorphic CO₂ degassing from orogenic belts. *Chemical Geology*, 145: 213-232.
- KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P.; WILLIAMS, P.A. 1983. Global basin classification system. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67: 2175-2193.
- KLEIN E.L. 1998. *Aspectos geoquímicos, geocronológicos e estudo dos fluidos associados às mineralizações auríferas dos garimpos Caxias e Areal, Cráton de São Luís, noroeste do Maranhão*. 189 p. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre. (Dissertação de Mestrado).
- KLEIN, E.L. & KOPPE, J.C. 2000. Chlorite geothermometry and physicochemical conditions of gold mineralization in the Paleoproterozoic Caxias deposit, São Luís Craton, northern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 14: 219-232.
- KLEIN, E.L. & MOURA, C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, 43: 237-253.
- KLEIN, E.L. & MOURA, C.A.V. 2003. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do Rio Gurupi (NE-Pará / NW-Maranhão). *Geologia USP*, 3: 97-112.
- KLEIN, E.L.; FUZIKAWA, K.; KOPPE, J.C. 2000. Fluid inclusion studies on Caxias and Areal gold mineralizations, São Luís Craton, northern Brazil. *J. Geochemical Exploration*, 71: 51-72.
- KLEIN, E.L.; KOPPE, J.C.; MOURA C.A.V. 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *J. South American Earth Science*, 14: 837-849.

- KLEIN, E.L.; ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M. 2003. Magmatismo Paleoarqueano (3,32 Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus. *Resumos expandidos...* SBG (em CD-ROM).
- KLEMD, R. & HIRDES, W. 1997. Origin of unusual fluid composition in Early Proterozoic palaeoplacer and lode-gold deposits in Birimian greenstone terranes of West Africa. *South African J. Geology*, 100: 405-414.
- KLÖTZLI, U.S. 1999. Th/U zonation in zircon derived from evaporation analysis: a model and its implications. *Chemical Geology*, 158: 325-333.
- KOBER, B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93: 482-490.
- KOBER, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb + emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 63-71.
- KOUAMELAN, A.N.; DELOR, C.; PEUCAT, J.J. 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-West African craton). *Precambrian Research*, 86: 177-199.
- KOUTSCHOUBEY, B.; HIERONYMUS, B.; RODRIGUES, O.B.; AMARAL, R.T. 1996. Basaltos e serpentinitos da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. *Anais...* SBG, v. 6, p. 25-28.
- KOVACH, A.; FAIRBAIRN, H.W.; HURLEY, P.M.; BASEI, M.A.S.; CORDANI, U.G. 1976. Reconnaissance geochronology of basement rocks from the Amazonas and Maranhão basins in Brazil. *Precambrian Research*, 3: 471-480.
- KRAMERS, J.D. & FOSTER, R.P. 1984. A reappraisal of lead isotope investigations of gold deposits in Zimbabwe. In: FOSTER, R.P. (ed) *Gold'82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Rotterdam, Balkema, p. 569-582.
- KRANIDIOTIS, P.; & MACLEAN, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82: 1898-1911.
- KREULEN, R. & SCHUILING, R.D. 1982. $\text{N}_2\text{-CH}_4\text{-CO}_2$ fluids during formation of the Dôme de l'Agout, France. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 193-203.

- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 485-494.
- KRÖNER, A. & CORDANI, U.G. 2003. African, southern India and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, 375: 325-352.
- KRÖNER, A.; JAECKEL, P.; WILLIAMS, I.S. 1994. Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Precambrian Research*, 66:151-181.
- KYSER, T.K. 1986. Stable isotopes variations in the mantle. In: VALLEY, J.W., TAYLOR Jr, H.P., O'NEIL, J.R. (eds.). *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineral. Soc. America, p. 141-164. (Reviews in Mineralogy, v. 16).
- KYSER, T.K. 1987. Equilibrium fractionation factors for stable isotopes: In: KYSER, T.K. (ed) *Stable isotope geochemistry of low temperature fluids*. Mineralogical Association of Canada, p. 1-84. (Short course, v. 13).
- KYSER, T.K. & KERRICH, R. 1990. Geochemistry of fluids in tectonically active crustal regions. In: NESBITT, B.E. (ed) *Fluids in tectonically active regimes of the continental crust*. Mineral. Assoc. p. 133-230. (Canada Short Course, v. 18).
- LAFON, J.M.; DELOR, C.; THÉVENIAUT, H.; KRYMSKY, R.; TAVARES, R.P.S.; ROIG, J.Y. 2003. Isotopic deciphering of Rhyacian crustal evolution along the northern Oyapok river: new constraints from Sm-Nd, U-Pb, and Pb-Pb geochronology. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus. *Resumos expandidos...* SBG (em CD-ROM).
- LAMBERT, I. B.; PHILLIPS, G. N.; GROVES, D. I. 1984. Sulfur isotope compositions and genesis of Archaean gold mineralization, Australia and Zimbabwe. In: FOSTER, R. P. (ed.) *Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Geological Society of Zimbabwe p. 373–387. (Special Publication, v. 1).
- LAMBERT, S.J. & EPSTEIN, S. 1980. Stable isotope investigations of an active geothermal system in Valles Caldera, Jemez Mountains, New Mexico. *J. Volcanology and Geothermal Research*, 8: 111-129.

- LANDAIS, P. & GIZE, A.P. 1997. Organic matter in hydrothermal ore deposits. In: BARNES, H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley & Sons, p. 613-655.
- LEÃO NETO, R. 1993. *Projeto Carutapera; Baixada Maranhense, informe anual de projeto, 1992*. Recife, CPRM/DEPEM (Relatório inédito).
- LEDRU P.; JOHAN V.; MILÉSI J.P.; TEGYEY M. 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, 69: 169-191.
- LEDRU, P.; MILÉSI, J.P.; JOHAN, V.; SABATÉ, P.; MALUSKI, H. 1997. Foreland basins and gold-bearing conglomerates, a new model for the Jacobina basin (São Francisco province, Brazil). *Precambrian Research*, 86: 155-176.
- LESQUER, A.; BELTRÃO, J.F.; ABREU, F.A.M. 1984. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, 110: 9-26.
- LEUBE, A; HIRDES, W.; MAUER, R.; KESSE, G.O. 1990. The Early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research*, 46: 139-165.
- LIÉGEOIS, J.P.; CLAESSENS, W.; CAMARA, D.; KLERKX, J. 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U–Pb and Rb–Sr geochronology. *Precambrian Research*, 50: 111–136.
- LIÉGEOIS, J.P.; LATOUCHE, L.; BOUGHRARA, M.; NAVEZ, J.; GUIRAUD, M. 2003. The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *J. African Earth Sciences*, 37: 161-190.
- LOUCKS, R.R. 2000. Precise geothermometry on fluid inclusion populations that trapped mixtures of immiscible fluids. *American J. Science*, 300: 23–59.
- LOWELL, G.R. 1985. Petrology of the Bragança batholith. São Luís craton, Brazil. In: The crust – the significance of granites-gneisses in the lithosphere. *Theophrastus Pub., Athens*, p. 13-34.
- LOWELL, G.R. & VILLAS, R.N.N. 1983. Petrology of nepheline syenite gneiss from Amazonian Brazil. *Geological Journal*, 18: 53-75.

- LOWENSTERN, J.B. 2001, Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems: *Mineralium Deposita*, 36: 490-502.
- LUDWIG, K.R. 1993. PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data. Version 1.24. *USGS Open File Report*, 88-542. 34 p.
- LUDWIG, K.R., 2001. User's manual for Isoplot / Ex Version 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, USA, 59 p. (Spec. Pub., 1a).
- MACAMBIRA, M.J.D.; BARROS, C.E.M; SILVA, D.C.C.; SANTOS, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região norte da Província de Carajás: evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Resumos expandidos...* SBG (em CD-ROM).
- MACAMBIRA, M.J.B.; SILVA, D.C.C; BARROS, C.E.M.; SCHELLER, T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at the north of the Carajas Mineral Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, Salvador. *Short papers...* v.1: 205-206.
- MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. America Bull.*, 101: 635-643.
- MARCOUX, E. & MILÉSI, J.P. 1993. Lead isotope signature of Early Proterozoic ore deposits in Western Africa: comparison with gold deposits in French Guyana. *Economic Geology*, 88: 1862-1879.
- MARTIN, H. 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: CONDIE, K.C. (ed) *Archean continental evolution*. New York, Elsevier, p. 205-258. (Developments in Precambrian Geology, 11).
- MARTIN, H. 1999. Adakite magmas: modern analogues of Archean TTG suites. *Lithos*, 46: 411-429.
- MARTIN, H.; PEUCAT, J.J.; CUNHA, J.C. 1997. Crustal evolution in Early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia state, Brazil. *Precambrian Research*, 82: 35-62.

- MARTIN, L.; DELOULEL, E.; DUCHÊNE, S; VADERHAEGHE, O. 2003. Isotope geochemistry of zircon overgrowths: a record of metamorphic history in Naxos (Greece). *Geophysical Research Abstracts*, 5: 08563.
- MATSUHISA, Y.; GOLDSCHMIT, J.R.; CLAYTON, R.N. 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 1131-1140.
- MATTHEWS, A. & KATZ, A. 1977. Oxygen isotope fractionation during dolomitization of calcium carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41: 1431-1438.
- MATTHEWS, A. & SCHLIESTEDT, M. 1984. Evolution of the blueschist and greenschist facies rocks of Sifnos, Cyclades, Greece: a stable isotope study of subduction-related metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88: 150-163.
- MAVROGENES, J.A. & BODNAR, R.J. 1994. Hydrogen movement into and out of fluid inclusions in quartz: experimental evidence and geologic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 141-148.
- McCUAIG, T.C. & KERRICH, R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12, 381-453.
- McRAE, M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chemical Physics*, 18: 849-857.
- MEERT, J.G. & POWELL, C.M.A. 2001. Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume. *Precambrian Research*, 110: 1-8.
- MELLO, E.F.; LACERDA, C.M.M.; OLIVEIRA, E.P.; McNAUGHTON, N.J. 1999. SHRIMP U-Pb geochronology on xenotime and zircon from the Ambrósio dome, Rio Itapicuru greenstone belt, Brazil: a major syntectonic granodiorite intrusion. In: SOUTH AMERICAN SYMP. ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, Cordoba. *Actas...* p. 331-334.
- MEZGER, K. & KROGSTAD, E. J. 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *J. Metamorphic Geology*, 15: 127-140.
- MIKUCKI, E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: a review. *Ore Geology Reviews*, 13: 307-321.
- MIKUCKI, E.J. & RIDLEY, J.R. 1993. The hydrothermal fluid of Archaean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages: *Mineralium Deposita*, 28: 469-481.

- MILÉSI J.P.; LEDRU P.; FEYBESSE J.L.; DOMMANGET A.; MARCOUX E. 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research*, 58: 305-344.
- MÖLLER, A.; O'BRIEN, P.J.; KENNEDY, A.; KRÖNER, A. 2002. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *J. Metamorphic Geology*, 20: 727-740.
- MÖLLER, A.; O'BRIEN, P.J.; KENNEDY, A.; KRÖNER, A. 2003. The use and abuse of th-u ratios in the interpretation of zircon. *Geophysical Research Abstracts*, 5: 12113.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1993. Zircon ages of the basement orthogneiss of the Araguaia Belt, north-central Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4, Brasília. *Anais...* p. 232-235.
- MOURA, P. 1936. Rio Gurupi (Maranhão). *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, 78, 66 p.
- MUELLER, W.U.; GARDE, A.A.; STENDAL, H. 2000. Shallow-water, eruption-fed, mafic pyroclastic deposits along a Paleoproterozoic coastline: Kangerluluk volcano-sedimentary sequence, southeast Greenland. *Precambrian Research*, 101: 163-192.
- MULLEN, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planetary Science Letters*, 62: 53-62.
- MURPHY, J.B. & NANCE, R.D. 2002. Sm–Nd isotopic systematics as tectonic tracers: an example from West Avalonia in the Canadian Appalachians. *Earth-Sciences Reviews*, 59: 77-100.
- NABA, S.; LOMPO, M.; DEBAT, P.; BOUCHEZ, J.L.; BÉZIAT, D. 2004. Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo–Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso). *J. African Earth Sciences*, 38: 41-57.
- NADEN, J. & SHEPHERD, T.J. 1989. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition. *Nature*, 342: 793-795.
- NOMADE, S.; FÉRAUD, G.; CHEN, Y.; POUCKET A. 2002. Thermal and tectonic evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from ⁴⁰Ar/³⁹Ar and AMS along the Oyapock river (French Guyana). *Precambrian Research*, 114: 35-53.

- NORMAN, M.D.; GRIFFIN, W.L.; PEARSON, N.J., GARCIA, M.O.; O'REILLY, S.Y. 1998. Quantitative analysis of trace element abundances in glasses and minerals: a comparison of laser ablation ICPMS, solution ICPMS, proton microprobe, and electron microprobe data. *J. Anal. Atomic Spectrosc.*, 13: 477-482.
- NORMAN, M.D.; PEARSON, N.J.; SHARMA, A.; GRIFFIN, W.L. 1996. Quantitative analysis of trace elements in geological materials by laser ablation ICPMS: instrumental operating conditions and calibration values of NIST glasses. *Geostandards Newsletter*, 20:247-261
- NUNES, K.C. 1993. Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. In: CONG. INT. DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 2, Rio de Janeiro. *Resumos Expandidos...* SBGf, v. 1, p. 152-157.
- NUNES, A.B.; LIMA, R.F.F.; NEGREIROS, 1973. *Folha SA.23 São Luís e parte da Folha SA.24 Fortaleza; Geologia. Projeto RADAM*, p.3-33 (Levantamento de recursos naturais, 3).
- OBERTHÜR, T.; SCHMIDT-MUMM, A.; VETTER, U.; SIMON, K.; AMANOR J.A. 1996. Gold mineralization in the Ashanti Belt of Ghana: genetic constraints of the stable isotope geochemistry. *Economic Geology*, 91: 289-301.
- OBERTHÜR, T.; VETTER, U.; DAVIS, D.W.; AMANOR, J. 1998. Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Research*, 89: 129-143.
- OBERTHÜR, T.; VETTER, U.; SCHMIDT-MUMM, A.; WEISER, T.; AMANOR, J.; GYAPONG, W.A.; KUMI, R.; BLENKINSOP, T.G. 1994. The Ashanti gold mine at Obuasi in Ghana: mineralogical, geochemical, stable isotope and fluid inclusion studies on the metallogenesis of the deposit. *Geologische Jahrbuch*, D100: 31-129.
- OHMOTO, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: VALLEY, J.W., TAYLOR Jr, H.P., O'NEIL, J.R. (eds.) *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineral. Soc. America, p. 491-559. (Reviews in Mineralogy, v. 16).
- OHMOTO, H.; & GOLDBERGER, M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: BARNES, H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley & Sons, p. 517-611.
- OHMOTO, H. & KERRICK, D. 1977. Devolatilization equilibria in graphitic systems. *American J. Science*, 277, 1013-1044.
- OHMOTO, H. & RYE, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: BARNES H.L. (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley & Sons, p. 509-567.

- OLIVEIRA, E.P.; MELLO, E.F.; McNAUGHTON, N. 2002. Reconnaissance U–Pb geochronology of Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: implications for the early evolution of the Paleoproterozoic Itabuna–Salvador–Curaçá orogen. *J. South American Earth Sciences*, 15: 349-362.
- OLIVEIRA, E.P.; WINDLEY, B.F.; McNAUGHTON, N.J.; PIMENTEL, M.; FLETCHER, I.R. 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna–Salvador–Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm–Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, 128: 143-165.
- OLIVEIRA, S.A.C. 1996. *Geologia e geocronologia do granitóide Maria Suprema ds Fazenda Cachoeira, Capitão Poço-PA*. Belém, Universidade Federal do Pará, Departamento de Geologia. 33 p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- OLIVER, H.H.S. 1996. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism: *J. Metamorphic Geology*, 14: 477-492.
- O'NEIL, J.R. 1986. Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation. In: VALLEY, J.W., TAYLOR Jr, H.P., O'NEIL, J.R. (eds.). *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineral. Soc. America, p. 1-40. (Reviews in Mineralogy, v. 16).
- O'NEIL, J.R. & TAYLOR, H.P. 1969. Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. *J. Geophysical Research*, 74: 6012-6022.
- PAIXÃO, M.A.P. & NILSON, A.A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA COSTA, L.T. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, SBG, v. 3, p. 85-103.
- PALHETA, E.S.M. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 143 p. (Tese de Mestrado).
- PARRISH, R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 66: 99–102.
- PASSCHIER, C.W. & TROW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer.

- PASTANA, J.M.N. 1995. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Turiaçu/Pinheiro, folhas SA.23-V-D/SA.23-Y-B. Estados do Pará e Maranhão*. Brasília, CPRM, 205p.
- PATCHETT, P.J. 1992. Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution. In: CONDIE, K.C. (ed) *Proterozoic Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, p. 481-508.
- PATINO, L.C.; CARR, M.C.; FEIGENSON, M.D. 1997. Cross-arc geochemical variations in volcanic fields in Honduras C.A.: progressive changes in source with distance from the volcanic front. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129: 341-351.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19: 290-300.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25: 956-983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *J. Petrology*, 58: 63-81.
- PHILLIPS, G.N. & POWELL, R. 1993. Link between gold provinces. *Economic Geology*, 88: 1084-1098.
- PHILLIPS, G.N.; GROVES, D.I.; NEALL, F.B.; DONNELLY, T.H.; LAMBERT, I.B. 1986. Anomalous sulphur isotope compositions in the Golden Mile, Kalgoorlie. *Economic Geology*, 81: 2008-2015.
- PIDGEON, R.T.; BOSCH, D.; BRUGUIER, O. 1996. Petrogenetic implications of inherited zircon and titanite in the Archaean Katrine syenite, southwestern Yilgarn Craton, Western Australia. *Earth Planetary Science Letters*, 141: 187-198.
- PIDGEON, R.T.; NEMCHIN, A.A.; HITCHEN, G. J. 1998. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132: 288-299.
- PIMENTEL, M.M. & CHARNLEY, N. 1991. Intracrustal REE fractionation in late-stage granitic rocks: an example from Central Brazil. *Chemical Geology*, 86: 123-138.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; BOTELHO, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasilia belt, central Brazil: a review. *Lithos*, 46: 463-483.

- PIMENTEL, M.M.; SPIER, C.A.; FERREIRA FILHO, C.F. 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 371-376.
- PINHEIRO B.L.S.; MOURA C.A.V.; KLEIN E.L. 2003. Estudo de proveniência em arenitos das formações Igarapé de Areia e Viseu, nordeste do Para, com base em datação de monocristais de zircão por evaporação de chumbo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus. *Resumos expandidos...* SBG (CD-ROM).
- PLÁ CID, J.; BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S.; CONCEIÇÃO, H.; BONIN, B.; LAFON, J.M. 2000. Paleoproterozoic late-orogenic and anorogenic alkaline granitic magmatism from northeast Brazil. *Precambrian Research*, 104: 47-75.
- PLETSCH, T.; ERBACHER, J.; HOLBOURN, A.E.L.; KUHN, W.; MOULLADE, M.; OBOH-IKUENOBEDE, F.E.; SÖDING, E.; WAGNER, T. 2001. Cretaceous separation of Africa and South America: the view from the West African margin (ODP Leg 159). *J. South American Earth Sciences*, 14: 147-174.
- PONS, J.; BARBEY, P.; DUPUIS, D.; LÉGER, J.M. 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Precambrian Research*, 70: 281-301.
- POUCLET, A.; VIDAL, M.; DELOR, C.; SIMÉON, Y.; ALRIC, G. 1996. Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Bull. Soc. Géol. France*, 167: 529-541.
- RAMBOZ, C.; PICHAVANT, M.; WEISBROD, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, 37, 29-48.
- RIBEIRO, J.W.A., 2002. *O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 155 p. (Tese de Mestrado).
- RICCI, P.S.F.; CARVALHO, J.M.A.; ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M. 2002. Plúton charnoenderbítico Arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa. *Anais...* SBG, p.524.

- RICHARDS, J.P. & NOBLE, S.R. 1998. Application of radiogenic isotope systems to the timing and origin of hydrothermal processes. In: In: RICHARDS, J.P. & LARSON, P.B. (eds.), *Techniques in hydrothermal ore deposits*. Reviews in Economic Geology, v. 6, p. 195-233.
- ROBERT, F.; BOULLIER, A.M.; FIRDAOUS, K. (1995) - Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *J. Geophysical Research*, 100 (B7): 12861-12879.
- ROBERTS, M.P. & CLEMENS, J.D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828.
- RODRIGUES T.L.N.; ARAÚJO, C.C.; CAMOZZATO, E.; RAMGRAB, G.E. 1994. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos. São Luís, Folha SA.23-Z-A. Cururupu, Folha SA.23-X-C. Estado do Maranhão – Escala 1:250.000*. Brasília, CPRM, 185 p.
- ROEDDER, E. 1984. *Fluid Inclusions*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 12, 644 p.
- ROEDDER, E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 5-20.
- ROGERS, J.J.W. 1996. A history of continents in the past three billion years. *J. Geology*, 104: 91-107.
- ROGERS, J.J.W. & SANTOSH, M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5: 5-22.
- ROLLINSON H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York, Longman Scientific & Technical, 352 p.
- ROMBERGER, S.B. 1988. Geochemistry of gold in hydrothermal deposits. *U.S. Geol Survey Bull*, 1857-A: A9-A25.
- ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; MACAMBIRA, M.J.B; SCHELLER, T.; MARTIN, H.; LEAL, L.R.B. 2001. Idade Pb-Pb e assinatura isotópica Rb-Sr e Sm-Nd do magmatismo sienítico paleoproterozóico no Sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá: Maciço Sienítico de São Félix, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 397-400.
- ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M.; GALARZA, M.A. 2003b. Geocronologia de eventos magmáticos plutônicos paleoproterozóicos no NW do Pará, sudeste do Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus, *Resumos expandidos...* SBG (em CD-ROM).

- ROSA-COSTA L.T.; RICCI P.S.F.; LAFON J.M.; VASQUEZ M.L.; CARVALHO J.M.A.; KLEIN E.L.; MACAMBIRA E.M.B. 2003a. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the Southwestern Amapá and Northwestern Pará, Brazil, Southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4: 101-120.
- ROSING, M.T. 1990. The theoretical effect of metassomatism on Sm-Nd isotopic systems. *Geochim. Cosmoch. Acta.*, 54: 1337-1341.
- RUMBLE III., D. & HOERING, T.C. 1986. Carbon Isotope Geochemistry of Graphite Vein Deposits from New Hampshire, U.S.A. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1239-1247.
- RYZHENKO, B.N. & VOLKOV, V.P. 1971. Fugacity coefficients of some gases in a broad range of temperature and pressures. *Geochimica International*, 8: 468-481.
- SÁ, J.M.; BERTRAND, J.M.; LETERRIER, J.; MACEDO, M.H.F. 2002. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, northeast Brazil. *J. South American Earth Sciences*, 14: 851-866.
- SADOWSKI, G.R. 2000. The São Luís Craton and the Gurupi Fold Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*, 97-99.
- SANTOS, E.J. & MEDEIROS, V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 73-84.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and u-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.
- SATO K. 1998. *Evolução crustal da Plataforma Sul Americana com base na geoquímica Sm-Nd*. 301 p. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências (Tese de Doutorado)
- SATO, K. & SIGA Jr, O. 2002. Rapid growth of continental crust between 2.2 to 1.8 Ga in the South American Platform: integrated Australian, European, North American and SW USA crustal evolution study. *Gondwana Research*, 5: 165-173.
- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais Eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e

- estágio duplo. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO, 91-142.
- SAVIN, S.M. & EPSTEIN, S. 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 25-42.
- SCHEREMER, E.R.; HOWELL, D.G.; JONES, D.L. 1984. The origin of allochthonous terranes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12: 107-131.
- SCHIFFMAN, P. & FRIDLEIFSSON, G.O. 1991. The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *J. Metamorphic Geology*, 9: 679-696.
- SCHOELL, M. 1988. Multiple origins of methane in the Earth. *Chemical Geology*, 71: 1-10.
- SCOTT, D.J. & ST-ONGE, M.R., 1995. Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from Ungava Orogen, Canada: Implications for U–Pb geochronology and P–T–t path determinations. *Geology*, 23: 1123–1126.
- SEITZ, J.C. & PASTERIS, J.D. 1990. Theoretical and practical aspects of differential partitioning of gases by clathrate hydrates in fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 631-639.
- SENGÖR, A.M.C. 1990. Plate tectonics and orogenic reasearch after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth Science Reviews*, 27: 1-201.
- SEWARD, T.M. 1991. The geochemistry of gold. Un: FOSTER, R.P. (ed.) *Gold metallogeny and exploration*. Glasgow, Blackie & Son, p. 37-62.
- SHARP, Z.D. & KIRCHNER, D.L. 1994. Quartz-calcite oxygen isotope thermometry: a calibration based on natural isotopic variations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 4491-4501.
- SHENBERGER, D.M. & BARNES, H.L. 1989. Solubility of gold in sulfide solutions from 150 to 350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 269-278.
- SHEPHERD, T.J.; BOTTRELL, S.H.; MILLER, M.F. 1991. Fluid inclusion volatiles as an exploration guide to black shale-hosted gold deposits, Dollgelau gold belt, North Wales, U.K. *J. Geochemical Exploration*, 42: 5-24.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie and Son, Glasgow, 239 p.

- SHEPPARD, S.M.F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: VALLEY J.W., TAYLOR H.P., O'NEIL J.R. (eds) *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineral. Soc. America, p. 165-183. (Reviews in Mineralogy, v. 16).
- SHEPPARD, S.M.F. & SCHWARCZ, H.P. 1970. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 26: 161-198.
- SIBSON, R.H. 2004. Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralisation. *J. Struct. Geol.*, 26: 1127-1136.
- SILVA, G.L.P. & XAVIER, R.P. 1997. The gold-carbonaceous matter association in lode deposits of the Rio Itapicuru Greenstone Belt, northeastern Brazil. *International Geology Review*, 39: 688-702.
- SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; DELGADO, I.M.; PIMENTEL, M.; ARCANJO, J.B.; MELO, R.C.; TEIXEIRA, L.R.; JOST, H.; CARDOSO FILHO, J.M.; PEREIRA, L.H.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte I: limite centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 501-512.
- SMITH, T.E. 1992. Volcanic rocks of Early Proterozoic greenstone belts. In: CONDIE, K.C. (ed.) *Proterozoic crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, p. 7-53.
- SÖDERLUND, U. 1996. Conventional U-Pb dating versus single-zircon Pb evaporation dating of complex zircons from a pegmatite in the high-grade gneisses of southwestern Sweden. *Lithos*, 38: 93-105.
- SOLAR, G.S.; PRESSLEY, R.A.; BROWN, M.; TUCKER, R.D. 1998. Granite ascent in convergent orogenic belts: testing a model. *Geology*, 26: 711-714.
- SOUZA, V.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; KOTSCHOUBEY, B. 2003. Idade de zircão do Granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus, *Resumos expandidos...* SBG (em CD-ROM).
- SPAN, R.; & WAGNER, W. 1996. A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple-point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa. *J. Physics and Chemical Reference Data*, 25: 1509– 1596.

- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planetary Science. Letters*, 26: 207-221.
- STERN, C.R. & KILIAN, R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 263-281.
- STEVENSON, R.; UPTON, B.G.J.; STEENFELT, A. 1997. Crust-mantle interaction in the evolution of the Ilímaussaq Complex, South Greenland: Nd isotopic studies. *Lithos*, 40: 189-202.
- SUZUOKI, T. & EPSTEIN, S. 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1229-1240.
- SYLVESTER, P.J. & ATTOH, K. 1992. Lithostratigraphy and composition of 2.1 Ga greenstone belts of the West African craton and their bearing on crustal evolution and the Archean-Proterozoic boundary. *J. Geology*, 100: 377-393.
- TARNEY, J. & JONES, C.E. 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *J. Geological Society, London*, 151: 855-868.
- TASSINARI, C.C.G. 1997. Radiogenic isotopes in ore deposits: an overview. In: SOUTH AMERICAN SYMP. ISOTOPE GEOL., 2, Córdoba. *Extended abstracts*.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.
- TAYLOR, B.E. 1986. Magmatic volatiles: isotopic variation of C, H, and S. In: VALLEY, J.W., TAYLOR Jr, H.P., O'NEIL, J.R. (eds.). *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineral. Soc. America, p. 185-225. (Reviews in Mineralogy, v. 16).
- TAYLOR, B.E. 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: KYSER, T.K. (ed) *Stable isotope geochemistry of low temperature fluids*. Mineralogical Association of Canada, p. 337-445. (Short course, v. 13).
- TAYLOR H.P. 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: BARNES H.L. (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley & Sons, p. 229-302.
- TAYLOR, P.N.; MOORBATH, S.; LEUBE, A.; HIRDES, W. 1992. Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Research*, 46: 97-111.

- TCHAMENI, R.; MEZGER, K.; NSIFA, N.E.; POUCKET, A. 2001. Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), South Cameroon. *Lithos*, 57: 23-42.
- TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. p. 101-137.
- THOMAZ FILHO, A.; MISUZAKI, A.M.P.; MILANI, E.J.; CESERO, P. 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 17-19.
- TORQUATO, J.R. & CORDANI, U.G. 1981. Brazil-Africa geological links. *Earth-Science Reviews*, 17: 155-176.
- TORRESINI, C. 2000, The Gurupi gold deposits (Cipoeiro and Chega Tudo), Gurupi Belt, Pará, Brazil; geology and mineralization. In: INTERNATIONAL GOLD SYMPOSIUM, 4, Lima, Peru, *Anals...* Sociedade Peruana de Geologia (CD-ROM).
- TOSDAL, R.M.; WOODEN, J.L.; BOUSE, R.M. 1999. Pb isotope, ore deposits, and metallogenic terranes. In: LAMBERT, D.D. & RUIZ, J. (eds.) *Application of radiogenic isotopes to ore deposits research and exploration*. p. 1-28. (Reviews in Economic Geology, v. 12)
- TOURET, J.L.R. 2001. Fluids in metamorphic rocks. *Lithos*, 55: 1-25.
- TROMPETTE, R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82: 101-112.
- TRUCKENBRODT, W. & CORRÊA, J.A.M. 1985. Estudo petrológico de arenitos arcoseanos da Formação Piriá, pré-Siluriano, região do Gurupi / Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais...* SBG, v. 2, p. 159-173.
- TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M.; NASCIMENTO, M.S. 2003. Minerais pesados em depósitos fanerozóicos no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus. *Resumos expandidos...* SBG (CD-ROM).
- UNRUG, R. 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes*, 19: 11-20.

- VALLEY, J.W. 2001. Stable isotope thermometry at high temperatures. In: VALLEY J.W. & COLE D.R. (eds.) *Stable Isotope Geochemistry*. Mineralogical Society of America, p. 365-413. (Reviews in Mineralogy and Geochemistry v. 43).
- VAN DEN KERKHOF, A.M. 1990. Isochoric phase diagrams in the system CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: Application to fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 621-629.
- VAN DEN KERKHOF, A.M. & HEIN, U.F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55: 27-47.
- VAN DEN KERKHOF, A.M. & THIÉRY, R. 2001. Carbonic inclusions. *Lithos*, 55: 49-68.
- VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; KOZUCH, M.; DANTAS, E.L.; BABINSKI, M. 1998. The Borborema Province: a collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14, Ouro Preto, *Abstracts...* p. 80-83.
- VANDERHAEGHE, O.; LEDRU, D.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E.; COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MILÉSI, J.P. 1998. Contrasting mechanisms of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, 92: 165-193.
- VASQUEZ, M.L. & KLEIN, E.L. 2000. *Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C), Estado do Pará, escala 1:250.000*. Nota Explicativa. Brasília, CPRM (CD-ROM)
- VASQUEZ, M.L., MACAMBIRA, M.J.B., GALARZA, M.A. 2003. Granitóides Transamazônicos da região Irixi-Xingu, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus, Resumos expandidos... SBG (em CD-ROM).
- VENNEMANN, T.W. & O'NEIL, J.R. 1993. A simple and inexpensive method for hydrogen isotope and water analyses of minerals and rocks based on zinc reagent: *Chemical Geology Isotope Geosciences Section*, 103: 227-234.
- VIDAL, M. & ALRIC, G. 1994. The Palaeoproterozoic (Birimian) of Haute Comoé in the West African Craton in Côte d'Ivoire: a transtensional back-arc basin. *Precambrian Research*, 65:207-229.
- VIDAL, M.; DELOR, C.; POUCLLET, A.; SIMÉON, Y.; ALRIC, G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2.2 Ga et 2 Ga: le style archéen des ceintures

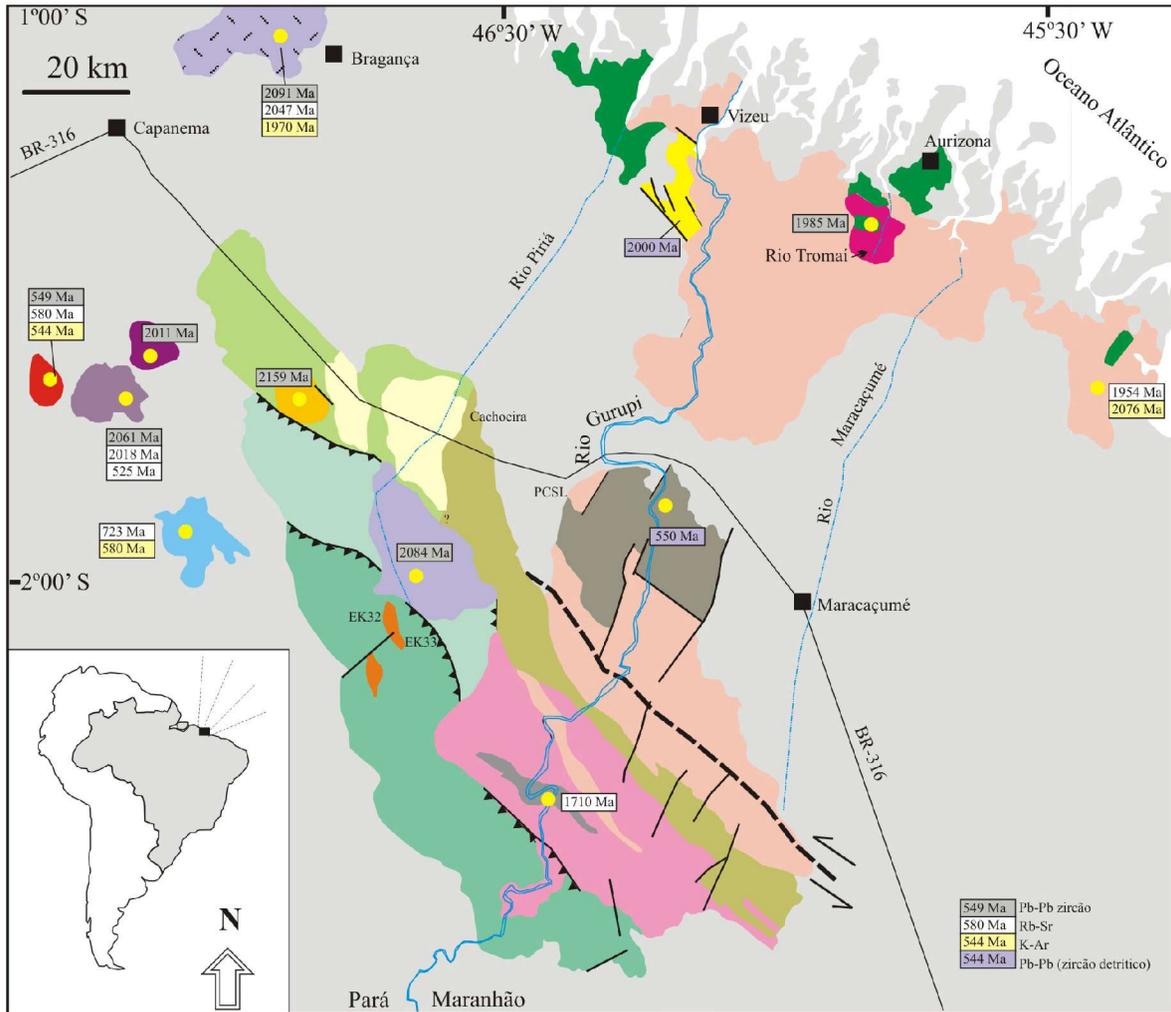
- vertes et des ensembles sédimentaires Birimiens du nord-est de la Côte-d'Ivoire. *Bull. Soc. Géol. France*, 167: 307–319.
- VIDAL, O.; PARRA, T.; TROTET, F. 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C and 1 to 25 kb range. *American J. Science*, 301: 557-592.
- VILLAS, R.N.N. 1982. Geocronologia das intrusões ígneas na bacia do rio Guamá, nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, *Anais...* SBG, v. 1, p. 233-247.
- VILLAS, R.N.N. 2001. O granito de duas micas Ney Peixoto, nordeste do Estado do Pará: caracterização petrográfico-petroquímica e contexto tectônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Resumos expandidos...* SBG (CD-ROM).
- VILLENEUVE, M. & CORNÉE, J.J. 1994. Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 69: 307-326.
- VILLENEUVE, M. & DALLMEYER, R.D. 1987. Geodynamic evolution of the Mauritanide, Bassaride, and Rokelide orogens (West Africa). *Precambrian Research*, 37: 19-28.
- VITYK, M.O. & BODNAR, R.J. 1995. Textural evolution of fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121: 309-323
- WADA, H. & SUZUKI, K. 1983. Carbon isotopic thermometry calibrated by dolomite-calcite solvus temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 697-706.
- WANDERLEY FILHO, J.R. 1980. Geocronologia do Granito Mirasselas, nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, *Boletim de resumos...* SBG, v. 2, p. 426.
- WEIL, A.B.; VAN DER VOO, R.; NIOCAILL, C.M.; MEERT, J.G. 1998. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. *Earth Planet. Sci. Letters*, 154: 13-24.
- WELHAN, J.A. 1988. Origins of methane in hydrothermal systems. *Chemical Geology*, 71: 183-198.

- WENNER, D.B.; & TAYLOR Jr., H.P. 1971. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 32: 165-168.
- WHALEN, J.B.; SYME, E.C.; STERN, R.A. 1999. Geochemical and Nd isotopic evolution of Paleoproterozoic arc-type granitoid magmatism in the Flin Flon belt, Trans-Hudson orogen, Canada. *Canadian J. Earth Sciences*, 36: 227-250.
- WILKINSON, J.J. & JOHNSTON, J.D. 1996. Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation. *Geology*, 24: 395-398.
- WINDLEY, B. 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In: CONDIE, K.C. (ed) *Proterozoic Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, p. 419-446.
- WINDLEY, B. 1995. *The evolving continents*. 2. ed. New York, John Wiley & Sons, 526 p.
- WITT, W.K. 1993. Lithological and structural controls on gold mineralization in the Archaean Menzies-Kambalda area, Western Australia. *Australian J. Earth Sciences*, 40: 65-86.
- WOOD, P.C.; BURROEWS, D.R.; THOMAS, A.V.; SPOONER, E.T.C. 1986. The Hollinger-McIntyre Au-quartz vein system, Timmins, Ontario, Canada: geological characteristics, fluid properties and light stable isotope geochemistry. In: MacDONALD, A.J. (ed.) *Gold'86*. Konsult International, p. 56-80.
- WOOLEY, A.R. & JONES, G.C. 1987. The petrochemistry of the northern part of the Chilwa alkaline province, Malawi. In: FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (eds.) *Alkaline Igneous Rocks*. Oxford, Blackwell, p. 335-355. (Geol. Soc. London Special Pub., 30).
- XAVIER, R.P. 1991. *The role of microstructural and fluid processes in the genesis of gold-bearing shear zones: Fazenda Maria Preta mine, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil*. Southampton, University of Southampton, 241 p. (Tese de Doutorado).
- YAMAGUTI, H.S. 2000. *Mineralização aurífera de Montes Áureos (Maranhão): rochas hospedeiras, controles deposicionais e fluidos mineralizantes*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia 79 p. (Tese de Mestrado).
- YAMAGUTI, H.S. & VILLAS, R.N.N. 2003. Estudo microtermométrico dos fluidos hidrotermais relacionados com a mineralização aurífera de Montes Áureos, NW do Maranhão. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 21-32.

- YARDLEY, B.E. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica*. Trad. R.A. Fuck, Brasília, Editora Universidade de Brasília, 340 p.
- YARDLEY, B.W.D. & GRAHAM, J.T. 2002. The origins of salinity in metamorphic fluids. *Geofluids*, 2: 249-256.
- ZANG, W. & FYFE, W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30: 30-38.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics - the model. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- ZHANG, L.S. & SCHAERER, U. 1999. Inherited Pb components in magmatic titanite and their consequence for the interpretation of U-Pb ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 138: 57-65.
- ZHANG, Y.G. & FRANTZ, J.D. 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64: 335-350.
- ZHAO, G.; SUN, M.; WILDE, S.A. 2002. Did South America and West Africa marry and divorce or was it a long-lasting relationship? *Gondwana Research*, 5: 591-596.
- ZHENG, Y.F. 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 1079-1091.
- ZHENG, Y.F. 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sciences Letters*, 120: 247-263.
- ZHENG, Y.F. 1999. Oxygen isotope fractionations in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, 33: 109-126.
- ZINDLER, A & HART, S.R. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493-571.
- ZINGER, T.F. & LEVCHENKOV, O.A. 2003. Comparison of the morphology, U-Pb age and Th/U ratio of zircons from a migmatite and its protolith from the central part of the Belomorian mobile belt, Russia. *Geophysical Research Abstracts*, 5: 01033.

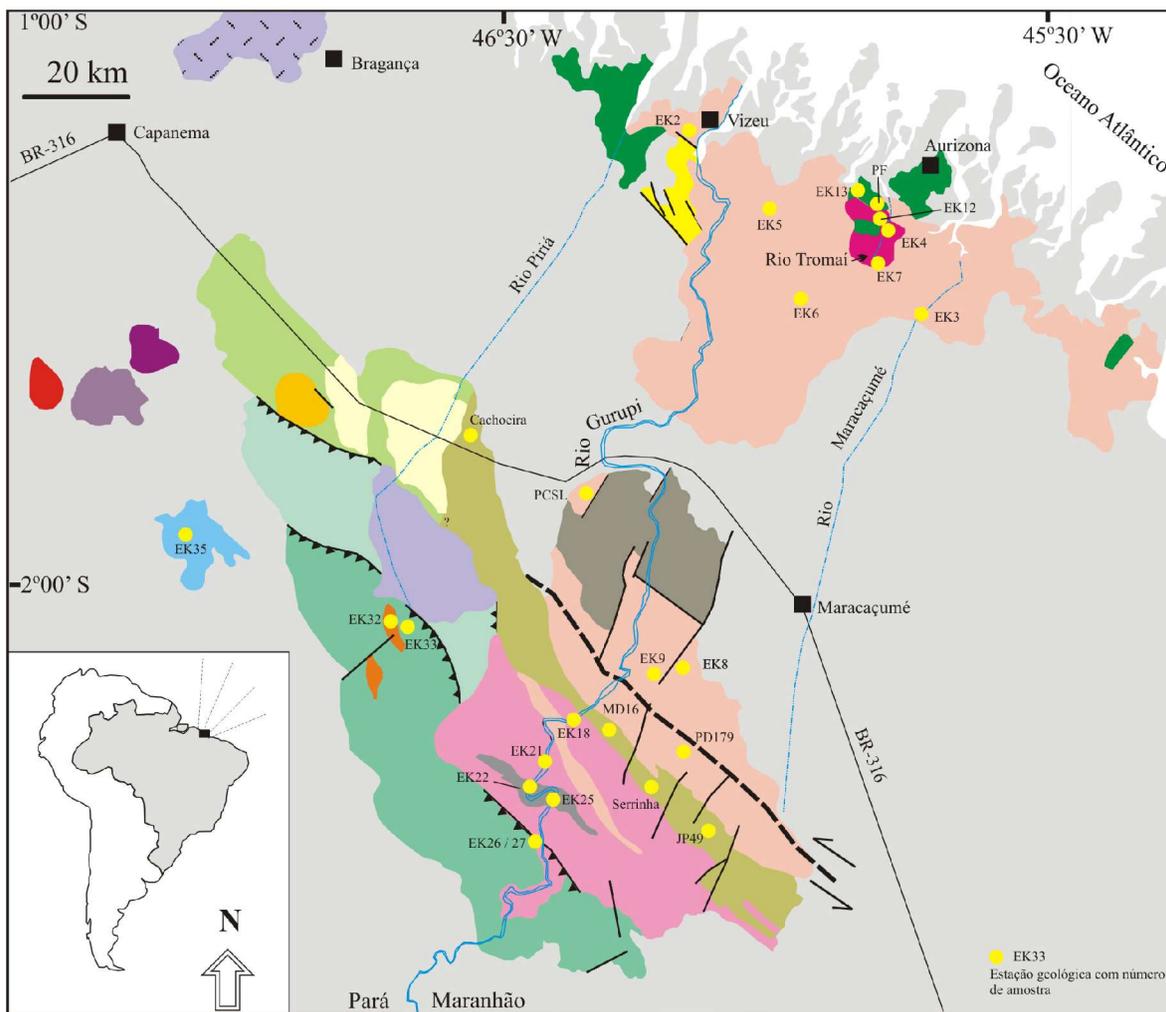
Anexo 1 / Annexe 1

- Localização de pontos com análises geocronológicas prévias (outros dados na Fig. 1.2)
(referências no texto e em tabelas)
- Localisation des analyses géochronologiques préalables
(références dans le texte et dans les tableaux)



Anexo 2 / Annexe 2

Mapa de amostragem deste estudo
(Localisation des sites d'échantillonnage)



Anexo 3 - Dados químicos em rocha total para granitóides da Suíte Intrusiva Tromai e Granito Areal (Pastana, 1995)

Annexe 3 – Données chimiques sur roches totales des granitoïdes de la Suite Tromai (données de Pastana, 1995)

amostra	Suíte Intrusiva Tromai																Granito Areal			
	CF176	JP55	JP26	JP46	JP76	JP73	JP42A	CF213	CF196	CF210	CF173	JP103	CF156	CF209	CF155	JP42C	JP58	JP61	CF219	JP57
SiO2 (% peso)	55,40	57,60	58,50	59,10	60,00	61,60	62,20	62,30	63,20	63,80	63,80	64,10	64,80	65,40	66,90	69,60	66,00	69,80	71,90	75,20
Al2O3	16,10	18,00	18,00	17,00	16,10	17,00	17,10	16,10	16,10	15,60	16,10	15,10	16,10	16,10	15,10	15,10	15,10	14,20	14,20	12,80
Fe2O3	3,00	3,90	4,00	3,00	2,80	3,20	2,90	3,40	2,80	3,20	2,40	4,10	2,80	3,70	2,70	1,50	2,10	1,40	1,20	1,20
FeO	5,00	3,00	1,70	2,80	3,50	1,80	1,80	2,10	1,20	2,50	1,70	1,90	1,20	1,80	1,00	0,98	1,30	0,53	0,63	0,19
MnO	0,17	0,10	0,09	0,09	0,09	0,06	0,90	0,12	0,08	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06	0,15	0,09	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	3,30	2,50	2,00	3,00	2,80	2,00	1,70	1,30	1,30	1,80	2,00	1,70	1,70	1,30	1,50	1,00	1,20	0,63	0,33	0,33
CaO	5,80	5,90	5,00	5,50	5,60	4,60	3,60	4,60	4,40	4,70	4,30	4,20	3,60	3,90	2,50	2,00	2,10	1,40	1,30	0,98
Na2O	4,10	4,70	5,10	4,10	4,30	5,10	5,50	5,10	5,10	4,90	3,80	4,60	4,90	4,80	4,90	5,70	3,60	5,70	4,90	3,20
K2O	2,20	1,50	1,70	2,40	1,20	1,50	1,90	1,50	3,10	0,73	1,50	0,97	2,40	0,97	2,20	1,90	4,80	4,60	3,60	4,80
TiO2	0,73	0,63	0,73	0,52	0,83	0,63	0,63	0,52	0,42	0,52	0,42	0,52	0,47	0,52	0,47	0,42	0,52	0,31	0,02	0,21
P2O5	0,33	0,27	0,33	0,22	0,33	0,20	0,29	0,21	0,21	0,19	1,70	0,16	0,18	0,17	0,15	0,14	0,17	0,17	0,09	0,05
Rb (ppm)	53	10	60	87	22	49	40	12	27	12	138	16	82	20	82	71	215	293	127	231
Sr	1000	1000	1500	700	700	1500	1000	1000	3000	500	1000	1000	700	500	700	300	50	1000	300	200
Ba	700	700	1500	700	1000	700	1000	500	1500	200	700	500	1500	200	1000	700	1500	1000	2000	1600
Zr	8	8	8	8	8	8	147	96	8	65	8	8	8	52	8	42	353	137	196	270
Y	38	23	19	10	26	21	42	66	2	5	5	15	2	2	2	11	10	10	15	31
Ba/Rb	13	70	25	70	45	14	10	42	56	17	11	31	8	10	12	9	7	3	16	7
Rb/Sr	0,05	0,01	0,04	0,01	0,03	0,03	0,23	0,01	0,01	0,02	0,13	0,02	0,12	0,04	0,08	0,12	0,43	0,29	0,42	1,15
Sr/Ba	1,43	1,43	1,00	1,00	0,70	2,14	1,00	2,00	2,00	2,50	0,67	1,40	1,00	2,50	1,00	0,42	0,33	1,00	0,15	0,13
Rb/Zr	6,6	1,3	7,5	10,9	2,8	6,1	0,3	0,1	3,4	0,2	17,3	2,0	10,3	0,4	10,3	1,7 #	0,6	2,1	0,6	0,9
Sr/Y	26,3	43,5	78,9	70,0	26,9	71,4	23,8	15,2	1500,0	100,0	200,0	66,7	350,0	250,0	350,0	27,3 #	5,0	100,0	20,0	6,5
La (ppm)	18,25	10,63	25,62	22,06	23,37	17,84	35,76	16,18	17,61	7,88	22,03	8,76	15,84	15,78	18,39	69,04	26,10	58,93	22,06	40,07
Ce	44,73	32,19	79,73	58,01	44,58	48,71	83,10	46,11	44,34	24,92	49,14	23,21	39,76	38,63	32,48	118,80	59,11	122,06	51,76	94,73
Nd	22,02	17,79	52,69	24,55	21,82	25,98	33,92	27,52	17,93	13,31	19,19	12,66	16,64	18,89	14,27	50,61	24,30	44,79	20,06	31,67
Sm	4,18	3,42	9,41	4,15	4,78	5,24	5,45	6,53	2,86	2,65	2,93	2,61	2,61	3,92	3,31	6,97	4,32	6,44	3,97	4,76
Eu	1,10	1,01	2,29	0,99	0,98	1,38	1,46	1,45	0,87	0,79	0,72	0,81	0,77	1,13	0,64	1,13	0,94	1,47	0,71	0,66
Gd	3,11	2,55	6,04	2,65	3,48	3,78	3,63	5,59	1,86	2,17	1,86	2,19	1,71	3,08	2,64	3,72	3,12	3,67	3,00	3,39
Dy	2,88	2,39	4,90	2,19	2,66	3,59	2,74	6,58	1,40	2,24	1,44	2,27	1,30	2,73	1,87	2,23	1,91	2,11	3,06	3,07
Ho	0,58	0,48	0,96	0,44	0,50	0,70	0,55	1,36	0,29	0,45	0,28	0,44	0,26	0,54	0,35	0,40	0,57	0,39	0,63	0,62
Er	1,55	1,33	2,46	1,22	1,21	1,83	1,50	3,86	0,79	1,24	0,74	1,15	0,70	1,39	0,80	0,81	1,51	0,87	1,79	1,69
Yb	1,32	0,18	1,91	1,06	1,21	1,64	1,25	3,36	0,60	1,07	0,66	1,03	0,57	1,06	1,00	0,42	1,53	0,68	1,69	1,68
Lu	0,17	0,16	0,23	0,14	0,17	0,20	0,16	0,41	0,09	0,15	0,10	0,13	0,09	0,14	0,06	0,06	0,21	0,10	0,23	0,21
(La/Y)n	9,32	6,11	9,05	14,05	12,99	7,35	19,26	3,25	19,94	4,95	22,56	5,77	18,89	10,04	12,44	112,27	11,54	58,93	8,83	17,13
Yb(n)	8,01	7,12	11,58	6,42	7,35	9,92	7,59	20,34	3,61	6,51	3,99	6,21	3,43	6,43	6,02	2,51	9,25	4,09	10,22	9,56

Anexo 4 – Dados químicos em rocha total para rochas metavulcânicas e metassedimentares da Formação Chega Tudo, extraídos de Dias (1983)
Annexe 4 – Données chimiques sur les roches volcaniques et sédimentaires de la Formation Chega Tudo (d'après Dias, 1983)

	rochas metavulcânicas							
	félsicas		intermediárias			máficas		
	NV124	NV87	NV150	NV156	NV170	AB50	NV86	NV126
SiO₂ (peso%)	76,20	79,00	66,30	66,30	47,60	47,60	46,60	38,90
TiO₂	0,25	0,20	0,49	0,87	0,55	0,84	0,60	0,68
Al₂O₃	12,80	11,90	15,70	14,40	11,20	13,20	12,50	12,30
Fe₂O₃	0,90	0,70	4,74	5,25	9,69	10,90	11,60	11,74
FeO	0,21	0,36	4,05	3,86	7,97	7,54	7,20	9,10
MnO	0,02	0,08	0,02	0,15	0,17	0,20	0,30	0,27
MgO	0,03	0,20	2,79	1,56	7,46	6,05	7,70	10,78
CaO	0,64	2,20	0,42	2,36	10,48	10,59	8,45	9,99
Na₂O	5,12	4,79	4,61	4,21	2,12	2,41	2,00	2,19
K₂O	1,33	1,00	0,87	1,48	0,29	0,74	0,30	1,14
P₂O₅	0,03	0,01	0,18	0,36	0,20	0,09	0,26	0,23
Rb (ppm)	34		23	34	13	26	nd	nd
Sr	87		256	215	583	320	nd	nd
Y	41		3	17	7	13	nd	nd
Zr	311		107	206	35	86	nd	nd
Nb	8		5	8	8	10	nd	nd
Ti	2161		4235	7508	4746	7249	nd	nd

nd – não determinado