



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DO TERRENO JAMARI, EMBASAMENTO DA
FAIXA SUNSAS/AGUAPEÍ,
CENTRO-LESTE DE RONDÔNIA, SUDOESTE DO CRATON AMAZÔNICO**

Jaime Estevão Scandolara

ORIENTADOR: Prof. Reinhardt Adolfo Fuck

CO-ORIENTADOR: Prof. Elton Luiz Dantas

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional

Brasília (DF)

2006

Universidade de Brasília
IG – Instituto de Geociências

**GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DO TERRENO JAMARI, EMBASAMENTO DA
FAIXA SUNSAS/AGUAPEÍ,
CENTRO-LESTE DE RONDÔNIA, SUDOESTE DO CRÁTON
AMAZÔNICO.**

Tese de Doutorado N°78

Jaime Estevão Scandolara

Orientador: Dr. Reinhardt A. Fuck
Co-orientador: Dr. Elton L. Dantas

Examinadores:

Reinhardt A. Fuck (UnB - Orientador)

Jorge S. Bettencourt (USP)

José A. Brod (UnB)

Nilson F. Botelho (UnB)

Roberto Dall'Agnol (UFPa)

Brasília (DF)
2006

*Aquilo que você pode fazer, ou sonha que pode,
comece a fazer;
a audácia tem em si gênio, poder e magia.*

GOETHE

À Zilda, Lucas e Daniel.

Agradecimentos

Esta tese constitui a integração de dados obtidos pelo autor em cinco anos de trabalhos no cento-leste de Rondônia. O material discutido, no entanto, reúne dados e interpretações acumulados pelo autor a partir de 1996, produto de sua participação como coordenador do Mapa Geológico de Rondônia ao Milionésimo. Sem a compreensão, apoio e paciência dos professores do Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, em especial do orientador Dr. Reinhardt Adolfo Fuck e co-orientador Dr. Elton Luiz Dantas (que gentilmente me acolheu em sua casa por período considerável), a redação desta tese não teria sido possível.

Para minimizar os consideráveis riscos de omissão agradeço imensamente, no seu conjunto, a todos os colegas do programa de pós-graduação e eméritos geólogos de outras instituições pelo incentivo e confiança e me atrevo listar abaixo alguns nomes que fizeram dos meus últimos anos um movimento de sinergia:

- Dr. Márcio M. Pimentel e Dr. Luiz A. Bizzi que, quando assessor e diretor da área de Geologia e Recursos minerais, respectivamente, intervieram decisivamente para que a CPRM me liberasse das inúmeras atividades de geologia básica em Rondônia;

- Dr. Hardy Jost, Dr. Luiz José Homem Del' Rey Silva e Carlos José de Alvarenga que avaliaram meu trabalho progresso e examinaram novo projeto, emitindo parecer favorável ao meu ingresso no Programa de Doutorado em Geologia Regional;

- ao Dr. Eric Tohver pelo apoio analítico, interpretações do método Ar-Ar e frutíferas discussões sobre a evolução geológica de Rondônia no contexto de Rodínia e Dr. Eric Essene pelo incentivo à minha participação informal no grupo de estudos de Rodínia da Universidade de Michigan;

- ao pessoal do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, especialmente ao Dr. Jorge H. Laux e Sérgio Junges pela grande colaboração;

- aos colegas do Serviço Geológico do Brasil, Joseneusa Brilhante, Thiers Lima e Dr. Luiz Carlos da Silva pelo apoio e estímulo;

- ao grande amigo e colega Percy B.W. Klein pela ajuda nos assuntos de geologia e grande incentivador nos momentos críticos;

- aos companheiros da REPO (Gilmar, Marcos, Ruy, Cássio) que me acompanharam nos vinte anos de jornadas amazônicas compartilho este trabalho e a Jânio L. de Amorim (*in memoriam*), que se descuidou na escolha do caminho, o meu agradecimento;

-ao Serviço Geológico do Brasil, com instituição, pelo suporte analítico e custeio às atividades de campo;

-aos companheiros que comigo iniciaram e trilham durante longo período as sendas da minha querida Amazônia e que não estão mais conosco, a minha eterna lembrança e agradecimento.

Abstract

The Jamari terrain in central-north Rondônia is a crustal fragment of fundamental importance for the understanding of Proterozoic geodynamic evolution of the SW Amazon Craton. In central-east Rondônia the Jamari terrain comprises 1.76-1.69 Ga orthogneiss of calc-alkaline affinity formed in active continental margin magmatic arc, two units of supracrustal rocks (1.74 and 1.67 Ga) deposited in arc related basins, four A-type granite/charnockite suites (1.55 Ga, 1.49 Ga, 1.34 Ga, and 1.08 Ga), and a Neoproterozoic intracontinental cover unit (0.95 Ga).

U-Pb age determinations and petro-structural evidence suggest three tectono-thermal evolution stages in this part of the Amazon Craton during the Proterozoic: i) c. 1605 Ma, cooling age recorded in monazite crystallized during late Paleoproterozoic high-grade metamorphic event (Dn-1, granulite), which took place probably c. 1630-1670 Ma, according to age determinations in metamorphic zircon; ii) ages of c. 1335 Ma in monazite and between 1300 and 1332 Ma in titanite record cooling from the main high-grade metamorphic event (Dn+1/M2, upper amphibolite) in central-east Rondônia; (iii) Dn+2 phase and M3 (metamorphism low amphibolite, 1200-1115 Ma).

Ar-Ar age data confirm the two main tectono-thermal events, recording discrete closing temperature intervals for different minerals, underlining the idea of two late Mesoproterozoic events in SW Amazon Craton, between 1.37 and 1.35 Ga and between 1.20 and 1.15 Ga. Nd isotopic data of representative samples of metaigneous rocks from the Jamari Complex indicate ϵ_{Nd} values ranging between -2 and +5, T_{DM} model ages between 1.71 Ga and 2.3 Ga, aside from one Archean value (T_{DM} = 2.55 Ga). Gneiss samples derived from sedimentary protoliths display ϵ_{Nd} values from -0.2 -4 and T_{DM} model ages between 2.1 Ga and 2.4 Ga, and one Archean value (T_{DM} = 2.51 Ga). Together with absolute age determinations, these results suggest that crust formation processes involved juvenile sources from depleted mantle and variable proportions of older recycled crust. For the first time, Archean T_{DM} model ages were recorded in the study area, with negative ϵ_{Nd} values (-2), suggesting that continental crust was already present in SW Amazon Craton at the start of Paleoproterozoic times.

According to Nd isotopic features, the Serra da Providência Suite displays heterogeneous sources, including contribution from older crust, which may be separated in four different groups: i) T_{DM} = 1.75 -1.86 Ga; $\epsilon_{Nd}(t)$ = -0.7 +2.2; ii) T_{DM} = 1.91 -1.99 Ga; $\epsilon_{Nd}(t)$ = -0.2 -1.5; iii) T_{DM} = 2.0 -2.26 Ga; $\epsilon_{Nd}(t)$ = -0.5 -3.6; iv) T_{DM} = 2.5 -2.55 Ga; $\epsilon_{Nd}(t)$ = -5.8 -9.6. The Alto Candeias Suite shows Nd isotopic characteristics (T_{DM} = 1.63 -1.75 Ga; $\epsilon_{Nd}(t)$ = -0.5 +0.75), suggesting mixed sources, with crustal contribution slightly lower than juvenile contribution. In comparison, the Rio Crespo Suite data (T_{DM} = 1.69 -1.74 Ga; $\epsilon_{Nd}(t)$ = +0.38 +0.72) imply larger contribution from juvenile sources. Analytical data suggest that there are no significant differences in the Nd isotopic composition of these two granite-charnockite suites, suggesting that sources and magma evolution were similar.

In the Mesoproterozoic geodynamic context of the SW Amazon Craton, the Jamari terrain was part of an oblique collision event c. 1.4-1.3 Ga, which involved the Paragua block in Bolivia. This time interval coincides with the peak of the Rondonian/San Ignacio orogeny and is characterized by two structure generations related to contraction kinematics: the first (Dn) represents an early phase related with movement surfaces of frontal ramps, developing penetrative banding under granulite facies conditions (~ 1.64 Ga); the second (Dn+1) led to folding of Dn structures and migmatization in high-temperature amphibolite facies (1.37-1.35 Ga). The large transcurrent and transpressive systems, striking N15E, N50E, N15W, and N60W (Dn+2), developed c. 1.2-1.15 Ga, under low-temperature amphibolite facies conditions, are related with lateral mass escape, due to deformation partition in late phases of the Dn-Dn+1 contraction event. Alternatively, they may have developed due to the stress field generated by the opening of the Nova Brasilândia rift southward of the study area. There is no record of SW Mato Grosso taking part in the Rondonian/San Ignacio amalgamation, whereas the Sunsas orogeny (1.25-0.95 Ga) involved all three blocks of the SW Amazon Craton.

Resumo

O terreno Jamari, que ocupa a porção centro-norte de Rondônia, constitui segmento crustal de importância fundamental para o entendimento da evolução geodinâmica proterozóica do SW do Cráton Amazônico. Na região centro-leste de Rondônia o terreno Jamari é constituído por ortognaisses de assinatura cálcio-alcálica relacionados a arco de margem continental ativa com idade entre 1,76 e 1,69 Ga, por duas unidades de rochas supracrustais depositadas em bacias associadas à evolução do arco (1,74 e 1,67 Ga), que geraram protocrosta paleoproterozóica, por quatro suítes de granito/charnockito com química tipo A (1,55 Ga, 1,49 Ga, 1,34 Ga e 1,08 Ga) e por uma unidade de cobertura neoproterozóica intracontinental (1,0-0,95 Ga).

Dados U-Pb e evidências petroestruturais demonstram evolução tectonotermal em três estágios nesta porção do SW do Cráton Amazônico, centro-leste de Rondônia, durante o Proterozóico: (i) em torno de 1605 Ma, idade de resfriamento em monazita relacionada a evento metamórfico de fácies granulito (Dn/M1) do Paleoproterozóico tardio (que provavelmente ocorreu entre 1,63 e 1,67 Ga conforme idades obtidas em zircão metamórfico), (ii) idades entre 1334 e 1339 Ma em monazita e entre 1300 e 1332 Ma em titanita representam o resfriamento do principal evento metamórfico no centro-leste de Rondônia (Dn+1/M2) com pico em fácies anfíbolito superior com dobramento, migmatização e verticalização do bandamento gerado em Dn (1,37-1,35 Ga) e (iii) fase Dn+2 com metamorfismo M3 em fácies anfíbolito inferior entre 1,20 e 1,15 Ga. Os dados Ar-Ar obtidos na tese confirmam os dois principais períodos tectonotermiais reconhecidos com diferentes intervalos de temperatura de fechamento do sistema Ar em distintos minerais e reforçam a idéia da atuação de dois eventos tectonotermiais do Mesoproterozóico tardio no SW do Cráton Amazônico: o primeiro entre 1,37 e 1,35 Ga e o segundo entre 1,20 e 1,15 Ga.

Dados de isótopos de Nd dos principais tipos de rochas que constituem a unidade metaígneia do complexo de gnaisses de alto grau mostram largo intervalo de valores de ϵ_{Nd} (-2 a +5) e igualmente amplo espectro de valores de idades-modelo (T_{DM}), desde 1,71 Ga até 2,3 Ga, além de uma idade arqueana ($T_{DM} = 2,55$). A unidade de gnaisses paraderivados caracteriza-se por valores de ϵ_{Nd} entre -0,8 e -4 e idades-modelo (T_{DM}) entre 2,1 Ga e 2,4 Ga, com uma idade arqueana ($T_{DM} = 2,51$ Ga). Estes dados indicam que os processos de geração crustal envolveram fontes juvenis de manto depletado com a participação de proporções variáveis de crosta antiga reciclada e, pela primeira vez registram, na região estudada, idades-modelo (T_{DM}) arqueanas, com valores de ϵ_{Nd} negativos (-2), o que sugere que nessa região do SW do Cráton Amazônico já existia crosta continentalizada no início do Paleoproterozóico.

A Suite Serra da Providência, de acordo com as características isotópicas de Nd, tem fontes heterogêneas, com significativas e diferenciadas contribuições de crosta antiga, com valores que

admitem distribuição em quatro grupos: (i) $T_{DM} = 1,75-1,86$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = - 0,7$ a $+ 2,2$; (ii) $T_{DM} = 1,91-1,99$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = - 0,2$ a $- 1,5$; (iii) $T_{DM} = 2,00-2,26$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = - 0,5$ a $- 3,6$ e (iv) $T_{DM} = 2,5 - 2,55$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = - 5,8$ a $- 9,6$.

A Suite Alto Candeias mostra características isotópicas do Nd ($T_{DM} = 1,63-1,75$ Ga e $\epsilon_{Nd(T)} = - 0,50$ a $+ 0,75$) que indicam fonte mista, com a participação crustal é levemente superada pela participação de material juvenil, enquanto a Suite Rio Crespo ($T_{DM} = 1,69-1,74$ Ga; $\epsilon_{Nd(T)} = + 0,38$ a $+ 0,72$) mostra fonte com participação juvenil mais expressiva. Os dados analíticos demonstram que não há diferenças significativas entre a composição isotópica de Nd das duas suítes, sugerindo que suas fontes crustais e evolução dos magmas originais podem ter sido similares.

No contexto geodinâmico mesoproterozóico do SW do Cráton Amazônico o terreno Jamari participou de evento colisional oblíquo entre 1,40 e 1,30 Ga envolvendo segmento crustal de dimensão sub-continental identificado na Bolívia e conhecido como bloco Parágua. Este intervalo coincide com o paroxismo da orogenia Rondoniana/San Ignácio e define-se por duas gerações de estruturas associadas a regime cinemático contracional: a primeira (Dn+1a), representa a fase precoce e relaciona-se a planos de movimentação de rampa frontal com bandamento regionalmente penetrativo enquanto a fase Dn+1b conduziu ao dobramento, verticalização das estruturas Dn+1 e migmatização em fácies anfíbolito superior. Os extensos sistemas transcorrentes e transpressivos N15E, N50E, N15W e N60W têm expressão regional (Dn+2) e desenvolveram-se entre 1,20 e 1,15 Ga com metamorfismo de fácies anfíbolito inferior, relacionados a escape lateral de massas por partição da deformação como fase tardia do evento contracional Dn+1 ou como produto de campo tensional gerado pela abertura do *rift* Nova Brasilândia, a sul do terreno estudado, que coincide com o início da orogenia Sunsas. Não há registros da participação do SW do Mato Grosso na amalgamação Rondoniana/San Ignácio e a orogenia Sunsas – 1,25 a 0,95 Ga é responsável por história orogênica comum aos três blocos do SW do Cráton Amazônico.

Lista de Figuras

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo em Rondônia e no Cráton Amazônico.....	6
Figura 2 – Modelo evolutivo do Cráton Amazônico segundo Hasui et al. (1984).....	9
Figura 3 – Modelos geocronológicos do Cráton Amazônico (Santos, 2004).....	11
Figura 4 – Esboço tectonoestratigráfico do Cráton Amazônico e de Rondônia.....	17
Figura 5 – Reconstrução do supercontinente Rodínia segundo Dalziel (1991).....	20
Figura 6 – Reconstrução do supercontinente Rodínia segundo Hoffman (1991).....	21
Figura 7 – Configuração de Rodínia segundo McMenamim e McMenamim (1990).....	21
Figura 8 – Configuração de Rodínia segundo Dalziel (1997).....	22
Figura 9 – Configuração de Rodínia de Unrug (1997).....	23
Figura 10 – Reconstrução de Rodínia segundo Dalziel (2000).....	24
Figura 11 – Reconstrução parcial de Rodínia segundo Loewy (2003).....	26
Figura 12 – Rodínia segundo Dalziel (1997) e Torsvik (1996).....	26
Figura 13 – Laurentia e Amazônia no Rodínia segundo Meert e Torsvik (2003).....	27
Figura 14 – Ajuste entre Laurásia e Amazônia segundo Sadowski e Bettencourt (1996).....	29
Figura 15 – Paleogeografia da Laurentia e Amazônia, Tohver et al. (2002).....	30
Figura 16 – Posição da Laurentia e Amazônia segundo Hoffman (1991) e Dalziel (1991).....	31
Figura 17 - Colagem do Cráton Amazônico e Laurentia segundo Tohver et al. (2002).....	31
Figura 18 - Colagem Cráton Amazônico e terreno de Llano segundo Tohver et al. (2002).....	32
Figura 19 – Compartimentações litoestratigráficas de RO, década de 1970 e 1980.....	33
Figura 20 – Compartimentação litoestratigráfica de RO, Scandolara et al. (1999).....	35
Figura 21 – Compartimentação litoestratigráfica de RO, Bizzi et al. (2004).....	36
Figura 22 – Área de estudo e arcabouço estrutural de Rondônia.....	48
Figura 23 – Sistema transpressivo sinistral Ji-Paraná.....	49
Figura 24 – Sistema transpressivo sinistral Nova Brasilândia.....	50
Figura 25 - Sistema transcorrente sinistral Rio Formoso-Ariquemes.....	51
Figura 26 – Compartimentação litoestratigráfica do terreno Jamari.....	57
Figura 27 - Gnaisses tonalítico/enderbíticos do Complexo Jamari migmatizados.....	58
Figura 28 – Gnaisses granodiorítico/charnoenderbíticos dos domínios II e III.....	59
Figura 29 – Gnaisses quartzo-dioríticos do Complexo Jamari.....	60
Figura 30 – Granulitos máficos do Complexo Jamari.....	61
Figura 31 – Gnaisses metassedimentares migmatizados do Complexo Jamari.....	62

Figura 32 - Detalhes dos gnaisses metassedimentares do Complexo Jamari.....	63
Figura 33 – Deformação nos gnaisses metassedimentares do Complexo Jamari.....	64
Figura 34 – Granitos da suíte Serra da Providência indeformados a fracamente deformados.....	65
Figura 35 – Granitos da suíte Serra da Providência deformados.....	66
Figura 36 – Granitos da suíte Rio Crespo, domínio estrutura I I.....	67
Figura 37 – Fácies e deformação dos granitos e charnockitos da Suíte Alto Candeias.....	68
Figura 38 – Mapa com os domínios, natureza das estruturas dúcteis e padrão da foliação.....	73
Figura 39 - Relação entre fases deformacionais/idades e estágios metamórficos.....	74
Figura 40 - Mapa de lineamentos rúpteis da área de estudo.....	75
Figura 41 – Mapa esquemático com estruturas e marcadores cinemáticos do domínio II.....	76
Figura 42 – Dobras em bainha, fase D1, região central do domínio estrutural II.....	77
Figura 43 – Megadobras com plano axial vertical, evento D2, região central do domínio II.....	78
Figura 44 – Evolução da deformação da fase compressional D2 para transcorrente D3.....	79
Figura 45 – Dobramento de S1 por D2 com padrões de interferência de dobras e transposição.....	80
Figura 46 – Cisalhamento D3, evolução de protomilonito a milonito bandado.....	81
Figura 47 – Evolução da deformação D2 (dobramento de S1) por D3.....	82
Figura 48 – Mesofeições mostrando três dos quatros principais sistemas de cisalhamento.....	83
Figura 49 - Diagrama de frequência e de pólos das foliações no domínio II.....	84
Figura 50 - Diagrama de frequência e de pólos das lineações no domínio II.....	84
Figura 51 – Mesoestruturas do domínio estrutural III	86
Figura 52 – Estruturas maiores, foliação e lineações de estiramento no domínio III.....	87
Figura 53 – Rochas deformadas pelas transcorrências D3 NNW-SSE no domínio III.....	88
Figura 54 – Diagrama de frequência e pólos das foliações do domínio III.....	89
Figura 55– Diagrama de frequência e pólos das lineações do domínio III	89
Figura 56- Aspectos da deformação D2 (dobras e verticalização da foliação) no Dominio III.....	90
Figura 57– Dobras simétricas e assimétricas da fase D2 no domínio estrutural III.....	91
Figura 58 – Detalhe das rochas miloníticas geradas pelas transcorrências D3.....	92
Figura 59 - Mapa de distribuição das rochas metassedimentares do Complexo Jamari	97
Figura 60 – Fotomicrografia de metapelito com paragênese de Ky+Grt+Bt +Kfs+Qtz	99
Figura 61 - Silimanita bem cristalizada co-existe com quartzo+Kfeldspato+biotita+fibrolita.....	99
Figura 62 – Silimanita fibrolítica crescendo no interior da cordierita.....	100
Figura 63 – Gnaisse pelítico com paragênese de fácies granulito.....	101
Figura 64 A – Gnaisse pelítico aluminoso com silimanita+cordierita+granada.....	102
Figura 64 B – Detalhe da interrelação entre as fases minerais da rocha 66A.....	102

Figura 65 - Campo de composição de rochas com cordierita e cordierita-granada.....	103
Figura 66 - Diagrama P X _{Fe} com campo de equilíbrio entre Crd-Grt-Sil-Qtz.....	103
Figura 67 – Cristais de granada envolvendo cristais de cordierita, fibrolita e espinélio.....	104
Figura 68 – Metamarga ferruginosa com Opx+Cpx+Grt+Hnb.....	105
Figura 69 - Rocha calcissilicática com calcita+diopsídio+granada +cordierita.....	106
Figura 70 - Rocha calcissilicática com escapolita+granada+cordierita+Hornblenda.....	107
Figura 71 – Fotomicrografia de granulito enderbítico do domínio estrutural II.....	108
Figura 72 – Fotomicrografia de granulito charnoenderbítico.....	109
Figura 73 – Granulito enderbítico com Opx instabilizado para Hnb.....	109
Figura 74 – Fotomicrografias dos anfibolitos do Complexo Jamari	110
Figura 75 - Fotomicrografias dos granulitos máficos do Complexo Jamari.....	112
Figura 76 – Metamarga ferruginosa com Opx substituído por Grt e Hnb.....	113
Figura 77 - Hornblenda de alta T substituindo Cpx e Opx em granulito com Grt.....	114
Figura 78 - Foliação S2 nos charnockitos e Opx ígneo.....	115
Figura 79 – Metacharnockito, evento M2, com Opx ígneo para Hnb, envoltos por Grt.....	117
Figura 80 – Fotomicrografias de metacharnockitos mostrando efeitos do evento M2.....	118
Figura 81 – Foliação S1 com mineralogia de Opx+Cpx instabilizado para M2 (S2).....	119
Figura 82 - Opx da foliação S1 e evidências do metamorfismo M2.....	120
Figura 83 - Fotomicrografias de granulito enderbítico retrabalhado no evento Dn+1/M3.....	120
Figura 84 - Fotomicrografias de granulito enderbítico com foliação milonítica marcante.....	121
Figura 85 – Fotomicrografias de granulito enderbítico deformado por estrutura NE-SW.....	122
Figura 86 – Aspectos texturais da foliação milonítica do evento M3 em gnaiss tonalítico.....	123
Figura 87- Foliação C com epidoto como fase importante, evento M3.....	124
Figura 88 – Gnaiss tonalítico com clastos de Pl e cauda de recristalização.....	125
Figura 89 - Aspectos texturais de milonito do domínio estrutural II, estruturas NE-SW.....	126
Figura 90 – Fotomicrografias de metavulcanoclásticas do Grupo Roosevelt.....	127
Figura 91 – Tc dos minerais em diferentes sistemas isotópicos.....	129
Figura 92 - Temperaturas de fechamento dos sistemas em função da taxa de resfriamento.....	131
Figura 93 - Temperatura de fechamento (Rb/Sr) em função da granulometria do plagioclásio.....	136
Figura 94 - Variação na Tc como função do raio do grão para (a) diferentes razões de resfriamento e (b) diferentes parâmetros de difusão.....	137
Figura 95 – Subdivisão do orógeno Grenville na América do Norte.....	142
Figura 96 - Caminhos T-t esquemáticos, exemplo do orógeno Grenville.....	142
Figura 97 – Caminhos T-t para os cinturões metassedimentares e granulíticos.....	144

Figura 98 – Diagrama $\log f_{O_2}$ mostrando o campo de estabilidade da titanita em rochas “secas”.....	147
Figura 99 – Diagrama esquemático $\log f_{O_2} - T$ mostrando o efeito das reações de hidratação na estabilidade da titanita em rochas máficas.....	147
Figura 100 - Aspectos de afloramento das rochas fornecedoras das titanitas analisadas.....	152
Figura 101 - Fotomicrografias das titanitas obtidas no metaquartzo-diorito PGJS 38A.....	153
Figura 102 - Fotomicrografia das titanitas do metagranito PGJS147A.....	154
Figura 103 - Diagramas concórdia das titanitas datadas nesta tese.....	155
Figura 104 - Afloramentos do metatonalito e metagranodiorito que forneceram as monazitas	159
Figura 105 – Rocha PGJS-102, metatonalito com monazita em matriz recristalizada acompanhando a foliação.....	160
Figura 106 – Rocha PGJS 128, metagranodiorito com monazita crescendo no contato da granada e entre Qtz-Kfs-Pl.....	161
Figura 107 – Metagranodiorito PGJS258 com monazita no interior da granada e na matriz recristalizada.....	162
Figura 108 - Diagramas concórdia das monazitas datadas	163
Figura 109 - Mapa de localização com análises U-Pb em zircão, alanita, titanita e monazita.....	165
Figura 110 – Mapa de localização das análises Ar-Ar e Rb-Sr.....	171
Figura 111 A - Espectros de idades argônio obtidos em rochas representativas.....	172
Figura 111 B - Espectros de idades argônio	173
Figura 111 C - Espectros de idades argônio.....	174
Figura 112 - Caminho T-t na evolução do resfriamento no centro-leste de Rondônia.....	189
Figura 113- Diagramas de evolução do Nd para as suítes granitóides e gnaisses do mbasamento.....	192
Figura 114 - Mapa de domínios de idades modelo (T_{DM}) e natureza de fonte (ϵ_{Nd}).....	193
Figura 115 - Localização das amostras analisadas e valores Sm-Nd.....	194
Figura 116 - Quadro cronológico/metamórfico com a evolução geológica do centro-leste de Rondônia.....	199
Figura 117 - Diagrama espaço-tempo dos eventos orogênicos proterozóicos, sedimentação e magmatismo na margem SW do Cráton Amazônico.....	203
Figura 118 - Mapa geológico esquemático do SW do Cráton Amazônico e detalhe da geologia do SW do Mato Grosso	204
Figura 119 – Possíveis cenários para acreção do bloco Paráguá e embasamento Arequipa-Antofalla à margem SW do Cráton Amazônico.....	205

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do Cráton Amazônico...	14
Tabela 2 – Correlações entre os ciclos Sunsas e Grenville.....	15
Tabela 3 – Relação entre os elementos estruturais identificados nos domínios estudados.....	76
Tabela 4 – Síntese dos dados metamórficos M1, M2 e M3 em rochas do terreno Jamari.....	95
Tabela 5 – Dados tempo-temperatura do orógeno Grenville.....	144
Tabela 6 - Reações que controlam a estabilidade da titanita em rochas ígneas.....	146
Tabela 7 – Dados analíticos U-Pb das titanitas e monazitas analisadas nesta tese.....	166
Tabela 8 – Síntese dos resultados das análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	170
Tabela 9 – Valores analíticos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos nesta tese.....	175
Tabela 10 – Dados analíticos Sn-Nd (rocha-total) das amostras estudadas nesta tese (ver anexo VIII).....	194
Tabela 11 - Síntese dos dados geocronológicos obtidos nesta tese.....	198
Tabela 12 – Síntese das análises petrográficas.....	Anexo I
Tabela 13 – Síntese dos dados U-Pb do terreno Jamari.....	Anexo II
Tabela 14 – Síntese dos dados Ar-Ar e Rb-Sr do terreno Jamari.....	Anexo III
Tabela 15 – Síntese dos dados Sn-Nd do terreno Jamari.....	Anexo IV

Lista de Anexos

Anexo I – Tabela com síntese das análises petrográficas.

Anexo II – Tabela com dados geocronológicos U-Pb.

Anexo III – Tabela com dados geocronológicos Ar-Ar e Rb-Sr.

Anexo IV – Tabela com dados geocronológicos Sm-Nd.

Anexo V – Mapa Tectonoestrutural.

Anexo VI – Mapa Geocronológico.

Anexo VII – Mapa Geológico.

Anexo VIII – Tabela dos dados Sm-Nd obtidas na tese (inserir na página 194 como tabela 10).

Anexo IX - Figura com localização dos afloramentos estudados, análises químicas e geocronológicas.

Sumário

Epígrafe.....	i
Dedicatória.....	ii
Agradecimentos.....	iii
Abstract.....	iv
Resumo.....	vi
Lista de Figuras.....	viii
Lista de Tabelas.....	xii
Lista de Anexos.....	xiii

Capítulo 1 - Introdução

1.1 Apresentação e objetivos.....	1
1.2 Localização da área de estudo.....	1
1.3 Importância e justificativas.....	2
1.4 Metodologia de trabalho.....	3
1.4.1 Amostragem e procedimentos analíticos.....	3
1.5 Breve histórico sobre os levantamentos regionais.....	5
1.6 Síntese do contexto geológico regional.....	7
1.6.1 Cráton Amazônico.....	7
1.6.2 SW do Cráton Amazônico.....	10
1.6.3 Compartimentação tectonoestratigráfica de Rondônia.....	15
1.6.3.1 Terreno Jamari.....	16
1.6.3.2 Terreno Roosevelt.....	16
1.6.3.3. Terreno Nova Brasilândia	18
1.6.4 Reconstruções geotectônicas e paleogeográficas envolvendo o Craton Amazônico.....	18
1.6.4.1 Rodínia: o supercontinente mesoneoproterozóico.....	18
1.6.4.2 Rodínia e o Cráton Amazônico.....	25
1.6.4.3 SW do Craton Amazônico no contexto de Rodínia.....	25
1.7 Principais propostas de compartimentação litoestratigráfica de Rondônia.....	30

1.8 Geologia da região de estudo.....	37
1.8.1 Complexo Jamari	37
1.8.2 Grupo Roosevelt	39
1.8.3 Suíte Serra da Providência.....	39
1.8.4 Suíte Rio Crespo.....	40
1.8.5 Suíte Alto Candeias	41
1.8.6 Suíte Santa Clara.....	42
1.8.7 Granitos Jovens de Rondônia/Suíte Intrusiva Rondônia.....	43
1.8.8 Formação Palmeiral	43
1.8.9 Coberturas Fanerozóicas.....	44
1.9 O quadro tectonoestrutural.....	45

Capítulo 2 – Geologia regional

2.1 Unidades tectonoestratigráficas.....	52
2.2 Geologia estrutural.....	56
2.2.1 Domínios estruturais.....	71
2.2.1.1 Domínio II.....	71
2.2.1.2 Domínio III.....	82
2.2.2 Outras estruturas.....	93
2.2.3 Modelo estrutural.....	93
2.3 Síntese da história metamórfica do centro-leste de Rondônia.....	94
2.3.1 Metamorfismo M1 nas rochas metassedimentares do Complexo Jamari.....	95
2.3.2 Metamorfismo M1 nos ortognaisses do Complexo Jamari.....	107
2.3.2.1 Gnaisses ácido-intermediários.....	107
2.3.2.2 Gnaisses máficos e anfibolitos.....	110
2.3.4 Metamorfismo M2.....	113
2.3.5 Metamorfismo M3.....	116

Capítulo 3 – Geocronologia

3.1 Termocronologia: conceitos e aplicações.....	128
--------------------------------------------------	-----

3.1.1 Aspectos teóricos.....	128
3.1.2 Equação de Dodson: temperatura de fechamento em geocronologia.....	129
3.1.3 Postulados da difusão isotópica em sistemas fechados.....	132
3.1.4 Obtenção das razões de resfriamento em rochas metamórficas.....	134
3.1.5 Conclusões metodológicas.....	134
3.1.6 Caminhos <i>T-t</i> : exemplo do orógeno Grenville.....	136
3.1.6.1 Compartimentação geológica do orógeno Grenville.....	139
3.1.6.2 Caminhos temperatura/tempo (<i>T-t</i>).....	140
3.1.6.3 Dois exemplos no orógeno Grenville.....	141
3.1.6.4 Zona de cisalhamento Bancroft.....	143
3.1.6.5 Zona de cisalhamento Carthage-Colton.....	143
3.1.6.6 Conclusões.....	145
3.2 O método U-Pb em titanita: aspectos teóricos.....	145
3.2.1 Titanita em rochas ígneas.....	146
3.2.2 Titanita em rochas metamórficas.....	146
3.2.3 Titanita como geocronômetro.....	148
3.2.4 Datando deformação e metamorfismo.....	149
3.2.5 Temperatura de fechamento.....	149
3.2.6 Resultado das análises em titanita na área de estudo.....	150
3.3 O método U-Pb em monazita: aspectos teóricos.....	151
3.3.1 Monazita como geocronômetro.....	156
3.3.2 Temperatura de fechamento da monazita.....	157
3.3.3 Resultados das análises em monazita na área de estudo.....	158
3.4 Conclusões do método U-Pb em titanita e monazita na área de estudo.....	158
3.5 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda e biotita: aspectos teóricos.....	163
3.5.1 Resultados e conclusões obtidas na área de estudo.....	168
3.6 História do resfriamento.....	188
3.7 O método Sm-Nd: aspectos teóricos.....	189
3.7.1 Resultados e conclusões.....	190
3.8 Resumo da história pré-cambriana do centro-leste de Rondônia.....	201
3.9 O terreno Jamari e a faixa Sunsas na evolução geodinâmica do SW do Cráton Amazônico.....	205

Capítulo 4 - Natureza do Complexo Jamari na região centro-leste de Rondônia, SW do Cráton Amazônico, Brasil: geoquímica e petrologia.

Resumo.....	210
1. Introdução.....	211
2. Contexto geológico regional e geocronologia.....	213
3. Petrografia.....	217
4. Métodos analíticos.....	219
5. Geoquímica dos elementos maiores e traço em rocha total.....	220
5.1 Influência do metamorfismo de alto grau no padrão geoquímico dos ortognaisses.....	223
5.2 Mobilidade dos elementos maiores no metamorfismo de alto grau.....	223
5.3 Mobilidade dos álcalis e actinídeos.....	228
6. Caracterização geoquímica dos metabasitos.....	241
7. Caracterização geoquímica dos gnaisses quartzo-dioríticos.....	243
8. Caracterização geoquímica dos gnaisses tonalíticos/enderbíticos.....	244
9. Caracterização geoquímica dos gnaisses granodioríticos/charnoenderbíticos.....	245
10. Caracterização geoquímica dos gnaisses paraderivados.....	246
11. Ambientes tectonoestratigráficos.....	246
12. Geoquímica isotópica Sm-Nd.....	252
13. Condições do metamorfismo.....	254
14. Petrogênese.....	256
14.1 Comportamento do Nb, Ta, Zr, Hf (+Ti).....	258
14.2 Comportamento dos ETR, Th e U.....	260
14.3 Modelo alternativo para a gênese de fundidos com baixo LILE.....	261
14.4 Petrogênese dos granulitos máficos e enfibolitos.....	262
14.5 Petrogênese das rochas ácidas/intermediárias.....	264
15. Discussão.....	265
16. Conclusões.....	268
Agradecimentos.....	271
Referências bibliográficas.....	261

Capítulo 5 - Charnockitos e granitos tipo A mesoproterozóicos do centro-leste de Rondônia, margem SW do Cráton Amazônico, Brasil: geologia, geoquímica e petrologia.

Resumo.....	283
1. Introdução.....	284
2. Quadro geológico regional.....	286
3. Caracterização das suítes de granitos e charnockitos.....	288
3.1 Aspectos geocronológicos.....	288
3.2 Relações de campo.....	290
3.3 Petrografia e mineralogia.....	290
3.3.1 Suíte Serra da Providência.....	291
3.3.2 Suíte Rio Crespo.....	293
3.3.3 Suíte Alto Candeias.....	293
3.4 Geoquímica de rocha total.....	294
3.4.1 Mobilidade química durante a deformação e metamorfismo.....	294
3.4.2 Aspectos gerais da geoquímica dos elementos maiores e traço.....	297
3.4.2.1 Suíte Serra da Providência.....	304
3.4.2.2 Suíte Rio Crespo.....	307
3.4.2.3 Suíte Alto Candeias.....	307
3.5 Comparação entre os granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia.....	310
3.5.1 Granitos.....	310
3.5.2 Charnockitos.....	310
3.6 Comparação com outros granitos e charnockitos tipo A.....	313
3.7 Dados de isótopos de Nd.....	323
4. Petrogênese.....	327
4.1 Granitos.....	331
4.1.1 Comportamento do Rb, Sr e Ba.....	332
4.1.2 Fusão parcial.....	333
4.1.3 Magma <i>mixing</i> e assimilação das encaixantes.....	333
4.1.4 Cristalização fracionada.....	334
4.2 Charnockitos.....	340
5. Discussão.....	343
5.1 Fontes dos granitos/charnockitos tipo A: crustal ou mantoderivados?.....	343

5.2 Desenvolvimento tectônico e magmatismo granítico/charnockítico tipo A e sua relação com evolução crustal.....	346
5.3 Estimativas de profundidade de segregação do magma.....	346
6. Conclusões.....	346
Agradecimentos.....	351
Apêndice A – Métodos analíticos.....	351
Referências Bibliográficas.....	352
Capítulo 6 – Conclusões.....	351
Referências Bibliográficas.....	366

ERRATA

- FIGURAS

- Pg. 83: onde lê-se 47 substituir por 48;
- Pg. 110: onde lê-se 76 substituir por 74;
- Pg. 112: onde lê-se 77 substituir por 75;
- Pg. 113: onde lê-se 77 substituir por 76;
- Pg. 114: onde lê-se 78 substituir por 76;
- Pg. 115: onde lê-se 76 substituir por 78;
- Pg. 205: onde lê-se 117 substituir por 118;
- Pg. 206: onde lê-se 118 substituir por 119;

- TABELAS

- Pg 195: onde lê-se 10 substituir por 11;

- GEOCROLOGIA

- Pg 128
- Tabelas 6,7,8,9 substituir por tabelas 7,8,9,10;
- U-Pb; figuras 101 e 106 substituir por figuras 103 e 106;
- Ar-Ar; figuras 109 A,B,C substituir por 111 A,B,C;
- Sm-Nd: figura 111 A,B substituir por 113 A,B.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e objetivos

A tese **“Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa orogênica Sunsas/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, SW do Craton Amazônico”**, tem como objetivo aperfeiçoar o conhecimento geológico regional, enfocando aspectos

- (i) litológicos/geoquímicos com vistas a aprofundar a caracterização do Complexo Jamari (relação ortognaisses x paragnaisses) e das rochas intrusivas associadas (suítes granito-charnockíticas);
- ii) lito-estratigráficos, para estabelecer a relação do complexo Jamari com o plutonismo polifásico meso-neoproterozóico (suítes Serra da Providência, Alto Candeias, Rio Crespo e Santa Clara), com a cobertura metavulcano-sedimentar paleoproterozóica (Grupo Roosevelt) e com as coberturas sedimentares neoproterozóicas da Formação Palmeiral;
- (iii) tectono-metamórficos, para estudar os gnaisses orto e paraderivados do embasamento objetivando entender a evolução metamórfica e utilizando as várias suítes granitóides mesoproterozóicas como marcadores estruturais, petrológicos e cronológicos;
- (iv) tectono-estruturais, para reconstituir os ambientes tectônicos, as relações temporais e cinemáticas das macroestruturas, regimes e superposição de eventos, a magnitude e o papel dos importantes sistemas de cisalhamento já reconhecidos;
- (v) geocronológicos, para definir, tanto nas rochas do embasamento quanto nas suítes intrusivas, idades de cristalização/geração ou retrabalhamento da crosta e idades das deformações/eventos termo-tectônicos;
- (vi) geotectônicos, aperfeiçoando compartimentação tectônica e relação temporal/paleogeográfica dos terrenos tectonoestratigráficos envolvidos na evolução geodinâmica proterozóica e elaborando modelo para explicar a evolução da porção sudoeste do cráton Amazônico.

1.2 Localização da área de estudo

A área proposta para estudo, com cerca de 20.000 km², localiza-se na porção centro-leste de Rondônia, polígono delimitado pelas coordenadas 10° 00' e 11° 30' S e 61° 30' e 63° 30' W, situado entre as cidades de Ariquemes e Cacoal (Figura 1b). O acesso é feito via Porto Velho (RO) ou Cuiabá (MT) pela rodovia pavimentada BR-364 (Rio Branco-Cuiabá) que atravessa o estado e a área de estudo na direção NW-SE. A partir do eixo da BR-364 extensa rede de estradas vicinais

permite amplo acesso a todos os quadrantes da área, facilitando a obtenção de informações de campo.

1.3 Importância e justificativas

O conhecimento do sudoeste do cráton Amazônico em Rondônia aumentou significativamente a partir do início da década de noventa por meio de: (1) mapeamento geológico sistemático em áreas-chave, utilizando sensoriamento remoto e modernas técnicas de campo em geologia estrutural (Scandolaro & Rizzotto, 1992; Silva & Bahia, 1992; Scandolaro et al., 1996, 1999; Rizzotto, 1999); (2) melhoria da qualidade dos dados geocronológicos, com a disseminação das técnicas U-Pb (Bettencourt et al., 1995, 1999, 2006; Tassinari et al., 1996; Payolla et al., 1994, 2002; Santos et al., 2000, 2004; Tohver et al., 2002); (3) utilização de dados isotópicos de Nd e Pb para a interpretação da evolução crustal (Sato & Tassinari, 1997; Rizzotto, 1999); (4) aplicação do método Ar-Ar e Rb-Sr (Prien et al., 1989; Bettencourt et al., 1995, Tohver et al., 2000, 2002); (5) abordagem sob o enfoque de terrenos tectono-estratigráficos (Scandolaro et al., 1995, 1996, 1999); (6) reinterpretação geofísica e sensoriamento remoto (Okida, 2001); (7) reconstituição paleogeográfica com base em paleomagnetismo (Tohver et al., 2002). (8) estudos de evolução do cráton e sua relação com o magmatismo rapakivi proterozóico (Bettencourt et al., 1995, 1999; Dall’Agnol et al., 1999). Como consequência, os modelos que explicam a evolução do cráton Amazônico têm sido revistos e suas províncias geocronológicas/tectônicas redefinidas (Tassinari et al., 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2000).

Apesar dos avanços, muitas questões relacionadas à evolução crustal do SW do cráton não foram ainda respondidas e os principais obstáculos são a carência de mapeamento geológico sistemático, tendência à geração de sínteses com deficiente uso de ferramentas multidisciplinares, equívocos no entendimento da natureza e magnitude dos processos e eventos orogênicos envolvidos e a falta de uma nomenclatura de consenso. Como resultado, interpretações conflitantes foram formuladas quanto aos limites, distribuição, evolução e significado das províncias geocronológicas/tectônicas propostas para a região.

Outro fator complicador para o entendimento da arquitetura e história pré-cambrianas deste segmento crustal relaciona-se aos grandes traços tectônicos regionais, sua adequada localização geográfico-geológica, características mecânicas, aspectos geométricos e cinemáticos e cronologia. Sem a correta caracterização e interpretação dessas mega-estruturas, faixas orogênicas, ou cinturões móveis e limites de blocos ou limites cratônicos são propostos com idades diversas, origens

distintas e diferentes características mecânicas. Tais limites, ainda imprecisamente definidos, não coincidem com as grandes descontinuidades geológicas já identificadas.

Assim, a principal contribuição da tese será a utilização de técnicas geoquímicas e geocronológicas integradas com dados de terreno, visando estabelecer a natureza, origem e aspectos evolutivos do terreno Jamari e seu significado no contexto da evolução da porção sudoeste do Cráton Amazônico.

1.4 Metodologia de trabalho

Foram reunidas informações geológicas em bases cartográficas georeferenciadas formato digital nas escalas 1:100.000 e 1:250:000, obtidas de projetos antigos e recentes da CPRM e das campanhas realizadas pelo autor nesta tese. O conjunto das informações foi tratado em ambiente GIS, com auxílio do *software* ArcView, a partir de banco de dados com informações georeferenciadas. As atividades de campo, respectivos mapas temáticos e seus produtos digitalizados foram desenvolvidos em escala 1:100.000 e apresentados em escala 1:250.000.

Os métodos de estudo, abaixo relacionados, foram integrados para a geração do produto final:

- (i) interpretação de fotografias aéreas em escala 1:120.000, imagens de radar em escala 1:100.000 e imagens de satélite/LANDSAT TM5 e TM7, escalas 1:100.000 e 1:250.000;
- (ii) estudo de 400 de seções delgadas de projetos desenvolvidos pela CPRM e 260 lâminas de rochas dos afloramentos descritos nas etapas de campo da tese;
- (iii) dados geoquímicos de elementos maiores, traços, terras-raras e isótopos radiogênicos de Nd;
- (iv) definição de domínios ou setores com análise geométrica e cinemática para das estruturas regionais, sua importância no retrabalhamento das rochas do Complexo Jamari e suítes granitóides associadas e sua hierarquização no conjunto das megaestruturas do terreno Jamari;
- (v) idades de cristalização dos protólitos e cronologia dos eventos tectônicos - caminhos $T-t$ com base no método U-Pb em zircão, monazita e titanita-convencional e SHRIMP, método Ar-Ar em anfibólio e biotita e análises Sm-Nd em granada proveniente de rochas de alto grau;
- (vi) organização, tratamento e apresentação dos dados em formato GIS.

1.4.1 Amostragem e procedimentos analíticos

U-Pb

Amostras de rocha de 20 kg foram trituradas para obtenção de concentrado de minerais pesados de onde cristais de titanita e monazita foram retirados por meio de técnicas convencionais

– gravimétrica (Densitest) e magnética (separador Frantz). A separação final dos cristais foi feita em lupa binocular e os cristais separados foram dissolvidos em HF e HNO₃ concentrados (HF:HNO₃ = 4:1), usando microcápsulas de bombas tipo *parr* com mistura de traçador (*spike*) ²⁰⁵Pb-²³⁵Pb. Para as separações químicas subseqüentes foram utilizadas resina de troca iônica convencional e microcolunas de teflon, seguindo procedimento modificado de Krogh (1973). Pb e U foram depositados juntos em filamento de Re com H₃PO₄ e Si gel. Para leitura foi utilizado espectrômetro de massa Finnigan MAT-262 multicoletor equipado com multiplicador de elétrons secundários. O branco laboratorial à época das análises era melhor que 20 pg. Para os cálculos das idades foram usados os programas PBDAT e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001), com erros das razões isotópicas de 2σ.

Sm-Nd

Cinquenta (50) amostras de rochas foram analisadas (rocha-total) no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, segundo os procedimentos descritos em Gioia & Pimentel (2000). Desse conjunto, 30 amostras representam granitos e charnockitos (e respectivos termos gnaissificados) das três suítes reconhecidas, 19 amostras são de ortognaisses ácido-intermediários do embasamento (tonalitos, granodioritos e quartzo-dioritos), uma amostra é de gnaiss metassedimentar (granada-biotita gnaiss) e uma de granulito máfico.

Cerca de 50 mg de rocha foram pulverizadas, misturadas com solução de *spike* ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd e dissolvidas em cápsulas de Savillex. A extração de Sm e Nd seguiu a técnica convencional com colunas de Teflon contendo LN-Specresin (HDEHP-diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder). As amostras de Sm e Nd foram alojadas em filamentos de re-evaporação em conjuntos de filamentos duplos e as medidas isotópicas foram feitas em espectrômetro de massa do tipo multicoletor Finnigan MAT 262. O grau de incertezas para as razões Sm/Nd e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd é menor que ±0.4% (1σ) e ±0.005% (1σ), respectivamente, de acordo com análises do padrão internacional BHVO-1 e BCR-1. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foram normalizadas para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd de 0.7219, e a constante de decaimento usada foi 6,54 x 10⁻¹² a⁻¹. Valores *T_{DM}* foram calculados segundo método de DePaolo (1981).

Ar-Ar

Hornblenda e biotita foram separadas de doze amostras selecionadas tanto nas zonas de cisalhamento quanto nos blocos preservados da deformação cisalhante. As análises ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Tabela 8) seguiram o método descrito por Tohver et al. (2002) e foram realizadas no laboratório de Geocronologia da Universidade de Michigan. Amostras de anfíbolitos, granulitos máficos e

gnaisse tonalítico, selecionadas para geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram moídas, peneiradas, lavadas com água destilada e secas. Grãos de biotita e hornblenda com tamanho entre 375 a 850 μm foram separados com pinça. As amostras foram embaladas em alumínio e irradiadas entre 10 e 14 dias no reator Phoenix Ford da Universidade de Michigan. O fluxo de neutrons foi monitorado com amostra padrão de 3 gr com 1071 ± 2 . Amostras unitárias foram aquecidas progressivamente até fundir, usando *laser* com íon de argônio para produzir aquecimento uniforme. Razões isotópicas de argônio foram medidas com espectrômetro de massa (MAP 215) com fonte Niers e multiplicador de elétrons Balzer. A extração da linha de branco analítico foi obtida após 10 passos de aquecimento. Duplicatas foram analisadas em todas as amostras para determinar “grão a grão” a variabilidade dos resultados. Idades *plateau* citadas no texto refletem cinco ou mais passos consecutivos, representando >50% do gas total, que sobrepõem dentro do erro de 2σ entre cada nível.

1.5 Breve histórico sobre os levantamentos geológicos regionais

As primeiras referências geológicas e ênfase em descobertas minerais na região atualmente pertencente ao Estado de Rondônia são relatados por Manuel Espiridião da Costa Marques (1908), que menciona o primeiro achado de ouro no rio Galera, sopé da Serra dos Parecis, em 1731. A. Marques (1923) admite que as minas de São Vicente, no rio Galera, foram descobertas pelos irmãos Paes de Barros, em 1737. Severiano da Fonseca (1881) faz registro das minas de Corumbiara como tendo sido descobertas e exploradas em 1738. Em 1750 novas notícias sobre o ouro do vale do Guaporé, na região do rio Corumbiara, chegaram à Província do Mato Grosso estimulando, em 1776, 1779 e 1794, por ordem do governador Pereira e Cáceres, novas expedições para explorar os sítios onde as lendas situavam as ricas jazidas auríferas. Em 1795, nova expedição foi conduzida por Francisco Pedro de Mello que desceu o rio Guaporé e entrou pelo seu afluente rio Branco, encontrando amostras de ouro em muitos locais. O engenheiro de minas Manuel Espiridião da Costa Marques (1908) registra em seu trabalho a história de várias minas de ouro no vale do rio Guaporé, entre elas São Vicente, Pilar e Lavrinha, que prosperaram entre 1870 e 1880. Já no século 20 há registros de investidas do Marechal Rondon em 1909 na região dos rios Pimenta Bueno e Barão de Melgaço, mencionando as lendárias minas de Urucumacua. O Capitão Aluizio Pinheiro Ferreira, diretor da Estrada de Ferro Madeira-Mamoré, cita em relatório de 1936 jazida de antimoniatos, arseniats e sulfetos com prata e ouro, no vale do rio Pacaás Novos, município de Guajará-Mirim.

Os trabalhos de cunho geológico/científico, ainda que de caráter localizado, principiam com Evans (1906) que, em reconhecimento geológico, descreveu as rochas expostas nas corredeiras e

cachoeiras dos rios Madeira, Mamoré e Beni, seguindo-se Oliveira (1915/1918), na região de Vilhena, d’Orbigny (1942), no vale do rio Guaporé, Dequech (1943), na região de Pimenta Bueno.

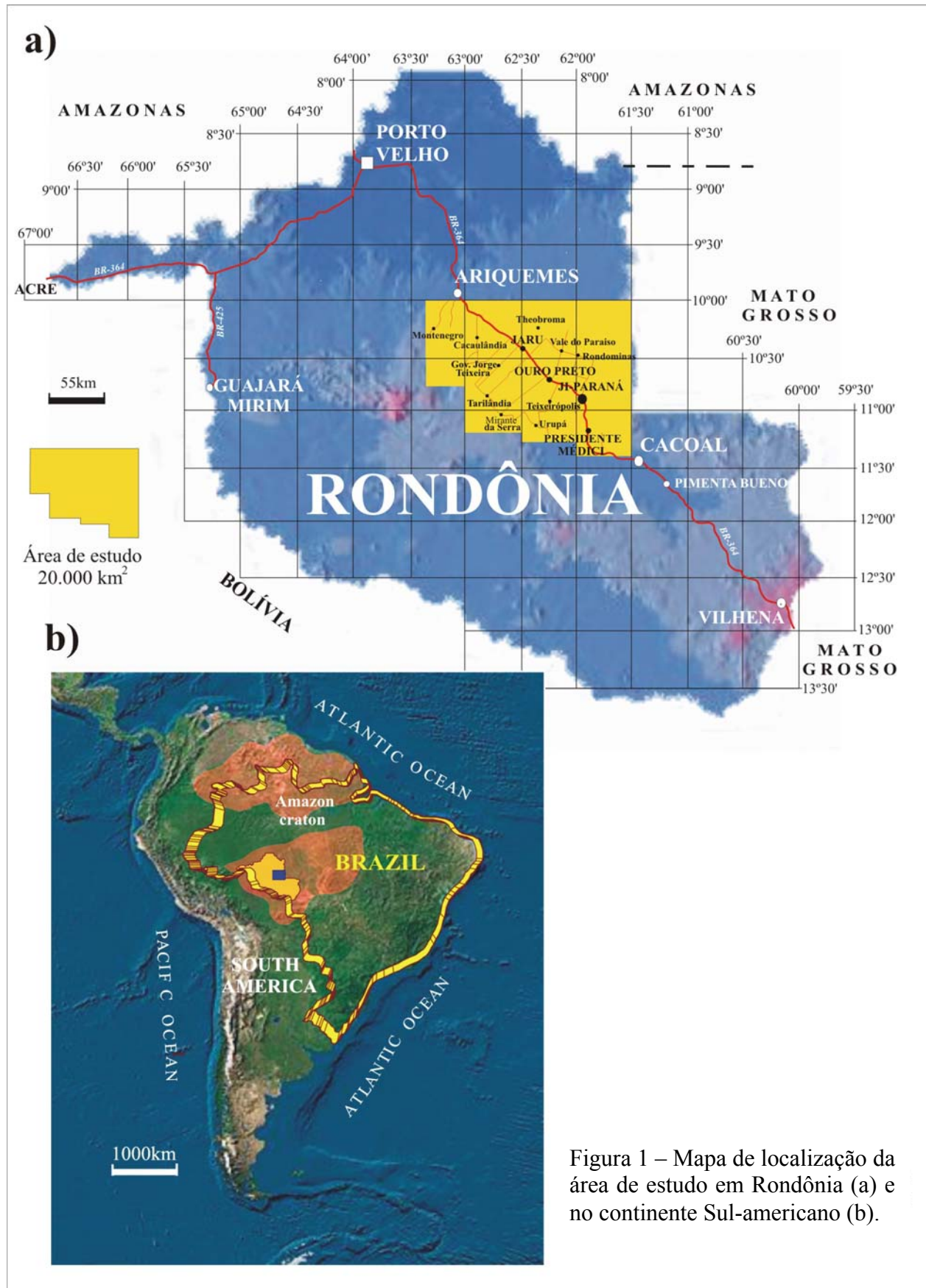


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo em Rondônia (a) e no continente Sul-americano (b).

O primeiro mapa geológico integrado da região, em escala 1:1.000.000, foi elaborado pela LASA – Levantamentos Aerofotogramétricos S. A. (Sayão Lobato *et al.*, 1966), abrangendo a quase totalidade do então Território Federal de Rondônia, sob os auspícios do Departamento Nacional da Produção Mineral. O mapa teve como objetivo fomentar os trabalhos de prospecção e pesquisa de cassiterita na denominada Província Estanífera de Rondônia.

A partir do início da década de setenta gerou-se expressivo acervo de informações geológicas, principalmente por meio dos diversos relatórios técnicos e mapas geológicos da CPRM, do Projeto RADAMBRASIL e dos relatórios internos das empresas de mineração, estas últimas responsáveis por notável avanço no conhecimento geológico sobre os granitos estaníferos de Rondônia.

Em função do aumento considerável no volume de informações e da evolução das ciências geológicas na última década do século 20, os dados já armazenados sob a forma de relatórios segmentados, careciam de revisão e reinterpretação que permitissem sua integração com os novos dados obtidos em campanhas de campo desenvolvidas pela CPRM nos últimos 20 anos, de forma a gerar um instrumento básico que possibilitasse avanço real na compreensão do quadro geológico/metalogenético regional. A partir do Mapa Geológico do Estado de Rondônia (Scandolaro *et al.*, 1999) e Mapa Geológico ao Milionésimo (Bizzi *et al.*, 2004) a região detém cartografia moderna e atualizada que sintetiza o nível atual dos conhecimentos sobre a geologia e os recursos minerais do seu território.

1.6. Síntese do contexto geológico regional

1.6.1 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico, uma das maiores e menos conhecidas áreas pré-cambrianas do mundo, inclui-se entre as principais unidades tectônicas da América do Sul (5.600.000 km²), separado da faixa orogênica andina por extensiva cobertura cenozóica (Llanos colombianos e venezuelanos, Chaco paraguaio-boliviano, etc.), que dificulta o estabelecimento de seu limite ocidental. Sua extensão para oeste, por sob a cobertura cenozóica, é sugerida pela presença de fragmentos mesoproterozóicos na Cordilheira Oriental, como Garzón e Santa Marta (Kroonenberg, 1982; Priem *et al.*, 1989). No Brasil o cráton Amazônico, com área aproximada de 4.400.000 km², é limitado a leste pelo Grupo Baixo Araguaia, a sul e sudeste pelos grupos Alto Paraguai, Cuiabá e Corumbá e por rochas geradas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (900–540 Ma, Pimentel e Fuck, 1992). É em relação às rochas geradas durante esse ciclo orogênico que o conceito de cráton é aplicado, representando a área estabilizada em tempos pré-brasilianos (cerca de 1000 Ma). O cráton

é coberto por bacias fanerozóicas a leste (Parnaíba), sul (Xingu e Alto Tapajós), sudoeste (Parecis), oeste (Solimões), norte (Tacutu) e centro (Amazonas).

O Cráton Amazônico foi definido por Almeida (1978), seguindo a caracterização de escudo (Barbosa e Andrade Ramos, 1959) e plataforma (Ferreira, 1969; Suszczinski, 1970; Amaral, 1974), aperfeiçoado por Amaral (1984) com base na compartimentação definida por Almeida *et al.* (1977).

Dois modelos antagônicos tratam o cráton Amazônico com base na concepção de províncias tectônicas ou geocronológicas:

- (1) o geofísico-estrutural considera o cráton como mosaico de doze blocos ou paleoplacas com idade arqueana (ou paleoproterozóica), com características de terreno *granito-greenstone* (Hasui *et al.*, 1984). As margens dos blocos são marcadas por dezenove faixas colisionais ou de cisalhamento igualmente de idade arqueana a paleoproterozóica, reativadas muitas vezes no Mesoproterozóico (Figura 2). O modelo baseia-se em dados geofísicos, mapa gravimétrico da América do Sul (Hasui *et al.*, 1984) e mapa magnético do Brasil, e em interpretações estruturais (localização de possíveis zonas de cisalhamento regionais). Não emprega dados geocronológicos e considera apenas o processo colisional tipo himalaiano (crosta continental x crosta continental) na evolução do cráton;
- (2) o modelo de Amaral (1974, Figura 3a), ou modelo geocronológico, foi adaptado e aperfeiçoado ao longo do tempo (Tabela 1), principalmente devido à disponibilização de novos dados pelo método Rb-Sr nas décadas de 1970 e 1980 e U-Pb e Sm-Nd na década de 1990. Com base em centenas de novos dados Rb-Sr, produzidos principalmente durante o Projeto Radar na Amazônia, Cordani *et al.* (1979, Figura 3b) desenvolveram a proposta de Amaral (1974), com algumas alterações nos nomes das províncias e introdução da Província Rondoniana. Nesse modelo geocronológico, mais mobilístico, o cráton é entendido como originado a partir de núcleo antigo, Amazônia Central (Arqueano ou Paleoproterozóico), em torno do qual faixas móveis foram acrescidas durante o Proterozóico. À vista da baixa confiabilidade das idades Rb-Sr, muitas vezes com valores em desacordo com o empilhamento estratigráfico regional e com limites geológicos imprecisos, o modelo recebeu algumas alterações nos anos seguintes.

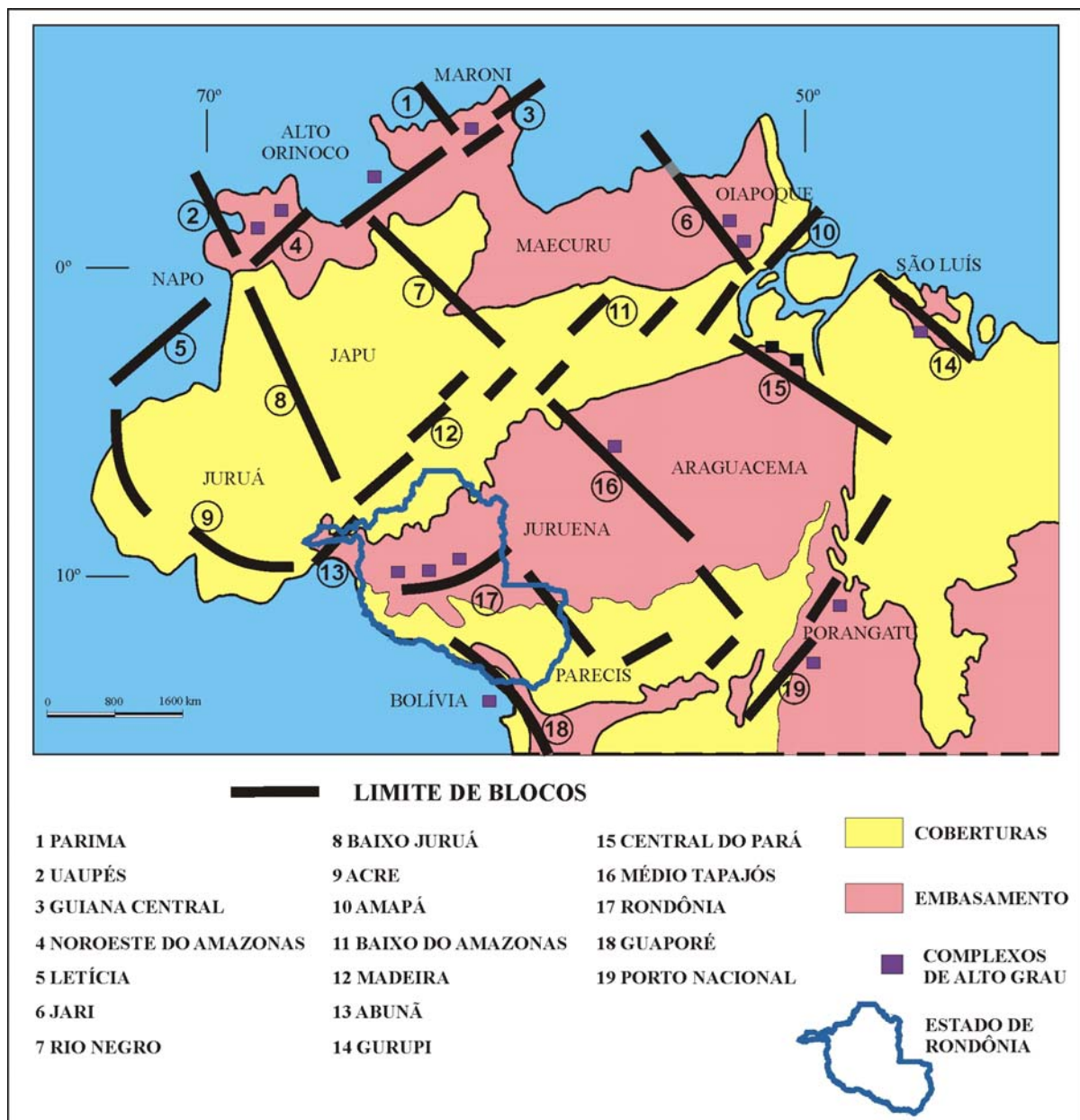


Figura 2 - Modelo de blocos crustais arqueanos com características de terrenos *granito-greenstone* articulados por estruturas extensionais mesoproterozóicas (Hasui *et al.*, 1994).

Contando com grande acervo de dados Rb-Sr e K-Ar, Teixeira *et al.* (1989) introduziram alterações no modelo anterior, caracterizando apenas a Amazônia Central como província e interpretando as demais como faixas móveis. Datações U-Pb em zircão demonstraram a idade arqueana de Carajás (Gibbs *et al.*, 1986), o que levou ao seu desmembramento da Província Maroni-Itacaiúnas e agregação à Província Amazônia Central (Teixeira *et al.*, 1989). Os últimos autores introduziram faixa móvel mais jovem no extremo sudoeste do cráton, retirada da Faixa Móvel Rondoniana, chamada de Faixa Móvel Sunsas (1200–900 Ma), localizada na Bolívia e modificaram

a configuração da Faixa Móvel Maroni–Itacaiúnas, introduzindo uma bifurcação que a conecta perpendicularmente com a região do Rio Negro, no Amazonas (Tabela 1, Figura 3c).

Utilizando dados Sm-Nd Tassinari et al. (1996) voltam a adotar a nomenclatura de províncias, modificando ligeiramente seus limites e intervalos de idades em relação ao modelo de Teixeira et al. (1989). Logo a seguir Tassinari (1996) propõe nova província, Ventuari–Tapajós, com idade entre 1900–1800 Ma e interpretada como um arco magmático, situada entre as províncias Rio Negro–Juruena e Amazônia Central (Figura 3d). Tassinari e Macambira (1999) mantêm a proposta de Tassinari (1996), apenas considerando as províncias Ventuari–Tapajós, Rondoniana–San Ignácio e Sunsas, 50 milhões de anos mais antigas (Tabela 1). Santos et al. (2000) e Santos (2004) reinterpretem as províncias do cráton Amazônico (Figura 3e) com base em dados U-Pb e Sm-Nd (Tabela 1).

1.6.2 Sudoeste do Cráton Amazônico

A porção sudoeste (Figura 4a) do Cráton Amazônico, onde se insere a região em estudo (Figura 4b), compreende os terrenos Jamari e Roosevelt (Scandolaro, 1999) em território brasileiro e o bloco Paragua (Litherland et al., 1986; Tassinari et al., 2000) em território boliviano. Esses blocos são suturados pelo cinturão Nova Brasilândia, com idade em torno de 1000 Ma, caracterizado por empurrões em condições metamórficas de alto grau e transcorrências em fácies xisto verde/anfibolito, relacionadas a tectônica compressional com evolução para transpressiva (Scandolaro e Rizzotto, 1992; Tohver et al., 2002). Ao norte do cinturão metassedimentar (terrenos Jamari e Roosevelt), as rochas de embasamento registram uma história de plutonismo e metamorfismo durante o Proterozóico, cuja natureza policíclica e polifásica impede o reconhecimento de limites claros entre as províncias definidas apenas com base nas idades. Os contatos geológicos de maior expressão resultam de justaposições tectônicas, que obscurecem muitas das relações intrusivas originais (Scandolaro et al., 1999; Tohver et al., 2002).

Três províncias geocronológicas (sensu Cordani et al., 1979; Litherland et al., 1989; Teixeira et al., 1989; Tassinari & Macambira, 1999) constituem o arcabouço geotectônico do SW do cráton Amazônico (Figura 3b,c,d): Província Rio Negro-Juruena (1800-1550 Ma), Província Rondoniana-San Ignácio (1450-1250 Ma) e Província Sunsas (1300-1000 Ma). De conotações mobilistas, o modelo é baseado principalmente em dados isotópicos Rb-Sr, método com limitações bem conhecidas em áreas polideformadas, polimetamorfisadas, ou de alto grau metamórfico, onde o sistema pode ser facilmente reaberto. As províncias geocronológicas receberam conotações tectônicas, segundo modelo dinâmico do tipo *mobile belts* (Cordani & Brito Neves, 1982;

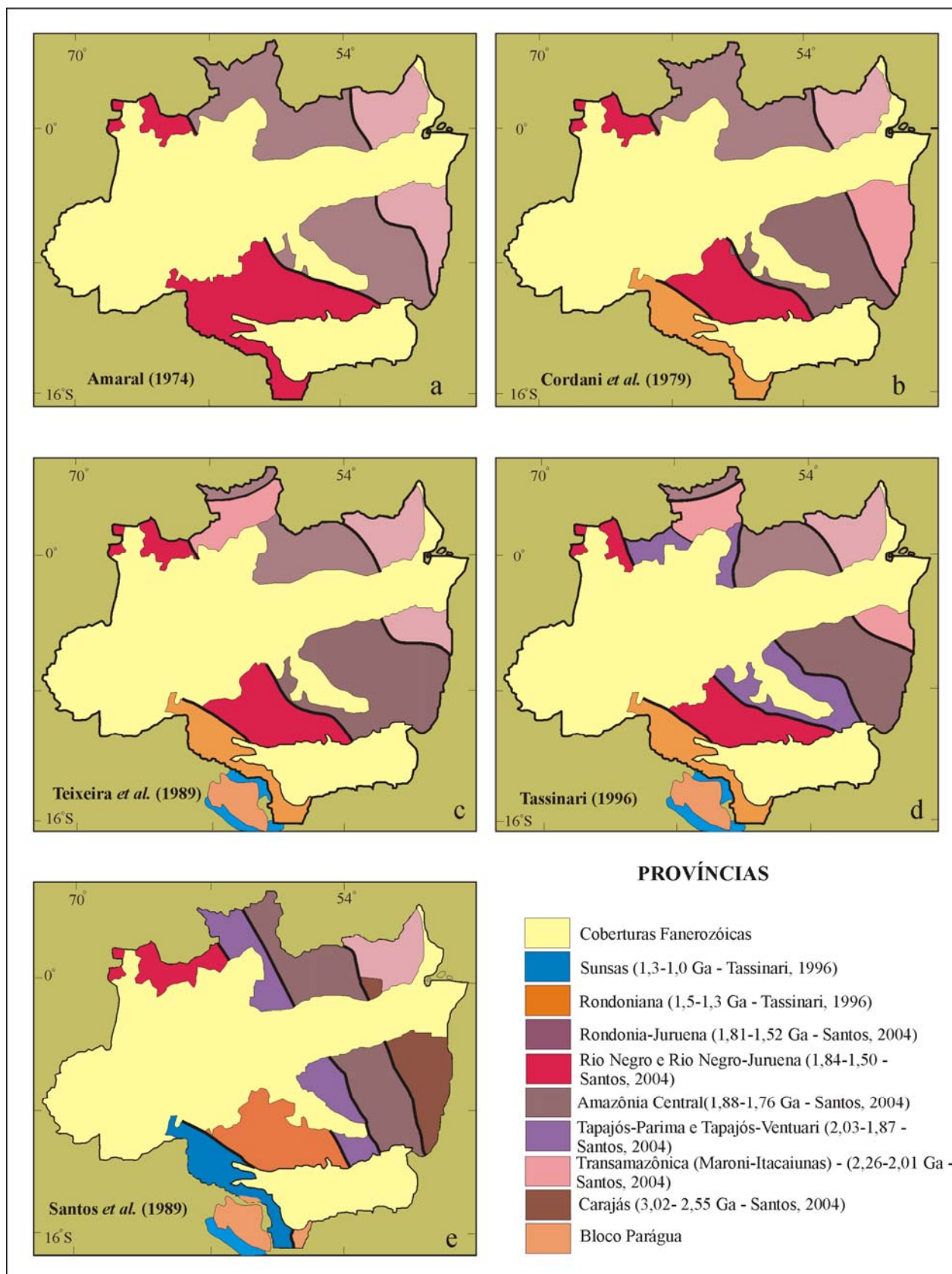


Figura 3 – Evolução dos modelos geocronológicos aplicados ao cráton Amazônico (adaptada de Santos, 2004).

Litherland et al., 1986; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari et al., 1981, 1984, 1996, 2000). Para estes autores os *mobile belts* teriam se desenvolvido de forma paralela durante o Mesoproterozóico, a partir de núcleo mais antigo, a Província Amazônia Central, com idades progressivamente mais jovens no sentido SW do cráton.

Novos dados geocronológicos (U-Pb convencional e SHRIMP), reinterpretação de valores isotópicos Sm-Nd e inclusão de informações retiradas de levantamentos de campo, conduziram a novo entendimento sobre a subdivisão e evolução do craton Amazônico no Pré-Cambriano, com a definição de sete províncias geológicas (Santos et al., 2000, Figura 3). Segundo estes autores, o SW do cráton Amazônico é constituído por apenas duas províncias geológicas: Rondônia-Juruena (1810-1520 Ma, orogênese Ouro Preto) e Sunsas (1450-990 Ma, orogêneses Candeias e Nova Brasilândia), construídas por eventos orogenéticos acrescionário/colisional e colisional, respectivamente.

Os primeiros registros da construção de arco magmático na fase acrescionária da província Rio Negro-Juruena entre 1,85 e 1,6 Ga (Tassinari et al., 1996) ou Juruena-Rondônia (Santos 2004). Payolla et al. (2002) descrevem associação de rochas de afinidade cálcio-alcálica (gnaisses tonalíticos e granulitos enderbíticos). Apesar dos dados geoquímicos limitados estas rochas representariam o arco no centro-norte de Rondônia, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -1,5 e +0,1 sugerindo natureza continental com participação de material manto-derivado. Idades em zircão detrítico (1673 ± 2 Ma, Payolla et al., 2002 e 1675 ± 12 Ma, Santos, 2004) são interpretadas como idades da principal fonte de clásticos para as rochas metassedimentares associadas aos gnaisses na construção do arco magmático. O alojamento dos granitos-charnockitos-mangeritos subalcalinos, acompanhados por gabros, da suíte Serra da Providência marca o período final da construção do arco (1,60-1,53 Ga, Bettencourt et al., 1999). Os últimos autores, interpretaram texturas *rapakivi* em muitas dessas rochas como indicadores de tectônica extensional durante a cratonização e final do período de construção do arco magmático Rio Negro-Juruena ou Jamari (nomenclatura adotada nesta tese). Equivalentes supracrustais das rochas ortoderivadas do embasamento cristalino estão confinados às partes leste e noroeste de Rondônia, onde o Grupo Roosevelt e a Formação Mutum-Paraná, respectivamente, caracterizam-se como seqüências metavulcanossedimentares depositadas em ambiente marinho raso. Rochas vulcânicas (lavas dacíticas/riolíticas e rochas piroclásticas) estão intercamadas com rochas metassedimentares que incluem xistos e formações ferríferas (Leal et al., 1978; Rizzotto et al., 1995). Tufo félsico da Formação Mutum-Paraná (terreno Jamari) foi estudado por U-Pb (SHRIMP), (Santos et al., 2001c), revelando idade de 1746 ± 4 Ma,

enquanto metadacito do Grupo Roosevelt (terreno Roosevelt), pelo mesmo método apresentou idade de cristalização de 1740 ± 8 Ma (Santos et al., 2000).

A província orogênica Rondoniano-San Ignácio (1,45-1,25 Ga) foi definida originalmente com idades Rb-Sr em rocha-total nas rochas de embasamento do bloco Paragua (cráton, segundo Litherland et al., 1989) e em rochas do embasamento da região central de Rondônia (Teixeira et al., 1989). Mais recentemente, análises U-Pb (ID-TIMS), (Payolla, 1994; Bettencourt et al., 1999; Payolla et al., 2002; Bettencourt et al., 2006) identificaram idades de cristalização de corpos máfico/félsicos de regime extensional no interior do embasamento regional da região central de Rondônia (Suíte Rio Crespo) com idades de 1,42 Ga e 1,49 Ga, 1,40 Ga (suítes Santo Antônio e Teotônio), 1,34 Ga (batólito Alto Candeias) e 1,31 Ga (suíte São Lourenço-Caripunas). Geocronologia U-Pb em rochas do embasamento do oeste de Mato Grosso (Geraldés et al., 2001) mostrou idades de 1,48-1,42 Ga no batólito Santa Helena, conduzindo Tassinari et al. (2000), Boger et al. (2005) e Tohver et al. (2005) à sugestão de que as rochas de embasamento do bloco Paragua são correlacionáveis com as rochas de embasamento do centro-norte de Rondônia.

Depois da orogênese Rondoniana/San Ignácio as rochas de embasamento foram alçadas, os produtos resultantes da erosão depositados, marcando inconformidades e constituindo o grupo Sunsas, depositado entre 1,3 e 1,0 Ga em bacias aleatoriamente distribuídas em toda a região SW do Cráton Amazônico (Boger et al., 2005). As rochas do Grupo Aguapeí, das seqüências da Serrania de Huanchaca e do grupo Nova Brasilândia são temporalmente correlacionáveis com o Grupo Sunsas (Litherland et al., 1989; Santos et al., 2000; Tohver et al., 2005). Associado à província Sunsas, o mais jovem dos episódios reconhecidos no embasamento do SW do Cráton Amazônico (evento Sunsas-Aguapeí) ocorreu entre 1,1 e 0,95 Ga e é equivalente em idade ao principal episódio de deformação grenvilliana na América do Norte. Magmatismo associado com este evento nas rochas de embasamento de Rondônia corresponde à intrusão da suíte Santa Clara (1,08 Ga) e ao pulso final dos granitos estaníferos alojados em nível crustal alto entre 1,0 e 0,95 Ga. A deformação resultante deste evento orogênico foi originalmente considerada restrita à bifurcação do cinturão Sunsas/Aguapeí, porém recentemente foi reconhecida no cinturão metassedimentar Nova Brasilândia (1,1-1,0 Ga), zona colisional do final do Mesoproterozóico que amalgamou o bloco Paragua à margem SW do cráton Amazônico (Tohver et al., 2005).

No entendimento de Santos et al. (2002) não houve condições e espaço de tempo que permitissem a existência de uma província intermediária ou ciclo orogênico intermediário entre as províncias Sunsas e Juruena-Rondônia (1,82-1,52 Ga). Assim sendo englobaram as rochas da província Rondoniana/San Ignácio (1,50-1,30 Ga; Tassinari et al., 1996), em parte na província

Sunsas e em parte na província Juruena-Rondônia. Segundo Santos (2004), as evidências de longa evolução orogênica, desde pelo menos 1,45-1,42 Ga até 1,0 Ga, mantendo a mesma direção geral

Tabela 1 - Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do cráton Amazônico (Santos, 2004).

Amaral (1974)	Cordani <i>et al.</i> (1979)	Teixeira <i>et al.</i> (1989)	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	Tassinari e Macambira(1999)	Santos <i>et al.</i> (2000)	Santos (2004)
Amazônia Oriental	Maroni-Itacaiunas 2100-1800 Ma (com Carajás)	Faixa Móvel Maroni-Itacaiunas 2250-1900Ma	Maroni- Itacaiunas 2200-1900Ma	Maroni- Itacaiunas (incluindo parte da faixa K'Mudku) 2200-1950Ma	Transamazonas (excluindo a faixa K'Mudku) 2250-2000Ma	Transamazonas (excluindo a faixa K'Mudku) 2250-2000Ma
Amazônia Central	Província Amazônia Central >2500Ma	Amazônia Central > 2200Ma	Amazônia Central > 2300Ma	Amazônia Central (incluindo Carajás) 2300Ma	Carajás 3100-2530Ma	Carajás 3100-2530Ma
Amazônia Central	Amazônia Central 2100Ma	Amazônia Central > 2200Ma	Amazônia Central > 2300Ma	Amazônia Central (incluindo Carajás) 2300Ma	Amazonas Central 1800-1700Ma	Amazonas Central 2600-1700Ma
Amazônia Ocidental	Rio Negro-Juruena 1700-1450 Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Tapajós-Ventuari 1900-1800Ma	Tapajós-Ventuari 1950-1850Ma	Tapajós-Parima 2100-1870Ma	Tapajós-Parima 2100-1870Ma
Amazônia Ocidental	Faixa Móvel Rio Negro-Juruena 1750-1500 Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550Ma	Rio Negro 1860-1520Ma	Rio Negro 1860-1520Ma
Amazônia Ocidental	Faixa Móvel Rondoniana 1450-1250 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1450-1300 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1500-1300 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1500-1300 Ma	Rondonia-Juruena 1760-1470Ma	Rondonia-Juruena 1810-1520Ma
Amazônia Ocidental	Faixa Móvel Sunsas 1100-900 Ma	Sunsas 1250-1000 Ma	Sunsas 1250-1100 Ma	Sunsas 1300-1000 Ma	Sunsas 1300-1000 Ma	Sunsas 1330-900 Ma

de convergência (sentido geral para N50°E e N70°E) e originando uma série de arcos sucessivos sem haver o registro de importantes hiatos temporais, fazem com que as rochas originadas nesse período sejam interpretadas como produto de um longo ciclo orogênico. Em acréscimo, estudo U-Pb/SHRIMP (Santos, 2004) em zircão e titanita, indica que o orógeno Sunsas desenvolveu-se em amplo intervalo de tempo (1450-1100 Ma), correspondendo a um ciclo orogênico completo. Ainda segundo Santos (2004), esse orógeno é a faixa que contém as rochas formadas e deformadas durante o Ciclo orogênico Sunsas e os dados disponíveis permitem caracterizar três orogêneses principais no Ciclo Sunsas: Santa Helena (juvenil), Candeias (combinação de arco continental com orogênese colisional) e Nova Brasilândia (colisional) e essas idades são comparáveis ao espectro quase completo das orogêneses grenvillianas da América do Norte (Tabela 2).

Tabela 2 – correlações entre os ciclos orogênicos Sunsas e Grenville (Santos, 2004).

	FASE	NOMENCLATURA	CORRESPONDÊNCIA NA LAURENCIA
Pós-Sunsas	Bacia de <i>foreland</i> , pós-orogênica Granitos anorogênicos III	Palmeiral, Prainha <1030 Rondônia 998-974 Rio Pardo 1016-982	Middle Run (bacia de antepais), <1048
Ciclo orogênico Sunsas	Granitos anorogênicos II	Santa Clara, 1080	Orogênese IV Orogênese Ottawana, 1090-1035
	Orogênese III	N. Brasilândia, colisional, 1223-1110	Orogênese Elseviriana, 1290-1190
	Orogênese II	Candeias, acrecional e colisional, 1387-1312	Composite Arc Belt, 1320
	Orogênese I	Santa Helena, acrecional, 1456-1419	Orogênese Pinwariana e EGRP, 1450
Ciclo orogênico	Granitos anorogênicos I, pós-Juruena	Serra da Providência, 1532-1573 Cachoeirinha (?), 1564-1536	Grupo Wakeham, 1520
	Orogênese colisional	Ouro Preto (pós-Jamari), 1670-1630	Orogênese Labradoriana, 1700-1730
	Orogêneses indiscriminadas	Jamari, 1810-1740 Jauru, 1780-1740	Killarney Belt, 1750-1730

1.6.3 Compartimentação tectonoestratigráfica de Rondônia.

Os terrenos que constituem o arcabouço tectonoestratigráfico de Rondônia (Figura 4b) – Jamari, Roosevelt e Nova Brasilândia (Scandolara *et al.*, 1999), termo aqui aplicado segundo os aspectos descritivos de terreno, são definidos como “entidades geológicas de extensão regional, com características petrológicas, estruturais, geoquímicas, geofísicas, e geocronológicas próprias, limitadas por sistemas de falhas ou zonas de cisalhamento de grande expressão” (ver Jones *et al.* 1983).

Os terrenos Jamari e Roosevelt têm sua evolução vinculada a sistema de arcos magmáticos (Scandolara *et al.*, 1999) e interagiram entre si desde o Paleoproterozóico (faixas orogênicas

acrescionário/colisionais Rio Negro/Juruena – Tassinari e Macambira, 1999 ou Juruena/Rondônia – Santos *et al.* 2000).

O terreno Nova Brasilândia é constituído por três diferentes cinturões e idades compatíveis com a orogenia grenvilliana: Sunsas e Aguapeí expostos na borda NE da Bolívia e ao longo da fronteira Brasil-Bolívia e Nova Brasilândia, no sul de Rondônia, e tem sua história geológica ligada a evento colisional meso/neoproterozóico (Orogenia Colisional Sunsas/Grenville ou Ciclo Sunsas, Santos, 2004).

1.6.3.1 Terreno Jamari

Neste segmento crustal agrupam-se as unidades que constituem o embasamento regional (idades entre 1780 e 1620 Ma, Santos *et al.*, 2000; Payolla *et al.*, 2002) da porção sudoeste do Cráton Amazônico, historicamente denominadas de Pré-Cambriano CD (Lobato *et al.*, 1966), Complexo Basal (Souza *et al.*, 1975), Complexo Xingu (Leal *et al.*, 1978), Complexo Jamari (Isotta *et al.*, 1978), complexos Jamari/Jaru (Scandolaro *et al.*, 1996, 1999) e associação de gnaisses, granitos e granulitos (Payolla *et al.*, 2002). Seis suítes de granitos rapakiví com química de granitos tipo A (Serra da Providência, Santo Antônio/Teotônio, Alto Candeias, São Lourenço/Caripunas, Santa Clara e Granitos Jovens de Rondônia, Bettencourt *et al.*, 1999), com idades entre 1600 e 950 Ma constituem as denominadas suítes pós-orogênicas (Santos *et al.*, 2000) ou anorogênicas (Bettencourt *et al.*, 1999), enquanto as coberturas supracrustais constituem a Formação Mutum-Paraná (Lobato *et al.*, 1966; Scandolaro *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2000, idade 1746 Ma) e Grupo Roosevelt (Santos *et al.*, 2000, idade 1740 Ma), além das coberturas sedimentares indeformadas (idades entre 970 e 1039 Ma) da Formação Palmeiral (Lobato *et al.*, 1966; Souza *et al.*, 1975), consideradas como depósitos de bacias pós-orogênicas do tipo foreland (Santos *et al.*, 2000) ou de bacias intracontinentais (Bahia & Pedreira, 1999).

1.6.3.2 Terreno Roosevelt

Este terreno estende-se da região a leste da Serra Providência até os limites com o Domínio Peixoto de Azevedo da Província Tapajós-Parima no norte de Mato Grosso. É pouco conhecido e nele foram identificados quatro tipos de associações de rochas, cujo empilhamento estratigráfico ainda é preliminar: a) dois tipos de embasamento (Complexo Jamari/Grupo Alto Juruá com idades entre 1780 e 1740 Ma e complexos Monte Verde e Bacari-Mogno com idades entre 2100 e 1850 Ma, Bizzi *et al.*, 2004); b) suítes granitóides orogênicas cálcio-alcálicas formadas no intervalo entre 1840 e 1770 Ma (São Romão, São Pedro, Juruena, Nhandu, Apiacás, Paranaíta, Cristalino e Vitória, Santos, 2004); c) unidades vulcânicas e vulcanossedimentares com idades entre 1800 e 1690 Ma

(grupos Roosevelt, Beneficente e Colider; Santos, 2004); e d) assembléia pós-orogênica (bacias sedimentares – Formação Dardanelos com idade máxima de 1300 Ma e granitos anorogênicos e pelas básicas associadas correlacionáveis às suítes básica-ultrabásica Cacoal – idade 1350 Ma e Serra da Providência – idades entre 1540 e 1600 Ma, respectivamente (Santos, 2004).

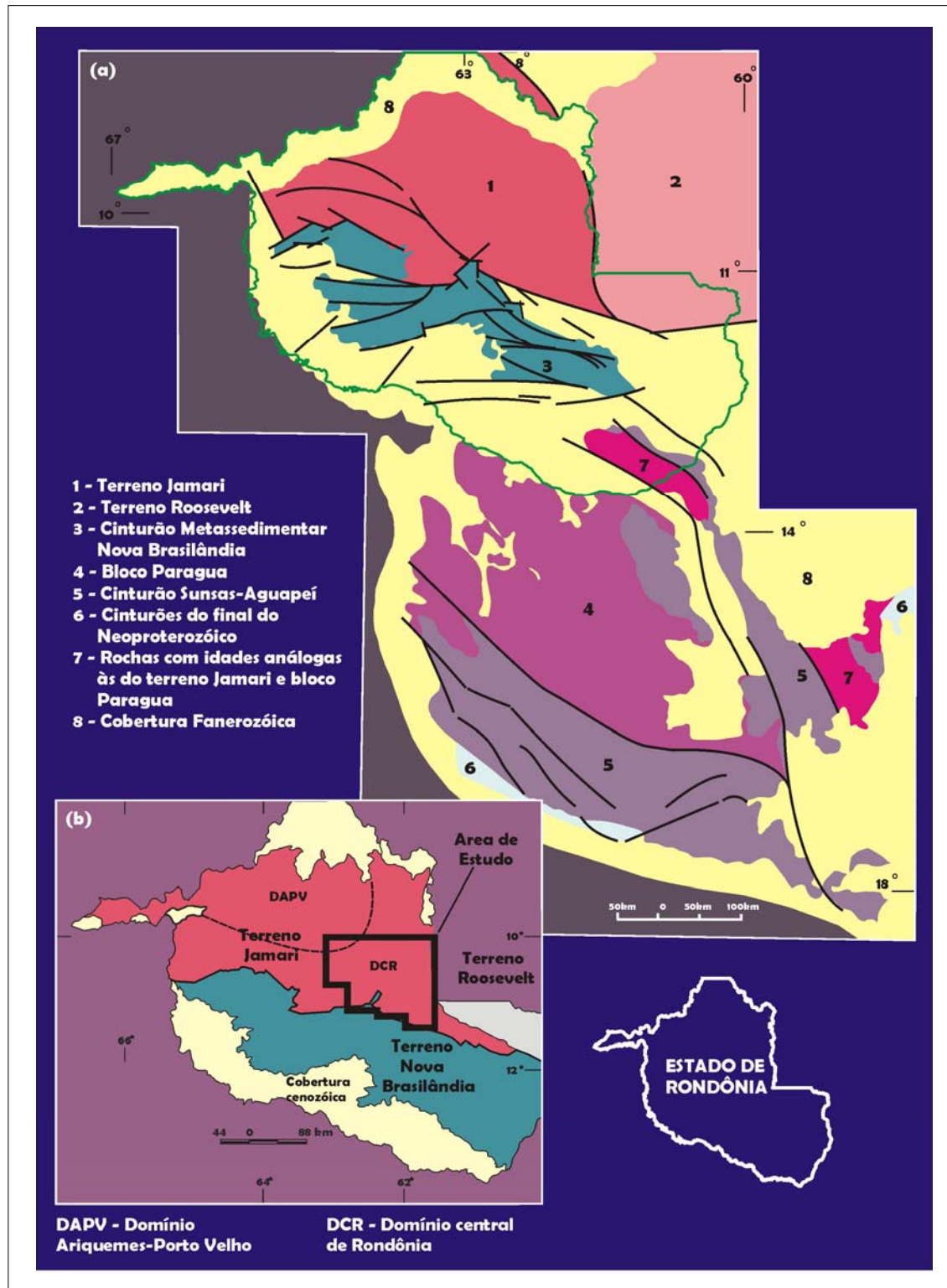


Figura 4 – Em (a) esboço tectonoestratigráfico do SW do Cráton amazônico e (b) de Rondônia (Scandolara *et al.*, 1999).

1.6.3.3 Terreno Nova Brasilândia

O terreno Nova Brasilândia é constituído por seqüência de rochas metassedimentares, com componente vulcânico subordinado, denominada Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (Scandolaro & Rizzotto, 1992) ou Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto, 1999), por granitos intrusivos das suítes Rio Pardo (Silva & Bahia, 1992) e Costa Marques (Scandolaro et al., 1999), pelo Granito Rio Branco (Rizzotto, 1999), por coberturas continentais da Formação Palmeiral e por coberturas fanerozóicas (Grupo Primavera, Scandolaro et al., 1999).

O metamorfismo alcançou condições localizadas de anatexia, formando bolsões de leucogranitos tipo-S, cujas idades U-Pb de 1113 ± 56 Ma e 1110 ± 8 Ma estabelecem a idade mínima para as rochas metassedimentares (Rizzotto *et al.* 1999). Tanto os dados U-Pb como Sm-Nd no Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto *et al.* 1999) indicam fontes crustais antigas para a unidade (idades-modelo T_{DM} entre 1,91 e 1,63 Ga).

1.6.4 Reconstruções paleogeográficas envolvendo o Craton Amazônico

1.6.4.1 Rodínia: o supercontinente Mesoneoproterozóico

No final do Mesoproterozóico um supercontinente comumente referido como Rodínia supostamente formou-se em torno de 1100 Ma e fragmentou-se entre 800 e 700 Ma. A fragmentação de Rodínia coincidiu com dramáticas mudanças na Terra, como diversificação da vida, condições climáticas únicas e mudanças globais na química dos oceanos (Dalziel, 1997; Hoffman et al., 1998), assim como por longo e incomum padrão de convecção mantélica (Evans, 1998).

Contudo, a duração, configuração e até mesmo a existência (Piper e Zhang, 1999) de um supercontinente (ou supercontinentes – Rodínia e Panotia, Dalziel, 1992; Young, 1995) Pré-Cambriano permanece controversa. As reconstruções detalhadas são prejudicadas pela ausência de registros de fundo oceânico, caminhos de migração polar (APW) baseados em dados paleomagnéticos de alta qualidade e pelas subseqüentes modificações nas margens das placas Pré-Cambrianas. Além disso, os ajustes continentais (Laurentia x Austrália-Antártica, Índia x Austrália-Antártica, Craton Amazônico (CA) x Laurentia, etc) e as idades de fragmentação propostas em inúmeros artigos importantes da primeira metade da década de noventa são ainda conflitantes com os dados paleomagnéticos existentes.

A hipótese de que massas continentais se agregaram no final do Mesoproterozóico foi inicialmente formulada por Valentine e Moores (1970) com a proposta da construção de um supercontinente com idade em torno de 1000 Ma (idades Grenville). A idéia da possibilidade de

que um supercontinente Proterozóico agregasse as principais massas continentais recebeu impulso através da constatação da existência de grande número de *mobile belts* entre 1100 e 1000 Ma (Dewey e Burke, 1973). Inicialmente, com base nos dados paleomagnéticos disponíveis, todos os continentes teriam se ajustado por caminhos de migração comuns (APWP - Postulado de Piper). Isto conduziu à sugestão de que um supercontinente composto pela maioria das massas continentais manteve-se com a mesma configuração através de todo o Pré-Cambriano (Piper, 1976, 2000). Pólos paleomagnéticos publicados no final dos anos 1970 e início dos anos 1980, geralmente são pobres em idades de controle e permitem suficiente flexibilidade no ajuste de qualquer pólo por caminhos tortuosos (ver Van der Voo e Meert, 1991). Subsequentemente, as idéias sobre os supercontinentes pré-cambrianos fundamentadas nas evidências de seqüências de margens passivas existentes em todo o planeta receberam impulso (Bond et al., 1984). Tais autores argumentam que a presença global dessas margens atesta a fragmentação do supercontinente no final do Proterozóico.

As primeiras configurações que tratam da paleogeografia e dos blocos cratônicos agregados no supercontinente Mesoneoproterozóico datam do início dos anos noventa e baseiam-se principalmente nas correlações entre os cinturões metamórficos e idades das províncias ígneas. Dalziel (1991), (Figura 5), Moores (1991) e Hoffman (1991), (Figura 6) – seguindo a sugestão de McMenamin e McMenamin (1990), (Figura 7), adotaram o nome de **Rodínia** para o supercontinente Meso-Neoproterozóico (ver Meert e Powell, 2001). A geometria do supercontinente de Rodínia permanece ainda hoje flexível, mas a maioria dos modelos busca uma configuração ao redor das idades dos cinturões metamórficos Grenvilliano-Sveconorvegiano-Kilbariano (~1350-1000 Ma) e na ligação das províncias por suas margens cratônicas.

Apesar da falta de evidências paleomagnéticas conclusivas a favor do supercontinente Rodínia, as ligações geológicas entre os núcleos cratônicos e as correlações dos cinturões metamórficos permaneceram como argumentos decisivos nas reconstruções e forneceram suporte para uma grande variedade de novas configurações a partir da metade da década de noventa (Young, 1995; Pelechaty, 1996; Dalziel, 1997; Unrug, 1997; Rainbird et al., 1998; Karlstrom et al., 1999; Sears e Price, 2000; Dalziel et al., 2000). Na reconstrução de Dalziel (1997) a partir dos seus arquétipos, Laurentia formava o núcleo do supercontinente com Gondwana oriental situado ao longo de sua margem ocidental (como nos dias atuais – SWEAT, sudoeste dos EUA-Antártica), e com a Amazônia e Báltica posicionadas ao longo de sua atual margem oriental (Figura 8).

Na configuração de Unrug (1997), (Figura 9), a Laurentia e o leste da Antártica formam o bloco central do supercontinente, com Amazônia, Báltica e Sibéria em posições similares àquelas da reconstrução de Dalziel (1997), porém com Congo em posição mais ao norte, contígua ao leste da Antártica. A reconstrução expõe uma descrição pormenorizada dos elementos geotectônicos

envolvidos com a nomenclatura dos crátons arqueanos e paleoproterozóicos e dos cinturões móveis mesoproterozóicos que os interligam na proposta de supercontinente.



Figura 5 - Reconstrução do supercontinente de Rodínia segundo Dalziel (1991). AM – Amazônia; B – Báltica; WA – Oeste africano; C – Congo; K - Kalahari; L – Laurentia; S – Sibéria; EA – Antártica leste; A – Austrália; I – Índia.

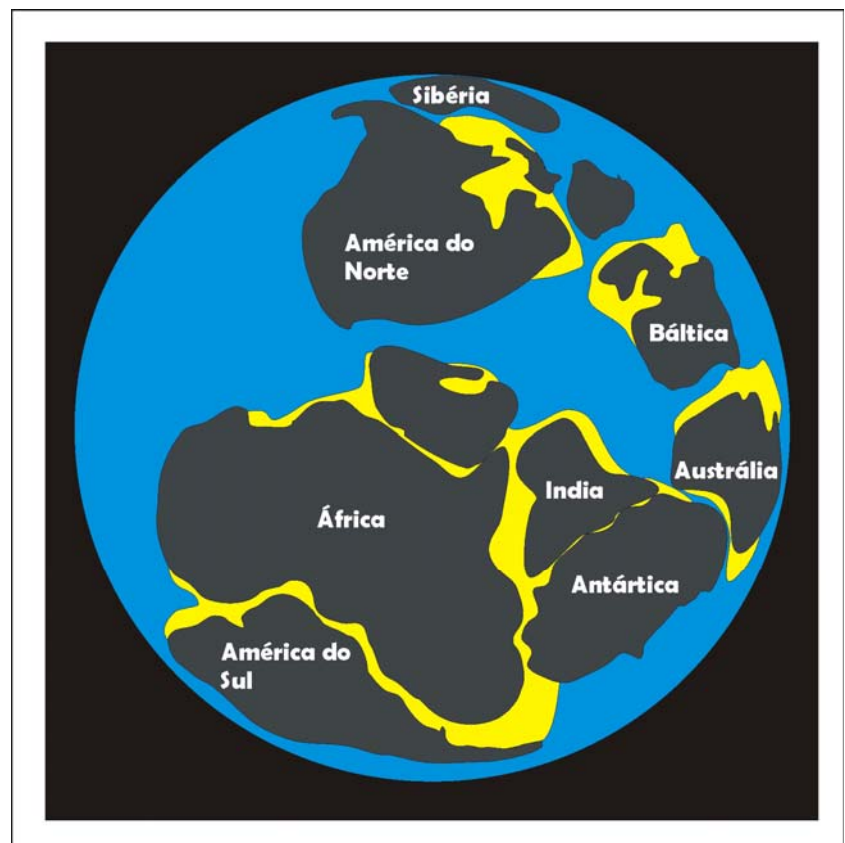
A reconstrução de Dalziel et al. (2000), (Figura 10) não apresenta alterações substanciais em relação à proposta de Dalziel (1997), (Figura 8), mostrando Laurentia como massa cratônica central do supercontinente, com Amazônia, Báltica e Rio de La Plata rotacionando para leste/nordeste e o cráton do Kalahari assumindo posição mais a oeste, afastando-se da América do Norte. As demais entidades continentais não apresentam alterações significativas nas suas posições e os cinturões móveis com idades grenvilliana continuam como importantes elementos de ligação entre os crátons.

A despeito do progresso da última década, não existe consenso sobre a configuração do supercontinente Rodínia (e.g., Dalziel, 1991; Hoffman, 1991; Moores, 1991; Dalziel, 1994, 1997; Gose et al., 1997; Scotese, 1998; Weil et al., 1998; Dalziel et al., 2000; Piper, 2000; Karlstrom et al., 2001; Powell and Meert, 2001). As dificuldades têm origem no fato de que as ferramentas utilizadas para a reconstrução do supercontinente Pangea não podem ser integralmente aplicadas



Figura 6 – Reconstituição do supercontinente de Rodínia (Hoffman, 1991)

Figura 7 – Configuração de Rodínia segundo McMenamim e McMenamim (1990)



em rochas proterozóicas, os métodos para a correlação dos crátons proterozóicos são menos conclusivos e os subseqüentes eventos tectônicos mascaram os registros de colisões e separações proterozóicas.

Apesar dessas ressalvas, os estudos paleomagnéticos sobre a configuração de Rodínia foram amplamente concordantes com a idéia de Powell et al. (1993) e Torsvik et al. (1996), mas a

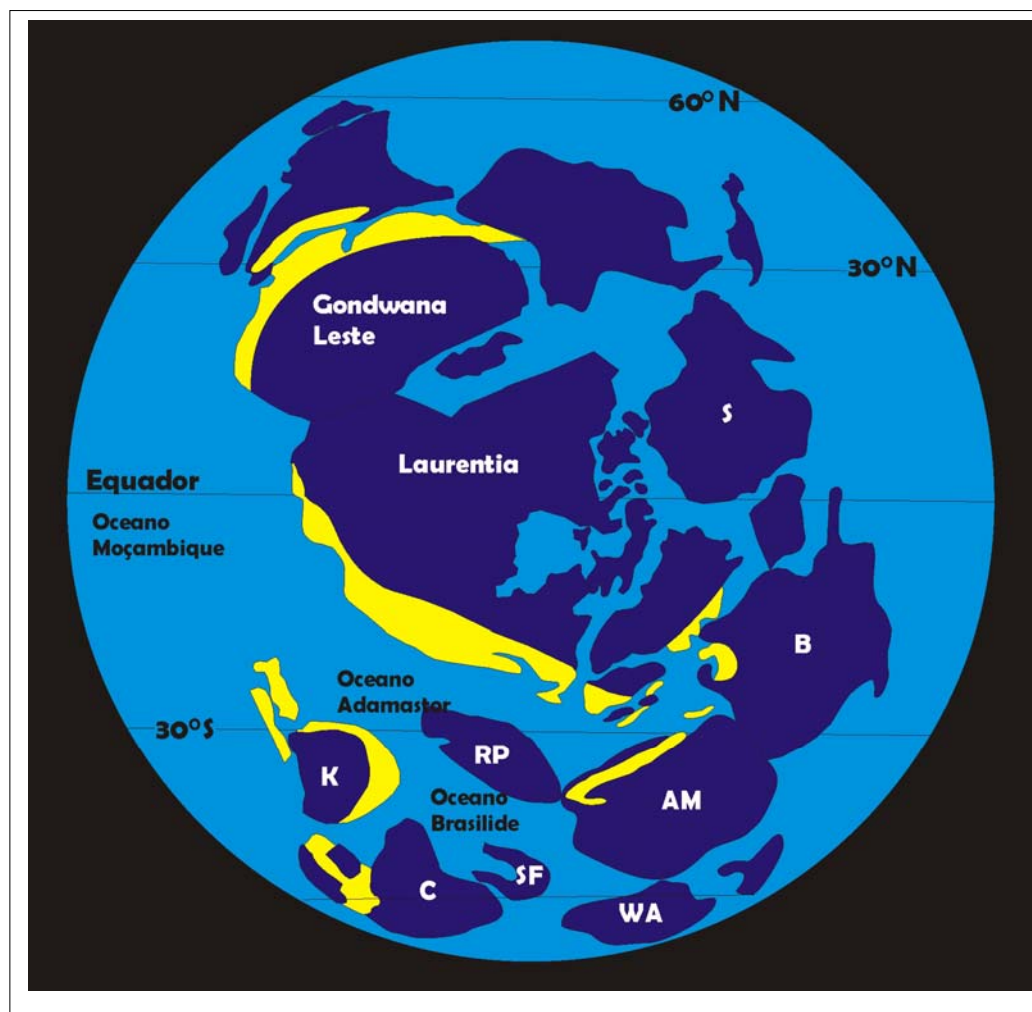


Figura 8 – Proposta de configuração de Rodínia (Dalziel, 1997) com base em Dalziel (1991) e Hoffman (1991).

S - Sibéria; B – Báltica; AM – Amazônia; WA – Oeste da Antártica
C - Congo; K – Kalahari; RP – Rio de La Plata; SF – São Francisco

qualidade dos dados avaliados foi insuficiente para superar qualquer teste rigoroso sobre a paleogeografia de Rodínia. Em parte, isso foi devido ao fato de que estudos paleomagnéticos mais antigos em rochas Proterozóicas não foram acompanhados (amarrados) a idades radiométricas específicas ou não foram completamente analisados para a possibilidade de superposições mais jovens.

De período mais recente provém (Weil et al., 1998; Tohver et al., 2002; Meert e Torsvik, 2003; Pesonen et al., 2003; Pysarevski et al., 2003) estudos paleomagnéticos conduzidos em conjunção com estudos radiométricos contribuíram para definir temporal e espacialmente os caminhos de migração de massas continentais. Não obstante, os atuais estudos paleomagnéticos relativos ao Proterozóico são suficientes apenas para testar a relação paleogeográfica entre dois ou três continentes em certos intervalos (Meert e Powell, 2001).

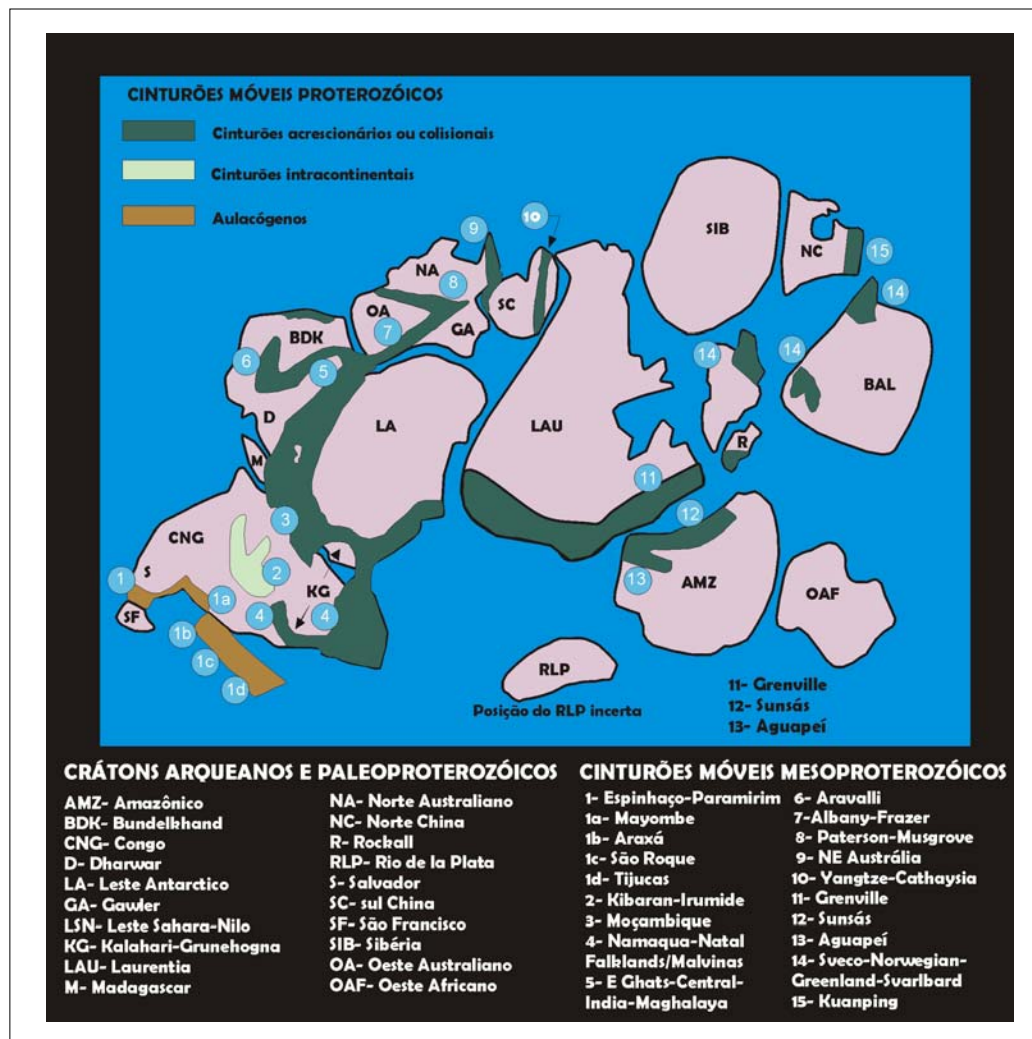


Figura 9 – Configuração de Rodínia (Unrug, 1997) com a disposição dos núcleos arqueanos, cinturões móveis e aulacógenos.

Assim, segundo Loewy et al. (2003) a reconstrução de Rodínia requer: (1) correlação dos cinturões orogênicos que agora estão separados nos continentes, (2) determinação das paleolatitudes e de migração polar por meio de dados paleomagnéticos, (3) reconhecimento e correlação dos terrenos alóctones com seus parentes cratônicos e (4) correlação das seqüências sedimentares depositadas em bacias pós-colisionais tipo *rift* que podem estar agora em continentes separados. Assumindo razões aceitáveis de movimentos de placas, a posição relativa dos

continentes em Rodínia deve também permitir a eventual formação de Gondwana como último supercontinente do Proterozóico e início do Cambriano. Nenhum dos métodos aplicados independentemente fornece solução convincente. Assim, um conjunto de observações empregando múltiplos métodos faz-se necessário para a elaboração de uma configuração convincente. Loewy et al. (2003) enfatizam a utilidade da composição isotópica de Pb em rocha-total para caracterizar terrenos e proporcionar a combinação da assinatura isotópica regional de Pb e a história tectônica para correlacionar blocos continentais separados e suas seqüências sedimentares e, assim, avaliar a reconstrução das placas pré-cambrianas.

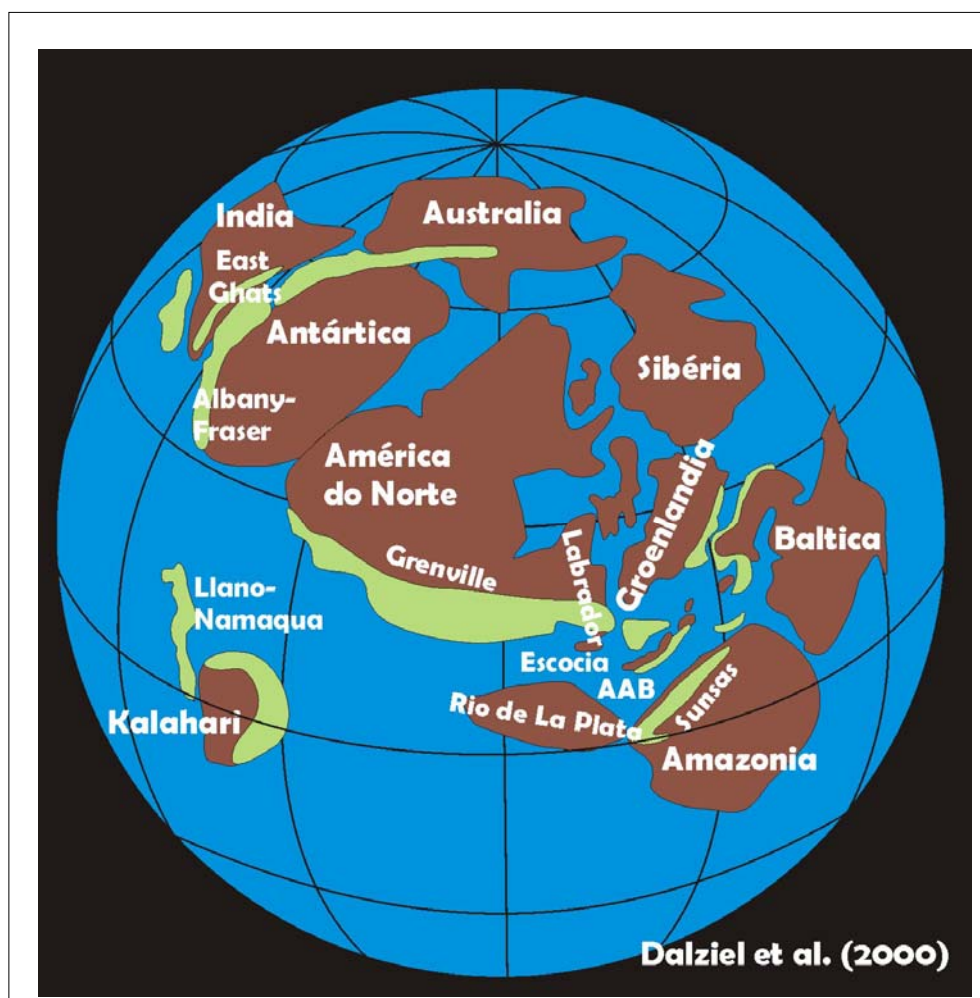


Figura 10 - Reconstrução do hipotético supercontinente Rodínia ~ 1000 – 750 Ma (Dalziel et al., 2000). Os crátons mesoproterozóicos (cor marrom) são unidos por cinturões orogênicos de idades grenvillianas.

Usando estes métodos Loewy et al. (2003) avaliam parte da reconstrução proposta por Dalziel (1994) que correlaciona a parte central e oeste da América do Sul (Amazônia) com o nordeste da Laurentia (Labrador, oeste da Escócia e Groenlândia). Loewy et al. (2003) reconhecem também uma hipótese alternativa (Gower et al., 1990) onde Báltica posiciona-se adjacente a

Groenlândia e Escócia, formando uma margem contígua através do Mesoproterozóico, o que não torna necessária a existência da Laurentia como promontório durante a amalgamação de Rodínia (Figura 11).

1.6.4.2 Rodínia e o Cráton Amazônico

Pensava-se que a posição do Cráton Amazônico no supercontinente de Rodínia fosse adjacente à atual margem leste da Laurentia (Figura 12), porém esta posição não se confirmou a partir de dados paleomagnéticos recentes obtidos em rochas máficas da Formação Nova Floresta, Rondônia (Tohver et al., 2002), que fornecem interessante e nova posição do Cráton Amazônico adjacente à região de Llano, no oeste do Texas. Esta nova localização da Amazônia em relação às configurações originais proporciona concluir que o continente sul teria colidido com Laurentia durante a orogênese Grenville (Mosher, 1998). A Figura 13a mostra a posição alternativa do Cráton Amazônico baseada nos pólos obtidos na formação Nova Floresta (Tohver et al., 2002); se o CA colidiu com Laurentia ao longo da margem Grenvillian de Llano, então abrem-se novas e interessantes ramificações sobre a reconstrução de Rodínia (Meert e Torsvik, 2003).

O Cráton Rio de La Plata (CRP) é tradicionalmente ligado ao Cráton Amazônico em Rodínia nas primeiras reconstruções (Rogers e Santosh, 2002). Esta conexão é somente suportada fracamente por dados geológicos sugerindo a união do sul da Amazônia com o cráton Rio de La Plata durante a orogênese Transamazônica ou pela comparação de seqüências mais jovens em ambas as regiões (Almeida et al., 2000; Teixeira et al., 1999; Trompette, 1997).

Em contraste, Brito-Neves (2002) notou a existência de um segmento oceânico entre CRP e Amazônia durante o Brasiliano, embora a largura deste oceano possa ter sido ainda maior. Um cráton com relação contígua entre CRP-Amazônia resulta em considerável superposição com a Austrália (na configuração AUSWUS) e Antártica na configuração SWEAT (Figura 13a).

Na discussão da relação geométrica e geológica entre Laurentia, Báltica e Amazônia, Geraldes et al. (2001) sugerem relação genética entre suítes rapakivi com idades entre 1,55 e 1,60 Ga e suítes orogênicas do cráton Amazônico com aquelas encontradas no escudo Báltico (Ahäll et al., 2000). Os autores sugerem, ainda, que a continuidade desses cinturões constitui forte argumento sobre a proximidade entre Amazônia e Báltica, mas não necessariamente com Laurentia. A conexão Amazônia-Báltica é consistente com dados paleomagnéticos até ~ 1200 Ma (Figura 13b), mas por causa da falta de controle longitudinal e escolha dos pólos outras opções são igualmente válidas (ver Tohver et al., 2002).

1.6.4.3 SW do Craton Amazônico no contexto de Rodínia

Rochas de idade esteniana têm sido reconhecidas no SW do Cráton Amazônico desde Priem et al. (1972), quando granitos estaníferos de Rondônia foram datados pelo método Rb-Sr (1011 Ma) e relacionados à orogenia Grenville, na Laurentia. Litherland et al. (1986) admitem a existência de cinturão orogênico na Bolívia, chamado Sunsas, com idade em torno de 1.0 Ga, *trend* estrutural geral NW, que pode ser correlacionado com o cinturão Aguapeí no Brasil. Rochas grenvillianas geradas durante a orogenia Sunsas, caracterizadas no Brasil e Bolívia, são reconhecidas em outros países da América do Sul, como Colômbia e Venezuela. Esta estreita região do Cráton Amazônico tem sido incluída na reconstrução do Supercontinente Rodínia como resultado da colisão e fusão da Amazônia e Laurentia em torno de 1.2-1.0 Ga.

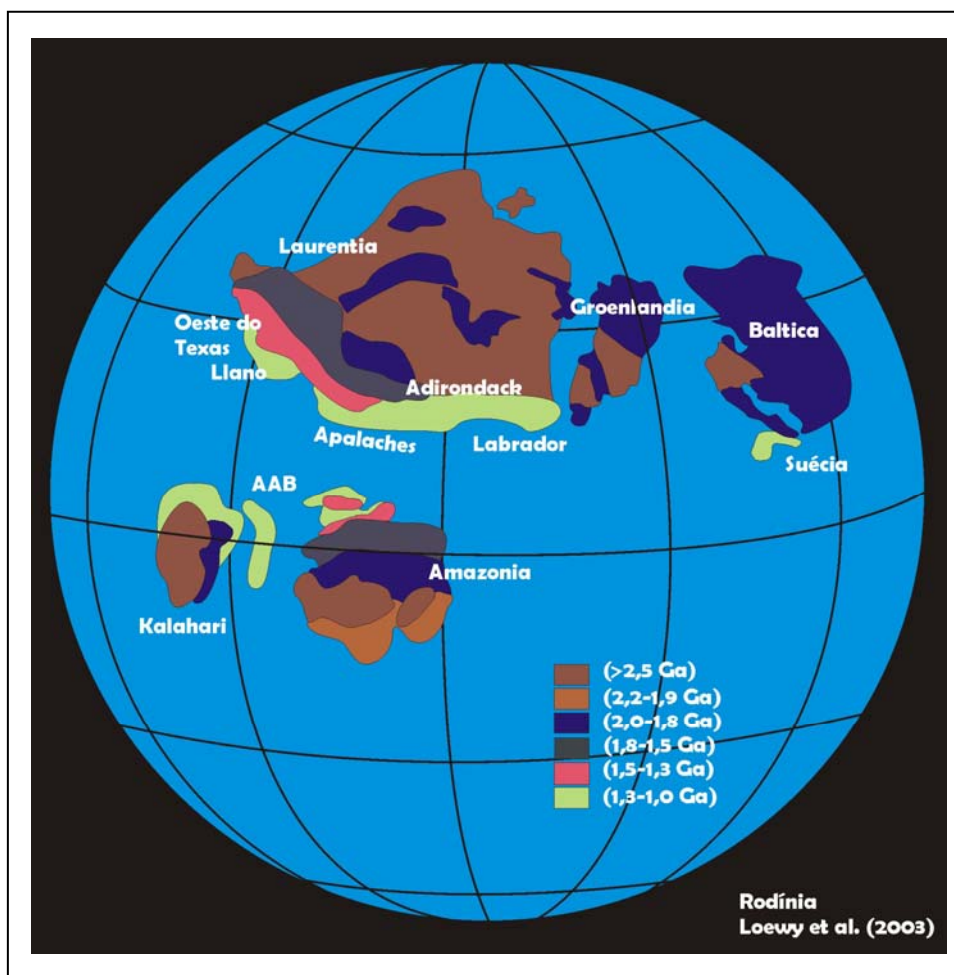


Figura 11- Nova e parcial reconstrução de Rodínia (Loewy *et al.*, 2003) baseada em duas propostas de correlação; (1) Amazônia com as Apalaches central e sul e (2) AAB com o cráton Kalahari. O continente báltico na posição sugerida por Gower et al (1990), contígua à margem NE da Laurentia.

As similaridades no desenvolvimento cronológico, tectônico, metamórfico e magmático da Amazônia e Laurentia (envolvendo o Cinturão Móvel Sunsas/Aguapeí e o Cinturão Móvel

Grenville), têm sido reconhecidas de forma mais ampla nos trabalhos de Cordani & Brito Neves (1982), Rivers et al. (1987), Dalziel (1991), Hoffman (1991) e Sadowski e Bettencourt (1996) e Tohver et al. (2002). Tais argumentos subsidiam modelo geotectônico que trata da possível ligação paleogeográfica entre Amazônia e Laurentia no final do Mesoproterozóico.



Figura 12 - Modelo tradicional do supercontinente de Rodínia adaptado de Dalziel (1997) e Torsvik et al (1996). O modelo posiciona dois eventos de *rifting*: um ao longo atual margem oeste da Laurentia (entre 800 e 700 Ma) e o segundo ao longo da atual margem leste da Laurentia (entre 600 e 500 Ma) (Meert e Torsvik, 2003).

Sadowski & Bettencourt (1994,1996), introduzem modificações ao que foi originalmente apresentado por Dalziel (1991), (Figura 5) para explicar a vizinhança, no final do Mesoproterozóico, entre o Cráton Amazônico e terrenos da faixa Grenvilliana (Figura 14). Segundo estes autores tal evento compreenderia as seguintes etapas: (i) 1,50-1,40 Ga - soerguimento seguido

de fragmentação e injeção de magmas graníticos, evoluindo até o estágio de formação de crosta oceânica; (ii) 1,40-1,30 Ga – início do processo de subducção; (iii) 1,30-1,20 Ga – progressão da subducção e deformação das rochas dos grupos Sunsas e Aguapeí seguida de formação do Arco Magmático Sunsas (entre 1,20 e 1,10 Ga); (iv) formação do Cinturão Grenville, com a colisão expressa por duas fases de dobramentos e zonas de cisalhamento transcorrentes.

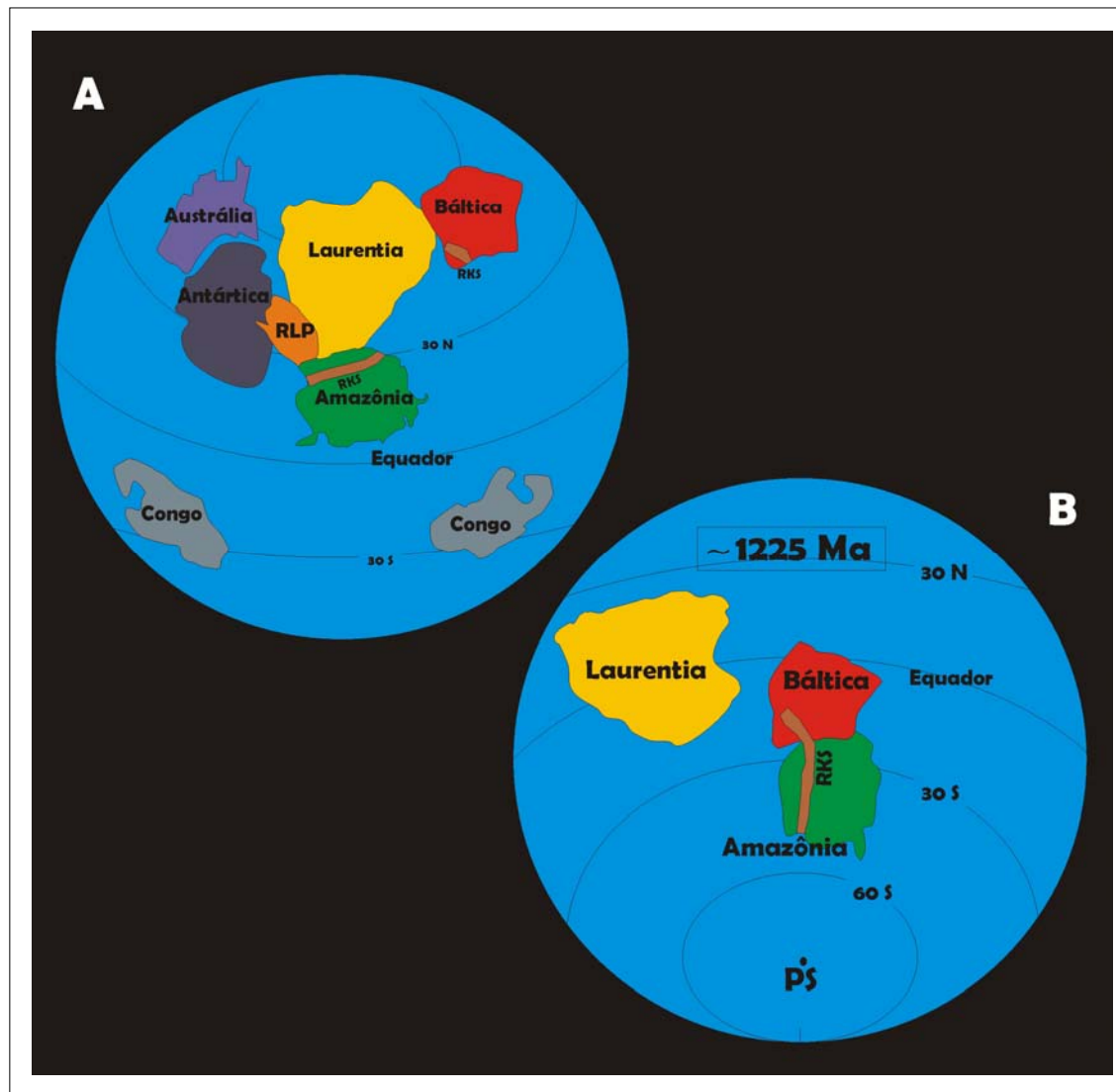


Figura 13 - (A) Disposição dos vários elementos cratônicos em torno de Laurentia (coordenadas atuais) discutidas por Meert e Torsvik (2003). A Amazônia foi rotacionada em direção à Laurentia, segundo dados de Tohver et al. (2002). (RKS = Suítes *Rapakivi* mesoproterozóicas (Geraldes et al., 2001); (b) Reconstrução mostra a Amazônia e Báltica (Meert e Torsvik, 2003; Geraldes et al., 2001). Os dados paleomagnéticos de Meert e Torsvik (2003) podem indicar que, se o *link* Báltica-Amazônia proposto por Geraldes et al. (2001) para o Mesoproterozóico estiver correto e a relação proposta por Tohver et al. (2002) estiver igualmente correta, então Báltica deve ter se separado da Amazônia antes de 1225 Ma.

Com o propósito de testar a hipótese da vizinhança entre Amazônia e Laurásia no final do Mesoproterozóico, reforçar a idéia da existência do supercontinente Rodínia e estabelecer a ligação entre a deformação inicial do evento grenviliano no oeste do Cráton Amazônico Tohver et al. (2002), desenvolveram estudos em Rondônia, SW do Cráton Amazônico. Estudos paleomagnéticos, geocronológicos e petrográficos em gabros e basaltos da Formação Nova Floresta, objetivaram estabelecer provável deformação correlata com a Província de Laurentia e a análise dos dados paleomagnéticos possibilitou a elaboração de uma configuração de Rodínia (Figura 13a e 15) onde a parte oeste da Amazônia faz vizinhança com a porção mais meridional de Laurentia na região de Llanos, Texas e, no que diz respeito à posição do cráton Amazônico-Laurentia, é similar àquela proposta por Hoffman (1991), (Figura 16). A geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permitiu aos autores assumir que a idade da colisão Amazônia-Laurentia (*Llano region*) ocorreu entre 1.24 e 1.12 Ga (Figura 17) e após a colisão do cráton Amazônico com a porção sul da Laurentia (*Llano Uplift region*), a movimentação assumiu caráter direcional para o SE do cráton Norte Americano, resultando no desenvolvimento de larga curva na estrutura orogênica no período entre 1.1 e 1.0 Ga (Figura 18).

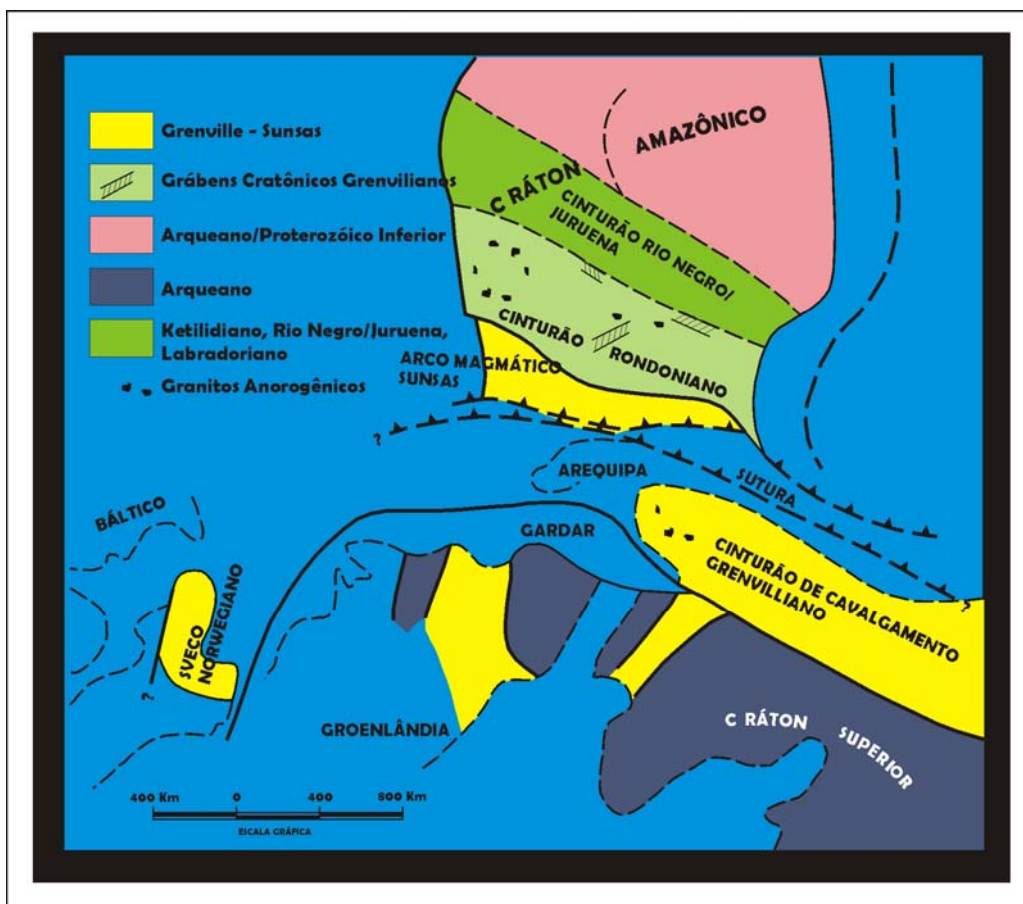


Figura 14 - Modelo tectônico do ajuste entre Laurásia e Amazônia (Sadowski e Bettencourt (1996). Geometria modificada de Dalziel (1991)

1.7 Principais propostas de compartimentação litoestratigráfica de Rondônia

O primeiro esboço do quadro geológico do então Território Federal de Rondônia foi elaborado a partir dos trabalhos da LASA (1964) e Lobato et al., (1966). Entretanto, estes trabalhos objetivaram apenas subsidiar a exploração das jazidas de cassiterita pela composição de mosaico de fotografias aéreas em escala 1:70.000 e de levantamento geológico simples em torno das áreas de mineração. Na década de 70, em virtude da crescente atividade mineradora e da necessidade de descobrir novas áreas para exploração mineral, surgiram os primeiros modelos de compartimentação litoestratigráfica da região.

Em proposta informal para a região noroeste de Rondônia, Souza *et al.* (1975) incluíram os complexos graníticos estaníferos na Unidade Pré-cambriano I e os posicionaram no início do Neoproterozóico (Figura 19). Esta unidade seria intrusiva em rochas cristalinas polimetamórficas constituídas por granitos anatóticos, migmatitos, gnaisses, anfíbolitos e charnockitos do chamado Complexo Basal, do Mesoproterozóico.

Utilizando dados geológicos da região sudoeste de Rondônia (Figura 19) Torres et al. (1975) propõem compartimentação litoestratigráfica com maior grau de detalhe onde a Formação Palmeiral permanece como unidade neoproterozóica, porém subdividida em membros e camadas.

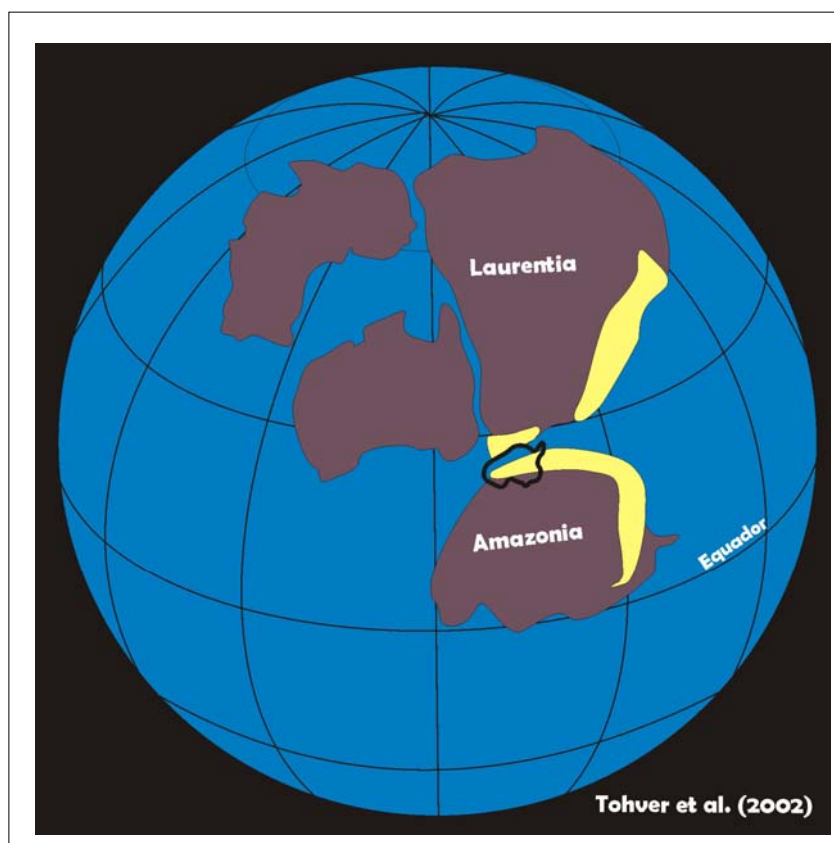


Figura 15 – Reconstrução paleogeográfica de Laurentia e Amazônia em torno de 1,2 Ga a partir dos pólos magnéticos da formação Nova Floresta (Tohver *et al.*, 2002).

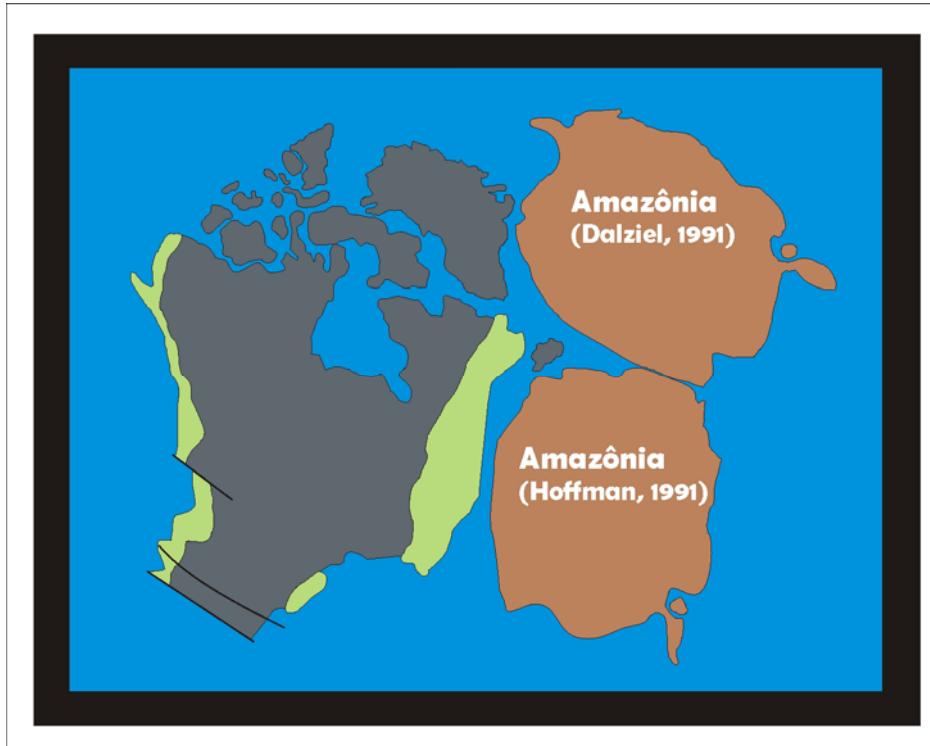
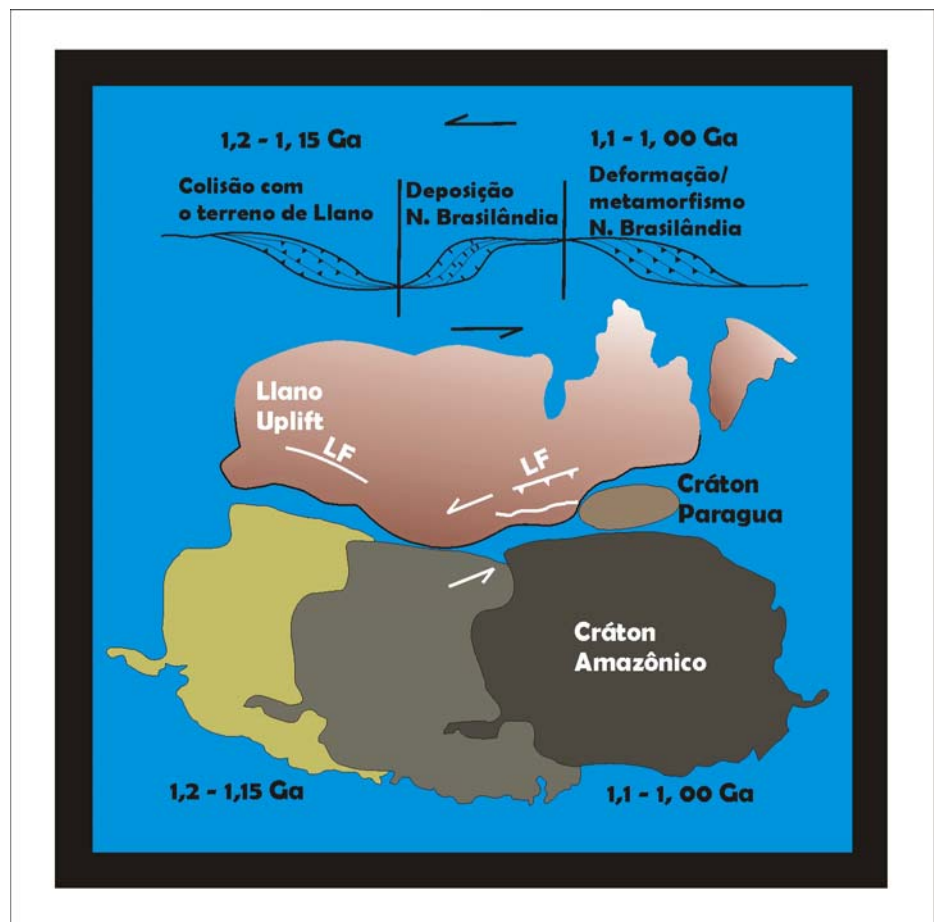


Figura 16 – Duas propostas para a posição da Amazônia em relação à margem leste da Laurentia com base em Dalziel (1991) e Hoffman (1991), utilizadas por Tohver et al (2002).

Figura 17 – Diagrama e mapa esquemático com as fases alternadas de transpressão e transtensão na colagem do Cráton Amazônico com Laurentia (Tohver et al. 2002).



Segundo estes autores os denominados granitos anorogênicos constituem o Complexo Costa Marques, do Mesoproterozóico tardio, o Granito Alto Rio Novo e magmatito Alto Riozinho do Mesoproterozóico inicial, com largas faixas de cataclasitos e milonitos da denominada Unidade Serra dos Reis que teriam retrabalhado as duas últimas unidades graníticas. O embasamento regional teria idade arqueana, subdividido em dois complexos, ambos do final do Éon: Rio Candeias e Rio Branco do Guaporé, o segundo um pouco mais antigo

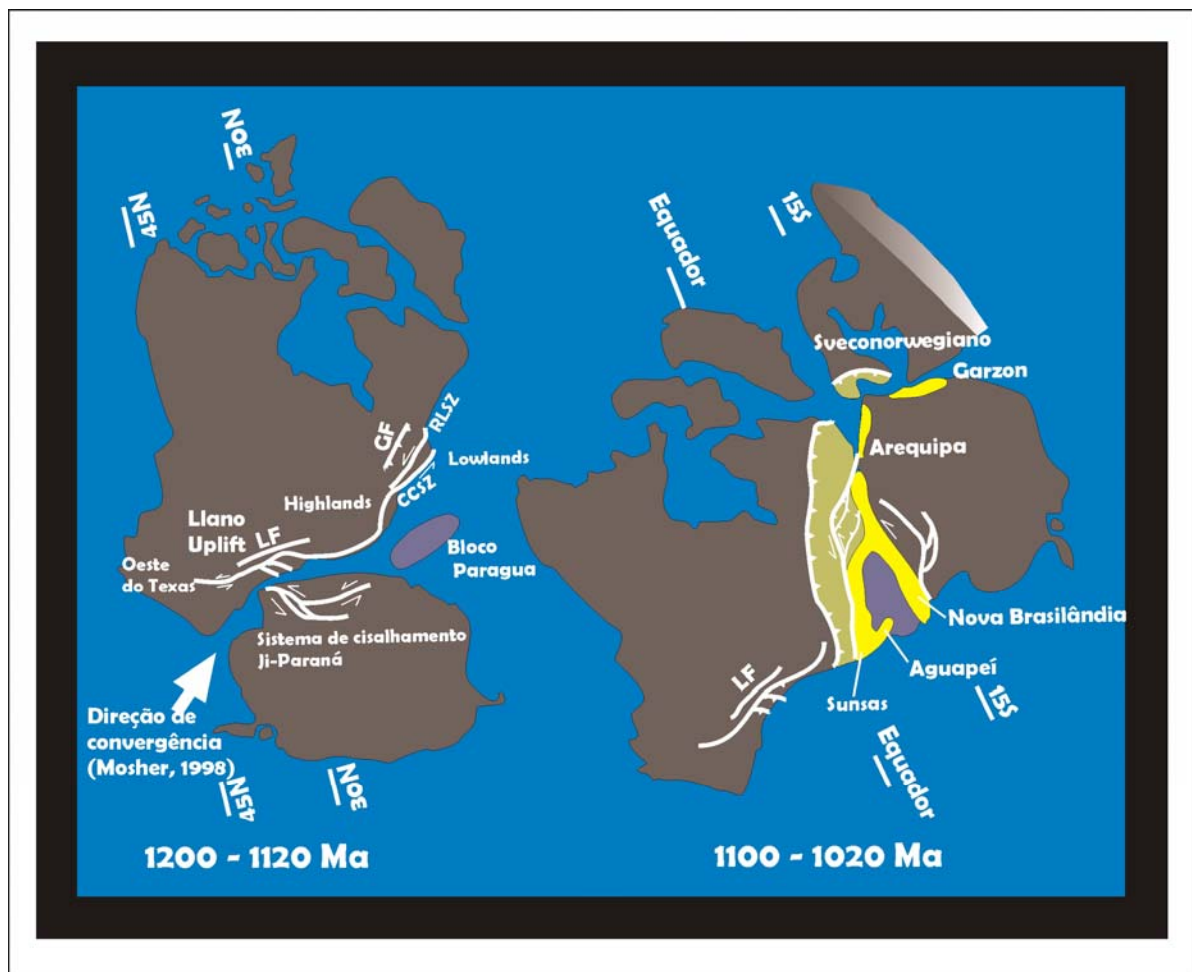


Figura 18 - Representação esquemática da evolução transpressiva grenvilliana envolvendo o Cráton Amazônico e o sul do Texas, ressaltando a importância do Sistema de Cisalhamento Ji-Paraná a partir de: (a) início da colisão com grande parte do sul da Laurentia até (b) configuração final depois da movimentação transcorrente. RLSZ – Robertson Lake Shear Zone; CCSZ - Carthage-Colton Shear Zone (Tohver *et al.*, 2005).

Leal *et al.* (1978) elaboraram a primeira proposta litoestratigráfica formal e integrada para todo o Estado de Rondônia (Figura 19), fazendo correlações de muitas das unidades que a compõem com unidades de outras regiões da Amazônia, notadamente do Pará. Como aspectos importantes e, diferentemente das propostas anteriores, os autores caracterizam e individualizam unidades paleozóicas, subdividem a cobertura neoproterozóica em Formação Pacaás-Novos

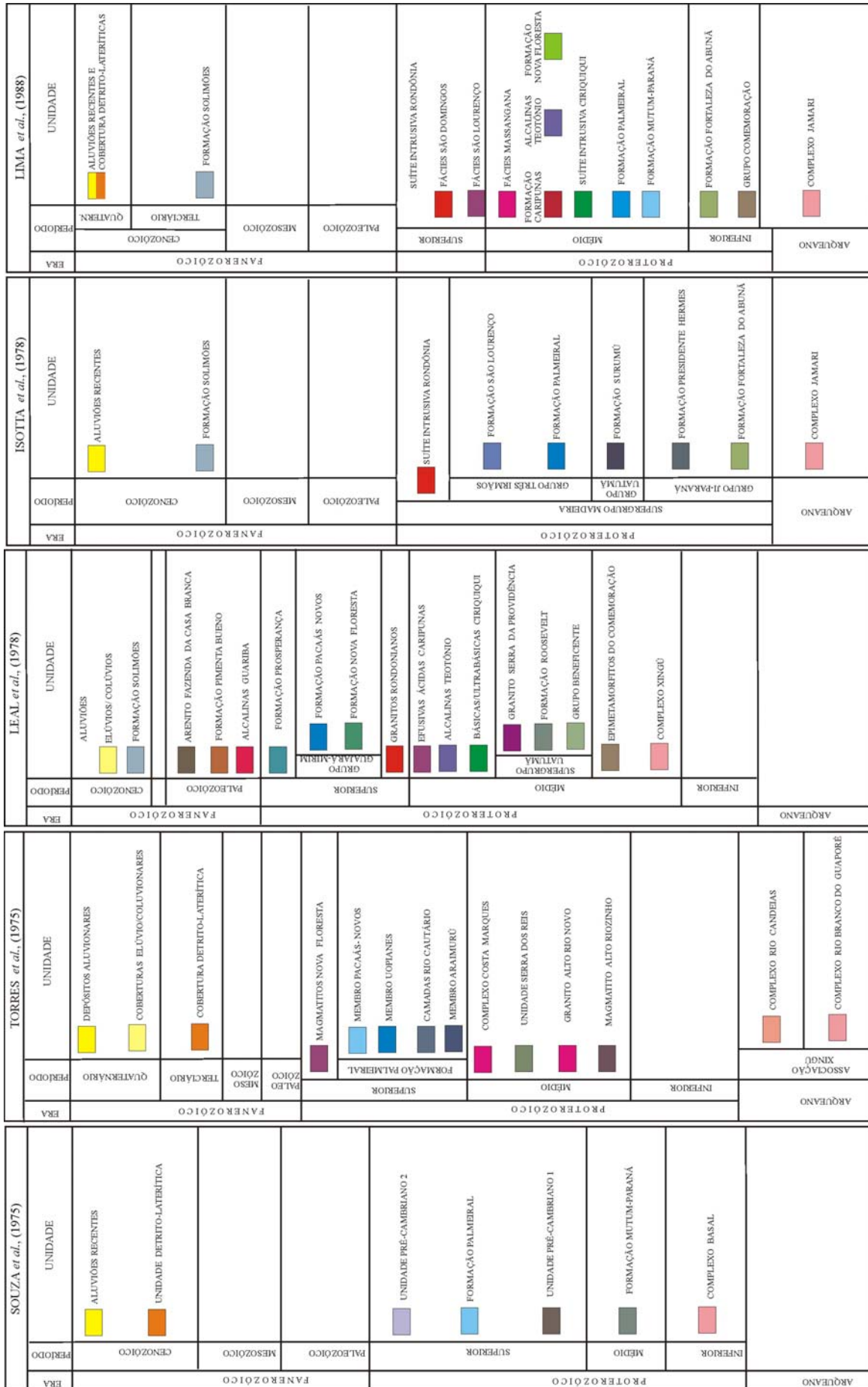


Figura 19 - Propostas de compartimentações litocronológicas da CPRM e RADAMBRASIL nas décadas de 1970 e 1980.

(sedimentar) e Nova Floresta (rochas vulcânicas e hipabissais) e reúnem os granitos estaníferos sob a denominação de Granitos Rondonianos no Neoproterozóico inicial. Em acréscimo, definem importante suíte de rochas graníticas – Granito Serra da Providência, a incluem juntamente com a Formação Roosevelt e Grupo Beneficente no Supergrupo Uatumã na porção intermediária do Mesoproterozóico e passam a denominar o complexo de embasamento de Complexo Xingu, numa correlação com a mesma unidade que ocorre no Amazonas e Pará, posicionando-o no início do Mesoproterozóico.

Por ocasião do projeto Província Estanífera de Rondônia, Isotta et al. (1978) priorizaram o estudo dos granitos portadores de estanho e suas encaixantes na região central de Rondônia, inserindo-os na Suíte Intrusiva Rondônia, com posição estratigráfica acima da cobertura neoproterozóica agora denominada de Grupo Três Irmãos (Figura 19). O Grupo Uatumã restringe-se à Formação Surumu (vulcânicas ácidas), enquanto o Grupo Ji-Paraná, de natureza vulcanossedimentar, é constituído pelas formações Presidente Hermes e Fortaleza do Abunã e os três grupos constituem o Supergrupo Rio Madeira. Com relação às rochas de embasamento, estes autores consideraram imprópria a sua correlação com o Complexo Xingu (proposta de Leal et al., 1978) e propuseram o termo Complexo Jamari para as rochas polimetamórficas encaixantes da Suíte Intrusiva Rondônia. O Complexo Jamari, definido no rio homônimo, região de Ariquemes, seria formado pela associação de idade arqueana com metamorfitos de alto grau, fácies anfíbolito, constituídos por biotita gnaisse, biotita-hornblenda gnaisse, migmatitos, granitos anatéticos, anfíbolitos e charnockitos.

No final da década de 90, por ocasião da elaboração do primeiro mapa geológico ao milionésimo do estado de Rondônia, Scandolaro et al. (1999) promovem abrangente reavaliação dos produtos cartográficos e respectivos relatórios geológicos elaborados nas décadas de 70 e 80 e, com o suporte de dados geocronológicos (Payolla, 1994; Bettencourt et al., 1995, 1999) e o aporte de novas e importantes informações de campo obtidas na década de 90 (Bahia e Silva, 1992; Scandolaro e Rizzoto, 1992; Rizzotto et al., 1995; Bahia e Pedreira 1999), propõem compartimentação litoestratigráfica (Figura 20) em que as principais unidades geológicas são organizadas no contexto de terrenos tectonoestratigráficos (Jamari e Roosevelt) compostos por conjunto de rochas que constituem o embasamento proterozóico, bacias sedimentares fanerozóicas e neoproterozóicas e coberturas cenozóicas.

No projeto Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo, Bizzi *et al.* (2004), já com consistente suporte geocronológico, aprimoram a proposta de Scandolaro *et al.* (1999) e distribuem as unidades geológicas em províncias geológicas (Parecis, Rondônia-Juruena e Sunsas), ajustando o posicionamento cronoestratigráfico de algumas unidades. Assim, a idade de cristalização dos

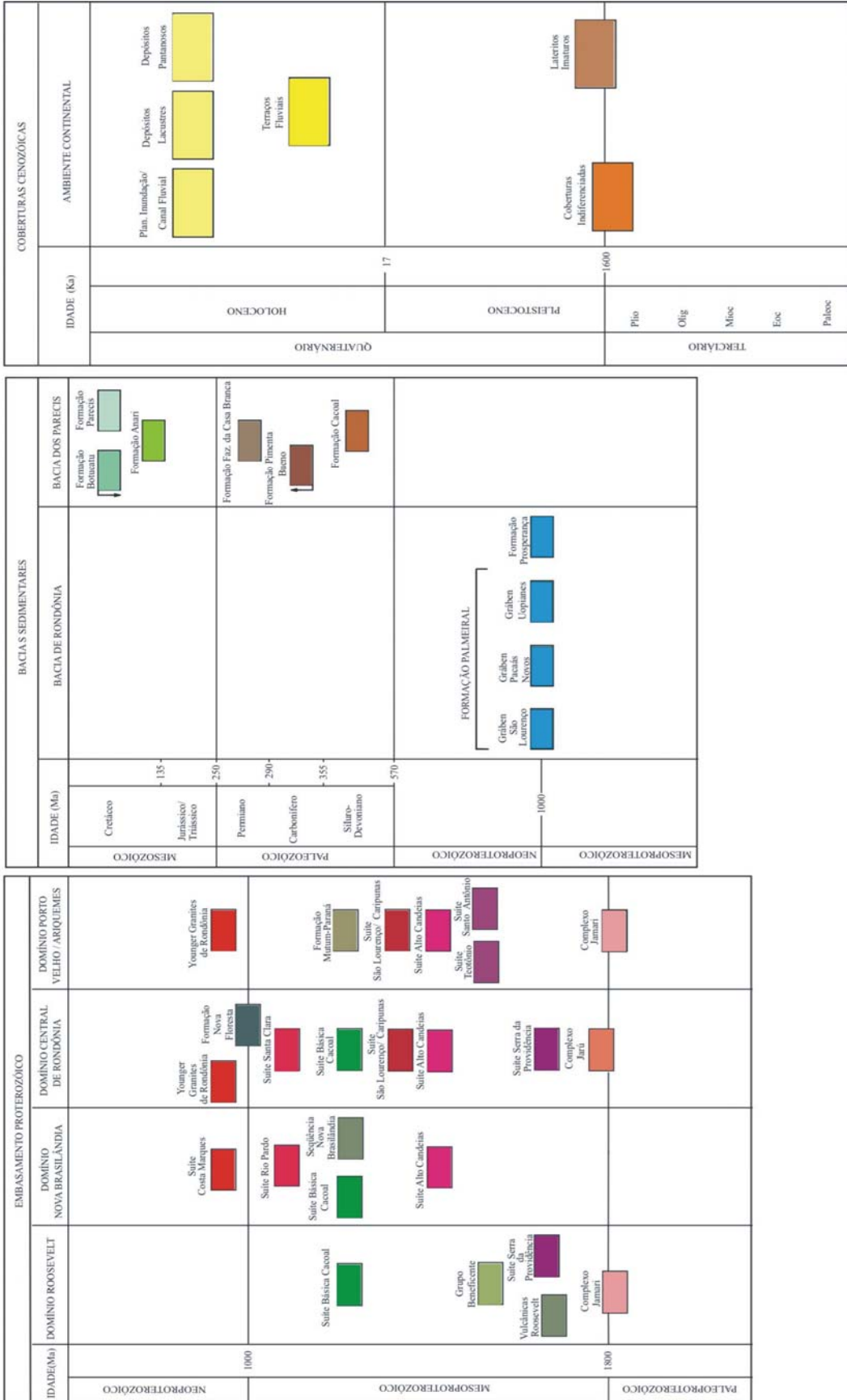


Figura 20 - Proposta de organização litoestratigráfica de Scandolara et al. (1999)

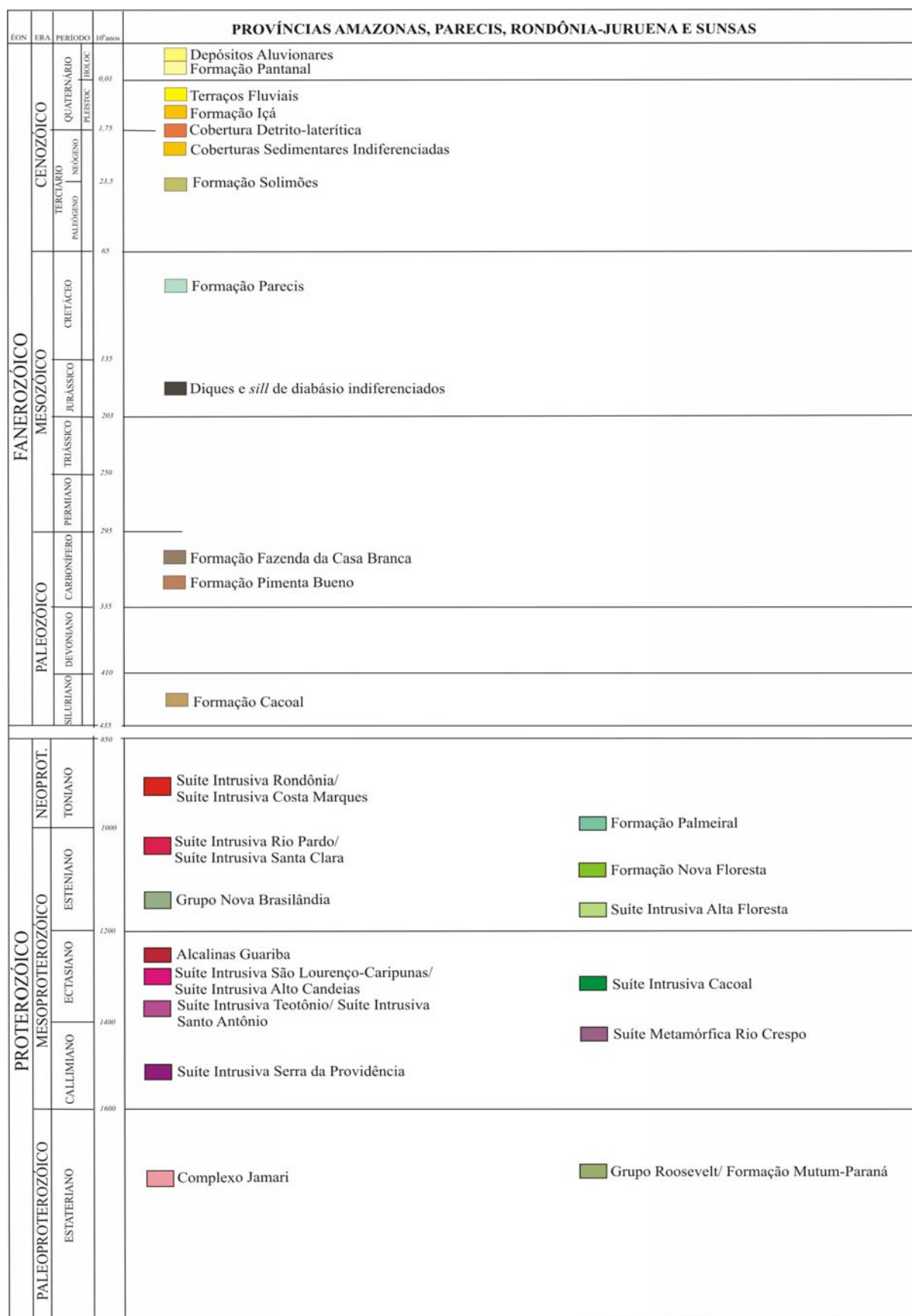


Figura 21 - Proposta de compartimentação litoestratigráfica de Bizzi et al. (2004).

ortognaisses do Complexo Jamari é bem estabelecida em torno de 1,75 Ga e o Grupo Roosevelt formou-se em torno de 1,74 Ga, há o acréscimo da suíte metamórfica Rio Crespo (Payolla et al., 2002), enquanto as demais unidades não mostram posicionamento estratigráfico substancialmente distinto em relação à proposta de Scandolara et al. (1999).

1.8 Geologia da região de estudo

A área de estudo constitui parte do terreno Jamari (Scandolara et al., 1999), localizando-se entre as províncias Rio Negro-Juruena (Tassinari et al., 1981) e Rondoniana (Teixeira & Tassinari, 1984)/San Ignácio (Litherland et al., 1986), na margem ocidental da província Juruena-Rondônia (Santos et al., 2000).

A organização estratigráfica da região de interesse baseia-se naquela apresentada no Mapa Geológico de Rondônia (Scandolara et al., 1999), com modificações geradas a partir de Payolla et al. (2002), Mapa Geológico do Brasil, escala 1:1.000.000 (Bizzi et al., 2004), reinterpretação do acervo geológico da CPRM de Porto Velho, acrescidos de dados de campo e laboratório obtidos na tese.

1.8.1 Complexo Jamari

Os primeiros trabalhos geológicos em escala regional desenvolvidos no embasamento de Rondônia (Lobato et al., 1966) reuniram as rochas mais antigas, de natureza metamórfica, representadas por gnaisses, migmatitos e anfibolitos, no chamado Pré-Cambriano C-D. Com base em parâmetros geocronológicos e na associação de rochas, Isotta et al. (1978) concluem ser inapropriado o uso do termo Complexo Xingu empregado por Leal et al. (1978) e propõe a designação Complexo Jamari para designar a associação de gnaisses, migmatitos, granitos, anfibolitos e granulitos polideformada em condições de P/T compatíveis com metamorfismo de grau médio a alto, expostas no rio homônimo e áreas vizinhas.

Investigações litoestruturais mais recentes (Scandolara et al., 1996, 1999) mostram que a unidade se caracteriza pela intercalação de gnaisses ortoderivados e paraderivados deformados em condições metamórficas de fácies anfibolito de alta temperatura a granulito, com expressiva migmatização. Os termos ortoderivados têm composição granodiorítica, tonalítica, quartzodiorítica e diorítica, enquanto as rochas paraderivadas incluem biotita-sillimanita-granada gnaisses, gnaisses calcissilicáticos, sillimanita-biotita xistos e quartzitos. Os distintos conjuntos de rochas se dispõem em faixas e megalentes alternadas separadas por cavalgamentos dúcteis frontais e oblíquos que evoluem para transcorrências sinistrais e dextrais (Scandolara et al., 1999). Rochas de

composição básica, aparentemente sob a forma de xenólitos ou enclaves com diferentes graus de assimilação pelas encaixantes, são subordinadas.

A estrutura planar mais conspícua é representada por bandamento gnáissico, produto de episódios de caráter contracional e transcorrente. Acompanhando importantes estruturas de cisalhamento, é comum ocorrência de termos petrográficos com trama milonítica e associações mineralógicas indicativas de retrabalhamento em condições metamórficas de fácies anfibolito médio.

Os dados geocronológicos disponíveis para a unidade consistem em determinações Rb-Sr em rocha total de afloramentos isolados (Tassinari et al., 1984), determinações Ar-Ar em minerais (Bettencourt et al., 1996; Tohver et al., 2002, 2005), análises Sm-Nd em rocha total (Sato e Tassinari, 1997; Payolla et al., 1998, 2002; Santos, 2000) e datações U-Pb em zircão e monazita (ID-TIM S e SHRIMP, Bettencourt et al., 1995, 1999; Santos et al., 2000; Payolla et al., 2002; Silva et al., 2002; Santos, 2004). A interpretação dos dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd permite concluir que o Complexo Jamari (como considerado nesta tese) foi formado entre 1850 e 1550 Ma (Tassinari et al., 1996; Sato & Tassinari, 1997; Payolla et al., 2002), com a diferenciação mantélica de seus protólitos entre 2000 e 1900 Ma. Santos et al. (2000) mostram que a composição isotópica Sm-Nd apresenta dois conjuntos de idades-modelo (T_{DM}), entre 2060 e 2200 Ma, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -1,51 e +0,18 e entre 1670 e 1790 Ma, $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -1,10 e +1,90. O primeiro grupo denota importante contribuição crustal (participação da crosta Tapajós) enquanto o segundo mostra contribuição crustal menor.

Recentes datações U-Pb (SHRIMP) em zircão de ortognaisses na região de Ariquemes (Santos et al., 2000; Payolla et al., 2002, 2003) confirmam idades de cristalização entre 1760 e 1700 Ma, reforçando assim a idéia de que o primeiro evento tectonometamórfico admitido para a região e impresso em minerais do Complexo Jamari (Santos, 2004) é mais antigo que 1600 Ma, enquanto novas datações U-Pb em zircão com sobrecrecimento metamórfico (Tassinari et al., 1999; Silva et al., 2002; Payolla et al., 2003; Santos, 2004; Bettencourt et al., 2006) indicam um segundo evento de alto grau com idade entre 1330 e 1300 Ma.

Zircão detrítico extraído de megaxenólito de paragnaisse Jamari incluso em charnockito tipo Jarú, na BR-364, foi datado por U-Pb com idade de 1675 ± 12 Ma (Santos et al., 2000). Esse valor representa a idade máxima para a rocha e também é interpretado como a idade da principal fonte de clásticos das rochas metassedimentares. Outros dados isotópicos recentes, também obtidos em grãos de zircão detrítico de paragnaises Jamari, indicam idade máxima para a deposição pré-metamorfismo em 1660 - 1590 Ma (Payolla et al., 2002). Payolla et al., (2003) em análise U-Pb (SHRIMP) de paragnaisse de alto grau localizado na Br-364 a 36 km NW de Jarú obteve idades em

núcleos detríticos de zircão entre 1730 e 1800 com somente um único período de zircão em torno de 1590 Ma. Análises em monazitas, igualmente obtidas em paragneisses migmatizados (Payolla et al., 2003) a norte da área de tese, mostraram idades de 1545 e 1542 Ma levando o autor sugerir evento metamórfico entre 1600 e 1530 Ma. Os ortogneisses apresentam idades mais antigas, entre 1760 e 1730 Ma (Payolla et al., 2002; Santos, 2004). Amostra de tonalito, além de indicar idade semelhante com 1763 ± 19 Ma, contém zircão recristalizado em 1670 ± 6 Ma, reafirmando a existência de evento metamórfico nessa época, correlato aos paragneisses (Santos, 2004).

1.8.2 Grupo Roosevelt

Originalmente denominado Seqüência Metavulcano-sedimentar Roosevelt (Rizzotto et al., 1995), o Grupo Roosevelt inclui rochas vulcânicas e sedimentares intercaladas, metamorfisadas em fácies xisto-verde. Na fração vulcânica, composta por lavas e rochas piroclásticas bimodais (ácidas e intermediárias), as composições variam de riolito a dacito, com andesitos subordinados. Dentre as rochas piroclásticas predominam lapilli-tufos e tufos a cinza, associados a ignimbritos.

A parte sedimentar da unidade é representada por seqüência psamo-pelítica de deposição marinha rasa que inclui filitos, quartzitos, sericita-quartzo xistos, xistos manganésíferos, arenitos ortoquartzíticos e arcoseanos, conglomerados, *cherts* e formações ferríferas. Dados geocronológicos (U-Pb em zircão), obtidos em amostra de dacito na região do médio rio Roosevelt, indicam para esta unidade idade de 1740 Ma (Santos *et al.*, 2000).

1.8.3 Suíte Serra da Providência

A Suíte Intrusiva Serra da Providência constitui-se em conjunto de corpos graníticos, charnockíticos, mangeríticos e gabróicos, extremamente importantes no contexto da área de estudo, cujo posicionamento estratigráfico foi inicialmente estabelecido com base em dados geocronológicos obtidos pelo método Rb-Sr em rocha total (idade média de 1400 ± 57 Ma, Tassinari et al., 1984). Mais recentemente, foram obtidas idades U-Pb em zircão de amostras do Batólito Serra da Providência, variando de 1606 a 1554 Ma (Bettencourt et al., 1999) e 1560 Ma, no maciço Ouro Preto (Tassinari et al., 1996). Os granitos apresentam alta razão inicial $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ ($0,713 \pm 0,005$), indicando envolvimento de material crustal mais antigo na composição do magma gerador (Tassinari et al., 1984). Dados Sm-Nd (Bettencourt et al., 1999), forneceram idades T_{DM} entre 1,76 e 1,95 Ga e valores $\epsilon_{Nd(t)}$ de + 2.2 a -3.3, sugerindo a participação de crosta paleo-mesoproterozóica, com mistura de magma mantélico depletado.

O Batólito Serra da Providência é composto por quatro fácies com variações texturais mineralógicas e composicionais, apresentando como principal característica a textura *rapakivi* (Rizzotto et al., 1995). Os tipos dominantes são biotita-granito porfirítico cinza-rosado, anfibólio-biotita granito (piterlito), granito pórfiro e sienogranito gráfico equigranular róseo.

As rochas da suíte, intrusivas no Complexo Jamari e no Grupo Roosevelt, são predominantemente maciças, embora ocorram com frequência corpos com foliação tectônica superimposta. Nos granitos deformados ocorre ampla variação estrutural/textural, desde tipos fracamente foliados até protomilonitos, milonitos bandados e ultramilonitos. Os protomilonitos são mais frequentes na borda oeste do Batólito Serra da Providência e em largas zonas da associação charnockito-granito entre as cidades de Jaru e Ji-Paraná. No extremo leste do batólito, estreitas faixas de cisalhamento originaram protomilonitos e milonitos. Apesar da intensa deformação que marca estas rochas, a textura *rapakivi* ainda encontra-se preservada localmente, além de outras feições primárias como foliação ígnea. Foliação sigmoidal é observada tanto em macroescala (núcleos graníticos envoltos por faixas de protomilonitos) como em microescala, com porfiroclastos de feldspato alcalino bordejados por palhetas de biotita. A temperatura de metamorfismo nestas zonas é compatível com a fácies anfibolito baixo.

Os dados geoquímicos (Bettencourt et al., 1995) mostram que os granitos da suíte são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, com teores de SiO_2 entre 68 e 72 %, alcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) > 8 %, $\text{FeO}t / \text{FeO}t + \text{MgO}$ entre 0.70-0.99 e K/Rb entre 100-300. São depletados em MgO (< 0,5%), Al_2O_3 (<14%), Sr (< 120 ppm). O conteúdo de ETRL é elevado (200 x condrito) e os ETRP apresentam moderado enriquecimento (20 x condrito), além de expressiva anomalia negativa de Eu. Assim, essa suíte granítica não apresenta somente analogia textural com os granitos *rapakivi*, mas também assinatura geoquímica compatível com granitos tipo A (Dall’Agnol et al., 1999). No diagrama Q-Ab-Or grande parte das amostras se agrupa no campo de pressão baixa a média (3,5 Kb), em coincidência com o campo definido pela média das análises químicas dos granitos *rapakivi* da Finlândia (Bettencourt et al., 1997).

1.8.4 Suíte Rio Crespo

Os granitos e charnockitos desta suíte constituem corpos intrusivos variavelmente afetados por evento tectono-termal de fácies anfibolito/granulito. As rochas deformadas são gnaisses bandados com alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas constituídas por hornblenda, ortopiroxênio, granada e clinopiroxênio (Payolla et al., 2002). Os mesmos autores descrevem os granitos e charnockitos preservados variando desde termos equigranulares hipidiomórficos de

granulação média a grossa (2 a 10 mm) até tipos porfiríticos com megacristais de K-feldspato (> 1 cm).

Análises geoquímicas mostram que o conteúdo em sílica dessas rochas varia de 68 a 72 % em peso, apresentam forte enriquecimento em ferro (mg# entre 5 e 23) e são metaluminosas a marginalmente peraluminosas com assinatura de de alto a ultra-alto-K. O padrão de elementos-traço é compatível com os granitos tipo A Fanerozóicos e no diagrama Rb versus (Y+Nb) caem no campo dos granitos intra-placa. O diagrama multi-elementar exibe padrão de enriquecimento LILE similar ao dos granitóides alojados em ambiente crustal e compartimentos intra-placa (cf. Pearce *et al.*, 1984). Contudo, anomalias de Nb e Ta lembram aquelas das rochas calcioalcalinas de alto K e granitos de arco e podem ser classificadas como granitos oxidados com base em seu conteúdo de magnetita.

A idade do protólito gnáissico foi originalmente obtida em granulito charnockítico por Payolla *et al.* (2001, 2002) com base em método U-Pb (ID-TIMS) cujas discórdias marcam cristalização em 1,42-1,43 Ga. Valores de ϵ_{Nd} fracamente positivos (+ 1,2 a + 0,6) e o estreito intervalo de T_{DM} (1,73-1,75 Ga) sugerem que estas rochas representam a mistura de material juvenil e rochas do embasamento (Payolla *et al.*, 2002). Bettencourt *et al.* (2006) re-examinou a idade de cristalização e metamorfismo dos gnaisses da suíte Rio Crespo usando método U-Pb em zircão via SHRIMP. Os dados obtidos pelos últimos autores indicam que os zircões datados por Payolla *et al.* (2002) usando método convencional são compostos por núcleos magmáticos com idades ~ 1,50 Ga e bordas de sobrecrescimento metamórfico com idade entre 1,35-1,33 Ga.

1.8.5 Suíte Alto Candeias

As rochas graníticas da região do alto rio Candeias (Souza *et al.*, 1975; Leal *et al.*, 1978) formam corpo de dimensões batolíticas (Maciço Alto Candeias) com dois corpos representativos mais a norte constituindo a então denominada Suíte Intrusiva Rondônia (Isotta *et al.*, 1978). Baseados em dados geocronológicos, Bettencourt *et al.* (1997) a denominaram de Suíte Intrusiva Alto Candeias, com grande número de corpos associados.

O maciço Alto Candeias exibe forma alongada de direção WNW-ESSE e o contato com as encaixantes é marcado por zona de cisalhamento transcorrente sinistral no seu limite norte, enquanto a borda sul é recoberta pelas rochas básicas da Formação Nova Floresta e pelas rochas sedimentares da Formação Palmeiral. Compõe-se de granitos porfiríticos de granulação média a grossa, textura piterlítica e, em menor proporção, equigranulares de granulação fina a média, aplitos e sienitos equigranulares de grão fino a médio. Os primeiros são hornblenda-biotita monzogranitos, biotita monzogranitos e quartzo monzonitos, com cristais ovóides e tabulares centimétricos de K-feldspato

perfitico, esporadicamente manteados por plagioclásio. Representam a fase mais precoce e o contato com os granitos equigranulares finos é observado na borda nordeste do maciço. Na zona de cisalhamento da borda norte os granitos foram transformados em protomilonitos e milonitos e internamente zonas discretas de cisalhamento dúctil também ocorrem, mas, em geral, mostram-se afetados apenas por tectônica rúptil. Rochas charnockíticas, anteriormente inseridas no Complexo Jamari, também fazem parte da suíte, com a principal ocorrência situada na borda SE do maciço Alto Candeias, além de outros corpos menores na porção central, em contato transicional com os granitos.

Quimicamente a suíte caracteriza-se por seu caráter subalcalino, com conteúdo de SiO_2 variando entre 68.4 e 74.6 %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 8.5 e 9.2 %, $\text{FeO}_t/\text{FeO}_t + \text{MgO}$ entre 0.86 e 0.95 e ACNK entre 0.86 e 0.93, padrão geoquímico que se assemelha aos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência (Bettencourt e Dall’Agnol, 1997). Os dados isotópicos Rb-Sr em granitos porfiríticos e piterlíticos forneceram idades isocrônicas em torno de 1358 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.703 ± 0.009 (Bettencourt *et al.*, 1995). Datação U-Pb em zircão das mesmas amostras indica idade de cristalização de 1.347 ± 47 Ma, sendo a colocação dos corpos atribuída a regime extensional relacionado à fase final do Ciclo Orogênico San Ignácio (Bettencourt *et al.*, 1997), enquanto nova análise U-Pb SHRIMP em zircão de biotita-hornblenda monzogranito resultou na idade de 1347 ± 16 Ma (Santos, 2004), o que permitiria, segundo este autor, interpretar unicamente com base em dados geocronológicos, que o batólito Alto Candeias não apresenta características de granitos tipo rapakivi (Isotta *et al.* 1978; Scandolara *et al.*, 1999), desconsiderando evidências de campo e características geoquímicas.

1.8.6 Suíte Santa Clara

A primeira descrição dos granitos desta suíte foi feita por Kloosterman (1968) que as incluiu nos *Younger Granites* de Rondônia, enquanto Isotta *et al.* (1978) descrevem aspectos da suíte, notadamente o Maciço Oriente Novo, como um corpo vulcano-plutônico de natureza rapakivítica. Com base em dados geocronológicos, Bettencourt *et al.* (1997) agrupam na Suíte Intrusiva Santa Clara os maciços Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo e Manteiga com idades U-Pb em zircão em torno de 1.080 Ma. Dados isotópicos obtidos pelo método Rb-Sr definem idade isocrônica de 1052 ± 21 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.710 ± 0.008 (Bettencourt *et al.*, 1995). Estruturalmente são maciços, afetados somente por tectônica rúptil, com direção predominante N10°E que controla veios de quartzo e greisens filoneanos.

No maciço principal (Oriente Novo) predomina biotita monzogranito porfirítico, de granulação fina a média, circundado por biotita sienogranito porfirítico, localmente com textura

piterlítica. Sienogranitos porfíricos e monzogranitos finos constituem pequenos corpos alongados na borda oeste do maciço. Outros corpos menores ocorrem na porção centro-oeste, representados por alcali-feldspato granito e riolito. Alcali-feldspato traquitos, albita leucogranitos, microsienitos e, mais raramente, aplitos e pegmatitos ocorrem no interior do maciço. Os dados geoquímicos apontam para caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, especialmente para o maciço Oriente Novo. As rochas da suíte exibem alto conteúdo de Zr, Y, Nb, Rb, F, ETR e elevadas razões K_2O/Na_2O , FeO/MgO e Ga/Al , compatíveis com granitos subalcalinos do tipo **A** e granitos intraplaca. As rochas mais diferenciadas da suíte, tal como albita leucogranito, exibem padrão geoquímico diferenciado, com conteúdo muito elevado de Li, Rb e Sn.

1.8.7 Granitos Jovens de Rondônia/Suíte Intrusiva Rondônia

Sob a designação inicial *Younger Granites of Rondônia* Kloosterman (1968) incluiu vários complexos graníticos de idade meso-neoproterozóica na porção centro-oriental de Rondônia. Bettencourt *et al.* (1977) mantiveram a definição de Kloosterman, mas englobaram nos *Younger Granites* somente os granitos com idades U-Pb em zircão entre 998 e 991 Ma, representados pelos maciços Ariquemes, Massangana, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá. Bizzi *et al.* (2004) mantém o posicionamento cronostratigráfico desta Suíte estanífera do início do Neoproterozóico porém resgatam a denominação de suíte Intrusiva Rondônia proposta por Isotta *et al.* (1978). Os dados geocronológicos indicam magmatismo de curta duração, possivelmente relacionado à movimentação final das transcorrências N-S e NE-SW que limitam os dois domínios do terreno Jamari (central de Rondônia e Ariquemes-Porto velho, Scandolara *et al.*, 1999).

São biotita monzogranito e sienogranito porfíricos de granulação grossa de fase inicial, biotita sienogranito e alcali-feldspato granito porfíricos da fase intermediária, enquanto a última fase é de ocorrência restrita, representada por albita granito e quartzo-feldspato pórfiro. Os dados químicos os definem como granitos sub-alcalinos metaluminosos a fracamente peraluminosos, com exceção do albita granito que mostra caráter alcalino.

1.8.8 Formação Palmeiral

Os segmentos extensionais de idade meso-neoproterozóica associados ao terreno Jamari definem bacias continentais com influência marinha que constituem a Formação Palmeiral e por rochas máficas incluídas na Formação Nova Floresta. A cobertura sedimentar proterozóica do Estado de Rondônia foi inicialmente estudada e definida por Lobato *et al.* (1966) na vila de Palmeiral, situada nas margens do rio Madeira, no km 159 da BR-364, recebendo a denominação

de Formação Palmeiral. Posteriormente esta terminologia foi estendida por Souza *et al.* (1975), até as Serras dos Pacaás Novos e Uopianes.

A Formação Palmeiral é constituída principalmente de ortoconglomerados e arenitos, cuja análise faciológica indicou terem sido depositados por sistema fluvial entrelaçado, com seção tipo bem representada na Serra dos Pacaás Novos (Bahia & Pedreira, 1999). Com base na análise de litossomas e estruturas sedimentares foram definidas seis litofácies: ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente, arenito com estratificação horizontal; arenito com estratificação cruzada acanalada; arenito com estratificação cruzada planar; arenito com estratificação cruzada sigmoidal e arenito maciço.

Estudos de paleocorrentes mostram direções gerais cujos sentidos de movimentação de material indicam, sistematicamente, transporte de NNE para SSW. Este sentido de transporte é concordante com os padrões de paleocorrentes das formações Arco Íris/Fortuna na Serra de São Vicente, no Mato Grosso e Santa Bárbara e Cuatro Carpas na Serra Huanchaca, na Bolívia. Fortalece-se, assim, a interpretação da existência, no Meso/Neoproterozóico, de um grande sistema fluvial, com canais de baixa sinuosidade, que mantinha um fluxo de N/NE para S/SW, desde o Estado de Rondônia, passando pelo Estado do Mato Grosso, chegando até o território boliviano.

As rochas da Formação Palmeiral foram geradas em sistema fluvial *braided* proximal ou de leque fluvial (Bahia e Pedreira, 1999) e restos dessa sedimentação estão preservados em grábens como Pacaás–Novos, Palmeiral, Uopiones, Fortaleza e Igarapé Preto. Todas essas unidades estão abrigadas na designação Formação Palmeiral (Scandolaro et al. 1999), mas é provável que essas bacias sejam compostas por diversas formações superpostas. Esses depósitos são derivados não só da faixa Sunsas, mas também de importante contribuição de granitos-charnockitos da suíte Serra da Providência, situados a leste e nordeste da bacia Palmeiral, como sugerido pelas idades U-Pb em zircão detrítico (Santos et al. 2002).

1.8.9 Coberturas Fanerozóicas

A cobertura sedimentar depositada do Paleozóico ao Mesozóico faz parte da Bacia dos Parecis, uma das principais bacias intracratônicas brasileiras, localizada na região centro-oeste do Brasil, borda SW do cráton Amazônico, entre as bacias do Solimões, Alto Tapajós e Paraná. Abrange uma área de 500.000 km² nos Estados de Rondônia e Mato Grosso e acumula aproximadamente 7.000 metros de sedimentos predominantemente siliciclásticos. Em Rondônia a bacia é constituída por expressiva cobertura sedimentar relacionada ao Paleozóico, que preenche a Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira, 1989) com as formações Cacoal, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca, e ao Mesozóico (formações Botucatu e Parecis). Além dessas sequências

sedimentares ocorrem rochas básicas/ultrabásicas (basaltos e kimberlitos) da Formação Anari (Scandolaro et al., 1999).

A Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira 1989) é composta pelos grábens” de Pimenta Bueno e Colorado, separados pelo Alto Estrutural do Rio Branco do Guaporé (Soeiro et al, 1981), e limitados, de norte para sul, pelos lineamentos Presidente Hermes, Itapuã/São Pedro e Colorado. A fossa apresenta evidências de subsidência no Paleozóico, com preenchimento de conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, nesta ordem, em direção ao centro dos grabens, com alguma contribuição de sedimentos carbonáticos e glaciais, e importantes reativações verticais mesozóicas. Estes sedimentos constituem o Grupo Primavera (Scandolaro et al., 1999), composto pelas formações Cacoal, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca. Na área de estudo afloram rochas do Grupo Primavera, formações Pimenta Bueno e Cacoal, separadas da área proterozóica pelo conjunto de falhas extensionais do sistema Presidente Hermes.

1.9 O quadro tectonoestrutural

O policiclismo caracteriza as rochas dos terrenos da margem SW do Craton Amazônico, onde três entidades geotectônicas (cinturões Rio Negro-Juruena, Rondoniano-San Ignacio e Sunsas), são interpretadas como representantes de episódios principais de geração e/ou deformação crustal (Teixeira et al., 1989; Tassinari et al., 1996; Bettencourt et al., 1997, 1999; Tassinari & Macambira, 1999; Payolla et al., 2002). A formação do cinturão Rio Negro-Juruena, evoluído a partir de dois arcos magmáticos no período entre 1850 e 1550 Ma (Tassinari et al., 1996), foi seguida pela orogenia Rondoniana-San Ignacio (1500-1300 Ma, Teixeira et al., 1989; Tassinari et al., 1996; Litherland et al., 1989), considerada como um período em que os produtos petrogenéticos demonstram o predomínio de processos de fusão crustal, significativa geração e alojamento de granitos com quimismo tipo A. O episódio mais jovem, o evento Sunsas (1300 a 950 Ma, Litherland et al., 1986), resultou nas faixas Sunsas e Aguapeí, na Bolívia e Mato Grosso, respectivamente e entre elas encontra-se o bloco Parágua. A deformação mais jovem associada à evolução da porção mais ocidental do Cráton Amazônico é considerada produto de orogenia ensialica, em condições de baixo grau metamórfico, marcada pelo fechamento do aulacógeno Aguapeí (Litherland et al., 1989; Saes et al., 1999).

A compartimentação da região de Rondônia e Oeste do Mato Grosso em duas províncias geológicas, Juruena-Rondônia e Sunsas, foi defendida por Santos (2004) e a arquitetura regional seria produto de dois ciclos com as seguintes orogêneses: (i) Ouro Preto (1670-1630 Ma), de natureza colisional e relacionada ao primeiro ciclo (1780-1530 Ma) e (ii) Candeias (1387-1312 Ma),

acrecional e colisional e Nova Brasilândia (1230-1110 Ma), colisional, associadas ao longo Ciclo Orogênico Sunsas (1460-1050 Ma).

Os primeiros trabalhos que abordam a organização tectonoestrutural de Rondônia (Leal et al., 1978; Isotta et al., 1978) mencionam apenas a presença de duas direções de lineamentos estruturais, NW-SE e NE-SW, correspondentes aos lineamentos Araras e Madeira-Quatorze de Abril, respectivamente. Segundo Hasui et al. (1984) essas direções estão relacionadas com anomalias MAGSAT do tipo I e a importantes zonas de cisalhamento de expressão regional. Leal et al. (1978) mencionam, também, importantes direções N-S a NNE-SSW que definem o lineamento Ji-Paraná, bem como três estruturas tipo gráben (Uopianes, Pacaás Novos e Pimenta Bueno) além do denominado Alto Estrutural do Jamari.

Os primeiros trabalhos que tratam dos aspectos tectonoestruturais de Rondônia em bases modernas foram conduzidos por Frank (1990), Santarém et al. (1992), Scandolaro & Rizzoto (1992) e Silva e Bahia (1992). A caracterização estrutural regional com a definição de sistemas estruturais e propostas de compartimentação tectono-estratigráficas prosseguiu com Scandolaro et al. (1995, 1996, 1999), Veneziani et al. (1996, 1998) e Okida et al. (1990, 2000), com a identificação de extensos lineamentos N-S, N70W, N60E, N30W, N30E e E-W. De acordo com Scandolaro et al. (1995), a região apresenta feições tanto de tectônica tangencial quanto direcional relacionadas à evolução do Proterozóico com a menção de importante estrutura em forma de sintaxe na região de Ariquemes. Tal estrutura, denominada de “Bengala de Rondônia”, foi identificada inicialmente por Frank (1990) e, segundo a autora, de gênese relacionada ao entumescimento termal do manto que gerou padrão estrutural em que a foliação principal e o fraturamento preferencial NW-SE se estendem desde o rio Madeira até o sul de Ariquemes, aí infletindo para NNE-SSW. Autores como Frank (1990) e Scandolaro (1999) sugerem que essa megaestrutura pode ter condicionado o alojamento dos principais corpos de granitos estaníferos na região.

Em estudo mais amplo, Scandolaro et al. (1999) reconhecem e caracterizam inúmeros elementos estruturais de magnitude regional e definem a macroestruturação de Rondônia como produto de pelo menos dois eventos orogênicos, o primeiro estateriano e o segundo esteniano, atribuindo ao segundo - orogenia colisional Sunsas, dimensão e expressão até então subestimadas. Tal evento caracterizou-se pelo desenvolvimento de cinturão móvel que retrabalhou extensivamente, em condições de alto grau metamórfico, os terrenos pré-estenianos de Rondônia, Mato Grosso e Bolívia (Faixa Móvel Sunsas-Guaporé, idade entre 1300 e 950 Ma).

O quadro tectonoestrutural do Proterozóico de Rondônia registra prolongada história de plutonismo e deformação em condições de alto grau metamórfico e a idade máxima para esta

história corresponde à cristalização dos ortognaisses do Complexo Jamari (1760 – 1730 Ma, U-Pb em zircão, Payolla et al., 1998, 2002; Santos *et al.*, 2000; Silva et al., 2002; Santos, 2004), enquanto a idade mínima (986 ± 12 Ma, U-Pb em zircão) é estabelecida pela cristalização dos *Younger Granites* de Rondônia (Bettencourt *et al.*, 1999).

Ainda não existem informações estruturais seguras e suficientes para que se estabeleça de forma consistente o campo tensional regional, bem como a geometria e cinemática das mega-estruturas relativas ao período orogenético mais antigo fazendo com que autores como Amorim et al. (1999) levantem dúvidas em relação ao regime tectônico que dominou a região durante o período 1800-1550 Ma, admitindo um quadro de extensão generalizada (tafrogênese). A despeito das limitações impostas pela escassez de dados e *overprint* estruturais, Veneziani et al. (1998) admitem a hipótese de que no intervalo 1750-1550 Ma desenvolveu-se evento convergente com movimentação de placas de N para S (σ_1 NNE-SSW, principais direções distensivas N-S e principais direções compressivas orientadas E-W, com empurrões de vergência para sul. Scandolara *et al.* (1999) prosseguem nas conjecturas tectônicas e sugerem, para o mesmo período de tempo, campo tensional com movimentação de placas de SSW para NNE (σ_1 N 10° E), as principais direções distensivas (T) orientadas N 10° E (controladoras do *emplacement* dos diversos corpos que constituem a Suíte Intrusiva Serra da Providência), foliação compressiva com *trend* E-W/NW-SE, empurrões/rampas frontais com vergência para NE. As direções Y(N 40° W), P(N 55° W), R(N 25° W) e X(N 20° W) seriam destrais e R'(N 40° E) sinistral.

Para o intervalo entre 1450 e 1300 Ma, Veneziani et al. (1998) consideram movimentação de placas N/S (migração de σ_1 para 60° E; principais direções compressivas orientaram-se N 30° W e as distensivas orientaram-se N 60° E, inicialmente, com passagem de regime transpressivo para transtensivo no final do evento. Scandolara *et al.* (2001) consideram este período como dominado por regime extensional ainda pouco entendido do ponto de vista geométrico, reflexo intra-placa de ação orogênica cujo *front* estaria na Bolívia (orogenia San Ignacio).

Ao contrário da hipótese de Veneziani *et al.* (1998), para quem, na região, o período 1250 - 1060 Ma caracterizou-se por generalizada reativação distensiva das principais linhas de fraqueza geradas no(s) evento(s) anterior(es), há evidências de evento orogenético de natureza colisional com forte *overprint* estrutural nas rochas deformadas no(s) evento(s) anterior(es), (Scandolara et al., 1999, 2000; Santos et al., 2000). Este evento metamórfico-deformacional, de caráter oblíquo, retrabalhou extensivamente, em condições metamórficas de fácies anfíbolito alto entre 1400 e 1250 Ma, as unidades geológicas de Rondônia, culminando com o desenvolvimento de extensos sistemas

transcorrentes e transpressivos sinistrais em fácies anfibolito inferior no período entre 1250 e 980 Ma.

Os principais elementos estruturais do Meso/Neoproterozóico de Rondônia (Figura 22) correspondem aos sistemas transcorrentes e transpressivos sinistrais Ji-Paraná (STJP), Nova Brasilândia (STNB), Rio Formoso/Ariquemes (STFMA) e Rio Roosevelt (SCR).

O Sistema Transpressivo Sinistral Ji-Paraná (STJP) constitui-se na entidade tectono-estrutural mais importante da região com aproximadamente 200 km de largura e 400 km de extensão na direção NNW-SSE, e consiste em inúmeras zonas de cisalhamento (10-1.000 m de largura), subverticais, com milonitização em fácies anfibolito baixo, caracterizadas pelo desenvolvimento de tramas fortemente assimétricas em que matriz contendo feldspatos deformados inclui porfiroclastos rotacionados (tipos alfa e beta), relações de trama S-C, e C-C'. Indicadores de

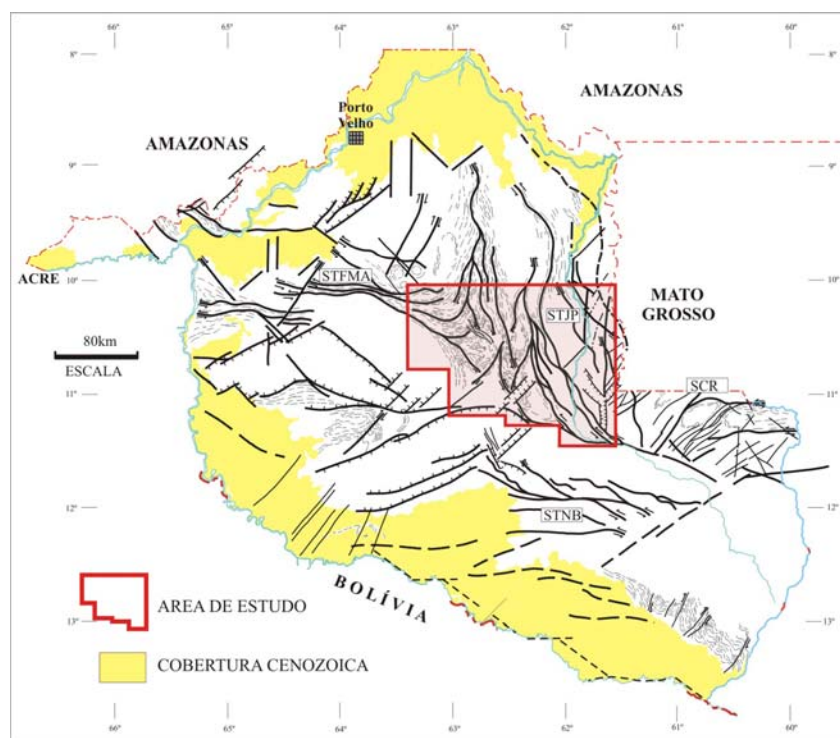


Figura 22 - Área de estudo e sua localização no arcabouço tectônico do Proterozóico de Rondônia.

sentido de cisalhamento dispersos por todo o sistema são consistentes com o movimento sinistral caracterizado ao longo dos principais planos de cisalhamento. As zonas miloníticas são entremeadas com zonas fortemente foliadas caracterizadas por tramas mais simétricas. Em nível regional os blocos intercalados entre as zonas de forte milonitização dentro da estruturação do

sistema de cisalhamento maior, têm formato sigmoidal, com geometria característica do tipo dúplex (Figura 23). Dois conjuntos de estruturas tipo duplex constituem o sistema de cisalhamento: o duplex Rio Machado, a leste e o duplex Jarú, a oeste e a forma geral dos duplexes é controlada pelos corpos que constituem a megasuíte Serra da Providência.

O Sistema Transpressivo Nova Brasilândia (Figura 24) ocorre na região sudeste de Rondônia e inclui pelo menos três zonas de cisalhamento orientadas em torno de E-W, infletindo para SE no seu segmento oriental, e para NW no segmento ocidental, retrabalhando rochas do Grupo Nova Brasilândia e da Suíte Granítica Rio Pardo. A zona de cisalhamento mais importante (Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco, Scandolaro & Rizzotto, 1992) tem extensão superior a 250 km com aproximadamente 80 km de largura, possuindo segmentos curvos onde fatias transpressivas (*pop-up*) alternam-se com segmentos retilíneos e impondo encurvamentos na trama planar das rochas mais antigas com movimentação sinistral associada. Ao longo das zonas de cisalhamento as rochas transformaram-se em milonitos e ultramilonitos gerados em condições de fácies anfíbolito. A trama planar milonítica associada às zonas de cisalhamento principais têm atitude subvertical e a lineação de estiramento é sub-horizontal. Entre os planos principais de movimentação direcional segmentos rochosos mostram lineações de estiramento oblíquas a frontais (lineações de alto *rake*), sugerindo uma componente de movimentação vertical e conferindo ao sistema padrão transpressivo.

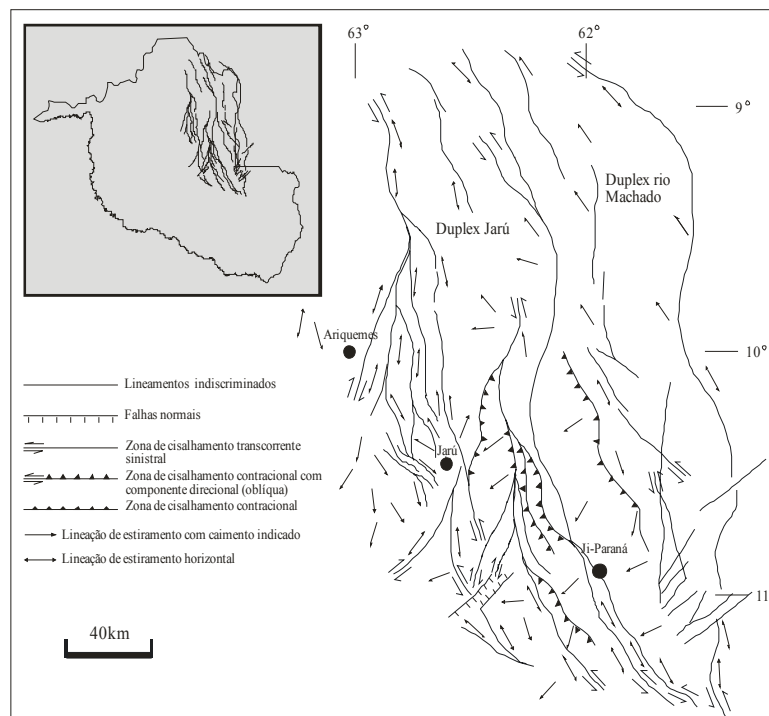


Figura 23 - Esboço estrutural do sistema transpressivo sinistral Ji-Paraná.

O Sistema Transcorrente Rio Formoso/Ariquemes (Figura 25) encontra-se no centro-oeste de Rondônia e inclui dois feixes principais de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. O feixe situado mais a norte tem orientação geral E-W, incluindo duas zonas de cisalhamento e definindo o limite NNW de um batólito granítico da Suíte Intrusiva Alto Candeias com os gnaisses do Complexo Jamari. Este sub-sistema possui trechos curvos ao longo de sua direção, mas não há indicações de desenvolvimento de duplexes simétricos ou assimétricos nessa área. Nas zonas de cisalhamento os granitos e charnockitos estão transformados principalmente em protomilonitos que coexistem com milonitos, cujas evidências de deformação mineral e paragêneses indicam condições de fácies anfibolito inferior, e onde as lineações de estiramento horizontalizadas sugerem movimentação essencialmente direcional. O feixe que ocorre a sudoeste engloba duas zonas de cisalhamento maiores com direção E-W, possui segmentos curvos alternados com outros retilíneos, sem evidências de duplexes associados, afetando a extremidade oeste do batólito Alto Candeias e impondo arrasto na trama planar desenvolvida nos gnaisses do Complexo Jamari; ao longo desse feixe as rochas também estão transformadas em protomilonitos e milonitos de fácies xisto-verde superior a anfibolito.

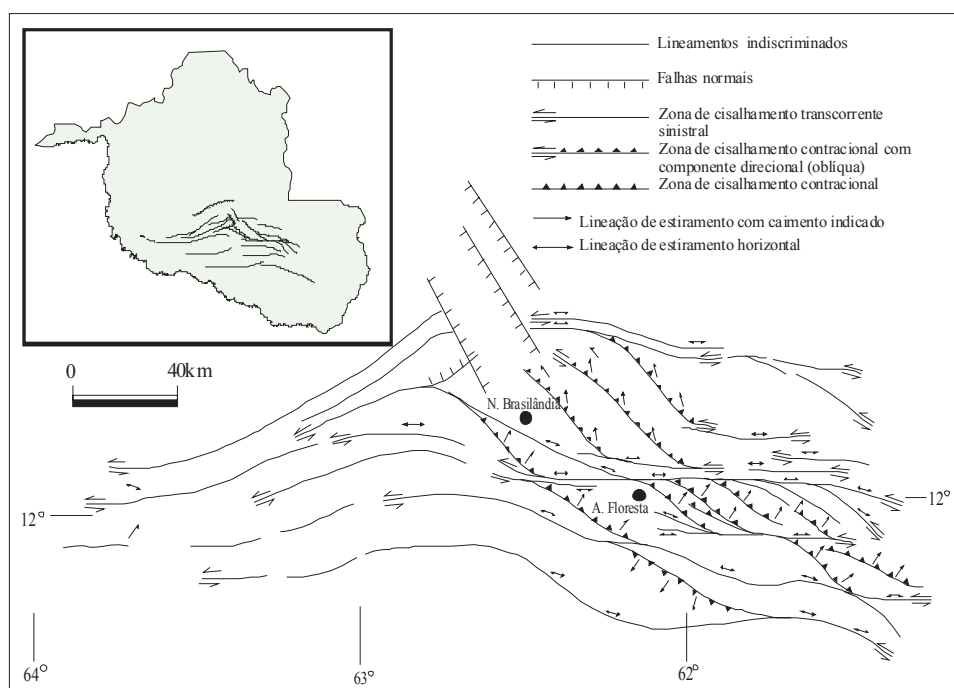


Figura 24 - Esboço estrutural do sistema transpressivo sinistral Nova Brasilândia.

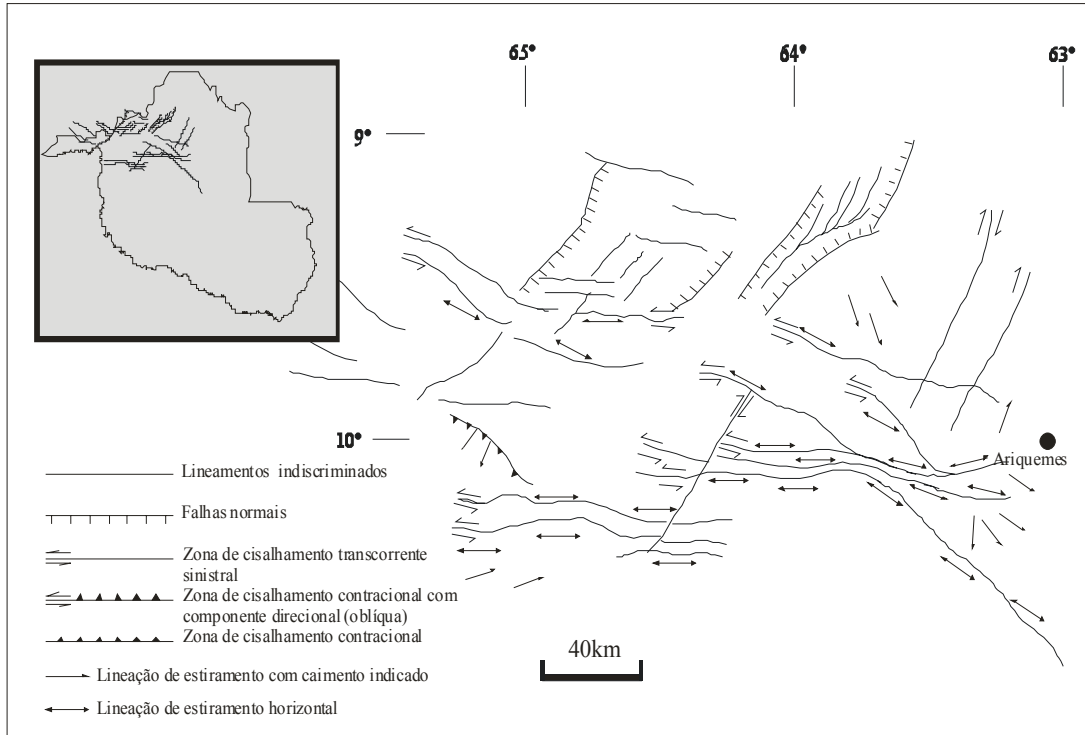


Figura 25 - Esboço estrutural do sistema transcorrente sinistral Rio Formoso-Ariquemes

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Unidades tectonoestratigráficas

No mapa tectonoestratigráfico (Anexo VII) elaborado a partir de produtos integrados (características fisiográficas, composição química/mineralógica, idades, grau de deformação e metamorfismo) 11 unidades foram reconhecidas (Figura 26) e, embora as descrições detalhadas das unidades de interesse – Complexo Jamari e granitos mesoproterozóicos, constem dos capítulos I, II e IV, a síntese abaixo complementa a coluna litoestratigráfica com figuras que as ilustram.

Na área de estudo a unidade mais antiga – Complexo Jamari, é constituída por conjunto metaígneo polideformado que define o embasamento Paleoproterozóico e por seqüência de cobertura – unidade metassedimentar deformada e metamorfsada nas mesmas condições do conjunto ígneo. O Grupo Roosevelt (~1,74 Ga) constitui cobertura de natureza vulcanossedimentar incipientemente deformada e metamorfsada em fácies xisto verde inferior com associação de rochas e aspectos deposicionais de ambientes de águas rasas, talvez bacia marginal associada à fase de magmatismo de arco da unidade metaígnea do Complexo Jamari. Assim, no seu conjunto, tanto o Complexo Jamari, constituído por gnaisses de alto grau metamórfico (fácies anfíbolito superior a granulito) de protólitos ígneos e sedimentares quanto o Grupo Roosevelt podem relacionar-se à evolução de arco magmático do Paleoproterozóico tardio. Os ortognaisses do Complexo Jamari apresentam idades de cristalização entre 1,73 e 1,76 Ga (Santos et al., 2000; Payolla et al., 2002; Santos, 2004), enquanto zircões detríticos presentes nos paragnaisses acusam idades de 1675 ± 12 Ma (Santos et al., 2000) e 1673 ± 2 Ma (Payolla et al., 2002), interpretadas como idade máxima da principal fonte de clásticos das rochas metassedimentares. As idades mínimas dos zircões detríticos – 1,80-1,73 Ga e a heterogeneidade das fontes (Payolla et al., 2003) permitem assumir que o receptáculo desta sedimentação caracterize bacias inter-montanas (Santos, 2004) ou que a sedimentação ocorreu em bacias de *back-arc* posteriormente empurradas sobre o arco no provável evento compressional 1,67-1,63 Ga.

Os dados geoquímicos apresentados nesta tese confirmam a natureza cálcio-alcalina das rochas ortoderivadas do Complexo Jamari e acrescidos de dados de campo, metamórficos e geocronológicos permitem supor que a evolução do arco ao qual pertencem – do estágio acrecionário para o estágio colisional, e conseqüente metamorfismo ocorreu no Paleoproterozóio em torno de 1,64 Ga. Idades de recristalização em zircão (SHRIMP) de 1670 ± 6 Ma (Santos, 2004)

sugerem a existência de evento tectonotermal nessa época, conduzindo este autor a afirmar que o arco aqui estudado (Arco Magmático Nova Vida, designação proposta nesta tese) é efetivamente produto de orogênese acrecionário-colisional.

A diferença de idades (90 a 120 Ma) entre os ortognaisses (*ca.* 1,75 Ga) e os paragnaisses (*ca.* 1,67-1,63 Ga) permite subdividir o complexo Jamari em duas unidades (Figura 26) descritas em detalhe no Capítulo IV e sumarizadas abaixo:

- (i) unidade ortoderivada: gnaisses tonalíticos/enderbíticos, granodioríticos/charnoenderbíticos, quartzo-dioríticos e metabasitos (Figuras 27 a 30);
- (ii) unidade paraderivada (pelitos, semipelitos, psamitos, psamo-pelitos e margas): biotita-granada-cordierita-silimanita gnaiss, biotita-granada-silimanita-cianita gnaiss, biotita-granada-silimanita gnaiss, espinélio-biotita-cordierita-silimanita-granada gnaiss, gnaiss calcissilicático ferruginoso (metamarga ferruginosa), gnaiss calcissilicático (metamarga) e biotita-silimanita xisto (Figuras 31 a 33).

Inicialmente denominada de Seqüência Metavulcanossedimentar Roosevelt (Rizzotto et al. 1995) o Grupo Roosevelt (Santos et al., 2000) inclui rochas vulcânicas denominadas por Leal et al. (1978) de Formação Roosevelt e por conjunto sedimentar definido como Grupo Beneficente por Almeida e Nogueira Filho (1959). Na fração vulcânica, composta por lavas e piroclásticas bimodais (ácidas-intermediárias), as composições variam de riolitos a dacitos com andesitos subordinados. Os dacitos são de ocorrência predominante enquanto os riolitos e andesitos são subordinados e os andesitos têm ocorrência restrita. Dentre as rochas piroclásticas predominam lapilli-tufos e tufos a cinza, associados a ignimbritos; a composição química/mineralógica dos referidos tipos litológicos é compatível com suíte cálcio-alcálica.

A parte sedimentar da unidade é representada por seqüência psamopelítica de deposição marinha rasa, constituída por uma variedade de litotipos como camadas métricas a decamétricas, incluindo filitos, quartzitos, sericita – quartzo xistos, xistos manganésíferos, formação ferrífera, arenitos ortoquartzíticos e arcossianos, siltitos, *cherts* e conglomerados.

Dados geocronológicos (U-Pb, SHRIMP), obtidos em vulcânica dacítica intercalada em metassedimentos na região do médio rio Roosevelt, mostram idade de deposição próxima de 1,74 Ga (Santos et al. 2000) sugerindo para a região, a possibilidade da existência de um evento orogênico acrecionário no intervalo de tempo correspondente ao Período Estateriano.

A Suíte Serra da Providência (Figuras 34 e 35) constitui-se em expressivo conjunto de corpos granitóides extremamente importantes no contexto do terreno Jamari, cujo posicionamento estratigráfico, inicialmente sugerido com base em dados obtidos pelo método Rb/Sr em rocha total, forneceu idade média de 1400 ± 57 Ga (Leal et al. 1978). No batólito Serra da Providência idades

U-Pb em zircão (ID-TIMS), variam de 1,6 a 1,53 Ga (Bettencourt et al. 1999), enquanto no charnockito Ouro Preto as idades concentraram-se em torno de 1.56 Ga, pelo mesmo método (Tassinari et al. 1996). Em acréscimo, os granitos forneceram uma alta razão inicial $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ ($0,713 \pm 0,005$), indicando o envolvimento de material crustal mais antigo na composição do magma gerador (Tassinari et al., 1984).

Os granitos, charnockitos e as rochas básicas associadas são predominantemente isotrópicas na região da Serra da Providência (domínio estrutural IV), mas também ocorrem corpos com foliação tectônica nos domínios estruturais II e III. Vestígios de foliação ígnea nos batólitos do domínio IV indicam que estas as rochas cristalizaram ainda sob um campo tensional, portanto, caracterizando-as como corpos tardi a pós-tectônicos.

No contexto dos corpos isotrópicos a fracamente deformados, no batólito Serra da Providência foram caracterizadas quatro fácies que mostram variação nos seus aspectos texturais, mineralógicos e composicionais, apresentando como principal característica a textura rapakivi. Os tipos mais frequentes são biotita granitos porfiríticos cinza-rosados, anfibólio-biotita granitos (piterlitos e viborgitos), granitos pórfiros e sienogranitos gráficos equigranulares róseos.

No contexto dos granitos deformados ocorre ampla variação nas características estruturais/texturais das rochas, desde tipos fracamente foliados até gnaisses bandados, protomilonitos e milonitos bandados. Os protomilonitos são mais frequentes na borda oeste do batólito Serra da Providência e em largas zonas da associação charnockito-granito entre as cidades de Ouro Preto d'Oeste e Ji-Paraná (domínios II e III, Figura 38) originadas por estrutura transpressiva de direção nor-noroeste e cinemática sinistral (Sistema Transpressivo Ji-Paraná, Scandolara *et al.* 1999). No domínio II as rochas desta suíte formam corpos menores e, portanto, com deformação mais complexa incluindo bandamento composicional e migmatização nas fases D2 e cisalhamento na fase D3. No extremo leste do batólito Serra da Providência, estreitas faixas de cisalhamento (deformação D3) originaram protomilonitos e milonitos em condições metamórficas compatíveis com a fácies xisto verde inferior.

Os dados geoquímicos mostram que os granitos desta suíte são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, apresentando não somente analogia textural com os granitos rapakivi, mas também assinatura geoquímica perfeitamente compatível com os granitos do tipo-A. Dados de geoquímica isotópica de Nd forneceram idades T_{DM} entre 2,5 Ga e 1,75 Ga e valores ϵ_{Nd} de + 3 a - 9 e sugerem fontes com participação de crosta paleo/mesoproterozóica e magma mantélico depletado.

A suíte Rio Crespo (Figura 36), composta predominantemente por gnaisses sienograníticos e charnockíticos de grão fino a médio, é pouco representada na área de estudo e corre de maneira

mais expressiva para norte e oeste. O protólito mostra idades de cristalização entre 1,49 e 1,42 Ga (Payolla *et al.*, 2002) e 1,49 (Bettencourt et al. 2006) e, segundo o primeiro autor, parece ser a primeira evidência de extensão e magmatismo intra-placa tipo A durante o período que precede a fase orogênica do evento Rondoniano/San Ignácio em Rondônia (Payolla *et al.*, 2002). Feições geoquímicas e composição isotópica de Nd ($\epsilon_{Nd(T)} = +1.2$ a $+0.4$; T_{DM} 1,75 a 1,69 Ga) sugerem gênese a partir da mistura de material juvenil e crosta mais antiga (gnaisses do Complexo Jamari e granitóides da Suíte Intrusiva Serra da Providência). As rochas com idades entre 1,49-1,42 Ga encontradas na área em estudo podem ser correlacionadas com os granitos e charnockitos da suíte Rio Crespo e com a maioria dos granitóides do batólito de Santa Helena.

A suíte Alto Candeias (Figura 37), identificada principalmente pelo batólito homônimo, constitui-se de granitos porfiríticos de granulação média a grossa, textura piterlítica e, em menor quantidade, equigranulares de granulação fina a média, aplitos e sienitos equigranulares de grão fino a médio. Os primeiros são hornblenda-biotita monzogranitos, biotita monzogranitos e quartzo monzonitos, com cristais ovóides e tabulares centimétricos de K-feldspato perítico, esporadicamente manteados por plagioclásio. Representam fase mais precoce e o contato com os granitos equigranulares finos é observado na borda nordeste do maciço. Na larga zona de cisalhamento da borda norte do batólito Alto Candeias os granitos foram transformados em protomilonitos e milonitos. Internamente ao batólito zonas discretas de cisalhamento dúctil também ocorrem mas, em geral, granitos, charnockitos, mangeritos e gabros mostram-se afetados apenas por tectônica rúptil. As rochas graníticas que ocorrem associadas principalmente com charnockitos e mangeritos e, em menor quantidade, com gabros, mostram idades-modelo (T_{DM}) variando de 1,75 a 1,72 Ga, com $\epsilon_{Nd(T)}$ de - 0,5 e - 0,75.

Quimicamente a suíte caracteriza-se por seu caráter subalcalino, com conteúdo de SiO_2 variando entre 68,4 e 74,6 %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 8,5 e 9,2 %, $\text{FeO}_t/\text{FeO}_t + \text{MgO}$ entre 0,86 e 0,95 e ACNK entre 0,86 e 0,93, padrão geoquímico que se assemelha aos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência e aos granitos tipo A. Os dados isotópicos Rb-Sr em granitos porfiríticos e piterlíticos forneceram idades isocrônicas em torno de 1358 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,703 \pm 0,009 (Bettencourt et al., 1995) compatível com idade U-Pb em zircão (ID-TIMS) de 1338 \pm 4 Ma (Bettencourt et al., 1999) e U-Pb em zircão (SHRIMP) de 1347 \pm 16 (Santos, 2004), e a colocação dos corpos é atribuída a regime extensional relacionado ao Ciclo Orogênico San Ignácio (Bettencourt et al., 1997).

Os granitos da Suíte Santa Clara, descritos inicialmente por Kloosterman (1968) como pertencentes aos *Younger Granites* de Rondônia, foram estudados por Isotta et al. (1978) e por Bettencourt et al. (1997) que, com base em dados geocronológicos, agrupam nesta suíte os maciços

Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo e Manteiga com idades U-Pb em zircão (ID-TIMS) entre 1.082-1074 Ma. Estruturalmente são maciços, afetados somente por tectônica rúptil, com direção predominante N10°E que controla veios de quartzo e greisens filoneanos.

Os dados geoquímicos mostram que a Suíte Santa Clara tem caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso com alto conteúdo de Zr, Y, Nb, Rb, F, ETR e elevadas razões K_2O/Na_2O , FeO/MgO e Ga/Al , compatíveis com granitos subalcalinos do tipo A e granitos intraplaca. As rochas mais diferenciadas da suíte, tal como albita leucogranito, exibem padrão geoquímico diferenciado, com conteúdo muito elevado de Li, Rb e Sn.

A cobertura cratônica neoproterozóica da região de estudo constitui associação de rochas clásticas organizadas como camadas sub-horizontalizadas correlacionáveis à Formação Palmeiral. São representadas por arenitos arcossianos, localmente ortoquartzíticos, brancos a vermelhos, exibindo estratificações cruzada, plano-paralelas e marcas de ondas, com intercalações de conglomerados polimíticos, arcóseos, siltitos e argilitos.

A cobertura sedimentar paleozóica faz parte da Bacia dos Parecis que ocupa área de 500.000 km² em Rondônia e Mato Grosso. Na área de estudo a bacia compreende cobertura sedimentar de idade paleozóica que preenche a Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira, 1989), com as formações Cacoal e Pimenta Bueno. A Fossa Tectônica de Rondônia é composta pelos grabens de Pimenta Bueno e Colorado. Estes grabens estão separados pelo Alto Estrutural do Rio Branco do Guaporé (Soeiro et al., 1987), e limitados por lineamentos de grande expressão regional. A fossa apresenta evidências de subsidência no Paleozóico com preenchimento de conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, nesta ordem, em direção ao centro do graben, com alguma contribuição de sedimentos carbonáticos e glaciais, e importantes reativações mesozóicas de natureza vertical.

A Formação Cacoal é constituída de conglomerados, arenitos feldspáticos, margas ferruginosas, siltitos, calcários dolomíticos e folhelhos, enquanto a Formação Pimenta Bueno é constituída essencialmente de folhelhos, arenitos, siltitos e conglomerados suportados pela matriz e subordinadamente carbonatos e lentes de carvão.

2.2 Geologia estrutural

Os dados estruturais foram obtidos e tratados sob o enfoque da análise geométrico/cinemática. A coleta de dados se processou no terreno e por meio da análise de produtos de sensores remotos orbitais e sub-orbitais (fotografias aéreas e imagens de satélite e radar) com apoio de interpretações microscópicas. Estes dados foram utilizados e interpretados em conjunto com as informações litológicas e estratigráficas para a definição de domínios e subdomínios estruturais e para a caracterização estrutural da área estudada estabelecendo o estado da

deformação finita, determinando o caminho da deformação - sua cinemática e as condições de P e T atuantes, possibilitando delinear a evolução dos regimes tectônicos que atuaram na história evolutiva da região. Adota-se a nomenclatura de fases dúcteis em que D1 (ou Dn) é a trama mais

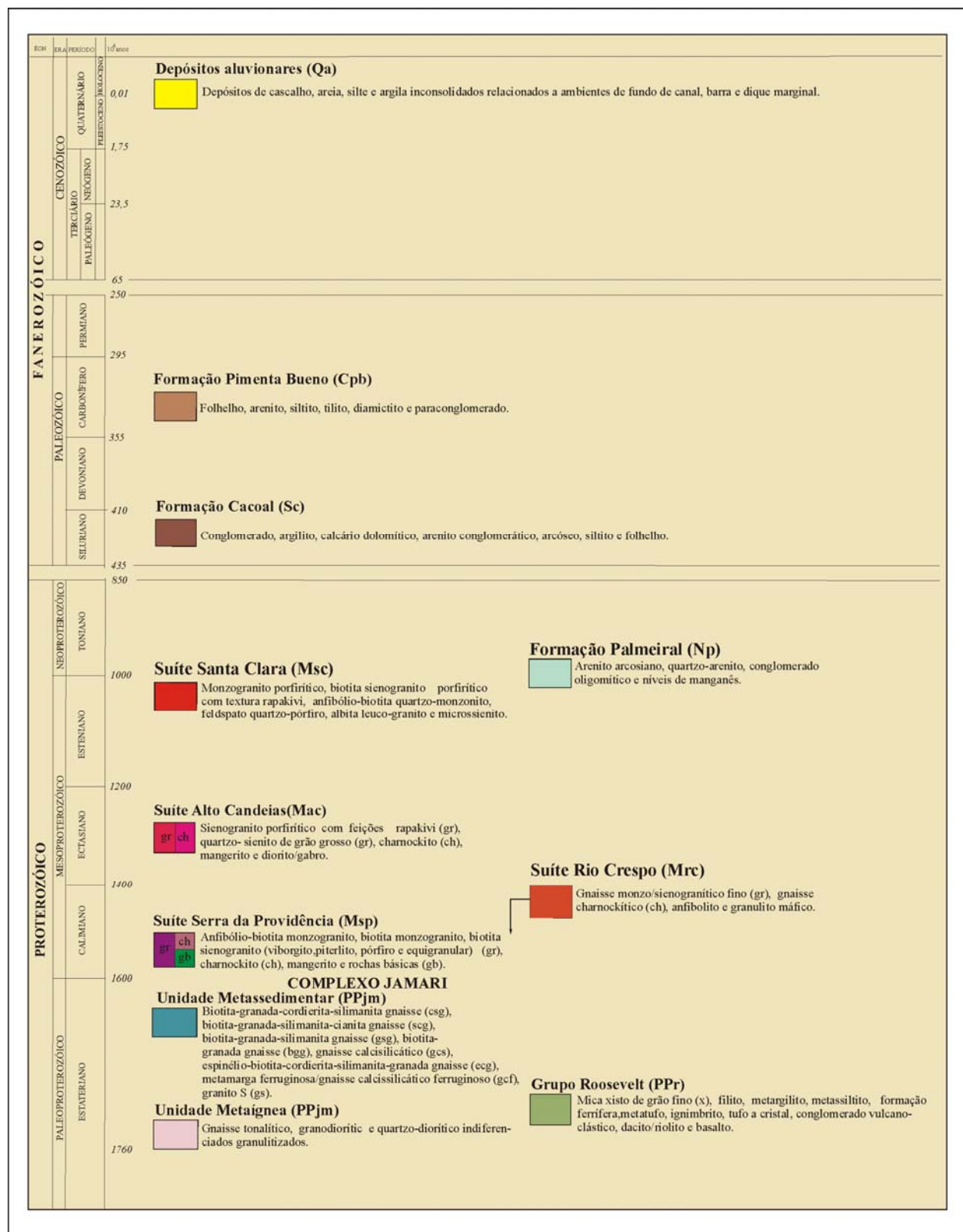


Figura 26 - Compartimentação litoestratigráfica do terreno Jamari, centro-leste de Rondônia, na área de tese.

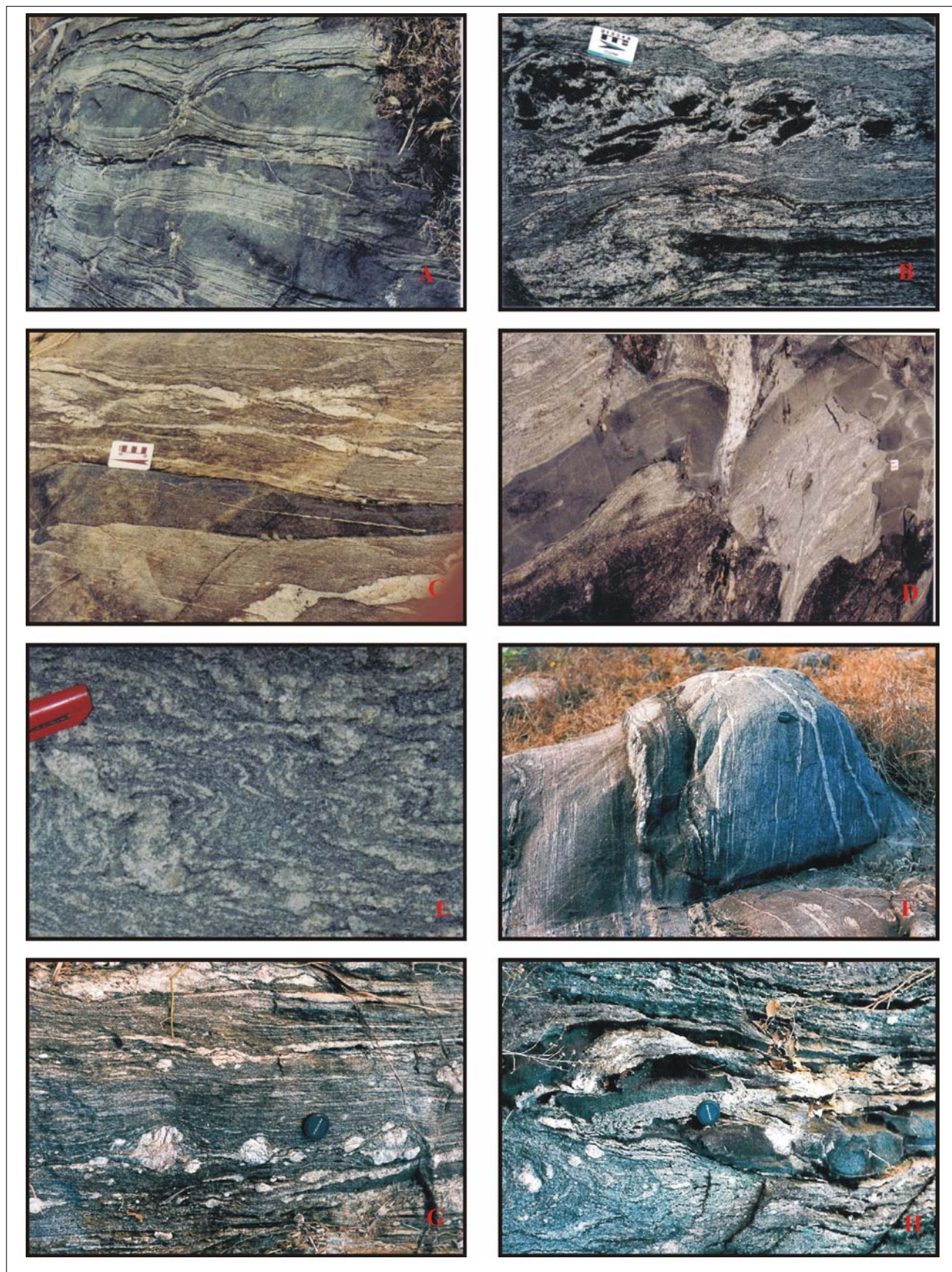


Figura 27 - Gnaisses tonalíticos/enderbíticos do Complexo Jamari migmatizados em intensidade variável. Domínios estruturais II e III.

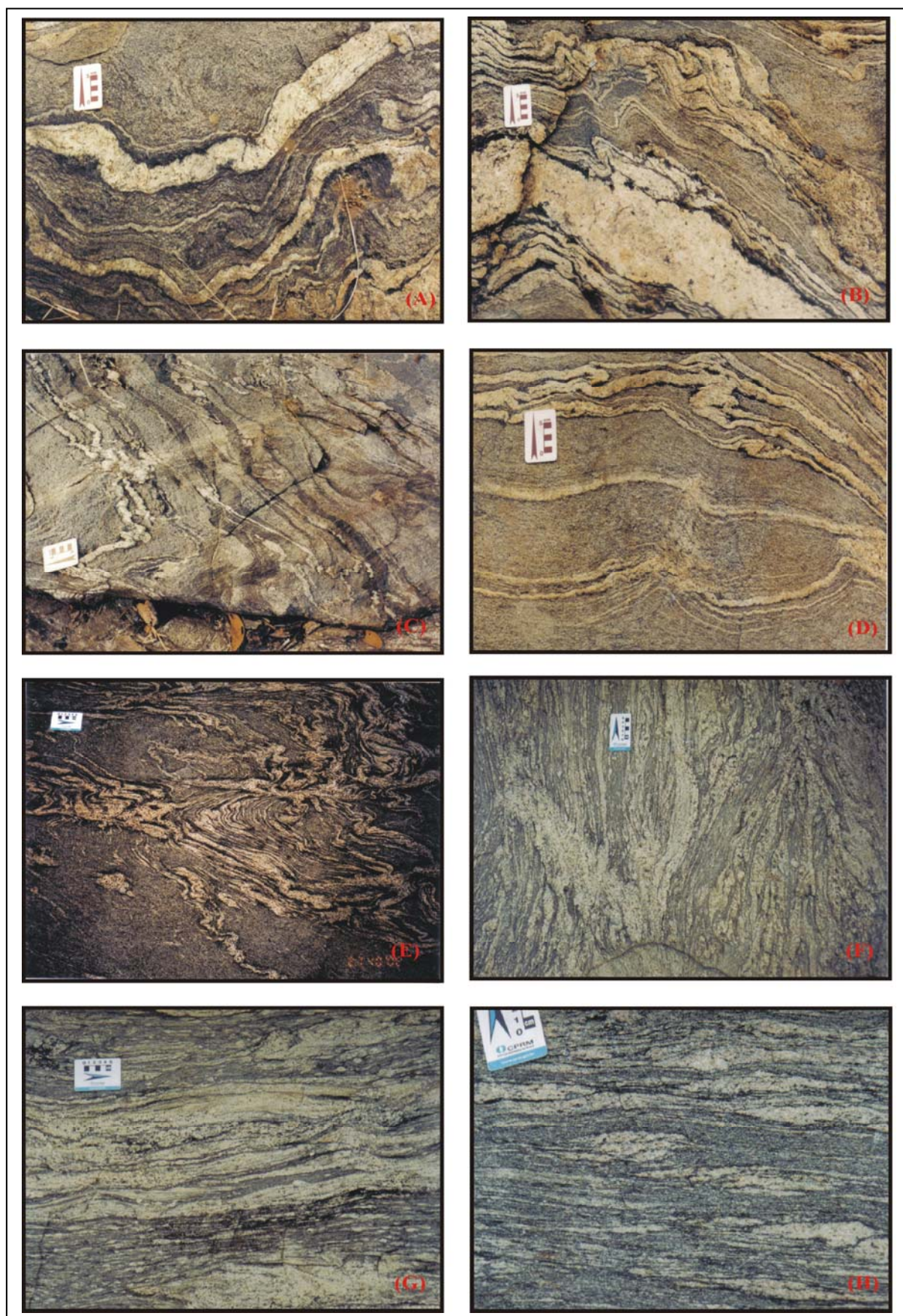


Figura 28 - Granodioritos migmatizados do Complexo Jamari nos domínios II e III.

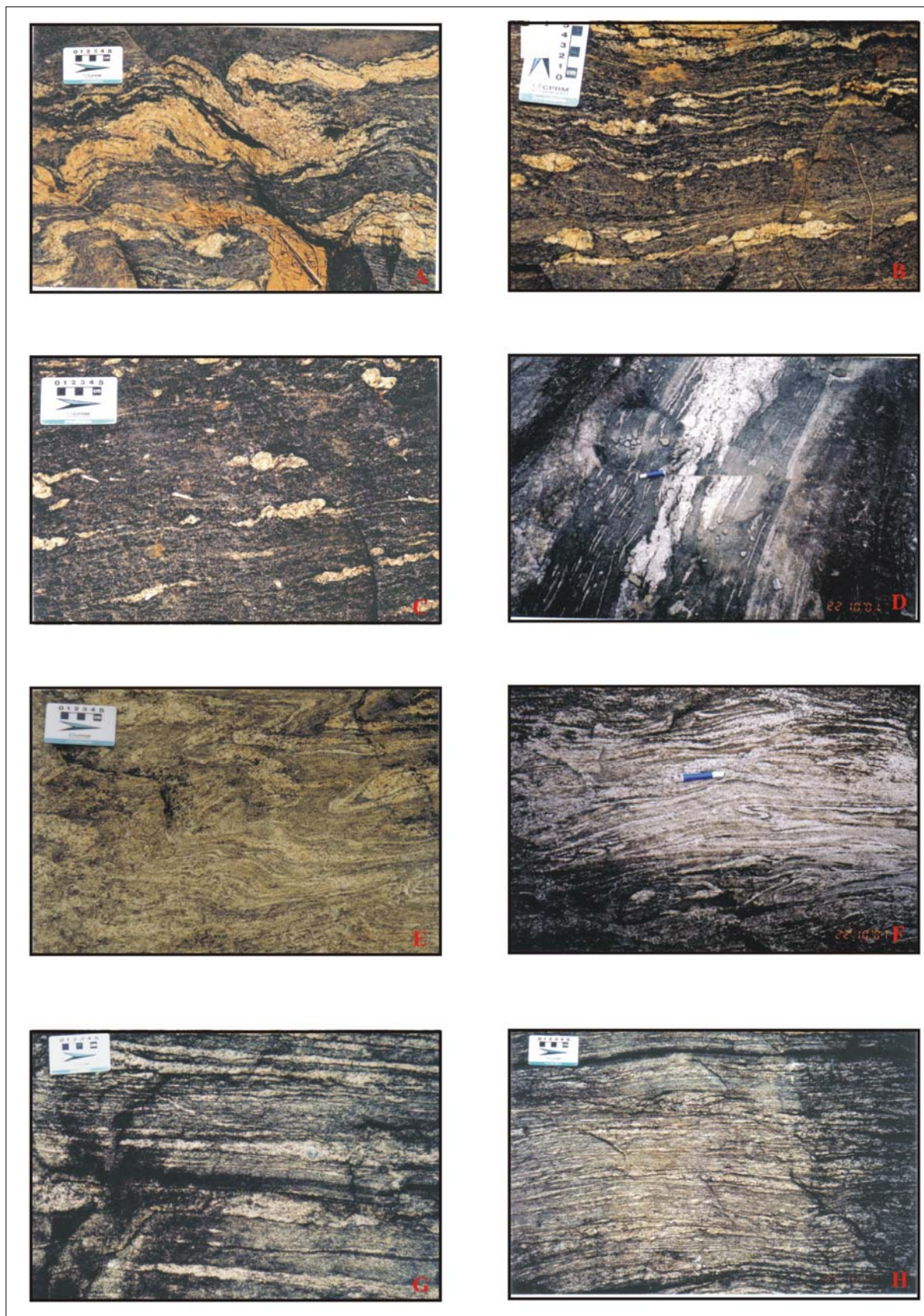


Figura 29 – Gnaisses quartzo-dioríticos da unidade ortoderivada do Complexo Jamari com deformação D2 (sin-migmatização) e detalhes da deformação pós-migmatização (D3). Domínios estruturais II e III.

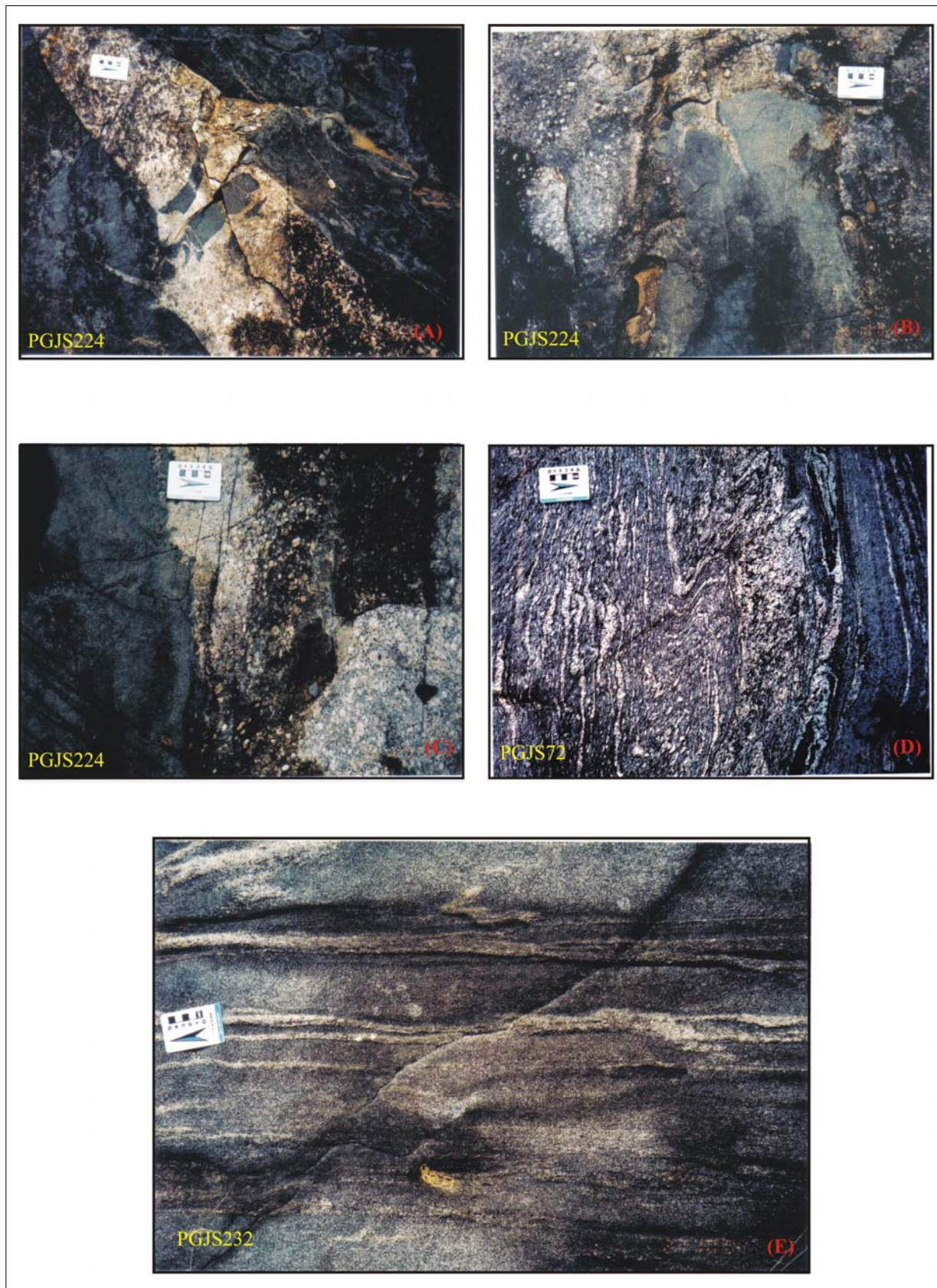


Figura 30 – Metabasitos do Complexo Jamari (anfibolitos) intrudidos por granitos pré-deformação D2 (A, B, C) deformados por D3. Em D e F granulitos máficos deformados por D1.

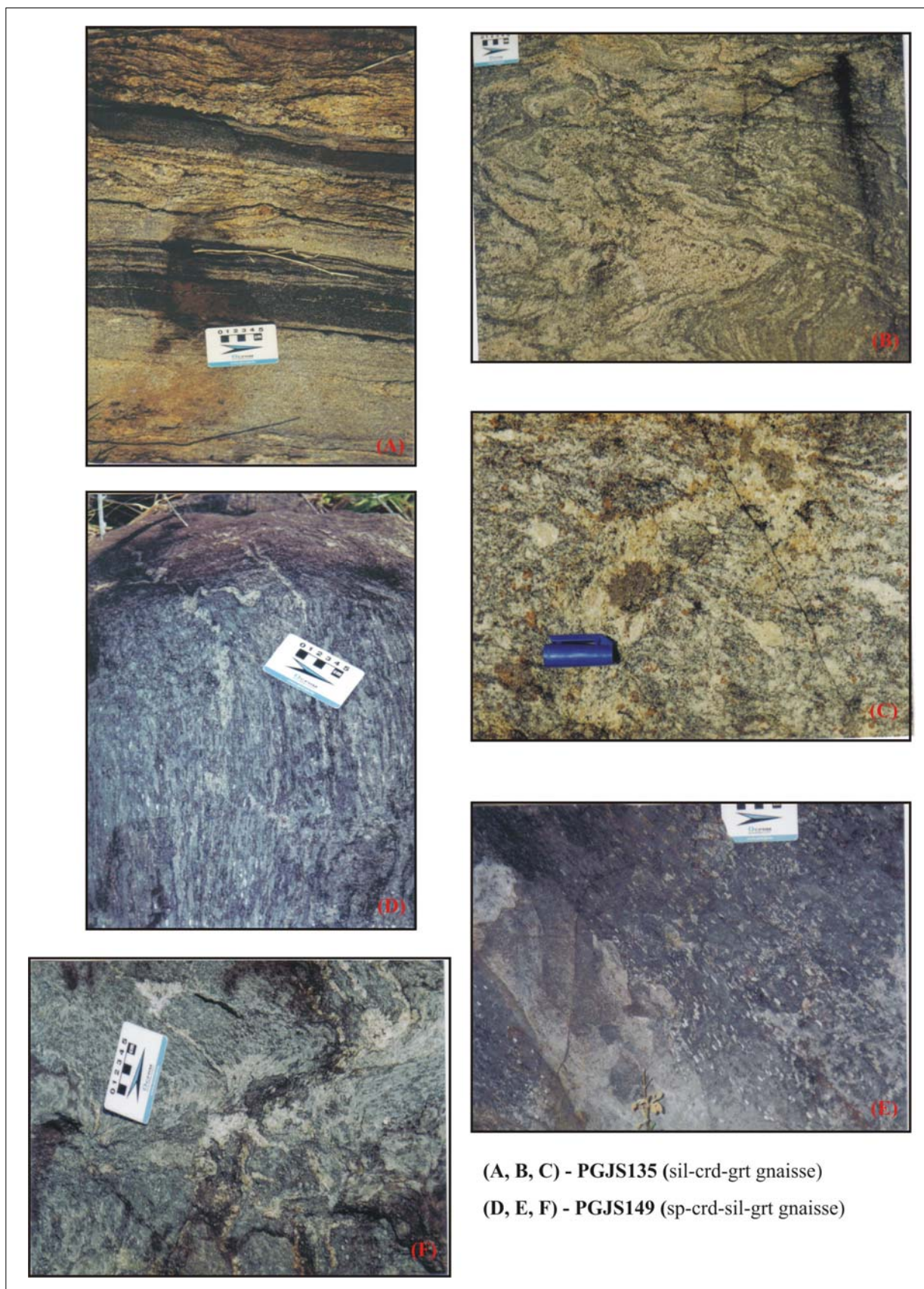


Figura 31– Fotografias representativas de rochas metassedimentares do Complexo Jamari migmatizadas em intensidade variável. Notar em C fundidos com grandes cristais de granada em gnaiss pelítico e em E cordierita como lineação de estiramento. Domínio estrutural II.

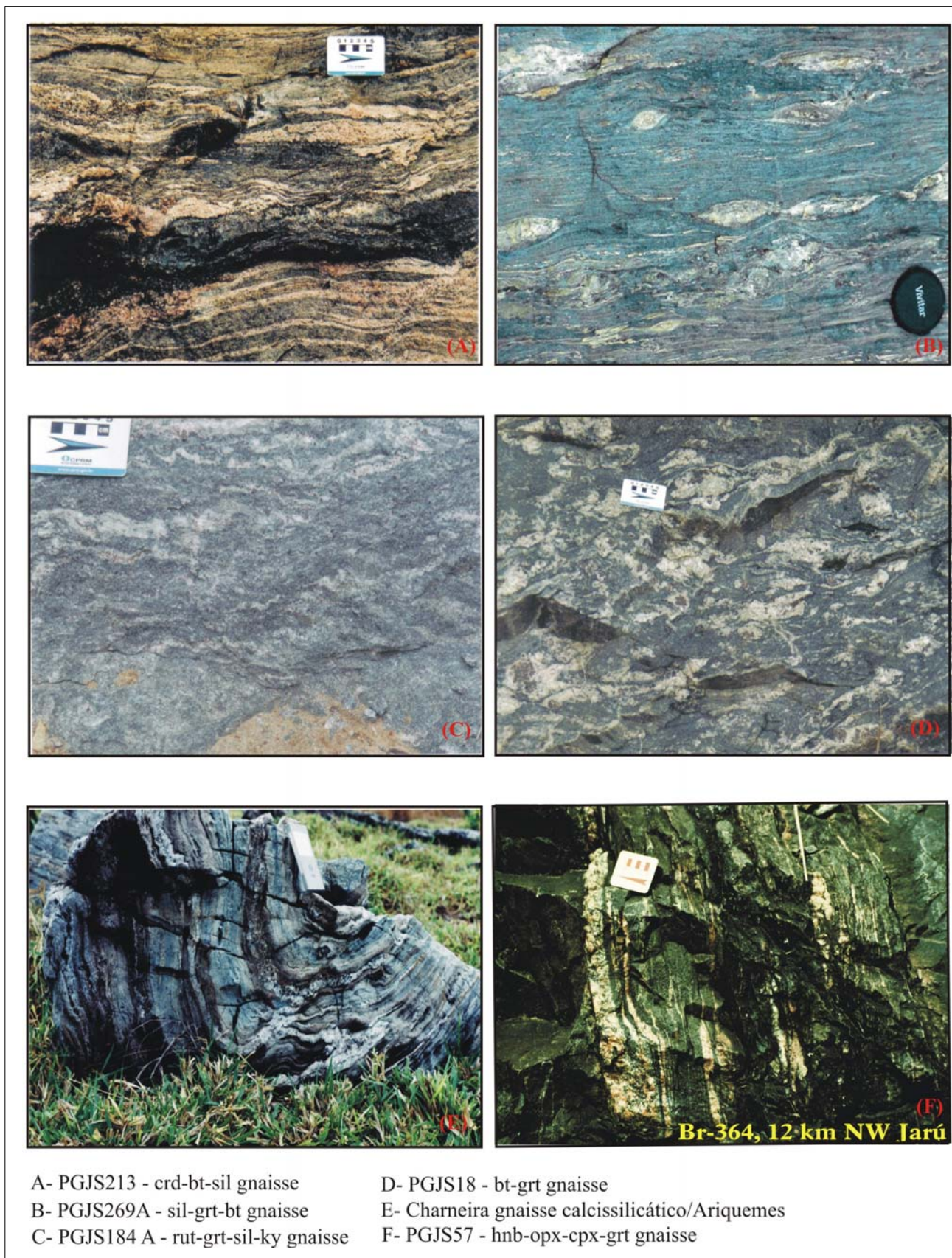


Figura 32 – Fotografias representativas de gnaisses pelíticos aluminosos (A, B, C), psamopelíticos (D), metamargas (gnaiss calcissilicático, E) e metamarga ferruginosa (gnaiss calcissilicático ferruginoso, F). Domínio estrutural II.

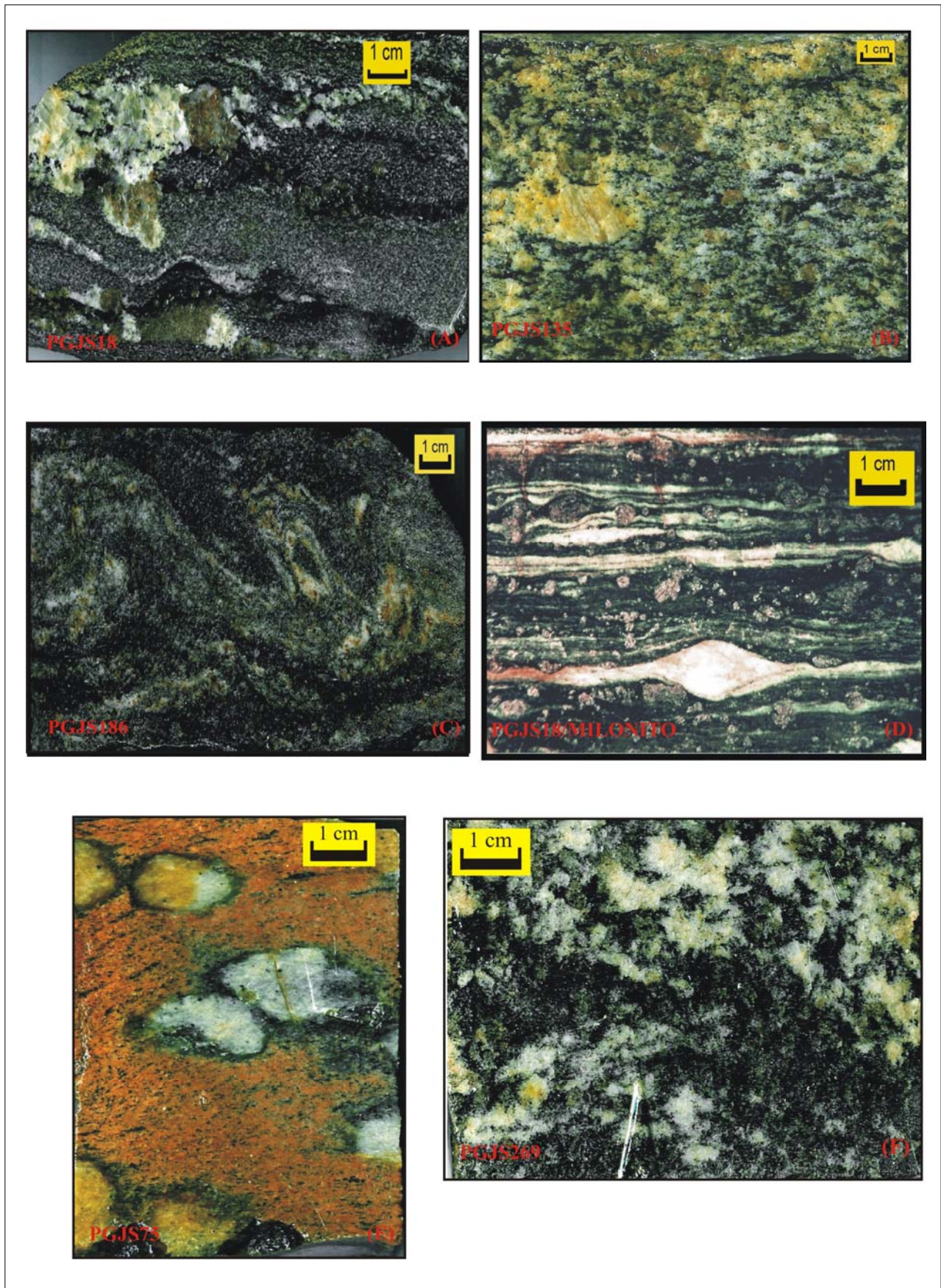


Figura 33 – Fotografias de amostras de mão das rochas metassedimentares do Complexo Jamari. Gnaisses pelíticos do domínio estrutural II.

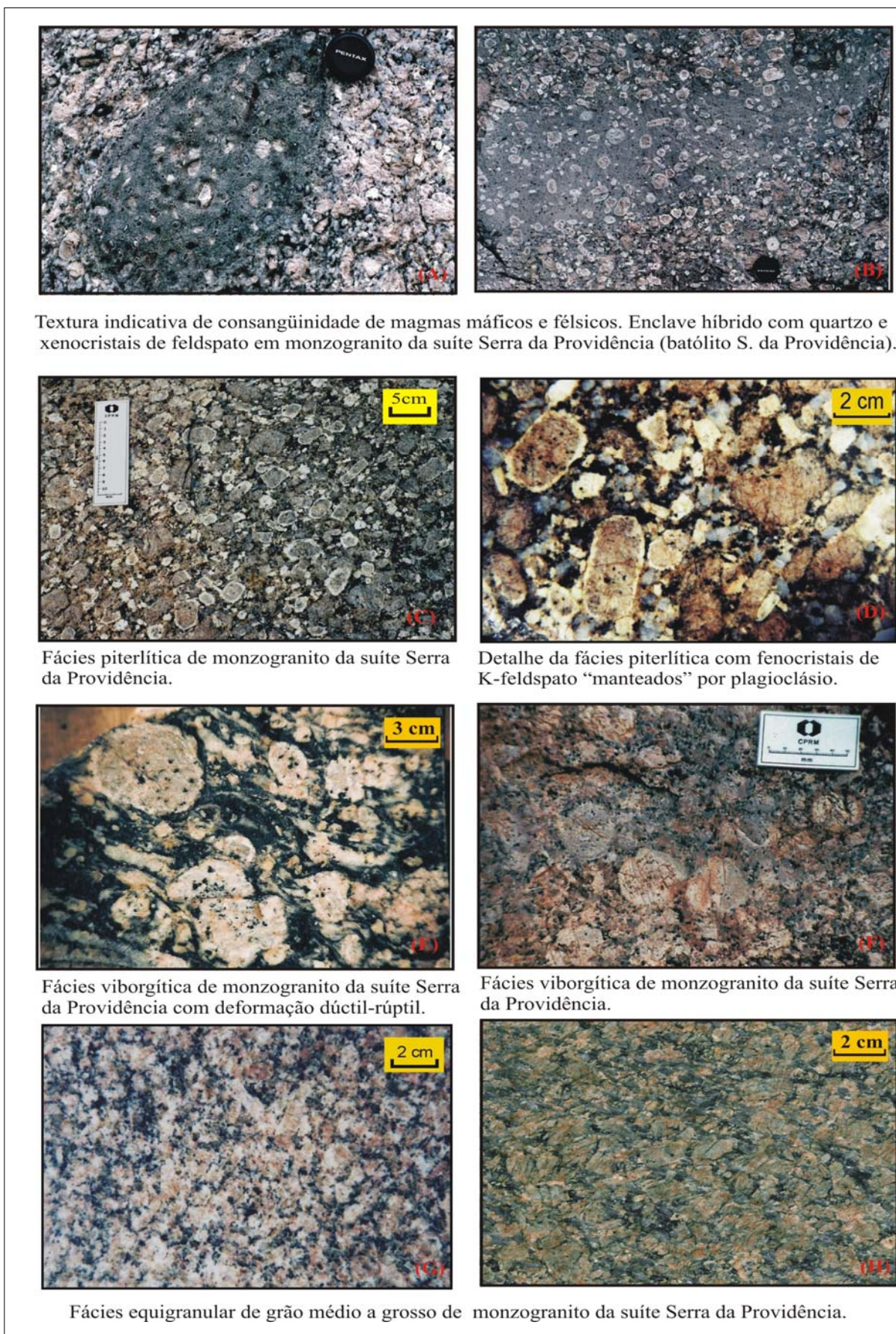


Figura 34 – Fácies representativas dos granitos suíte Serra da Providência sem deformação ou fracamente deformados.

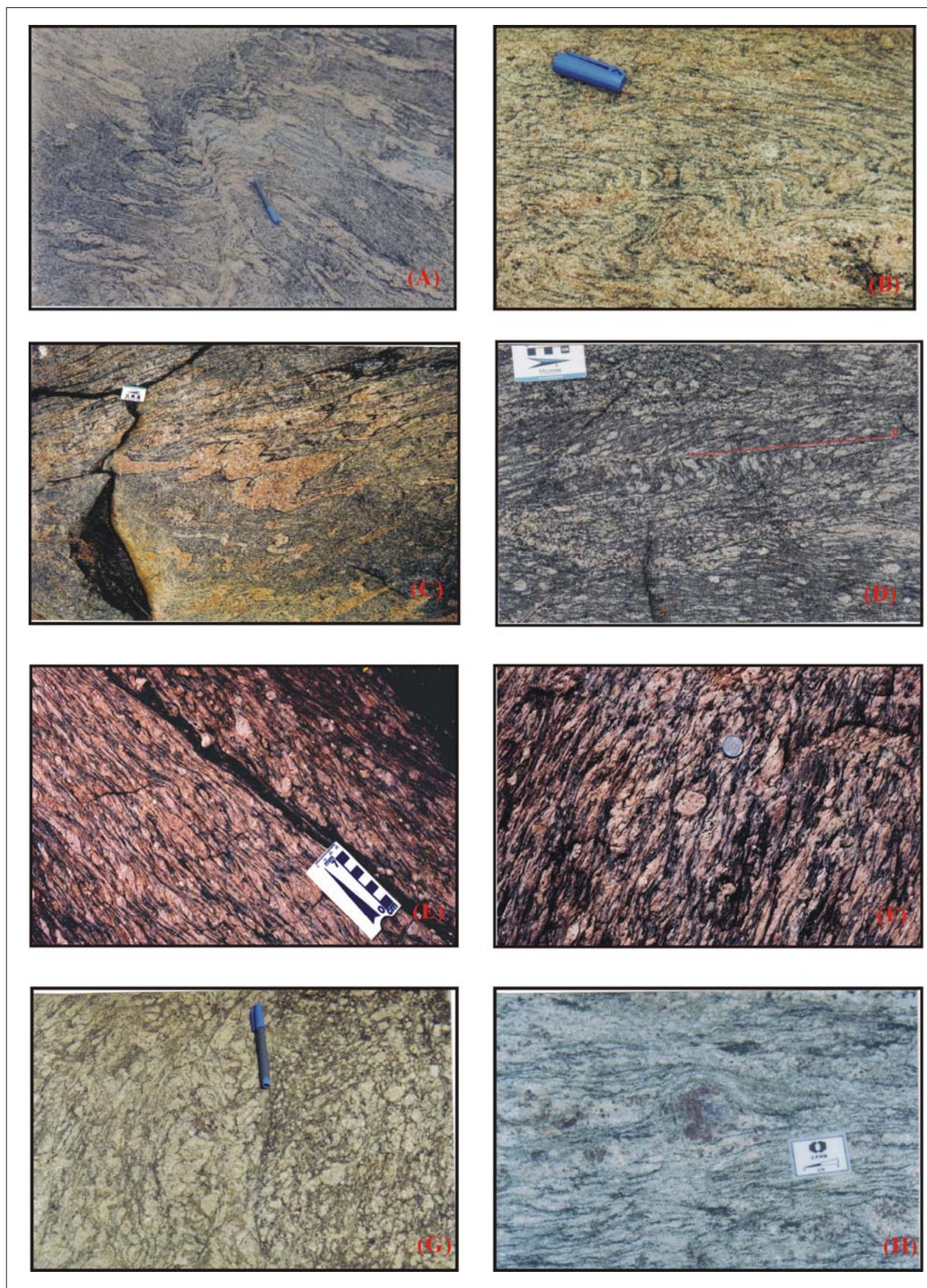


Figura 35 – Granitos deformados da suíte Serra da Providência. Domínios estruturais II e III.

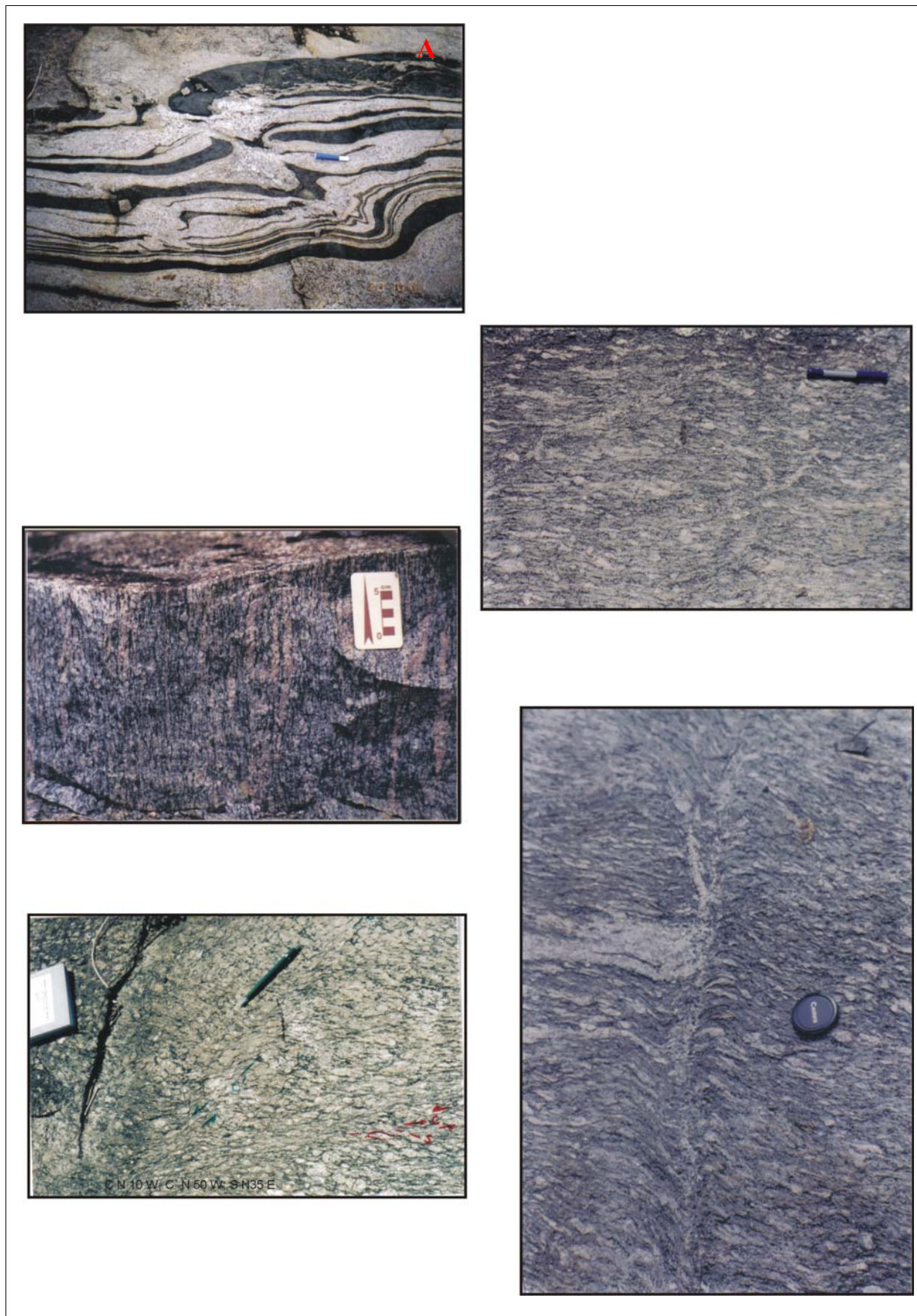


Figura 36 – Fotografias representativas dos gnaisses da suíte Rio Crespo, domínio estrutural II. Em A anfibolitos deformados juntamente com encaixante em D2.



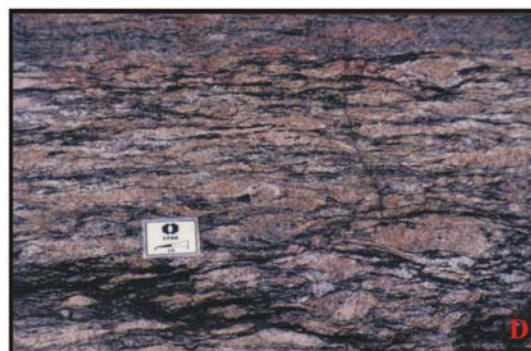
Monzogranito da suíte Alto Candeias (fácies viborgítica)



Monzogranito da suíte Alto Candeias (fácies porfírica)



Contato deformado fácies equigranular e porfírica em sienogranito da suíte Alto Candeias.



Sienogranito deformado da suíte Alto Candeias (fácies porfírica da borda do batólito Alto Candeias).



Charnockito isótropo da suíte Alto Candeias.



Charnockito deformado da suíte Alto Candeias (borda do batólito Alto Candeias)



Granito porfírico da suíte Alto Candeias com xenólito de BIF da unidade paraderivada do Complexo Jamari.



Granito porfírico da suíte Alto Candeias com xenólito de calcissilicática da unidade paraderivada do Complexo Jamari.

Figura 37 – Fácies e deformação dos granitos e charnockitos de Suíte Alto Candeias. Domínio estrutural II.

antiga reconhecível e D2 (D_{n+1}) e D3 (D_{n+2}) são fases superimpostas. A fase D4 relaciona-se à tectônica frágil neoproterozóica/eopaleozóica. O termo progressivo é usado para as fases de deformação que mostrem variação gradacional dos elementos estruturais, sendo de alguma forma possível a identificação do caminho da deformação a partir dos incrementos que o definem. Já o termo polifásico será aplicado àquela deformação que mostrar variações bruscas no estilo estrutural e geométrico relacionados a distintos regimes de geração.

Para entender os aspectos geométrico/cinemáticos e a natureza das estruturas maiores e menores que definem a região de estudo, faz-se necessário discorrer sobre alguns conceitos básicos, incluindo o de regime cinemático que, em analogia com a escala de placas e seus limites, pode ser aplicado a blocos de menores dimensões. Um determinado regime é definido pela manutenção de um padrão de movimento (padrão cinemático), gerando conjunto específico de estruturas e seus correspondentes marcadores cinemáticos. Esse padrão de fluxo é acomodado por zonas de deslocamento, cujas feições são dependentes do nível crustal em que se desenvolveram e pode se relacionar a três modelos cinemáticos:

(1) regime cinemático extensional: modelo de tectônica extensional controlado por cisalhamento puro (deformação coaxial) ou simples (deformação não-coaxial). A acomodação da extensão na crosta superior se faz por rotação, basculamento dos estratos e imposição sequenciada de vários falhamentos. Nos níveis profundos há imposição de foliações sub-horizontais, lineações de estiramento e *boudinage* de corpos geológicos. Dobras em zonas de extensão constituem feições restritas e ocorrem em sítios de fluxo contracional nas zonas miloníticas de descolamento, a partir de foliações previamente basculadas por falhas ou verticalizadas por dobramento. Feição importante associada ao regime extensional é a falha de transferência que podem ocorrer associadas às falhas ou cisalhamentos extensionais, num padrão condicionado à direção de extensão regional;

(2) regime cinemático contracional: pode ser controlado por cisalhamento puro (deformação coaxial) ou simples/geral (não coaxial). Na deformação contracional coaxial há geração de dobras com planos axiais e foliações de forte mergulho, associadas (em níveis superficiais) com falhas inversas e/ou transcorrentes, conjugadas e simétricas em relação à direção de encurtamento. As foliações e dobras exibem disposição em leque e as lineações de estiramento possuem forte *rake* nos planos de foliação. O sequenciamento de estruturas é simples, dominado por uma fase principal com feições de superimposição localizadas. Em níveis crustais profundos, como sugerido pelo quadro geológico do terreno Jamari no centro-leste de Rondônia, a partir de planos com marcadores horizontais, são geradas dobras assimétricas, com charneiras em ângulo variável relativamente ao de transporte tectônico. Com o aumento do *strain* as dobras adquirem perfil apertado/isoclinal e charneiras com geometria em bainha. Alternativamente, as dobras podem ser geradas com

charneiras já (sub)paralelas à lineação de estiramento, nos casos de fluxo convergente ou quando o plano marcador é interceptado pelos cisalhamentos ao longo de linha próxima à direção de transporte tectônico;

(3) regime cinemático transcorrente: estruturas podem se desenvolver por cisalhamento simples ou puro, gerando sistemas conjugados e/ou assimétricos (duplexes, transpressão e transtração). Em níveis crustais profundos os sistemas transcorrentes desenvolvem zonas miloníticas de espessura variável, cada vez mais largas, com foliação de alto ângulo combinada com lineações de estiramento de baixo *rake*. Assumindo planos marcadores horizontalizados, os dobramentos são caracterizados por planos axiais e foliações de forte mergulho, diagonais e escalonados em relação às zonas de cisalhamento e com lineações de estiramento de baixo *rake*, (sub)paralelas às charneiras das dobras. O caimento das dobras é dependente do mergulho original da superfície dobrada. Situações de *strain* muito elevado conduzem a dobras isoclinais com paralelização dos seus planos axiais com as zonas de cisalhamento, e dos eixos com as lineações miloníticas.

O centro-leste de Rondônia, na área estudada, foi dividido em cinco domínios estruturais (Figura 38) com base nas particularidades de regime cinemático e padrões estruturais que envolvem (i) estilos e geometria dos dobramentos, (ii) natureza dos planos de movimentação e os marcadores de fluxo – lineações de estiramento e mineral, (iii) geometria e cinemática das zonas de cisalhamento contracionais e transcorrentes e (iv) avaliação semi-quantitativa do *strain*. Junto com indicadores cinemáticos (zonas de cisalhamento discretas, relações S x C e C x C', clastos rotacionados, dobras intrafoliais assimétricas, *boudins* redobrados, dobras com flancos estriccionados) o complexo *trend* da foliação (Figura 38) foi usado para definir a história deformacional, a evolução cinemática e modelo tectônico. O evento deformacional mais antigo (D1) ocorreu em condições de fácies granulito (M1) gerando foliação (S1) cuja atitude é de difícil reconstituição e reconhecível apenas em pequenos *pods*. D2 é o principal evento de formação de foliação regionalmente penetrativa (S2) e síncrona com o evento metamórfico de fácies anfíbolito superior (M2). O evento D2 afetou toda a área estudada produzindo bandadamento gnáissico acompanhado de migmatização com evidências locais de alto *strain*. As estruturas D2 incluem o dobramento do bandamento da sua fase inicial (bandamento), transposição de S1, verticalização da foliação de baixo ângulo e geração de foliação plano axial menos penetrativa (S2') com mineralogia de fácies anfíbolito superior. D3 relaciona-se às extensas zonas de cisalhamento transcorrente cujos *trends* NNE, NE, NW e WNWe podem ser produto da evolução do episódio D2 a partir da partição do *strain* com campos tensionais e vetores compressivos de direções variadas

dependendo do domínio ou subdomínio estrutural. A identificação de campo tensional regional para cada evento deformacional é difícil, uma vez que se trata de deformação não-coaxial, envolve material extremamente heterogêneo (incluindo migmatização) com a participação de corpos granítico/charnockíticos de dimensões batolíticas.

2.2.1 Domínios estruturais

Cinco domínios estruturais foram definidos no terreno Jamari onde três eventos deformacionais de natureza dúctil acompanhados de metamorfismo (Figura 39) foram identificados, além de sistemas rúpteis de significado regional (Figura 40). Cada domínio representa uma entidade estrutural definida por lineamentos de diferentes idades, *trends*, densidades e intensidade do retrabalhamento das estruturas menores, o que define padrão estrutural particular. Somente os domínios II e III serão analisados em razão da sua importância estrutural, do reduzido número de informações disponíveis e da pouca expressão em área dos domínios I, IV e V. O domínio estrutural II detém as informações tectonotermiais mais completas e cruciais para o entendimento da história geológica do terreno Jamari e, por isso, naturalmente permite desenvolvimento mais extensivo do estudo estrutural.

2.2.1.1. Domínio II

Foram identificadas no domínio II estruturas dúcteis contracionais de rampa frontal e oblíqua com direções ~ E-W/NE-SW e quatro direções de cisalhamento dúctil transcorrente (Figura 41): a principal com direção N 10°-15° E e as menos expressivas com direções N 40° E, N 60° W e N 20° W, além de quatro direções principais de estruturas rúpteis – NE, N-S, E-W e WNW. Estes conjuntos estruturais não são síncronos e caracterizam história evolutiva polifásica (talvez policíclica) com superposição de quatro eventos (Figura 39 e Tabela 3).

D1 corresponde ao evento tectônico mais antigo (1,67-1,63 Ga) possivelmente cobrindo larga área do SW do Cráton Amazônico. Desenvolveu-se durante a fase colisional da orogênese Ouro Preto, porém a geometria interna do cinturão não pode ser reconstituída bem como sua margem e relações originais. A foliação S1 foi gerada em condições de fácies granulito (M1) (ver item 2.3) e encontra-se preservada em pequena escala tornando difícil separá-la da foliação S2 devido à forte transposição.

O evento deformacional D2 caracteriza-se pelo desenvolvimento de bandamento composicional S2 em condições de fácies anfibolito superior (M2), planos de movimentação com direções E-W/NE-SW e mergulhos de baixo a médio ângulos para S/SE. As estruturas de regime

contracional ainda reconhecíveis localizam-se na parte central do domínio como rampas frontais e oblíquas com planos de movimentação de baixo ângulo, traço curvilíneo e direções E-W/NE-SW. Os planos de movimentação desenvolveram marcadores cinemáticos com sentido de fluxo de S/SE para N/NW em que as lineações de estiramento Lx1 de alto *rake* (Figura 41) definidas pelo estiramento de Kfeldspato, cordierita (Figura 31E), silimanita, quartzo e alinhamento de biotita e anfibólio, mergulham entre 30 e 55° para S/SE. Extensivo paralelismo dos eixos de dobras (principalmente dobras em bainha), em relação às lineações de estiramento, caracterizam as zonas de mais alto *strain* (Figura 42). Destacam-se, também, redobramentos frequentes em padrões variáveis (a depender do grau de rotação e evolução das estruturas antigas) e diferentes gerações de foliação, fabric S+L de baixo ângulo e dobras recumbentes associadas.

Na evolução da deformação compressiva instalou-se a fase D2 tardia, com a verticalização das grandes estruturas de movimentação contracional D2 precoce, achatamento da foliação segundo tensor regional SE-NW na parte central do domínio com dobramento de S2 precoce onde megaestruturas de primeira ordem e plano axial verticalizado (dobras tipo 1B, 1C, Figura 43 A e B), produtos de cisalhamento simples da fase precoce de D2, foram geradas por processo flexural intraestratal. A fase precoce de D2 foi acompanhada por migmatização que introduz na rocha componente de alta plasticidade.

As dobras intrafoliais D2 desenhadas por mobilizados ou por corpos mais máficos são basicamente centimétricas possuem ápices que tendem a se espessar com flancos adelgaçados e paralelos e evoluem para tipos fortemente apertados que culminam em sua transposição completa e cisalhamento por escape lateral de massas rompendo flancos de dobras e espessando a charneira por fluxo. As dobras intrafoliais, que evoluíram ou não para dobras em bainha, são interpretadas como produtos de instabilidades locais no interior dos grandes sistemas de cisalhamento (Figura 45 D, E). Tais instabilidades podem estar intimamente associadas à presença de frações de corpos lenticulares mais competentes, impondo forte contraste de viscosidade com a matriz. As dobras ptigmáticas formadas pelos diversos mobilizados têm sua origem entendida a partir de flambagens localizadas e atreladas à deformação não-coaxial.

A deformação D3, caracterizada por extensas zonas de cisalhamento transcorrente, ocorreu em regime direcional identificado pela foliação S3 com mergulhos de alto ângulo, conjugada a uma lineação de estiramento de baixo *rake*, associa-se a subsistemas regionais NNE-SSW, NE-SW e NW-SE (Figuras 38, 41 e 48) e pode representar escape lateral de massa associado ao evento D2 que evolui de caráter co-axial para não-coaxial em regime compressional. Outra possibilidade de explicação para estas grandes estruturas direcionais fica por conta de possível regime transpressivo

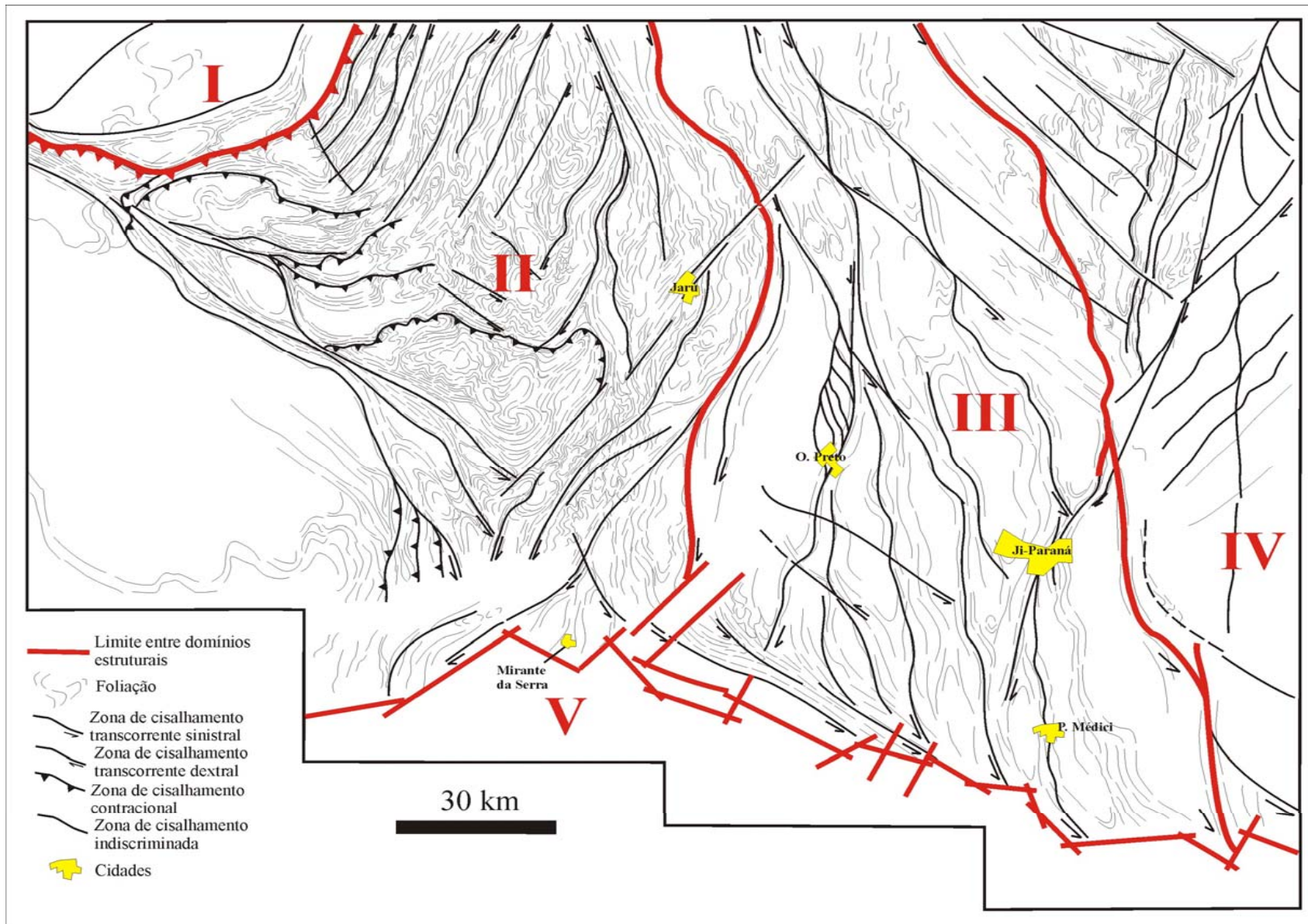


Figura 38 – Mapa do Complexo Jamari com os domínios estruturais, natureza das estruturas dúcteis maiores e padrão da foliação.

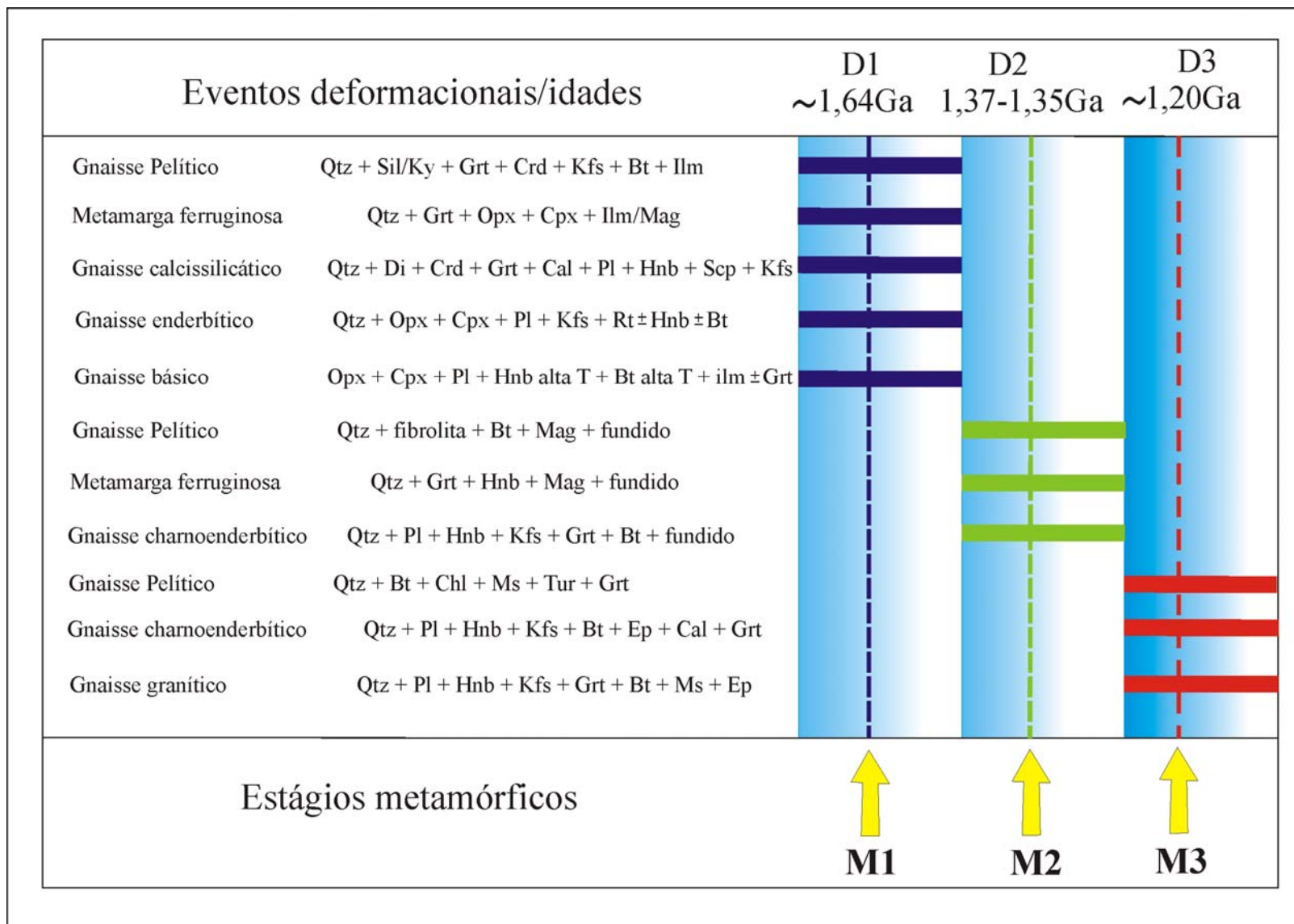


Figura 39 - Relação entre fases deformacionais/idades com os estágios metamórficos obtidos em paragens representativas nos domínios estudados.

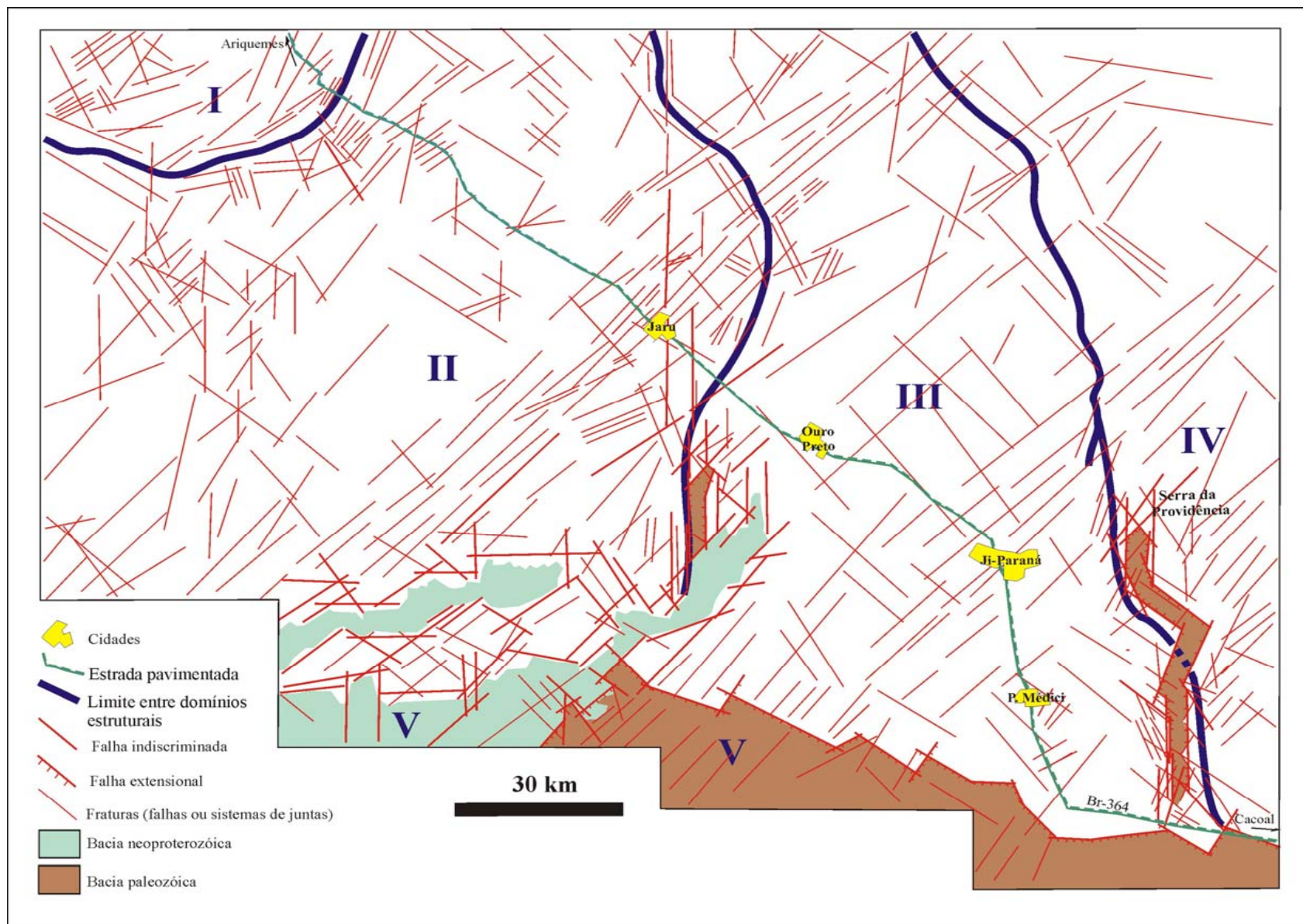


Figura 40 - Mapa de lineamentos rúpteis da área de estudo com destaque para o sistema NE/SW.

Tabela 3 - Relação entre os elementos estruturais identificados nos domínios estudados.

Fase de deformação	Foliação	Lineação	Fácies metamórfica	Sentido de movimento	Regime cinemático	Idade (Ma)
D1			Granulito		Contraccional	~1640 Ma
D2	E-W/NE-SW	SE e S	Anfibolito superior	S para N/ SE para NW	Contraccional	1370-1350
D3a	NNW-SSE	NW, NE, SW, W	Anfibolito inferior	Sinistral	Transpressivo	1200-1150
D3b	NNE-SSW/ NE-SW	SW	Anfibolito inferior	Dextral	Transcorrente	1200-1150
D3c	WNW-ESE	NW, SE	Anfibolito inferior	Sinistral	Transcorrente	1200-1150
D4	Estruturas rúpteis (falhas e megasistemas de juntas)					< 1100

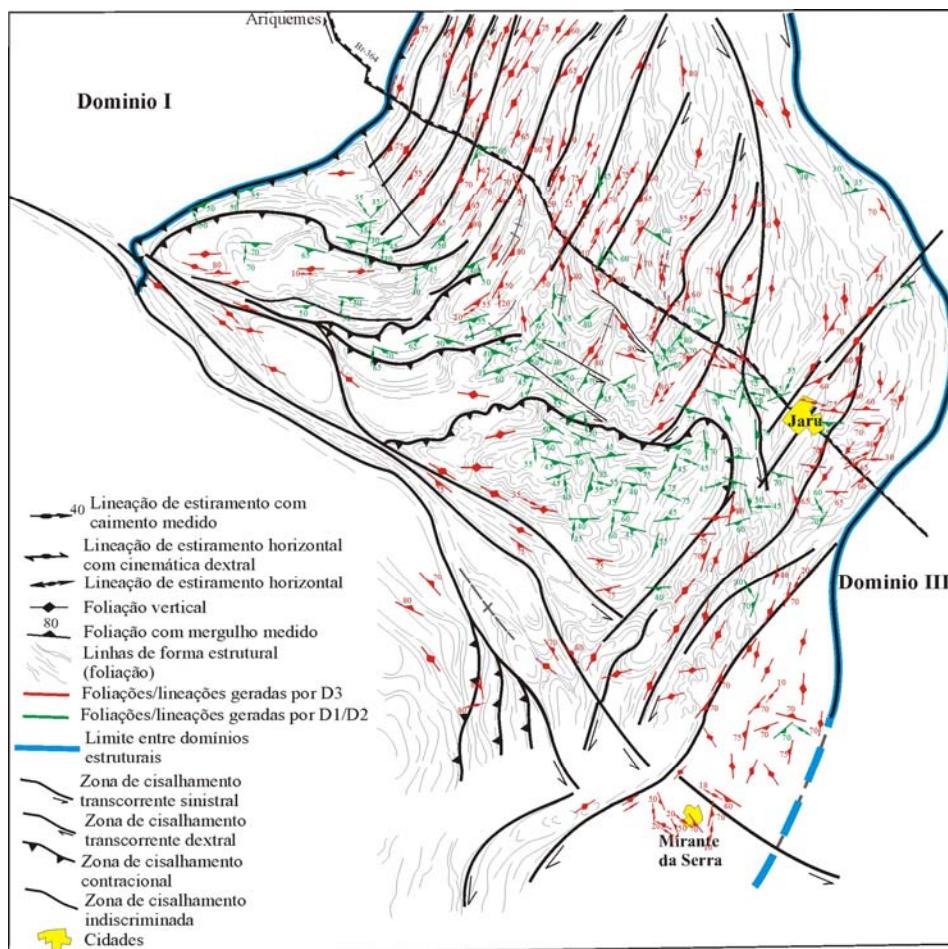


Figura 41 – Mapa esquemático com os principais planos de movimentação, atitude da foliação e dos marcadores cinemático do domínio II.

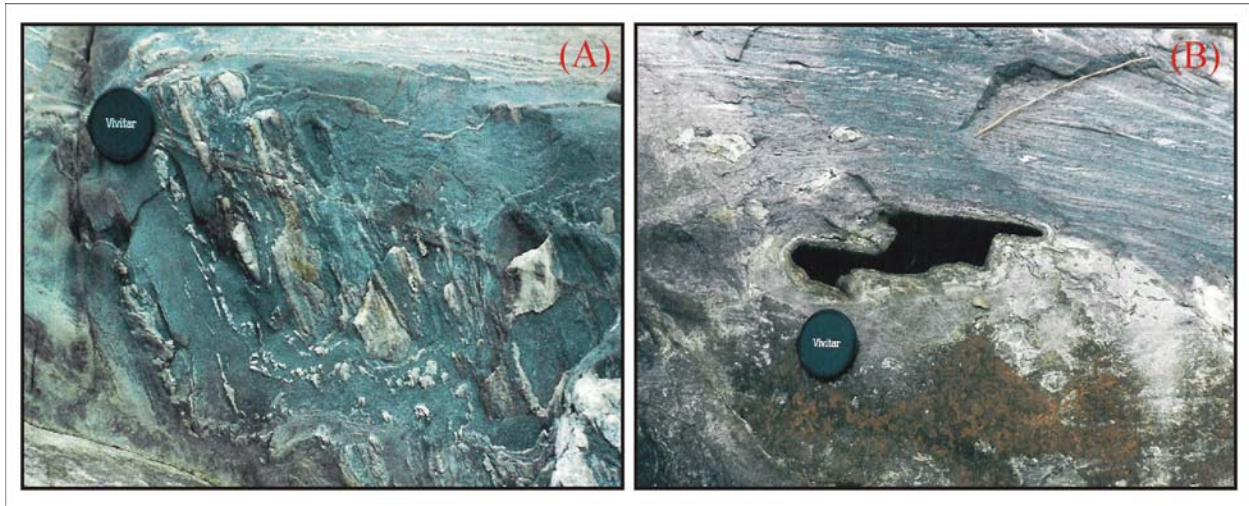


Figura 42 – Dobras em bacia, fase D2 precoce, região central do domínio estrutural II. Em A plano XY com eixo da dobra coincidindo com fluxo de SE para NW e em B plano XZ com “olho” da dobra.

sem relação direta com a fase deformacional D2 e associado a novo ciclo estrutural, episódio do mesoproterozóico tardio (evento Sunsas).

A alternância entre setores de *strain* baixo e médio, dominados por achatamento e dobras, ladeados por expressivas faixas miloníticas (Figuras 44, 45, 47 e 48) constitui importante fenômeno de repartição de *strain* em escala regional característico do evento D3. A cronologia estrutural entre as zonas de cisalhamento produzidas pela deformação D3 neste domínio mostra que os planos de movimentação NNE-SSW (D3a) foram os primeiros a se desenvolver, seguidos pelos planos NE-SW (D3b) e por último os planos NW-SE (D3c).

As zonas de cisalhamento transcorrentes NNE-SSW (N15E) têm largura de dezenas a centenas de metros, são caracteristicamente de alto *strain* (traços fortemente linearizados em imagens de sensores remotos, Figura 48 A), lineações de estiramento horizontalizadas a baixo *rake* contidas nos planos S3a verticalizados com indicadores cinemáticos caracterizando movimentos invariavelmente dextrais. As zonas de cisalhamento transcorrente NE-SW ocorrem a leste do domínio, em planos menos concentrados que os anteriores, mostram lineações de estiramento com até 20° de caimento para NE ou SW e cinemática igualmente dextral (Figuras 41, 46, 49). Neste subsistema a intensidade de *strain* é menor e em algumas porções dobras e foliações do evento D2 e relação S x C podem ser recuperadas. As zonas de cisalhamento NW-SE (D3c) ocorrem na parte sul do domínio, têm cinemática sinistral, transectam as estruturas de cisalhamento NE-SW e as rochas deformadas no

evento D2. Esta situação confere complexidade cinemática aos planos de cisalhamento que ora são verticais, ora mergulham em até 50° para SW e parecem marcar progressividade da deformação D3(b,c) dentro do mesmo campo do elipsóide de deformação com geração de mesdobras (Figuras 44, 47 e 48 B) que evoluem de abertas até isoclinais associadas a planos de empurrão que culminam com cisalhamento transcorrente sinistral.

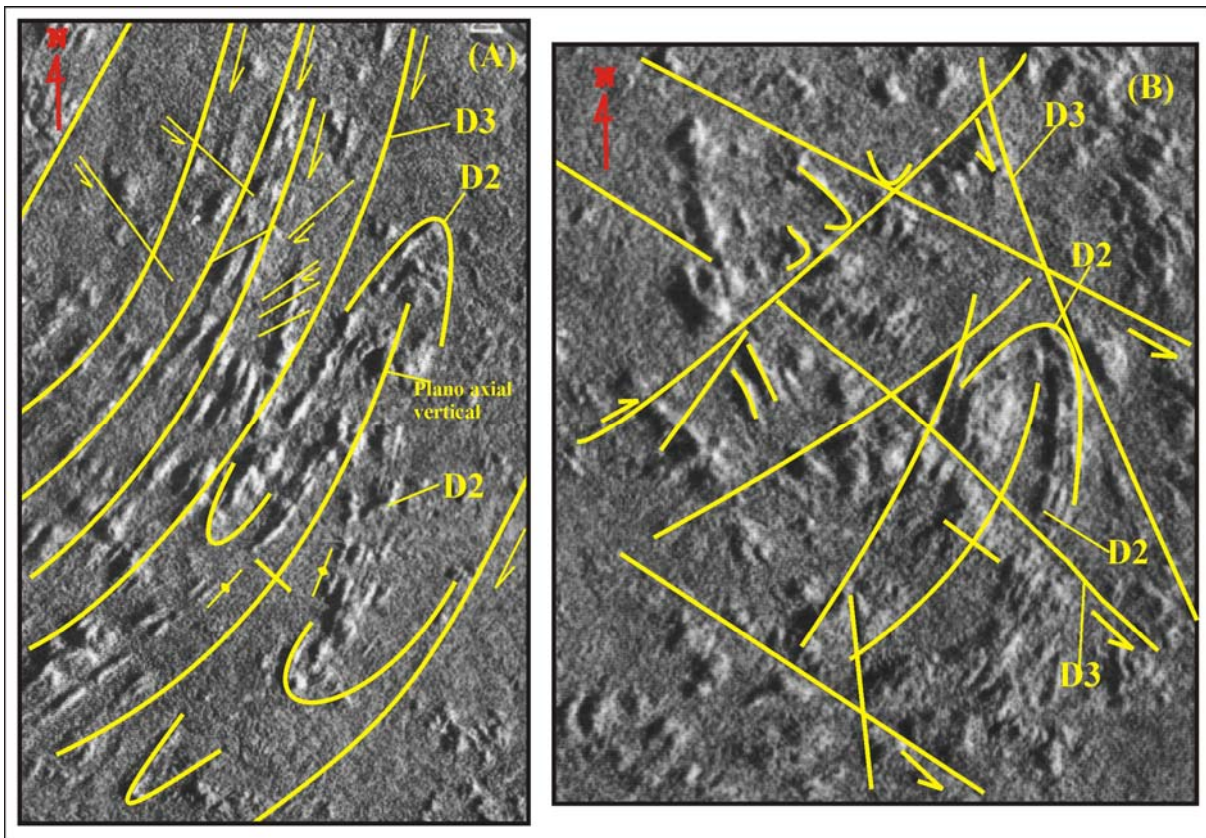


Figura 43 – Megadobras com plano axial vertical geradas no evento D2 fase tardia na região central do domínio estrutural II.

Na Figura 49 as medidas de foliação do domínio II lançadas em rede estereográfica mostram o padrão complexo característico deste domínio e aquelas de alto ângulo destacam as estruturas verticais N40°E, N15°E e N60°W que correspondem aos três sistemas transcorrentes deste segmento. O bandamento S2 e as respectivas estruturas de empurrão E-W, NE-SW mostram mergulhos de médio a alto ângulos, sendo que os segmentos aproximadamente E-W apresentam foliações com mergulhos mais baixos do que as foliações associadas aos segmentos NE-SW das estruturas de empurrão na porção central do domínio. A Figura 50 destaca os campos e pólos das lineações de estiramento do domínio II mostrando importante conjunto com fraco caimento para NE, parte da população de

medidas mergulhando em baixo ângulo para N, um terceiro grupo com mergulho de alto ângulo (subvertical) e significativo volume de medidas mergulhando de alto a baixo ângulo para SW.

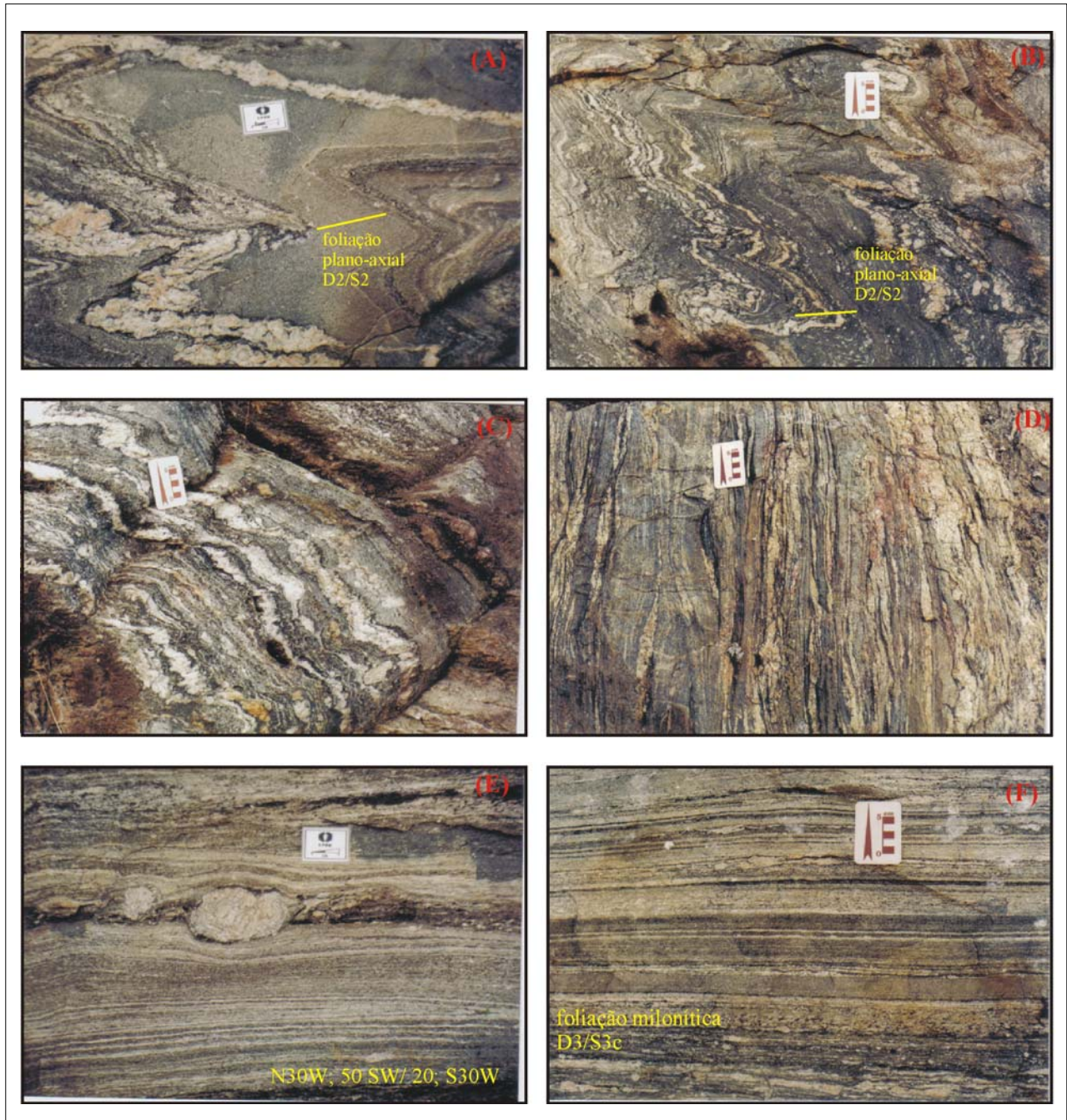


Figura 44 – Evolução da deformação de fase compressional (D2) para transcorrente (D3) com as dobras D2 definidas por mobilizados (A e B), transposição completa em C e D e transcorrências de alto *strain* em E e F no evento D3 com foliação milonítica S3c. Estruturas NW-SE geradas na porção sul do domínio DII.

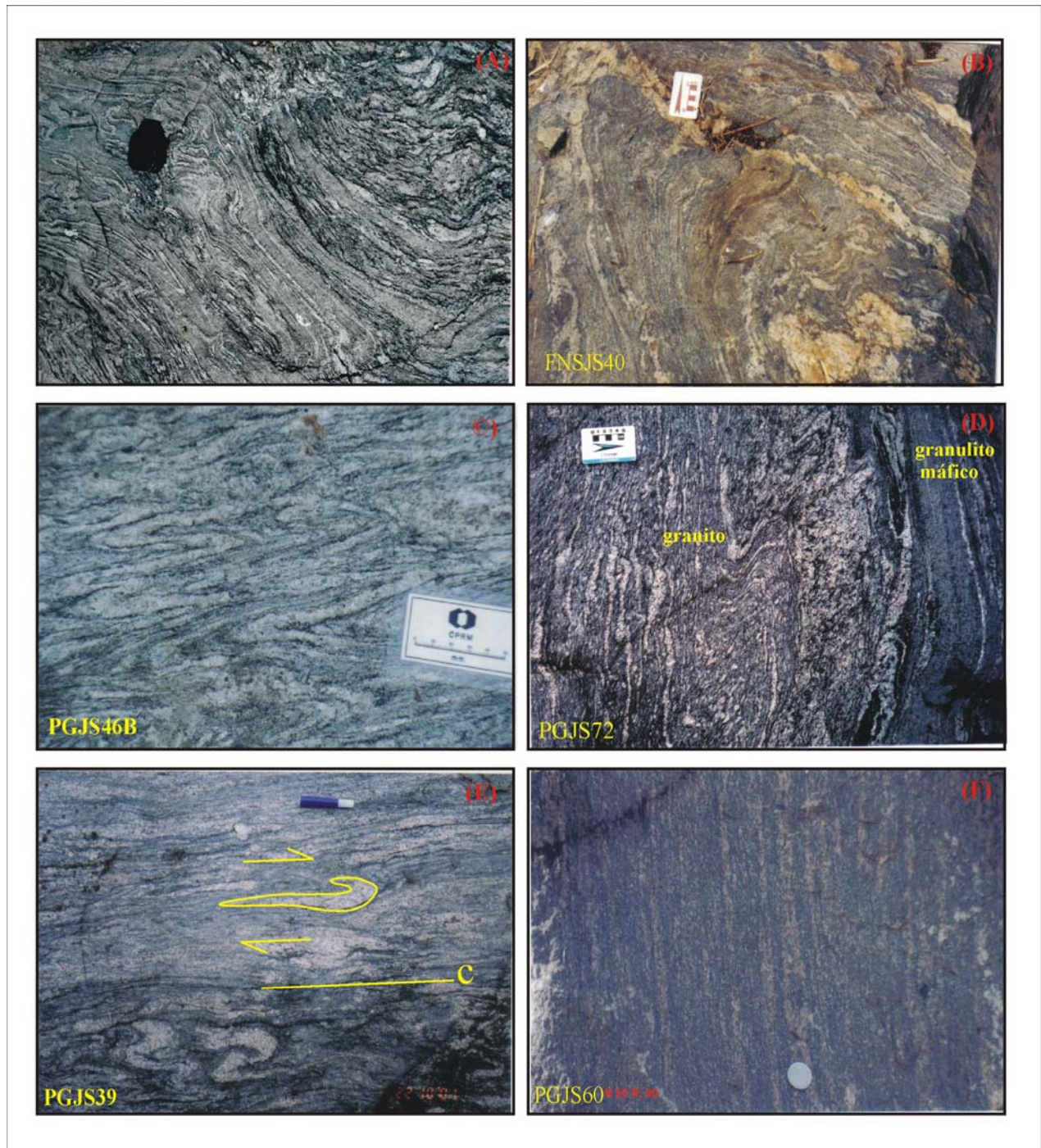


Figura 45 – Dobramento do bandamento S2 com padrões de interferência de dobras em A, B, C e D. Notar cisalhamento com indicadores cinemáticos (dobras de arrasto e sem raiz tipo “bengala” em E com transposição completa em F nas zonas de alto *strain* (Domínio DII).

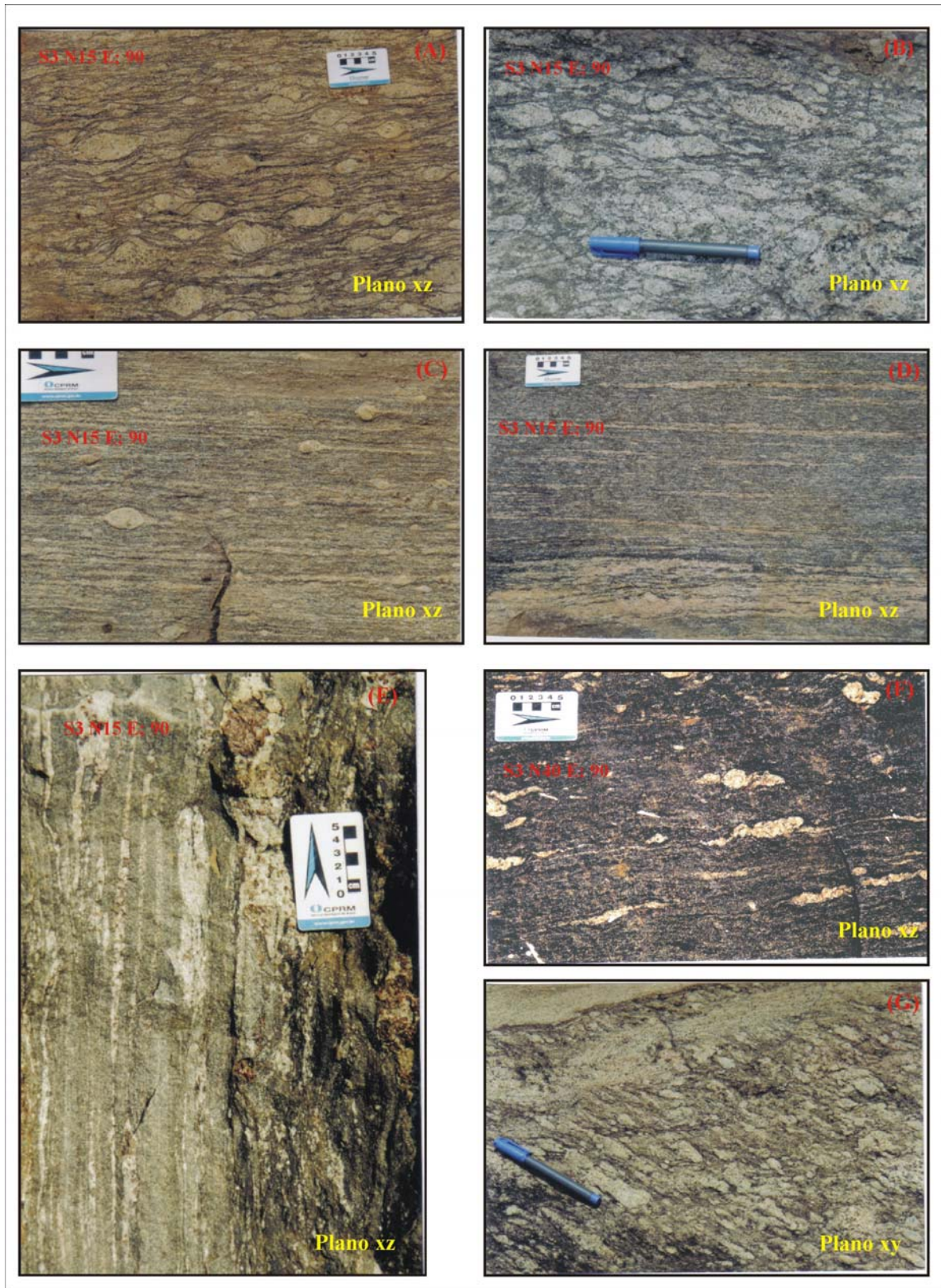


Figura 46 – Aspectos de afloramento com estruturas de cisalhamento D3, evolução de proto-Milonito a milonito bandado, foliação vertical/subvertical e lineação de estiramento de baixo *rake*.

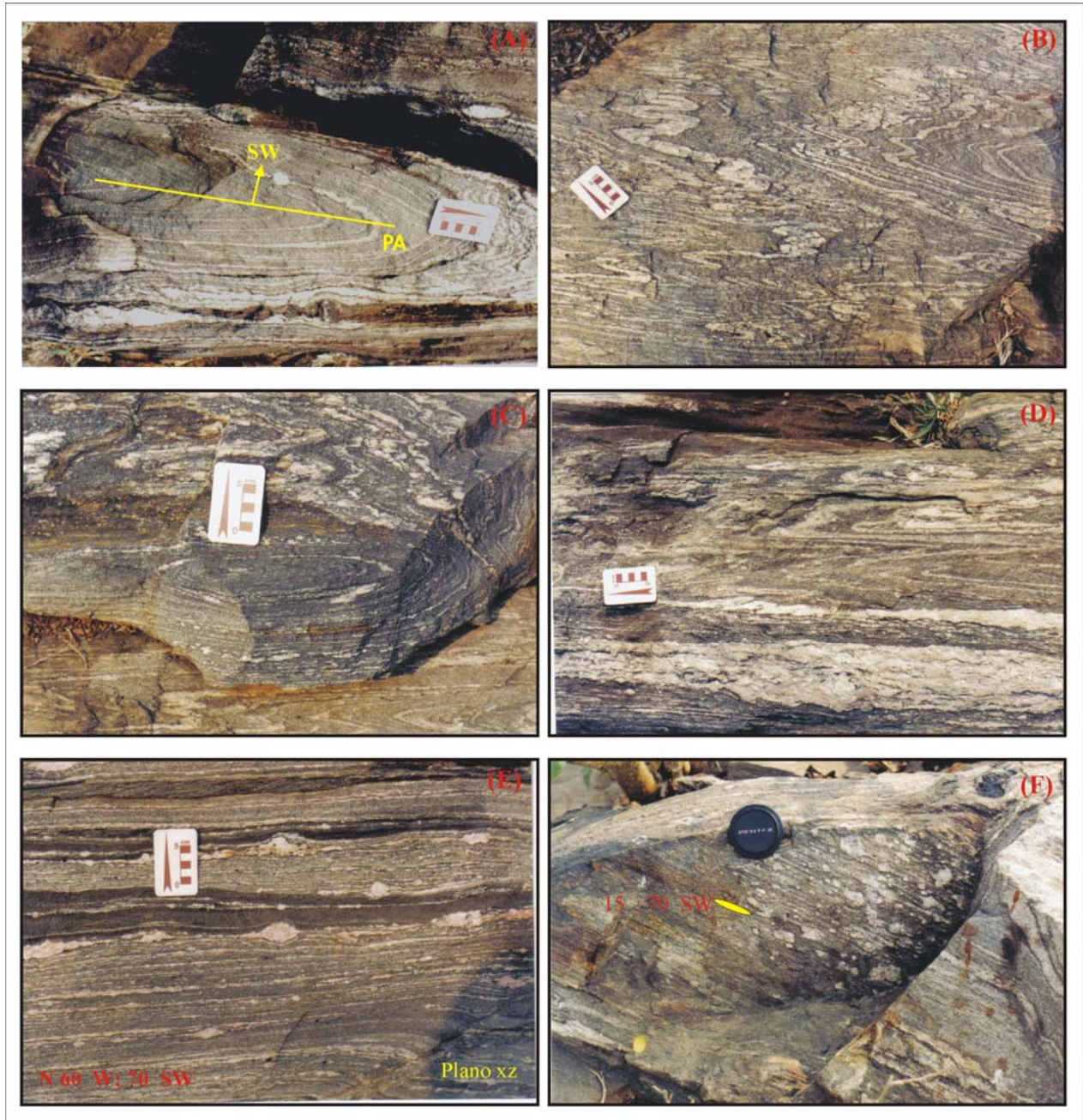


Figura 47 – Evolução da deformação no mesmo afloramento, em que D2 (dobramento de S2 precoce) gera dobras progressivamente mais apertadas, culminando com cisalhamento D3 (e foliação S3), foto E, com componente oblíqua, foto F (lineação de estiramento de baixo rake).

2.2.1.3 Domínio III

O limite deste com o domínio II define-se pelo encontro das estruturas transcorrentes N40 E e N10W (Figura 51 A) condicionadas pelo maciço Ouro Preto, identificado pela cidade homônima. Este

domínio constitui o principal sistema de cisalhamento transcorrente/transpressivo regional - Sistema de cisalhamento sinistral Ji-Paraná, corredor de deformação relacionado ao evento D3 no centro-leste de

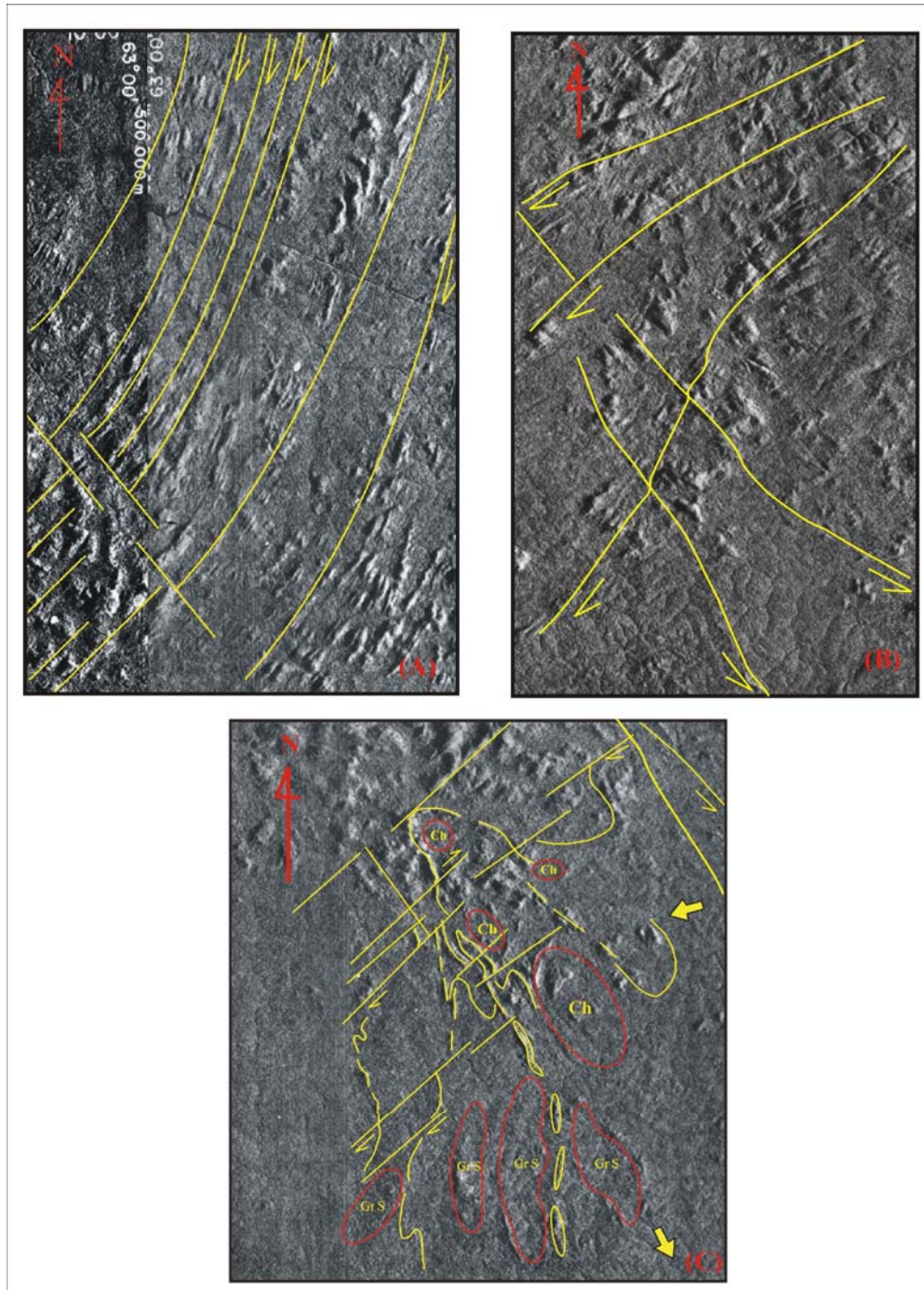


Figura 48 – Mesofeições mostrando três dos quatro (A,B) principais sistemas de cisalhamento transcorrente (D3). Dobra em C produto partição da deformação com achatamento da fase precoce do evento D3 que precede o cisalhamento.

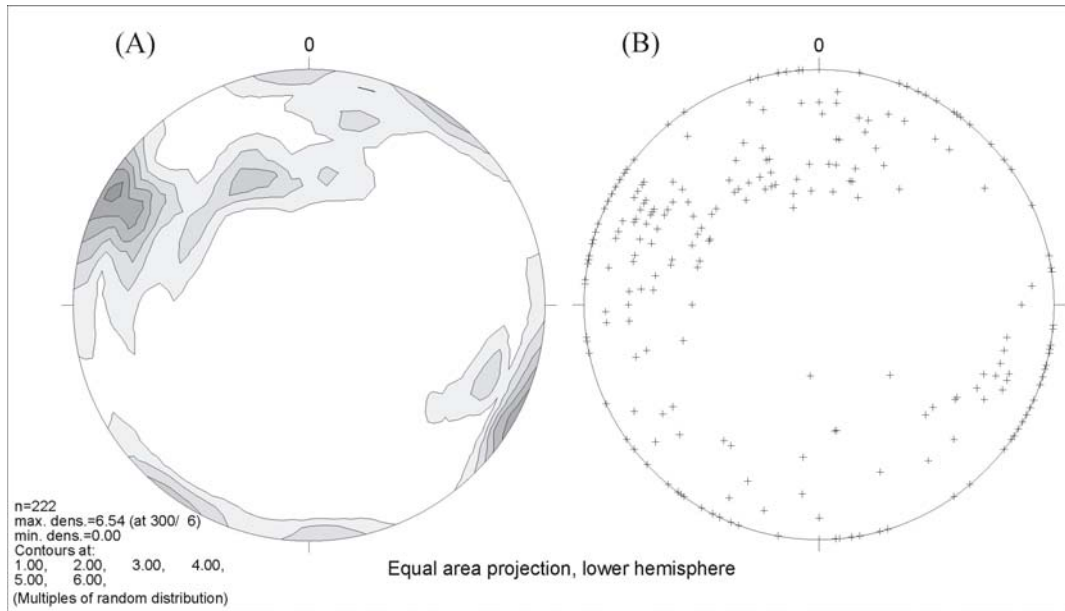


Figura 49 - Diagrama de frequência (A) e de pólos (B) das foliações no domínio II.

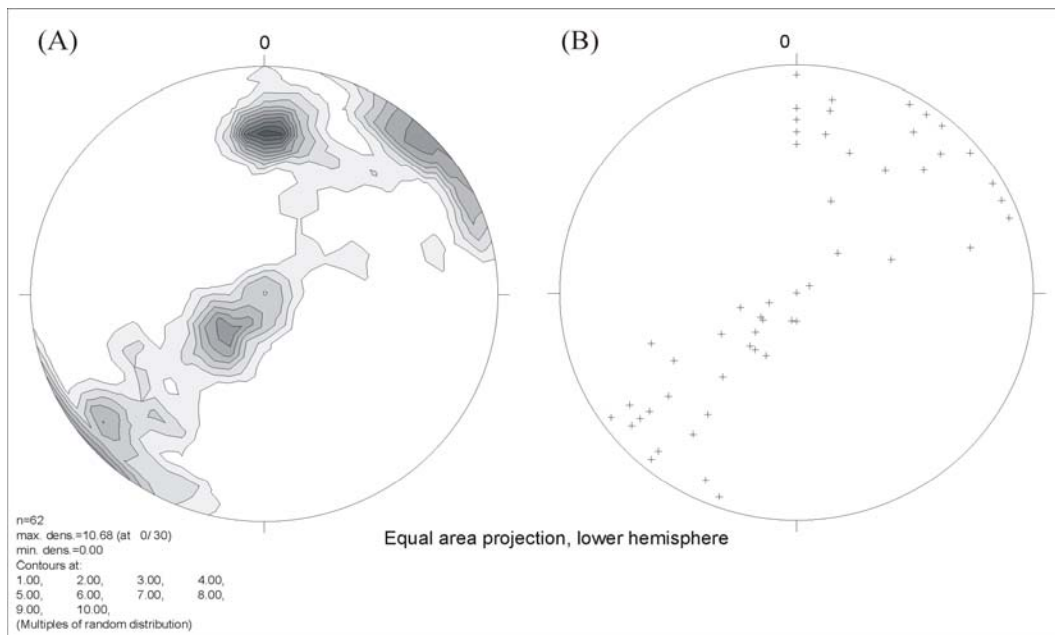


Figura 50 - Diagrama de frequência (A) e de pólos (B) das lineações no domínio II.

de Rondônia, entidade de dimensão crustal com largura de 50-60 km e ~ 300 km de comprimento (Figura 52). Possui direção NNW-SSE, impõe forte desmembramento às rochas de embasamento do Complexo Jamari e Grupo Roosevelt e estiramento pronunciado dos corpos granítico/charnockíticos da Suíte Serra da Providência. Compõe-se de duplexes de geometria fortemente assimétrica,

com

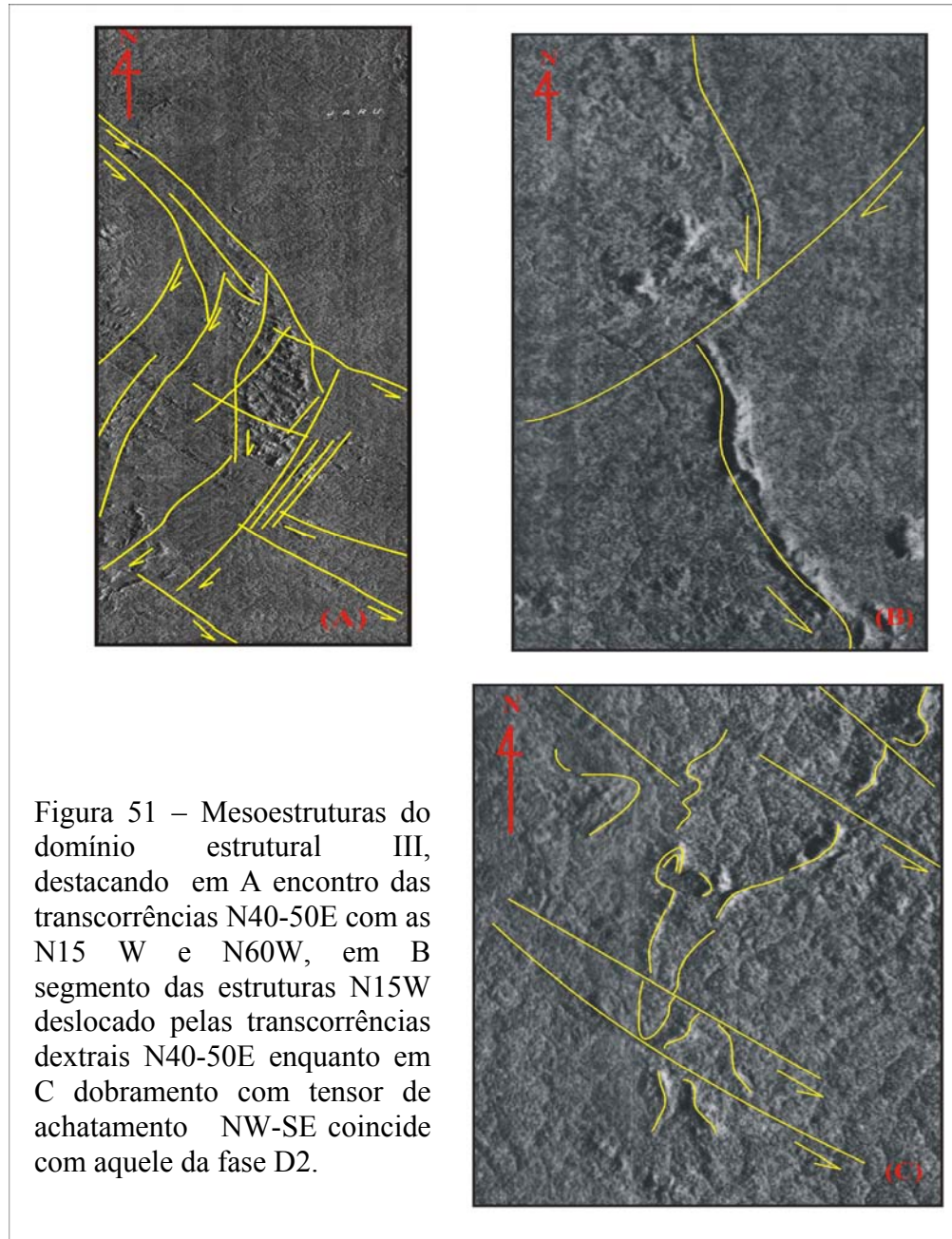
segmentos transpressivos e sua forma geral é fortemente controlada pelos corpos de dimensões batolíticas da Suíte Serra da Providência.

As grandes estruturas de cisalhamento transcorrente que caracterizam os sistemas de duplexes mostram planos de foliação (S3a) verticais, que podem alcançar até 2 km de largura, onde zonas miloníticas com lineações de estiramento subhorizontais e marcadores cinemáticos (porfiroclastos de quartzo e feldspato sigma e delta, dobras de arrasto assim como relações S-C e C-C') desenvolvem-se marcadamente nos limites dos grandes corpos intrusivos (Suíte Serra da Providência) e encaixantes (Complexo Jamari) e registram consistentemente sentido de cisalhamento sinistral (Figura 53). Os segmentos transpressivos mostram cavalgamentos dúcteis secundários e marcam principalmente os contatos dos granitos e charnockitos com os gnaisses de embasamento e impõem deslocamentos e complexidades geométricas nos padrões de interferência gerados no evento D2. O estereograma de frequência da Figura 54 mostra as foliações de alto ângulo NNW-SSE dos corredores principais de deformação e os campos correspondentes aos segmentos transpressivos onde as foliações apresentam direções e mergulhos variados de ângulos baixos a intermediários, em alguns locais aproximando-se da horizontalidade. Na Figura 55 visualiza-se a posição espacial das lineações de estiramento onde se destaca importante conjunto de lineações de estiramento de médio a baixo ângulos variando de NNW a NNE, significativo grupo de lineações verticais ou subverticais e lineações SSW a SW de médio a baixo ângulos.

A largura deste sistema de cisalhamento e as estruturas de deformação sugerem que grandes deslocamentos podem ter ocorrido. Estas estruturas do domínio III foram ativas sob condições de regime de *stress* transpressivo, com forte componente de empurrão em blocos no interior de duplexes e estiramento em zonas de cisalhamento ao longo das margens. Vestígios de D2 são identificados em sítios preservados da deformação cisalhante (Figuras 56 e 57) com migmatização e dobramento de S2 precoce constituindo mesodobras com padrão de interferência e verticalização da foliação.

As estruturas N40E que margeiam o maciço Ouro Preto (Figura 51A e 52) no oeste do domínio constituem transcorrências de cinemática dextral com segmentos transpressivos de pequena envergadura (D3b). Evidências de campo mostram que estas estruturas se instalaram em etapa posterior ao das estruturas N10W sinistrais e podem representar direções produzidas pela partição do esforço no mesmo campo tensional em evento responsável pelos três conjuntos de transcorrências do domínio. Tanto quanto para as transcorrências N10W sinistrais, os grandes corpos de granitos e charnockitos da Suíte Serra da Providência condicionaram a instalação e desenvolvimento das estruturas N15E e N40E dextrais.

O último conjunto de estruturas transcorrentes neste domínio ocorre na porção sul e norte da área, onde os planos de movimentação N50-60°W (Figuras 51C e 52) se caracterizam por foliação vertical e indicadores (cristais de Kfeldspato e quartzo, relação S x C e dobras de arrasto) de cinemática sinistral. Igualmente com base em evidências de campo, esta direção representa o pulso tardio do evento D3, prováveis componentes do binário sinistral que originou os duplexes N10W , N15E e N40E.



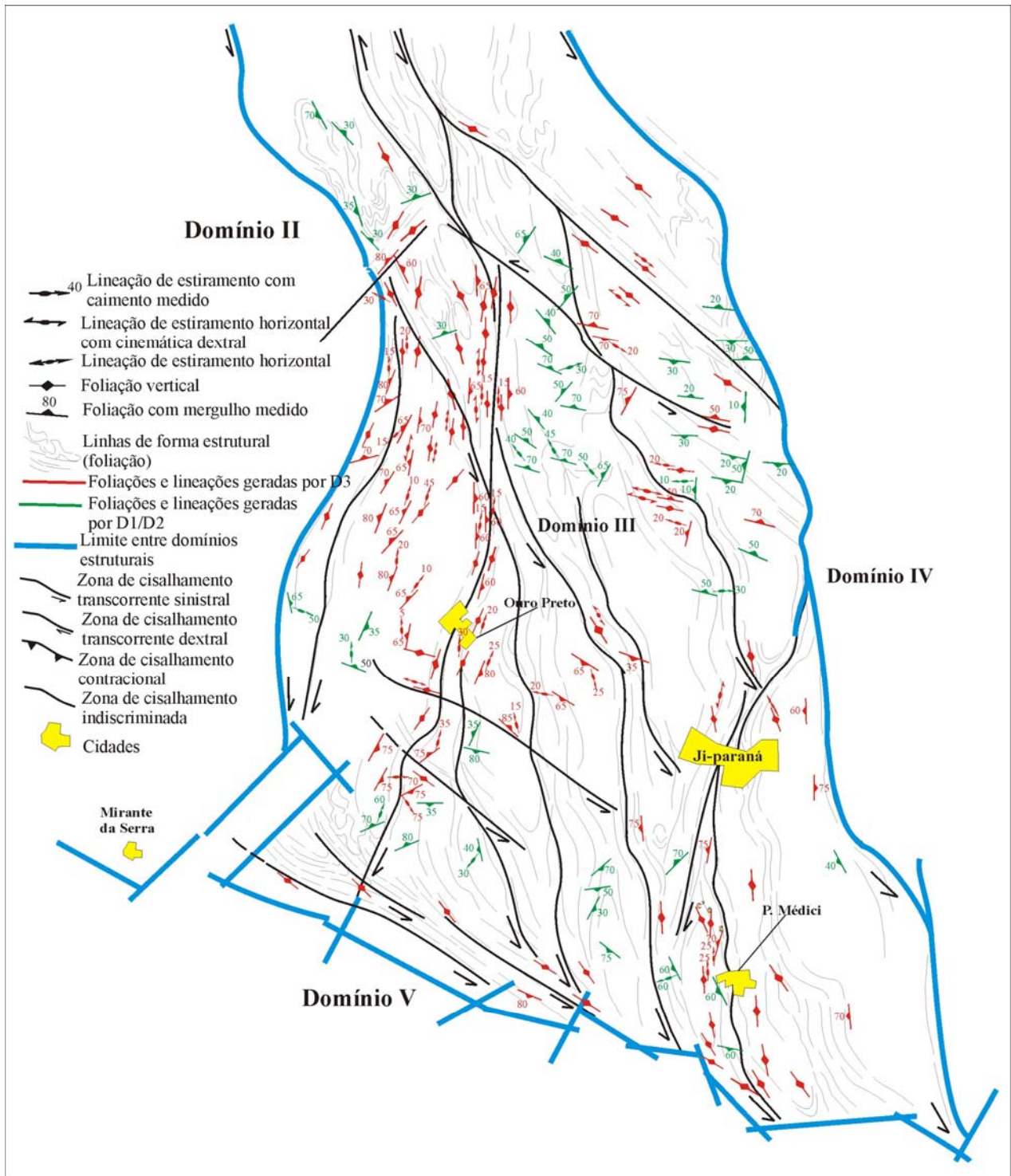


Figura 52 – Estruturas maiores, padrão de foliação e lineações de estiramento do domínio III.

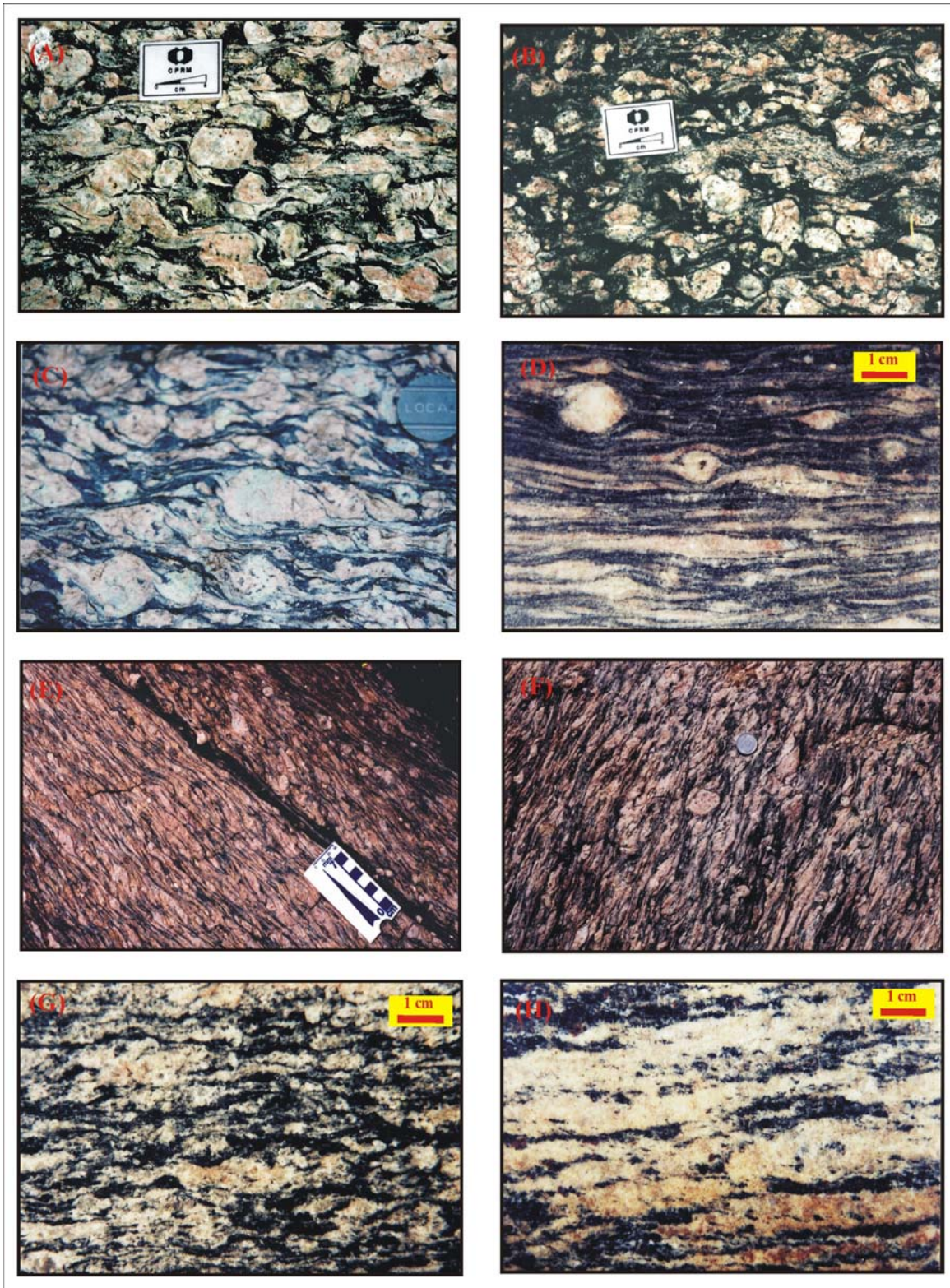


Figura 53 – Aspectos de afloramento das rochas deformadas pelas transcorrências D3 NNW-SSE no domínio III variando de protomilonitos (A) até blastomilonitos (H). Suíte Serra da Providência.

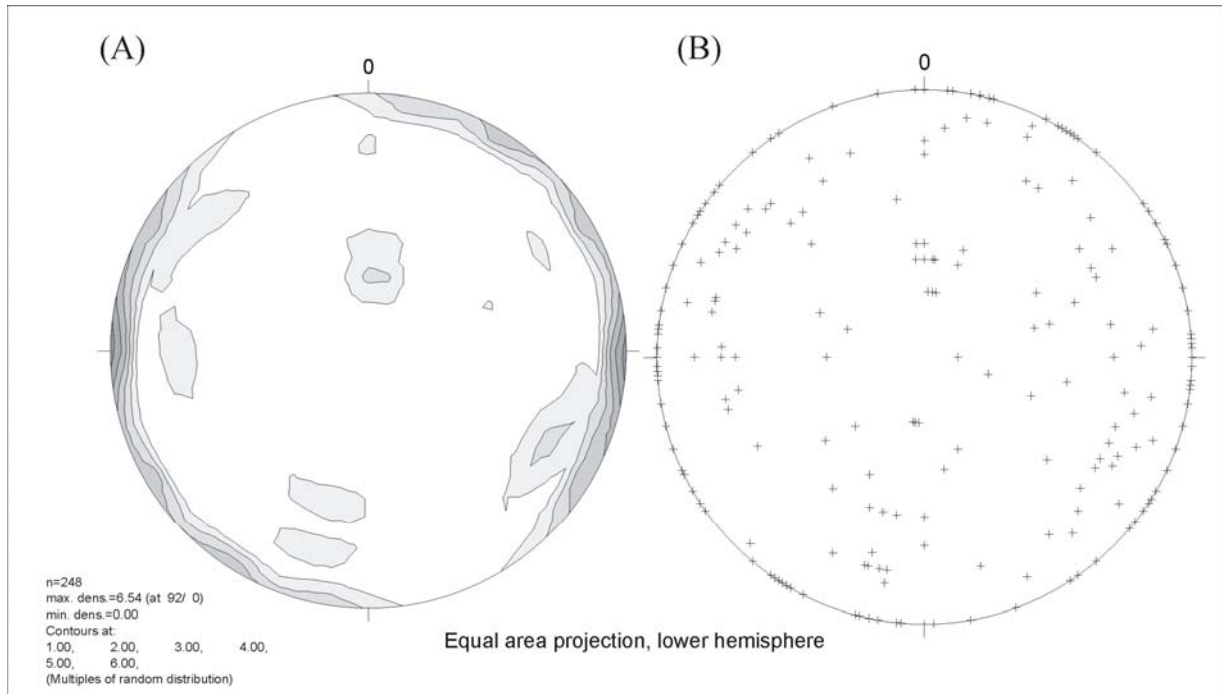


Figura 54 – Diagrama de frequência (A) e pólos (B) das foliações do domínio III.

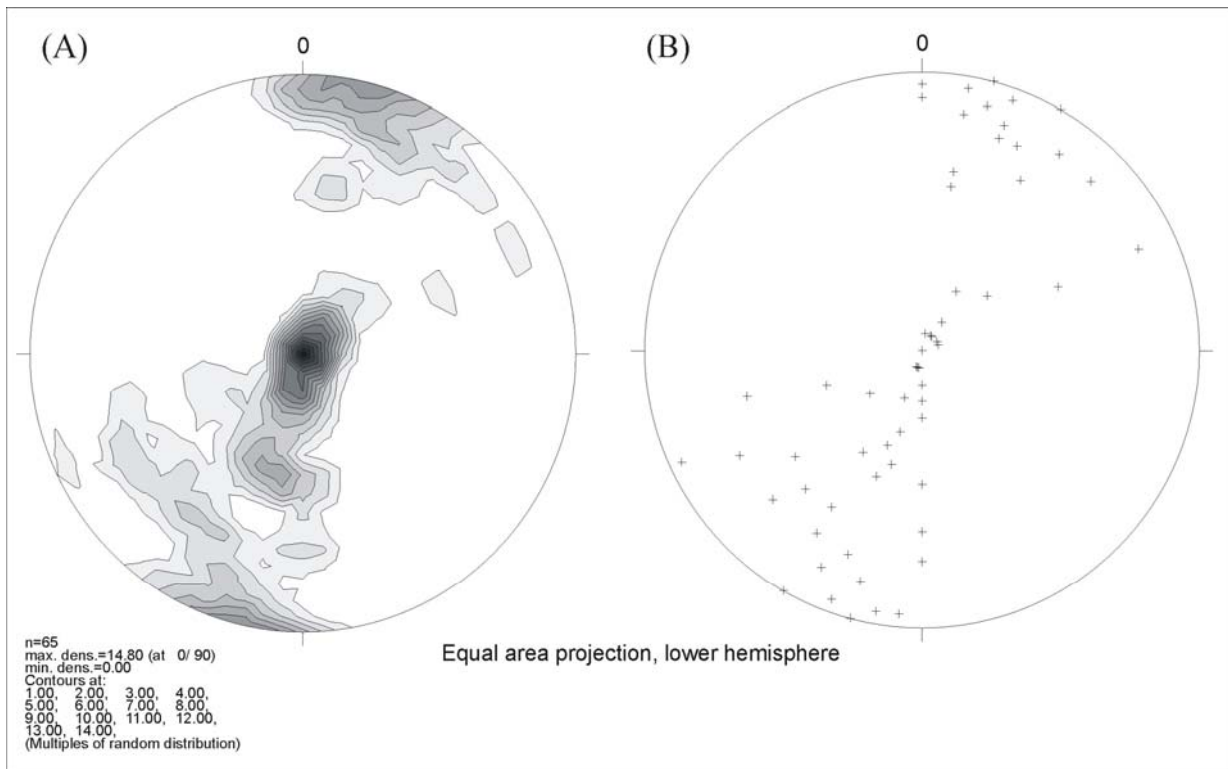


Figura 55 – Diagrama de frequência (A) e pólos (B) das lineações do domínio III.



Figura 56 - Aspectos da deformação D2 (dobras e verticalização da foliação S2 precoce) no domínio III, em segmentos preservados do retrabalhamento das transcorrências D3.

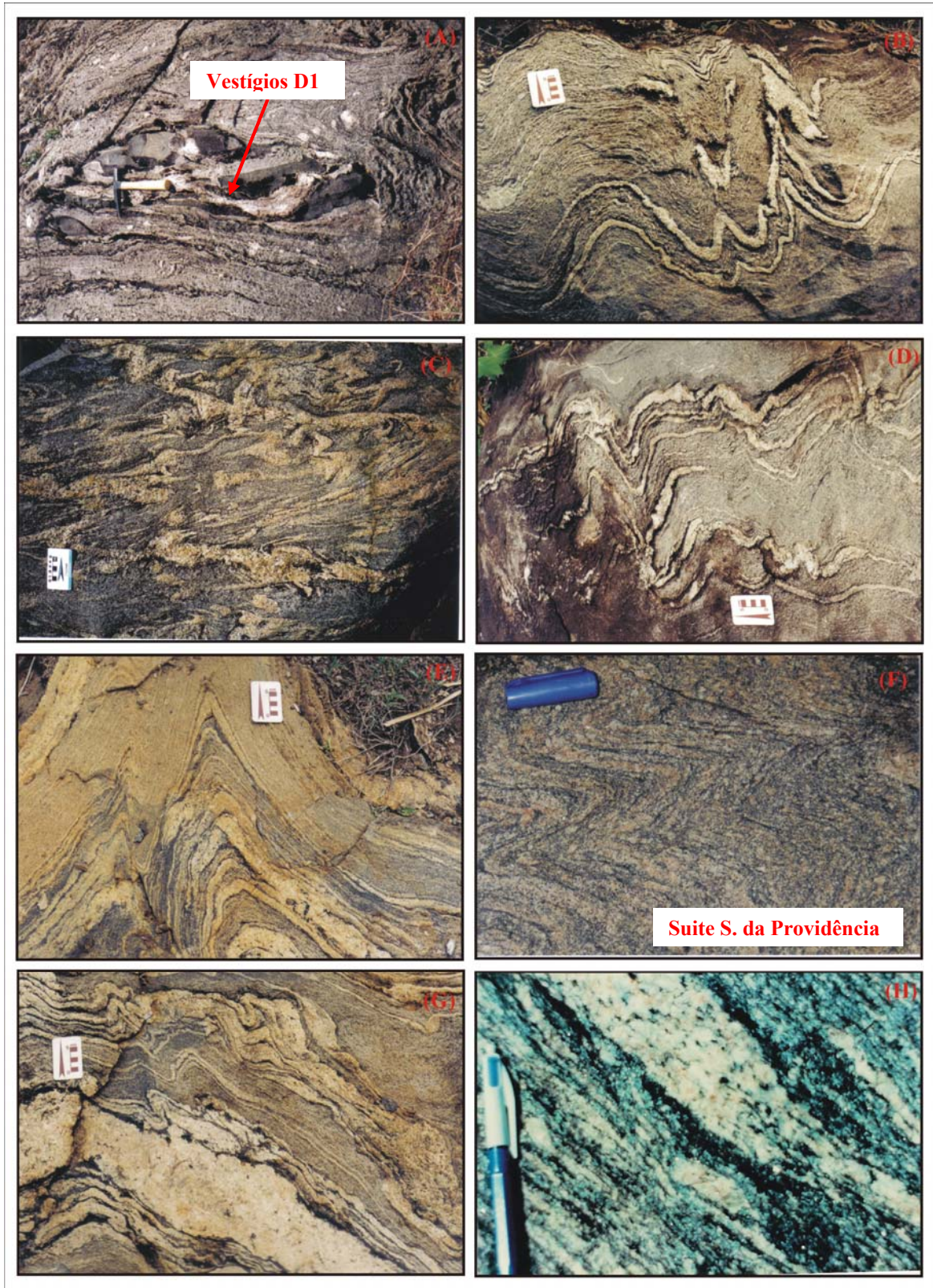


Figura 57 – Dobras assimétricas (A, B, C, D) e simétricas (E, F) da fase D2 no domínio estrutural III com padrão de interferência em C. Migmatização *in-situ* sin-dobramento (G, H) com destaque para detalhe da separação leucossoma e melanossoma em H.

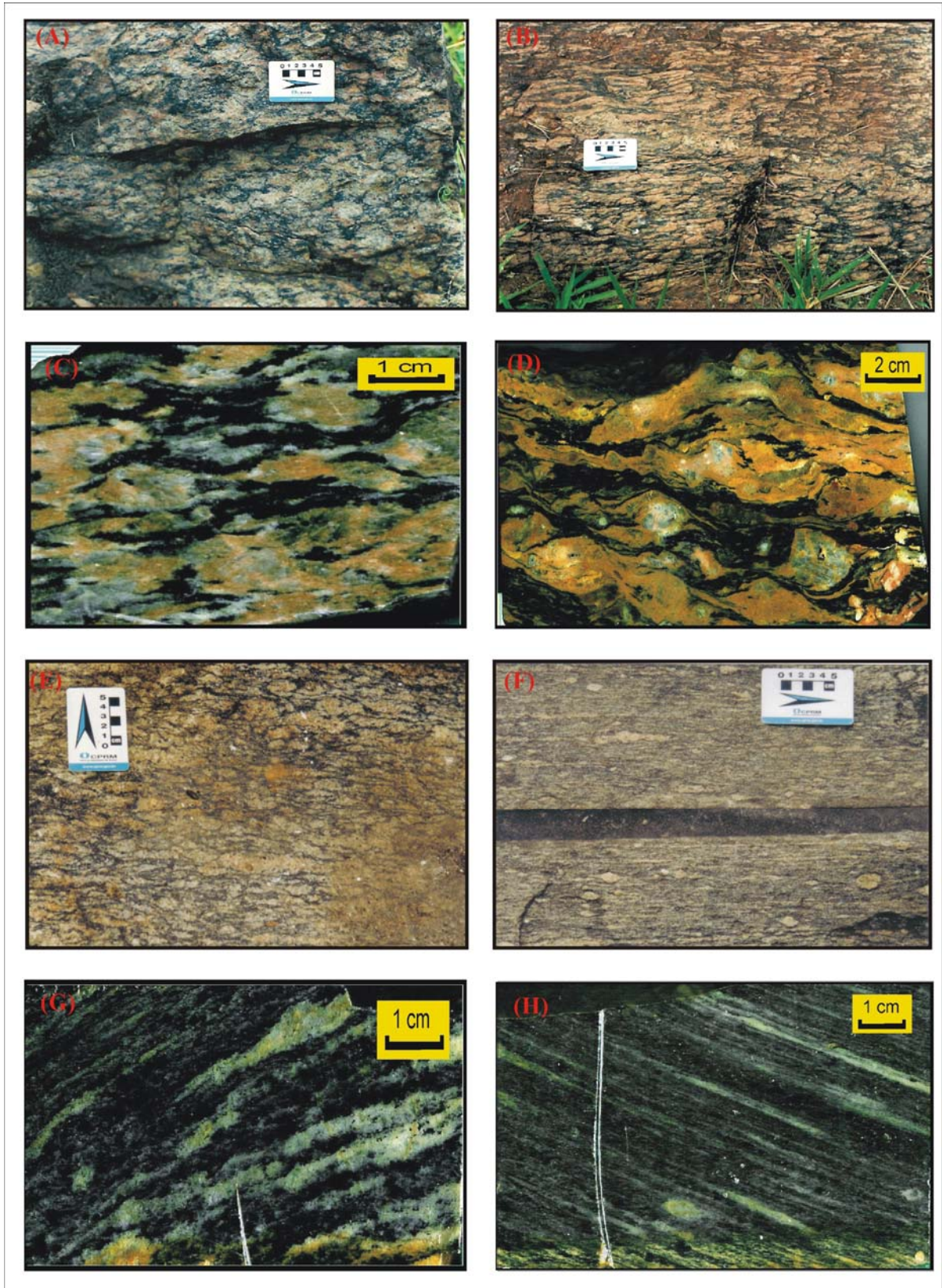


Figura 58 – Detalhe das rochas miloníticas gradadas pelas transcorrências D3 NE-SW dextrais com tipos protomiloníticos (A) até miloníticos (H).

2.2.2 Outras estruturas

Estruturas rúpteis neoproterozóicas e paleozóicas recortam profusamente a área de estudo e denotam condições de recorrência de importantes descontinuidades (estruturais ou litológicas) mesoproterozóicas (Figura 40). No contexto do Pré-Cambriano regional as estruturas D4 (falhas ou megasistemas de juntas) reativam zonas de cisalhamento dúctil, principalmente nos limites dos corpos maiores, e sua densidade é resposta à diferença reológica (composição e estruturas internas) entre os blocos envolvidos.

Merece destaque o sistema de falhas e juntas NE-SW que transecta os domínios II e III e representa prolongamento de estruturas que limitam a margem NW do Gráben dos Uopianes que ocorre a sul da área de estudo. Igualmente significativo é o sistema de falhas e sistemas de juntas instaladas em superposição às estruturas N50-60W do sul da área, prolongando-se para NW e bordejando o batólito Alto Candeias com planos mergulhando 60° para SW e *slickensides* caracterizando movimento extensional. Outro sistema importante tem direção E-W, consistindo em falhas com estrias horizontais e *slickensides* indicando movimentação dextral.

As estruturas rúpteis fanerozóicas podem ser identificadas a partir de afloramentos cujas rochas possam servir como marcadores de idades. A partir desse princípio, juntamente com identificação de estruturas secundárias associadas a lineamentos ou conjuntos, foi possível identificar fraturas N40E, N20W, N15E e um importante sistema N-S. Esta última direção parece caracterizar falhas de transferência como prolongamento das estruturas E-W e NW-SE que condicionam a borda N-NE da Bacia dos Parecis (Gráben de Pimenta Bueno) no extremo S-SE da área de estudo.

2.2.3 Modelo estrutural

As relações de campo revelam que os domínios estruturais identificados interagiram em evolução polifásica no período entre 1,4 e 1,2 Ga, com a progressão de um regime compressional na fase inicial (D2) para regime cinemático transcorrente na fase D3 (1,20-1,12 Ga). O evento D1 do Paleoproterozóico tardio (1,67-1,63 Ga) foi importante episódio de acreção e colisão com desenvolvimento de cinturão granulítico fortemente retrabalhado pelos eventos subsequentes do Mesoproterozóico. Os dados geocronológicos dão suporte a este modelo e confirmam que a fase D2 afetou os domínios II e III no período entre 1,37 e 1,35 Ga enquanto a deformação transcorrente (D3) ocorreu entre 1,20 e 1,12 Ga.

Com base nas observações estruturais, sugere-se que o terreno Jamari foi palco de deformação em dois estágios durante o Mesoproterozóico (D_{n+1} e D_{n+2}) com um terceiro evento no Paleoproterozóico tardio (D_n). A fase D_{n+1} precoce constitui deformação penetrativa dominada por achatamento e movimentação de S para N, localmente SSE para NNW. O segundo estágio de D2 compreende expressivo episódio de migmatização e dobramento que difere em detalhe, dependendo do domínio estrutural considerado, mas geralmente envolve encurtamento segundo vetor SE-NW. A fase D3 é produto de regime direcional que responde pela propagação dos sistemas transcorrentes sinistrais e dextrais que recortam os dois domínios principais – DII e DIII. A fase D3 precoce (a) corresponde às transpressões sinistrais NNW-SSE que predominam no domínio II, e pode ser explicada pela atuação de binário sinistral com orientação em torno de NNW-SSE, implicando em componente transpressiva de direção E-W. As transcorrências D3b e D3c mostram movimentação dextral e direções entre N15 e N50 E, o que implica na rotação do binário cisalhante para NE-SW. As transcorrências WNW-ESE sinistrais (D3d) foram as últimas estruturas direcionais a se instalar. A fase D3 pode representar escape lateral de massas e relacionar-se à evolução da deformação compressional D2 ou pode ser resposta a campo tensional gerado pela abertura do *rift* Nova Brasilândia (1,25 a 1,15 Ga) a sul da área de estudo, com a geração de binários N-S, NE-SW e NW-SE.

2.3 Síntese da história metamórfica do centro-leste de Rondônia

Nas rochas da região centro-leste de Rondônia há registros de evento tectônico Paleoproterozóico (D_1 ou D_n) responsável por metamorfismo regional (M1) com pico em condições de fácies granulito e idade em torno de 1,64 Ga. Um segundo episódio metamórfico desenvolveu-se em fácies anfibolito superior, com expressiva migmatização *in-situ* (M2), re-equilíbrio da paragênese M1, como consequência do episódio deformacional D2 ou D_{n+1} que retrabalhou as estruturas da fase D_n . M1 definido em associações minerais desenvolvidas em tipos particulares de rochas nos domínios estruturais II e III (Figura 59), relacionam-se à orogênese Ouro Preto (Santos, 2004) enquanto D_1 define a fase colisional da orogênese Rondoniana/San Ignacio (Tassinari, 1996) obliterando quase completamente os registros de evento tectonotermal mais antigo ($\pm 1,64$ Ga) sugerido por mineralogia granulítica, por sobrecrecimento metamórfico em zircão (Santos, 2004) e idade de resfriamento em monazita (1605 ± 2 Ma, nesta tese). Evidências mineralógicas e estruturais de um terceiro evento tectonotermal relacionam-se a metamorfismo com idade em torno de 1,20 Ga (M3), associado às zonas de cisalhamento dos sistemas Ji-Paraná e Rio Formoso-Ariquemes (D3 ou D_{n+2}), cujos registros

indicam processo em nível crustal mais raso e T mais baixa, fácies anfibolito inferior nos domínios II e III e xisto verde inferior no domínio IV (Figura 59). Resumo das paragêneses e associações mineralógicas representativas dos três eventos consta da Tabela 4.

Tabela 4 – Síntese dos dados metamórficos M1, M2 e M3 em rochas do terreno Jamari.

Fase Metamórfica	Grupo de Rochas	Paragênese ou Associação Mineral	Fácies metamórfica
M1	Gnaiss Pelítico	Qtz + Sil/Ky + Grt + Crd + Kfs + Bt + Ilm	Granulito
	Metamarga ferruginosa	Qtz + Grt + Opx + Cpx + Ilm/Mag	Granulito
	Gnaiss calcissilicático	Qtz + Di + Crd + Grt + Cal + Pl + Hnb + Scp + Kfs	Granulito
	Gnaiss enderbítico	Qtz + Opx + Cpx + Pl + Kfs + Rt ± Hnb ± Bt	Granulito
	Gnaiss charmoenderbítico	Qtz + Pl + Hnb + Kfs + Opx + Cpx ± Grt ± Bt	Granulito
M2	Gnaiss Pelítico	Qtz + fibrolita + Bt + Mag + fundido	Anfibolito Superior
	Metamarga ferruginosa)	Qtz + Grt + Hnb + Mag + fundido	Anfibolito Superior
	Gnaiss charmoenderbítico	Qtz + Pl + Hnb + Kfs + Grt + Bt + fundido	Anfibolito Superior
M3	Gnaiss Pelítico	Qtz + Bt + Chl + Ms + Tur + Grt	Anfibolito Inferior
	Gnaiss charmoenderbítico	Qtz + Pl + Hnb + Kfs + Bt + Ep + Cal + Grt	Anfibolito Inferior
	Gnaiss granítico	Qtz + Pl + Hnb + Kfs + Grt + Bt + Ms + Ep	Anfibolito Inferior

2.3.1 Metamorfismo M1 nas rochas metassedimentares do Complexo Jamari

A evolução do metamorfismo regional M1 relacionado ao episódio tectonotermal mais antigo (D1 ou Dn ~1,64 Ga), encontra-se bem marcada nas paragêneses que preservam informações sobre as reações metamórficas e deformação nos gnaisses do Complexo Jamari. O zoneamento composicional/barométrico que marca as respectivas isógradas é pouco claro em todo o terreno, porém os vestígios sugerem pressões progressivamente maiores e diferenças químicas nos sedimentos (protólitos mais aluminosos) de sul para norte no domínio estrutural II (Figura 59). No oeste do domínio estrutural III rochas com associações de fácies granulito refletem protólito do tipo marga ferruginosa, enquanto na porção leste as rochas calcissilicáticas mostram paragênese de fácies anfibolito superior e sugerem margas com menor teor de ferro como protólito. No domínio estrutural IV, e no seu limite com o domínio III, desaparecem as evidências mineralógicas e texturais de

metamorfismo de alto grau M1/M2 e as paragêneses são características de fácies xisto verde inferior (Grupo Roosevelt) associadas a D3 ou Dn+2 e metamorfismo M3, realçando flagrante descontinuidade metamórfica com os domínios II e III.

As condições de evolução P-T que marcam os processo metamórficos M1 e M2 nas rochas dos domínios estruturais II e III foram estabelecidas a partir de assembléias diagnósticas com suporte de diagramas composicionais (grades petrogenéticas) usualmente utilizados em estudos metamórficos de rochas paraderivadas construídos para sucessivas condições de P-T (a partir de evidências de campo e petrografia). Os diagramas ilustram as mudanças nas associações minerais e possibilitam especificar quais reações ocorreram, e isso somente é possível porque quando dois minerais reagem entre si a linha de conexão que os unia previamente é removida, enquanto dois minerais que crescem juntos pela primeira vez constroem linha de conexão que os une.

Os gnaisses metassedimentares do Complexo Jamari, que conservam assembléia mineral estabilizada em fácies granulito no pico metamórfico do evento M1 associado à deformação Dn do evento colisional de 1,64 Ga, podem ser divididos segundo seus protólitos e constituem corpos vestigiais visualizáveis na Figura 59 (58):

- (i) protólito pelítico aluminoso: granada + biotita + cianita + silimanita + Kfeldspato + quartzo;
- (ii) protólito psamo-pelítico: quartzo + biotita + granada + Kfeldspato + plagioclásio;
- (iii) protólito pelítico impuro (presença de Fe e Mg em quantidades significativas): granada+biotita+silimanita+cordierita+Kfeldspato +quartzo +espinélio;
- (iv) sedimentos carbonáticos ricos em ferro (margas ferruginosas): granada+quartzo+clinopiroxênio+ortopiroxênio+hornblenda+ilmenita/magnetita (rochas calcissilicáticas ricas em Fe);
- (v) sedimentos carbonáticos aluminosos (margas): quartzo+cordierita+escapolita+diopsídio+carbonato+granada+plagioclásio (rochas calcissilicáticas).

As rochas metapelíticas aluminosas do Complexo Jamari caracterizam-se por ausência de andalusita, estaurólita e muscovita nas paragêneses de alto grau aqui estudadas, o que é coerente com as condições de pressão e temperatura consideradas no evento metamórfico granulítico aqui definido

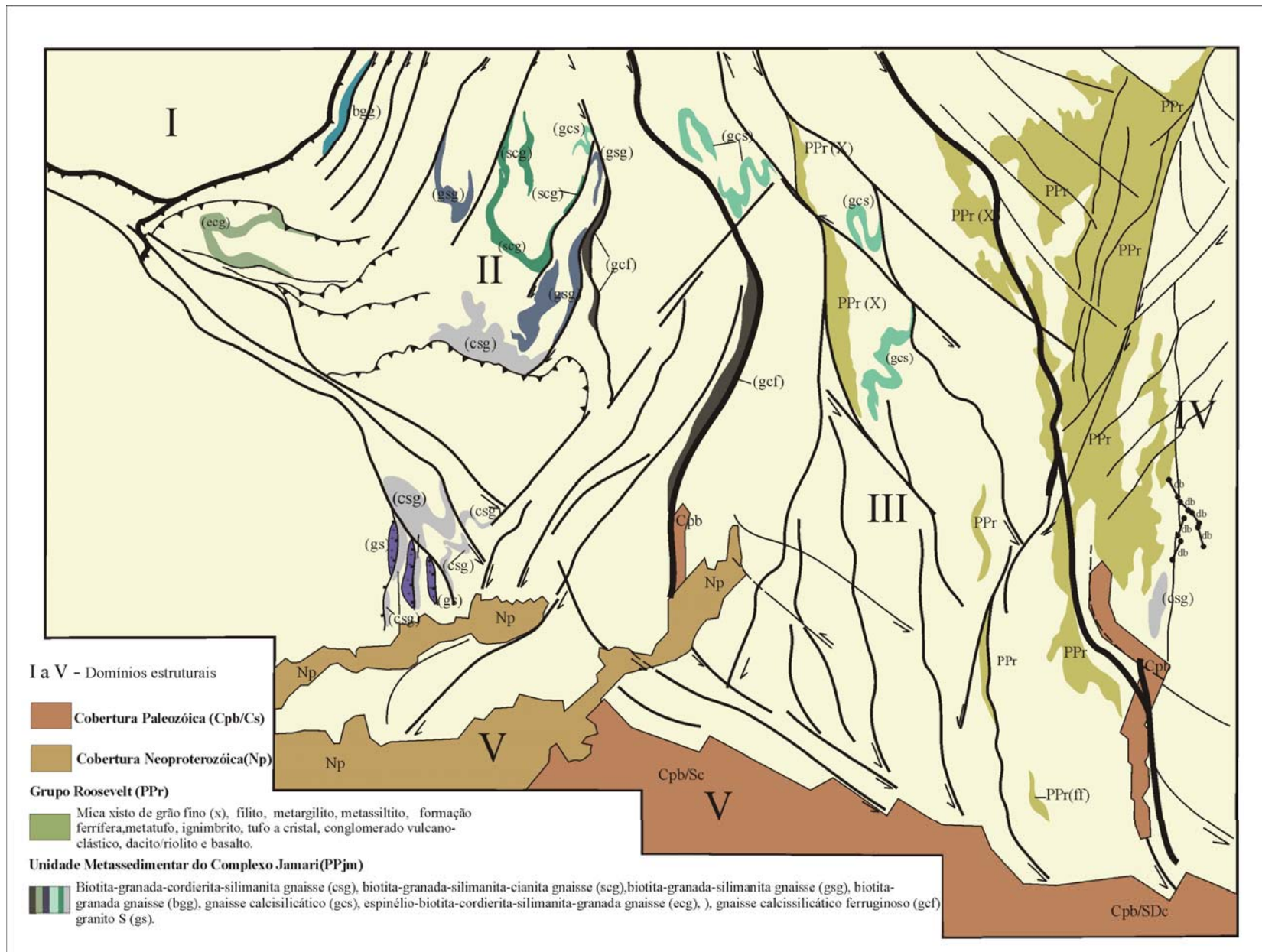
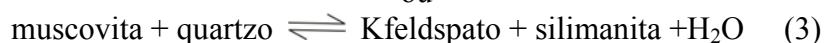
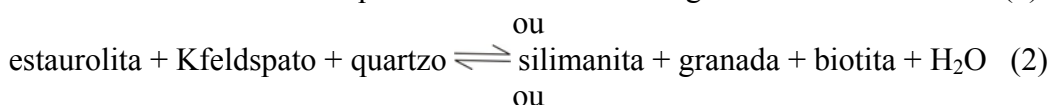


Figura 59- Mapa de distribuição das rochas metassedimentares do Complexo Jamari no centro-leste de Rondônia.

sugerindo que a conexão silimanita/cianita ou silimanita/granada foi alcançada pelo consumo de estaurolita. A ausência de estaurolita poderia ser atribuída, de forma alternativa, ao fato da composição dos prólitos não ser apropriada ao seu desenvolvimento nas rochas aqui estudadas.

A saída da estaurolita ocorreu provavelmente para o campo da silimanita, uma vez que esta passagem ocorre naturalmente em condições de P menores do que as necessárias para estabilizar cianita, porém as interrelações não foram encontradas em seções delgadas. A relação direta cianita-silimanita também não foi encontrada e as seções petrográficas informam sobre assembléias pelíticas onde estes dois minerais não aparecem na mesma rocha e possivelmente silimanita formou-se principalmente pelas reações abaixo.



A formação da silimanita a partir de cianita por aumento da temperatura embora seja possível, constitui reação muito lenta (Yardley, 1989). A amostra PGJS184 (Figura 60) tem paragênese composta por cianita+granada+biotita+quartzo+Kfeldspato = associação típica da zona da cianita. A presença da conexão cianita-biotita substitui a conexão estaurolita-clorita e a presença da granada em associação estável favorece a possibilidade de que a paragênese tenha se desenvolvido em condições de pressões elevadas (> 8 kbar e ± 750°C, Turner, 1981).

Nos metapelitos aluminosos silimanita ocorre tanto sob a forma de fibrolita no interior de cristais de cordierita quanto como cristais bem formados, ambos em paragêneses que incluem granada, biotita, quartzo e Kfeldspato. Há controvérsias em relação à silimanita (Figura 61) e à fibrolita (Figura 62) representarem uma mesma fase ou se há diferenças entre as suas propriedades termodinâmicas, apresentando, conseqüentemente, campos de estabilidade diferentes (Powell e Holland, 1990). Com base em dados de capacidade de calor, coeficiente de expansão e entalpia de formação, silimanita e fibrolita são tratadas por alguns petrólogos como uma única fase (Holdaway e Mukhopadhyay, 1993). Contudo, segundo Yardley (1989), a silimanita bem cristalizada (Figura 61) seria restrita a fácies granulito, exceto quando pseudomorfiza andaluzita. Em acréscimo, a Figura 62 mostra clorita crescendo ao redor de cordierita que, por sua vez, forma simplectitos com fibrolita, sugerindo hidratação da cordierita relacionada à anatexia do evento M2, ou mesmo pela ação do evento M3 de fácies anfíbolito inferior.

No gnaiss aluminoso PGJS17 (Figura 63) a paragênese Sil+Grt+Bt+Kfs+Qtz se relaciona a M1 e constitui o paleossoma de gnaiss metapelítico, com neossoma quartzo-feldspático constituindo bandamento regular do tipo estromático. A assembléia do paleossoma indica

metamorfismo de fácies granulito (750 a 850°C = M1) e o fundido granítico de Kfs+Qtz indica extração sob alta pressão d'água, diagnóstica para gnaisses pelíticos de alto grau (~ 650°C e entre 4 e 5 kbar = M2).

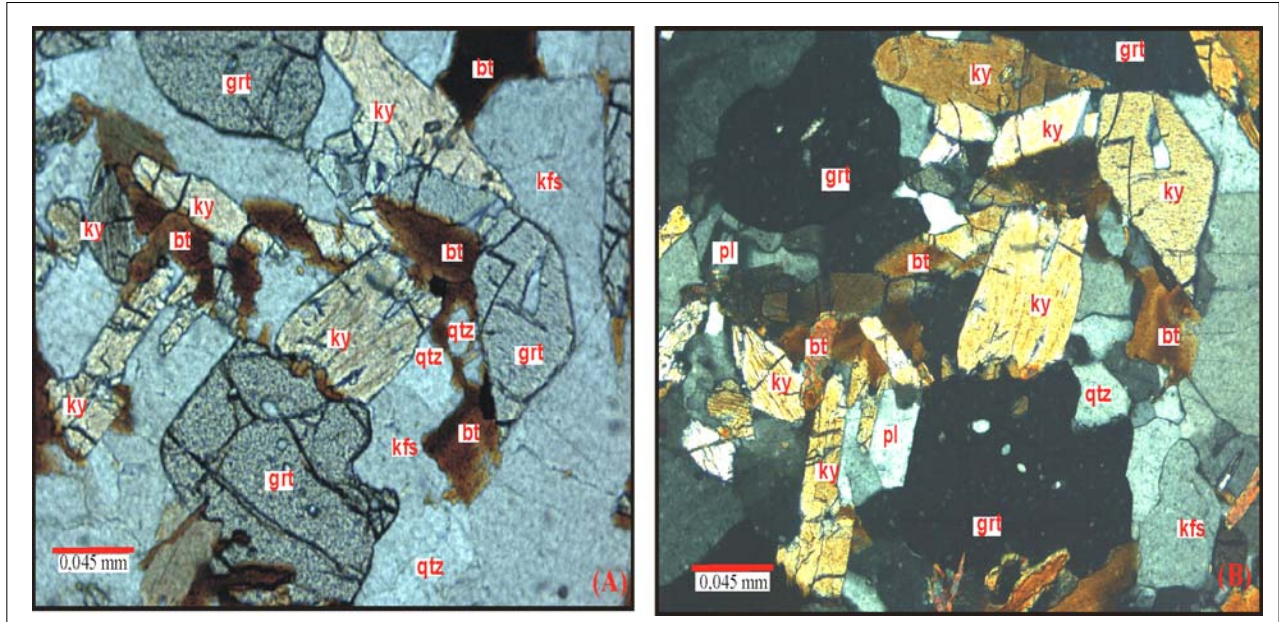


Figura 60 – Fotomicrografia de metapelito com paragênese de Ky+Grt+Bt+Kfs+Qtz, indicando condições de alta pressão (A nicóis paralelos, B nicóis cruzados).

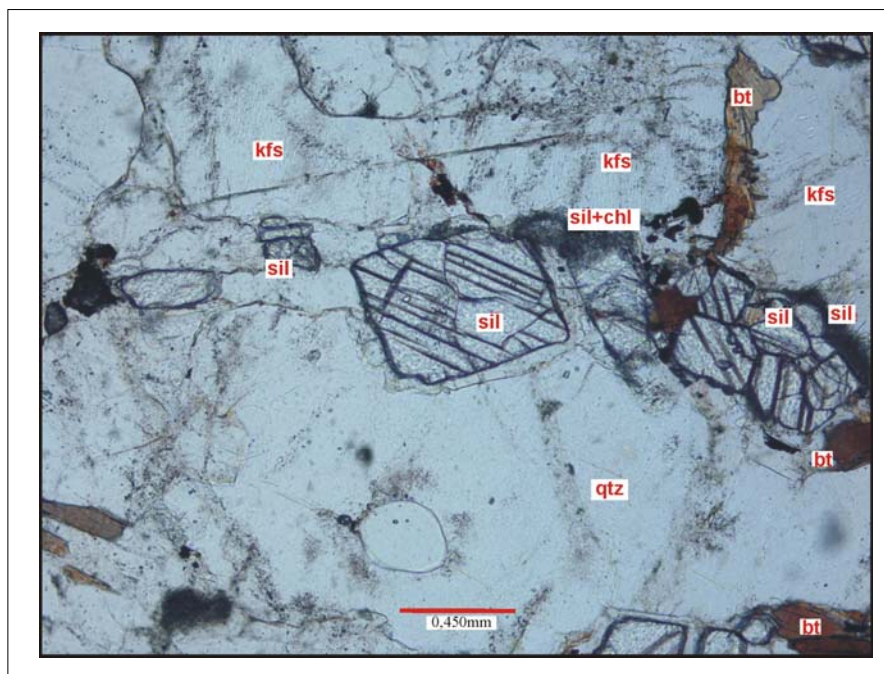


Figura 61 - Amostra SS77, em que silimanita automórfica co-existe com quartzo+Kfeldspato+biotita+fibrolita. A presença de clorita em contato com fibrolita, quartzo e Kfeldspato sugere instabilização da paragênese em condições de T mais baixa (nicóis paralelos).

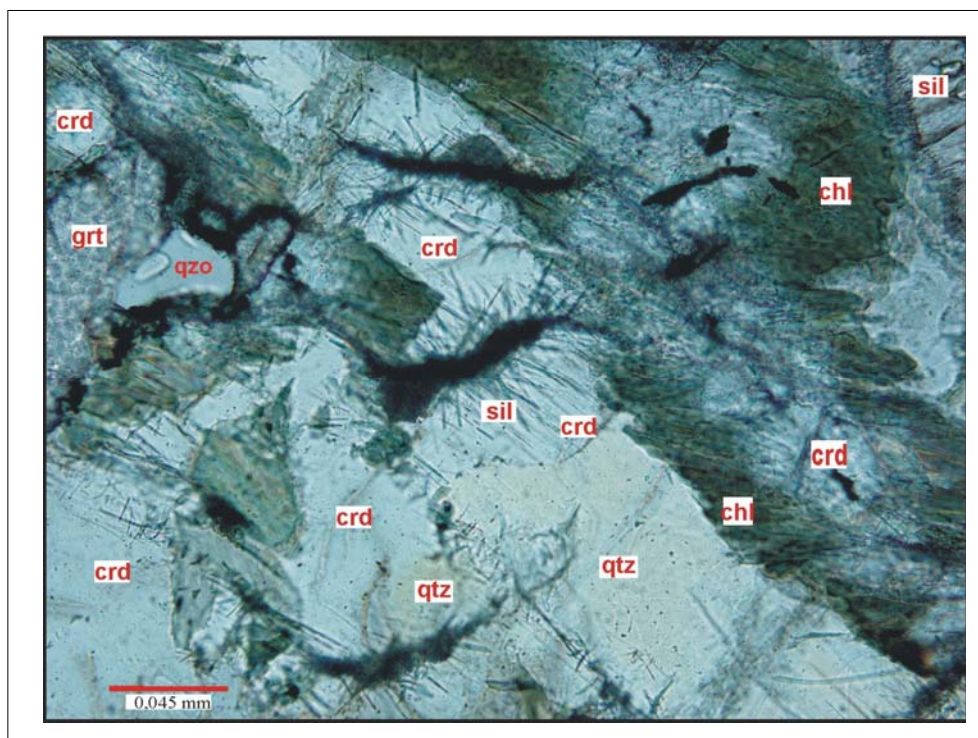


Figura 62 – Rocha SS89 com silimanita fibrolítica crescendo no interior da cordierita (nicóis paralelos).

Na amostra SS89 (Figuras 66A e B) silimanita aparece sob a forma de cristais bem formados em paragênese com cordierita, quartzo, biotita e granada e na mesma rocha silimanita ocorre também sob a forma de fibrolita no interior de cordierita. A assembléia cordierita+granada+silimanita/cianita em metapelitos informa sobre protólito rico tanto em MgO quanto em Al_2O_5 e a associação $crd+grt+sil+qzo+Kfs$ é indicativa de fácies granulito, $\pm 750^\circ C$ (Turner, 1981). A presença de cordierita em assembléias metapelíticas restringe-se a rochas com baixo CaO e sua incidência em qualquer paragênese é favorecida pela alta razão MgO/FeO na composição global da rocha e pelas altas temperaturas (acima de $600^\circ C$). O campo de estabilidade de cordierita, que pode ser expresso em termos de diagrama composicional com CaO, MgO e FeO (Figura 65) diminui, e o de granada (almandina) aumenta com a progressão da pressão. Esta conclusão encontra suporte em evidências experimentais das quais se pode inferir que a pressão é o principal fator que controla a passagem cordierita/granada em paragêneses de temperaturas de fácies granulito.

A coexistência de Crd-Grt-Sil-Qtz na rocha SS-89 pode ser explicada uma vez que estes minerais ocorrem em amplo campo controlado pela variação de pressão e razão Fe/Mg (composição do protólito) (Figura 66). No diagrama a cordierita (rica em Mg) tem sua estabilidade diminuída à medida que a pressão aumenta, mantendo-se a mesma composição, até o seu total

desaparecimento e estabilização da associação Sil+Grt+Qtz. No outro extremo do diagrama cordierita diminui muito mais devido à drástica diminuição de Mg com aumento do teor de Fe, em condições de P estáveis e instabilizada pelo aumento de pressão, cujo progressivo incremento permite o aparecimento de espinélio em associação com quartzo e na seqüência silimanita+granada.

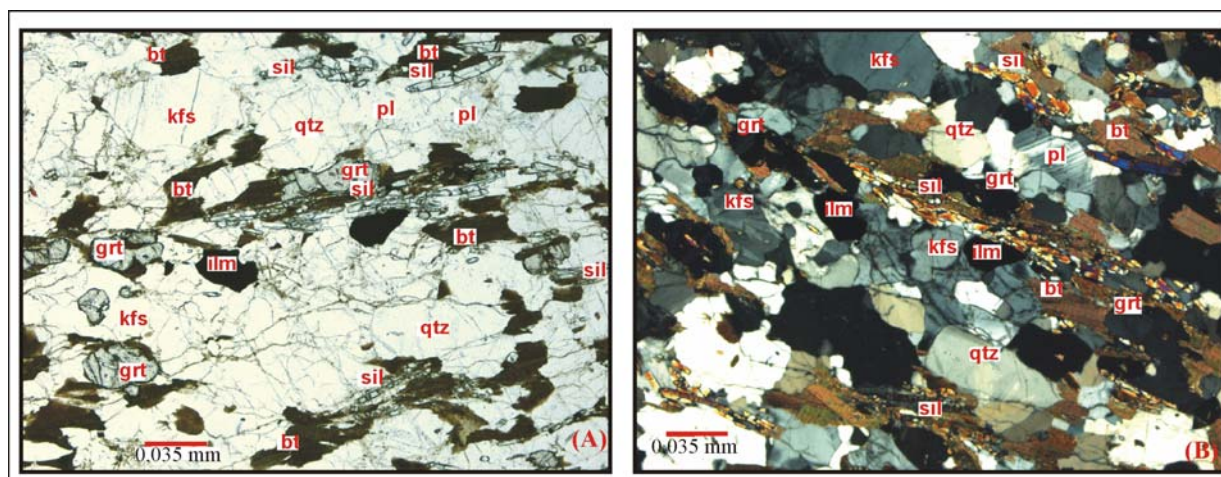


Figura 63 – Gnaiss pelítico (PGJS 17) com paragéneses que identifica condições de fácies granulito (A nicóis paralelos, B nicóis cruzados).

Na rocha PGJS149 (Figura 67) a paragéneses de fácies granulito é composta por cordierita +granada + silimanita (fibrolita) + Kfeldspato (ortoclásio) + quartzo + biotita. Esta composição mineralógica sugere protólito pelítico impuro, com relação Mg/Fe suficientemente alta para permitir a estabilização da cordierita em condições de baixa P. A relação textural entre silimanita-cordierita-granada indica progressivo consumo de alumínio e Mg com aumento da P, estabilizando o par silimanita-cordierita e culminando com o crescimento de granada envolvendo estes minerais, como produto do consumo de Mg (diminuindo a relação Mg/Fe, crucial para a estabilização da granada) e aumento da pressão.

Na amostra PGJS149 (Figura 67) destaca-se a presença de espinélio no interior de cordierita. O crescimento de espinélio em presença de quartzo é indicativo de assembléias formadas em altas temperaturas ($\geq 850^{\circ}\text{C}$) a partir da reação descontínua abaixo.



A relação textural com espinélio no interior da cordierita, e não na sua borda e em contato com os outros dois minerais citados, sugere a estabilização do espinélio em altas temperaturas ($\pm 850^{\circ}\text{C}$) e a cordierita tornando-se estável com o abaixamento da temperatura envolve o espinélio ainda em condições tensionais (Foto 67). Silimanita (e fibrolita), granada (formando textura

coronítica ao redor da cordierita) e biotita (nesta ordem) estabilizam com a progressiva diminuição da temperatura

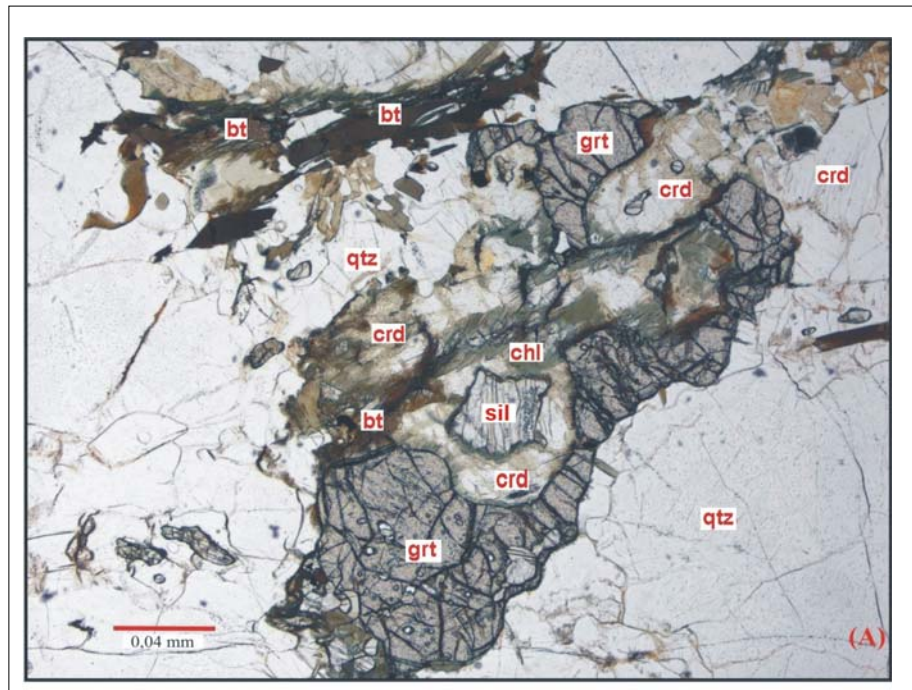


Figura 64 A – Gnaise pelítico aluminoso SS89 em que a relação textural silimanita-cordierita-granada sugere que granada foi a última fase mineral a estabilizar (nicóis paralelos).

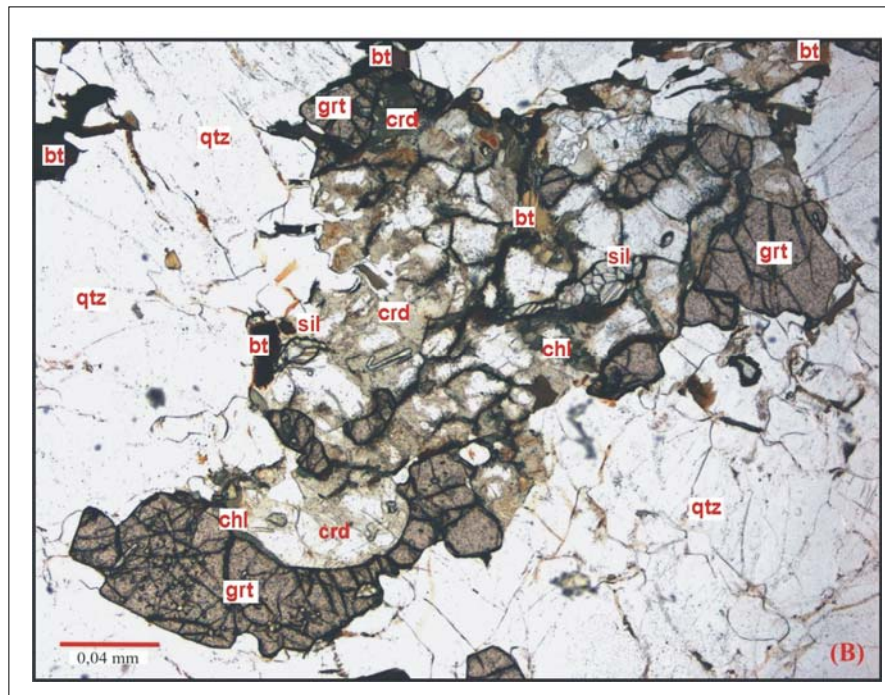


Figura 64 B – Detalhe da interrelação entre as fases minerais da rocha SS-89 mostrando silimanita em equilíbrio com cordierita e clorita +biotita cristalizando no contato cordierita e granada (nicóis paralelos).

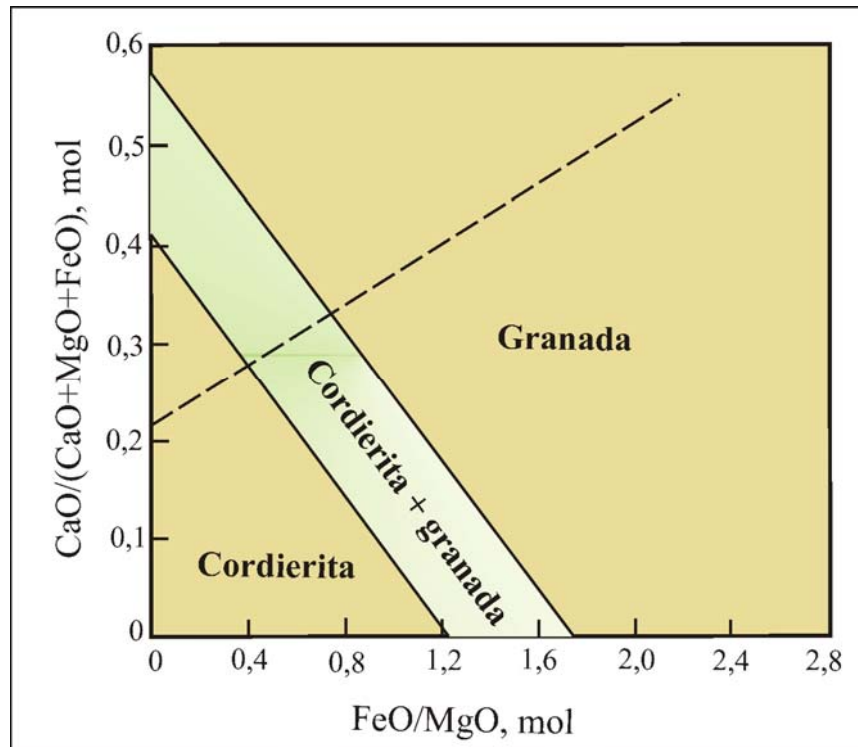


Figura 65- Campo de composição da rocha (abaixo da linha tracejada) para assembléias com cordierita, cordierita-granada ou granada em rochas pelíticas com quartzo e Kfeldspato (Bucher e Frey, 1994).

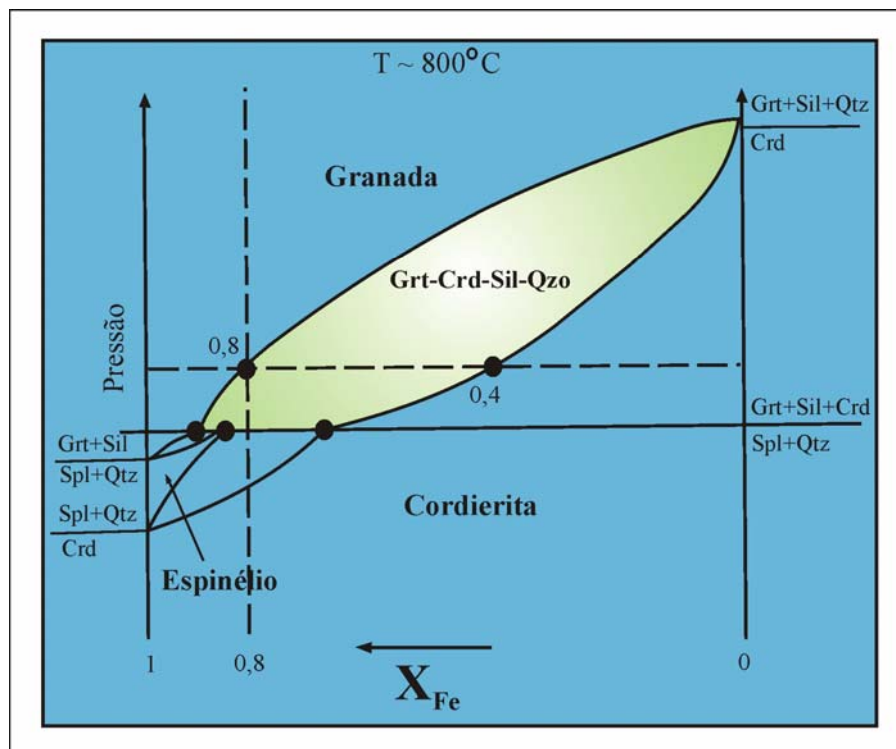


Figura 66 - Diagrama P X_{Fe} mostrando o campo de equilíbrio entre Crd-Grt-Sil-Qtz (Bucher e Frey, 1994).

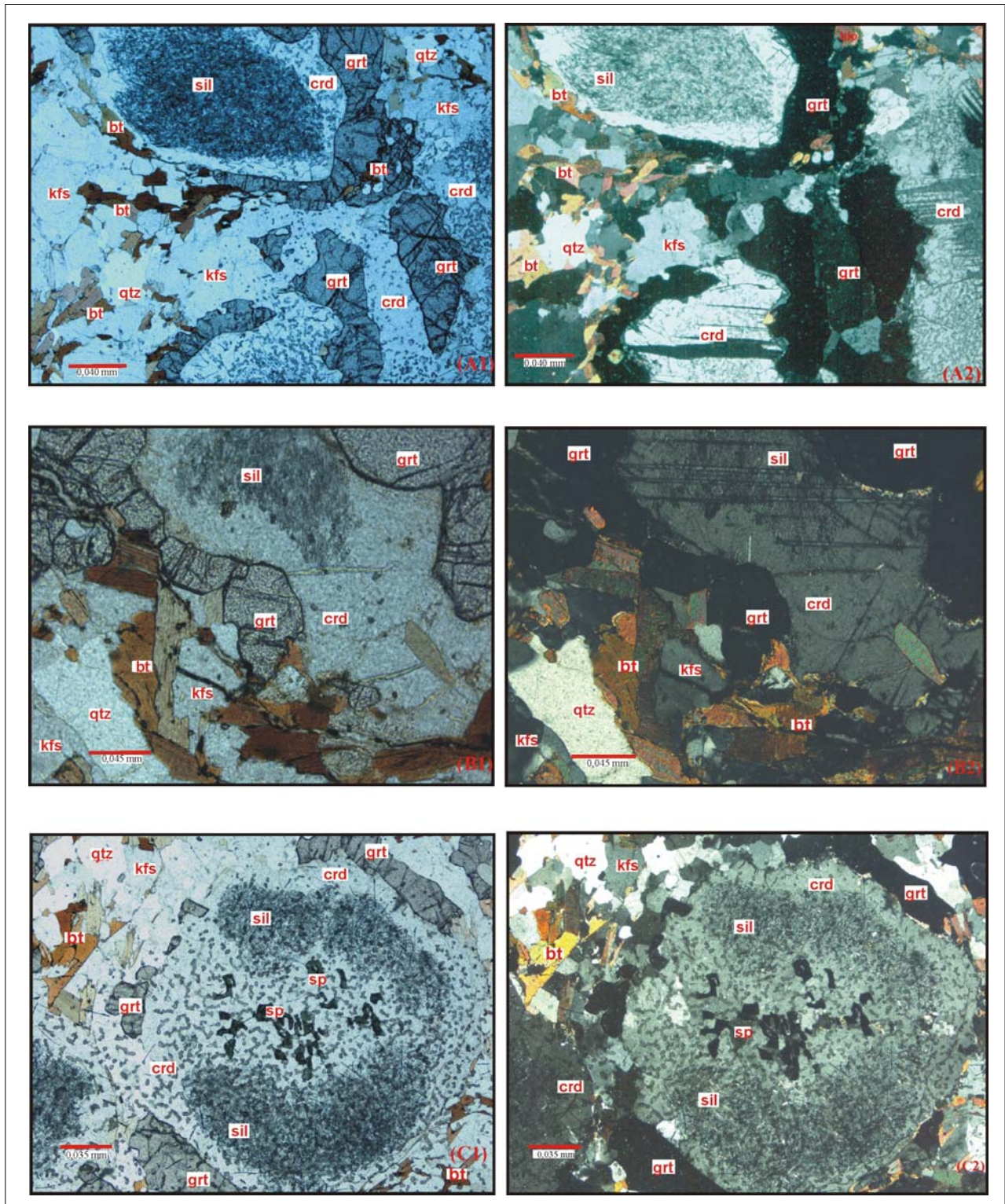


Figura 67 – Amostra PGJS149, em que cristais de granada envolvem cristais de cordierita (textura coronítica) interescridos com fibrolita (A e B). Em C espinélio como inclusões em cordierita (A1, B1 e C1 nicóis paralelos, B1, B2, C2 nicóis cruzados).

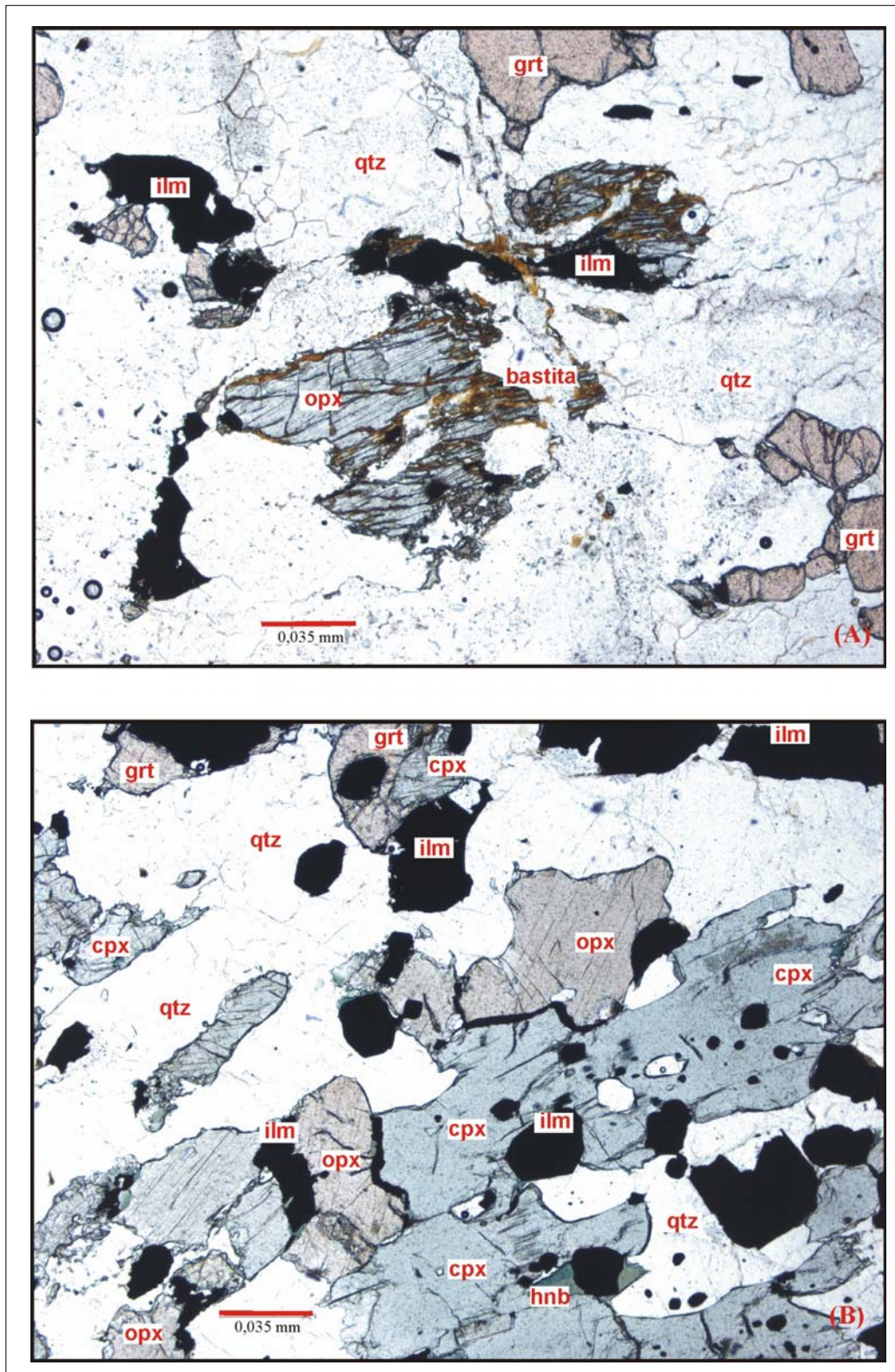


Figura 68 – A presença do ortopiroxênio indica que a rocha alcançou a fácies granulito. Amostra PGJS57, metamarga ferruginosa. Hnb a partir de Cpx e bastita podem ser produto do metamorfismo M2 em fácies anfibolito superior. Domínio estrutural II (A,B nicóis paralelos).

Os gnaisses de origem sedimentar ricos em ferro do leste do domínio estrutural II parecem representar rochas calcissilicáticas ricas em ferro ou metamargas ferruginosas (Figura 68). Mostram paragênese de quartzo+granada+clinopiroxênio+ortopiroxênio+hornblenda (Figura 10) sugestiva de pico metamórfico na fácies granulito, $\pm 750-850^{\circ}\text{C}$. Teoricamente rochas metamorfisadas em torno de 750°C contém $\text{Pl}+\text{Hbl}+\text{Cpx}+\text{Grt} \pm \text{Bt}$ (isoterma da cianita) ou $\text{Pl}+\text{Hbl}+\text{Cpx}+\text{Oam}(\text{onfacita}) \pm \text{Bt}$ (geoterma da silimanita, Bucher e Fry, 1994). O anfibólio é a última fase hidratada a persistir nessas condições e pequeno acréscimo de calor em evento tectonotermal ou termal o destrói. A transição da fácies anfíbolito com assembléia hidratada para a fácies granulito com assembléia completamente anidra é gradual e ocorre em intervalo de pelo menos 200°C ($650-850^{\circ}\text{C}$, Turner, 1981). A primeira evidência clara das condições de fácies granulito é o aparecimento de Opx em rochas sem quartzo e portadoras de Cpx e é óbvia se há Opx em rochas de fácies anfíbolito portadoras de quartzo. Ortopiroxênio é mais comum em granulitos de baixa pressão, enquanto em pressões mais altas a típica assembléia anidra de fácies granulito inclui $\text{Pl}+\text{Cpx}+\text{Grt}+\text{Qzo}$.

Na rocha calcissilicática GC 51 do domínio estrutural III oeste (Figura 69) a paragênese rica em Ca é constituída por diopsídio+granada+placioclásio+carbonato em presença de cordierita e quartzo, indicando condições de grau elevado de metamorfismo – zona do diopsídio (Ferry, 1983). Na mostra GR372 (Figura 70), domínio estrutural III leste) a presença de hornblenda ao invés de diopsídio pode indicar condições de metamorfismo mais brandas, uma vez que diopsídio se forma às expensas do anfibólio cálcico nas condições metamórficas caracterizadas pela paragênese da rocha GC51 (Ferry 1983).

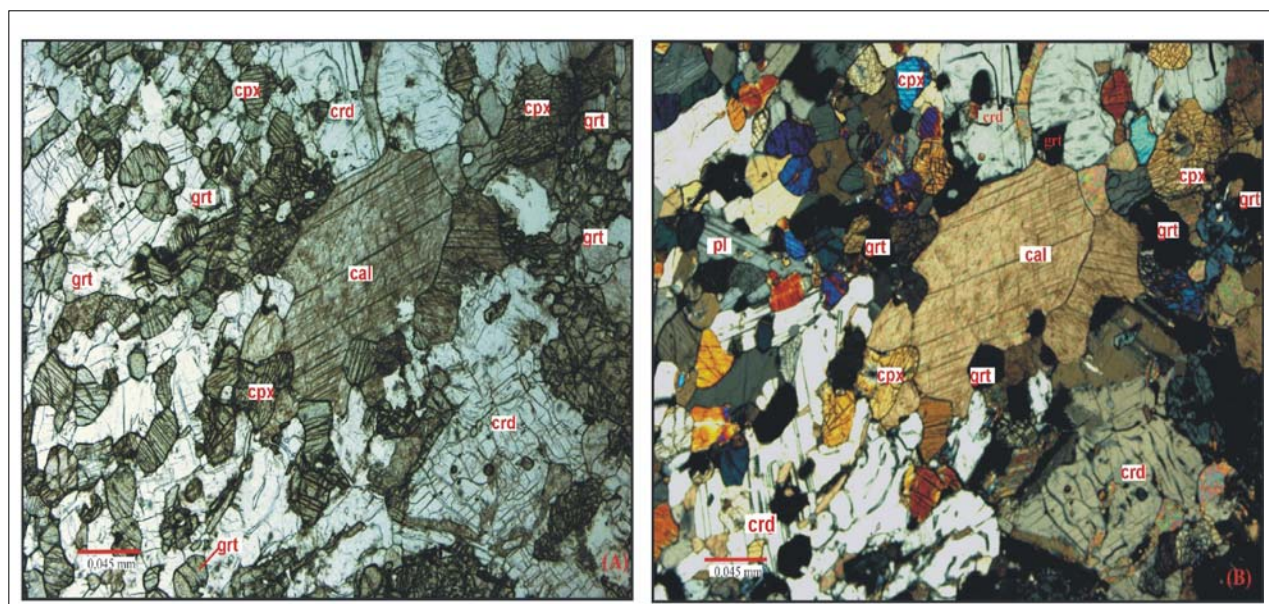


Figura 69 - Rocha calcissilicática, amostra GC 51, na qual calcita coexiste com diopsídio + granada+cordierita+plagioclásio em paragênese de alto grau metamórfico (nicóis paralelos A, nicóis cruzados B).

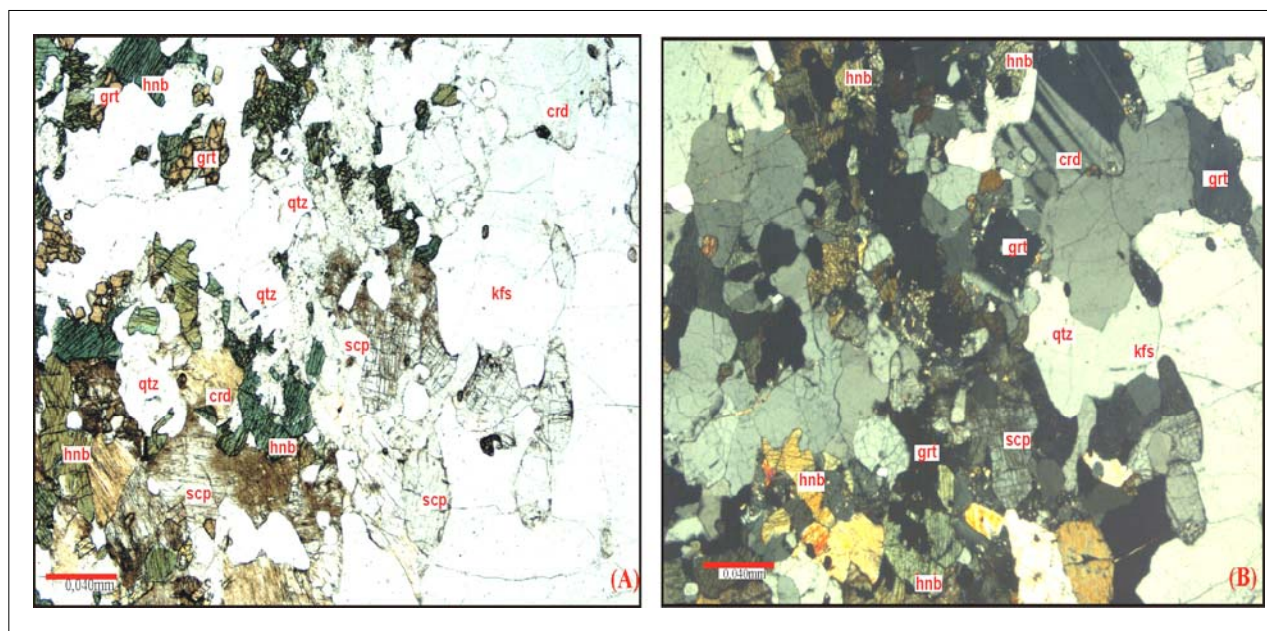


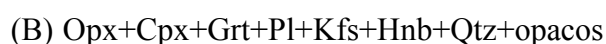
Figura 70 - Rocha calcissilicática GR372, na qual se destaca a presença de escapolita acompanhada por granada + cordierita. Hornblenda com ausência de diopsídio sugere condições de T inferior a que formou a rocha GC51 (A nicóis paralelos, B nicóis cruzados).

A presença de cordierita e escapolita sugerem sedimento carbonático impuro com considerável quantidade de alumínio para ambos protólitos (marga aluminosa) e a presença desse último mineral na paragênese da rocha GR372 é característica de reações metamórficas em condições de elevada pressão de CO₂.

2.3.2 Metamorfismo M1 nos ortognaisses do Complexo Jamari

2.3.2.1 Gnaisses ácido/intermediários

Os gnaisses félsicos do Complexo Jamari, que têm ampla distribuição no domínio estrutural II, porém são escassos no domínio III, possuem composições enderbítica (tonalitos e quartzo dioritos) e charnoenderbítica (granodioritos) e os dados litogeoquímicos indicam que foram gerados em ambiente de arco magmático (ver capítulo III). O metamorfismo M1, de fácies granulito, é produto do evento deformacional D_n relacionado a estágio colisional da evolução tectônica do arco magmático Nova Vida. Os granulitos de composição enderbítica, charnoenderbítica e quartzo-diorítica são comuns no domínio estrutural II, e raros no domínio estrutural III. As paragêneses características destas rochas (Figuras (71, 72, 73) estão sumarizadas abaixo:



(C) $Opx+Cpx+Pl+Hnb+Qtz+opacos\pm Bt$

As texturas são granoblásticas com contatos poligonizados ainda preservados, vestígios de foliação com espaçamento centimétrico e incipiente orientação dos minerais. Texturas miloníticas são muito comuns e desenvolvidas tardiamente em relação à foliação principal, por isso descritas adiante, no metamorfismo M2 e M3.

Valores P e T nos granulitos formados por $Qtz+Pl+Opx+Cpx+Grt+Kfs\pm Bt$ no domínio estrutural II e III do Complexo Jamari foram estimados a partir da comparação das paragêneses ou pares de minerais encontrados nas rochas estudadas, com dados obtidos de química mineral de rochas granulíticas estudadas em outras áreas e são sumarizados abaixo:

- (i) Ellis e Green (1979) = 720°C, 8 ± 1 Kbar;
- (ii) Grahan e Powell (1985) = 645 - 705°C com erro de $\pm 35^\circ\text{C}$;
- (iii) Moraes (1997) = T entre 750 e 850°C e pressões no intervalo 7,45 e 9,97 kbar;
- (iv) Wood e Banno (1973) = 700 e 760°C ;
- (v) Wells (1977) = 780 e 880 °C.

As associações mineralógicas e relações texturais observadas nos ortogranulitos félsicos estudados com acréscimo dos argumentos geotermobarmétricos de acordo com os estudos dos autores acima, permitem inferir que o pico metamórfico para o evento M1 se estabeleceu efetivamente na fácies granulito com temperaturas entre 750 e 850°C e pressões no intervalo de 7 a 9 kbr.



Figura 71 – Fotomicrografias de granulitos enderbíticos do domínio estrutural II com paragênese de $Opx+Cpx+Ilm$ e ausência de hornblenda (foto da esquerda nicóis paralelos e a direita nicóis cruzados).

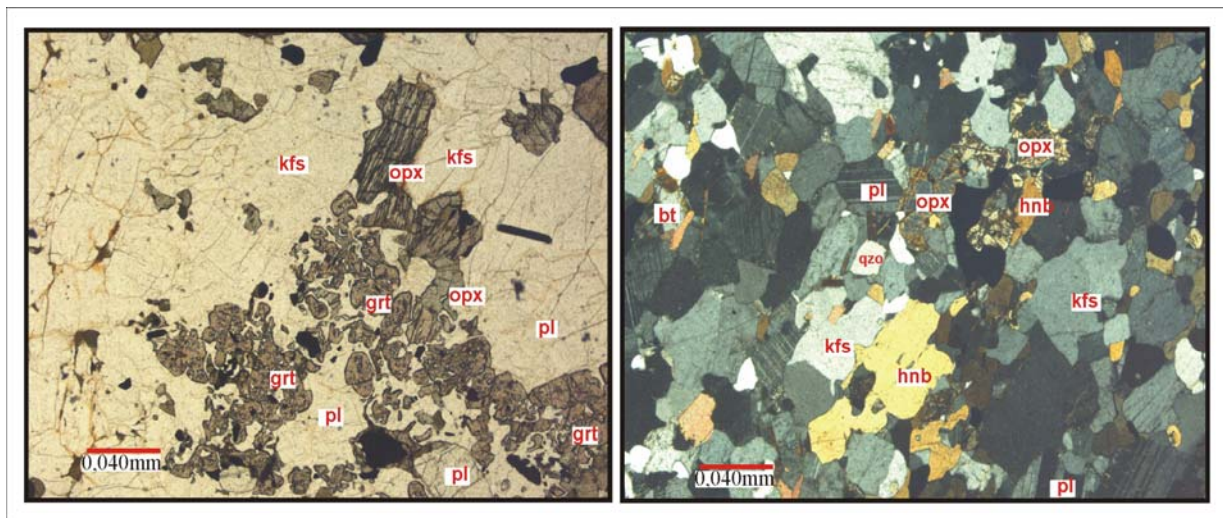


Figura 72 – Na fotomicrografia da esquerda Opx e Cpx coexistem com granada e na direita charnoenderbrito com Opx parcialmente substituído por Bt na presença de Hnb como efeito de M2 (esquerda nicóis paralelos, direita nicóis cruzados).

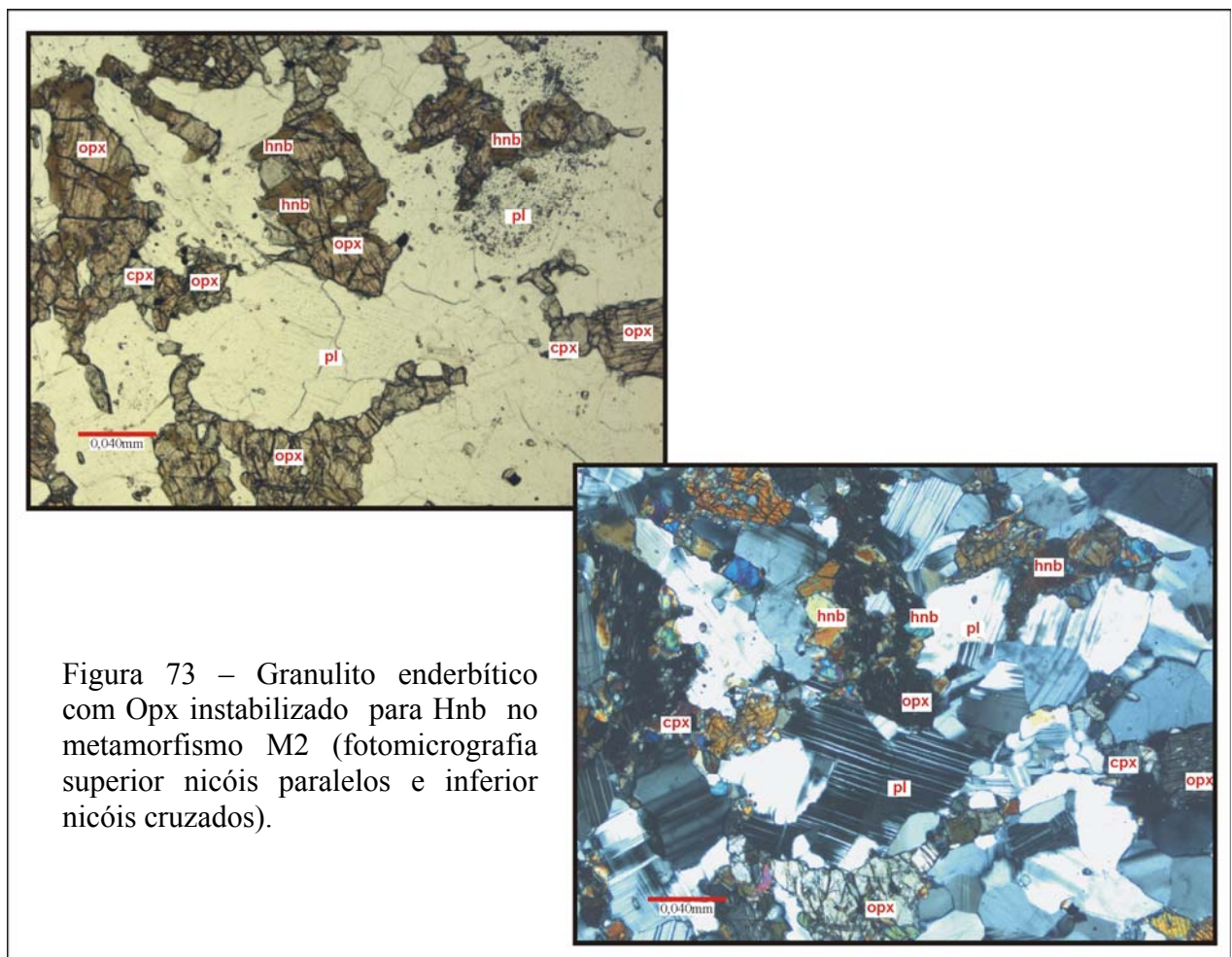


Figura 73 – Granulito enderbítico com Opx instabilizado para Hnb no metamorfismo M2 (fotomicrografia superior nicóis paralelos e inferior nicóis cruzados).

2.3.2.2 Metabasitos (granulitos máficos e anfibolitos)

Exceto em graus mais baixos de metamorfismo, as associações minerais dos metabasitos são menos sensíveis às mudanças de pressão e temperatura que as dos metapelitos, coexistindo em faixas de condições mais amplas. Apesar disso, as paragêneses são suficientemente conclusivas para acrescentar informações àquelas estabelecidas para o evento M1 e já delineadas no estudo dos metapelitos.

Os anfibolitos do Complexo Jamari apresentam associação mineral com hornblenda+plagioclásio+clinopiroxênio±titanita±opacos±ortopiroxênio±quartzo±granada±biotita titanífera (Figuras 74) e apresentam foliação bem definida pela disposição orientada da hornblenda (e biotita quando presente). A elevada proporção modal de hornblenda (de cor marrom-avermelhada em lâmina, típica de anfibolitos de alta T) associada à paragênese granulítica sugere que os anfibolitos do Complexo Jamari foram metamorfizados sob condições de transição entre a fácies anfibolito alto-granulito.

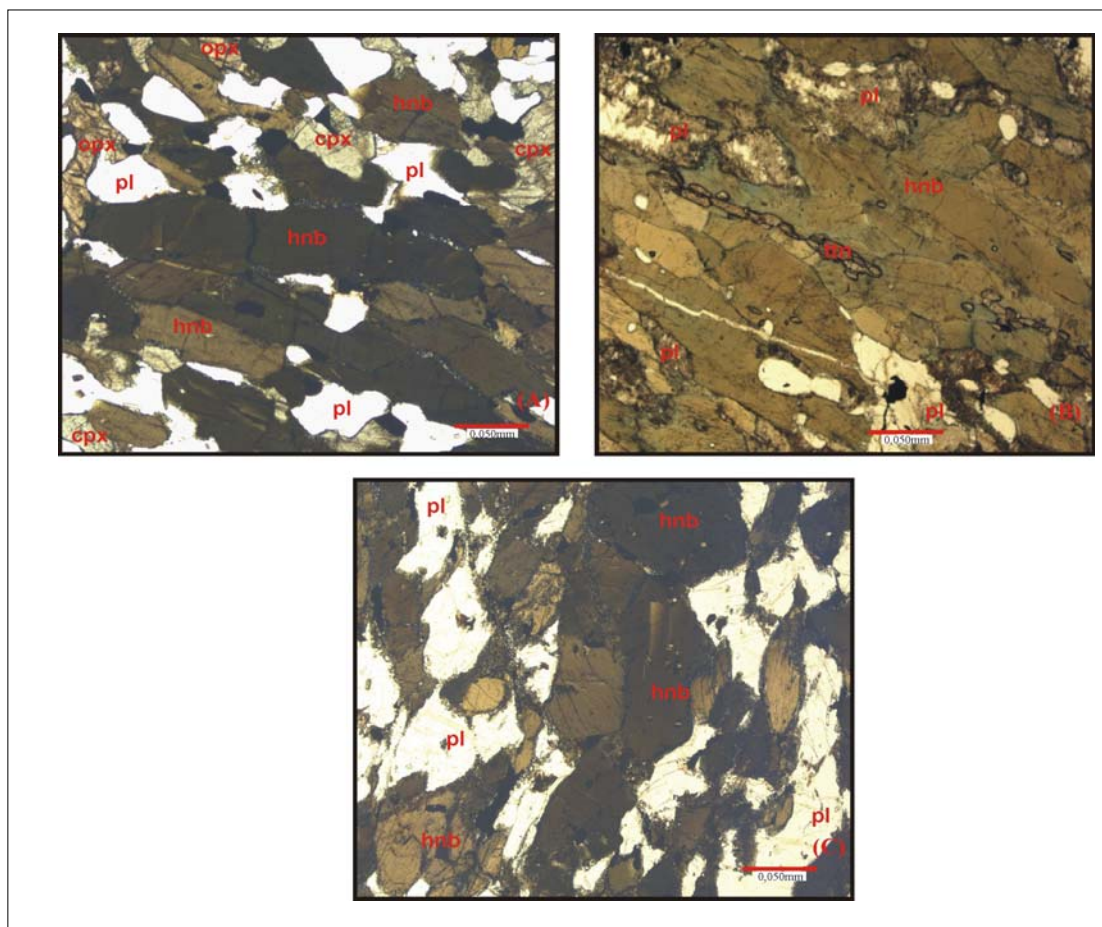


Figura 74– Fotomicrografias dos anfibolitos do Complexo Jamari dos domínios estruturais II e III. Notar subgrãos ao redor da hornblenda, amostras A e C, indicando instabilização em T mais baixas com recristalização de epidoto, hornblenda de baixa T e plagioclásio (A, B, C nicóis paralelos).

O termômetro Grt+Hnb (calibração de Graham e Powell, 1985) fornece valores de temperatura de formação para anfibolitos com a paragênese acima entre 640 e 700°C, aqui assumidos como limites do intervalo de geração dos anfibolitos do Complexo Jamari.

A paragênese típica dos granulitos máficos do centro-leste de Rondônia inclui ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + hornblenda ± biotita (titanífera) + ilmenita (Figura 75), é indicativa de P intermediária (7-9 kbar, Yardley, 1989), temperaturas (estimadas pelo par Cpx+Opx) entre 780 e 880°C (Wells, 1977) e destaca-se pela ausência de quartzo e presença aleatória de granada. A ausência de quartzo e granada em coexistência com ortopiroxênio pode ser devido ao fato de que granada é característica de pressões mais elevadas do que a sugerida pela paragênese acima, à possibilidade de que protolito com composição particular não permitiu a cristalização da granada em todos os granulitos estudados ou pelo consumo dos dois primeiros minerais pelas reações abaixo com o aumento da T:



Ou



Os granulitos básicos são formados em T muito elevadas porque caracterizam-se pela desidratação do anfibólio e, concomitantemente, as rochas pelíticas sofrem fusão parcial. Evidências experimentais diretas das temperaturas requeridas para a transição de anfibolito para granulito estão disponíveis somente para baixas pressões (± 2 kbar). Nessas condições Spear (1981) determinou que clinopiroxênio aparece em anfibolitos entre 770 e 790°C e ortopiroxênio aparece em temperatura de 10 a 30°C mais elevada.

A maioria das estimativas a respeito das condições em que se formaram os granulitos baseia-se na extensão das soluções sólidas e na troca catiônica entre granadas, ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes, utilizando os mesmo termômetros e barômetros utilizados em eclogitos, cujas calibrações são muito variáveis. Apesar dessa incerteza, parece claro que os granulitos básicos são formados em um intervalo de temperatura entre 700 e 1.000°C e pressões entre 5 e 15 kbar (Yardley, 1989).

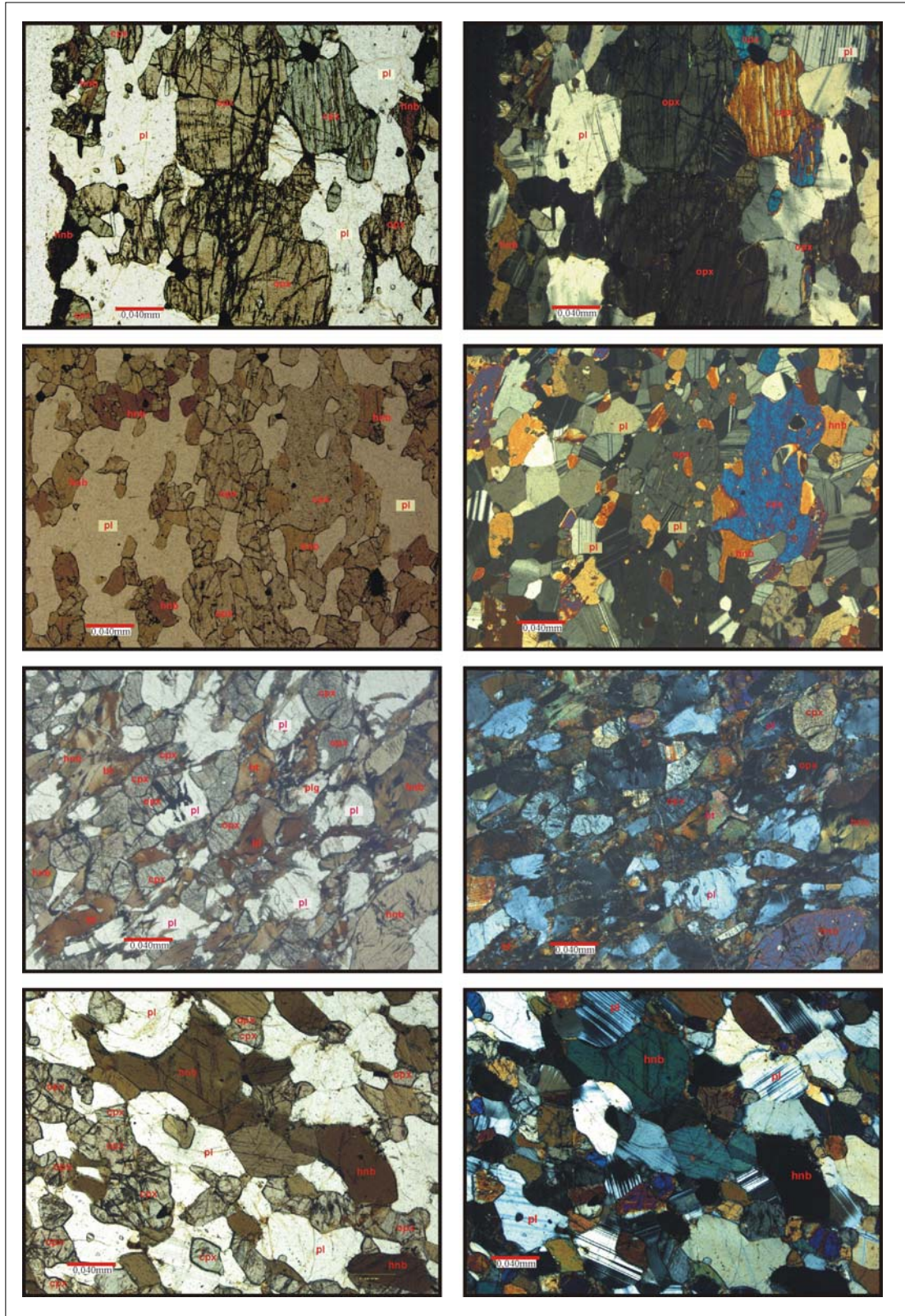


Figura 75 - Fotomicrografias representativas dos granulitos máficos do Complexo Jamari (estampas da esquerda nicóis paralelos, direita nicóis cruzados).

2.3.4 Metamorfismo M2

O metamorfismo M2 associa-se ao episódio deformacional Dn+1 com dobramento e transposição das estruturas geradas no episódio Dn e Dn+1 precoce, produzindo gnaisses bandados de fácies anfibolito superior nos domínios estruturais I, II, III, e IV (Figura 61). O episódio M2, com paragênese à base de Grt+Pl+Hnb+Kfs+Bt+opacos (ausência de Opx e Cpx), foi acompanhado de migmatização *in-situ*. Nas rochas paraderivadas a anatexia que acompanha M2 produziu mobilizados de composição granítica, esporadicamente com granada, porém sem silimanita ou cordierita. Fusão de metapelitos com neoformados de Qtz+Kfs+Grt pode ocorrer em condições de temperatura compatíveis com a segunda isógrada de silimanita (650 a 700°C). Outras evidências do metamorfismo M2 podem ser visualizadas em rochas (Figuras 76 e 77) com recristalização de granada e hornblenda por consumo de Opx e Cpx.

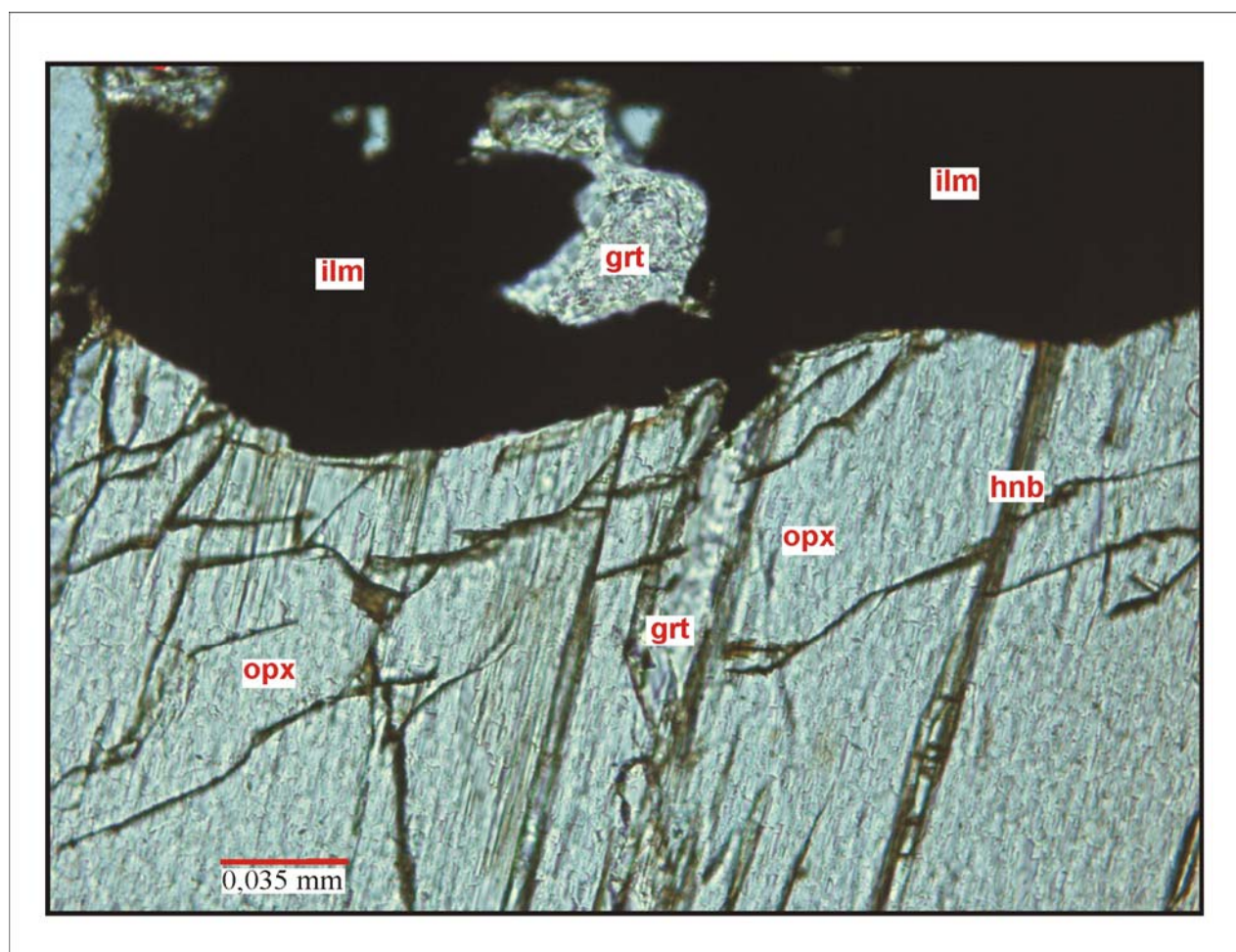


Figura 76 – Metamarga ferruginosa (PGJS 57) em que ortopiroxênio é substituído em condições de M2 por granada e hornblenda nas clivagens (nicóis paralelos).

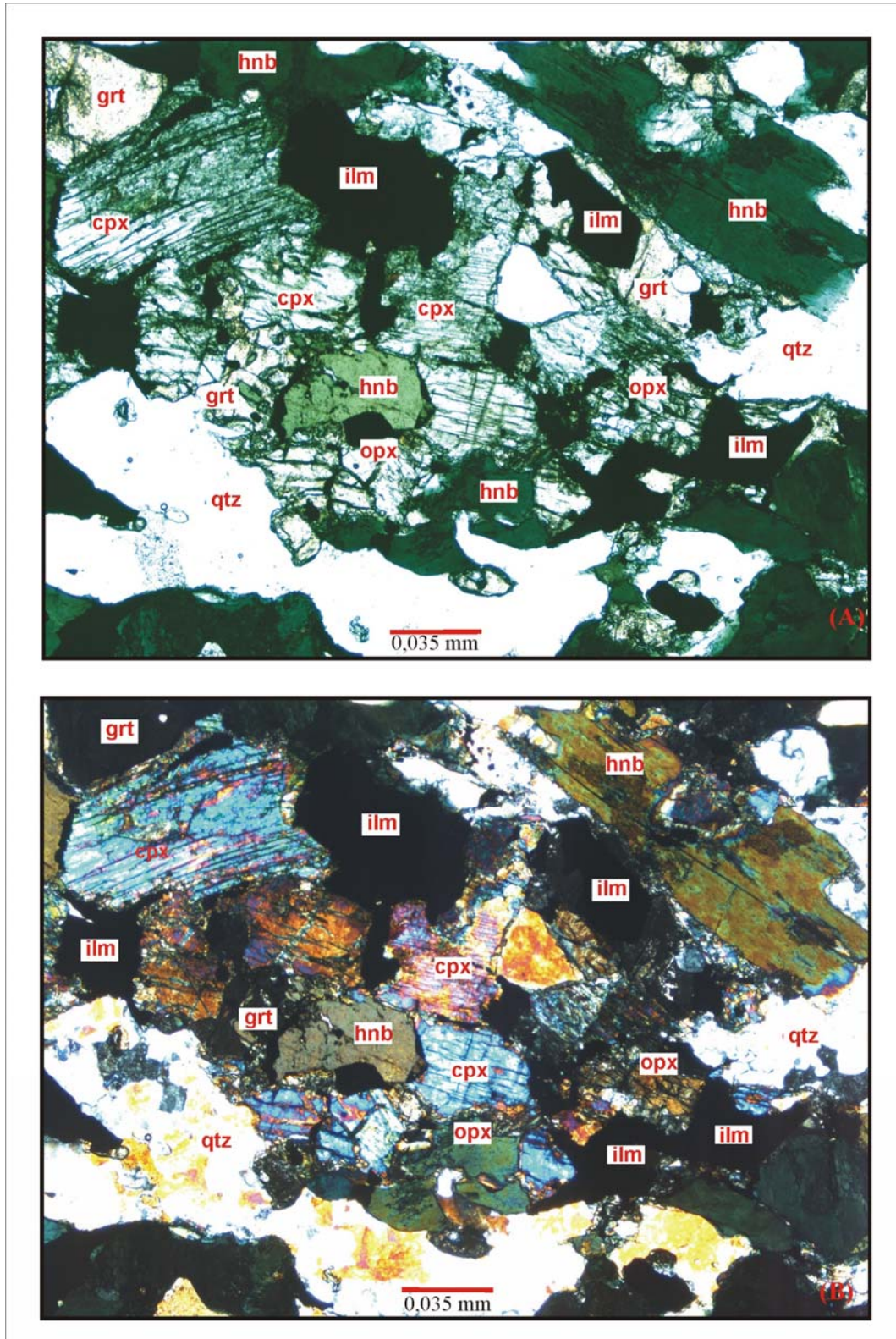


Figura 77 - A presença de hornblenda substituindo Cpx e Opx em granulito com granada (vestígios de M1/Dn) sugere que a rocha foi metamorfisada em anfibolito de alta T (M2/Dn+1) acompanhada de migmatização (A nicóis paralelos, B nicóis cruzados). Rocha PGJS 57.

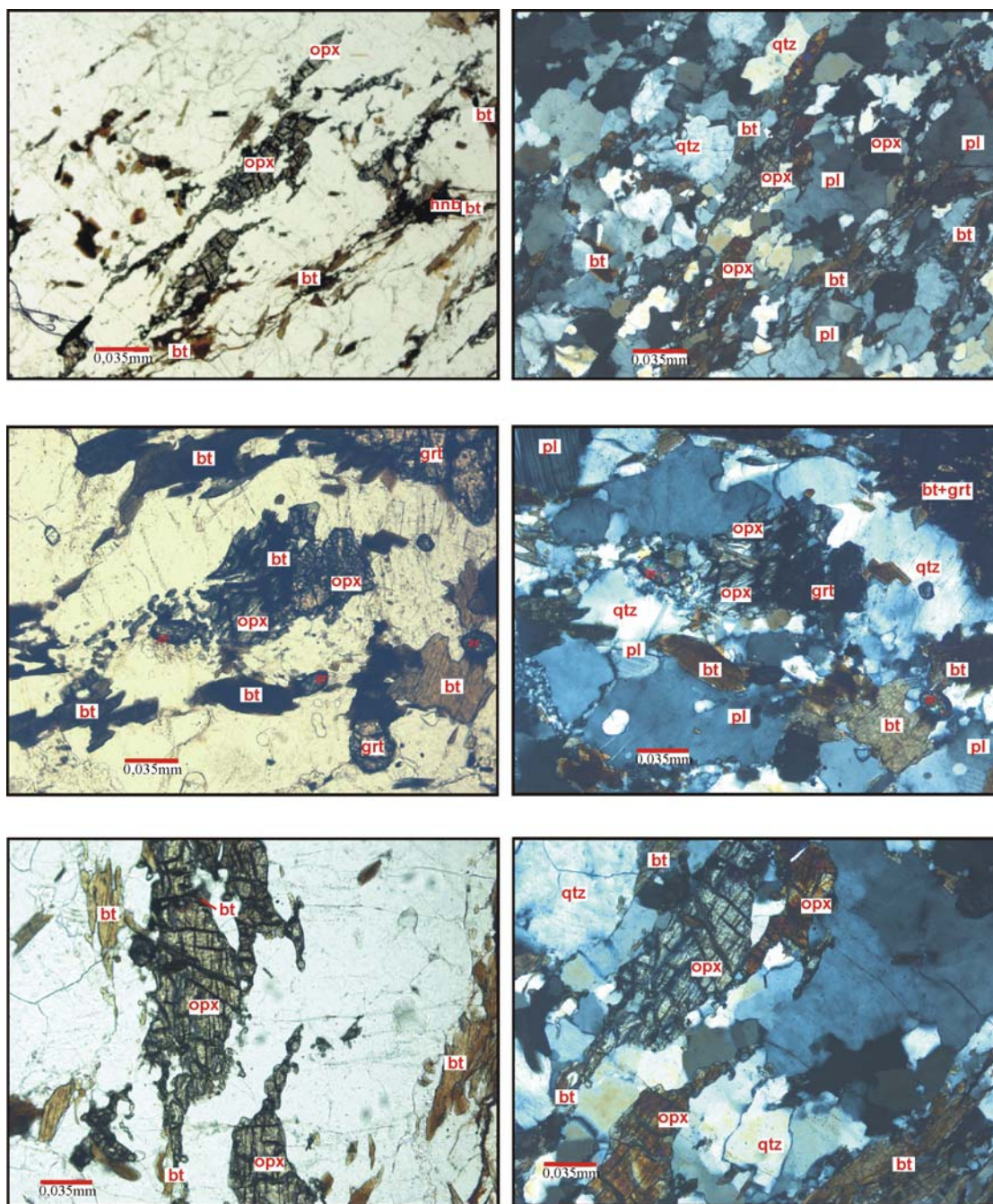
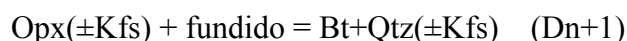


Figura 78 - Foliação S2 em charnockitos com Opx ígneo orientado com Kfs+Pl+Qtz +Grt (microfotografias da esquerda nicóis paralelos e da direita nicóis cruzados).

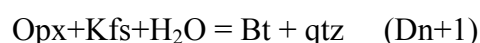
O metamorfismo M2 nos charnockitos ígneos instabilizou significativamente a mineralogia de alta temperatura - par Opx+Cpx primários e modificou substancialmente a petrotrama, gerando bandamento com recristalização de Qtz + Pl + Kfs e cristalização de Grt (Figura 78). As Figuras 79 e 80 mostram fotomicrografias de metacharnockitos dos domínios II e III com instabilização de ortopiroxênio ígneo formado em período anterior ao evento M2. Nelas é possível visualizar a passagem de ortopiroxênio para hornblenda com coroa de granada ou fenoclastos de ortopiroxênio + blastos de granada transformando-se em biotita, reações de consumo em condições de fácies

anfibolito superior. Nas Figuras 81 e 82 são visualizadas as transformações mineralógicas de M2 sobre mineralogia e foliação M1 em gnaisses enderbíticos de fácies granulito. A interpretação das texturas dos charnockitos é difícil por causa da deformação associada a Dn+1 e Dn+2. Charnockitos no interior de *pods* entre zonas gnáissicas não mostram deformações Dn+1 ou Dn+2 e preservam suas feições ígneas. As texturas são, assim, dependentes da intensidade da deformação Dn+1 e Dn+2.

Os charnockitos massivos não mostram *fabric* granoblástica, os plagioclásios são geralmente subédricos (andesina) com exsoluções antipertíticas, frequentes alterações de ortopiroxênio (hyperstênio) com bordas de hornblenda, granada e biotita titanífera (textura mirmekítica com o ortopiroxênio). Os gnaisses charnockíticos mostram textura granular com quartzo formando grandes grãos lobados, feldspatos com tamanhos mais uniformes que nos tipos massivos, ortopiroxênio em pequenos grãos arredondados, frequentemente como agrupamentos sem continuidade ótica. As possíveis reações de ortopiroxênio para biotita em pressões de poucos quilobares ocorrem a partir de duas reações: (i) na ausência de água, reações de hidratação-cristalização envolvendo fase fundida



(ii) reação de hidratação em que pressão de poucos quilobares pode gerar reação estável somente com atividade de água muito baixa



2.3.5 Metamorfismo M3

O metamorfismo M3 relaciona-se à deformação essencialmente cisalhante associada às extensas estruturas dos sub-sistemas transcorrentes que constituem o evento tectonoestrutural D3 (Dn+2) de idade 1,20-1,12 Ga e que transectam indistintamente todos os domínios estruturais com exceção do domínio V (Figura 59). O retrabalhamento das rochas previamente deformadas nos eventos Dn/M1 e Dn+1/M2 gerou produtos que abrangem todo o espectro da série milonítica, em que a mineralogia formada pela recristalização induzida por *strain* define foliação tipo C e é compatível com metamorfismo em fácies anfibolito baixo. O limite inferior do intervalo de temperaturas de recristalização admitido é coerente com os dados obtidos por termocronologia Ar-Ar (ver item geocronologia deste capítulo) nas zonas de cisalhamento relacionadas ao metamorfismo M3 e coincide com a temperatura de fechamento do Ar radiogênico em hornblenda (Harrison, 1981). A mineralogia que define o evento metamórfico M3 é composta por

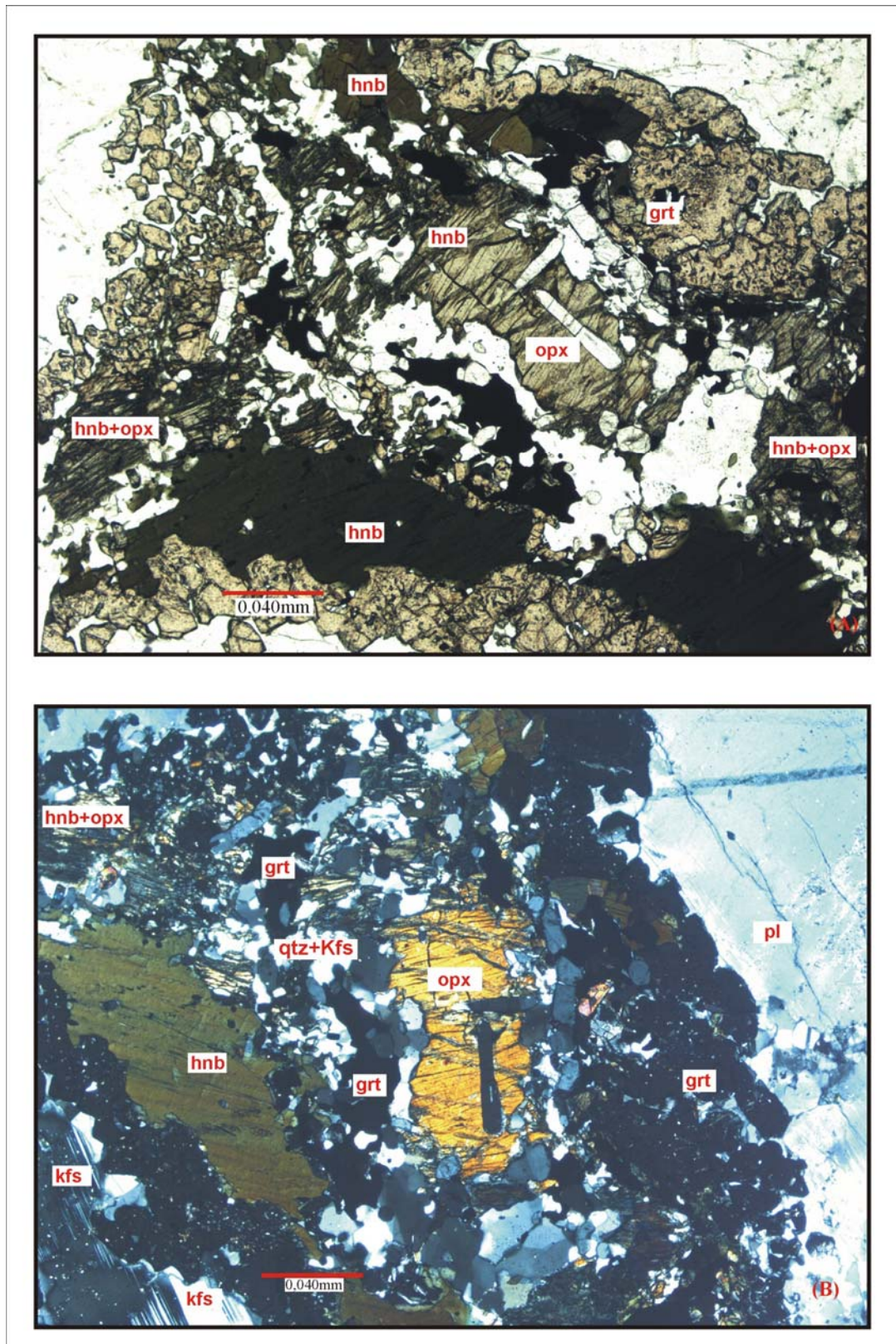
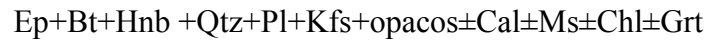


Figura 79 – Metacharnockito mostrando efeitos do evento M2, domínio estrutural II. Opx ígneo passando para hornblenda, envoltos por granada (A – nicóis paralelos, B – nicóis cruzados).

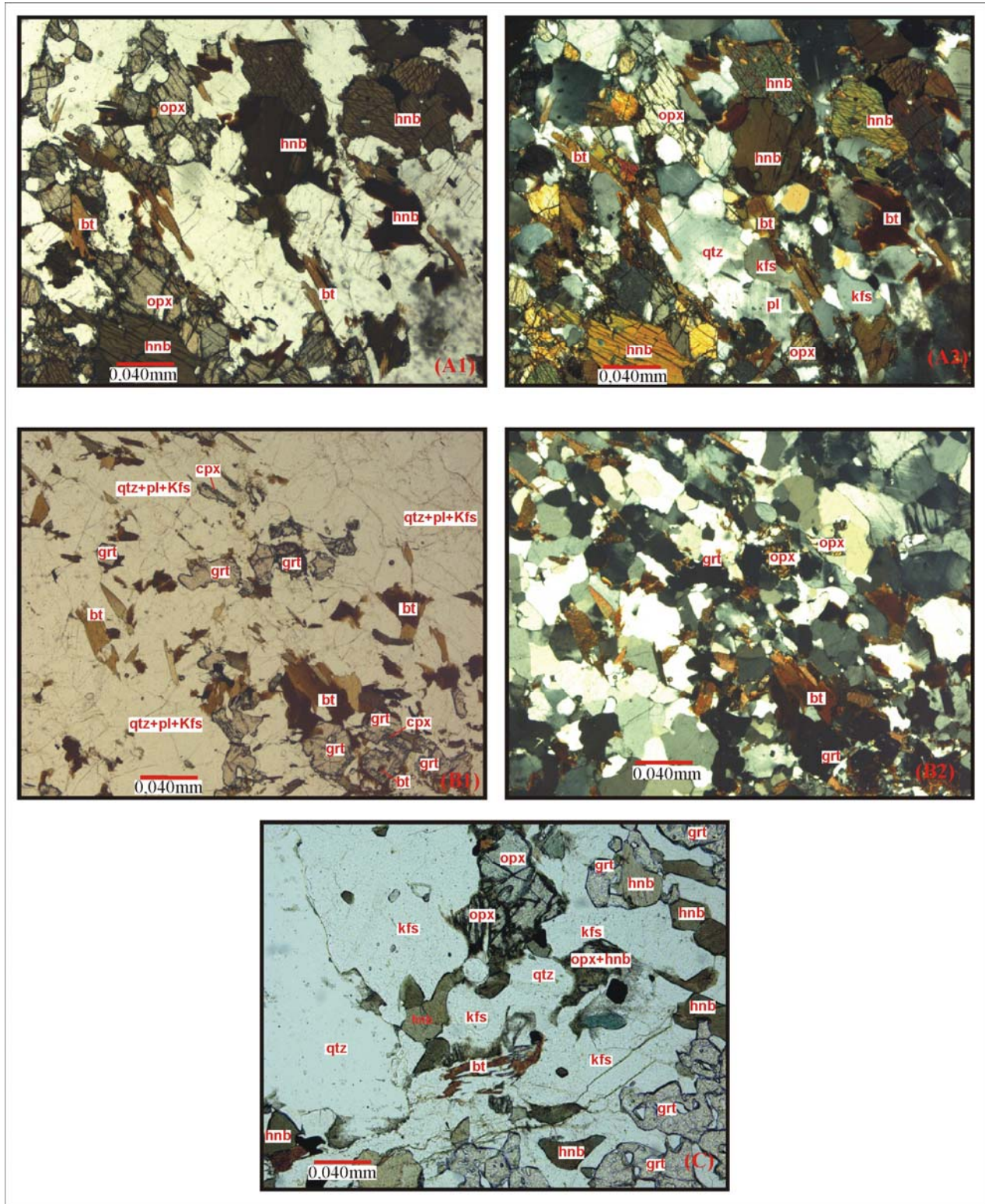


Figura 80 – Fotomicrografias de metacharnockitos mostrando efeitos do evento M2 no domínio estrutural II: cristalização de granada envolvendo pequenos cristais de Cpx (B1) e substituição de Opx por Hnb e Bt (A1, B1 e C nicóis paralelos, A2, B2 nicóis cruzados).

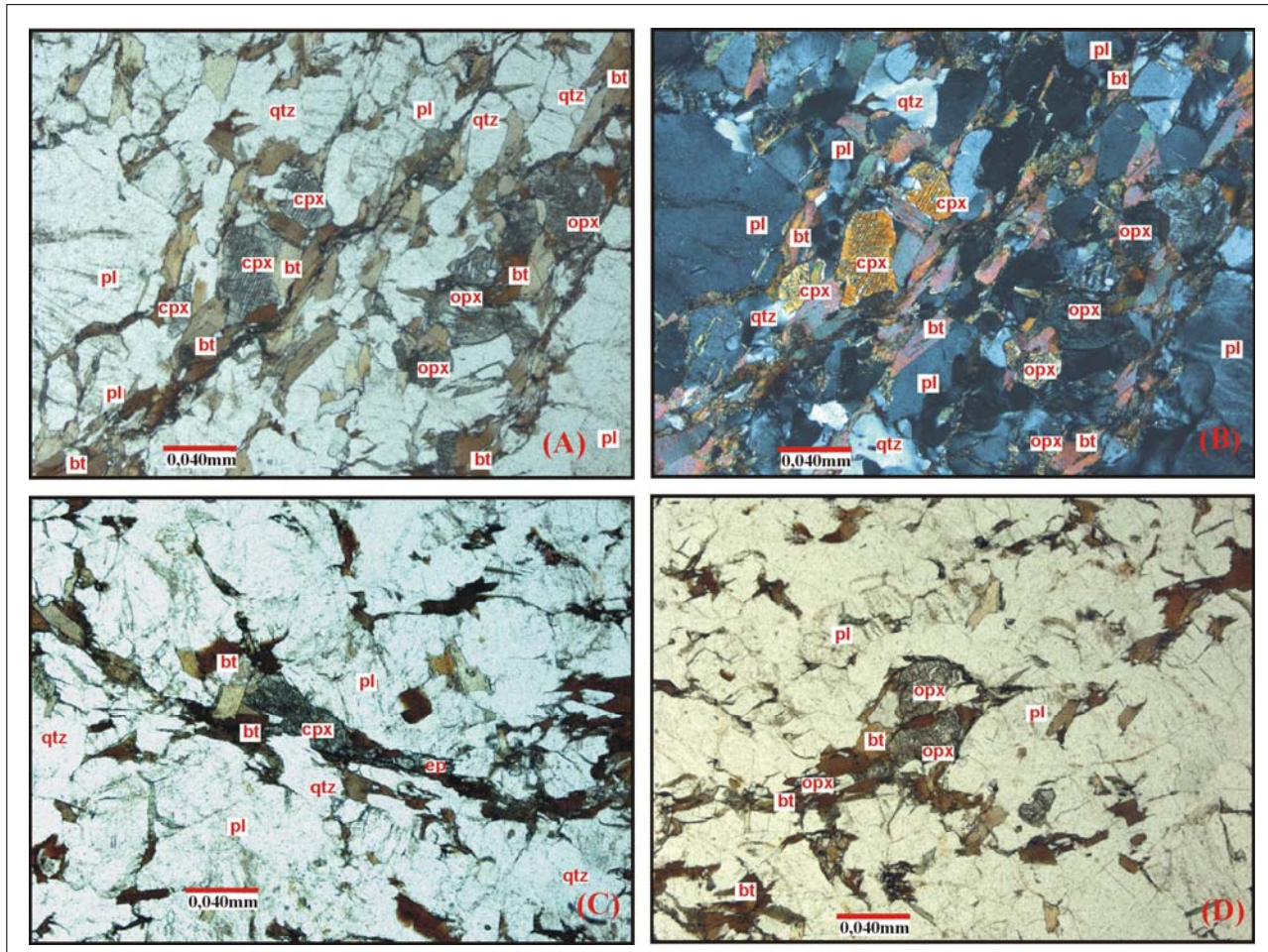


Figura 81 – Foliação S1 com mineralogia M1 e Opx+Cpx instabilizados para mineralogia M2 (A nicóis paralelos, B nicóis cruzados). Gnaiss enderbítico.

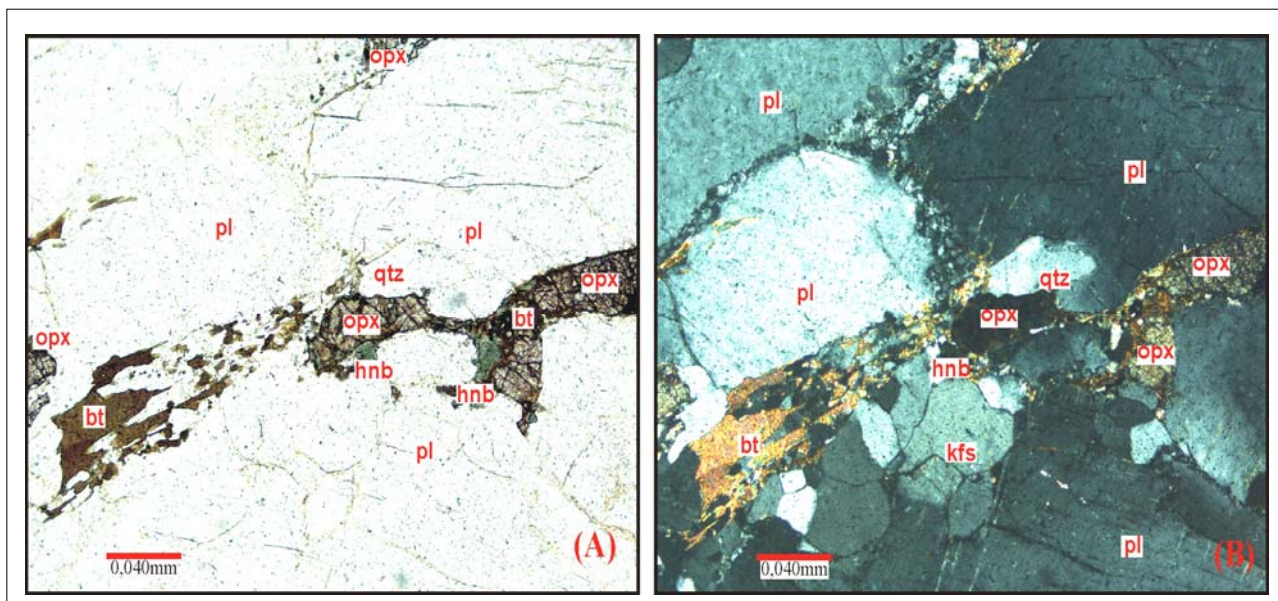
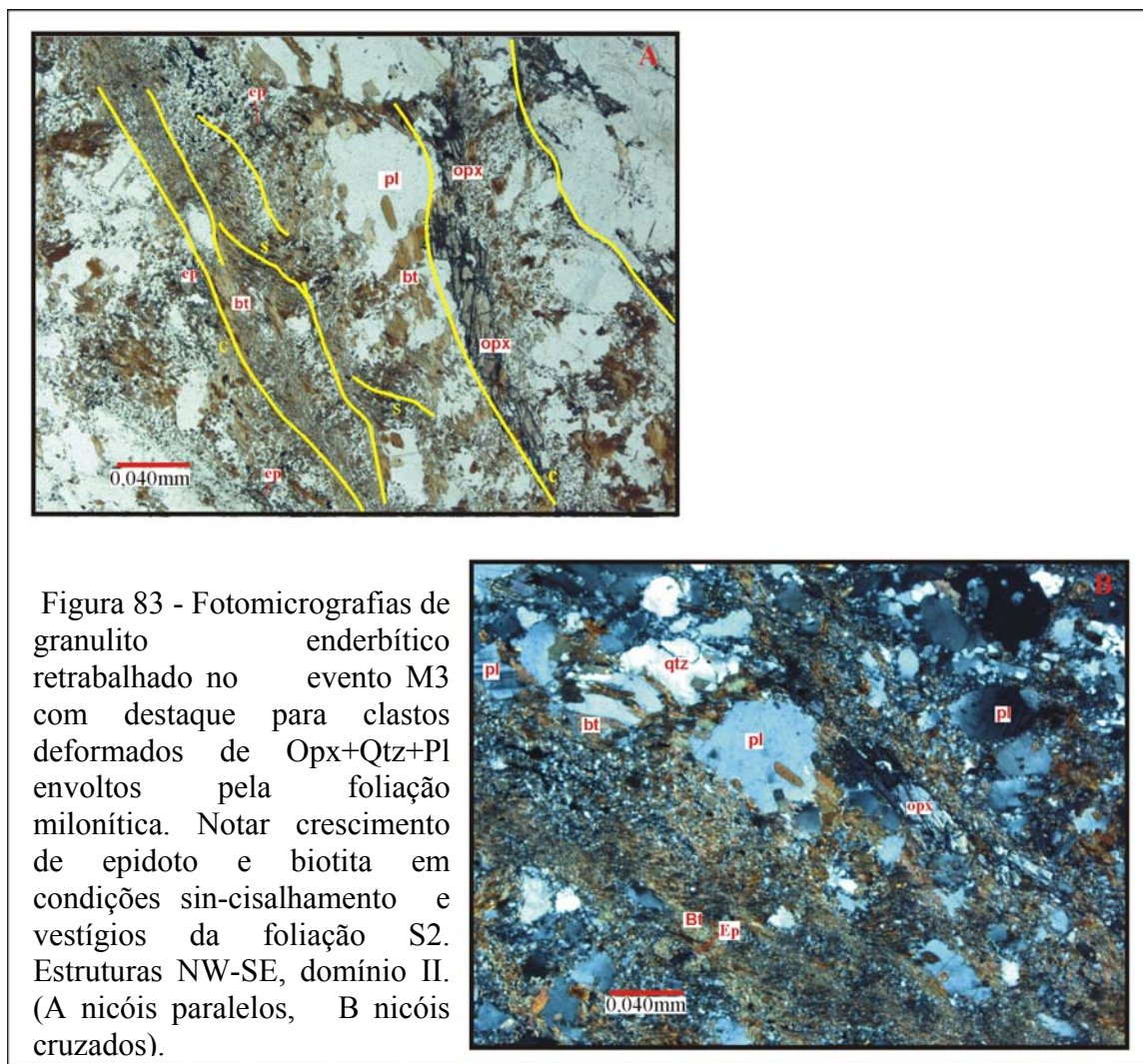


Figura 82 - Opx da foliação S1 e evidências do metamorfismo M2 como subgrãos de Pl e Qtz com Opx instabilizado para Hnb e Bt (A nicóis paralelos, B nicóis cruzados). Gnaiss enderbítico.

As fases minerais acima não são onipresentes nas rochas dos domínios estruturais estudados e sua participação seletiva reflete a composição dos protólitos, níveis crustais diferentes, intensidade da milonitização e participação de fluidos na recristalização. Epidoto, biotita, hornblenda, quartzo e feldspatos são as fases minerais mais representativas do evento M3 e ocorrem em todos os domínios estruturais (Figuras 83, 84, 85 e 89), calcita e granada ocorrem esporadicamente, principalmente no domínio III (Figuras 86, 87 e 88), enquanto muscovita associa-se a biotita e epidoto em xistos miloníticos fortemente recristalizados nas zonas de alto *strain* no limite dos domínios III e IV.

A associação mineral clorita+biotita+muscovita+quartzo é diagnóstica de condições metamórficas de fácies xisto verde inferior – zona da clorita/biotita dos metapelitos, restringe-se às rochas metavulcanosedimentares correlacionáveis ao Grupo Roosevelt no domínio estrutural V e na zona limítrofe com o domínio IV e é interpretada como produto do metamorfismo M3 em níveis crustais mais rasos (Figura 90).



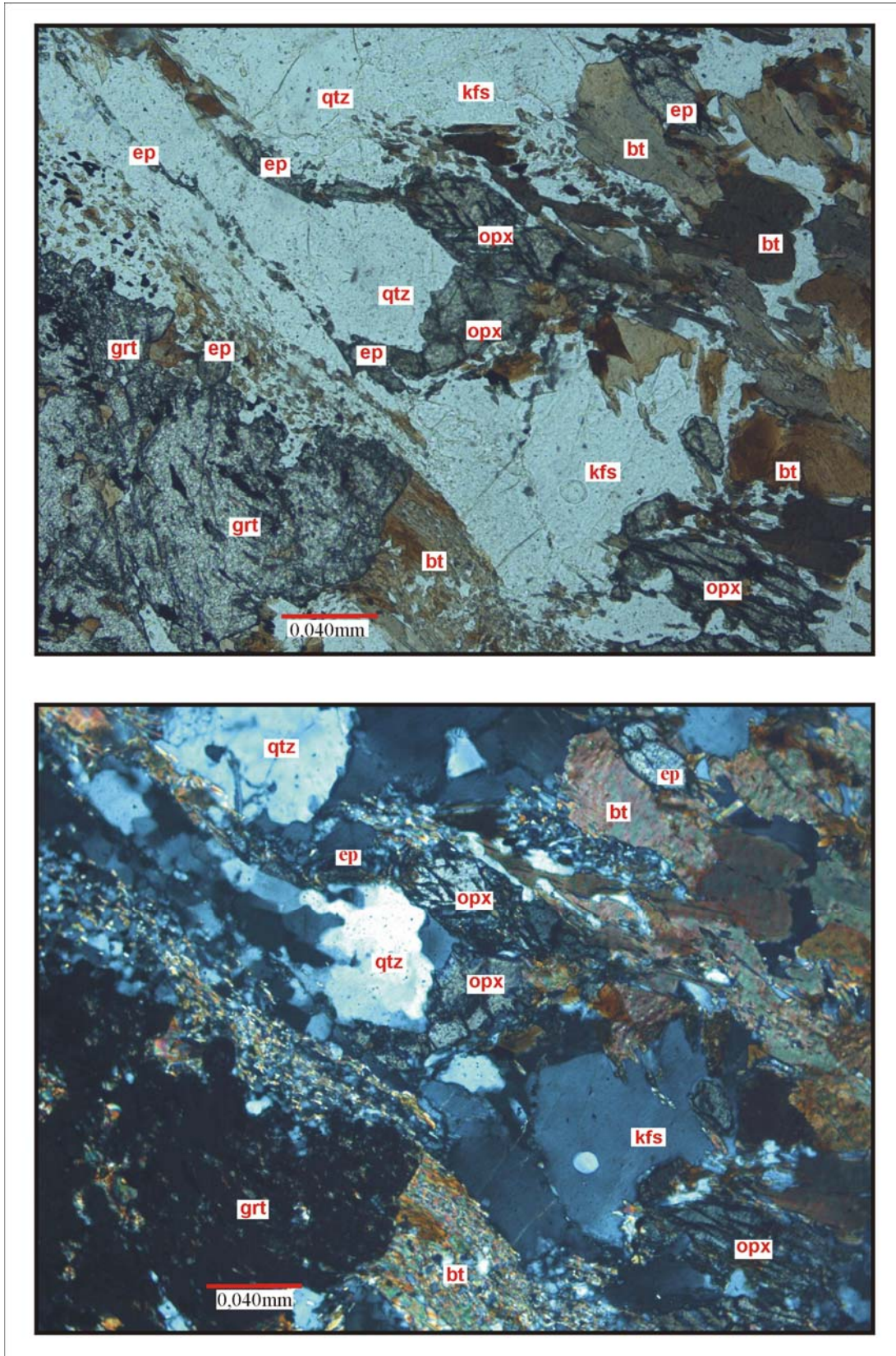


Figura 84 - Fotomicrografias de gnaiss enderbítico retrabalhado no evento Dn+2/ M3 com foliação milonítica marcante. Destaque para caudas de recristalização em clastos de Opx e Grt do metamorfismo M1/M2. Domínio estrutural II, limite com o III, estruturas NW-SE (A nicóis paralelos, B nicóis cruzados).

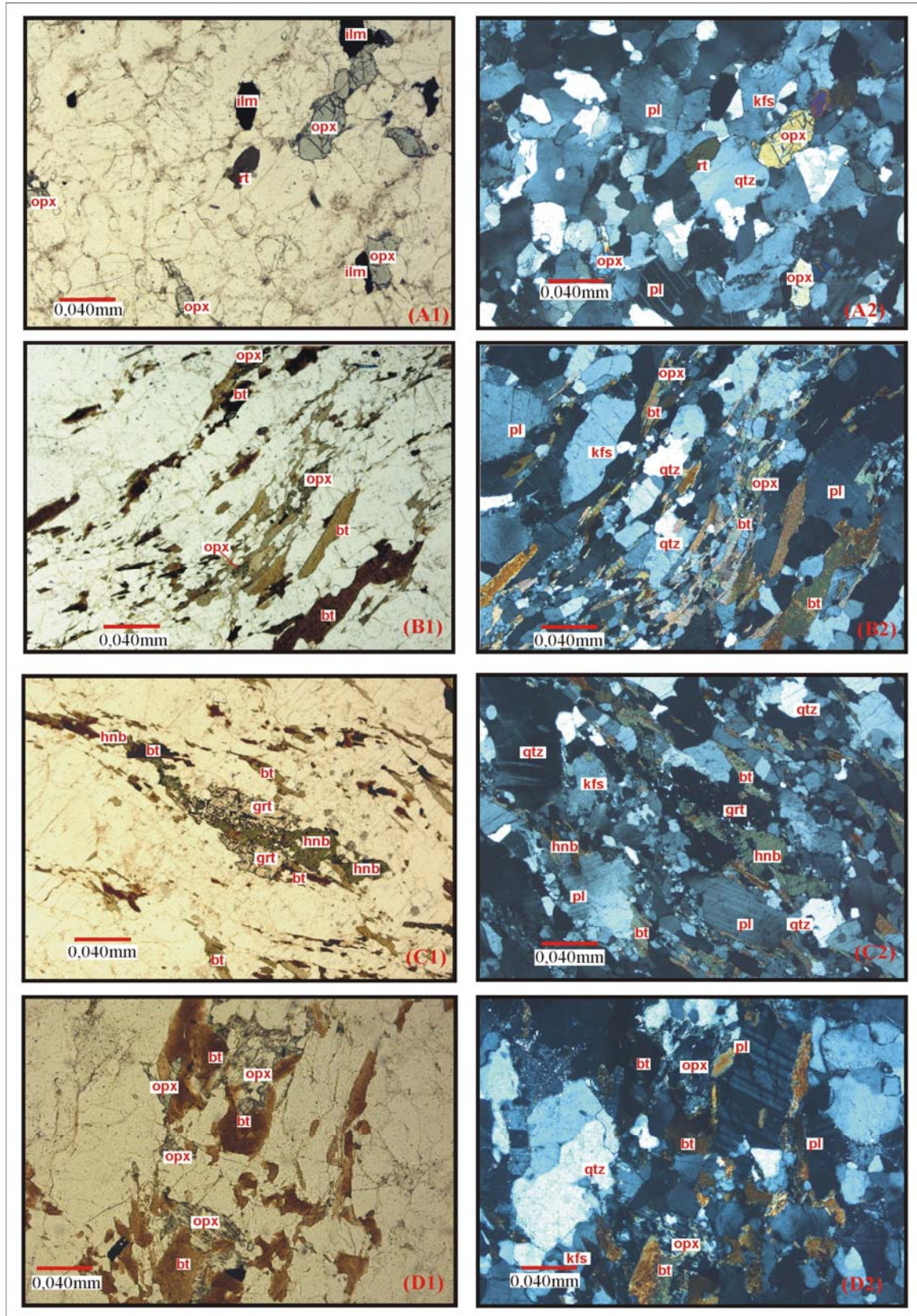


Figura 85 – Fotomicrografias de granulito enderbítico do domínio estrutural II deformado por estrutura transcorrente do sub-sistema NE-SW. Foliação S2 do evento M2/Dn+1 definida por clastos de Grt e Opx alinhados e estabilizados para Bt e Hnb. (Fotos da esquerda nicóis paralelos, direita nicóis cruzados).

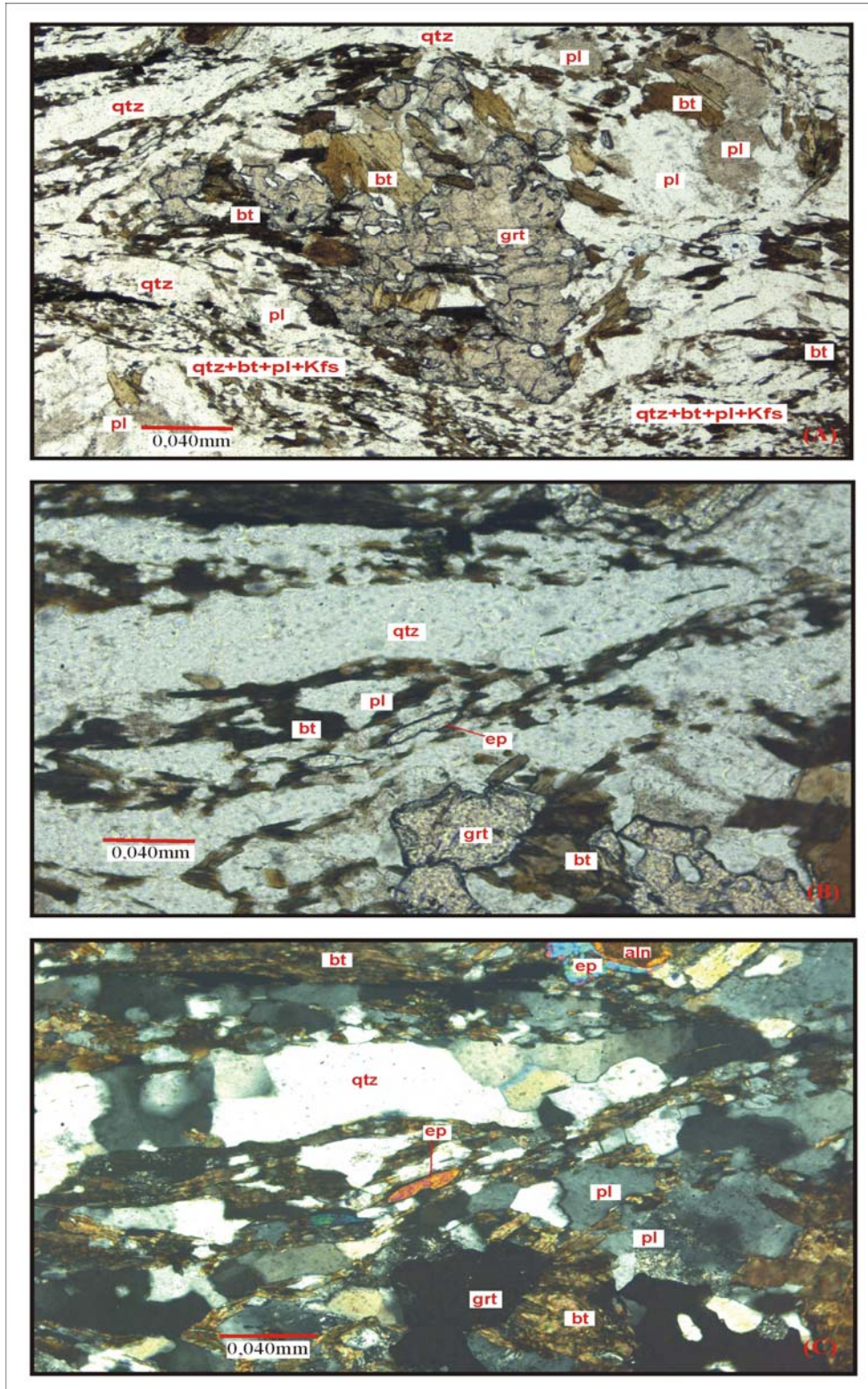


Figura 86 – Aspectos texturais da foliação milonítica S3 do evento M3 desenvolvida sobre gnaiss tonalítico do domínio estrutural III. Granada rotacionada na foto A pode ser remanescente do metamorfismo M2, porém as fotos B e C sugerem nova geração deste mineral em equilíbrio com minerais desenvolvidos no evento M3. (A, B nicóis paralelos, C nicóis cruzados).

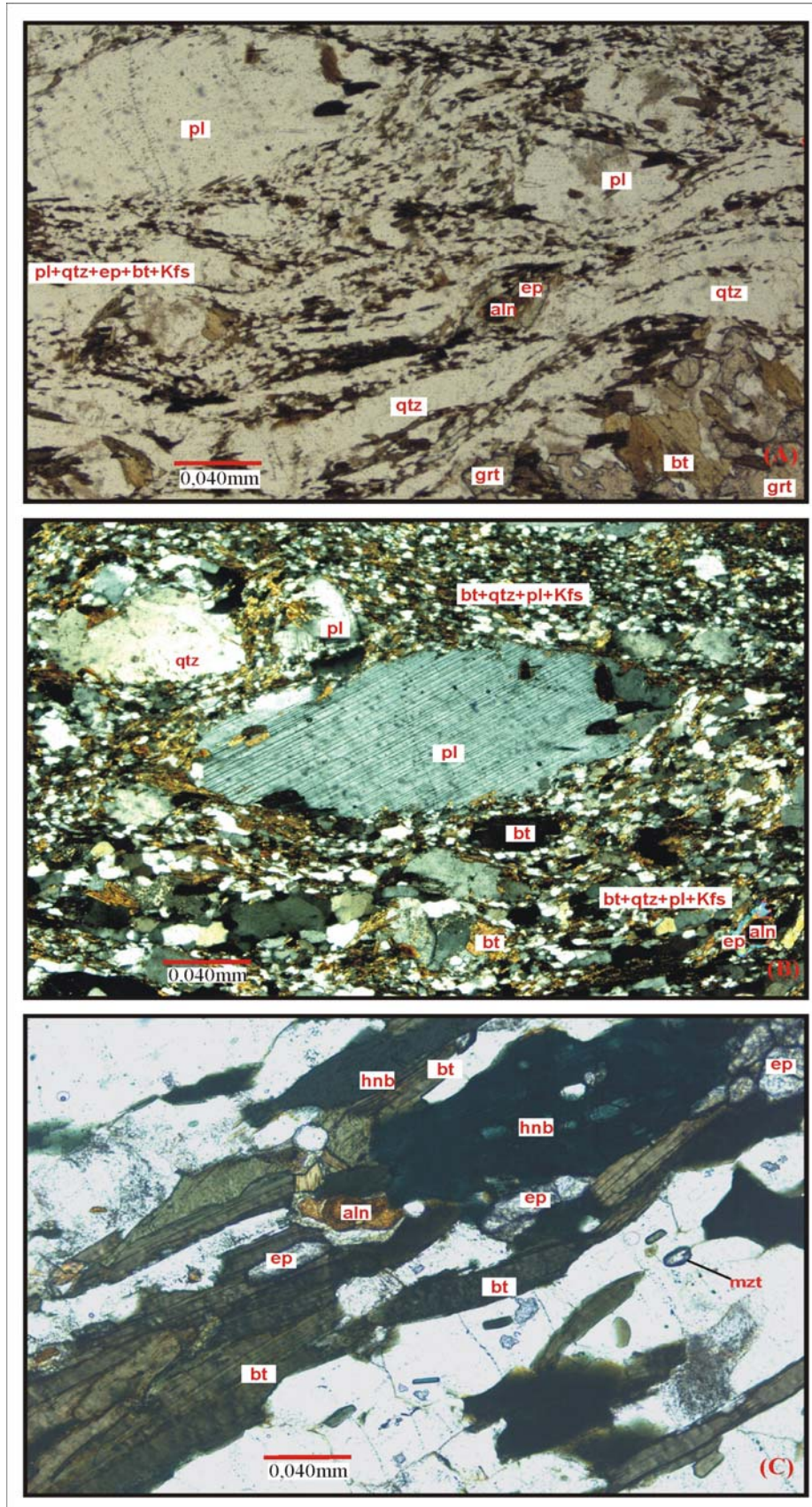


Figura 87- Mesmo afloramento da Figura 88 onde a foliação C (Dn+2) mostra epidoto como fase importante (A e C nicóis paralelos, B nicóis cruzados).

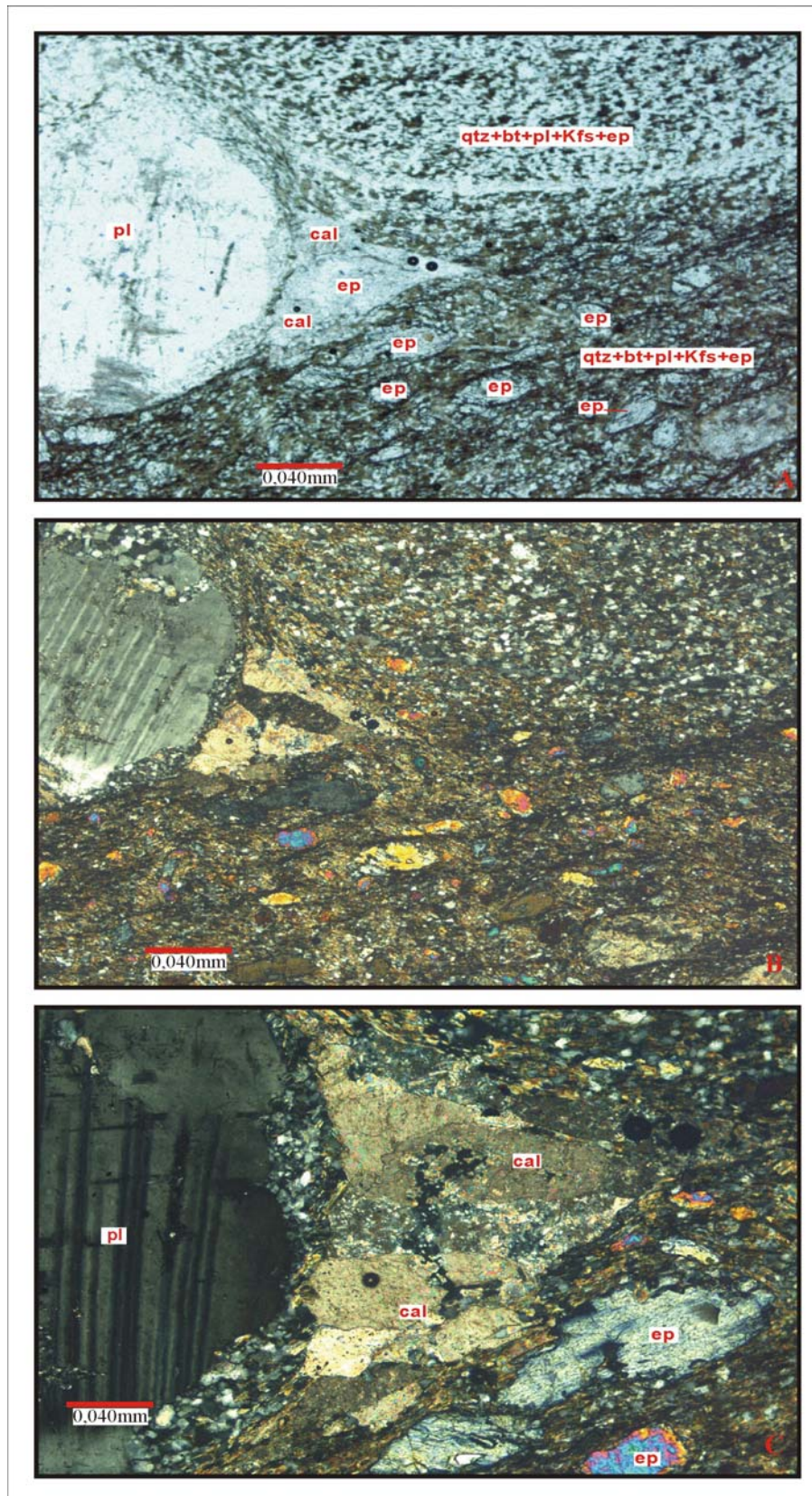


Figura 88 – Gnaiss tonalítico mostrado nas Figuras 88 e 89 com clastos de Pl mostrando cauda de recristalização a base de Cal+Ep+Qtz+Kfs+Pl. Notar matriz expressivamente cominuída e recristalizada onde epidoto é fase importante (A nicóis paralelos, B, C nicóis cruzados).

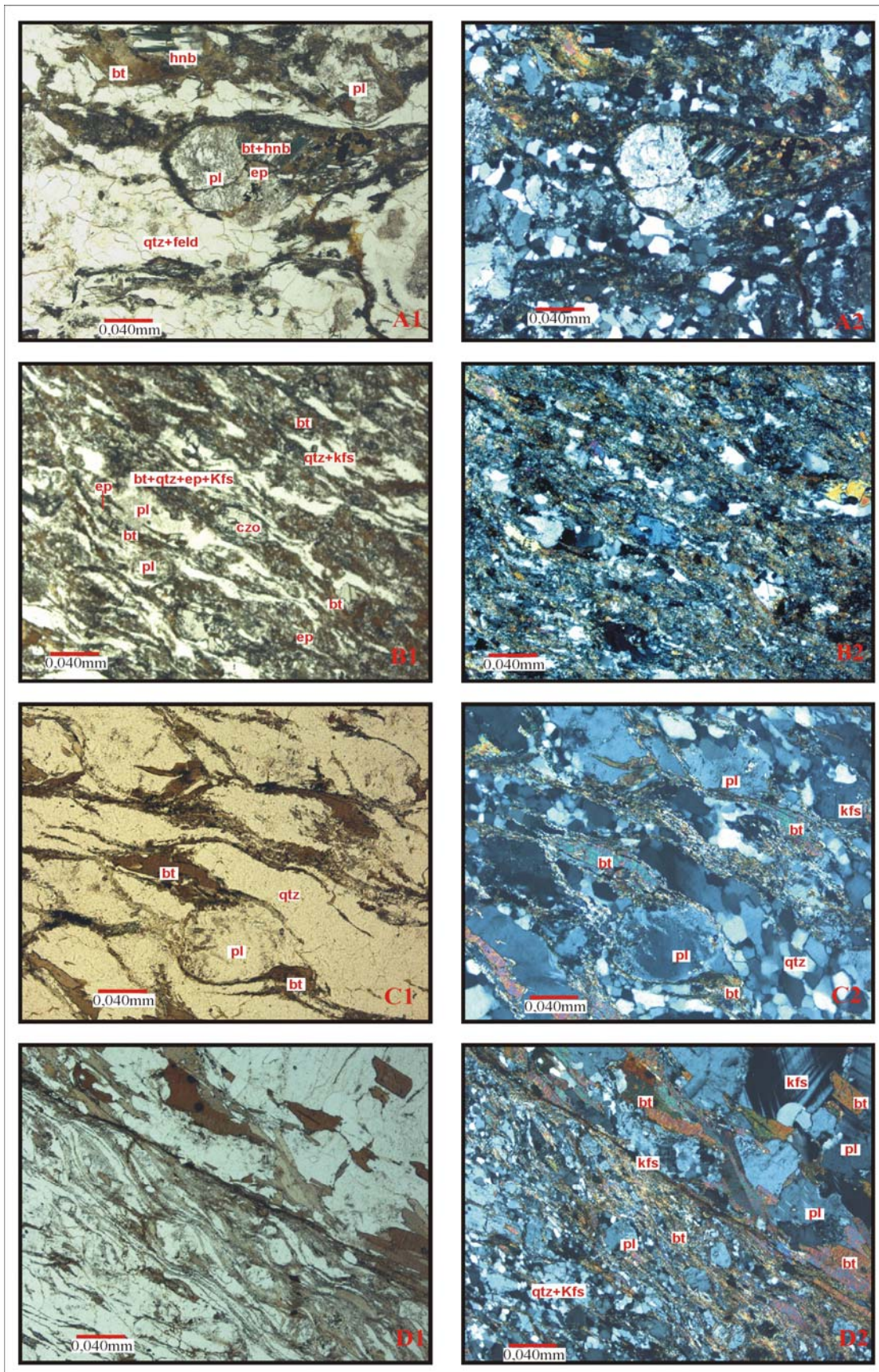


Figura 89 - Aspectos texturais de milonito do domínio estrutural II gerado sobre gnaíse granítico pelas estruturas NE-SW de Dn+2. (A,B1,C1,D1 nicóis paralelos A2,B2,C2,D2 nicóis cruzados).

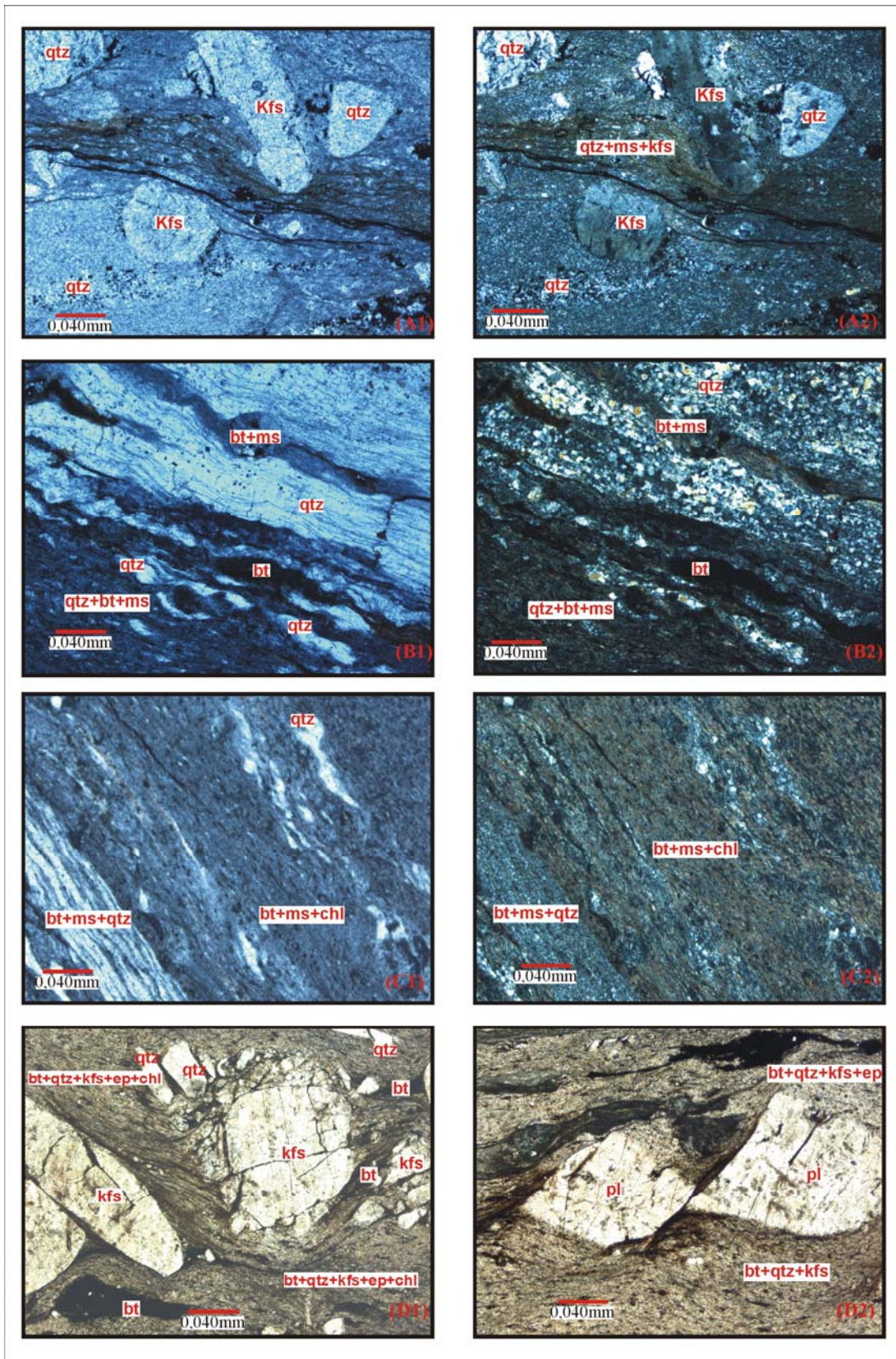


Figura 90 – Fotomicrografias de metavulcanoclásticas do Grupo Roosevelt no domínio estrutural IV destacando-se foliação constituída por minerais de fácies xisto verde (Qtz+Bt+Chl+Ms). Ressaltam-se feições miloníticas na foliação. (A1, B1, C1 nicóis paralelos, A2, B2, C2 nicóis cruzados).

CAPÍTULO 3

GEOCRONOLOGIA

Os resultados das análises U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar realizadas nesta tese constam das Tabelas 7, 8 e 9 e podem ser visualizados nos diagramas concórdia convencionais (U-Pb, Figuras 103 e 108), diagramas de espectros de idades (Ar-Ar, Figuras 111 A,B,C) e diagrama de evolução de ϵ_{Nd} (Sm-Nd, Figura 113 A,B). As tabelas com os valores analíticos detalhados constam dos itens que tratam dos métodos geocronológicos aqui utilizados.

3.1 Termocronologia: conceitos e aplicações.

3.1.1 Aspectos teóricos

Termocronologia significa estabelecer a cronologia dos processos de resfriamento (história térmica $T-t$ – caminho tempo-temperatura) das rochas, a partir das idades medidas em diferentes sistemas geocronológicos com características cinéticas distintas em concentrados minerais (Harrison *et al.*, 1979; Blanckenburg *et al.*, 1989; Christensen *et al.*, 1989; Burton & O’Nions, 1991; Spear & Parrish, 1997).

O método assume implicitamente que as idades obtidas refletem temperaturas características, abaixo das quais a cinética do processo difusivo (processo que envolve troca isotópica) deixa de ser eficiente e, conseqüentemente, o decaimento radioativo passa a evoluir como um sistema fechado (intergranular). O padrão de idades indica claramente que os mecanismos cinéticos envolvidos no equilíbrio isotópico continuaram ativos para além do período de efetivação paragenética/textural, sugerindo que a difusão em volume é significativa no processo.

As idades registradas por cada sistema isotópico relacionam-se com uma temperatura particular na história de resfriamento das rochas, a temperatura de fechamento (Dodson, 1973), constituindo marcadores temporais característicos dos vários estágios da evolução no espaço pressão-temperatura. Contudo, em cada sistema geocronológico a temperatura de fechamento (T_c) é variável (Figura 91), dependendo não só dos parâmetros intrínsecos à cinética difusiva (coeficiente de difusão, taxa de resfriamento, granulação efetiva) no sistema em causa, mas também do modelo de difusão adotado (Dodson, 1973 1986; Lasaga *et al.*, 1977; Giletti 1991; Spear 1991; Eiler *et al.*, 1992; Jenkin *et al.*, 1995). A falta de dados experimentais ainda limita a aplicabilidade

prática do método, porém os modelos de difusão que tratam do transporte difusivo em agregados cristalinos, provaram ser ferramentas muito úteis na interpretação termocronológica.

A prática do método pode, portanto, tornar-se complexa, resultando em que a compreensão da cinética difusiva entre minerais durante os eventos termotectônicos seja de importância fundamental para a correta interpretação das consequências do processo difusivo, quer em termocronologia, quer em termometria das idades radiométricas.

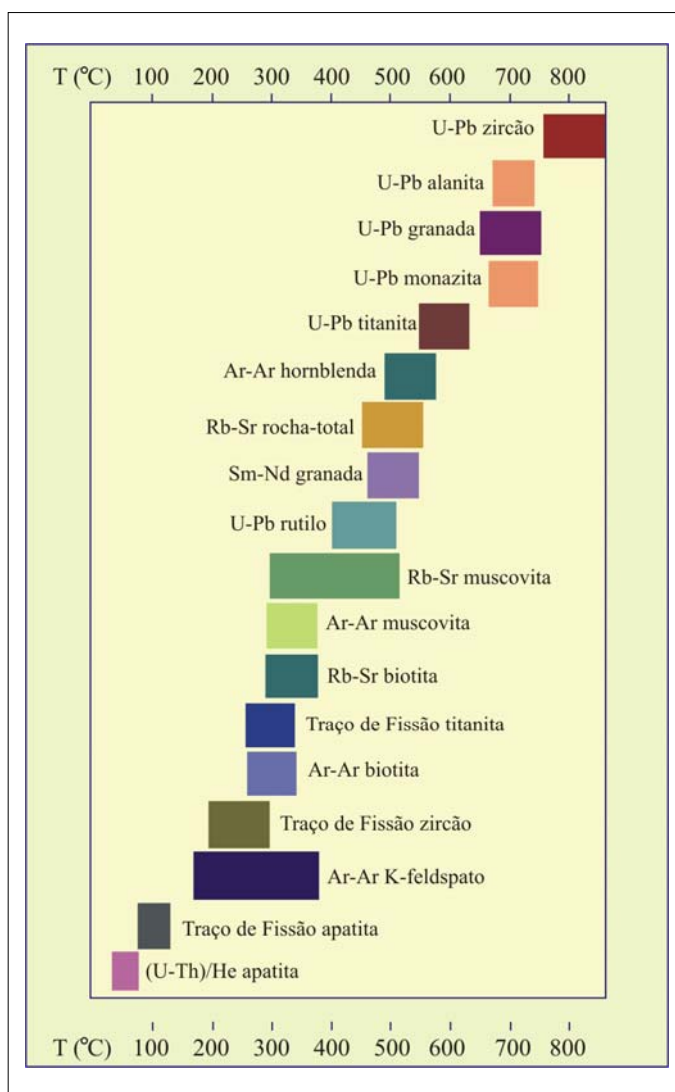


Figura 91 – Tc dos minerais em diferentes sistemas isotópicos. Segundo Cliff (1985); Harrison (1981), Harrison et al. (1985), Mezger et al. (1992); Heaman & Parrish (1991).

3.1.2 Equação de Dodson: temperatura de fechamento em sistemas geocronológicos.

Quando um grão mineral resfria em meio heterogêneo os processos cinéticos que caracterizam a difusão em volume refletem-se por um progressivo isolamento composicional em relação ao exterior. Durante os estágios iniciais de resfriamento, a temperaturas suficientemente

elevadas, a alta frequência do oscilador difusivo assegura a homogeneidade composicional, refletindo as condições de equilíbrio com o meio exterior em todo o volume do grão. Contudo, a taxa de difusão diminui rapidamente com o decréscimo de temperatura. Dependendo da taxa de resfriamento e das propriedades intrínsecas do difusor, com o decorrer do tempo porções do grão mineral deixam de acompanhar a evolução composicional em equilíbrio; o sistema tornar-se-á progressivamente fechado, primeiro na zona central e mais tarde nas zonas externas, até que, excetuando a região de fronteira, todo o grão estará efetivamente isolado do exterior.

Nesta perspectiva geral, a definição de temperatura de fechamento depende também de critérios arbitrários, incluindo a escolha da posição relativa no interior do grão mineral (se núcleo ou borda: Spear 1991; Ehlers & Powell, 1994) e o limiar de diferenciação espacial da técnica analítica utilizada. Em aplicações geocronológicas é fundamental o conceito de perfil de fechamento (Dodson, 1986), refletindo a composição global do grão mineral, integrada ao longo do perfil difusivo que foi preservado após o fechamento do sistema; a temperatura de bloqueio ou fechamento define-se assim, objetivamente, como sendo a temperatura do sistema em um dado instante da escala temporal que é indicado pela respectiva idade isotópica aparente (Dodson, 1973).

Dodson (1973) foi o primeiro a obter solução analítica para a temperatura de bloqueio em sistemas geocronológicos; abaixo a equação final para cálculo das temperaturas de fechamento (T_c ou T_f):

$$T_c = \frac{E_\varphi}{R \ln [A_\varphi R (T_f)^2 (D_{0,i}^\varphi / \int_\varphi^2 / E_\varphi S]}$$

E_φ – energia de ativação

S – taxa de resfriamento

D_i – coeficiente de difusão do elemento i

A_φ - constante que depende da geometria do difusor (55-esférica, 27-cilindrica, 8,7-planar)

Na equação de Dodson estão implícitas as seguintes suposições, que limitam a sua aplicabilidade:

- (i) a temperatura de fechamento, T_f , é independente da temperatura inicial;
- (ii) a temperatura de fechamento, T_f , só depende das propriedades difusivas do difusor mais lento;
- (iii) a troca difusiva se processa como em um reservatório (universal), onde as concentrações das espécies difundidas permanecem invariantes durante todo o processo difusivo.

Em particular, a suposição (iii) tem conseqüências significativas, justificando que a difusão seja analisada independentemente do balanço de massa. Por isso, o modelo de Dodson (1973) constitui uma aproximação razoável em sistemas abertos (como, por exemplo, na troca difusiva de

^{40}Ar entre minerais e um ambiente suficientemente permeável, assegurando o escape do gás e a invariância da sua concentração na rocha), mas não é geralmente apropriado quando a rocha se comporta como um sistema finito e fechado.

Como se deduz da equação de Dodson, a temperatura de fechamento é particularmente dependente das variações na energia de ativação. Considerando que $E\phi$ reflete propriedades intrínsecas do material (mineral ϕ na equação) em causa, facilmente se concluirá que os vários minerais serão caracterizados por diferentes valores da energia de ativação para a difusão e, conseqüentemente, por diferentes temperaturas de fechamento relativamente à retenção de isótopos radiogênicos. Por isso, em terrenos metamórficos onde o processo de arrefecimento for suficientemente lento, é de esperar que os diferentes minerais produzam idades isotópicas distintas (Figura 92).

A aplicação do modelo de Dodson à difusão de isótopos radiogênicos durante o arrefecimento de agregados poliminerálicos foi desenvolvida por Gilletti (1991).

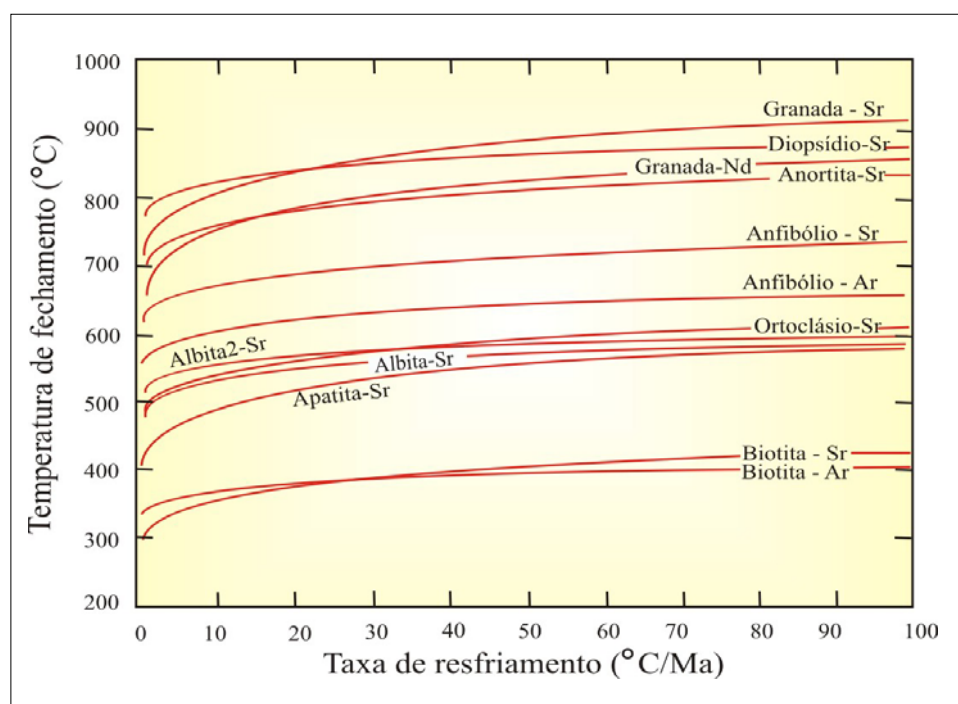


Figura 92 - Temperaturas de fechamento em função da taxa de resfriamento. Cálculos efetuados segundo o modelo de Dodson, usando difusão isotrópica/cilíndrica em partículas com 1 mm de raio (Harrison, 1981, 1985; Gilletti, 1991; Burton et al., 1995).

O método envolve a classificação dos minerais por ordem decrescente das respectivas temperaturas de fechamento (de acordo com equação de Dodson), determinando, assim, a temperatura (e o tempo) a que cada mineral é efetivamente isolado da paragênese residual que se

assume permanecer em equilíbrio isotópico. Na metodologia de Giletti (1991) está implícito que, em cada momento do processo, a paragênese residual é representativa de um reservatório universal (cuja composição isotópica não é afetada pela difusão), pelo que as propriedades difusivas dos minerais que a constituem (difusores mais rápidos) são consideradas quantitativamente irrelevantes. No modelo de Giletti (1991) só o fracionamento entre o último par de minerais a fechar deverá registrar a verdadeira temperatura de fechamento (e a correspondente idade isotópica) desse par; em todos os outros pares haverá uma diferença, relativamente à temperatura de fechamento do primeiro mineral do par a fechar, que é função da mineralogia da paragênese residual. Numa rocha bi-minerálica a isócrona (definida pelo único par mineral disponível) refletirá inevitavelmente a temperatura de fechamento do difusor mais lento; neste caso, os postulados inerentes ao modelo de Giletti (1991) implicam que a troca difusiva cesse (o sistema global fecha) uma vez seja atingida a temperatura de fechamento mais baixa.

3.1.3 Postulados da difusão isotópica em sistemas fechados

Para que num diagrama isocrônico (por exemplo, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$), um grupo de amostras (rocha total) co-genéticas se alinhe segundo uma isócrona, é necessário que as variações nas concentrações dos isótopos radiogênico e parental ocorram exclusivamente como resposta ao processo de decaimento radioativo (Faure, 1986). Assim, para que determinado resultado isotópico tenha significado geocronológico é necessário que a amostra (agregado cristalino finito) analisada represente um sistema fechado. A informação disponível (Cliff, 1985; Faure, 1986) mostra que esta condição é geralmente satisfeita durante o metamorfismo regional, indicando que muitas rochas metamórficas se comportam de fato como sistemas fechados durante o processo de resfriamento.

Em contraste com o modelo acima, Giletti (1991) defende a idéia de que em rocha metamórfica poli-minerálica a temperatura de fechamento de cada mineral não é particularmente significativa. De fato, considerando que as várias porções de um grão mineral devem fechar em períodos diferentes do processo de resfriamento, é inevitável concluir que, muito embora a dada temperatura o grão mineral se possa considerar globalmente fechado, uma fração (a mais externa) do seu volume permanecerá ainda aberta à troca difusiva com a paragênese remanescente; a fração material a que corresponde a zona de fronteira do difusor mais lento torna-se, assim, determinante da persistência do processo difusivo.

Independentemente do modelo de interconectividade granular assumido, a temperatura de fechamento do sistema dependerá das concentrações dos isótopos difundidos nos minerais constituintes, bem como das respectivas proporções volumétricas. Nestas circunstâncias a difusão não pode ser considerada independentemente dos entendimentos resultantes do balanço de massa.

O modelo de Dodson (1973) e, em particular, a metodologia de Giletti (1991) só serão aplicáveis ao cálculo das temperaturas de fechamento em casos singulares, quando a massa contida na proporção de volume do difusor mais rápido seja representativa de um reservatório universal para o isótopo considerado (Jenkin et al., 1995; Powell & White, 1995).

Os modelos que integram os condicionantes inerentes ao balanço de massa com a cinética da difusão diferem essencialmente pela forma como tratam o transporte difusivo no espaço intergranular (designado como difusão matricial). Neste contexto os modelos de Lasaga et al. (1977) e Spear (1991) representam dois termos finais da conceituação funcional dos processos de difusão em rochas metamórficas. No primeiro caso assume-se que os efeitos da troca difusiva se fazem sentir, exclusivamente, nos grãos em contato direto (**difusão matricial lenta**). No modelo de Spear (1991), pelo contrário, é implícito que a difusão matricial mantém o equilíbrio em todas as interfaces da paragênese mineral, requerendo que o transporte difusivo na matriz seja bastante mais eficiente que a difusão intragranular e suficientemente **rápido** (relativamente à escala temporal característica do processo tectonometamórfico) para assegurar a manutenção da conectividade intergranular no domínio em estudo (no geral, a amostra de mão).

Determinações experimentais (Joesten, 1991) indicam que a difusão intergranular é, no geral, algumas ordens de grandeza mais rápida que a difusão em volume, permitindo que a troca isotópica intergranular registre a evolução térmica do processo metamórfico à escala mesoscópica (Vance & O'Nions, 1990; Burton & O'Nions, 1991; Christiensen et al., 1994; Duchene et al., 1998). Por isso, a difusão matricial rápida é freqüentemente assumida pelos modelos desenvolvidos especificamente para a análise da difusão de isótopos em rochas metamórficas (Eiler et al., 1992; Jenkin *et al.*, 1995). Nas situações singulares em que a evidência é contrária à generalização anterior (Tracy, 1982; Florence & Spear, 1995), deve-se adotar o modelo de difusão matricial lenta, eventualmente, com as adequações necessárias à sua aplicabilidade em paragêneses poliminerálicas.

Em qualquer dos casos a difusão é ativada termicamente e a troca difusiva de isótopos radiogênicos será induzida pelo estabelecimento de gradientes isotópicos resultantes de diferentes taxas de produção radioativa nos minerais em contato difusivo. Ao longo do percurso $T-t$ metamórfico, com o decorrer do tempo, o mineral com maior taxa de produção radioativa (Faure, 1986) tende a incrementar a concentração do isótopo radiogênico mais rapidamente do que os minerais coexistentes; portanto, é inevitável que se estabeleça um fluxo difusivo (compensado por um fluxo de isótopos não radiogênicos, em sentido contrário) para assegurar a manutenção do equilíbrio isotópico entre aqueles minerais. Inicialmente, o equilíbrio isotópico estender-se-á a todo o volume de cada grão mineral (assegurando composição isotópica homogênea), mas a distância

característica da penetração difusiva diminuirá rapidamente com o avanço do processo de resfriamento metamórfico; eventualmente, a troca difusiva tornar-se-á insignificante (o equilíbrio isotópico limitar-se-á às interfaces minerais) e, a partir daí, a evolução isotópica de cada mineral processar-se-á de forma independente, segundo o esquema conceitual clássico em geocronologia.

Independentemente do modelo de inter-conectividade granular assumido, a difusão em volume será sempre o mecanismo limitador na eficiência da troca difusiva, determinando a extensão do equilíbrio isotópico na paragênese em estudo. Em congruência com as características específicas dos difusores envolvidos, a difusão intragranular é modelada utilizando geometrias planar (uma direção de transporte difusivo preferencial), cilíndrica (transporte difusivo segundo duas direções preferenciais) e esférica (difusão isotropa).

3.1.4 Obtenção das razões de resfriamento em rochas metamórficas.

O cálculo das temperaturas de fechamento para uma gama de minerais é feito por meio de uma série de técnicas isotópicas diferentes. Abordagens alternativas que estabelecem a história $T-t$ de uma amostra por modelamento dos dados de Ar em K-feldspato podem ser utilizadas, usando este conteúdo para estabelecer o significado das idades da mica branca (Dunlap, 1997). Contudo, a aplicação do modelamento para K-feldspatos tem seus problemas (Reddy et al., 1999b). Uma complicação adicional é que os parâmetros de difusão de argônio em muscovita não são ainda bem conhecidos. Conseqüentemente, as estimativas de T_c para um tamanho de grão particular e razões de resfriamento podem ser errôneas, dependendo de quais conjuntos de parâmetros são utilizados. Esta situação está claramente ilustrada por Dunlap (1997), demonstrando que a aplicação de parâmetros de difusão incorretos pode levar a interpretações completamente diferentes dos dados isotópicos. Para determinado tamanho de grão, as estimativas de T_c podem variar consideravelmente. Contudo, o uso de T_c correta é fundamental para a correta interpretação das idades de deformação. Há, então, urgente necessidade de pesquisas adicionais para melhor caracterizar estes parâmetros de difusão.

3.1.5 Conclusões metodológicas.

As conclusões metodológicas fundamentais possuem caráter geral, sendo significativas em todos os sistemas isotópicos em que a temperatura de fechamento é controlada por processos difusivos que envolvam troca isotópica entre minerais. Diferentes modelos difusivos são aplicáveis na interpretação da história térmica do metamorfismo; os vários modelos difusivos proporcionam diferenças formais e/ou funcionais que se refletem na interpretação termocronológica dos

resultados. Os contrastes entre os vários modelos refletem diferenças conceituais na escala espacial/temporal em que se processam os mecanismos de transporte intergranular e o conseqüente equilíbrio/desequilíbrio isotópico. A escala é variável para as diferentes condições metamórficas e depende de numerosos fatores, incluindo a presença/ausência de um fluido intergranular, a permeabilidade do meio (textura/estrutura), a taxa de interação difusiva/reativa rocha/fluido e a solubilidade na fase fluida (DePaolo & Getty, 1996).

Em igualdade de circunstâncias, os sistemas isotópicos envolvendo gases nobres (facilmente transportados na fase fluida intergranular) devem caracterizar-se por comportamento próximo do que é típico nos sistemas abertos, suportando a aplicabilidade da teoria de Dodson (1973). Por outro lado, a menor difusibilidade e solubilidade de Sr e Nd sugerem que o comportamento dos isótopos radiogênicos destes elementos estará em conformidade com a modelação difusiva em sistema fechado (Cliff, 1985). A simulação computacional das conseqüências termocronológicas do resfriamento de rochas metamórficas em sistema fechado demonstra que as temperaturas de fechamento isotópico dependem não só dos fatores envolvidos na formulação de Dodson (coeficiente de difusão, taxa de arrefecimento, granulação efetiva e geometria do difusor), mas também da composição modal da rocha; em condições apropriadas, o efeito modal pode tão bem ser útil no cálculo de taxas de arrefecimento como (caso não seja reconhecido) conduzir a interpretações termocronológicas errôneas.

Numerosas linhas de evidência suportam a aplicação do **modelo de difusão matricial rápida** (Tracy, 1982; Medaris et al., 1990; Spear, 1991; Eiler et al., 1992; Jenkin et al., 1995; Duchene et al., 1998), contudo, as diferenças conceituais entre este modelo e a difusão matricial lenta (Lasaga et al., 1977) produzem resultados suficientemente diferentes (Figura 93) para que se aconselhe precaução na seleção da metodologia.

A temperatura de controle na difusão isotópica é fortemente ligada ao tamanho do grão. Em conseqüência, processos que podem modificar o tamanho do grão, podem também modificar sistemas isotópicos. A Figura 94 mostra como erros na T_c devem-se à incorreta seleção dos parâmetros de difusão e das taxas ou razões de resfriamento. Vários mecanismos de deformação acontecem em micas e têm diferentes implicações na modificação do tamanho do grão e no *resetting* do sistema isotópico durante a deformação.

Utilizar a relação entre deformação e difusão isotópica e interpretar as idades de deformação requer entendimento completo das interações potenciais desses mecanismos e a história termal da rocha. Considerando a difusão do argônio em micas, anisotropias difusionais sugerem existir também relação entre orientação do grão e idade. Resultados do trabalho de Reddy & Potts (1999), considerando um modelamento simples, ilustram que em rochas deformadas sem variação no

tamanho do grão é difícil determinar a verdadeira idade da deformação. Nos casos em que a deformação causou mudança no tamanho do grão isso é importante para caracterizar a temperatura da deformação e a temperatura de fechamento dos grãos formados durante a deformação. Sem estas informações, distinção entre idade de deformação e resfriamento torna-se suspeita.

O desenvolvimento de grãos com T_c maior que a temperatura da deformação registrará uma idade de deformação. Esta situação pode aparecer nos seguintes casos: **(i)** neocristalização, **(ii)** quando ocorre redução no tamanho do grão em temperaturas abaixo da T_c nos grãos de tamanhos reduzidos e o mecanismo de deformação “resetou” o grão, **(iii)** quando a deformação induzida gerou aumento do grão. Assim, temperaturas de fechamento são também dependentes das razões de resfriamento e parâmetros de difusão, que devem ser conhecidas para correta interpretação dos dados radiométricos.

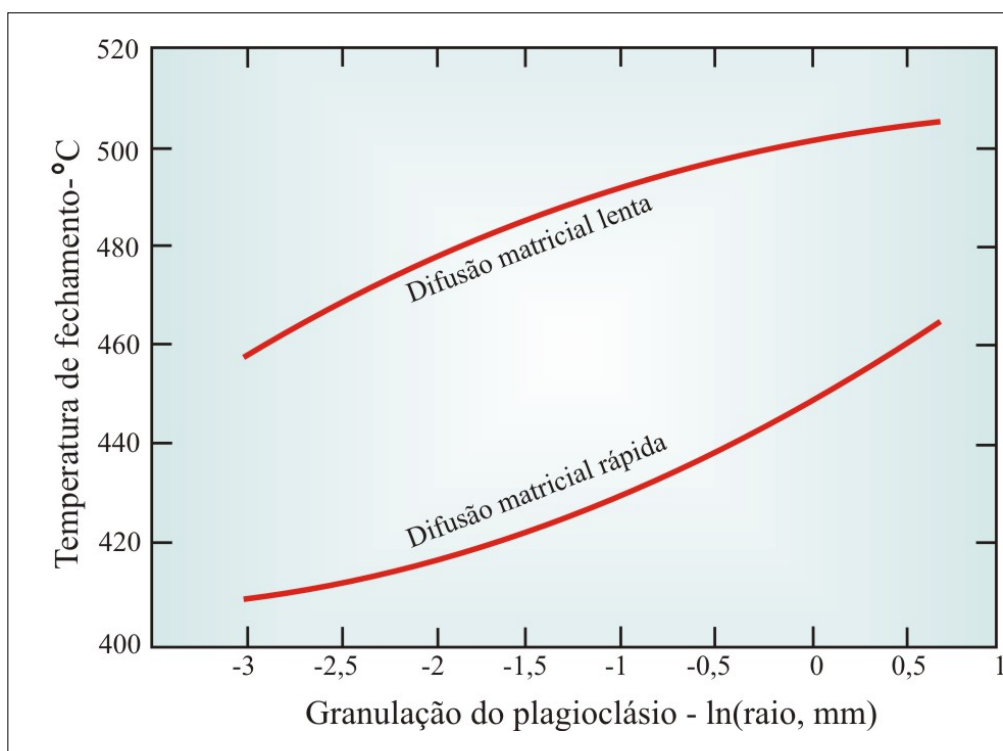


Figura 93 - Temperatura de fechamento (Rb/Sr) em função da granulometria do plagioclásio, contrastando os modelos de difusão matricial rápida e lenta, segundo Lasaga et al. (1977).

3.1.6 Determinação do significado das zonas de cisalhamento de alto grau através de caminhos tempo-temperatura (T-t), usando como exemplo orogenia Grenville

Zonas de cisalhamento dúctil preservam informações essenciais sobre os processos ativos nas raízes dos orógenos, mas o significado dessas zonas é frequentemente difícil de ser interpretado.

do. Dados geocronológicos, petrológicos e estruturais das zonas de cisalhamento fornecem elementos sobre a sua história que não são necessariamente sincrônicos.

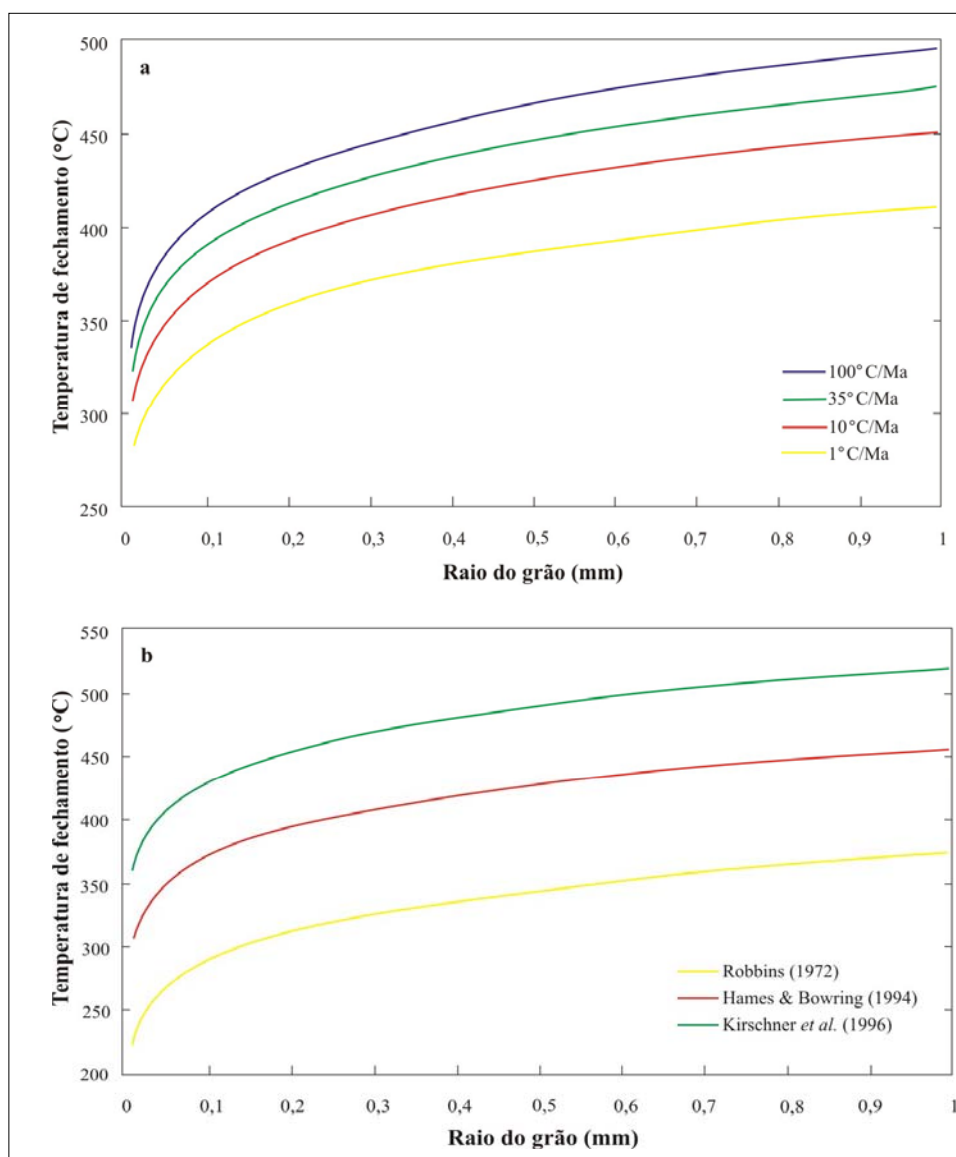


Figura 94 - Ilustração da variação na T_c como uma função do raio do grão para (a) diferentes razões de resfriamento, (b) diferentes parâmetros de difusão. Estudos microestruturais detalhados podem fornecer valores bem conhecidos para variados tamanhos de raio de grão, mas grandes erros na T_c podem surgir a partir da seleção incorreta das razões de resfriamento e dos parâmetros de difusão (Reddy & Potts, 1999).

Contudo, a combinação desses dados em caminhos de tempo-temperatura ($T-t$), pode levar à obtenção de informações sobre a natureza das zonas de cisalhamentos, relação entre os limites dos blocos e evolução orogênica da crosta profunda. Este procedimento é ilustrado com dois exemplos da orogênese grenvilliana, Mesoproterozóico da América do Norte (Van der Pluijm et al., 1994).

Caminhos $T-t$ de ~ 1160 a ~ 900 Ma baseiam-se em datações U-Pb em minerais metamórficos – incluindo granada (temperatura de fechamento, $T_c > 700$ °C), monazita ($T_c \sim 800$ °C), titanita ($T_c \sim 700$ °C) e rutilo ($T_c \sim 400$ °C) e idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda ($T_c > 480$ °C). A comparação com caminhos $T-t$ dos blocos adjacentes fornece definições sobre o significado, cinemática e *timing* da movimentação (deslocamento) das zonas de cisalhamento.

Na orogenia Grenville, caminhos $T-t$ podem ser distinguidos entre limites principais de terrenos (zona de cisalhamento *Carthage-Colton*) e zonas de cisalhamento do interior dos terrenos (zona de cisalhamento *Bancroft*), (Van der Pluijm et al., 1994). Assim, esses dados podem também ser usados para identificar e individualizar terrenos na crosta profunda. A abordagem integrada para a análise das zonas de cisalhamento fornece o conteúdo necessário para determinar a natureza e taxa dos processos orogênicos em áreas complicadas pelo alto grau metamórfico.

Nesse contexto é importante lembrar que:

- a maior parte do nosso conhecimento sobre os processos orogênicos deriva do estudo dos cinturões meso-cenozóicos que, tipicamente, expõem níveis superiores da crosta;
- o espalhamento crustal sugere o descolamento entre crosta inferior e superior, requerendo estudos sobre níveis crustais profundos para o entendimento da dinâmica orogênica;
- o estilo da deformação e as características gerais dos níveis crustais profundos dos terrenos (blocos litotectônicos com histórias geológicas distintas) podem ser diferentes daquelas reconhecidas nos níveis superiores de uma orogênese;
- orógenos pré-cambrianos profundamente erodidos podem fornecer exame direto dos processos tectônicos crustais profundos, mas o alto grau metamórfico e a idade antiga destes cinturões são desafios para o estudo da arquitetura orogênica profunda que suporta os níveis crustais expostos nos cinturões modernos;
- zonas de cisalhamento que se desenvolvem em cinturões de alto grau são muito largas e contém evidências essenciais sobre a evolução espacial e temporal das raízes orogênicas profundas. Contudo, estudos geocronológicos, estruturais e petrológicos das zonas de cisalhamento são freqüentemente incompletos e, às vezes, com informações conflitantes;
- muitas vezes há pouca possibilidade que apenas o mapeamento determine o real significado das zonas de cisalhamento; suturas principais podem ser muito menos proeminentes do que zonas de cisalhamento menores mas melhor preservadas (+ jovens?);
- indicadores de sentido de cisalhamento são utilizados para a determinação da movimentação relativa, mas o sentido de movimentação observado no campo pode somente representar os estágios finais de longos processos de cisalhamento ou representar zonas de fraqueza crustal reativadas; dados petrológicos informam sobre o pico e história de retrogressão metamórfica

da área e não preservam as condições de pressão e temperatura da área ($P-T$) durante os primeiros estágios e talvez os mais importantes dos eventos;

- a datação das zonas de cisalhamento pode informar sobre o *timing* da deformação, mas tais dados freqüentemente não podem ser correlacionados diretamente com informações cinemáticas. Idades isotópicas de zonas de cisalhamento são tipicamente determinadas pela datação de minerais em intrusões sincinemáticas consideradas como pertencentes ou associadas à zona de cisalhamento ou datando minerais sabidamente formados na zona de cisalhamento contudo, problemas existem nas duas situações;
- a primeira situação traduz um método indireto e interpretativo de datação e a segunda implica ou requer a presença de uma população de minerais diagnósticos ou distintivos;
- na ausência de crescimentos minerais satisfatórios ou *resetting* isotópico, a datação direta das zonas de cisalhamento pode não ser possível;
- consideráveis problemas estão envolvidos na interpretação dos dados de zonas de cisalhamento, enquanto que, ao mesmo tempo, estes dados são essenciais para o entendimento dos processos orogênicos;
- ferramentas adicionais são necessárias para avaliar o significado tectônico das zonas de cisalhamento;
- histórias ou caminhos temperatura-tempo ($T-t$) de blocos individualizados por zonas de cisalhamento que os delimitam, fornecem solução poderosa para muitos desses problemas e requerem dados que são menos difíceis de obter do que caminhos completos de $P-T-t$ para as zonas de cisalhamento.

3.1.6.1 Compartimentação geológica do orógeno Grenville

O orógeno Grenville, na América do Norte, expõem-se continuamente por ~ 2000 km ao longo de cinturão que se estende do Labrador até o estado de Nova Iorque (Figura 95). Caracteriza-se por uma suíte de rochas metaígneas e metassedimentares com intervalo de idades isotópicas de 1.5 a 0.9 Ga (McLelland et al., 1988; Easton, 1992; Tuccillo et al., 1992).

A subdivisão de primeira ordem na parte sul do orógeno baseia-se em contrastes litológicos, metamórficos, estruturais e geofísicos, mostrando de oeste para leste o cinturão de gnaisses, o cinturão metassedimentar e o cinturão granulítico (Figura 95).

- **o cinturão de gnaisses (i)** é composto por gnaisses de fácies anfíbolito a granulito, predominantemente de origem ígnea. O pico das pressões metamórficas situa-se entre 800 e 1100 Mpa, correspondendo a profundidades de 30-45 km;

- **o cinturão metassedimentar (ii)** é dominado por margas, outras rochas metassedimentares e metavulcânicas, em graus metamórficos de fácies xisto-verde até granulito, com pressões que variam entre 500 a 800 Mpa, sugerindo profundidades crustais de 18-30 km;
- **o cinturão granulítico (iii)** é caracterizado por rochas metaígneas de fácies anfibolito superior a granulito, correspondendo a pressões regionais de 700 a 800 Mpa, e profundidades de 25-30 km;
- os **três cinturões** estão separados por zonas de cisalhamento dúctil. A zona de cisalhamento do cinturão Metassedimentar (**MsBSZ**), na parte oeste do domínio *Bancroft*, separando as rochas ígneas e metassedimentares de médio grau do cinturão Metassedimentar, dos gnaisses de alto grau do Cinturão de Gnaisses. A zona de cisalhamento *Carthage-Colton* (**CCSZ**) marca o limite entre os Cinturões Metassedimentar e Granulítico a norte de Nova Iorque.

3.1.6.2 Caminhos temperatura-tempo (T-t)

No sudoeste do orógeno Grenville (Ontário a Nova Iorque) geocronologia U-Pb tem sido usada para definir o *timing* dos eventos ígneos e da história deformacional inicial, enquanto estudos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ contam a história da exumação tardia. Estes métodos fornecem informações sobre a evolução do orógeno, mas as informações tectônicas derivadas deles são incompletas.

A identificação de terrenos tectônicos em regiões de alto grau metamórfico pode ser obtida, de maneira ideal, a partir da determinação quantitativa dos caminhos P-T-t para o período total entre deposição e exumação, porém isto é raramente possível na prática.

A história da progressão da maioria das áreas de alto grau permanece obscura, uma vez que dados de equilíbrio entre pressão e minerais sensíveis (técnicas P-T-t) estão geralmente ausentes na maioria dos caminhos de retrogressão.

O uso de uma aproximação mais diretamente aplicável, em que a história do resfriamento, após o último pico metamórfico em condições de alto grau, possa ser usada para caracterizar a história evolutiva da região é recomendável. Para cada domínio, um caminho T-t baseado em determinações de idades U-Pb e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determina a relação de vizinhança entre este domínio e os demais domínios do orógeno (Figura 96). Por exemplo, caminhos T-t não-paralelos em domínios vizinhos, podem refletir separações espaciais (diferentes terrenos) ou movimentações (descolamentos) verticais internas.

Alternativamente, compensações no tempo de caminhos paralelos T-t entre dois domínios, com correspondentes discontinuidades de pressão, podem refletir diferentes níveis crustais dentro de um mesmo terreno. A natureza dos descolamentos é mais adiante obtida pela determinação do sentido de cisalhamento dentro das zonas.

Interpretações tectônicas a partir de caminhos T-t necessitam uma distinção entre idades de crescimento e idades de resfriamento; idades isotópicas devem ser interpretadas a vista de dados termométricos. Por exemplo, grãos de titanita em rochas de fácies anfíbolito superior podem mostrar a mesma idade de monazita, a despeito de suas diferentes Tc (domínio Bancroft, tabela 1), que pode refletir ou rápido resfriamento associado com falhamento (100 a 150° C em 2-3 Ma.) ou crescimento de monazita abaixo de sua Tc. Temperaturas de pico metamórfico no domínio Bancroft (<650°C) favorecem a última interpretação; para monazita crescida abaixo de suas Tc, as idades correspondem à idade do metamorfismo na área e não podem ser usadas para estimar a razão de resfriamento.

O princípio dessa abordagem é usar termocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Contudo, por causa das altas temperaturas características de níveis crustais profundos, a técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permite interpretações somente sobre a história de resfriamento mais tardia (Tc da hornblenda é ~ 500°C para resfriamentos lentos). O uso de minerais metamórficos com Tc do sistema U-Pb, cobre o intervalo entre as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e as idades de pico metamórfico (500-800°C), permitindo análise mais completa, necessária para interpretações da condição crustal mais profunda (Figura 96).

Os minerais metamórficos rutilo, titanita, monazita são particularmente usados porque são comuns em rochas metamórficas e permitem determinações de idades com alta precisão por meio do método U-Pb ($\pm 2-3$ m.a.). As Tc são estimadas em 400°C para rutilo, 600-650 °C para cristais de titanita pequenos a grandes e 700-725 °C para monazita. As Tc variam em função do tamanho do grão e taxa de resfriamento e quando combinadas com dados sobre o pico metamórfico (idades U-Pb em granada, zircão e/ou alanita com Tc >800 °C; monazita em rochas de fácies anfíbolito e titanita em rochas de fácies xisto-verde a anfíbolito médio) o caminho T-t para dado domínio pode ser determinado.

3.1.6.3 Dois exemplos no orógeno Grenville

Dados geocronológicos do sul do orógeno Grenville, incluindo novas idades U-Pb e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no cinturão Metassedimentar, estão sumarizados na Tabela 5. A importante distinção entre idades de crescimento e de resfriamento para cada mineral baseia-se na geotermometria local. Os caminhos T-t e idades de pico metamórfico variam consideravelmente dentro do orógeno Grenville, parte sul, e quando plotados conjuntamente em um diagrama, obscurecem muitas das informações críticas.

Uma aproximação mais informativa é comparar a história de domínios vizinhos, nos quais se estabelecem deslocamentos diferenciais e a idade da separação e união dos domínios (Figura 97). Os

dados da figura 93 e tabela 5 podem ser usados para fazer projeções sobre a natureza e tempo de desenvolvimento das zonas de cisalhamento na região (Figura 95).

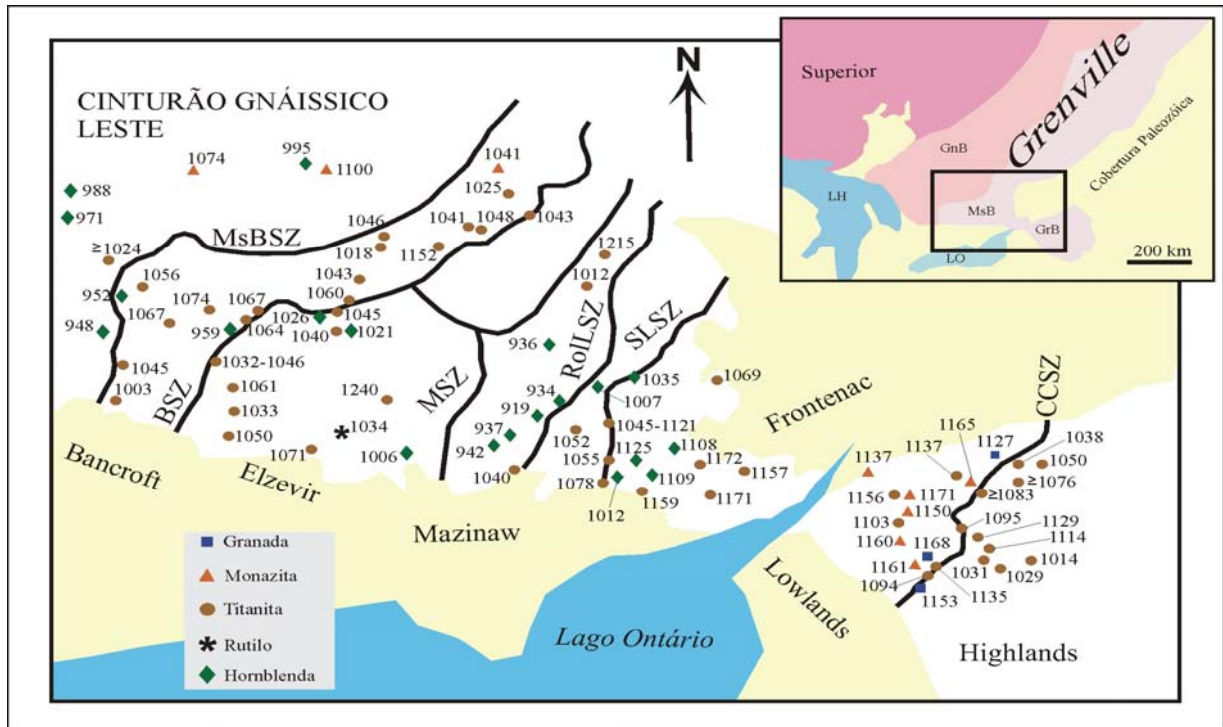


Figura 95- Subdivisão geral do orógeno Grenville na A. do Norte (quadro menor) e subdivisão de segunda ordem dentro dos domínios, mostrando idades U-Pb em rutilo, monazita titanita e granada e idades Ar-Ar em hornblenda (Ma). BSZ - Bancroft shear zone, CCSZ - Carthage-Colton shear zone, MsBSZ - Metasedimentary belt shear zone, MSZ - Moroton shear zone, RoLSZ - Robertson Lake shear zone, SLSZ - Sharbot Lake shear zone. GnB - Gneiss belt, GrB - Granulite belt, MsB - Metasedimentary belt, LH - Lago Huron, LO - Lago Ontário. Subdivisão segundo Easton (1992).

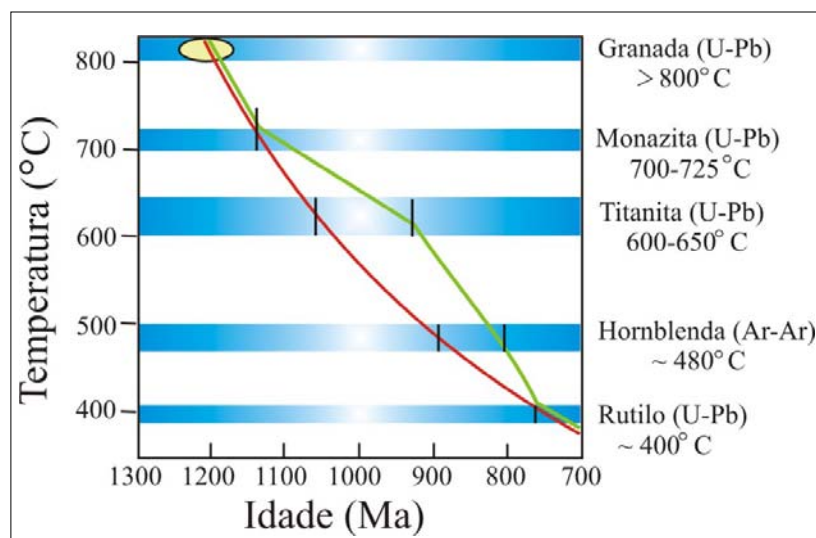


Figura 96- Caminhos T-t esquemáticos. Para cada domínio um caminho T-t e

determinado usando idades isotópicas em minerais com diferentes temperaturas de fechamento (T_c). Relação entre caminhos de domínios vizinhos permitem interpretações sobre a história das zonas de cisalhamento que os limitam. (Van der Pluijm et al., 1994).

3.1.6.4 Zona de cisalhamento *Bancroft*

O leste do cinturão de Gnaisses e cinturão Metassedimentar do domínio *Bancroft* têm diferentes histórias de picos metamórficos, mas empurrões ao longo da zona de cisalhamento do cinturão metassedimentar com idades em torno de 1080 Ma indicam que os cinturões de Gnaisses e Metassedimentar já estavam justapostos naquela época.

O domínio *Bancroft* está separado do domínio Elzevier pela zona de cisalhamento extensional Bancroft. Idades em titanita no interior da zona de cisalhamento Bancroft variam de 1046 a 1032 Ma, sobrepondo-se com idades titanita em blocos vizinhos, as quais têm sido interpretadas como evidência de colapso sin-orogênico. Contudo, caminhos T-t nos domínios *Bancroft* e *Elzevier* (Figura 97a) são distintos, mesmo depois de 1000 Ma, com base em novas idades isotópicas. Hornblenda do domínio *Bancroft*, a oeste da *Bancroft shear zone*, apresenta idade platô de 959 ± 3 Ma, diferente das idades no domínio Elzevier 1021-1026 Ma (Tabela 5). Assim, a titanita na zona de cisalhamento registra a história inicial do descolamento, mas não a história tardia. Isto é possivelmente consequência da diminuição do grau de metamorfismo durante a exumação, que inibe um maior crescimento da titanita e sua recristalização.

3.1.6.5 Zona de cisalhamento Carthage-Colton

O domínio *Lowlands* no cinturão Metassedimentar separa-se do domínio *Highlands* do cinturão Granulítico pela zona de cisalhamento *Carthage-Colton*. Idades em titanita dessa zona de cisalhamento situam-se ao redor de 1098 ± 4 Ma, mas estes dados necessitam ser interpretados à luz da história termal dos blocos que a limitam.

As *Lowlands* e *Highlands* têm histórias termais similares antes de ~ 1160 Ma. Seguindo-se a condições similares de pico metamórfico ~ 1160 Ma, caminhos T-t mostram que subsequente metamorfismo de alto grau ~ 1000 Ma restringe-se às *Highlands*, enquanto o domínio das *Lowlands* tinha esfriado, segundo a T_c do rutilo, no sistema U-Pb (Figura 11b). Estes dados mostram que as *Lowlands* escaparam do metamorfismo posterior ou por já estarem em níveis crustais mais altos ou por estarem lateralmente separadas das *Highlands*. Estas situações exigem que as *Lowlands* moveram-se inicialmente para cima ao longo da zona de cisalhamento *Carthage-Colton*, seguido de deslocamento para trás em igual magnitude, para explicar a posição estrutural atual. Neste cenário,

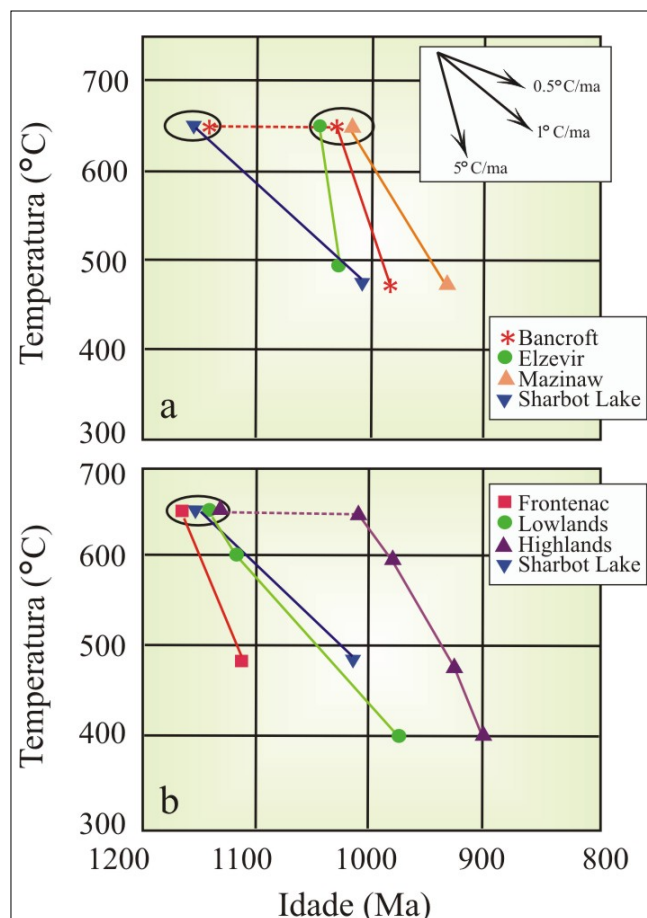
observações esparsas de indicadores cinemáticos na zona com sentido de cisalhamento noroeste devem refletir o deslocamento normal tardio, enquanto as idades de titanita devem registrar o deslocamento reverso inicial. Mais provavelmente, os caminhos T-t refletem separação lateral de dois domínios, datados pelas idades em titanita.

Tabela 5 - Dados tempo-temperatura do orógeno Grenville (S de Ontário, N de Nova Iorque), segundo Heizler & Harrison (1986) e Onstott & Peacock (1987).

Mineral	Leste do Cinturão de Gnaisses Central	Domínio Bancroft	Domínio Elzevir	Domínio Mazinaw	Domínio Sharbot Lake	Domínio Frontenac	Domínio Lowlands	Domínio Highlands
rutilo			10034*				953-1008	885-911
hornblenda	<i>948-995</i>	<i>959</i>	<i>1006-1026</i>	<i>934-942</i>	<i>1007-1035</i>	<i>1108-1125</i>		<i>900-950</i>
titanita	<i>≥1074</i>	<i>1024-1045</i> <i>e 1152</i>	<i>1033-1040</i>	<i>1012-1040</i>	<i>1153-1158</i>	<i>1157-1178</i>	<i>1103-1156</i>	<i>982-1050</i>
monazita	1074-1100	1041					1137-1171	1033
granada							1127-1168	1013-1154

Idades de resfriamento indicadas em *itálico*; * rutilo grande (Tc ~ 500°C).

Figura 97 - Caminhos T-t para os cinturões Metassedimentar e Granulítico (Ver tabela 2 e figura 9). Valores são representativos quando existe um intervalo de idades. As elipses marcam o período de metamorfismo regional (~1160 e ~1045 Ma); linhas horizontais tracejadas ligam metamorfismos múltiplos dentro de um domínio, mas não implicam em temperatura constante naquele intervalo de tempo. Segundo Van der Pluijm et al. (1994).



3.1.6.6 Conclusões

- idades isotópicas dos minerais das zonas de cisalhamento podem não coincidir com a deformação responsável pelos indicadores de sentido de cisalhamento, como demonstrado em dois exemplos da orogenia Grenville;
- combinando dados estruturais, petrológicos e isotópicos com caminhos T-t dos domínios vizinhos, o significado das zonas de cisalhamento e a importância relativa das zonas de cisalhamento individuais na evolução espacial e temporal da orogênese pode ser melhor entendida;
- caminhos T-t podem ser usados para traçar hipóteses sobre a natureza e *timing* do deslocamento ao longo das zonas de cisalhamento, na ausência de dados temporais ou cinemáticos independentes, ou mesmo para indicar a presença de descontinuidades ainda não identificadas no campo;
- contudo, quando caminhos T-t são suficientemente bem conhecidos, eles podem também ser usados para calcular razões de resfriamento e estimar razões de exumação, se um gradiente geotermal for assumido;
- assim, o estudo de zonas de cisalhamento profundamente erodidas é fortemente auxiliado pelos estudos T-t, que fornecem um poderoso método para análise tectônica regional.

3.2 O método U-Pb em titanita: aspectos teóricos.

A titanita é comumente usada como geocronômetro em rochas ígneas e metamórficas. Valiosas informações geocronológicas via sistema U-Pb podem ser obtidas por meio da titanita, $\text{Ca}(\text{Ti,Al,Fe}^{3+})\text{SiO}_4(\text{O,OH,F})$ em razão de que: (1) trata-se de mineral acessório muito comum, (2) pode incorporar urânio em sua estrutura, e (3) tem alta temperatura de fechamento. Titanita é mais abundante em rochas ígneas relativamente oxidadas, como as metaluminosas de composição intermediária. Estas rochas têm alta razão Ca/Al em que a titanita é estável relativamente à ilmenita + quartzo ou ilmenita + anortita. Em rochas metamórficas titanita é estável em altas temperaturas nas rochas máficas e calcissilicáticas e em rochas cálcicas sua estabilidade pode se estender até a fácies granulito. Em razão de titanita reagir prontamente às reações metamórficas as idades U-Pb de titanita refletem muito mais a idade da cristalização metamórfica do que *resetting* por simples difusão. Por esta razão, a complexa sistemática U-Pb em titanita metamórfica pode conter informações a respeito da história metamórfica da rocha.

Por causa da sua alta temperatura de fechamento (acima de 700°C), da mesma forma que zircão, titanita pode fornecer importantes informações sobre idades de eventos de alta temperatura. Titanita, contudo, comporta-se de maneira muito diferente de zircão em ambientes de alta T. Uma

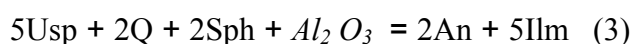
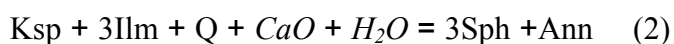
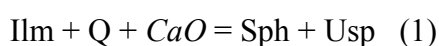
vez que a maioria das rochas contém inúmeras fases que podem conter Ti e Ca, em contraste com o zircão, titanita é totalmente reativa em ambientes de alta T (Scott e St. Onge, 1995). Consequentemente, o sistema U-Pb em titanita é muito mais suscetível a crescimentos em múltiplos estágios do que em zircão.

Frost et al (2000) afirmam que o sistema U-Pb na titanita é, provavelmente, controlado mais pelo crescimento metamórfico do que pela difusão. Isso, em acréscimo ao fato de que o sistema U-Pb em titanita mostra temperatura de fechamento próxima ao limite superior da fácies anfíbolito, significa que além de datar eventos ígneos a titanita pode ser também valioso geocronômetro para datar metamorfismo e deformação em terrenos de alto grau.

3.2.1 Titanita em rochas ígneas.

Em virtude de sua composição, titanita é mais comumente encontrada em rochas ricas em cálcio. Alta atividade de Ca tenderá a produzir reações (1) e (2) (Tabela 6) para a direita, estabilizando titanita ao invés de quartzo + ilmenita ou quartzo + ilmenita + K-feldspato. De forma recíproca, alta atividade de Al conduzirá a reação (3) para a direita, produzindo anortita + ilmenita ao invés de titanita. Isso explica porque titanita é mais comumente encontrada em rochas metaluminosas, granitóides tipo I com conteúdo intermediário de SiO₂ como dioritos e granodioritos. Titanita pode estar ausente na maioria dos granitos silicosos porque CaO diminui com o aumento de SiO₂, impedindo a formação de titanita. Da mesma forma, titanita é rara em granitos peralcalinos e granitos peraluminosos porque rochas com essas características tendem a ter baixas razões Ca/Al. Contudo, o parâmetro mais importante para controlar a formação ou não da titanita em rochas graníticas é a fugacidade de oxigênio, como pode ser visto nas reações das Figuras 98 e 99.

Tabela 6 - Reações que controlam a estabilidade da titanita em rochas ígneas.



An = anortita, Ilm = ilmenita, Ksp = Kfeldspato, Q = quartzo, Sph = titanita, Usp = ulvoespínélio, *italicos* = componentes em fundidos.

3.2.2 Titanita em rochas metamórficas.

Assim como em rochas ígneas, a ocorrência de titanita em rochas metamórficas é fortemente controlada pela composição total. Por exemplo, titanita sobrevive em altas T nas rochas cálcicas como margas impuras tanto quanto em rochas metapelíticas e em rochas de ortoderivação. A titanita estudada nesta tese foi retirada de rochas ortoderivadas (gnaisses ácidos a intermediários) o que, segundo alguns autores, constitui situação bastante comum (Patrick, 1995). Muitas das reações que produzem titanita nesse tipo de rocha são similares àquelas descritas nas Figuras 98 e 99, mas titanita pode também ser gerada a partir de Ti liberado durante a hidratação de biotita para clorita (Ferry, 1979; Studemeister, 1985).

Figura 98 – Diagrama $\log f_{O_2}$ mostrando o campo de estabilidade da titanita em rochas secas estabelecido para a composição do clinopiroxênio (Xirouchakis e Lindsley, 1998).

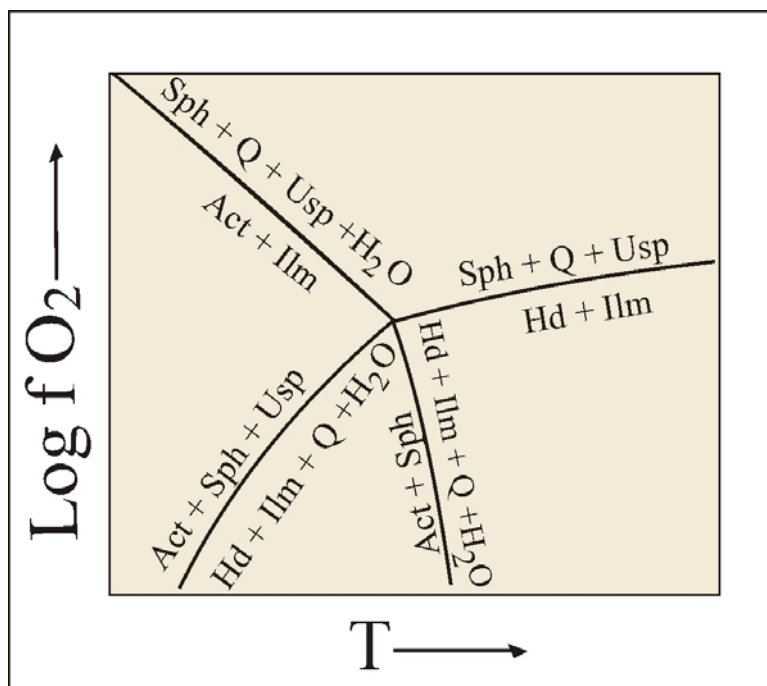
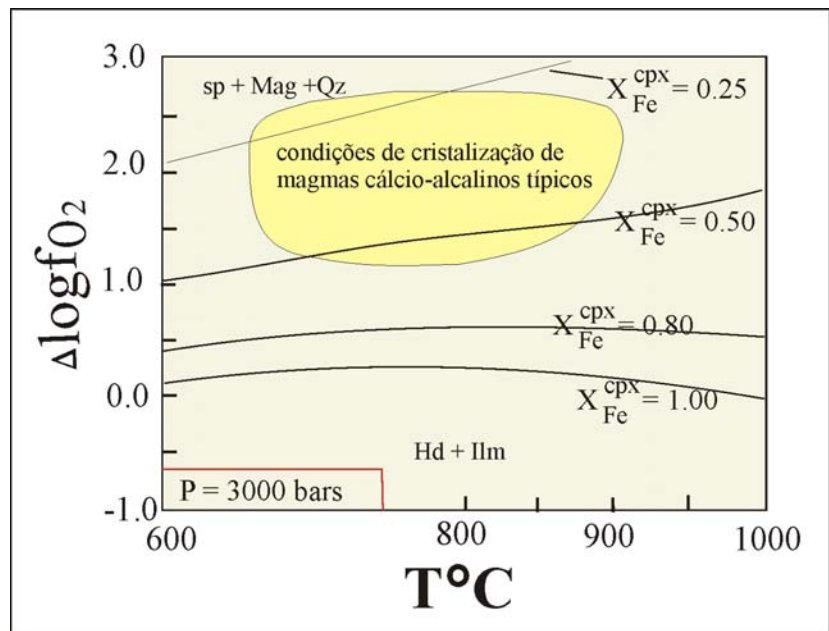


Figura 99 – Diagrama esquemático $\log f_{O_2}$ – T mostrando o efeito das reações de hidratação na estabilidade da titanita.

3.2.3 Titanita como geocronômetro.

Assim como zircão e monazita, titanita pode ser complexamente zonada; as variadas soluções sólidas responsáveis pelo zoneamento são bem documentadas. Uma vantagem do uso de titanita em geocronologia ocorre por que herança de titanita antiga em rochas ígneas é relativamente incomum (Pidgeon et al., 1996; Zhang and Shärer, 1996), problema muito freqüente com zircão. Em rochas metamórficas idades de titanita são reajustadas (*reset*) somente em alto grau. Contudo, titanita pode estar presente em múltiplas populações, normalmente distinguíveis com base em cor e forma, o que pode produzir diferentes idades U-Pb (cf. Corfu, 1996; Kamio et al., 1996; Verts et al., 1996). Assim, vários eventos de crescimento distintos podem ser preservados dentro de um mesmo cristal de titanita porque novos crescimentos metamórficos nem sempre se superpõem de forma completa às gerações mais antigas.

Uma desvantagem de titanita como geocronômetro é que ela pode conter concentrações relativamente altas de Pb comum (não-radiogênico). Em geral, titanita ígnea contém concentrações de U acima de várias centenas de partes por milhão e somente baixas concentrações de Pb e, assim, idades precisas são frequentemente obtidas. Titanita metamórfica tende a conter < 100ppm de U e alta proporção de Pb comum, resultando em idades U-Pb menos precisas e fortemente dependentes da escolha da composição inicial de Pb isotópico (Frost et al., 2000). Contudo, uma aplicação de titanita em geocronologia serve para estudos P-T-t em rochas metamórficas. Ao contrário de muitos geocronômetros que preservam evidências de um único evento metamórfico retrógrado, a alta temperatura de fechamento do sistema U-Pb em titanita permite a preservação do evento progressivo de geração de minerais e, assim, pode fornecer uma história mais completa do ciclo metamórfico.

A partir da discussão acima, dois pontos são importantes quando é considerado o papel de titanita como geocronômetro. Primeiro, titanita é mineral reativo e sua abundância e composição na rocha podem mudar como reflexo das mudanças em pressão, temperatura e composição das fases fluidas. Por esta razão, titanita em rochas submetidas a história termal complexa pode conter múltiplas gerações que podem mostrar sistemática U-Pb complexa. Se várias gerações de titanita não são oticamente visíveis os resultados U-Pb podem ser de difícil interpretação. A segunda e importante observação é que titanita tem alta Tc (possivelmente acima de 700°C), o que significa que suas idades U-Pb na maioria das rochas metamórficas refletirá a época na qual o mineral cresceu, muito mais do que sua temperatura de fechamento no caminho do resfriamento. Isso significa que, independente das evidências de crescimento dos cristais, titanita tem potencial para ser poderosa ferramenta não somente para datar eventos ígneos, mas também para determinar a idade de processos hidrotermais, metamórficos e deformacionais.

3.2.4 Datando deformação e metamorfismo.

Por causa da sua natureza reativa com largo intervalo de estabilidade e temperatura de fechamento elevada, titanita é mineral ideal para datar metamorfismo. Em acréscimo, uma vez que metamorfismo normalmente se associa à deformação, titanita pode também ser usada para datar deformação em terrenos de médio a alto grau. Para tanto, titanita pode ser usada para determinar a idade do metamorfismo e deformação desde que seja possível comprovar seu crescimento durante o evento metamórfico e deformacional.

Para avaliar o significado da idade obtida, deve-se assegurar de que titanita cresceu durante o evento metamórfico. Isso pode ser feito de várias maneiras dentre as quais as duas mais diretas incluem: (i) mostrar que titanita encontra-se paralelizada à lineação ou foliação e que foi claramente formada durante o metamorfismo ou deformação em questão (Getty and Gromet, 1992; Resor et al., 1996) ou (ii) mostrar que existe relação de reação entre titanita e outras fases da rocha e demonstrar que esta reação ocorreu durante o metamorfismo.

3.2.5 Temperatura de fechamento.

Mesmo que a sistemática U-Pb da titanita possa ser afetada pelo crescimento de nova titanita, ainda assim é importante conhecer sua temperatura de fechamento por difusão, desde que este parâmetro determine a temperatura em que *resetting* difusivo se torna mais importante que o crescimento mineral. Apesar dos muitos estudos, a temperatura de fechamento de titanita é ainda pobremente conhecida. Parte desse problema é causado pelo fato de que a T_c é função complexa, envolvendo difusividade (D), raio de difusão efetivo, que pode não ser o mesmo do tamanho de grão e taxa de resfriamento (Dodson, 1973). A menos que se estabeleça o contrário, Frost et al., (2001) consideram um raio de difusão efetiva de 0,1 mm como menor tamanho para a maioria das rochas e uma taxa de resfriamento de 10°C/Ma como típica para um cinturão orogênico. A temperatura de fechamento poderá ser mais alta para grãos maiores, para grãos mais largos ou grãos em ambientes que resfriem mais rapidamente.

Os primeiros estudos empíricos sugeriram que a temperatura de fechamento de titanita se situava em torno de 500°C (ver Gascoyne, 1986). Recentemente, significativo número de estudos indica que titanita pode preservar idades U-Pb antigas mesmo após submetidas a metamorfismo de alto grau. Análises de titanita de diferentes tamanhos (1 a 0,075 mm) de rochas que foram metamorfisadas em altas temperaturas (660°C–700°C, Scott and St. Onge 1995), mostram todas a mesma idade U-Pb, indicando que tiveram crescimento abaixo da T_c nos grãos menores. Estudos em titanita de rochas de alto grau sugerem que a temperatura de fechamento é $> 650^\circ\text{C}$ (Scharer et

al., 1994; Essex et al., 1997), considerando que tanto Zhang e Schaerer (1996) quanto Pidgeon et al., (1996) descrevem titanita de sienitos com retenção de idades U-Pb mais antigas. Estes autores sugerem que a T_c é consideravelmente maior que 700°C . Em contraste, Verts et al. (1996) descrevem núcleos escuros de titanita que foram reajustados completamente em rochas metamorfasadas a $T > 700^\circ\text{C}$ na auréola de contato do Complexo Anortosítico de Laramie, o que sugere que a T_c para grãos com diâmetro de $400\ \mu$ não está muito acima de 700°C .

Considerando a menor difusividade permitida dentro do intervalo de erro de Cherniak (1993), Frost et al., (2001) calcularam a T_c de 660°C para grãos com $0,1\ \text{mm}$ de raio de difusão e taxa de resfriamento de $10^\circ/\text{Ma}$, não muito diferente do que sugeriram Scott e St. Onge (1995). Com uma taxa de resfriamento de $100^\circ/\text{Ma}$ e o mesmo tamanho de grão, a temperatura de fechamento fica em torno de 700°C , não muito diferente daquela estimada para os grãos do sienito de Zhang e Schaerer (1996) e Pidgeon et al. (1996). As constatações acima indicam que a temperatura de fechamento da titanita, mesmo para grãos pequenos e rochas que resfriaram lentamente, está **acima de 660°C , e possivelmente acima de 700°C** . Assim, para pressões típicas do metamorfismo regional, a temperatura de fechamento da titanita está acima da linha *solidus* do granito. Isso significa que a titanita que cresceu na fácies anfibolito (ou abaixo dela) ou mesmo durante alteração deutérica de granitos, pode ter registrado idade U-Pb da cristalização, em lugar daquela relacionada ao mineral fechado por difusão. Isso faz da titanita um mineral chave para datar metamorfismo e deformação em temperaturas médias a altas.

3.2.6 Resultados das análises U-Pb em titanita na área de estudo.

Desde as primeiras descrições de idades U-Pb em titanita este mineral é mais frequentemente usado como geocronômetro em terrenos metamórficos. A temperatura de fechamento foi deduzida a partir de diferenças de idades em terrenos metamórficos, contudo, na maioria dos casos, não existe distinção clara se as idades refletem: (i) a idade da formação do mineral; (ii) fechamento tardio do sistema durante o resfriamento ou (iii) recristalização *subsólido* abaixo das condições metamórficas de fácies anfibolito.

O estudo desenvolvido nesta tese mostra que a titanita analisada tem características metamórficas e, para avaliar o significado da idade obtida, é de fundamental importância definir se esta cresceu durante evento(s) metamórfico(s). Esta condição foi confirmada a partir das seguintes observações: (i) a titanita encontra-se paralelizada à lineação ou foliação e foi claramente formada durante evento de metamorfismo ou deformação, (ii) apresentam formas irregulares e (iii) mostram relação de reação entre titanita e outras fases da rocha e esta reação ocorreu durante o metamorfismo.

Os cristais de titanita analisados não foram abradados, apresentaram tonalidades tanto claras quanto escuras (os dois tipos foram analisados), formas irregulares, tamanhos acima de 1mm e foram retirados de rochas fortemente foliadas do Complexo Jamari (Figura 100) e Suíte Serra da Providência em áreas importantes (Figura 109) para o entendimento da evolução estrutural e geocronológica regional.

A amostra PGJS38A (Figura 101) apresenta titanita como sobrecrescimento em ilmenita em contato com hornblenda, o que sugere que o Ca requerido para o crescimento da titanita pode ter sido fornecido pelo anfibólio e pode ter ocorrido com a ajuda de fase fluida. Por outro lado, a ausência de magnetita sugere que o sobrecrescimento de titanita em ilmenita pode ter sido produto de reação de hidratação. Na amostra PGJS147A (Figura 102) a titanita provém da hidratação da ilmenita em contato com quartzo, Kfeldspato e plagioclásio, situação comparável àquela postulada para zonas de cisalhamento que transectam rochas graníticas (Corfu e Evins, 2002). Em acréscimo, o exame das bordas de titanita das rochas analisadas, como documentado nas Figuras 101 e 102, sugerem que as titanitas constituem coroas de reação e bordas entre minerais específicos, o que significa que as reações derivam principalmente de relações texturais. A implicação disso é que o Ca necessário ao crescimento da titanita, juntamente com remoção do Fe, pode ter efetivamente ocorrido com a ajuda de fase fluida e alta fugacidade de oxigênio. Considerando a possível alta atividade de H₂O como indicado pela presença de minerais portadores de OH como anfibólio e biotita, é muito provável que a fase fluida foi rica em H₂O.

Os diagramas analíticos sistema U-Pb (Figura 103) mostram idades obtidas em titanitas a partir de discórdias constituídas pelo alinhamento de frações representativas e com boa proximidade da concórdia (amostra JS147A, 1330±7,5 Ma e 1332±0,53 Ma) enquanto na amostra JS38A (1220±17Ma) o alinhamento inclui fração com idade posicionada sobre a concórdia. Estes resultados podem sugerir a possibilidade de estabilidade diferencial do sistema U-Pb na titanita nos dois tipos de rocha, representar diferentes idades de resfriamento do evento de alto grau D2 (1,37-1,35 Ga) e recristalização metamórfica do evento D+2 (1,20-1,18 Ga). Tohver et al. (2002) analisaram titanita de gnaiss calcissilicático do Complexo Jamari a NE de Ouro Preto (Figura 109), domínio estrutural III, obtendo idade de 1155 Ma. Esta idade é coerente com o crescimento do mineral no evento Dn+2 e demonstra que a titanita pode recristalizar a temperaturas abaixo de 600°C, provavelmente em razão de alta fugacidade de oxigênio.

3.3 O método U-Pb em monazita: aspectos teóricos.

Monazita é um fosfato portador de elementos terras-raras - $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4$ - e mineral acessório muito comum, frequentemente usado para datar rochas ígneas e metamórficas e



Figura 100 - Aspectos de afloramento das rochas fornecedoras das titanitas analisadas via U-Pb: PGJS-38A (A, B, C, D) e PGJS147A (E, F, G, H).

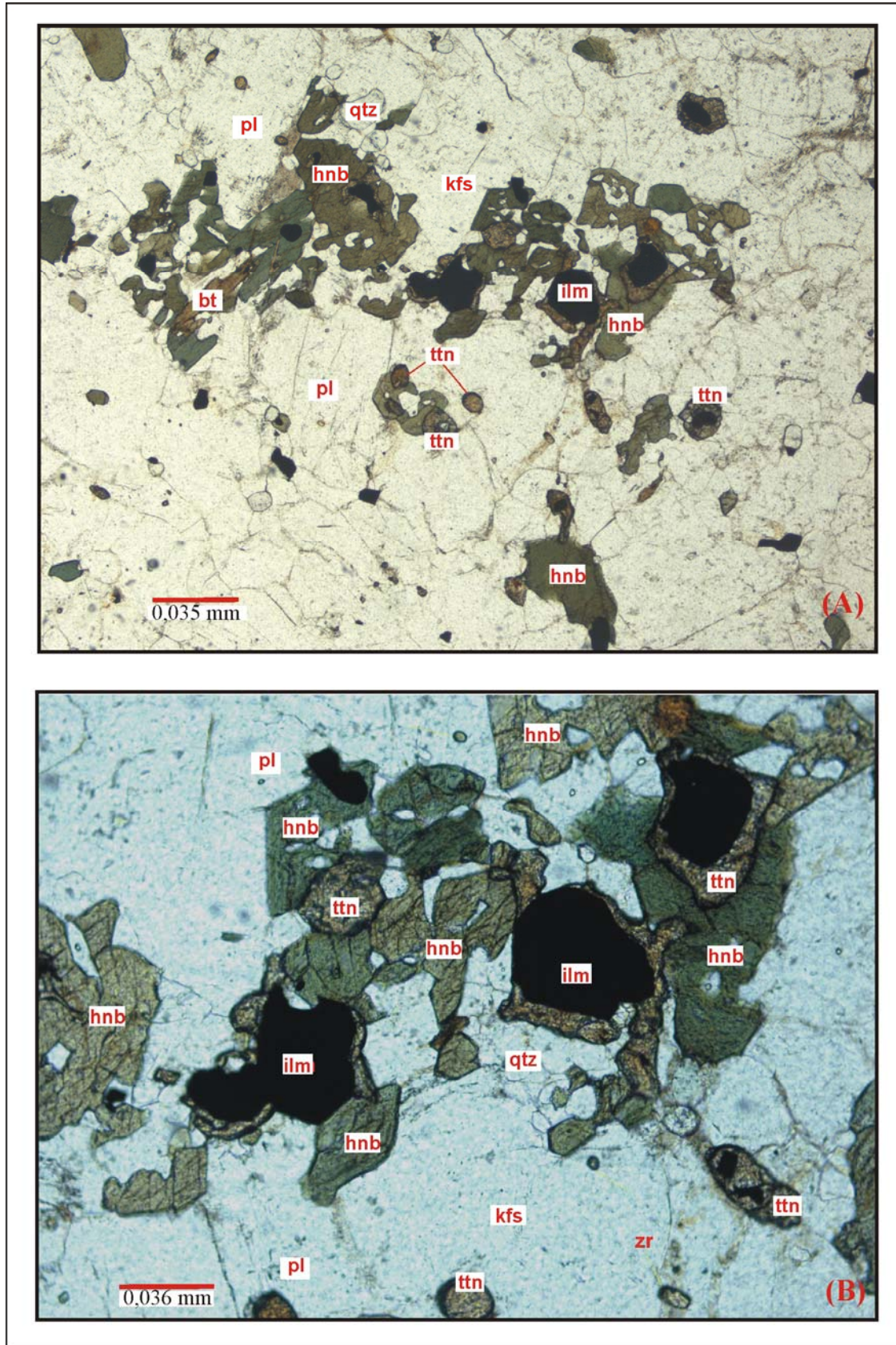


Figura 101 - Fotomicrografias das titanitas obtidas no metaquartzo-diorito PGJS 38A do Complexo Jamari (A, B nicóis paralelos).

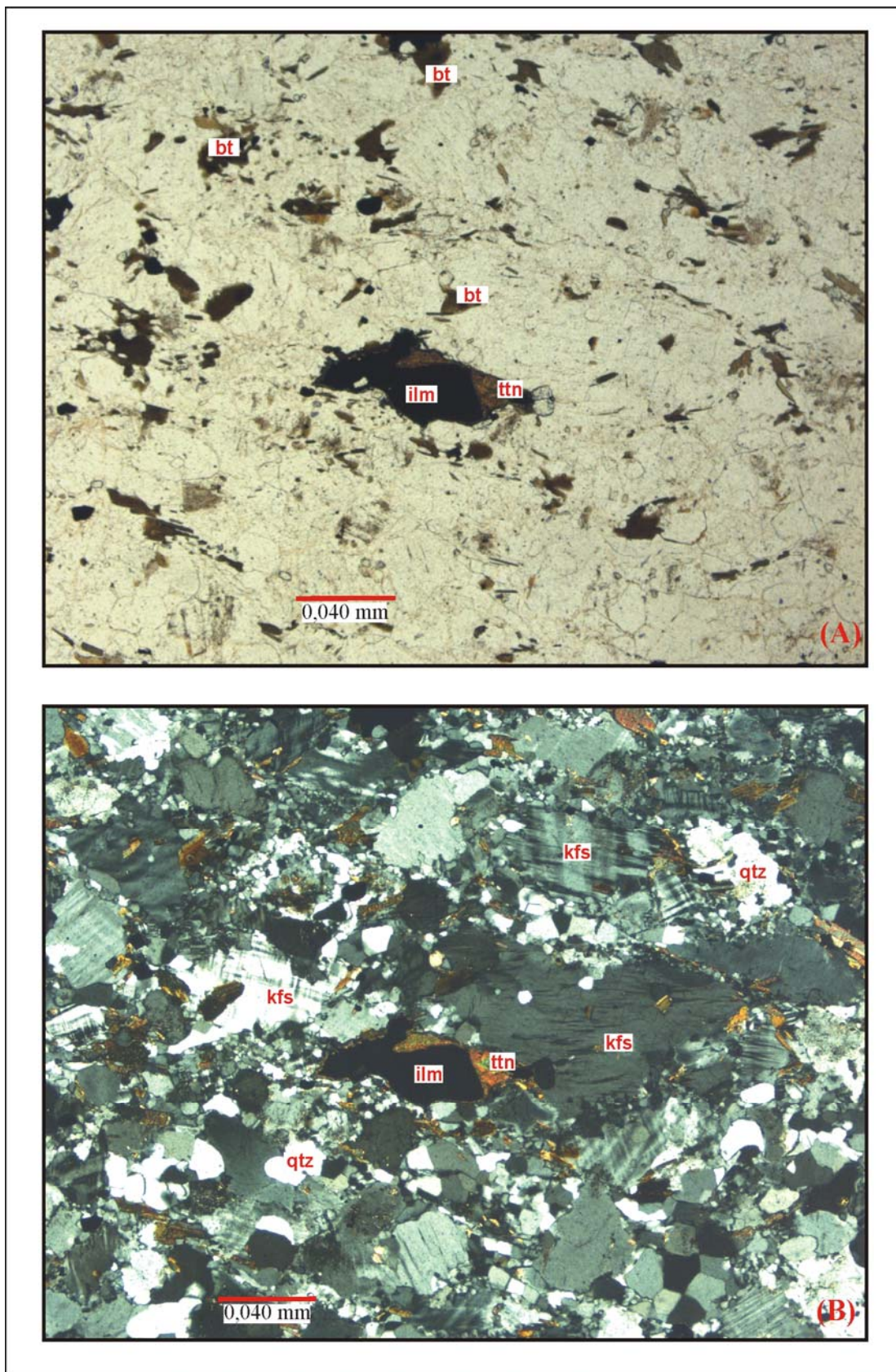


Figura 102 - Fotomicrografias das titanitas do metagranito PGJS147A (B nicóis cruzados).

de longa data usado em geocronologia metamórfica (Schärer, 1984; Copeland et al., 1988; Harrison et al., 1995; Harrison et al., 1997; Townsend et al., 2000). Sua alta concentração de U (acima de 1% em peso) e Th (acima de 20% em peso), baixo conteúdo inicial de Pb (Parrish, 1990) além de sua alta retentividade para Pb radiogênico (Smith e Giletti, 1997; Cherniak et al., 2000) a tornam ideal para determinação de idade U-Th-Pb via TIMS ou microsonda iônica.

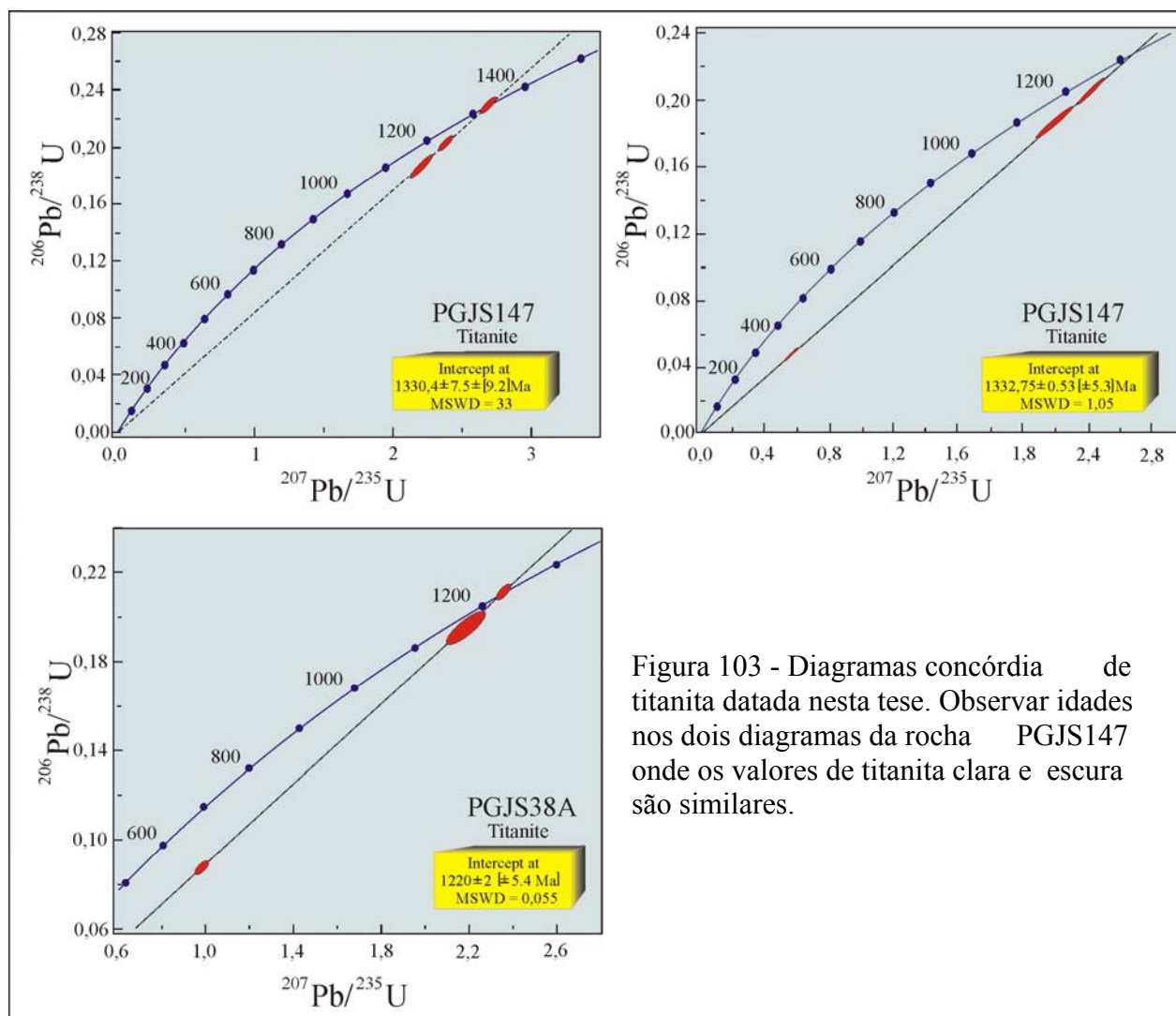


Figura 103 - Diagramas concórdia de titanita datada nesta tese. Observar idades nos dois diagramas da rocha PGJS147 onde os valores de titanita clara e escura são similares.

Os grãos de monazita são tipicamente zonados e as composições das zonas ou setores são utilizadas para explicar mudanças nas condições ambientais durante o crescimento mineral (Zhu e O’Nions, 1999b) em que o zoneamento da monazita tem relação com mudanças químicas a nível de cristal, considerando que a superfície do grão discriminada de acordo com o tamanho dos ETR. A composição da monazita tem sido relacionada com grau metamórfico (Bea e Montero, 1999; Pyle et al., 2001), mas esta correlação muitas vezes não se confirma. Zhu and O’Nions (1999b) sugerem que a composição total da rocha e a fonte do material a partir da qual o mineral cristaliza controlam a composição da monazita.

Embora o zoneamento composicional por setores (zoneamento controlado por crescimento cristalográfico) não seja incomum na monazita, domínios composicionais são tipicamente interpretados em termos de gerações de crescimento (Williams and Jercinovic, 2002; Pyle and Spear, 2003a.; Gibson *et al.*, 2004). Os domínios podem refletir diferentes reações metamórficas que produzem (ou consomem) monazita e possíveis fluxos de fluidos ou eventos deformacionais que conduzem à dissolução e precipitação da monazita durante um ou mais eventos tectono-metamórficos. É importante considerar que os domínios composicionais podem, em muitos casos, estar ligados a petrotramas de deformação ou texturas metamórficas e assim permitirem a sua ligação com partes específicas da história tectônica (Williams e Jercinovic, 2002). Por exemplo, a comparação de monazitas geradas dentro ou fora de porfiroblastos pode informar sobre a história de crescimento destes porfiroblastos (Foster *et al.*, 2000).

Partindo do princípio de que os estudos de geocronologia U-Pb em monazita disponham dos equipamentos necessários, a essência da estratégia de datação de monazita deve envolver: (1) caracterização dos domínios composicionalmente homogêneos via mapeamento (imageamento) em cristais e identificação de quais domínios podem fornecer informações geológicas importantes para o processo geológico em questão, (2) análise da composição de cada domínio relevante, repetidas vezes, para produzir uma idade média e estimar o erro para cada domínio, e (3) combinação de dados selecionados de vários domínios petrológico/estruturais específicos, usando média ponderada ou outros procedimentos estatísticos. Este procedimento é similar ao usado pela geocronologia ID-TIMS (usado nesta tese), em que múltiplas medidas da mesma e desconhecida razão isotópica são repetidas para obter a necessária precisão. Então, resultados das múltiplas frações são plotados em diagramas apropriados e comumente combinados (regressão) para calcular a melhor idade de uma rocha ou evento. Em acréscimo, é importante salientar que o método isotópico pode, em circunstâncias bem controladas, fornecer acuracidade geocronológica expressiva, enquanto resultados de microsonda podem identificar e esclarecer idades mistas e incorporar as implicações sobre estreitas bordas ou domínios internos que podem ser menos precisas e em menor volume, porém críticas para explicar alguns aspectos da geologia histórica da rocha ou região.

3.3.1 Monazita como geocronômetro.

Aliquotas de monazita datadas pelo sistema U-Pb podem produzir idades com acentuado grau de incerteza (Nazarchuk, 1993; Coleman, 1998; Möller *et al.*, 2000). Estes problemas podem ocorrer se os grãos mostram: (1) significativo componente herdado (Copeland *et al.*, 1988), (2) pequena quantidade de U e Pb, acentuando as limitações instrumentais, ou (3) excesso de ^{206}Pb a partir do enriquecimento em ^{230}Th durante o crescimento do cristal (Schärer, 1984; Parrish, 1990).

Segundo Catlos et al. (2002), influências externas também podem conduzir ao maior grau de incerteza nas idades de monazita, incluindo: (1) perda de Pb produzida por prolongada permanência da rocha acima da temperatura de fechamento, (2) perda de Pb devido a processos de dissolução/reprecipitação ao longo de caminho de retrogressão, (3) incorporação de ^{206}Pb ou ^{207}Pb radiogênicos provenientes de inclusões minerais como uraninita ou xenotima (Hawkins e Bowring, 1997), (4) análises com superposição de domínios, e (5) crescimento episódico.

3.3.2 Temperatura de fechamento da monazita.

As estimativas iniciais sobre a temperatura de fechamento de Pb em monazita ($< 650^\circ\text{C}$) basearam-se na influência do tamanho de grão, coeficiente de difusão e taxa de resfriamento (Wagner et al., 1977; Köppel et al., 1980). Evidências recentes baseadas principalmente em estudos com rochas ígneas e metamórficas de alto grau, sugerem que monazita tem temperatura de fechamento de ± 700 a $> 800^\circ\text{C}$ (Suzuki et al., 1994; Braun et al., 1998; Kamber et al., 1998). Amostras com grãos naturais foram utilizadas por Catlos et al. (2002), o que os levou a considerar que os valores calculados por Smith and Giletti (1997) são mais apropriados para estimar a extensão da difusão. O estudo de Cherniak et al. (2000), porém, permite assumir que os grãos de monazita são mais retentores de Pb acima das condições de pico de temperatura, situação de muitas rochas analisadas.

A temperatura de monazita pode variar desde $\pm 450^\circ\text{C}$ (imediatamente abaixo da isógrada da granada) até $\pm 575^\circ\text{C}$ ou mais alta (isógrada da estauroлита e/ou dos aluminossilicatos), e monazita pode, potencialmente, dissolver e re-precipitar em um largo intervalo de temperatura durante processos metamórficos progressivos ou regressivos (Matthew e Malloy, 2003). O crescimento de monazita foi documentado desde a fácies xisto verde ($\pm 450^\circ\text{C}$, Townsend et al., 2000), anfíbolito médio ($\pm 525\text{-}575^\circ\text{C}$, Wing et al., 2003) até a fácies anfíbolito superior a granulito ($> 700^\circ\text{C}$, Pyle e Spear, 2003) com diferenças de $P\text{-}T$ que refletem, presumivelmente, diferenças na composição global e mineralogia.

A importância das reações dos silicatos na formação de monazita pode ser avaliada com base na sua distribuição em um largo intervalo de graus metamórficos (Wing et al., 2003). Apesar da constatação de que monazita tem distribuição em largo intervalo de temperatura, Matthew e Malloy (2003) reputam como maior contribuição de seu estudo o fato de que textura mineral e química intracristalina definem maior produção de monazita em metamorfismo progressivo envolvendo reações de silicatos com estauroлита.

Assim, as reações de formação de monazita não necessariamente precisam ser assumidas a partir de sua distribuição regional, mas podem ser inferidas muito mais a partir da sua textura e

zoneamento químico em uma rocha específica. Este enfoque foi usado por Pyle e Spear (2003) em rochas da fácies anfibolito superior, porém em condições que implicam em reações durante a geração de fundidos onde há maior influência da partição do fósforo e participação decisiva de apatita. Em contraste, Matthew e Malloy (2003), estudando rochas não-anatéticas, afirmam que não há necessidade de outros minerais acessórios para formação de monazita e que reações dentro de um mesmo grau metamórfico envolvendo somente silicatos maiores, podem ter forte efeito na aparência e distribuição da monazita.

3.3.3 Resultados das análises de monazita na área de estudo.

A datação de monazita metamórfica no centro-leste de Rondônia revela duas populações de idades: 1605 Ma e 1334 a 1339 Ma, cujos valores analíticos podem ser encontrados na tabela 7. As monazitas estudadas foram obtidas em rochas do Complexo Jamari (Figura 104) nos domínios estruturais II e III (Figura 109). Os cristais analisados têm formas ovaladas (Figuras 105, 106 e 107), tamanhos inferiores a 0,03mm e foram retirados de associação mineralógica que constitui a matriz recristalizada dos gnaisses polideformados (Figura 105) e de inclusões em granada em contato com biotita (Figuras 104 e 105). Os diagramas concórdia (Figura 108) mostram distribuição de análises cujas idades foram obtidas segundo alinhamentos bem definidos a partir de frações e pontos próximos ou sobre a concórdia.

A idade ~ 1605 Ma pode representar idade de resfriamento do evento tectonotermal do Paleoproterozóico tardio (Dn) ainda impresso em rochas preservadas da deformação Dn+1 enquanto as idades entre 1330 e 1340 Ma estão associadas a metamorfismo de fácies anfibolito superior (D2 ou Dn+1).

3.4 Conclusões do método U-Pb em titanita e monazita na área de estudo.

Os dados U-Pb obtidos em monazita e titanita nesta tese (Tabela 7 e Figuras 105, 107 e 108) demonstram três estágios de evolução tectônica ou tectonotermal proterozóica para o SW do Cráton Amazônico no centro-leste de Rondônia:

- (i) monazita 1: idade 1605 ± 9 Ma pode representar idade metamórfica (resfriamento do sistema U-Pb) relacionada a evento de fácies granulito (Dn) do Paleoproterozóico tardio (entre 1,63 e 1,67 Ga) sugerido por sobrecrecimento metamórfico em zircão;
- (ii) monazita 2 e 3 : idades de 1334 ± 2 e 1339 ± 5 Ma representam o resfriamento do principal evento metamórfico-deformacional (Rondoniano/San Ignácio) do centro-leste de Rondônia (Dn+1/M2) com pico em fácies anfibolito superior;

- (iii) titanita 1 e 2 : idades entre 1330 ± 7 Ma e $1332 \pm 0,5$ Ma correspondem ao resfriamento do evento tectonotermal Dn+1;
- (iv) titanita 3: idade 1220 Ma representa idade de recristalização do mineral no evento metamórfico M2 do evento tectônico Dn+2 em fácies anfibolito inferior.



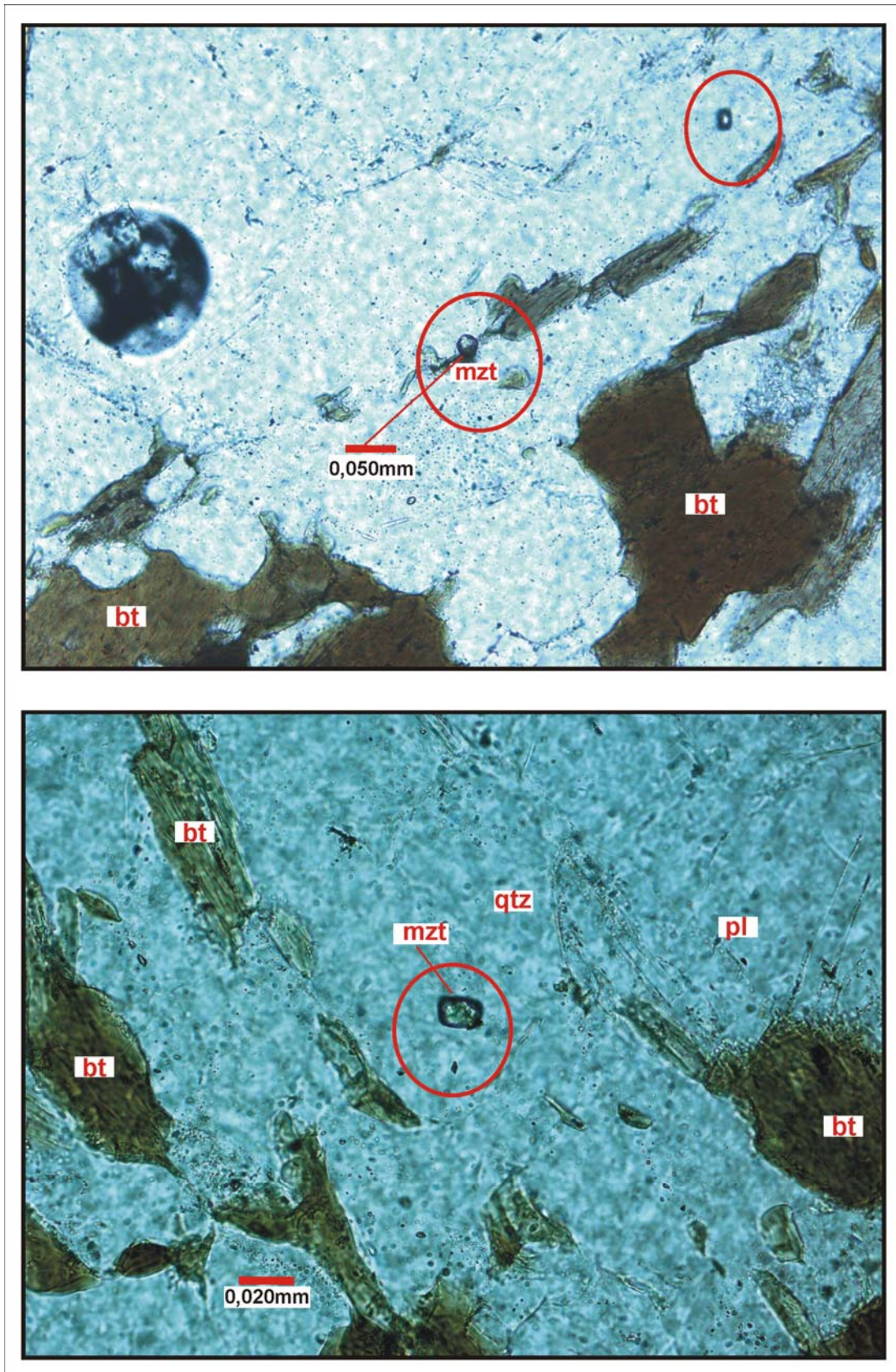


Figura 105 – Rocha PGJS-102, metatonalito com monazita em matriz recristalizada e acompanhando a foliação (nicóis paralelos).

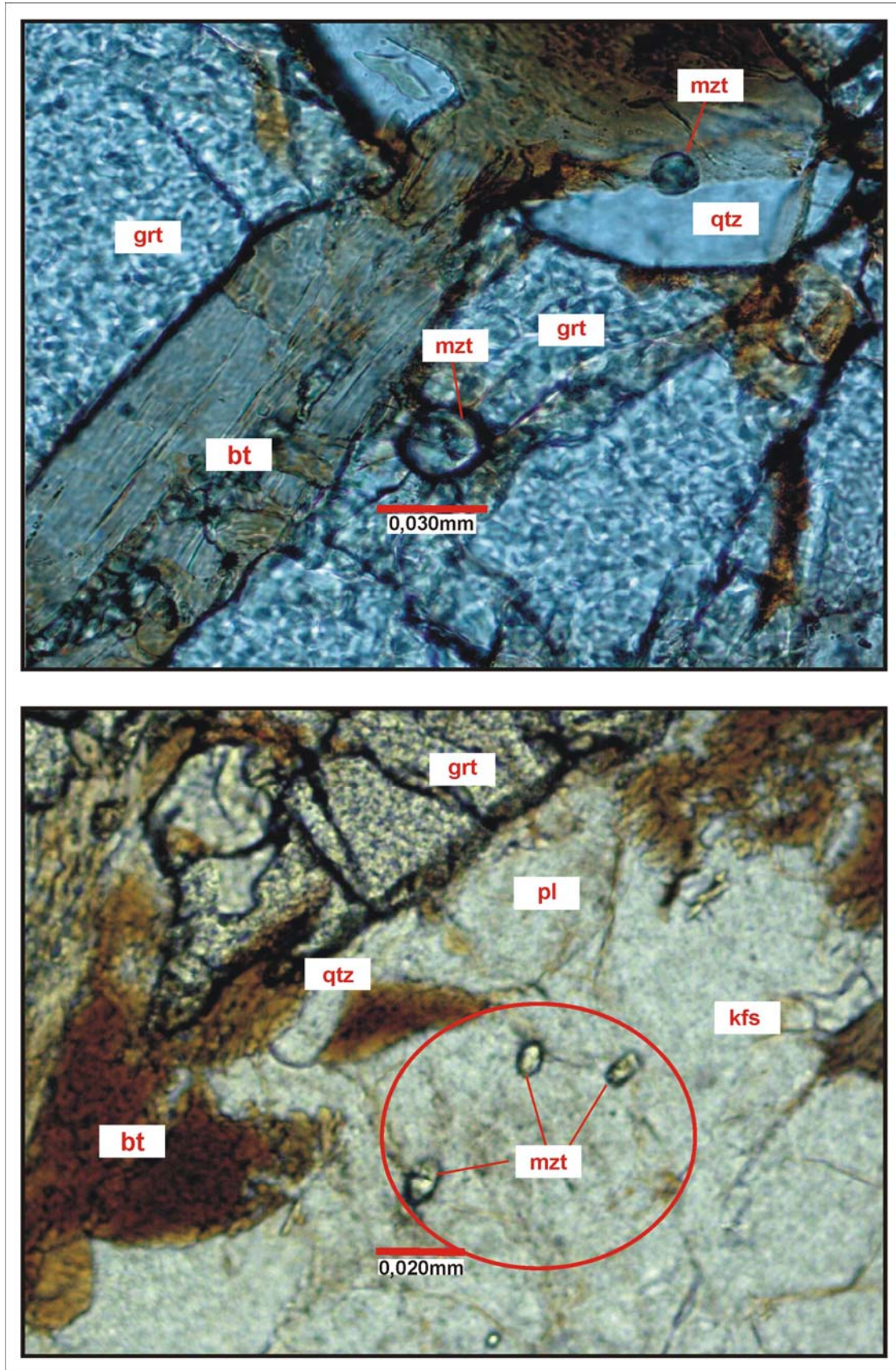


Figura 106 - Rocha PGJS 128, metagranodiorito. Monazita crescendo no contato da granada (fotomicrografia superior) e entre Qtz-Kfs-Pl na fotomicrografia inferior (nicóis paralelos).

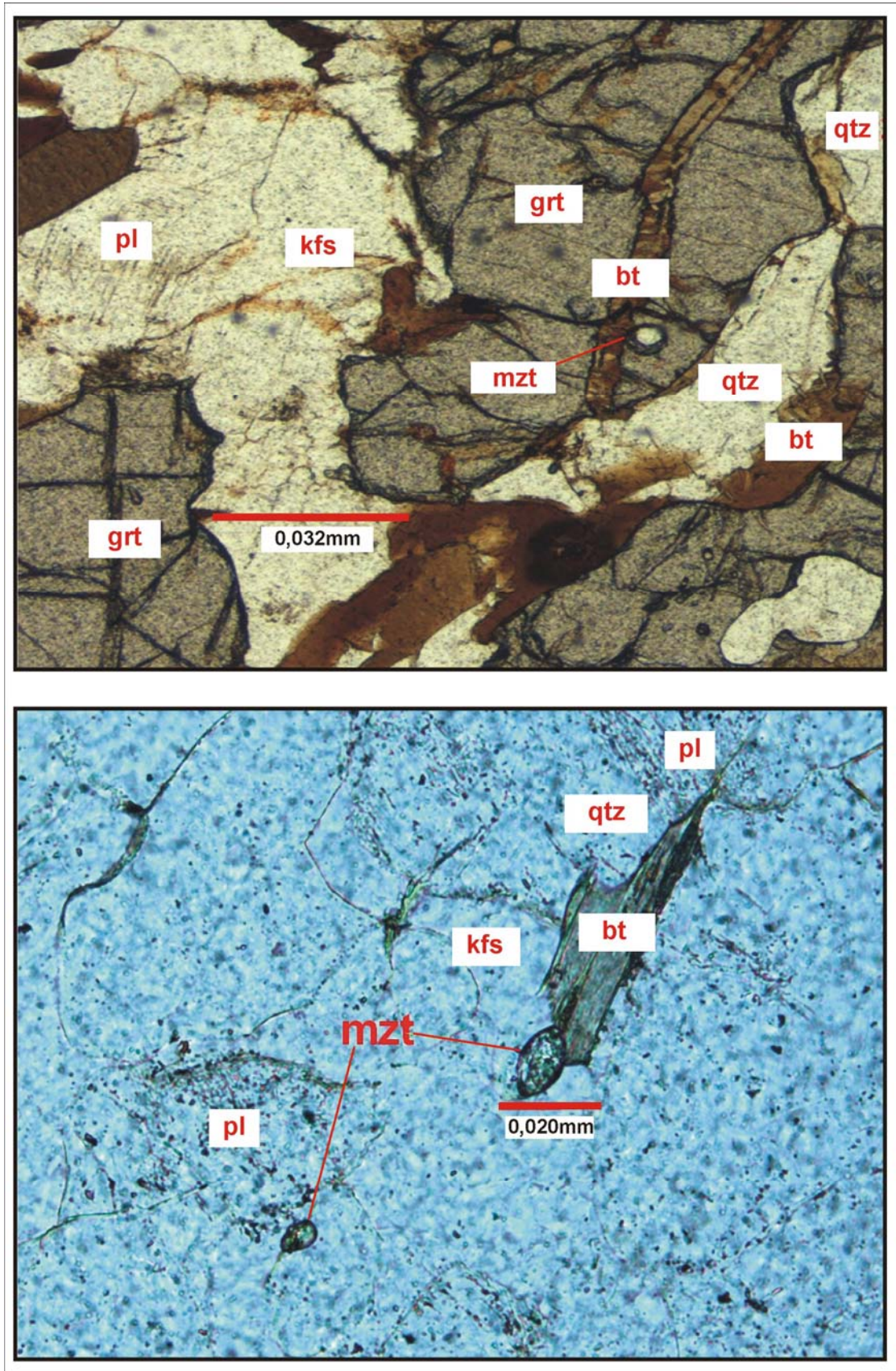


Figura 107 - Metagranodiorito PGJS258 com monazita no interior da granada (fotomicrografia superior) e na matriz recristalizada na fotomicrografia inferior (nicóis paralelos).

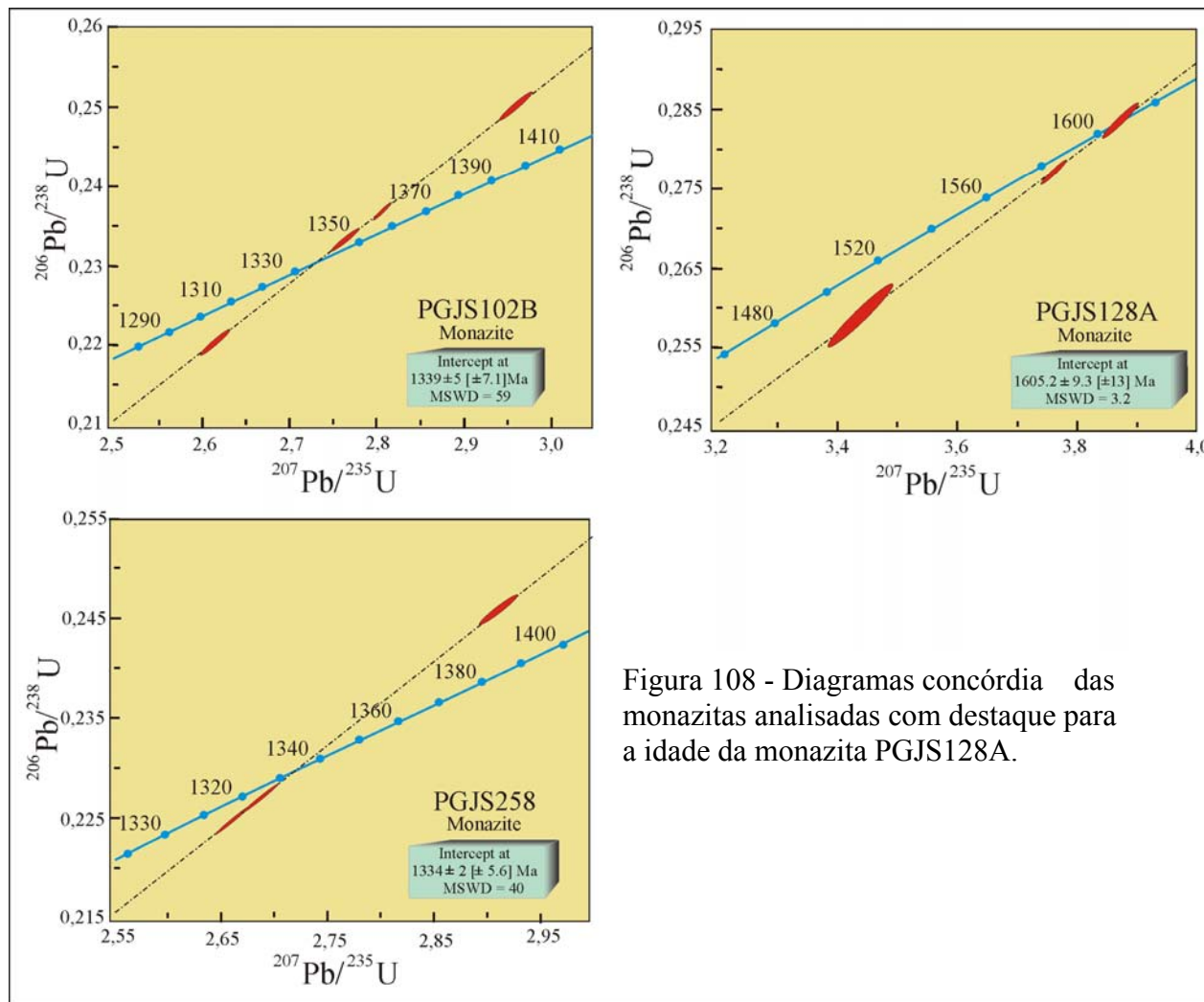


Figura 108 - Diagramas concórdia das monazitas analisadas com destaque para a idade da monazita PGJS128A.

3.5 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda e biotita: aspectos teóricos.

A técnica atualmente mais utilizada para determinação Ar-Ar é a de fusão por etapas, em que uma série de idades pode ser obtida numa única amostra por meio do aumento da temperatura em várias etapas. O argônio liberado em cada etapa é recolhido com espectrômetro de massa, purificado e analisado *on-line* e a evolução analítica de cada mineral é expressa por diagramas de etapas denominados de espectros de idades.

Se o sistema químico permaneceu sempre fechado, como é o caso ideal, todas as idades obtidas nas diferentes temperaturas deverão ser as mesmas, ou seja, um espectro de idades deve ser contínuo e constante. Se, ao contrário, como é o caso mais normal em condições naturais, ocorreram processos de difusão de Ar, naturais ou provocados por algum evento tectônico, as idades poderão ser diferentes ou constituir espectro irregular. Por exemplo, imaginemos um grão esférico de determinado mineral portador de K (logo de Ar), formado por etapas concêntricas sucessivas desde o núcleo até a margem. Se durante a sua história geológica este sistema se comportar como quimicamente fechado, a razão Ar/K (seja ele $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$, $^{39}\text{Ar}/^{39}\text{K}$ ou até mesmo

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ depois de irradiado) deverá ser a mesma em qualquer das etapas concêntricas do grão mineral.

Na prática os espectros podem ser mais complexos, notadamente em rochas de evolução policíclica, ou mesmo em minerais afetados por uma simples intrusão. Distúrbios nos espectros de idades são comumente encontrados em muitas análises e são interpretados como perda parcial de ^{40}Ar radiogênico ou presença de ^{40}Ar estranho (excesso de Ar; Harrison e McDougall, 1981). Outros fenômenos mineralógicos ou analíticos podem complicar a interpretação dos espectros, três deles sendo relevantes: (i) o aquecimento no processo laboratorial pode causar dehidroxilação e mudanças estruturais nos minerais; a liberação do Ar do mineral durante o experimento é, dessa forma, mais complexa do que difusão por volume e pode ocorrer em estreito intervalo de temperatura, (ii) falta de homogeneidade, em pequena escala, nos concentrados, por exemplo, a mistura de diferentes gerações de anfibólio com diferentes retentividades termais ou presença de microinclusões ricas em K, menos retentivas, podem resultar em perturbações no espectro. Os minerais secundários podem cristalizar ou recristalizar próximos ou abaixo da temperatura de fechamento e nessas situações as idades refletem muito mais a cristalização/deformação do que o resfriamento e (iii) feições microtexturais como fraturas, deslocamentos, inclusões, lamelas de exsolução podem subdividir os grãos em subdomínios com possíveis propriedades de difusão distintas e representar canais de escape ou introdução de Ar (Kelley e Turner, 1991; Lee, 1995).

Admite-se que os grãos minerais da mesma espécie, de tamanho mais ou menos uniforme, formados simultaneamente, logo com concentrações de K iguais ou bastante parecidas, que tenham sido submetidas a uma história térmica semelhante, mostrem uma variação sistemática das razões $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nas diferentes frações do gás liberado nas várias temperaturas. Ao se iniciar a extração do Ar, a primeira fração que se obtém em baixas temperaturas (600-700°C) representa o Ar que estava sendo retido nas camadas mais externas do grão, logo localizado em regiões onde mais facilmente ocorrem fenômenos de escape ou acúmulo de Ar estranho à amostra (atmosférico ou liberado por outras espécies minerais e ali retido). No caso de não ter ocorrido fenômeno de perda ou acumulação de Ar, este gás fornecerá a idade mais baixa e representativa do término do último evento a que o mineral foi submetido. As frações seguintes, provenientes de incrementos de temperatura e originárias das camadas mais internas dos grãos minerais, apresentam em geral razões $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mais elevadas (se o mineral tiver experimentado processo térmico) e complexas ou razões semelhantes (patamar).

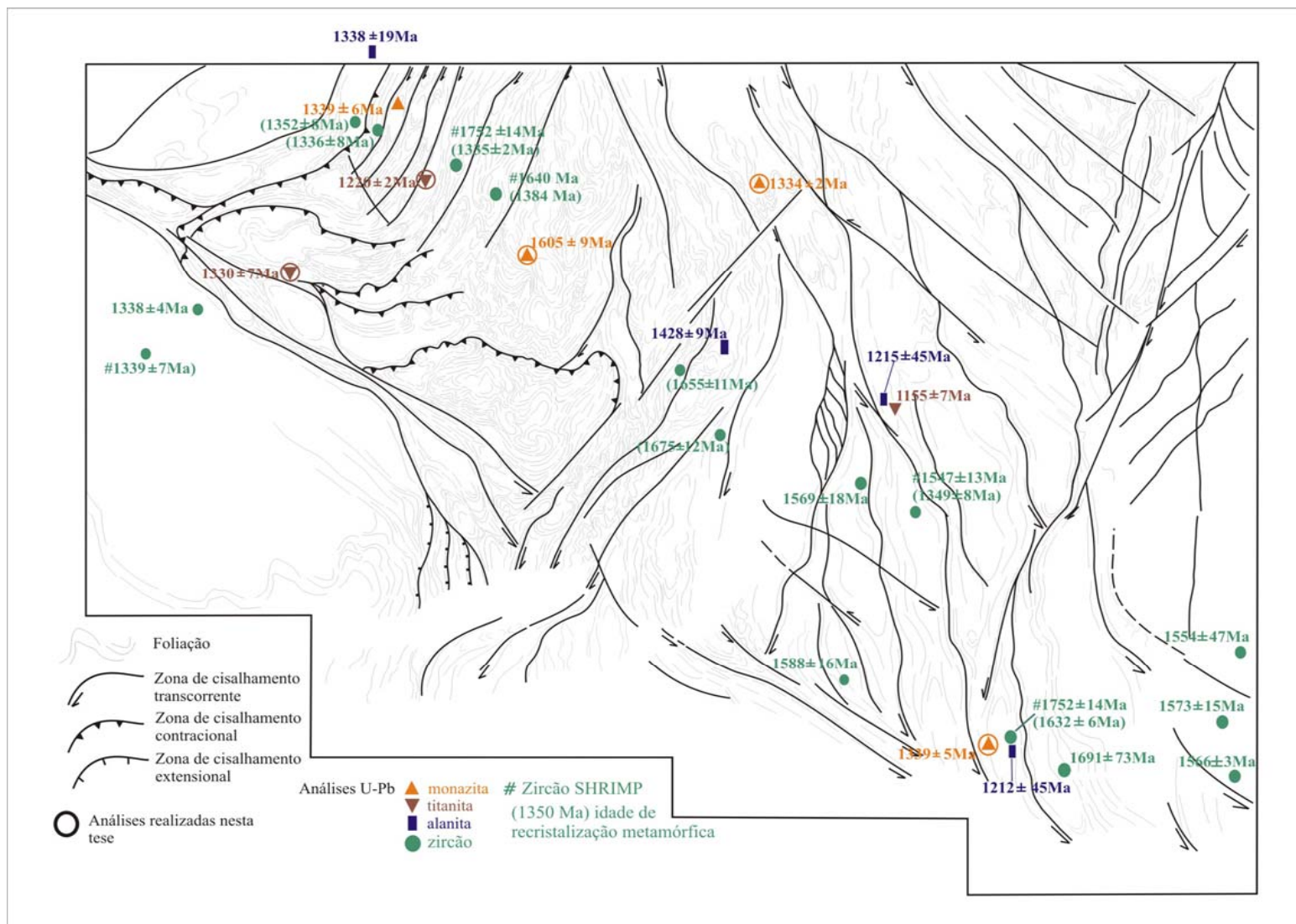


Figura 109 - Mapa com localização das amostras analisadas e idades obtidas pelo método U-Pb em zircão, alanita, titanita e monazita.

Tabela 7 - Dados analíticos U-Pb das titanitas e monazitas analisadas nesta tese.

Sample		Radiogenic Ratios														Quant.			
Fraction	Size	U	Pb	Th	U/Th	Pb 206	Pb207*	Pb206*		Correl.	Pb207*	Pb206*	Pb207*	Pb207*	Age		Age	Age	(Ma)
	(mg)	ppm	ppm	ppm		Pb204	U235	U238		Coeff.	Pb206*	U238	U235	Pb206*					
						(obs.)		(pct)		(rho)		Age	Age	Age					
PGJS 128 Monazite																			
1	0,022	1357,8	3465,4	49,46	0,03643	5146,538	3,76056	0,297	0,277177	0,296	0,994	0,0984	0,033	1577,1	1584,4	1594	0,61	1	
2	0,052	1827,4	3919,2	81,17	0,04442	17304,25	3,83505	0,174	0,280243	0,173	0,9926	0,099251	0,021	1592,6	1600,1	1610,1	0,39	1	
3	0,023	1048,8	3622,8	47,31	0,04511	11947,88	3,87252	0,604	0,283686	0,595	0,9849	0,099004	0,104	1609,9	1608	1605,4	1,9	1	
5	0,041	806,05	3076,5	77,48	0,09612	8612,744	3,10683	0,191	0,231146	0,177	0,9338	0,097483	0,069	1340,5	1434,4	1576,5	1,3	1	
6	0,035	1412,1	3260,7	60,92	0,04315	10785,33	3,76586	0,258	0,277197	0,255	0,9911	0,098531	0,034	1577,2	1585,5	1596,5	0,64	1	
7	0,024	1111,2	2113,2	45,34	0,0408	1570,68	3,33544	0,196	0,244418	0,193	0,9848	0,098974	0,034	1409,6	1489,4	1604,9	0,63	1	
8	0,03	1239,3	2484,4	105,9	0,08544	14331,54	3,82664	0,407	0,284306	0,407	0,9994	0,097618	0,014	1613	1598,4	1579,1	0,27	1	
9	0,011	1967,3	5045,2	98,93	0,05029	9500,154	3,43829	1,28	0,258959	1,25	0,9826	0,096296	0,237	1484,5	1513,2	1553,6	4,4	1	
10	0,036	1175,9	3201,2	113,2	0,0963	16111,69	3,72956	0,127	0,276169	0,125	0,99	0,097945	0,018	1572	1577,7	1585,4	0,33	1	
PGJS 258 Monazite																			
1	0,029	84,149	40,451	73,53	0,8738	3642,88	2,69115	0,331	0,228057	0,304	0,9196	0,085584	0,13	1324,3	1326	1328,8	2,5	1	
2	0,02	9216,5	3426,3	54,41	0,005903	99432,59	2,66191	0,298	0,225096	0,297	0,9985	0,085768	0,017	1308,7	1318	1333	0,32	1	
3	0,022	5509,3	3259,3	49,46	0,008978	57746,77	2,6774	0,337	0,225745	0,336	0,9967	0,086019	0,027	1312,2	1322,2	1338,6	0,53	1	
4	0,025	5955,4	3245,8	43,53	0,007309	86684,98	2,71257	0,368	0,228339	0,367	0,9985	0,086159	0,02	1325,8	1331,9	1341,8	0,38	1	
5	0,041	4505,9	2713,4	77,48	0,01719	28812,8	2,66928	0,139	0,225526	0,138	0,9937	0,085841	0,016	1311	1320	1334,6	0,3	1	
6	0,028	6237,2	2729,1	38,86	0,006231	122980,3	2,90983	0,553	0,245944	0,552	0,9997	0,085809	0,013	1471,5	1384,5	1333,9	0,25	1	
7	0,023	8761,4	3379,3	47,31	0,0054	88608,24	2,68071	0,454	0,226493	0,454	0,9996	0,085841	0,013	1316,1	1323,2	1334,6	0,25	1	
PGJS 102A Monazite																			
1	0,012	1311,7	773,69	90,68	0,06913	2092,693	2,61843	0,347	0,220434	0,345	0,995	0,086151	0,035	1284,2	1305,8	1341,6	0,67	3	
2	0,01	5090,3	3524,3	108,8	0,02138	6865,651	2,76136	0,207	0,232214	0,206	0,9938	0,086245	0,023	1346,1	1345,2	1343,7	0,45	4	
3	0,009	5025,6	3312,7	120,9	0,02406	2321,063	2,77533	0,282	0,23208	0,28	0,9928	0,08646	0,034	1349,2	1348,9	1348,5	0,65	5	
4	0,011	4077,8	2970,3	98,93	0,02426	7169,265	2,76562	0,325	0,233558	0,323	0,9948	0,085881	0,033	1353,1	1346,3	1335,5	0,64	3	
5	0,005	1796,7	1420,6	8,801	0,004899	1223,503	2,95835	0,479	0,249962	0,478	0,9972	0,085837	0,036	1438,3	1397	1334,5	0,69	3	
6	0,009	4379,5	3113,1	120,9	0,02761	1264,825	2,8077	0,144	0,236669	0,142	0,9874	0,086042	0,023	1369,4	1357,6	1339,1	0,44	3	

Tabela 7 - Continuação.

						Radiogenic Ratios												
Sample						Pb 206	Pb207*	Pb206*		Correl.	Pb207*	Pb206*	Pb207*	Pb207*	Quant.			
Fraction	Size	U	Pb	Th	U/Th	Pb204	U235	U238		Coeff.	Pb206*	U238	U235	Pb206*				
	(mg)	ppm	ppm	ppm		(obs.)	(pct)		(rho)	(pct)		Age	Age	Age	(Ma)			
PGJS 38A Titanite																		
1	0,098	144,43	31,281	11,1	0,07688	600,7252	1,96117	0,485	0,178205	0,476	0,983768	0,079817	0,087	1057,2	1102,3	1192,5	1,7	
4	0,093	144,46	37,118	11,7	0,081	811,6559	2,35798	0,544	0,211088	0,536	0,986615	0,0810169	0,0886	1234,6	1230	1221,9	1,7	
7	0,187	186,44	21,018	5,819	0,03121	654,6589	0,963685	0,396	0,0857151	0,388	0,980805	0,0815411	0,0772	530,15	685,2	1264,5	1,5	
8	0,12	121,48	73,04	9,068	0,07465	936,9857	5,42774	0,559	0,480237	0,558	0,997251	0,0819714	0,0414	2528,3	1889,2	1244,8	0,81	
9	0,252	494,42	125,37	11,83	0,02392	727,0266	2,26842	1,4	0,19152	1,4	0,998297	0,0859028	0,0817	1129,6	1202,5	1336	1,6	
10	0,092	141,77	36,13	11,83	0,08343	369,9261	2,19412	2,9	0,19608	2,62	0,913903	0,0811567	1,18	1154,2	1179,2	1225,2	23	
PGJS 147 Dark Titanite																		
1	0,165	223,35	67,391	6,595	0,02953	1745,934	2,74442	0,416	0,238516	0,412	0,991592	0,0834508	0,0538	1379	1340,6	1279,8	1	7
2	0,13	313,28	95,329	8,371	0,02672	1653,372	2,36422	0,265	0,199946	0,263	0,994075	0,085758	0,0288	1175	1231,9	1332,7	0,56	5
3	0,129	272,91	6,4846	8,435	0,03091	106,1868	0,142477	1,63	0,012131	1,52	0,929705	0,0851814	0,602	77,731	135,25	1319,7	12	10
5	0,101	320,22	106,35	10,77	0,03365	766,0944	2,68188	0,343	0,227428	0,337	0,983805	0,0855251	0,0615	1321	1323,5	1327,5	1,2	6
7	0,113	156,31	50,177	9,63	0,06161	914,8679	2,6353	1,36	0,224573	1,36	0,997074	0,085108	0,104	1306	1310,5	1318	2	16
PGJS 147 Light Titanite																		
1	0,146	27,556	11,058	7,453	0,2705	163,9075	2,63427	0,848	0,228006	0,756	0,901942	0,0837941	0,366	1324	1310,3	1287,8	7,1	
3	0,132	24,637	10,53	8,244	0,3346	145,4866	2,54751	1,15	0,227961	0,952	0,82991	0,0810502	0,639	1323,8	1285,7	1222,7	13	
4	0,102	409,88	140,33	10,67	0,02603	197,5862	2,2516	0,566	0,190513	0,558	0,98876	0,0857168	0,0846	1124,2	1197,3	1331,8	1,6	

Contudo, mesmo amostras que passaram por metamorfismo ou outras perturbações térmicas, após algumas etapas de aquecimento, podem atingir patamares com razões $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mais ou menos constantes. A idade assim obtida é comumente designada de idade platô que pode se aproximar ou ser igual à idade de formação do mineral ou do resfriamento da rocha (muitas vezes do evento tectônico). Por outro lado, porém, é muito frequente que análises não constituam espectros em platô, apresentem formas de sela e definam idades de resfriamento discrepantes em relação às idades de resfriamento já conhecidas por outros métodos. Tais anomalias são atribuídas a um fenômeno conhecido como excesso de argônio.

O excesso de argônio (ver Kelley, 2002 para revisão) é um fator complicador principalmente na datação de rochas de alta pressão ou deformação e o método de aquecimento em etapas (*stepwise heating*) deveria ser combinado com método direto como *UV-Laser Ablation* para identificar contaminação por ^{40}Ar .

A ocorrência de argônio em excesso na geocronologia K-Ar e Ar-Ar pode ser compreendida se considerarmos que ele é um elemento-traço incompatível que exhibe coeficiente de partição mineral/fluido e mineral/fundido variando de 0,01 até menos que 7×10^{-6} . O argônio tende a se concentrar no fundido ou fluidos hidratados nos limites dos grãos, mesmo em rochas com baixa porosidade. Admite-se que o excesso de argônio ocorra quando a sua concentração no fundido ou reservatório de fluidos é suficientemente alta e onde o equilíbrio dinâmico conduz à significativa partição com os minerais (Kelley, 2002).

Em sistemas fechados pobres em fluidos como os granulitos e rochas de HP (altas pressões) e UHP (ultra-altas pressões) o excesso de argônio ocorre como resposta ao conteúdo de K na rocha. Excesso de Ar em fluidos e em fundidos contribui com parcela significativa para o excesso de Ar em minerais com baixo K como anfibólios e plagioclásio, embora as inclusões nos fundidos causem excessos de Ar menores do que inclusões fluidas, por que o coeficiente de partição fundido/cristal é menor (k_d). Isso pode ser um problema significativo, em particular nas rochas mais jovens.

A variação no coeficiente de partição pode conduzir ao excesso de argônio em fluidos que serão introduzidos em minerais ou removidos dos minerais para os fluidos dos limites de grãos durante o fluxo através de uma rocha. Contudo, excesso de argônio pode ser produto de introdução ou remoção a partir de minerais pela variação da temperatura sem a necessidade de fluxo dos fluidos. Altos coeficientes de partição mineral/fundido e mineral/fluido são também a razão do excesso de argônio frequentemente concentrar-se em inclusões em minerais.

3.5.1 Resultados e conclusões obtidas na área de estudo.

A interpretação de dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em rochas deformadas e terrenos metamorfisados é difícil. Entre amostras do mesmo terreno, variações na história termal, história deformacional, tipo de rocha e exposição ao excesso de argônio podem gerar dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muito variados. Nesse sentido, é importante ressaltar que as amostras analisadas nesta tese mostram expressivo percentual de cristais com evidências de excesso de argônio (ver introdução teórica), porém as idades *total gas age* obtidas são úteis da mesma forma que os dados K/Ar e informam sobre a idade máxima de resfriamento dos eventos tectono-termais, que pode ser próxima à idade do pico metamórfico. O princípio da idade platô se baseia nas idéias de difusão da estrutura cristalina, idéias que não são razoáveis assim que se começa a esquentar o cristal sob vácuo. De qualquer maneira é importante relatar a idade total destas análises, procedimento fiel às idéias originais de Dodson (1973), que derivou a equação de difusão.

A partir do conjunto de análises realizadas nesta tese (Tabelas 7 e 8), Figuras 110 e 111A,B,C), constata-se que as idades-platô em hornblenda obtidas nas zonas de cisalhamento dúctil variam de 1155 a 1195 Ma, enquanto nas porções preservadas do cisalhamento o mesmo mineral mostra idades-platô entre 1270 e 1367 Ma. No primeiro caso o estreito intervalo de idades-platô (idades bastante concordantes) provavelmente representa a idade do evento tectono-termal responsável pela deformação dúctil e milonitização relacionadas ao desenvolvimento das estruturas direcionais do Sistema de Cisalhamento Ji-Paraná. No segundo caso pode ter ocorrido que o sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fechou quando os minerais cristalizaram, gerando um amplo espectro de idades com diferentes idades-platô que refletem o resfriamento. As análises de biotita informam de maneira mais conclusiva a idade de resfriamento do evento de cisalhamento, com idades-platô situadas no intervalo entre 1090 e 1143 Ma, enquanto que para o evento mais antigo, já assinalado pela temperatura de fechamento da hornblenda, uma única análise em biotita mostra idade-platô de 1296 Ma. A interpretação das *total gas age* obtidas nas amostras analisadas nesta tese são coerentes com as idades-platô e os eventos já caracterizados na região estudada, exceção das amostras PGJS38A e 1462JS05, cujos resultados anômalos sugerem expressivo enriquecimento em Ar e necessitam de melhor avaliação.

De qualquer forma, os dados Ar-Ar aqui expostos (Figura 111 A,B,C) obtidos em amostras representativas, cuja localização pode ser visualizada na Figura 110, definem dois períodos de temperatura de fechamento do sistema Ar em hornblenda e biotita, permitindo inferir a atuação de dois eventos tectono-termais no Mesoproterozóico tardio no SW do Cráton Amazônico: o primeiro entre 1,37 e 1,30 (evento Dn+1) Ga e o segundo entre 1,20 e 1,12 Ga (evento Dn+2). Na região estudada evento tectono-termal Dn+1 alcançou, no seu pico metamórfico, temperaturas em torno de 650°C no período entre 1,37 e 1,35 Ga. As idades Ar mais antigas em hornblenda representam

Tabela 8 - Síntese dos resultados obtidos nas análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Amostra	Unidade	Mineral		Interpretação
		Hornblenda	Biotita	
PG-JS-01	Complexo Jamari	1292±4 Ma		Idade máxima (<i>total gas age</i>) de resfriamento; pode ser próxima à idade do pico metamórfico Dn+1/M2, evento entre 1,37 e 1,35 Ga.
PG-JS-02(P05)	Suíte Serra da Providência	1105±3,6 Ma		Total gas age/pseudo-plateau; idade mínima do evento tectono-termal de 1,20-1,12 Ga; possível perda de argônio.
PG-JS-05(P18)	Suíte Serra da Providência		1122±2,4 Ma	Idade plateau; bom marcador de resfriamento do evento transcorrente Dn+2/M3 entre 1,20 e 1,12 Ga.
2365-JS-02	Complexo Jamari		1298±2 Ma	Idade plateau; apesar do espectro formando plateau pode haver excesso de argônio em virtude da idade diferente das biotitas regionais; caso não seja excesso de Ar é a biotita mais antiga já encontrada na região e relacionada ao resfriamento do evento Dn+1/M2.
PG-JS-16(P02)	Suíte Serra da Providência	1196±1,6 Ma		Idade pseudo-plateau; coerente com idade de resfriamento do principal evento cisalhante regional - Dn+2/M3 (1,20-1,12 Ga).
PG-JS-38A	Complexo Jamari	(1)1388±4 Ma (2)1220±4 Ma	1266±3,9 Ma	Excesso de argônio (espectro em forma de sela); idade máxima hornblenda (1) provavelmente significa resfriamento evento Dn/M1 = 1,37-1,35 Ga; hornblenda (2) reflete resfriamento do evento de 1,20-1,12 Ga; biotita provavelmente reflete excesso de argônio.
PG-JS-41	Suíte Serra da Providência	(1)1297±4 Ma (2)1210±4 Ma		Excesso de argônio com espectro em forma de sela para hornblenda (1) e idade máxima para o resfriamento evento 1,37-1,35 Ga; hornblenda (2) com idade de resfriamento do evento 1,20-1,12 Ga;
1462-JS-05	Suíte Serra da Providência	1350±5 Ma		Excesso de argônio (espectro em forma de sela); essa idade é do meio do espectro e serve como idade máxima do resfriamento do evento Dn+1/M2 (1,37-1,35 Ga).
1462-JS-12b	Complexo Jamari	1295±6 Ma		Excesso de argônio (espectro em forma de sela); essa idade é do meio do espectro e serve como idade máxima para o resfriamento (próxima ao pico metamórfico evento Dn+1/M2).
1462-JS-34	Complexo Jamari	1275±2 Ma		Excesso de argônio (espectro em forma de sela); essa idade é do meio do espectro e serve como idade máxima de resfriamento do evento Dn+1/M2.
4266-PS-79A	Complexo Jamari	1372±2 Ma		Total gas age = idade máxima; variação da idade com a composição - razões Ca/K e Cl/K - o que se interpreta como presença de inclusão na hornblenda.
PG-JL-01	Complexo Jamari	1316±5 Ma		Total gas age = idade máxima para o resfriamento do evento 1,37-1,35 Ga (Dn+1/M2).

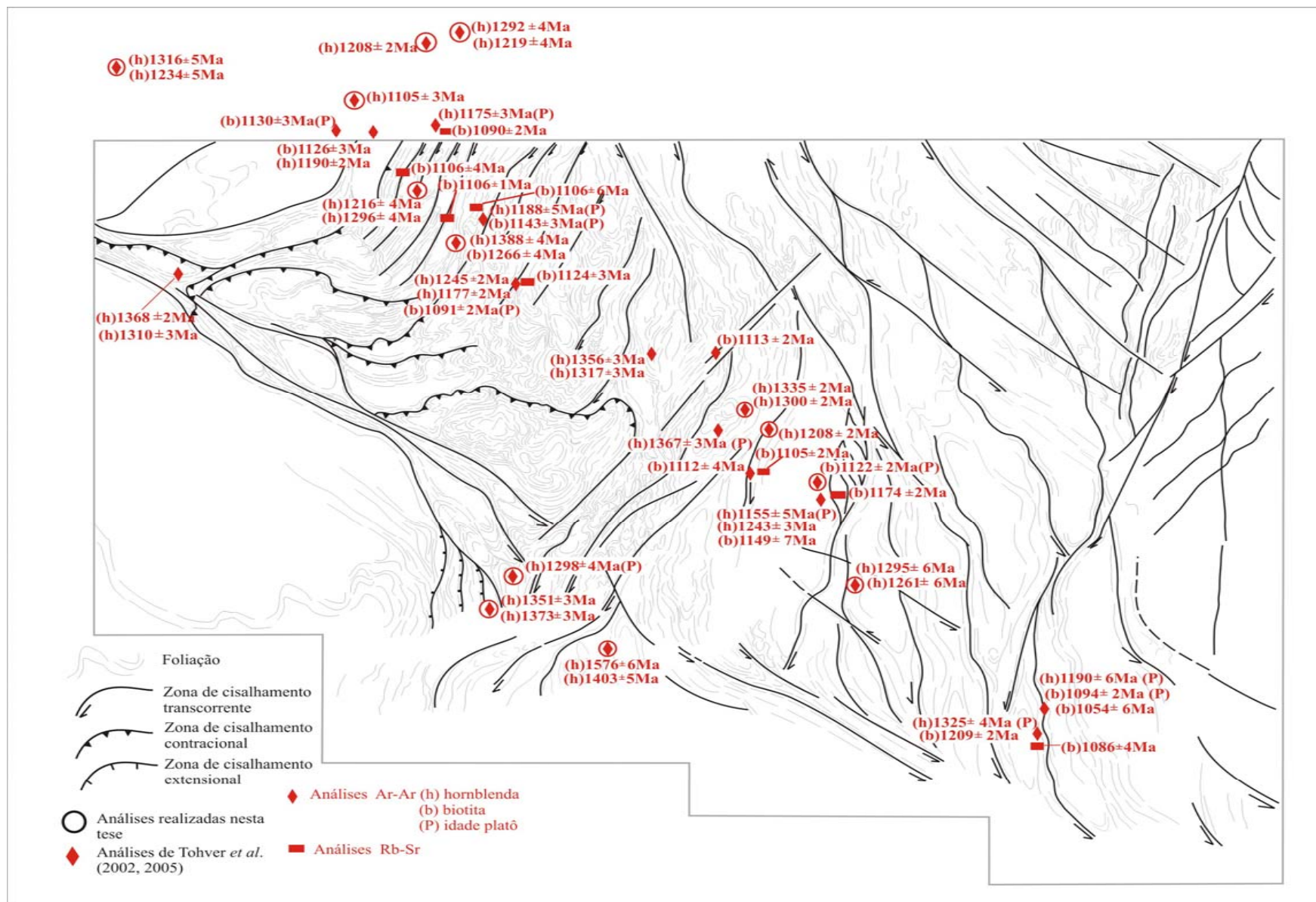


Figura 110 - Localização das amostras analisadas pelo método Ar-Ar e Rb-Sr com os respectivos valores analíticos.

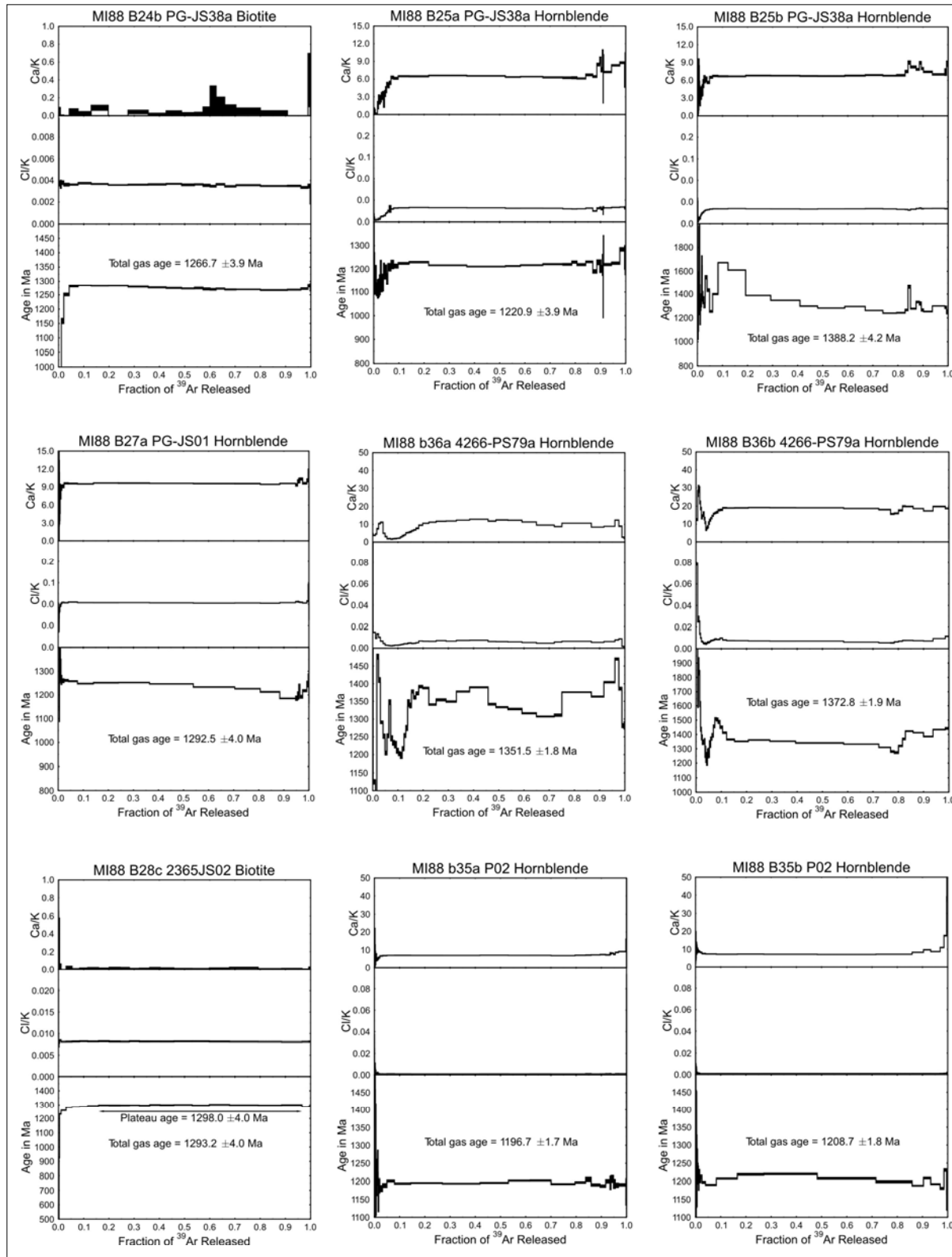


Figura 111 A - Espectros de idades argônio obtidos em rochas representativas da região estudada. Razões Ca/K e Cl/K estão dispostas em ordem para demonstrar seus possíveis efeitos na composição das idades calculadas.

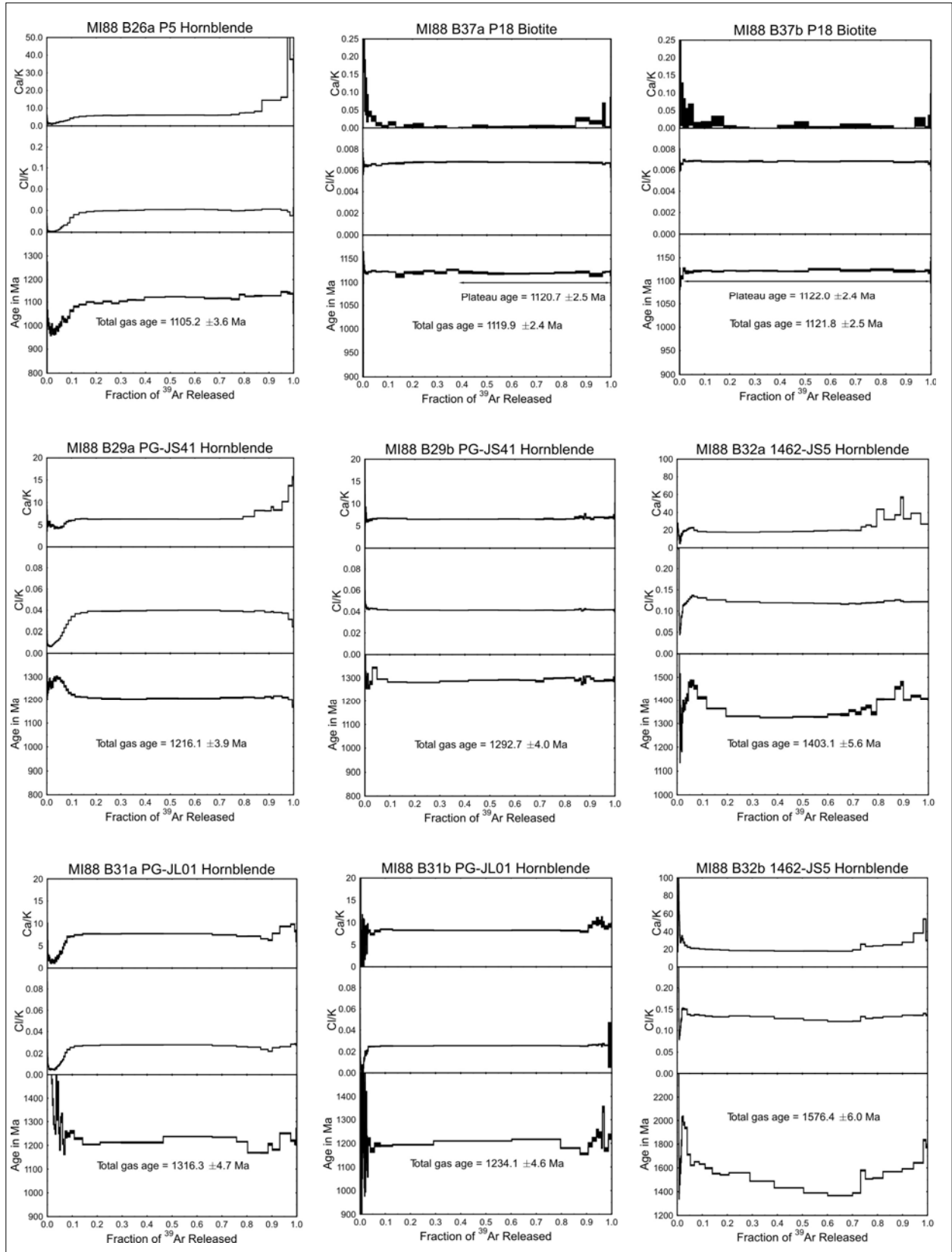


Figura 111 B - Espectros de idades argônio obtidos em rochas representativas da região estudada.

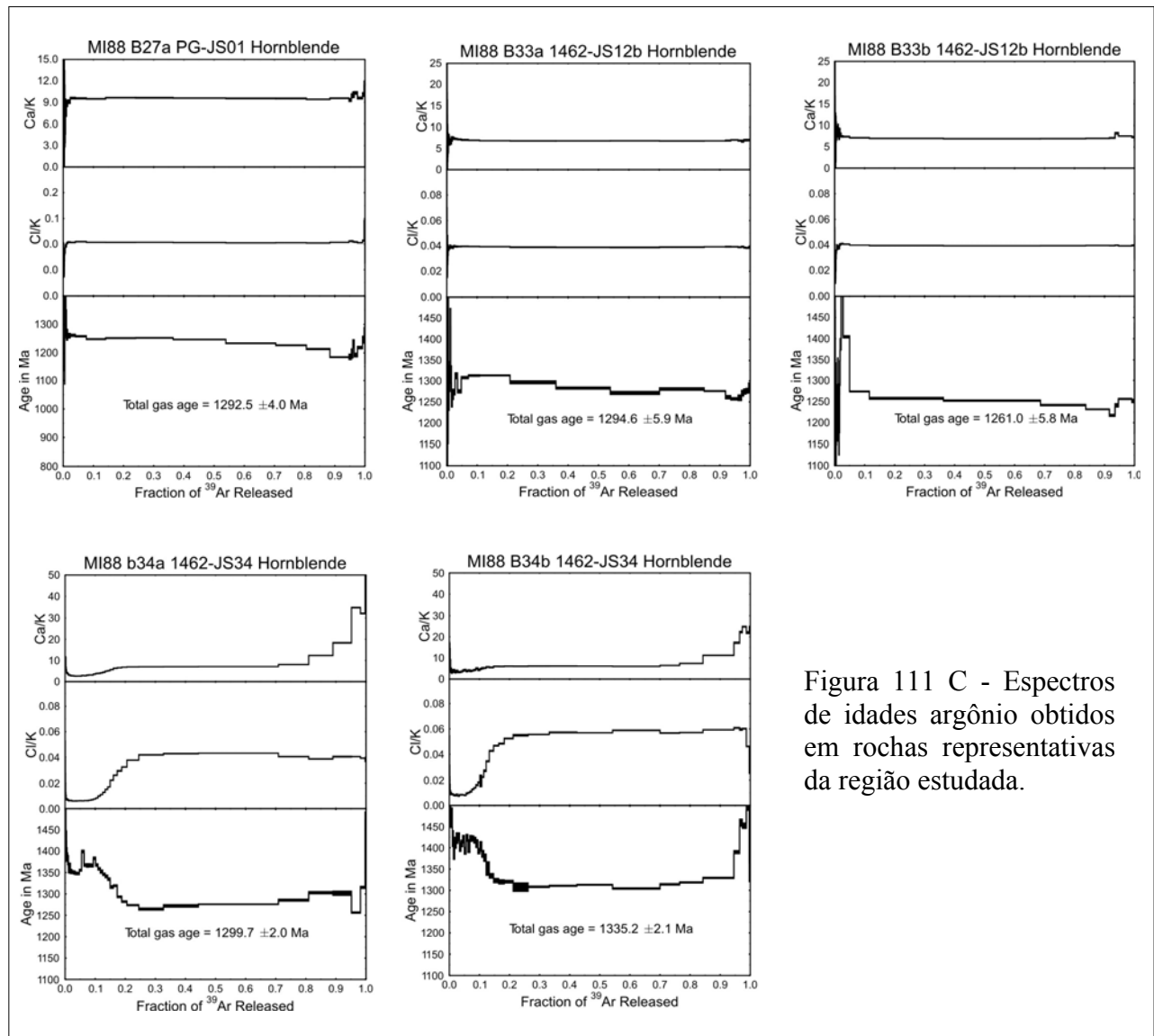


Figura 111 C - Espectros de idades argônio obtidos em rochas representativas da região estudada.

idades de resfriamento do evento tectono-termal Dn+1/M2 ($\pm 1,35$ Ga a 1,30 Ga) em temperaturas em torno de 650°C.

Para o segundo evento a deformação ductil definida pela natureza da foliação, minerais recristalizados e paragênese neo-formada indica que a temperatura máxima da deformação milonítica não ultrapassou 550°C (450-550°C, exsolução de feldspatos, Tohver et al., 2002), consistente com a temperatura máxima da janela de fechamento de hornblenda (450-525°C, McDougall e Harrison, 1999). Esta conclusão demonstra que as idades-platô obtidas em hornblenda (1,17 a 1,19 Ga) (Figuras 111 A,B,C e Tabela 8), informam muito mais sobre idade de cristalização deste mineral e, em consequência, do metamorfismo e da deformação dúctil/milonitização do evento ocorrido entre 1,20 e 1,15 Ga, enquanto a biotita que têm idade de fechamento entre 300 e 350°C (McDougall e Harrison, 1999) informa efetivamente sobre a idade de resfriamento (1,08 e 1,14 Ga) do evento.

Tabela 9 - Valores analíticos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos nesta tese.

Power (mW)	% ^{39}Ar released	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b24a PG-JS38a biotite									
50	0,00	40,591	0,019	-78,815	-0,094	-93,923	-81,096	1890	6051
100	0,00	275,936	0,036	-98,539	-1,154	-2921,050	-77,073	4706	1939
150	0,00	-88,200	0,637	-314,723	0,310	-2444,990	-	-1829650	9350
200	0,45	15,687	0,019	0,056	0,003	6,067	0,056	973	7
250	1,07	17,981	0,018	0,039	0,002	3,119	0,039	1080	5
300	1,94	20,244	0,017	-0,002	0,001	1,766	-0,002	1180	2
350	3,04	21,314	0,018	0,000	0,000	0,540	0,000	1225	2
400	4,24	21,623	0,017	-0,002	0,000	0,451	-0,002	1238	1
450	5,23	21,709	0,017	-0,002	0,000	0,293	-0,002	1241	1
500	5,78	21,820	0,017	0,000	0,000	0,160	0,000	1246	1
550	5,93	21,848	0,017	0,000	0,000	0,171	0,000	1247	1
600	5,87	21,849	0,017	0,004	0,000	0,118	0,004	1247	1
650	5,76	21,833	0,017	0,001	0,000	0,161	0,001	1246	1
700	5,59	21,867	0,017	-0,001	0,000	0,133	-0,001	1248	1
750	5,28	21,896	0,017	0,008	0,000	0,148	0,008	1249	1
800	4,86	21,896	0,017	0,013	0,000	0,119	0,013	1249	1
900	5,83	21,930	0,017	0,030	0,000	0,187	0,030	1250	1
1000	4,76	21,878	0,017	0,039	0,000	0,207	0,039	1248	1
1100	5,48	21,995	0,017	0,050	0,000	0,079	0,050	1253	1
1200	9,48	21,297	0,017	0,058	0,000	0,046	0,058	1224	2
1400	11,09	21,364	0,017	0,047	0,000	0,062	0,047	1227	3
1600	4,84	21,740	0,035	0,054	0,000	-0,025	0,054	1243	1
2000	2,05	21,808	0,017	0,026	0,000	-0,111	0,026	1245	2
3000	1,32	22,117	0,016	0,029	0,000	0,152	0,029	1258	3
4000	0,11	23,402	0,018	-0,138	-0,006	-7,012	-0,214	1310	25

J value = 0.0455 +/- 0.0002

Total Gas Age = 1237 +/- 4Ma

Number of steps = 25

Power (mW)	% ^{39}Ar released	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b25a PG-JS38a hornblende									
100	0,072	147,488	0,348	-1,999	0,013	2,645	-2,596	3686	62
200	0,112	25,860	0,058	-2,158	-0,003	-4,607	-1,304	1404	81
250	0,158	21,035	0,034	-0,457	0,004	0,638	-0,680	1212	59
300	0,275	19,327	0,019	-0,179	0,002	2,987	-0,189	1139	49
350	0,406	20,101	0,018	-0,209	-0,001	-0,916	-0,289	1172	44
400	0,479	18,747	0,021	-1,045	0,003	4,698	-0,624	1113	29
425	0,379	18,792	0,021	0,863	0,003	4,776	0,864	1115	41
450	0,372	18,886	0,025	1,437	0,002	3,177	1,435	1119	40
475	0,380	19,179	0,026	1,312	0,002	3,376	1,312	1132	44
500	0,389	20,747	0,040	1,471	0,004	-1,544	1,464	1200	38
525	0,429	19,268	0,046	1,711	0,003	3,942	1,707	1136	35
550	0,428	19,396	0,046	1,810	0,004	5,645	1,809	1142	38
575	0,418	20,795	0,051	1,061	-0,002	-2,343	1,061	1202	24

Tabela 9 - Continuação.

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
600	0,406	20,324	0,053	1,937	0,003	0,166	1,939	1182	23
625	0,429	20,631	0,071	2,296	0,003	-2,800	2,296	1195	23
650	0,476	19,766	0,081	2,801	0,003	4,744	2,790	1158	24
675	0,548	20,975	0,096	2,690	0,002	-1,847	2,692	1209	15
700	0,699	20,958	0,111	2,940	-0,001	-1,269	2,928	1209	16
725	1,029	21,235	0,111	3,424	0,003	-0,454	3,426	1220	18
750	1,819	21,077	0,119	3,348	0,003	0,453	3,349	1214	8
775	4,359	21,350	0,121	3,539	0,002	-0,172	3,537	1225	4
800	7,735	21,474	0,124	3,534	0,002	-0,042	3,529	1230	3
825	15,134	21,155	0,123	3,605	0,002	-0,128	3,604	1217	1
850	15,309	21,028	0,122	3,572	-0,001	0,077	3,567	1212	1
875	5,972	21,080	0,118	3,467	0,003	0,039	3,462	1214	2
900	8,924	21,167	0,117	3,503	0,003	-0,267	3,500	1217	2
925	7,924	21,269	0,117	3,431	0,002	0,325	3,429	1222	2
950	3,547	21,248	0,113	3,402	0,002	0,726	3,397	1221	4
975	2,064	21,475	0,112	3,404	0,002	0,552	3,397	1230	5
1000	3,481	21,226	0,113	3,326	-0,001	0,490	3,332	1220	4
1050	2,796	21,505	0,119	3,667	0,003	0,319	3,661	1231	3
1100	1,611	20,544	0,093	3,509	0,003	0,071	3,505	1191	7
1150	1,139	21,459	0,117	4,619	0,002	-1,880	4,617	1230	10
1200	0,501	21,065	0,124	5,010	0,002	2,435	5,011	1213	27
1300	0,538	20,805	0,107	4,113	0,003	0,418	4,133	1202	14
1400	0,289	21,197	0,119	5,399	0,003	-0,199	5,405	1219	44
1500	0,068	18,305	0,095	3,301	0,002	15,391	3,298	1094	103
1750	0,166	22,723	0,122	4,781	0,002	-3,701	4,782	1281	61
2000	3,111	21,232	0,121	3,925	0,002	1,087	3,927	1220	4
2250	3,297	21,371	0,125	4,540	-0,001	0,302	4,540	1226	5
2500	1,873	22,791	0,128	4,781	0,003	-0,096	4,785	1284	7
3000	0,233	21,960	0,121	3,094	0,003	-1,400	3,095	1250	50
3500	0,224	21,410	0,118	5,187	0,002	0,066	5,185	1228	51
4000	0,002	116,366	1,228	68,395	0,002	-5,460	69,498	3320	1786

J value = 0.0455 +/- 0.0002

Total Gas Age = 1221 +/- 4 Ma

Number of steps = 44

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b26a P5 hornblende									
100	0,081	29,926	0,141	2,787	0,052	33,953	2,787	1548	57
200	0,074	12,219	0,128	2,722	0,029	41,355	2,724	796	58
250	0,085	20,706	0,039	1,915	0,001	0,653	1,916	1195	80
300	0,195	17,294	0,020	1,152	0,001	1,813	1,152	1045	21
350	0,270	16,629	0,008	0,629	0,001	0,619	0,627	1014	16
400	0,367	16,279	0,011	0,856	0,001	0,948	0,855	998	14
425	0,382	15,932	0,009	0,778	0,001	2,279	0,778	982	14
450	0,404	15,705	0,008	0,660	0,001	2,495	0,669	971	14
475	0,440	16,171	0,008	0,558	0,001	2,229	0,558	993	16

Tabela 9 - Continuação.

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
500	0,464	15,792	0,009	0,736	0,001	0,883	0,737	975	12
525	0,488	15,750	0,009	0,767	0,001	1,769	0,767	973	12
550	0,511	15,820	0,012	0,800	0,001	0,973	0,790	976	13
575	0,522	16,108	0,015	1,063	0,001	-0,937	1,063	990	8
600	0,552	16,004	0,019	1,005	0,001	0,614	1,004	985	10
625	0,599	16,315	0,026	1,246	0,001	-0,539	1,244	1000	8
650	0,634	16,480	0,037	1,342	0,001	-0,927	1,341	1007	9
675	0,693	17,042	0,048	1,329	0,001	-2,090	1,332	1034	6
700	0,803	16,807	0,059	1,524	0,001	0,194	1,518	1023	8
725	0,816	16,747	0,033	1,011	0,001	0,540	1,648	1020	7
750	0,954	17,072	0,079	1,826	0,001	-0,356	1,829	1035	5
775	1,523	17,691	0,127	2,346	0,001	-0,175	2,348	1063	4
800	2,172	18,079	0,154	2,691	0,001	-0,119	2,693	1081	3
825	2,942	18,270	0,172	2,922	0,001	-0,041	2,918	1089	2
850	3,182	18,516	0,181	3,097	0,001	-0,362	3,094	1100	2
875	3,574	18,396	0,186	3,170	0,001	0,355	3,166	1095	2
900	3,500	18,573	0,188	3,242	0,001	0,071	3,241	1103	2
925	3,063	18,394	0,188	3,192	0,001	0,462	3,182	1095	2
950	3,375	18,587	0,192	3,211	0,001	0,112	3,205	1104	2
975	3,419	18,719	0,191	3,315	0,001	0,103	3,310	1109	2
1000	3,463	18,699	0,193	3,317	0,001	0,157	3,313	1109	2
1050	8,355	18,976	0,198	3,314	0,001	-0,081	3,309	1121	1
1100	8,241	19,026	0,199	3,325	0,001	-0,161	3,321	1123	1
1150	7,680	18,971	0,336	3,334	0,001	-0,066	3,334	1121	1
1200	5,494	18,864	0,199	3,286	0,001	-0,234	3,279	1116	2
1300	5,338	18,873	0,194	3,323	0,001	-0,157	3,312	1116	2
1400	3,329	18,779	0,187	3,517	0,001	0,042	3,504	1112	3
1500	2,276	19,251	0,187	3,988	0,001	-0,316	4,000	1133	3
1750	3,841	19,059	0,193	4,063	0,001	0,177	4,066	1124	2
2000	3,035	19,101	0,196	4,486	0,001	0,088	4,488	1126	2
2250	7,731	19,118	0,202	7,905	0,001	-0,206	7,917	1127	1
2500	2,637	19,592	0,193	8,858	0,001	-0,415	8,847	1148	2
3000	1,005	19,443	0,179	38,997	0,001	-0,426	38,909	1141	7
3500	1,329	19,368	0,143	20,452	0,001	-0,496	20,535	1138	5
4000	0,162	17,893	0,214	16,781	0,001	5,542	16,852	1073	21

J value = 0.0455 +/- 0.0002

Total Gas Age = 1105 +/- 3 Ma

Number of steps = 44

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b27b PG-JS01 hornblende									
100	0,158	61,211	0,225	2,828	0,032	13,341	2,818	2395	37
200	0,052	169,049	0,180	6,669	0,031	5,169	6,667	3893	50
250	0,029	168,031	0,187	3,365	0,120	17,457	3,354	3884	105
300	0,046	260,821	0,138	7,633	0,089	9,189	7,645	4601	40

Tabela 9 - Continuação

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
350	0,058	322,558	0,143	4,190	0,080	6,796	4,193	4957	33
400	0,057	269,273	0,147	7,765	0,027	2,853	7,762	4654	40
425	0,043	117,730	0,153	7,201	0,027	-1,106	7,178	3329	57
450	0,044	59,107	0,070	2,888	0,004	3,332	4,717	2349	87
475	0,042	45,970	0,136	9,098	0,011	6,471	9,124	2030	87
500	0,044	21,427	0,126	4,998	0,025	25,503	4,991	1223	160
525	0,049	22,904	0,140	6,205	0,012	13,586	6,203	1284	124
550	0,052	21,926	0,171	5,910	0,006	5,056	5,905	1244	109
575	0,062	24,299	0,169	4,104	-0,015	-16,181	4,106	1339	140
600	0,077	24,742	0,214	6,495	0,027	-1,987	6,476	1356	128
625	0,104	23,851	0,217	6,480	0,005	3,808	6,479	1321	88
650	0,137	20,523	0,233	4,475	0,003	2,259	4,488	1186	66
675	0,167	22,066	0,240	6,036	0,004	2,636	6,012	1250	52
700	0,202	23,038	0,257	4,575	0,004	-4,580	4,575	1289	44
725	0,265	20,515	0,274	4,712	0,011	0,536	4,720	1185	25
750	0,486	20,168	0,293	4,838	0,025	-1,305	4,843	1170	16
775	1,167	19,916	0,311	5,216	0,012	1,559	5,221	1160	10
800	2,864	20,475	0,314	5,298	0,006	-0,057	5,312	1183	3
825	7,050	20,692	0,317	3,209	-0,015	0,228	5,292	1193	2
850	12,149	20,681	0,313	5,223	0,004	0,099	5,231	1192	1
875	14,444	20,611	0,312	5,130	0,011	-0,202	5,143	1189	1
900	11,130	20,700	0,310	5,160	0,025	-0,192	5,168	1193	1
925	11,809	20,860	0,311	5,113	0,012	-0,072	5,118	1200	1
950	7,921	20,911	0,309	5,190	0,012	-0,108	5,179	1202	2
975	4,094	21,090	0,307	5,146	0,006	-0,164	5,151	1209	2
1000	3,956	21,197	0,313	5,179	-0,015	-0,140	5,194	1214	3
1050	4,943	20,939	0,315	5,317	0,027	-0,002	5,313	1203	3
1100	3,950	20,401	0,318	5,194	0,012	0,236	5,208	1180	3
1150	2,773	19,997	0,333	5,380	0,006	0,223	5,400	1163	4
1200	2,044	19,595	0,345	9,171	-0,015	-0,029	5,603	1146	6
1300	1,127	19,852	0,439	6,459	0,004	0,080	6,440	1157	9
1400	0,545	19,718	0,441	6,028	0,011	0,022	6,010	1151	18
1500	0,357	20,072	0,452	7,532	0,025	-2,604	7,537	1166	32
1750	1,166	19,869	0,353	5,876	0,012	0,284	5,858	1158	7
2000	1,637	19,614	0,323	5,278	0,012	0,361	5,274	1147	6
2250	1,584	19,653	0,314	5,866	0,006	0,776	5,844	1148	5
2500	0,665	19,725	0,324	7,118	-0,015	2,695	7,123	1151	22
3000	0,301	20,021	0,299	10,440	0,027	0,421	10,450	1164	27
3500	0,152	18,923	0,259	16,242	0,005	4,542	16,293	1117	73
4000	0,001	-55,906	-1,239	-3,892	0,003	262,256	-6,567	-155233	6943

J value = 0.0455 +/- 0.0002
 Total Gas Age = 1219 +/- 4 Ma
 Number of steps = 44

Tabela 9 - Continuação

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b28b 2365JS02 biotite									
50	0,236	10,653	0,042	-0,110	0,018	45,044	-0,106	710	39
100	0,449	17,002	0,045	-0,092	0,008	12,175	-0,098	1030	14
150	1,196	22,945	0,045	0,027	0,008	9,543	0,027	1285	5
200	3,575	22,974	0,043	-0,011	0,004	4,542	-0,008	1286	2
250	6,272	23,382	0,042	-0,003	0,001	0,966	-0,002	1302	1
300	7,191	23,521	0,042	-0,014	0,000	0,351	-0,021	1308	1
350	7,375	23,480	0,020	-0,013	0,000	0,219	-0,019	1306	1
400	6,713	23,480	0,041	-0,018	0,000	0,107	-0,021	1306	2
450	5,918	23,497	0,041	0,012	0,000	0,199	0,012	1307	1
500	4,765	23,515	0,041	-0,014	0,000	0,129	-0,020	1308	2
550	3,505	23,478	0,042	-0,003	0,000	0,291	-0,002	1306	2
600	3,317	23,404	0,041	-0,002	0,000	0,586	-0,001	1303	2
650	3,351	23,439	0,041	-0,016	0,000	0,581	-0,025	1305	2
700	3,654	23,405	0,042	0,001	0,000	0,588	0,001	1303	2
750	3,822	23,385	0,041	-0,010	0,000	0,171	-0,007	1302	2
800	3,727	23,521	0,040	0,030	0,000	0,023	0,030	1308	2
900	6,747	23,434	0,040	0,027	0,000	0,165	0,027	1304	1
1000	10,360	23,439	0,041	0,054	0,000	0,087	0,054	1305	1
1100	7,904	23,453	0,041	0,103	0,000	0,053	0,103	1305	1
1200	3,879	23,506	0,041	0,165	0,000	-0,097	0,165	1307	2
1400	2,843	23,458	0,041	0,103	0,000	0,248	0,103	1305	3
1600	1,409	23,335	0,041	0,038	0,000	0,428	0,038	1300	4
2000	1,040	23,306	0,041	-0,084	0,001	0,939	-0,047	1299	4
3000	0,692	23,256	0,041	0,142	0,001	1,443	0,142	1297	7
4000	0,061	21,793	0,040	-1,442	0,006	7,228	-0,861	1238	72

J value = 0.0455 +/- 0.0002

Total Gas Age = 1302 +/- 4 Ma

Number of steps = 25

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b29b PG-JS41 hornblende									
100	0,011	130,176	1,161	4,353	0,077	39,725	-4,054	3481	159
200	0,014	57,803	0,273	2,851	0,016	17,440	2,582	2318	191
250	0,011	56,437	0,144	3,944	0,007	-28,497	-1,355	2287	268
300	0,010	25,659	0,080	2,299	0,003	34,641	-1,319	1390	264
350	0,009	38,476	0,058	3,415	0,017	-2,250	10,055	1818	357
400	0,013	44,433	0,043	2,997	0,009	14,850	9,554	1988	202
425	0,011	23,020	0,037	2,766	0,003	60,624	5,575	1287	587
450	0,012	40,226	0,036	2,951	0,003	22,783	5,541	1870	308
475	0,015	32,677	0,034	2,936	0,077	17,737	5,043	1637	277
500	0,019	34,695	0,033	3,002	0,016	6,322	4,518	1702	204
525	0,024	27,865	0,031	2,778	0,007	7,372	4,908	1471	191
550	0,050	33,631	0,033	3,038	0,003	-7,274	4,641	1668	93
575	0,074	24,941	0,030	2,591	0,017	6,626	3,524	1362	70

Tabela 9 - Continuação

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
600	0,096	24,796	0,031	2,657	0,009	3,129	4,319	1357	46
625	0,127	23,262	0,033	2,593	0,003	5,293	4,669	1297	32
650	0,178	22,881	0,038	2,676	0,003	5,488	4,079	1282	26
675	0,312	22,561	0,040	2,618	0,077	4,269	3,384	1269	14
700	0,435	23,524	0,045	2,393	0,016	-0,622	3,381	1307	13
725	0,575	22,420	0,050	2,389	0,007	2,852	3,424	1263	9
750	1,018	22,849	0,054	2,381	0,003	1,780	3,504	1280	7
775	1,874	24,467	0,058	2,311	0,017	1,063	3,611	1344	3
800	4,235	23,235	0,065	2,353	0,009	0,317	3,681	1296	1
825	7,705	22,929	0,078	2,431	0,003	0,128	3,662	1283	1
850	13,096	22,882	0,091	2,514	0,003	0,010	3,554	1282	1
875	11,512	23,019	0,111	2,881	0,009	0,036	3,569	1287	1
900	11,938	23,130	0,127	3,098	0,003	0,024	3,569	1291	1
925	8,375	23,168	0,146	3,214	0,003	-0,094	3,598	1293	1
950	6,529	23,127	0,163	3,269	0,077	0,027	3,577	1291	1
975	3,281	23,010	0,175	3,422	0,016	0,452	3,561	1287	3
1000	3,784	23,298	0,180	3,473	0,007	-0,120	3,624	1298	2
1050	4,956	23,343	0,186	3,408	0,003	0,159	3,560	1300	2
1100	3,550	23,377	0,186	3,434	0,017	0,247	3,600	1301	2
1150	1,828	23,111	0,188	3,423	0,009	0,299	3,761	1291	4
1200	0,863	23,233	0,190	3,430	0,003	0,191	3,855	1296	5
1300	0,767	22,789	0,191	3,424	0,009	0,942	3,827	1278	6
1400	0,485	23,219	0,187	3,446	0,003	-0,518	3,669	1295	13
1500	0,590	22,993	0,184	3,736	0,003	0,482	4,147	1286	9
1750	1,822	23,522	0,188	4,474	0,077	-0,076	3,746	1307	2
2000	1,407	23,289	0,182	2,682	0,016	0,356	3,595	1298	3
2250	4,063	23,043	0,184	4,905	0,007	0,148	3,806	1288	2
2500	1,864	23,117	0,181	4,535	0,003	0,057	3,731	1291	4
3000	1,830	23,120	0,178	5,604	0,017	0,373	3,801	1291	3
3500	0,569	23,227	0,150	7,478	0,009	-0,881	3,874	1295	10
4000	0,065	23,431	0,117	8,486	0,003	2,212	3,520	1303	82

J value = 0.0455 +/- 0.0002

Total Gas Age = 1293 +/- 4 Ma

Number of steps = 44

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample	MI88-b31b	PG-JL01							
hornblende									
100	0,00	443,840	0,710	9,759	0,022	1,473	9,764	5485	99
200	0,04	27,715	0,229	-4,106	0,013	11,744	-5,234	1458	306
250	0,03	13,619	0,127	4,171	0,017	26,427	4,178	860	561
300	0,04	12,276	0,082	5,013	0,021	33,445	5,007	792	412
350	0,06	179,477	0,055	4,977	0,028	4,454	4,979	3974	68
400	0,08	12,885	0,042	2,089	0,033	43,398	2,088	823	224
425	0,06	13,251	0,037	5,405	0,031	40,594	5,407	842	267
450	0,08	30,092	0,025	0,919	0,004	3,529	0,916	1542	169

Tabela 9 - Continuação

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
475	0,08	17,534	0,024	0,752	0,004	6,182	0,752	1047	179
500	0,09	18,210	0,015	0,829	0,001	2,130	0,828	1077	192
525	0,09	17,318	0,006	0,138	0,003	5,527	0,138	1037	199
550	0,10	16,690	0,010	-0,081	0,003	4,539	-0,119	1008	156
575	0,11	347,404	0,024	-3,804	-0,005	-0,652	-4,050	5067	31
600	0,11	20,744	0,013	4,374	0,004	3,425	4,391	1187	137
625	0,12	23,765	0,026	3,309	-0,022	-34,722	3,303	1309	103
650	0,12	23,021	0,014	0,342	-0,029	-28,948	0,342	1280	120
675	0,12	32,523	0,011	0,170	-0,008	-4,491	0,170	1623	84
700	0,12	125,336	0,030	4,237	0,003	-0,462	4,239	3411	47
725	0,13	21,396	0,056	1,440	-0,012	-14,250	1,443	1214	75
750	0,15	19,177	0,061	4,223	0,003	-1,232	4,273	1120	108
775	0,16	18,126	0,068	3,931	0,003	2,292	3,946	1074	98
800	0,17	29,453	0,090	2,316	-0,002	-2,699	2,316	1519	60
825	0,19	18,199	0,092	2,302	0,004	5,860	2,302	1077	84
850	0,18	21,489	0,081	3,883	-0,005	-9,193	3,891	1218	100
875	0,22	24,578	0,097	4,209	##### #	-0,499	4,211	1341	81
900	0,24	20,064	0,091	2,657	0,002	1,933	2,650	1158	73
925	0,32	18,926	0,100	4,688	0,004	3,265	4,694	1109	52
950	0,83	21,224	0,118	4,385	0,033	-0,291	4,395	1207	17
975	1,66	20,367	0,118	4,030	0,031	0,318	4,034	1171	9
1000	2,34	20,915	0,119	4,422	0,004	0,089	4,414	1194	8
1050	4,87	20,805	0,121	4,623	0,004	0,179	4,623	1189	3
1100	16,28	20,914	0,121	4,504	0,001	0,249	4,513	1194	2
1150	31,10	21,295	0,122	4,490	0,003	-0,116	4,491	1210	1
1200	19,37	21,469	0,122	4,512	0,003	-0,064	4,512	1217	1
1300	7,77	20,576	0,121	4,471	-0,005	0,508	4,471	1180	2
1400	3,24	20,001	0,120	4,347	0,004	0,870	4,342	1155	4
1500	1,58	20,907	0,125	4,977	-0,022	0,544	4,987	1194	9
1750	1,66	21,468	0,126	5,444	-0,029	-0,036	5,446	1217	8
2000	0,80	22,100	0,125	5,615	-0,008	-2,690	5,599	1243	17
2250	1,20	21,925	0,128	5,523	0,033	-1,144	5,504	1236	13
2500	0,40	21,172	0,123	5,552	0,031	0,417	5,529	1205	26
3000	0,72	24,679	0,130	5,259	0,004	-0,534	5,254	1345	14
3500	1,62	20,433	0,124	4,854	0,004	0,061	4,856	1174	8
4000	1,33	21,738	0,124	5,087	0,001	-2,137	5,097	1228	12

J value = 0.0455 +/- 0.0002
 Total Gas Age = 1234 +/- 5 Ma
 Number of steps = 44

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b32b 1462-JS5 hornblende									
100	0,00	722,050	4,376	8,691	0,342	18,564	14,140	6323	32
200	0,10	453,778	4,255	20,683	0,187	10,825	20,823	5516	16
250	0,06	213,735	2,325	13,484	0,165	18,537	13,435	4251	54
300	0,06	177,749	2,284	11,105	0,242	28,728	11,023	3953	49

Tabela 9 - Continuação

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
350	0,07	174,719	2,173	15,046	0,255	30,130	15,074	3925	33
400	0,09	177,619	2,067	41,843	0,196	24,508	42,123	3951	32
425	0,07	89,091	1,429	60,363	0,117	27,854	60,661	2897	58
450	0,07	76,082	1,285	62,690	0,069	21,193	63,539	2673	47
475	0,07	59,721	0,940	49,128	0,050	15,505	48,499	2345	54
500	0,07	36,312	0,599	36,998	0,065	34,739	37,317	1740	72
525	0,07	26,784	0,399	32,386	0,031	19,391	32,480	1420	83
550	0,08	28,220	0,383	30,225	0,010	8,308	30,302	1472	86
575	0,09	31,403	0,245	16,427	0,015	3,154	26,544	1582	69
600	0,09	31,402	0,448	20,998	0,025	2,514	21,004	1582	74
625	0,10	29,669	0,429	18,703	0,022	7,273	18,779	1523	66
650	0,13	32,786	0,476	15,975	0,010	4,437	16,008	1628	52
675	0,15	31,507	0,517	15,583	0,015	8,645	15,572	1585	34
700	0,19	34,175	0,585	15,860	0,025	17,929	15,913	1673	28
725	0,21	38,687	0,605	17,275	0,025	16,179	17,345	1811	26
750	0,26	45,824	0,710	18,709	0,023	12,960	18,763	2011	21
775	0,35	46,205	0,726	16,935	0,030	16,195	16,945	2021	17
800	0,55	44,420	0,720	14,966	0,021	12,037	14,955	1973	13
825	0,99	43,104	0,717	13,245	0,015	7,080	13,193	1937	7
850	1,29	35,433	0,656	12,168	0,010	4,869	12,160	1712	5
875	1,56	32,620	0,648	11,517	0,008	3,669	11,452	1622	4
900	1,96	33,526	0,657	11,471	0,022	2,367	11,400	1652	3
925	2,33	32,922	0,650	11,060	0,010	2,594	11,006	1632	3
950	2,89	31,872	0,635	10,756	0,015	1,683	10,780	1598	5
975	3,11	30,521	0,627	10,642	0,025	1,468	10,664	1552	3
1000	3,55	30,214	0,628	10,372	0,025	1,612	10,400	1542	3
1050	8,35	30,736	0,639	10,047	0,023	1,484	10,052	1559	2
1100	9,73	28,692	0,632	10,021	0,030	1,650	10,007	1489	1
1150	11,72	27,116	0,609	9,767	0,021	1,182	9,771	1432	1
1200	9,62	25,960	0,591	9,789	0,015	0,837	9,796	1389	2
1300	9,98	25,357	0,576	9,696	0,010	0,613	9,701	1367	2
1400	3,18	25,942	0,579	10,529	0,008	1,452	10,541	1389	3
1500	1,91	31,307	0,637	14,054	0,022	2,696	13,970	1579	5
1750	2,95	29,218	0,614	12,701	0,010	2,473	12,626	1507	3
2000	4,07	29,427	0,623	13,058	0,015	3,370	12,945	1514	3
2250	7,65	31,005	0,636	13,600	0,025	2,479	13,548	1569	2
2500	4,54	31,720	0,646	15,143	0,025	2,594	15,149	1593	3
3000	3,91	33,256	0,643	20,691	0,023	1,865	20,806	1643	4
3500	1,05	39,467	0,668	29,530	0,030	2,403	29,436	1834	6
4000	0,65	37,574	0,648	16,214	0,021	1,979	16,207	1778	9

J value = 0.0455 +/- 0.0002
 Total Gas Age = 1576 +/- 6 Ma
 Number of steps = 44

Tabela 9 - Continuação

Power (mW)	% ^{39}Ar released	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b33a 1462-JS12b									
hornblende									
100	0,00	695,888	1,344	-2,815	0,018	6,784	-4,758	6253	58
200	0,04	98,149	0,264	1,537	0,068	17,026	1,534	3033	49
250	0,03	61,213	0,333	6,037	0,111	34,812	6,021	2373	95
300	0,03	53,503	0,162	11,606	0,043	19,065	11,540	2199	92
350	0,03	40,097	0,155	7,926	0,101	42,701	7,941	1849	158
400	0,03	23,341	0,146	1,577	0,075	48,653	1,577	1286	131
425	0,02	21,228	0,093	6,736	0,027	27,284	6,723	1201	194
450	0,02	21,817	0,100	5,039	0,037	33,319	5,051	1225	303
475	0,02	19,981	0,103	0,359	0,024	26,233	0,360	1149	343
500	0,02	13,407	0,145	0,620	0,058	56,160	0,620	845	518
525	0,02	24,004	0,192	3,268	-0,008	-9,807	3,269	1312	213
550	0,02	41,670	0,139	4,310	-0,006	-6,289	4,328	1894	143
575	0,03	24,112	0,147	2,798	0,027	-0,915	2,795	1316	131
600	0,04	26,662	0,150	2,724	0,037	-15,618	2,719	1412	90
625	0,05	25,044	0,162	3,913	0,024	0,942	3,917	1352	44
650	0,06	21,730	0,165	2,678	0,027	10,681	2,685	1221	70
675	0,08	32,498	0,184	2,775	0,037	-0,969	2,774	1615	69
700	0,10	23,894	0,176	4,039	0,024	1,044	4,049	1308	40
725	0,12	22,836	0,181	4,091	0,058	5,651	4,093	1266	36
750	0,14	23,915	0,183	3,919	-0,008	1,230	3,918	1309	28
775	0,17	23,693	0,184	3,456	0,003	0,518	3,462	1300	25
800	0,20	27,760	0,191	3,749	0,001	-0,182	3,749	1452	21
825	0,25	24,076	0,185	3,517	0,002	-1,969	3,512	1315	21
850	0,30	22,442	0,187	3,953	0,001	2,247	3,953	1250	12
875	0,37	22,880	0,184	4,073	0,001	1,150	4,083	1268	12
900	0,52	23,014	0,190	3,995	0,001	0,636	4,004	1273	7
925	0,79	24,001	0,189	3,964	0,002	0,913	3,957	1312	7
950	1,25	23,063	0,189	3,896	0,003	0,936	3,899	1275	4
975	2,34	23,888	0,189	3,830	0,001	0,771	3,831	1308	3
1000	3,68	24,013	0,189	3,782	0,002	0,512	3,784	1312	2
1050	10,06	24,022	0,188	3,727	0,001	0,265	3,731	1313	1
1100	15,13	23,606	0,186	3,703	0,001	0,140	3,703	1297	3
1150	17,91	23,255	0,185	3,710	0,001	0,093	3,707	1283	2
1200	16,22	22,964	0,185	3,719	0,002	0,052	3,719	1271	4
1300	14,72	23,199	0,187	3,685	0,003	0,135	3,694	1280	3
1400	7,03	23,079	0,187	3,700	0,001	0,121	3,707	1276	1
1500	1,74	22,712	0,187	3,739	0,002	0,338	3,747	1261	4
1750	2,43	22,616	0,187	3,825	0,001	-0,038	3,827	1257	3
2000	1,12	22,678	0,186	3,743	0,001	0,427	3,742	1260	7
2250	0,72	22,952	0,188	3,679	0,001	0,298	3,665	1271	7
2500	0,80	23,052	0,184	3,793	0,002	0,148	3,794	1275	6
3000	0,82	23,097	0,183	3,803	0,003	0,465	3,806	1276	6
3500	0,52	23,277	0,185	3,819	0,001	0,287	3,821	1284	11
4000	0,01	27,723	0,136	2,771	0,002	-25,441	2,766	1451	352

J value = 0.0455 +/- 0.0002; Total Gas Age = 1295 +/- 6 Ma
 Number of steps = 44

Tabela 9 - Continuação

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b34a 1462-JS34 hornblende									
100	0,00	52,040	0,253	5,868	0,029	13,992	5,834	2180	36
200	0,06	179,479	0,183	5,376	0,022	3,570	5,391	3983	16
250	0,03	70,103	0,133	5,767	0,035	12,796	5,750	2573	52
300	0,04	67,309	0,091	5,008	0,025	9,711	5,010	2517	41
350	0,06	31,517	0,059	5,750	0,012	9,939	5,727	1596	41
400	0,11	26,042	0,049	3,523	0,010	10,299	3,520	1402	26
425	0,13	26,953	0,036	2,925	0,004	3,912	2,920	1435	12
450	0,16	25,932	0,036	2,291	0,005	5,767	2,286	1398	11
475	0,20	25,662	0,035	2,227	0,003	3,104	2,231	1387	9
500	0,25	25,437	0,033	2,012	0,002	2,229	2,016	1379	11
525	0,31	24,826	0,031	1,712	0,003	2,921	1,709	1356	7
550	0,38	25,052	0,030	1,695	0,001	0,781	1,695	1364	8
575	0,46	24,744	0,031	1,539	0,002	1,320	1,534	1352	5
600	0,52	24,713	0,029	1,536	0,001	0,811	1,536	1351	3
625	0,58	24,678	0,029	1,463	0,001	0,875	1,467	1350	4
650	0,65	24,629	0,029	1,425	0,001	0,690	1,428	1348	3
675	0,73	24,618	0,029	1,448	0,001	0,548	1,451	1348	3
700	0,77	24,822	0,030	1,455	0,002	0,368	1,452	1355	2
725	0,80	25,975	0,029	1,582	0,003	0,081	1,584	1399	3
750	0,79	25,131	0,030	1,536	0,001	-0,064	1,532	1367	3
775	0,76	25,112	0,030	1,663	0,002	-0,077	1,661	1367	4
800	0,76	25,116	0,031	1,730	0,001	0,124	1,732	1367	4
825	0,76	25,107	0,033	1,713	0,002	0,131	1,718	1366	3
850	0,79	25,552	0,036	1,936	0,003	0,091	1,939	1383	3
875	0,77	25,135	0,040	2,094	0,001	-0,396	2,094	1367	3
900	0,78	24,905	0,047	2,136	0,002	0,650	2,137	1359	3
925	0,81	24,735	0,053	2,265	0,001	0,070	2,263	1352	4
950	0,81	24,570	0,061	2,434	0,001	0,199	2,436	1346	3
975	0,84	24,444	0,039	2,697	0,001	-0,006	2,698	1341	3
1000	0,82	24,279	0,081	2,836	-0,013	-0,023	2,838	1335	3
1050	1,08	23,808	0,107	3,119	-0,022	-0,049	3,111	1316	3
1100	1,27	23,886	0,125	3,452	-0,015	-0,002	3,449	1319	2
1150	1,50	23,227	0,140	3,633	-0,013	0,164	3,585	1293	2
1200	1,74	22,945	0,154	3,724	-0,015	-0,083	3,720	1282	2
1300	3,92	22,741	0,179	3,793	0,001	-0,049	3,796	1274	1
1400	8,22	22,513	0,199	3,823	-0,010	0,004	3,827	1265	2
1500	11,59	22,696	0,204	3,843	-0,022	-0,096	3,842	1272	3
1750	26,60	22,794	0,206	3,871	-0,015	-0,055	3,875	1276	1
2000	10,06	23,033	0,192	4,390	-0,013	0,012	4,400	1285	2
2250	8,06	23,473	0,185	6,730	-0,015	0,015	6,718	1303	3
2500	6,16	23,438	0,192	9,996	-0,022	-0,021	9,979	1302	5
3000	2,99	22,311	0,192	18,841	-0,015	-0,010	18,883	1256	1
3500	1,57	23,787	0,186	17,451	-0,013	-0,310	17,530	1315	2
4000	0,28	28,261	0,175	33,458	-0,015	0,371	33,682	1483	9

J value = 0.0455 +/- 0.0002

Total Gas Age = 1299 +/- 3 Ma; Number of steps = 44

Tabela 9 - Continuação

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b35a P02 hornblende									
100	0,00	28,887	0,152	2,259	-0,027	-23,557	2,259	1505	153
200	0,03	23,903	0,220	0,883	0,704	89,690	0,883	1319	343
250	0,01	26,935	0,095	4,729	0,082	47,395	4,734	1434	560
300	0,02	26,315	0,027	7,677	0,120	57,412	7,708	1411	338
350	0,03	33,668	0,049	5,871	0,001	48,008	5,792	1666	197
400	0,04	18,344	0,025	4,942	0,002	39,888	4,942	1087	265
425	0,04	17,121	0,004	2,959	0,001	26,768	4,829	1032	256
450	0,04	27,792	0,008	9,188	0,002	-18,797	9,229	1465	167
475	0,05	26,081	-0,004	2,711	0,003	-30,375	2,714	1403	179
500	0,05	26,114	0,038	4,864	0,001	-20,035	4,858	1404	137
525	0,06	23,922	0,017	2,493	0,002	-19,868	2,493	1320	139
550	0,06	22,823	0,023	2,998	0,001	-16,718	2,994	1276	124
575	0,07	20,440	0,007	1,697	0,001	1,327	1,700	1178	98
600	0,09	24,658	0,010	3,500	0,001	-18,015	3,496	1349	69
625	0,12	20,047	-0,005	0,799	-0,013	5,036	2,801	1162	56
650	0,15	21,350	0,007	3,760	0,005	0,546	3,750	1216	40
675	0,17	20,633	0,007	2,597	0,015	1,780	2,597	1186	26
700	0,18	21,867	-0,004	2,546	0,005	-5,581	2,547	1238	23
725	0,21	22,305	0,008	2,650	0,005	-6,334	2,658	1256	31
750	0,26	19,833	0,004	2,912	0,004	4,721	2,903	1152	37
775	0,44	20,657	0,004	3,098	0,002	0,372	3,090	1187	20
800	1,06	20,477	0,004	3,581	0,002	0,559	3,580	1180	8
825	1,75	20,678	0,004	3,687	-0,015	0,183	3,679	1188	5
850	2,99	20,991	0,005	3,755	-0,013	-0,074	3,754	1202	3
875	6,43	20,810	0,004	3,754	-0,015	0,209	3,762	1194	2
900	12,58	20,847	0,004	3,741	-0,022	-0,014	3,746	1195	1
925	14,92	20,806	0,004	3,737	-0,015	-0,173	3,743	1194	1
950	11,26	20,856	0,004	3,791	0,005	-0,027	3,792	1196	1
975	8,61	21,020	0,004	3,750	0,015	-0,155	3,754	1203	2
1000	8,29	21,028	0,004	3,758	0,005	-0,017	3,758	1203	2
1050	9,50	20,772	0,004	3,674	0,005	-0,234	3,674	1192	1
1100	4,21	20,884	0,004	3,788	0,004	-0,379	3,793	1197	2
1150	2,20	21,085	0,004	3,825	0,002	-1,525	3,838	1205	5
1200	3,54	20,718	0,004	3,901	0,002	-0,622	3,907	1190	3
1300	2,22	20,641	0,004	4,004	0,005	-0,672	3,996	1187	3
1400	1,71	20,967	0,005	3,896	0,015	-0,888	3,901	1200	5
1500	0,42	20,849	0,004	4,295	0,005	-0,305	4,303	1196	18
1750	0,97	21,115	0,003	4,418	0,005	-1,195	4,425	1207	9
2000	0,74	20,793	0,003	4,078	0,004	-0,388	4,088	1193	13
2250	1,27	20,697	0,005	4,646	0,002	-0,033	4,655	1189	6
2500	2,92	20,725	0,005	4,937	0,002	0,063	4,927	1190	3
3000	0,27	20,258	0,014	13,825	0,189	2,440	8,362	1171	37
3500	0,00	-29,955	-0,036	8,352	-0,082	31,482	6,054	-10510	44182
4000	0,00	-8,739	0,161	26,303	0,189	118,623	25,957	-903	10706

J value = 0.0455 +/- 0.0002

Total Gas Age = 1197 +/- 2 Ma; Number of steps = 44

Tabela 9 - Continuação

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b36a 4266- PS79a hornblende									
100	0,00	179,702	1,111	2,411	0,086	12,358	2,415	3983	16
200	0,93	19,208	0,071	2,080	0,005	6,652	2,076	1125	6
250	0,54	15,070	0,047	2,496	0,015	22,397	2,491	935	11
300	0,69	28,109	0,065	4,100	0,005	5,211	4,089	1476	7
350	0,73	26,312	0,050	5,693	0,005	5,558	5,661	1411	7
400	1,06	23,201	0,032	6,044	0,004	3,055	6,042	1291	4
425	0,80	22,228	0,021	2,693	0,002	1,383	2,695	1252	6
450	0,77	21,074	0,014	1,682	0,002	2,136	1,685	1204	5
475	0,73	22,254	0,013	1,012	0,001	1,124	1,015	1253	5
500	0,73	24,646	0,012	1,065	0,001	1,627	1,066	1347	7
525	0,74	22,081	0,011	0,894	0,015	0,349	0,896	1246	7
550	0,77	21,770	0,012	1,026	0,005	0,412	1,014	1233	7
575	0,77	21,649	0,013	1,059	0,005	0,371	1,059	1228	9
600	0,79	21,228	0,013	1,145	0,004	-0,288	1,146	1211	7
625	0,76	21,036	0,014	1,218	0,002	0,384	1,214	1203	6
650	0,74	20,910	0,016	1,581	0,002	0,930	1,580	1198	8
675	0,72	21,371	0,018	1,942	0,001	1,400	1,937	1217	6
700	0,71	22,273	0,020	3,623	0,002	1,525	2,218	1254	6
725	0,71	22,802	0,020	2,835	0,015	0,759	2,839	1275	7
750	0,74	24,583	0,022	2,937	0,005	-1,348	2,931	1345	9
775	0,78	24,408	0,023	3,101	0,005	0,323	3,128	1338	7
800	0,84	25,451	0,021	3,476	0,004	0,280	3,472	1378	4
825	0,94	25,002	0,022	3,741	0,002	0,734	3,742	1361	5
850	1,10	25,313	0,024	4,225	0,002	-0,119	4,225	1373	4
875	1,58	25,819	0,032	5,168	0,001	-0,115	5,168	1392	3
900	2,43	25,713	0,031	5,767	0,005	-0,087	5,750	1388	2
925	2,89	24,474	0,031	6,096	0,005	0,192	6,094	1341	2
950	3,93	24,816	0,034	6,408	0,004	0,210	6,384	1354	3
975	4,10	24,692	0,032	6,482	0,002	0,135	6,456	1349	2
1000	5,23	25,447	0,035	6,735	0,002	0,115	6,725	1378	2
1050	7,36	25,763	0,036	7,006	0,001	0,247	6,988	1390	1
1100	3,10	24,500	0,030	6,357	0,002	0,146	6,426	1342	2
1150	4,74	24,284	0,029	6,788	0,015	0,330	6,788	1333	2
1200	5,58	24,151	0,028	6,718	0,005	0,043	6,694	1328	2
1300	5,74	23,843	0,025	6,157	0,005	0,162	6,150	1316	2
1400	7,08	23,613	0,022	5,198	0,004	0,030	5,203	1307	1
1500	3,01	23,710	0,027	4,740	0,005	0,140	4,744	1311	3
1750	11,68	25,401	0,031	5,790	0,005	0,319	5,773	1376	1
2000	4,99	25,064	0,026	4,595	0,004	0,262	4,586	1363	2
2250	4,35	26,149	0,030	4,830	0,002	0,268	4,831	1404	2
2500	1,55	27,923	0,036	6,659	0,002	0,060	6,733	1469	3
3000	1,24	25,665	0,042	4,855	0,001	0,448	4,864	1386	4
3500	0,83	22,962	0,008	1,499	0,002	-0,353	1,503	1281	6
4000	0,33	22,986	0,005	1,245	0,015	-0,123	1,245	1282	10

J value = 0.0455 +/- 0.0002

Total Gas Age = 1351 +/- 3 Ma; Number of steps = 44

Tabela 9 - Continuação

Power (mW)	% ³⁹ Ar released	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	% atmos	Ca/K	Age (Ma)	error (Ma)
Sample MI88-b37b P18 biotite									
50	0,00	9,634	0,038	-0,031	0,010	23,633	-0,033	652	29
100	0,11	18,722	0,034	1,241	0,020	24,021	1,243	1105	23
150	0,32	18,593	0,031	0,965	0,007	9,987	0,967	1100	11
200	0,87	18,791	0,032	0,037	0,003	4,339	0,037	1108	3
250	0,84	19,166	0,033	0,016	0,002	2,651	0,016	1125	4
300	1,28	19,039	0,033	0,006	0,001	1,969	0,006	1119	3
350	1,97	19,042	0,033	0,021	0,001	0,786	0,021	1119	2
400	3,12	19,093	0,033	-0,002	0,000	0,453	-0,003	1122	2
450	4,16	19,115	0,032	-0,001	0,000	0,259	0,000	1123	1
500	4,77	19,073	0,032	0,011	0,000	0,245	0,011	1121	1
550	4,92	19,115	0,032	-0,005	0,000	0,067	-0,003	1123	1
600	5,17	19,097	0,032	-0,003	0,000	0,053	-0,004	1122	1
650	5,46	19,113	0,033	-0,007	0,000	0,058	-0,007	1123	1
700	5,83	19,107	0,032	-0,008	0,000	0,002	-0,012	1122	1
750	6,75	19,081	0,033	0,000	0,000	0,047	0,000	1121	1
800	5,56	19,082	0,032	0,004	0,000	0,053	0,004	1121	1
900	12,64	19,182	0,032	0,000	0,000	0,095	0,000	1126	2
1000	12,04	19,120	0,032	0,004	0,000	0,116	0,004	1123	2
1100	9,08	19,163	0,033	-0,002	0,000	0,078	-0,002	1125	2
1200	8,53	19,095	0,032	-0,004	0,000	0,053	-0,005	1122	3
1400	4,06	19,079	0,032	0,010	0,000	0,013	0,010	1121	1
1600	1,27	19,123	0,060	-0,033	0,000	0,247	-0,019	1123	2
2000	0,84	19,064	0,031	-0,053	0,000	-0,082	-0,027	1120	4
3000	0,19	19,034	0,031	-0,229	0,000	-0,083	-0,149	1119	23
4000	0,07	18,864	0,031	0,807	0,001	0,450	0,807	1112	36

J value = 0.0455 +/- 0.0002

Total Gas Age = 1122 +/- 2 Ma

Number of steps = 25

3.6 História do resfriamento.

A combinação de análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U/Pb de amostras obtidas na região centro-leste de Rondônia e tratadas nesta tese, juntamente com dados de Payolla et al. (2002), Souza et al. (2003) e Tohver et al., (2005), revelam três episódios de resfriamento regional em associação de minerais com alta (700-800°C), média (500-300°C) e baixa ($\pm 300^\circ\text{C}$) temperaturas de fechamento, relacionados a episódios metamórficos proterozóicos que afetaram esta porção da margem SW do Cráton Amazônico.

Evento mais antigo (termal ou tectono-termal entre 1,63-1,67 Ga) em fácies granulito somente agora começa a ser estudado de acordo com os dados disponíveis e só tinha sido identificado em grão de zircão ($\sim 1,67$ Ga, sobrecrecimento metamórfico, U-Pb/SHRIMP, Payolla et al., 2002; Santos, 2004) e pelas temperaturas de fechamento de monazita (1605 ± 2 Ma, U-Pb/ID-TIMS) e hornblenda (1576 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) obtidas nesta tese.

A história metamórfica do período subsequente foi inicialmente identificada no reajustamento do sistema K-Ar (Teixeira et al., 1989), que indica intervalo de idades entre 1,3 e 0,95 Ga, com as idades mais jovens refletindo o efeito termal limitado das intrusões dos Granitos Jovens/Suite Rondônia. Mais recentemente valores U-Pb (monazita, 1326 ± 1 Ma) e Sm-Nd (isócrona em granada, 1309 ± 39 Ma) confirmam a existência de evento metamórfico em torno de 1,3 Ga (Payolla et al., 2002; Souza et al., 2003). O último episódio deformacional com efeito termal abrangente relaciona-se a evento entre 1,20 e 1,12 Ga e temperaturas entre 450-550°C (Tohver et al., 2005) associados à evolução das grandes estruturas transcorrentes dos sistema de cisalhamento Ji-Paraná e Rio Formoso-Ariquemes (Scandolaro et al., 1999).

Os dados obtidos nesta tese permitem afirmar que o principal evento metamórfico regional desenvolveu-se em condições de alto grau (fácies anfibolito superior) e alcançou pico termal entre 1,37-1,35 Ga, cerca de 20 Ma, portanto, mais antigo do que a idade aceita por Payolla et al. (2002), Santos (2004) e Tohver et al. (2005). Da mesma forma, o evento do final do Mesoproterozóico pode ter o seu limite superior alterado, com o início da deformação cisalhante situado em torno de 1,23 Ga. A Figura 112 mostra o caminho T-t para a região centro-leste de Rondônia, em que é possível visualizar a história polimetamórfica desse segmento do SW do Cráton Amazônico, com o principal evento tectonotermal entre 1,4 e 1,3 Ga e resfriamento final relacionado à deformação entre 1,23-1,10 Ga, que gerou os sistemas de cisalhamento Ji-Paraná e Rio Formoso-Ariquemes.

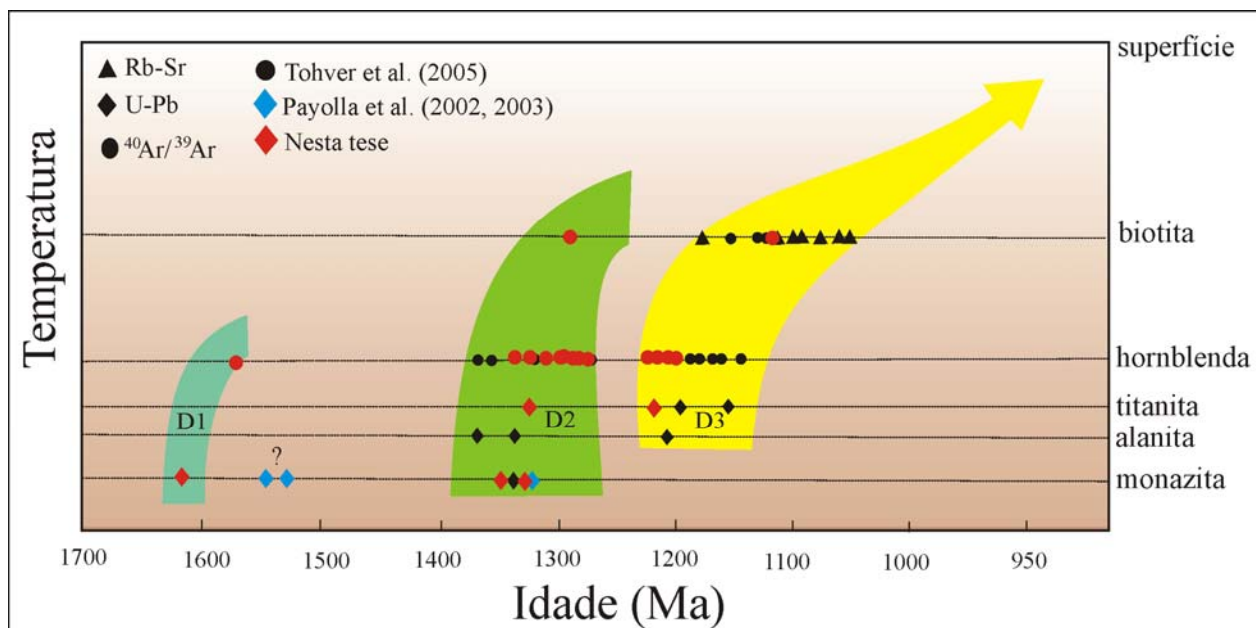


Figura 112 - Caminho tempo-temperatura na evolução do resfriamento no centro-leste de Rondônia.

3.7 O método Sm-Nd: aspectos teóricos.

Um dos aspectos fundamentais sobre a origem e evolução da crosta continental é a cronologia dos eventos que geraram esta crosta, entre as idades de cristalização das rochas que a constituem (fornecidas pelo método U-Pb, por exemplo) e o tempo de diferenciação da crosta (método Sm-Nd por meio de sua idade modelo como idade mínima de determinada fonte que fundiu para gerar o magma parental).

A premissa fundamental do método Sm-Nd é que a crosta continental se formou por processos de fracionamento químico a partir do manto, sendo que durante o tempo em que o primeiro segmento de crosta se forma, ele têm valores de ϵ_{Nd} idênticos aos do manto, divergindo subsequentemente.

Isótopos de Nd definem método simples para a caracterização da natureza da crosta. O sistemático comportamento de Sm e Nd em sistemas ígneos e a posição relativamente bem definida de curvas de crescimento para manto empobrecido e condrito tem levado a amplo uso das idades modelo Sm-Nd (T_{DM}). Contudo, não se deve superestimar a idade modelo devido aos erros e incertezas maiores do que as idades de isócronas. As complicações sobre interpretações de idades modelo advém do fato de que ocorre incorporação de novos materiais do manto na crosta continental antiga, produzindo rochas mistas entre material juvenil e crosta antiga. Assim, com um único exemplo não se pode assumir se o sistema isotópico permaneceu fechado desde sua cristalização, se um dos precursores das rochas foi afetado por vários eventos de fusão, se um dos

eventos de fusão mudou as razões Sm/Nd relativamente às suas fontes ou ainda se houve mistura de magmas com material crustal ou mantélico de diferentes composições isotópicas.

Evidências de re-equilíbrio isotópico no sistema de rocha total Sm-Nd foram demonstradas por Faure (1986), com dados isotópicos Sm-Nd indicando que mobilidade diferenciada ocorreu em escala de rocha total durante a transição do metamorfismo regional da fácies anfibolito superior a granulito. Por outro lado, estudos sobre o comportamento do sistema isotópico Sm-Nd durante deformação e metamorfismo em zonas de cisalhamento (Dantas et al., 2002) sugerem que não há mobilidade no sistema Sm-Nd, ou seja, o mesmo se comporta como um sistema fechado.

3.7.1 Resultados e conclusões.

A integração dos valores obtidos nas 50 novas análises (Tabela 10), somados aos já disponíveis na literatura (Anexo IV) permite separar natureza e idade das fontes das rochas estudadas a partir de suas respectivas idades modelo – T_{DM} e dados isotópicos de Nd (ϵ_{Nd}), (Figuras 113 A e B).

As características isotópicas gerais do sistema Sm-Nd dos gnaisses de alto grau do Complexo Jamari, na região centro-leste de Rondônia, conduzem a idades-modelo (T_{DM}) e valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ indicativos de fontes primitivas do Paleoproterozóico tardio e fontes formadas pela mistura de material juvenil e crustal com idades entre o final do Arqueano e o Paleoproterozóico médio, conforme pode ser visualizado no diagrama de evolução isotópica do Nd (Figuras 113 A e B). A análise dos diferentes grupos de rochas do complexo informa que:

(i) os gnaisses tonalíticos/quartzo-dioríticos mostram amplo intervalo de valores, de $\epsilon_{Nd} +4,5$ com $T_{DM} 2,01$ Ga a $\epsilon_{Nd} -1,85$ com $T_{DM} 2,55$ Ga, o que indica que estas rochas derivam de fontes magmáticas originadas pela mistura de material juvenil com crosta continental antiga reciclada. Os valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ positivos sugerem que parte do material juvenil provém de fontes com características isotópicas e geoquímica primitiva;

(ii) os gnaisses granodioríticos distribuem-se em intervalo mais estreito do que aquele que caracteriza os gnaisses tonalíticos/quartzo-dioríticos. Os valores de $\epsilon_{Nd} +3,6$ com $T_{DM} 1,79$ Ga e $\epsilon_{Nd} -0,9$ com $T_{DM} 2,23$ Ga também são coerentes com fontes mistas, porém informam que as fontes juvenis foram, provavelmente, menos primitivas e incorporaram menos material crustal reciclado fornecido por crosta continental mais jovem do que aquela que abasteceu os reservatórios magmáticos que originaram as rochas tonalíticas e quartzo-dioríticas.

(iii) os valores de $\epsilon_{Nd} -3,12$ a $-0,87$ e $T_{DM} 2,10$ a $2,51$ Ga dos gnaisses paraderivados sugerem sedimentos maduros derivados da erosão de áreas-fonte de crosta sílica antiga e depositados

provavelmente em ambientes sedimentares associados a margens passivas e eventualmente em bacias intra-arco.

A análise dos valores isotópicos das suítes granítico/charnockíticas nesta tese estudadas permite concluir que:

(i) para a Suite Alto Candeias as características isotópicas do Nd ($T_{DM} = 1,63-1,75$ Ga e $\epsilon_{Nd(T)} = -0,50$ a $+ 0,75$) indicam fonte em que a participação crustal é levemente superada pela fonte primitiva, enquanto a Suite Rio Crespo ($T_{DM} = 1,69-1,74$ Ga; $\epsilon_{Nd(T)} = + 0,38$ a $+ 0,72$) mostra fonte com participação juvenil mais expressiva. Os dados demonstram que não há diferenças significativas entre a composição isotópica de Nd das duas suítes, sugerindo que suas fontes crustais e evolução dos magmas originais são similares;

(ii) a Suite Serra da Providência tem fonte mais heterogênea, revelada por suas características isotópicas, as quais evidenciam diferenciadas contribuições de crosta antiga, em termos de composição e idades. Para esta suíte os valores isotópicos podem ser classificados em quatro grupos, apesar da ascendência nitidamente crustal apresentada por todos: (i) $T_{DM} = 1,75-1,86$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = - 0,70$ a $+ 2,20$; (ii) $T_{DM} = 1,91-1,99$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = - 0,20$ a $- 1,50$; (iii) $T_{DM} = 2,00 - 2,26$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = - 0,50$ a $- 3,60$ e (iv) $T_{DM} = 2,50 - 2,55$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = - 5,80$ a $- 9,60$;

A grande heterogeneidade na variação isotópica de Nd nos granitos e charnockitos da Suite Serra da Providência, expressa por largo intervalo de idades-modelo (T_{DM}) e natureza das fontes ($\epsilon_{Nd(T)}$), reflete aspectos de grande significado geológico: (a) valores (T_{DM}) entre 1,75 e 2,0 Ga e fontes com leve contribuição crustal demonstram a importância da crosta Jamari na gênese de grande parte dos corpos estudados, (b) para os valores intermediários entre idades-modelo 1,75 Ga e 2,20 Ga, pode ter ocorrido mistura de magmas com idades significativamente distintas (participação das crostas tipo Jamari e pré-Jamari e (c) idades-modelo superiores a 2,20 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ fortemente negativos, indicando fontes predominantemente crustais e, portanto, sugerindo a existência de crosta pré-Jamari com idade Arqueana a Paleoproterozóico inferior, neste segmento do SW do Cráton Amazônico.

As Figuras 111 e 112, produtos da integração dos dados analíticos da área de estudo representam tentativa de elaborar mapa de distribuição espacial de conjuntos com idades modelo e natureza de fonte similares. Nesta figura merece destaque a faixa N-S que separa os domínios estruturais II e III, cujas rochas mostram idades modelo consistentemente superiores a 2,0 Ga, alcançando valores em torno de 2,5 Ga e são produto de fontes com forte participação de crosta reciclada. Na porção norte do domínio III as rochas mostram fontes mistas com fraco predomínio de crosta reciclada

(ϵ_{Nd} fracamente negativo) e idades modelo entre 1,75 e 2,0 Ga, enquanto na sua parte sul/sudoeste a(s) fonte(s) sugerem aumento da participação de material juvenil (ϵ_{Nd} positivo).

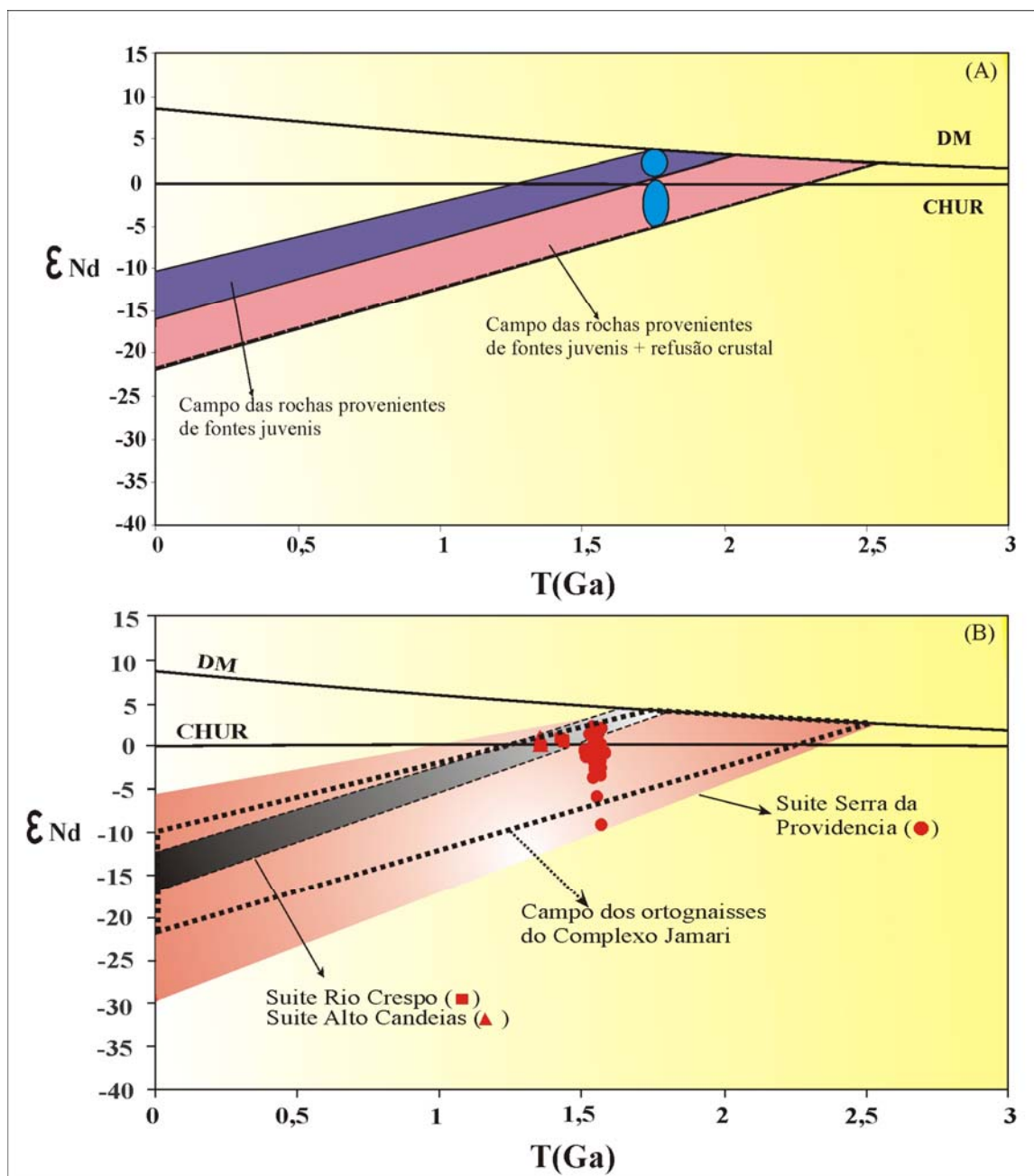


Figura 113- Diagramas de evolução do Nd gnaisses do embasamento (A) e para as suítes granitóides (B).

O domínio estrutural II caracteriza-se por idades modelo segundo amplo intervalo (1,8 a 2,5 Ga) com fontes que mostram participação variável de crosta reciclada e material juvenil e, da mesma forma que no domínio III, parece que as fontes mostram maior participação de material juvenil para SSW.

No extremo NW da área (domínio estrutural I) dois conjuntos de rochas indicam fontes similares em termos de participação de crosta reciclada e material juvenil, porém um deles tem idades modelo com intervalo mais restrito (1,7 a 1,75 Ga), enquanto o segundo apresenta idades modelo entre 1,84 e 1,95 Ga).

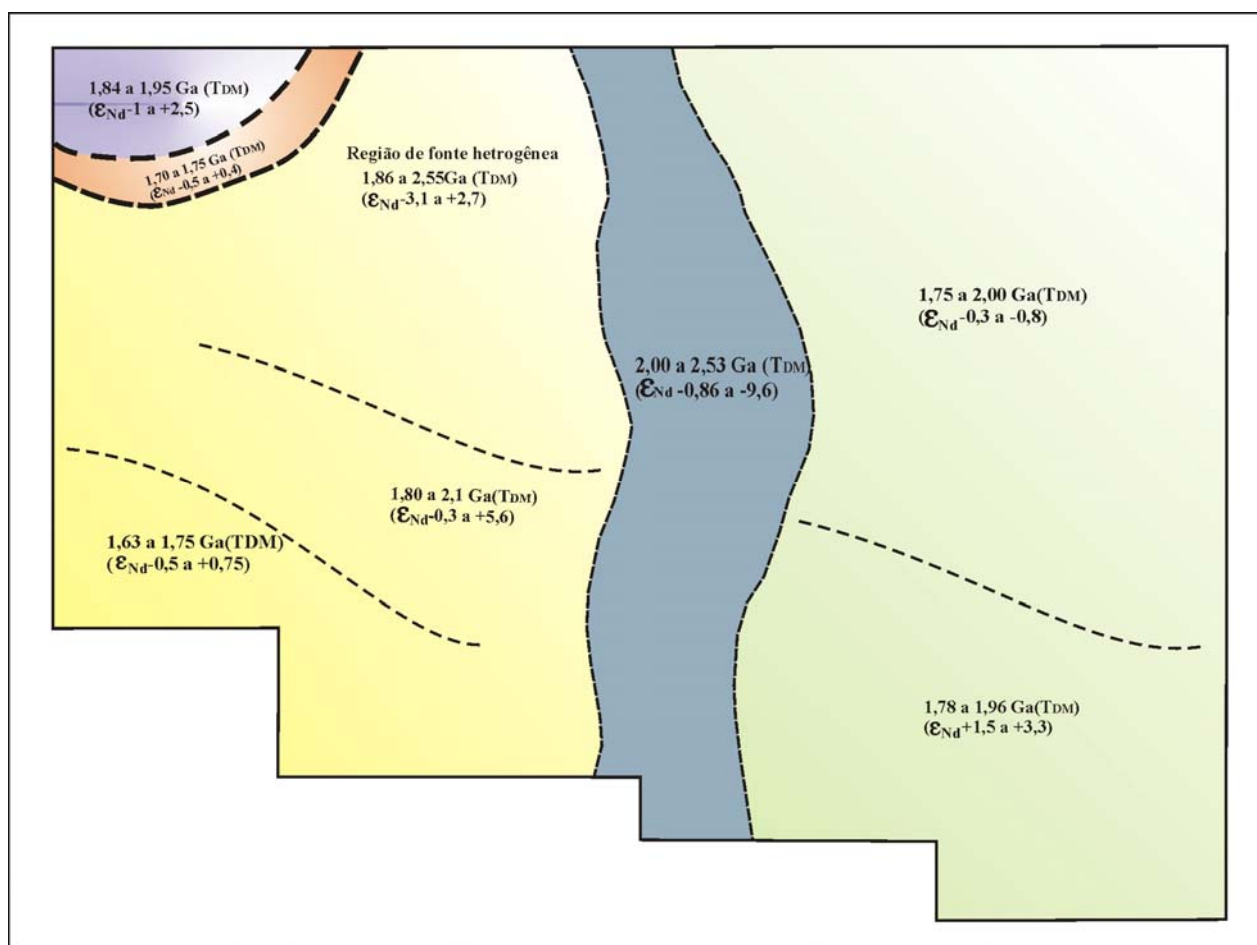


Figura 114 - Mapa de domínios de idades modelo (T_{DM}) e natureza de fonte (ϵ_{Nd}). Linhas tracejadas separam regiões com fontes diversas.

Tabela 10 - Dados analíticos Sn-Nd (rocha-total) das amostras estudadas nesta tese.

Amostra	Rocha	Unidade	Idade (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	T_{DM} (Ga)
ARI01	Gnaiss charnockítico	Suíte Serra da Providência	1560	14,18	73,52	0,1170	0,511810	-16,15	-0,21	1,93
ARI02	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1560	13,02	68,52	0,1150	0,511850	-15,37	+0,98	1,83
ARI03	Gnaiss charnockítico	Suíte Alto Candeias	1350	11,71	66,83	0,1060	0,511806	-16,23	-0,54	1,74
JIP01	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1510	7,48	35,21	0,1280	0,511916	-14,08	-0,79	1,99
JIP02	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1530	8,57	44,14	0,1170	0,511795	-16,44	-0,81	1,95
OPO01	Charnockito Gnaiss	Suíte Serra da Providência	1555	3,99	17,07	0,1153	0,512007	-12,31	-1,24	2,16
PGJS01	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1550	8,62	47,03	0,1108	0,511582	-20,60	-3,54	2,15
PGJS04A	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1555*	9,56	44,52	0,1298	0,511659	-19,10	-5,82	2,51
PGJS15	Gnaiss quartzo- monzonítico	Suíte Serra da Providência	1554	10,46	49,90	0,1267	0,512027	-11,92	+2,00	1,77
PGJS36	Gnaiss quartzo- sienítico	Suíte Serra da Providência	1555*	10,04	40,46	0,1501	0,512094	-10,60	-1,36	2,26
PGJS46A	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1556*	13,93	75,61	0,1113	0,511752	-17,28	-0,20	1,91
PGJS46B	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1556*	11,32	56,17	0,1218	0,511734	-17,63	-2,66	2,16
PGJS62	Gnaiss sienogranítico	Suíte Serra da Providência	1554*	11,23	53,80	0,1262	0,511796	-16,42	-2,51	2,16
PGJS104	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1555*	19,95	104,22	0,1157	0,511888	-14,63	1,47	1,78
PGJS147A	Gnaiss sienogranítico	Suíte Alto Candeias	1350*	11,14	58,03	0,1161	0,511910	-14,19	-0,36	1,75
PGJS250A	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1570*	8,76	53,30	0,0993	0,511142	-29,19	-9,61	2,53
PGJS253	Gnaiss charnockítico	Suíte Serra da Providência	1540*	3,86	22,47	0,1038	0,511522	-21,77	-3,44	2,10
1462JS13	Charnockito	Suíte Serra da Providência	1555*	15,24	78,46	0,1174	0,511759	-17,15	-1,30	2,02

Tabela 10 - Continuação.

Amostra	Rocha	Unidade	Idade (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	T_{DM} (Ga)
1462JS35	Gnaise charnockítico	Suíte Serra da Providência	1550*	8,72	46,24	0,1139	0,511689	-18,51	-2,06	2,05
1462JS34C	Gnaise charnockítico	Suíte Serra da Providência	1555*	4,41	20,03	0,1330	0,511913	-14,14	-1,49	2,12
1462JS31	Gnaise monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1555*	25,60	145,83	0,1061	0,511727	-17,77	0,24	1,85
1462JS29	Gnaise monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1550*	19,23	111,41	0,1043	0,511620	19,86	-1,50	1,97
1462JS23	Sienogranito	Suíte Alto Candeias	1350*	17,50	103,80	0,1019	0,511842	-15,53	+0,75	1,63
1462JS18	Gnaise monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1550*	18,43	71,11	0,1567	0,512341	-5,79	+2,16	1,86
1462JS37	Gnaise charnockítico	Suíte Serra da Providência	1560*	10,90	52,10	0,1265	0,511835	-15,66	-1,63	2,10
1462JS43	Gnaise monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1560*	8,14	60,74	0,1180	0,511865	-14,69	+1,06	1,83
2492JL58	Gnaise charnockítico	Suíte Alto Candeias	1350*	16,57	83,86	0,1195	0,511973	-12,97	+0,38	1,72
2492GR10	Gnaise monzogranítico	Suíte Rio Crespo	1420*	7,96	46,96	0,1025	0,510662	-16,33	+0,82	1,69
2492GR33	Gnaise charnockítico	Suíte Serra da Providência	1560*	7,67	40,228	0,1153	0,511671	-18,86	-2,50	2,11
5260GR04	Sienogranito	Suíte Alto Candeias	1340*	15,965	93,32	0,1034	0,511791	-16,52	-0,50	1,72
2150GR45	Gnaise tonalítico	Complexo Jamari	1760*	6,598	25,793	0,1546	0,512056	-11,36	-1,85	2,55
2492GR34	Gnaise granodiorítico	Complexo Jamari	1760*	7,039	32,040	0,1328	0,511888	-14,64	-0,20	2,16
2492GR34A	Gnaise granodiorítico	Complexo Jamari	1760*	13,469	60,1400	0,1354	0,512112	-10,25	+3,60	1,80
2492GR62	Gnaise quartzodiorítico	Complexo Jamari	1740*	11,332	55,4900	0,1234	0,511814	-16,06	+0,20	2,06
2492JL10	Gnaise tonalítico	Complexo Jamari	1750*	7,956	37,4000	0,1286	0,511847	-15,42	-0,14	2,13
2492JL73	Gnaise tonalítico	Complexo Jamari	1750*	8,303	43,2850	0,1160	0,511679	-18,71	-0,59	2,11

Tabela 10 - Continuação

Amostra	Rocha	Unidade	Idade (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM} (Ga)
2492JL78	Gnaiss tonalítico	Complexo Jamari	1760	8,513	48,1500	0,1069	0,511669	-18,9	+4,52	1,95
1462JS1A	Gnaiss granodiorítico bandado	Complexo Jamari	1760*	9,869	47,6470	0,1252	0,512041	-11,64	+1,37	1,71
1462JS07	Gnaiss granodiorítico milonítico	Complexo Jamari	1750*	12,852	56,7530	0,1369	0,511912	-14,17	-0,86	2,23
1462JS07A	Gnaiss granodiorítico	Complexo Jamari	1750*	5,630	24,8130	0,1371	0,512063	-11,21	+2,18	1,93
1462JS23B	Gnaiss tonalítico bandado	Complexo Jamari	1730*	8,514	45,6790	0,1127	0,51184	-15,57	+3,09	1,80
1462JS27	Gnaiss tonalítico	Complexo Jamari	1750*	15,582	90,6400	0,1039	0,511858	-17,77	+5,65	2,01
PGJS4B	Granulito tonalítico	Complexo Jamari	1750*	4,913	20,858	0,1424	0,511965	-13,12	-0,94	2,29
PGJS4C	Granulito máfico	Suíte Serra da Providência	1552*	1,332	5,624	0,1431	0,512329	-6,03	+4,44	1,53
PGJS18	Gnaiss paraderivado	Complexo Jamari	1760*	9,082	39,461	0,1391	0,511812	-16,12	-3,12	2,51
PGJS55	Granulito tonalítico	Complexo Jamari	1730*	4,568	25,000	0,1105	0,511657	-19,14	0,00	2,03
PGJS93	Granulito tonalítico	Complexo Jamari	1750*	2,686	12,566	0,1292	0,512031	-11,85	+3,33	1,81
PGJS102	Gnaiss tonalítico	Complexo Jamari	1750*	5,755	34,564	0,1006	0,5117000	-18,29	+3,30	1,80
PGJS205	Gnaiss granodiorítico	Complexo Jamari	1750*	8,191	41,613	0,1190	0,511730	-17,72	-0,27	2,10
PGJS218	Gnaiss granodiorítico	Complexo Jamari	1750*	6,451	32,310	0,1207	0,511717	-17,98	-0,90	2,16
PGJS243	Gnaiss granodiorítico	Complexo Jamari	1750*	9,685	45,085	0,1299	0,512042	-11,62	+3,39	1,80

Determinações realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília/UnB ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, erro = 1σ);

Idades-modelo calculadas para manto depletado de acordo com DePaolo (1981); idade de correlação*;

Valores CHUR usados no cálculo do ϵ_{Nd} : $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1966$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512538$.

Tabela 10 - Síntese dos dados geocronológicos obtidos nesta tese.

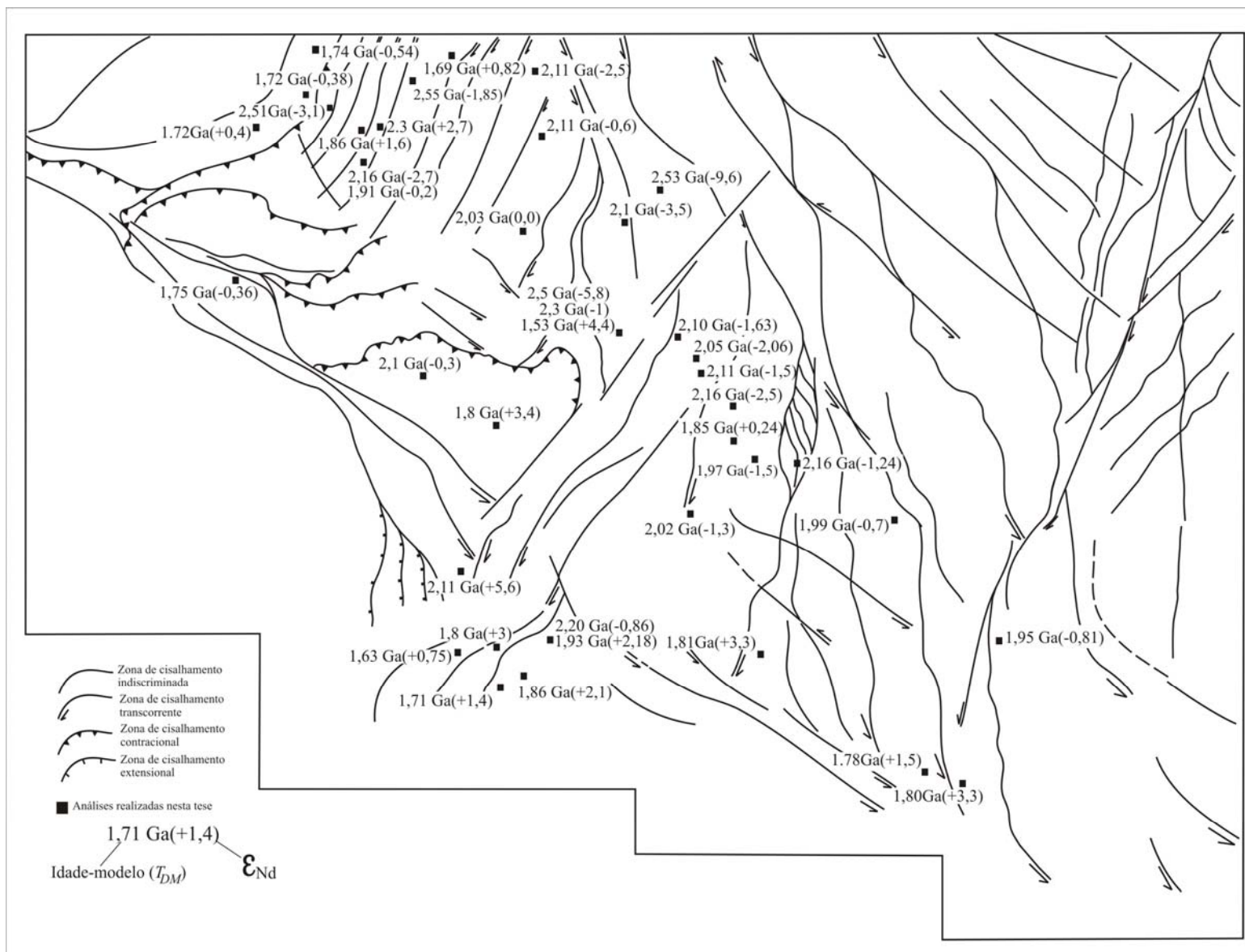


Figura 115 - Localização das amostras analisadas e valores de Sm-Nd (nesta tese).

Tabela 11 - Síntese dos dados geocronológicos obtidos nesta tese.

Amostra	Unidade	Rocha	U-Pb (Ma)			Ar-Ar (Ma)		Sm-Nd	
			Zircão	Monazita	Titanita	Hornblenda	Biotita	$\epsilon_{Nd}(T)$	T_{DM} (Ga)
ARI01	Suíte Serra da Providência	Gnaiss charnockítico						-0,21	1,93
ARI02	Suíte Serra da Providência	Gnaiss monzogranítico						+0,98	1,83
ARI03	Suíte Alto Candeias	Gnaiss charnockítico						-0,54	1,74
JIP01	Suíte Serra da Providência	Gnaiss monzogranítico						-0,79	1,99
JIP02	Suíte Serra da Providência	Gnaiss monzogranítico						-0,81	1,95
OPO01	Suíte Serra da Providência	Charnockito Gnaiss						-1,24	2,16
PGJS01	Suíte Serra da Providência	Gnaiss monzogranítico				1292±4		-3,54	2,15
PGJS02	Complexo Jamari	Anfibolito Gnaiss				1105±4			
PGJS04A	Suíte Serra da Providência	Gnaiss monzogranítico						-5,82	2,51
PGJS4B	Complexo Jamari	Granulito tonalítico						-0,94	2,29
PGJS4C	Suíte Serra da Providência	Granulito máfico						+4,44	1,53
PGJS05	Complexo Jamari	Anfibolito Gnaiss qtzo-					1122+-2 (platô)		
PGJS11	Complexo Jamari	Gnaiss qtzo- diorítico				1196±2	1298±4 (platô)		
PGJS15	Suíte Serra da Providência	Gnaiss qtzo- monzonítico						+2,00	1,77
PGJS16	Suíte Serra da Providência	Anfibolito com granada				1195±2/1206±2			

Tabela 11 - Continuação.

Amostra	Unidade	Rocha	U-Pb (Ma)			Ar-Ar (Ma)		Sm-Nd	
			Zircão	Monazita	Titanita	Hornblenda	Biotita	$\epsilon_{Nd}(T)$	T_{DM} (Ga)
PGJS18	Complexo Jamari	Gnaiss paraderivado						-0,90	2,16
PGJS36	Suíte Serra da Providência	Gnaiss qtz- sienítico						-1,36	2,26
PGJS38A	Complexo Jamari	Gnaiss qtz- diorítico			1220±2	1221±4/1388±4	1267±4		
PGJS41	Suíte Serra da Providência	Gnaiss charnockítico				1216±4/1293±4			
PGJS46A	Suíte Serra da Providência	Gnaiss monzogranítico						-0,20	1,91
PGJS46B	Suíte Serra da Providência	Gnaiss monzogranítico						-2,66	2,16
PGJS55	Complexo Jamari	Granulito tonalítico						0,00	2,03
PGJS62	Suíte Serra da Providência	Gnaiss sienogranítico						-2,51	2,16
PG-JS-93	Complexo Jamari	Granulito tonalítico						+3,33	1,81
PG-JS-102	Complexo Jamari	Gnaiss tonalítico		1339±5				+3,30	1,80
PGJS104	Suíte Serra da Providência	Gnaiss monzogranítico						+1,47	1,78
PGJS128	Complexo Jamari	Gnaiss granodiorítico		1605±2					
PGJS147A	Suíte Alto Candeias	Gnaiss sienogranítico			1330±7			-0,36	1,75
PG-JS-205	Complexo Jamari	Gnaiss granodiorítico						-0,27	2,10
PG-JS-218	Complexo Jamari	Gnaiss granodiorítico						-0,90	2,16

Tabela 11 - Continuação

Amostra	Unidade	Rocha	U-Pb (Ma)			Ar-Ar (Ma)		Sm-Nd	
			Zircão	Monazita	Titanita	Hornblenda	Biotita	$\epsilon_{Nd(T)}$	T_{DM} (Ga)
PG-JS-243	Complexo Jamari	Gnaiss granodiorítico						+3,39	1,80
PGJS250A	Suíte Serra da Providência	Gnaiss monzogranítico						-9,61	2,53
PGJS253	Suíte Serra da Providência	Gnaiss charnockítico						-3,44	2,10
PGJS258	Complexo Jamari	Gnaiss granodiorítico		1334±2					
1462JS01A	Complexo Jamari	Gnaiss granodiorítico						+1,37	1,71
1462JS05	Suíte Serra da Providência	Anfibolito Gnaiss				1576±6/1403±6			
1462JS07	Complexo Jamari	Granodiorítico Gnaiss						-0,86	2,23
1462JS07A	Complexo Jamari	Granodiorítico Gnaiss						+2,18	1,93
1462JS12B	Complexo Jamari	Gnaiss tonalítico				1294±6/1261±6			
1462JS13	Suíte Serra da Providência	Charnockito						-1,30	2,02
1462JS23	Suíte Alto Candeias	Sienogranito Gnaiss						+0,75	1,63
1462JS23B	Complexo Jamari	tonalítico Gnaiss						+3,09	1,80
1462JS27	Complexo Jamari	tonalítico Gnaiss						+5,65	2,01
1462JS29	Suíte Serra da Providência	monzogranítico Gnaiss						-1,50	1,97
1462JS31	Suíte Serra da Providência	monzogranítico Gnaiss						0,24	1,85
1462JS34	Complexo Jamari	Gnaiss granodiorítico				1300±2/1335±2		-0,20	2,16

Tabela 11 - Continuação.

PGJL 01	Complexo Jamari	Anfibolito	U-Pb (Ma)			1316±5/1234±5	Sr-Nd		
Amostra	Unidade	Rocha	Zircão	Monazita	Titanita	Hornblenda	Biotita	$\epsilon_{Nd}(T)$	T_{DM} (Ga)
1462JS34C	Suíte Serra da Providência	Gnaiss charnockítico						-1,49	2,12
1462JS35	Suíte Serra da Providência	Gnaiss charnockítico						-2,06	2,05
1462JS37	Suíte Serra da Providência	Gnaiss charnockítico						-1,63	2,10
1462JS43	Suíte Serra da Providência	Gnaiss monzogranítico						+1,06	1,83
2492JL58	Suíte Rio Crespo	Gnaiss charnockítico						+0,38	1,72
2492GR10	Suíte Rio Crespo	Gnaiss monzogranítico						+0,82	1,69
5260GR04	Suíte Alto Candeias	Sienogranito						-0,50	1,72
2492GR33	Suíte Serra da Providência	Gnaiss charnockítico						-2,50	2,11
2492GR-34	Complexo Jamari	Gnaiss granodiorítico						-0,20	2,16
2492GR34A	Complexo Jamari	Gnaiss granodiorítico						+3,60	1,80
2492GR62	Complexo Jamari	Gnaiss qtz- diorítico						+0,20	2,06
2492JL10	Complexo Jamari	Gnaiss tonalítico						-0,14	2,13
2492JL73	Complexo Jamari	Gnaiss tonalítico						-0,59	2,11
2492J-78	Complexo Jamari	Gnaiss tonalítico						+4,52	1947
2150GR45	Complexo Jamari	Gnaiss tonalítico						-1,85	2,55
4266PS79	Complexo Jamari	Anfibolito				1350±2/1378±2			

3.8 Resumo da história pré-cambriana do centro-leste de Rondônia.

A evolução da margem oeste do Cráton Amazônico envolveu a adição contínua ou semi-contínua de crosta continental em sucessivos períodos de magmatismo de arco entre 1800 e 1300 Ma (Teixeira et al., 1989; Tassinari e Macambira, 1999; Santos et al., 2000) e culmina com a construção do terreno Jamari no centro-leste de Rondônia. Aproximadamente 100 Ma separam o paroxismo do mais jovem dos eventos orogênicos colisionais (orogenia Rondoniana/San Ignácio) do desenvolvimento do sistema de cisalhamento Ji-Paraná (Scandolaro et al., 1999; Tohver et al., 2005). A história orogênica que se segue constitui a orogenia Sunsas e resulta no crescimento do Cráton Amazônico pela acreção de dois blocos litosférico alóctones – o bloco Paragua e o embasamento Arequipa-Antofalla. A atividade intrusiva e sedimentar pós-Sunsas ocorreu entre 1000 e 950 Ma principalmente em Rondônia. O resumo da história evolutiva do centro-leste de Rondônia pode ser visualizado na Figura 116 e encontra-se descrito por períodos cronológicos que definem eventos do Paleoproterozóico até o Neoproterozóico inicial.

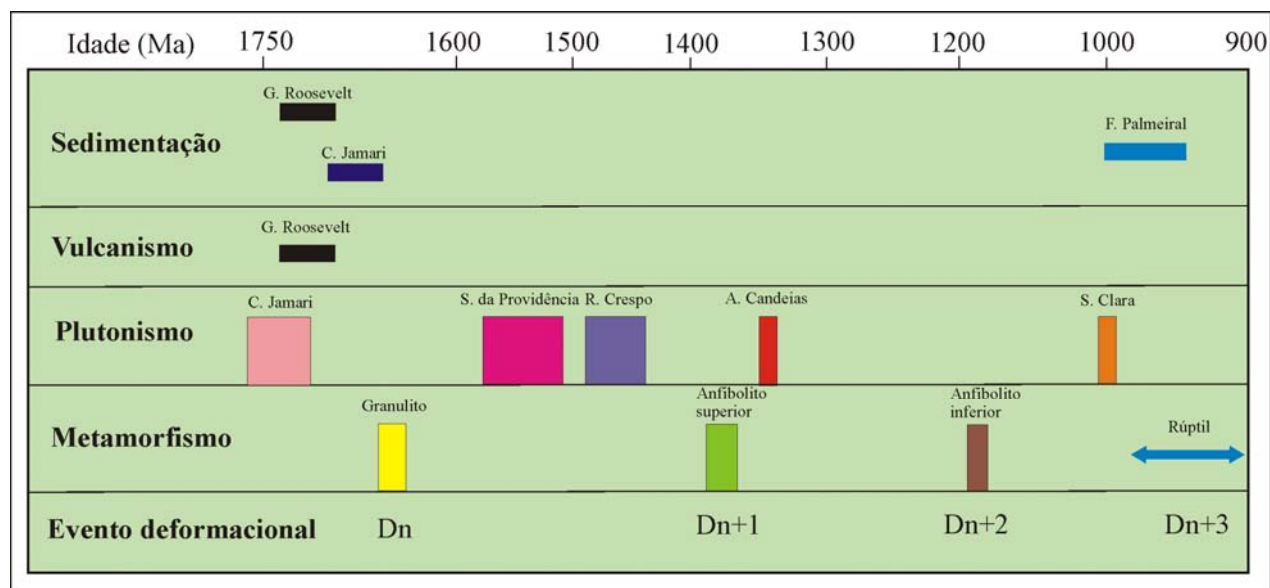


Figura 116 - Quadro cronológico/metamórfico com a evolução geológica do centro-leste de Rondônia.

Período entre 1,76-1,53 Ga.

O período 1,76-1,53 coincide com o intervalo de idades apregoadas ao cinturão móvel Rio Negro/Juruena (Teixeira *et al.*, 1989 e Tassinari *et al.*, 1996) ou Juruena/Rondônia (Orogênese Ouro Preto, Santos, 2004), admitido como acrecionário-colisional, porém sua verdadeira natureza, limites geológico/geográficos e estruturação interna são de difícil reconstituição.

A limitação qualitativa e quantitativa do conjunto de dados disponíveis e a superposição estrutural gerada pelos eventos tectônicos subseqüentes (1,40-1,35 Ga e 1,20-1,12 Ga) no centro-leste de Rondônia possibilitam traçar para este período cronologia preliminar dos eventos tectono-metamórficos, com limites paleogeográficos imprecisamente definidos.

Admite-se que os estágios iniciais da história geológica do SW do Cráton Amazônico remontam aos períodos Riáciano/Orosiriano, caracterizados por processos de aglutinação de massas crustais continentais com o fechamento de oceanos e ambientes deposicionais conexos. As rochas ortoderivadas do Complexo Jamari mostram geoquímica característica de arco de margem continental ativa em estágio imaturo com forte contribuição de componente crustal mais antigo. Além dos representantes plutônicos, o arco magmático inclui rochas paraderivadas (unidade metassedimentar do Complexo Jamari e Grupo Roosevelt) que constituiriam as coberturas supracrustais relacionadas à evolução do arco. A natureza acrecionário-colisional da orogênese mais antiga (Ouro Preto, Juruena-Rondônia) ainda resgatável nesta região do SW do Cráton Amazônico é assumida nesta tese, uma vez que o Complexo Jamari mostra registros de evento de fácies granulito com idade entre 1,67-1,63 Ga. Apesar desta evidência, contudo, é importante ressaltar que o possível espessamento crustal que precede o colapso pós-orogênico (1,60-1,50 Ga) pode ser produto do grande volume de magma alojado na crosta, característico de margens continentais ativas que, em muitos casos, produzem espessamento crustal comparável a zonas colisionais.

No final deste período, entre 1,60 e 1,50 Ga, ocorre volumoso magmatismo granítico/charnockítico com química tipo A, afinidade *rapakivi*, posicionamento pós-colisional e grande expressão em área em toda a região de Rondônia (Suíte Serra da Providência).

Período entre 1,5 e 1,39 Ga.

A acreção do Arco de Santa Helena (1,45 Ga) no sudoeste do Mato Grosso foi seguida no norte e centro-leste de Rondônia por um prolongado período de volumoso magmatismo intraplaca tipo *rapakivi* relacionado a movimentos extensionais reflexos. Neste intervalo o regime tectônico vigente na região de estudo foi do tipo extensional, em que estas estruturas controlaram a ascensão das rochas magmáticas das suítes Rio Crespo (1,49-1,42 Ga), Santo Antônio (1,40 Ga) e Teotônio (1,39 Ga). Em relação a este período não há registros conclusivos de metamorfismo, efeitos termais e bacias com seus conseqüentes preenchimentos sedimentares no centro-leste de Rondônia.

Período entre 1,39 e 1,25 Ga.

A deformação e metamorfismo registrada no embasamento do centro-leste de Rondônia ocorreu neste período como resultado da colisão entre o SW do Cráton Amazônico e bloco sub-crustal do leste boliviano. Este evento, denominado orogenia Rondoniana/San Ignacio envolveu, em sua primeira fase, regime compressional (Dn+1) com paroxismo metamórfico entre 1,37 e 1,35 Ga desenvolveu-se em condições metamórficas de fácies anfibolito superior ainda em regime compressional, com migmatização, dobramento do bandamento da fase anterior, culminando com sua quase verticalização. Granitos tardi-tectônicos das suítes Alto Candeias (1,34 Ga) e São Lourenço-Caripunas (1,31 Ga) pós-datam o pico metamórfico do período, porém podem ser correlacionados com os granitos do Complexo Pensamiento na Bolívia, onde a orogenia foi incisiva e gerou três fases de deformação em condições metamórficas de médio a alto grau (Boger et al., 2005).

Período entre 1,25 e 0,95 Ga.

Este período caracteriza a orogenia Sunsas, iniciada com regime extensional que gerou as grandes estruturas condicionantes da deposição do Grupo Nova Brasilândia a sul da área de estudo (Grupo Sunsas na Bolívia e Mato Grosso), precedida pela geração dos produtos ígneos da Suíte Básica-Ultrabásica Cacoal (1,30 Ga) a leste e São Lourenço-Caripunas (1,31 Ga) a noroeste.

O período entre 1,20 e 0,95 Ga relaciona-se à fase principal da orogênese colisional Sunsás, em amplo segmento litosférico que envolve parte do SW da Amazônia e parte da Laurentia, onde processos de deformação com encurtamento crustal, retrabalhamento de massas pré-estonianas, magmatismo e metamorfismo regional culminaram com a edificação de três cinturões orogênicos: o cinturão Sunsas com direção WNW, o cinturão Aguapeí com direção NNW e Nova Brasilândia com direção E-W.

Entre 1,20 e 1,12 Ga predominou no terreno Jamari regime cinemático transcorrente em condições de fácies anfibolito inferior com a geração dos extensos sistemas de cisalhamento transcorrentes e transpressivos (Dn+2) do centro-norte de Rondônia (sistemas Ji-Paraná e Rio Formoso-Ariquemes). As transcorrências podem ser produto da progressão da deformação compressional da fase Dn (1,39-1,35 Ga) e Dn+1 (1,3 a 1,25 Ga) como escape lateral de massas ou ser produto da ação de binário com componente horizontal de direção norte-sul gerado pela abertura da bacia Nova Brasilândia a sul da área de estudo.

No período entre 1,15 e 1,10 Ga ocorre, a sul da área de estudo, inversão da bacia Nova Brasilândia, deformação compressional com empurrões de NE para SW e retro-empurrões com vergência contrária, acompanhada de metamorfismo em fácies anfibolito superior-granulito. Este evento convergente progrediu até o desenvolvimento de zonas de cisalhamento sinistral E-W/NW-

SE (Sistema transpressivo Nova Brasilândia), com metamorfismo em fácies xisto verde superior e idade ~ 1,05 Ga.

Entre 1,07 e 0,98 Ga um segundo pulso deformacional, correspondendo à fase tensional do final do evento colisional, promoveu a reativação, em condições de fácies xisto-verde, dos sistemas transcorrentes Roosevelt e Nova Brasilândia com espaços transpressivos e transtensivos ocupados por rochas graníticas. Em território boliviano zonas de cisalhamento transcorrentes, que afetam inclusive os sedimentos do grupo Sunsas, podem ser correlacionadas a esse pulso deformacional (Boger et al., 2005).

No final deste período (entre 0,98 e 0,95 Ga) ocorreu generalizada reativação distensiva em condições quasicratônicas das principais linhas de fraqueza geradas no evento compressivo, dando origem a importante plutonismo que constitui a Suíte Ígnea Costa Marques e os *Younger Granites* de Rondônia, as rochas básicas da Formação Nova Floresta, além dos compartimentos Pacaás Novos, Uopianes e São Lourenço, receptáculos de expressiva sedimentação continental que constitui a Formação Palmeiral.

3.9 O terreno Jamari, a faixa Sunsas e a evolução geodinâmica do SW do Cráton Amazônico.

A espessa sedimentação relacionada a *rift* neoproterozóico ao longo da margem leste e sul da Laurentia (Bond et al., 1984) é interpretada como evidência da existência do supercontinente mesoproterozóico de Rodínia (Dalziel, 1981; Hoffman, 1991). Embora a exata configuração de Rodínia permaneça como objeto de conjecturas, as reconstruções enfatizam um longo período de conexão entre Laurentia e Amazônia (Hoffman, 1991; Moores, 1991; Karlstrom et al., 2001). Apesar de aceita, a conexão entre estas duas massas continentais admite interpretações conflitantes com relação à posição de colisão ao longo dos 3000 km de margem leste e sul da Laurentia. Tohver et al. (2002) concluem que o Cráton Amazônico colidiu com o oeste de Llano, Texas, com base em pólos magnéticos obtidos em rochas de Rondônia com idades de 1200 Ma. Em contraste, de acordo com similaridades geológicas, Hoffman (1991), Sadowski e Bettencourt (1996) correlacionam a Amazônia com a parte central do Grenville, de Ontário a New York, enquanto Loewy et al. (2003) propõem um posicionamento intermediário com base em afinidades de isótopos de Pb entre crosta Amazônica e aquela que define o embasamento do sul e centro das Apalaches (ver também Tohver et al., 2004).

A maior parte das incertezas sobre o ajuste da Laurentia com a Amazônia é função do desequilíbrio entre os dados produzidos nas duas margens. Enquanto grande quantidade de dados geológicos são coletados na margem leste da Laurentia, pequeno volume é gerado da sua margem

oposta, na América do Sul. Nesse contexto reveste-se de importância o estudo da faixa Sunsas no leste da Bolívia, SSE de Rondônia e NW do Mato Grosso como a mais jovem província tectônica da América do Sul com idade grenvilliana e crítica para o entendimento da paleogeografia da Rodínia. A comparação entre a geologia de Rondônia, leste da Bolívia e NW do Mato Grosso pode se visualizada na Figura 117, enquanto na Figura 118 mapa geológico esquemático mostra estes três segmentos da porção SW do Cráton Amazônico.

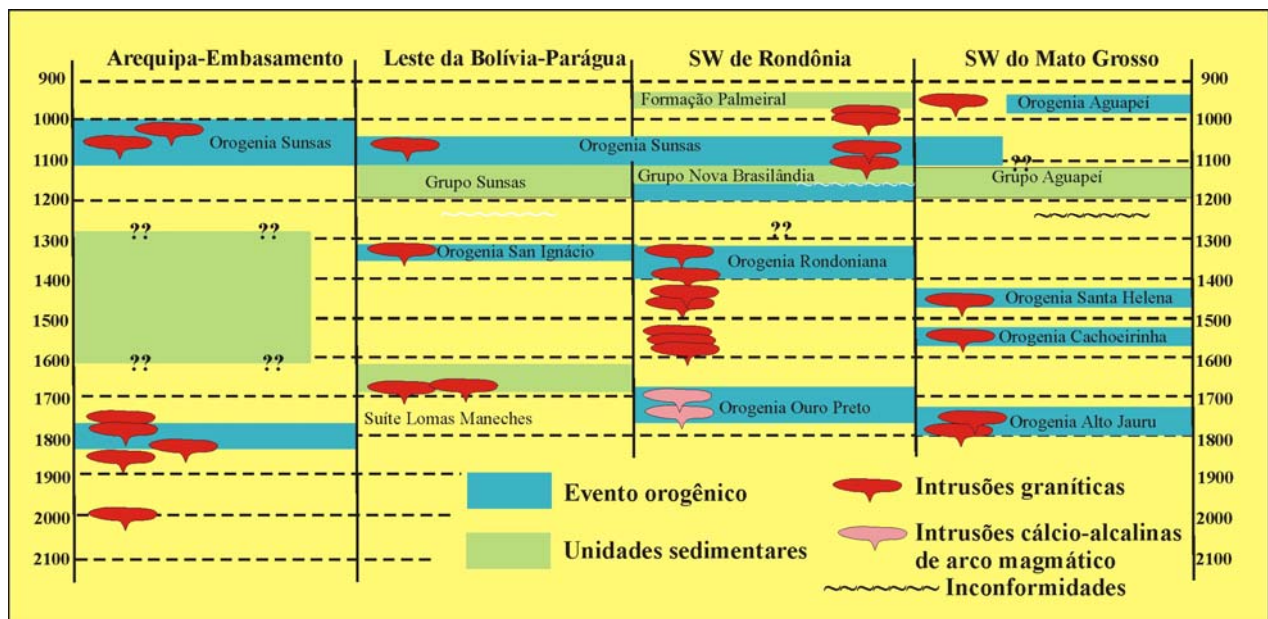


Figura 117 - Diagrama espaço-tempo dos eventos orogênicos proterozóicos, sedimentação e magmatismo no SW do Cráton Amazônico (modificado de Boger et al. 2005).

A comparação da história geológica de Rondônia com a Bolívia (Figuras 117 e 118) mostra que as rochas de embasamento de Rondônia (1,76-1,69 Ga) foram geradas em eventos anteriores e evoluíram em ambiente tectônico diferente (arco magmático) quando comparado ao ambiente sedimentar em que as rochas do leste da Bolívia foram depositadas entre 1690 e 1660 Ma. Embora o período da orogenia San Ignacio na Bolívia (1340 a 1320 Ma) possa ser correlacionada à orogenia Rondoniana no Brasil (1390 a 1300 Ma) ou Alto Candeias (1387-1312 Ma), as intrusões de granitóides e eventos de alto grau que ocorrem no Paleoproterozóico tardio e Mesoproterozóico inicial e médio em Rondônia (1600 a 1150 Ma) não têm contrapartida no leste da Bolívia. De maneira similar, o sistema de cisalhamento Ji-Paraná (~1200 Ma) está ausente na Bolívia, não sendo descrito em afloramento como também não é distinguível como feições lineares em imagens de satélite. O *trend* E-W do cinturão Nova Brasilândia separa as rochas da história geológica acima daquela do leste da Bolívia. Este cinturão transecta o *trend* estrutural pré-Sunsas em Rondônia e

marca o limite entre o Cráton Amazônico e o Paragua e é interpretado como sutura de idade neo-mesoproterozóica (Tohver et al 2004).

Da mesma forma, há diferenças significativas entre a geologia de Rondônia e do SW do Mato Grosso, notadamente no Mesoproterozóico inicial a médio. No Paleoproterozóico tardio a orogenia Alto Jauru no Mato Grosso mostra idade similar à orogenia Ouro Preto em Rondônia (1,73-1,69) com rochas geradas em ambiente de arco. O período entre 1600 e 1400 Ma mostra discrepâncias significativas entre rochas e eventos das duas regiões. No Mato Grosso são caracterizadas duas orogenias, Cachoeirinha e Santa Helena, igualmente envolvendo rochas de ambiente de arco, enquanto em Rondônia o período é notável pelo recorrente magmatismo tipo A de natureza intra-placa. A orogenia Rondoniana/San Ignácio (1500 a 1300 Ma), importante evento orogênico em Rondônia com deformação compressional e metamorfismo granulítico, não têm registros no Mato Grosso e, em virtude da importância desse evento também na Bolívia, reforça-se a história mesoproterozóica de poucos elementos comuns entre Rondônia e SW do Mato Grosso. O período da orogenia Sunsas mostra a deposição do Grupo Aguapeí no Mato Grosso entre 1200 e 1100 Ma e Nova Brasilândia em Rondônia, com deformação entre 1100 e 1000 Ma, período em que magmatismo granítico está presente no segundo e ausente no primeiro. No intervalo 1000-900 Ma, enquanto em Rondônia ocorria a deposição da formação Palmeiral em condições continentais, no SW do Mato Grosso estruturas dúcteis de grande magnitude retrabalhavam rochas sedimentares de idades similares à formação Palmeiral.

Pelo exposto, é admissível que a história geológica do SW do Cráton Amazônico em período anterior a 1400 Ma desenvolveu-se por caminhos distintos para Bolívia (Cráton Parágua), Rondônia e SW do Mato Grosso e com aloctonia entre si. Se esta inferência é correta, torna-se importante a questão de quando o Cráton Parágua agregou-se à margem SW da Amazônia e se esta já era constituída pelo SW de Rondônia e SW do Mato Grosso, uma vez que a geologia destes dois últimos segmentos é significativamente diferente no período entre 1600 e 1200 Ma.

Duas possibilidades devem ser consideradas, a primeira envolve a orogenia Rondoniana-San Ignácio (1370 e 1250 Ma) e a segunda a orogenia Sunsas (1100 e 900 Ma), (Figura 119, Boger et al., 2005). Nenhum dos três modelos (Figura 119) fornece interpretações conclusivas sobre a evolução mesoproterozóica da margem SW da Amazônia e, sem maior aporte de dados que demonstrem separação ou conexão entre o Cráton Parágua e Mato Grosso e/ou Rondônia no intervalo entre as orogenias Rondoniana/San Ignácio e Sunsas, qualquer dos três modelos é plausível. Porém, segundo Boger et al. (2005), os dados geológicos são mais consistentes com o modelo em que o bloco Paragua foi acrecionado ao Cráton Amazônico durante a orogenia Sunsas

(Figura 119 C), enquanto Tohver et al. (2004) defendem a hipótese de evolução em dois estágios da Figura 119 B.

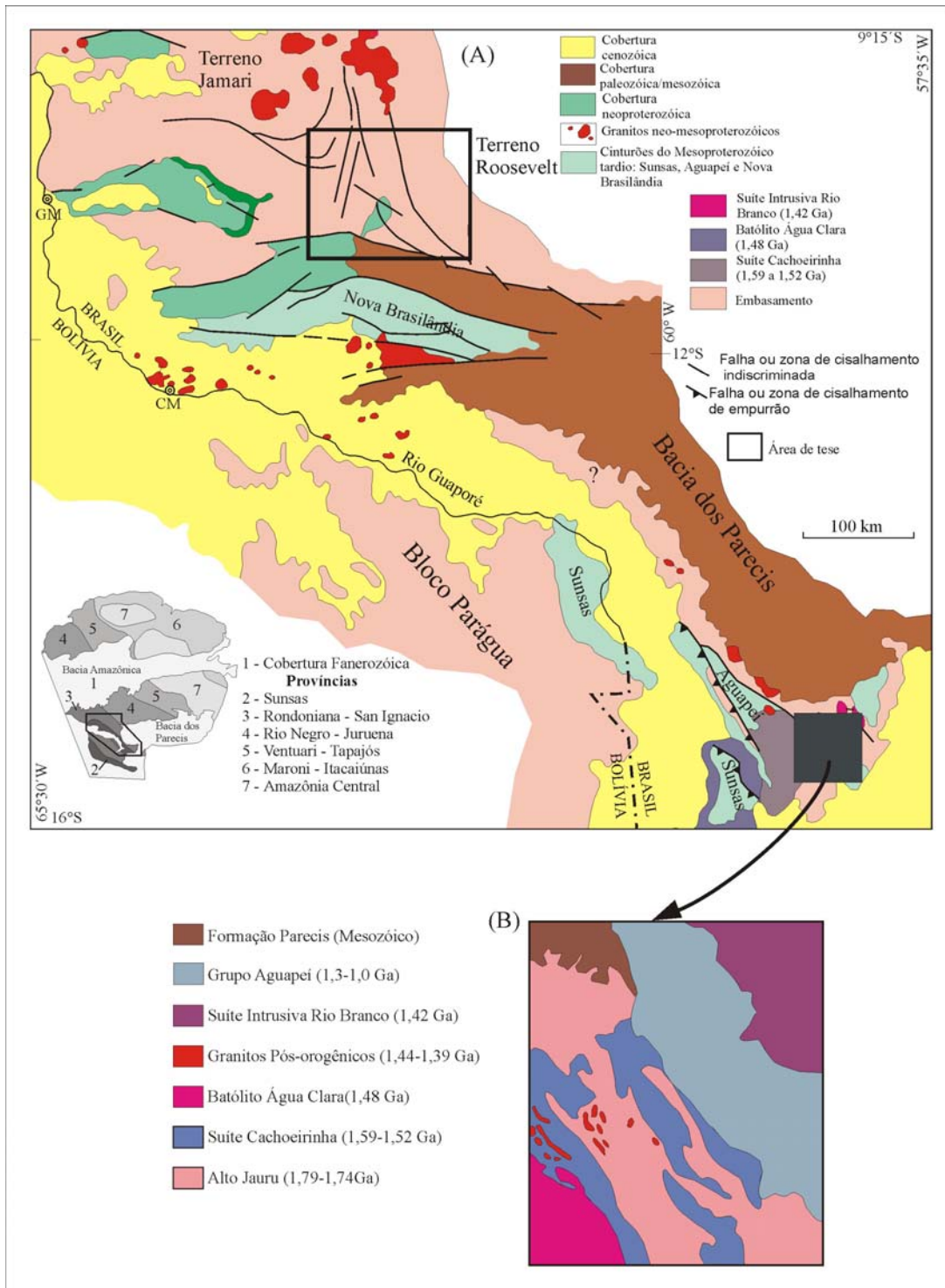


Figura 118- Mapa geológico esquemático do SW do Cráton Amazônico (A) e detalhe de porção da geologia do SW do Mato Grosso (Ruiz et al., 2004), (B).

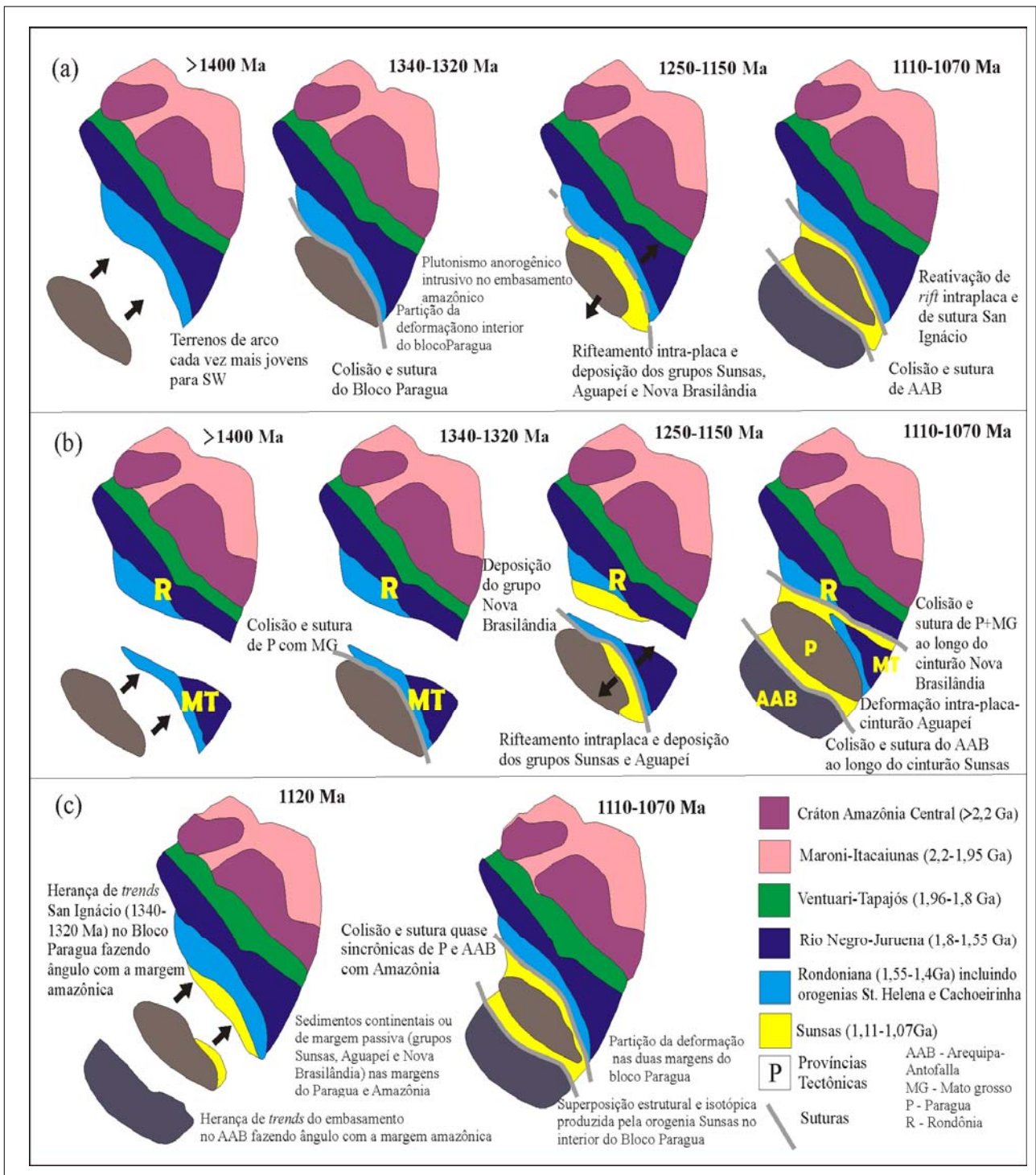


Figura 119 – Possíveis cenários para acreção do bloco Paragua e embasamento Arequipa-Antofalla à margem SW do Cráton Amazônico (Boger et al., 2005).

CAPÍTULO 4

NATUREZA DO COMPLEXO JAMARI NA REGIÃO CENTRO-LESTE DE RONDÔNIA, SW DO CRATON AMAZÔNICO, BRASIL: GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

Jaime Estevão Scandolara^{a,b}, Reinhardt Adolfo Fuck^a, Elton Luis Dantas^a, Eric Tohver^{c,d}

^a*Instituto de Geociências, Universidade de Brasília/UnB. CEP 70910-900, Brasília DF, Brazil.*

^b*Serviço Geológico do Brasil (CPRM), SGAN 603, 18º Andar. CEP 70830-039, Brasília DF, Brazil.
(scandolara@df.cprm.gov.br)*

^c*Department of Geological Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan 48109-1063, U.S.A.*

^d*Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo/USP. CEP 05508-900, São Paulo, SP, Brazil.*

Resumo

Nesse artigo apresentamos novos dados geoquímicos e petrológicos relativos aos ortognaisses ácidos, intermediários e máficos e aos paragnaisses de alto grau metamórfico (fácies anfibolito superior a granulito) que constituem o Complexo Jamari, embasamento regional do terreno homônimo, centro-leste de Rondônia, SW do Cráton Amazônico.

Os dados de isótopos de Nd dos principais tipos de gnaisses que constituem a suíte metaígneia deste complexo de alto grau mostram largo intervalo de valores para ϵ_{Nd} (-2 a +5) e igualmente amplo espectro de valores de idades-modelo (T_{DM}), desde 1,71 Ga até 2,3 Ga, além de uma idade arqueana ($T_{DM} = 2,55$). A suíte de gnaisses paraderivados caracteriza-se por valores de ϵ_{Nd} entre -0,8 e -4 e idades-modelo (T_{DM}) entre 2,1 Ga e 2,4 Ga, com uma idade arqueana ($T_{DM} = 2,51$ Ga). Estes valores indicam que os processos de geração crustal envolveram fontes juvenis de manto depletado com a participação de proporções variáveis de crosta antiga reciclada e, pela primeira vez registram na região em estudo, idades-modelo (T_{DM}) arqueanas, com valores de ϵ_{Nd} negativos (-2), o que sugere que nessa região do SW do Cráton Amazônico já existia crosta continentalizada no início do Paleoproterozóico.

Os dados de geoquímica elementar mostram que os ortognaisses granulíticos ácidos a intermediários têm natureza cálcio-alcalina expandida, valores entre e baixo até alto-K e constituem complexo de subducção relacionado com arco magmático jovem de margem continental ativa (arco tipo andino imaturo). As principais informações derivadas do estudo dos paragnaisses (protólitos pelíticos, semipelíticos, psamíticos e carbonáticos) referem-se à caracterização de paragêneses e feições texturais que indicam claramente que na região estudada as condições metamórficas alcançaram a fácies granulito (750°C-850°C e P 6,5 a 8 kbar).

Palavras-chave: terreno Jamari, SW do Cráton Amazônico, geoquímica, isótopos Sm-Nd, arco magmático, Paleoproterozóico.

1. Introdução

A porção sudoeste do Cráton Amazônico na região de Rondônia, que se distribui entre os domínios geocronológicos Rondônia-Juruena (1,8-1,53 Ga) e Sunsas (1,4-0,95 Ga) segundo concepção de Santos et al. (2000), ou Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga, Tassinari, 1996) e Rondoniano/San Ignácio (1,45-1,25 Ga, Teixeira et al., 1989) é constituída no Brasil pelos terrenos Jamari e Roosevelt (Scandolaro *et al.*, 1999) e na Bolívia por bloco de dimensão sub-continental conhecido como Paragua (Litherland *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1999), (Figuras 1A e 1B). Suturando os blocos Paragua e Jamari encontra-se o cinturão Nova Brasilândia, com idade entre 1,2 e 1,0 Ga, caracterizado por empurrões em condições metamórficas de alto grau e tectônica transpressiva (Tohver *et al.*, 2004b). O terreno Jamari estende-se do Batólito Serra da Providência para oeste, ocupando os setores N e NE de Rondônia, enquanto o terreno Roosevelt-Juruena ocorre para leste do batólito, até o alto curso do rio Teles Pires. Além da distinção geográfica, no terreno Jamari o embasamento apresenta maior proporção de paragneisses e é um pouco mais jovem (1,76–1,65 Ga) que o embasamento do terreno Roosevelt/Juruena (1,84 a 1,79 Ga).

O embasamento geológico do SW do Cráton Amazônico, exposto no Estado de Rondônia sob a designação de Complexo Jamari, terreno homônimo, é interpretado em termos de domínios crustais de *trend* NW-SE progressivamente mais jovens de NE para SW (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari e Macambira, 1999; Tassinari *et al.*, 2000). Modelo alternativo de evolução, que trata o cráton como plataforma arqueana fragmentada por sucessivos episódios extensionais ao longo do Mesoproterozóico (Amaral, 1984; Hasui *et al.*, 1984), foi parcialmente aceito devido à ausência de idades arqueanas nessa porção do cráton, embora a ênfase nos processos anorogênicos tenha sido adotada em muitos trabalhos subsequentes.

O Complexo Jamari tem sua gênese associada ao domínio geocronológico Rio Negro-Juruena na sua porção meridional, produto de provável arco magmático que evoluiu entre 1,80 e 1,55 Ga (Tassinari *et al.*, 1996) ou à província Rondônia-Juruena com fase acrecionária entre 1,76-1,72 Ga e colisional entre 1,67-1,63 Ga (orogênese Ouro Preto, Santos, 2004). A hipótese de que o Complexo Jamari relaciona-se a arco magmático Paleoproterozóico (Tassinari, 1996) recebeu acréscimo no trabalho de Payolla *et al.* (2002). As rochas supracrustais associadas ao desenvolvimento do arco, na sua fase pré/sin-colisional, têm idades de deposição de 1,67 Ga (Payolla et al., 2002; Santos, 2004) e relacionam-se a bacias intra-arco (Santos, 2004). O

alojamento de grandes corpos de granitos subalcalinos da suíte Serra da Providência (1,6–1,53 Ga), acompanhados por intrusões de charnockitos, mangeritos e gabros, marcaria o final do período de construção do arco magmático (Betencourt *et al.*, 1999). Equivalentes supracrustais do embasamento cristalino (~ 1,74 Ga, Santos, 2004) estão confinados às porções NW e E de Rondônia, onde a Formação Mutum-Paraná e Grupo Roosevelt, respectivamente, registram deposição em ambiente marinho raso com rochas vulcânicas de composição dacítica-riolítica intercamadas com as rochas sedimentares (Leal *et al.*, 1978; Rizzotto *et al.*, 1995; Scandolara *et al.*, 1999).

A área de estudo, e por extensão a parte sul/sudeste do terreno Jamari, foi retrabalhada por evento tectônico que define a província geocronológica Rondoniana-San Ignácio (1,5–1,3 Ga, Litherland *et al.*, 1986), episódio geotectônico colisional segundo Teixeira *et al.* (1989) que afetou a região entre o Cráton Paragua (Litherland *et al.*, 1986, 1989) e as rochas de embasamento da região central de Rondônia (Teixeira *et al.*, 1989). Mais recentemente, datações U-Pb em zircão (Bettencourt *et al.*, 1999) definiram idades de intrusão de corpos félsicos relacionados ao colapso orogênico e extensão do final do evento: suítes Santo Antônio e Teotônio (1,4 Ga), batólito Alto Candeias (1,34 Ga) e suíte São Lourenço–Caripunas (1,31 Ga).

O mais jovem dos episódios reconhecidos no SW do Cráton Amazônico é o evento Sunsas-Aguapeí (1,25-0,95 Ga), equivalente em idade ao principal episódio de deformação grenvilliana na América do Norte. Idades de deformação dúctil e metamorfismo relacionadas a este episódio foram identificados no Complexo Jamari (Tohver *et al.*, 2005; Scandolara, 2006) e magmatismo associado com esse evento na região é evidenciado pela intrusão da Suíte Santa Clara (1,08 Ga), por um pulso magmático final (Granitos Jovens de Rondônia/Suíte Intrusiva Rondônia, 1,0-0,95 Ga, Bettencourt *et al.*, 1999; Bizzi *et al.*, 2004).

A área em estudo, com cerca de 20.000 km², situa-se no estado de Rondônia, é delimitada pelas coordenadas 10° 00' e 11° 30' S e 61° 30' e 63° 30' W entre as cidades de Ariquemes e Cacoal e constitui a parte centro-leste do terreno Jamari (Scandolara *et al.*, 1999), (Figura 1B). Nessa região a composição predominantemente félsica dos ortognaisses do complexo Jamari, e seu metamorfismo de fácies granulito aumentam a complexidade na avaliação geoquímica das rochas metamórficas e da natureza dos protólitos. Neste artigo abordamos esse problema através do estudo de geoquímica isotópica Sm-Nd, de elementos-traço e elementos maiores.

Os objetivos do artigo são: (i) apresentar novos dados de geoquímica elemental e isotópica das rochas orto e paraderivadas do Complexo Jamari embasamento do terreno homônimo, centro-leste de Rondônia, (ii) caracterizar a assinatura geoquímica dos ortognaisses e assim determinar se

constituem efetivamente suíte de arco, (iii) discutir sua petrogênese e fontes e (iv) sugerir ambiente tectônico.

2. Contexto geológico regional e geocronologia

As rochas de embasamento de Rondônia e Juruena mostram idades isocrônicas Rb-Sr distintas, respectivamente 1,45–1,3 Ga e 1,8–1,55 Ga (Tassinari, 1996). Em consequência, essas áreas foram inicialmente consideradas unidades tectônicas diferentes na evolução do Cráton Amazônico (Cordani *et al.* 1979; Tassinari *et al.* 1996). Dados U-Pb (convencionais e SHRIMP) obtidos nos últimos anos, todavia, têm mostrado idades semelhantes para o embasamento das duas regiões, entre 1,81–1,69 Ga (Payolla *et al.*, 1998, 2002; Santos *et al.*, 2000, 2004; Silva *et al.*, 2002). Com base nesse fato e na disposição estrutural regional predominantemente segundo WNW–ESE a E–W, Santos *et al.* (2000) reuniram as regiões Juruena e Rondônia na mesma província.

Estas rochas têm sua evolução vinculada a sistema de arcos magmáticos (Tassinari, 1996; Santos *et al.*, 2000), com magmatismo de fonte juvenil, mas com contribuição significativa de crosta mais antiga e idades-modelo (T_{DM}) entre 2,2 e 1,9 Ga, interpretadas como resultado de contribuição crustal de rochas da faixa orogênica Tapajós–Parima. Segundo os autores acima os ortognaisses mostram afinidade cálcio-alcalina e dados de geoquímica isotópica para o sistema Nd ($\epsilon_{Nd(T)} = +0.1$ to -1.5 ; $T_{DM} = 2,2-2,0$ Ga) sugerem uma margem tipo andino para a geração dos magmas (Payolla *et al.*, 2002). Os paragnaisses apresentam valores T_{DM} entre 2,2–2,1 Ga, sugerindo que a fonte dos materiais derivou das crostas Ventuari-Tapajós e Rondônia-Juruena, com grãos de zircão detríticos apontando deposição entre 1,67-1,63 Ga.

Idades U-Pb em monazita e zircão e Sm-Nd em granada e rocha-total, (Tassinari *et al.*, 1999; Payolla *et al.*, 1998, 2002; Silva *et al.*, 2002, Santos *et al.*, 2002, Souza *et al.*, 2003, Santos, 2004) sugerem dois episódios tectono-metamórficos de alto grau na região de estudo: o primeiro entre 1,67 e 1,63 Ga, que define o pico metamórfico da orogênese Rio Negro-Juruena (Tassinari, 1996) em fácies granulito e o segundo entre 1,37–1,35 Ga em fácies anfibolito superior, interpretado como o paroxismo da orogenia Rondoniana-San Ignácio (Payolla *et al.*, 2002; Silva *et al.*, 2002). Outro evento dúctil, com idade entre 1,2-1,12 Ga (Tohver *et al.*, 2005), manifesta-se sob a forma de largas zonas de cisalhamento onde a deformação de fácies anfibolito inferior caracteriza importante entidade estrutural que se estende por centenas de quilômetros e (sistema de cisalhamento Ji-Paraná (SCJP, Scandolara *et al.*, 1999), com *trend* geral NNW-SSE, porém com importantes estruturas antitéticas secundárias NNE-SSW. A natureza e a interação dos dois *trends*

(deformação sincrônica ou *overprint*) ainda não estão suficientemente esclarecidas e os dois conjuntos de estruturas mostram notável complexidade cinemática.

O terreno Jamari, na região centro-leste de Rondônia (Figura 1B), é composto por rochas paleoproterozóicas de alto grau metamórfico (Complexo Jamari – unidade de embasamento), por rochas metavulcanossedimentares de baixo grau (Grupo Roosevelt), por cinco suítes de granitóides mesoproterozóicos com características geoquímicas de granitos tipo A. Estas suítes incluem granitos *rapakivi*, mangeritos, charnockitos e rochas máficas (suítes intrusivas Serra da Providência, Rio Crespo, Alto Candeias, Santa Clara e Rondônia). A cobertura neoproterozóica é constituída por seqüência clástica continental da Formação Palmeiral e as formações Cacoal e Pimenta Bueno são formadas por sedimentos glácio-lacustres paleozóicos (Figura 2).

O Complexo Jamari (Isotta *et al.*, 1978), é constituído por ortogneisses cálcio-alcálicos de baixo a alto-K (associação de quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos) e metabasitos com idades de cristalização U-Pb entre 1,76 Ga e 1,73 Ga (Santos *et al.*, 2000; Payolla *et al.*, 2002). Segundo os dois últimos autores estes gnaisses têm história de reduzida residência crustal (valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ próximos de valor zero), e podem representar remanescentes de arco magmático juvenil derivado de fonte mantélica empobrecida com contribuição significativa de componente crustal mais antigo. Uma parte das idades-modelo (T_{DM}) disponíveis (Sato e Tassinari, 1997) sugere a presença de crosta juvenil (1,77 Ga a 1,95 Ga), enquanto outros resultados indicam a participação de crosta preexistente, possivelmente tipo Tapajós (2,06 Ga a 2,20 Ga, Santos, 2004). A ambiência tectônica proposta para a geração desse magmatismo cálcio-alcálico é de margem continental do tipo Andino, com subducção para nordeste, por baixo da crosta continental Tapajós–Parima (Payolla *et al.* 2002).

O segundo conjunto é constituído por rochas paraderivadas significativamente mais jovens (Figura 2) produto da deposição (1,67-1,63 Ga) de seqüências imaturas em bacias intermontanas sobre o arco magmático pré-existente (Santos, 2004). Novas datações em rochas do Complexo Jamari (tonalito com granada, idade de 1634 ± 8 Ma e paleossoma charnoenderbítico cortado por neossoma de granada gnaisses com idade de 1654 ± 3 Ma) complementam as idades no intervalo de tempo entre 1,66 e 1,63 Ga na Província Rondônia–Juruena (Bettencourt *et al.*, 2001), evento que Santos (2004) estende de 1,67 a 1,63 Ga e interpreta como produto de fase orogênica colisional.

O evento metamórfico mais antigo, de fácies granulito, ainda recuperável nas rochas do Complexo Jamari ocorreu entre 1,67 e 1,63 Ga e possivelmente corresponde à fase colisional da orogênese Ouro Preto. Contudo, o evento metamórfico-deformacional mais marcante e que afetou as rochas do Complexo Jamari nesta região, ocorreu entre 1,37 e 1,35 Ga em condições

metamórficas de fácies anfibolito superior com migmatização generalizada (770–720°C e 900–700 MPa, Tohver *et al.*, 2000 e 770-740°C e 900-700 MPa, Payolla *et al.*, 2002).

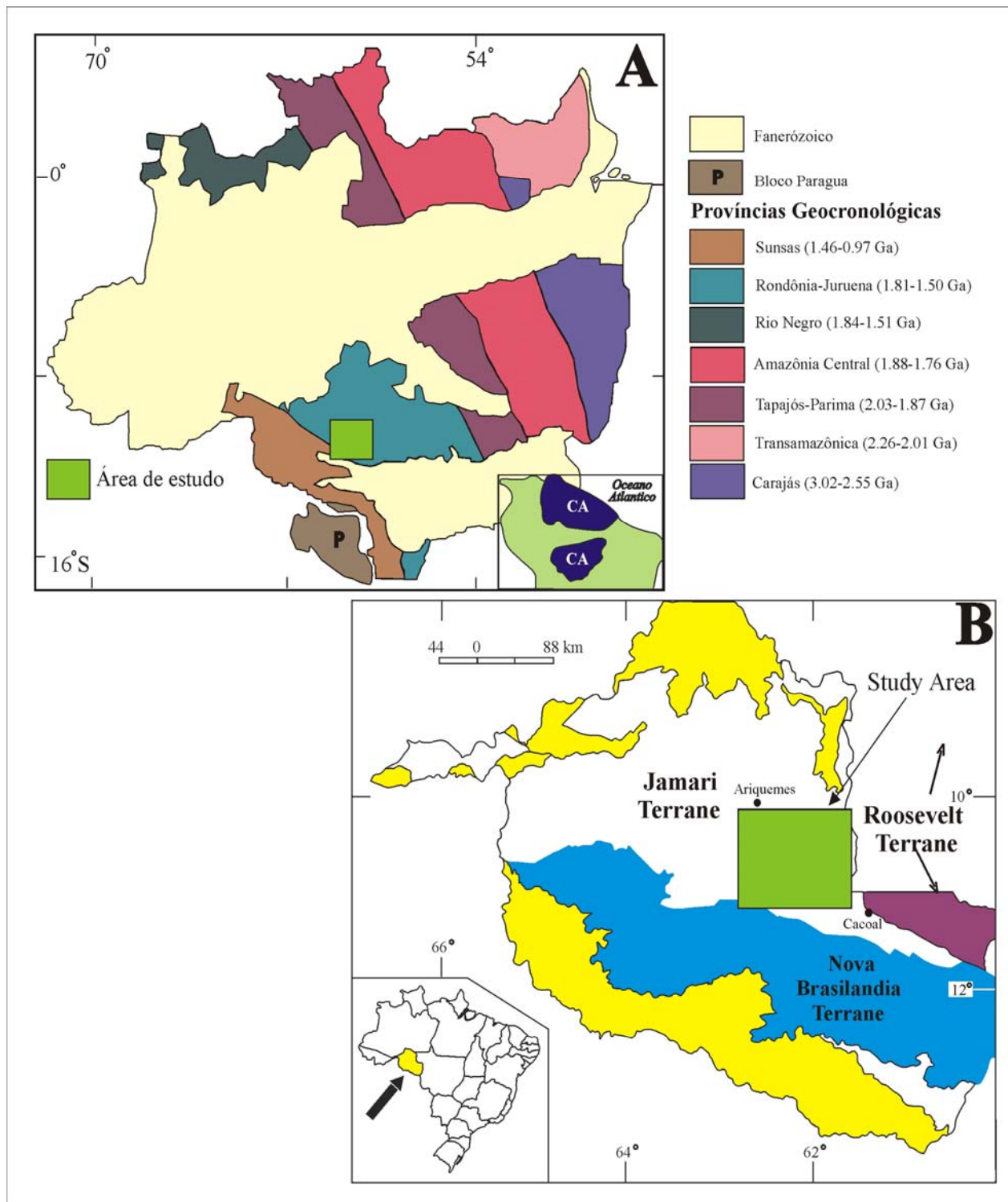


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (modificado de Santos *et al.*, 2000) e terrenos tectonoestratigráficos do SW do Cráton Amazônico (Scandolaro *et al.*, 1999).

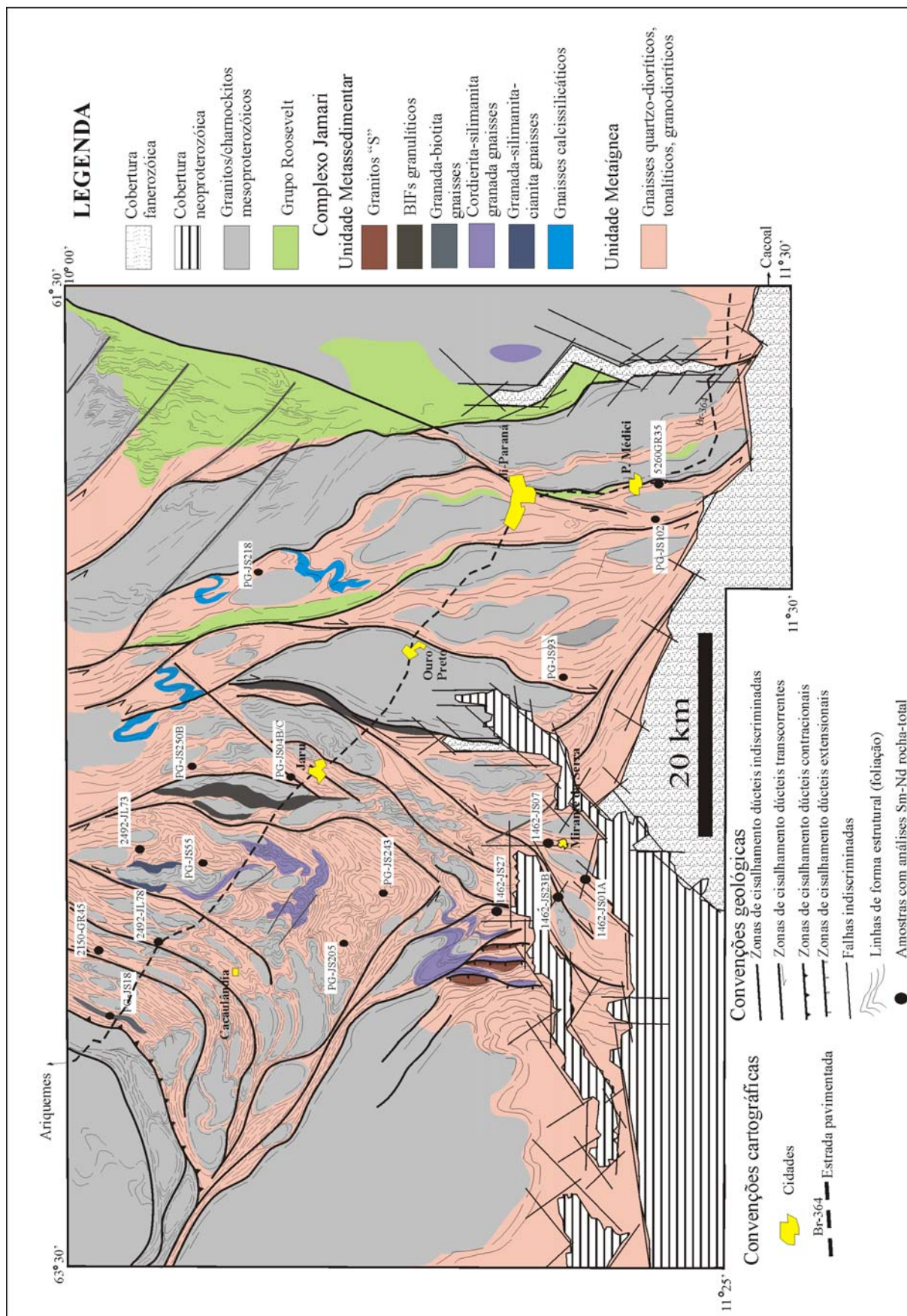


Figura 2 - Mapa geológico da área de estudo.

Assim, a recristalização da monazita em ~ 1,33 Ga, a cristalização de granada em ~1,30 Ga (Payolla *et al.*, 2002) e zircão em ~ 1,35-1,32 Ga (Tassinari *et al.*, 1999, Silva *et al.* 2002, Santos, 2004) indicam um pico metamórfico em torno de 1,35 Ma interpretado como registro do clímax da orogenia Rondoniana-San Ignácio (Payolla *et al.*, 2002). Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda e biotita (1,3 a 0,95 Ga, Bettencourt *et al.*, 1996; Tohver *et al.*, 2000), são interpretadas como registros do resfriamento de eventos tectono-metamórficos das orogenias Rondoniana/San Ignácio e Sunsas, respectivamente (Tohver *et al.*, 2001). A integração de dados geocronológicos do sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ com termometria de feldspato permitiu definir intervalo de temperaturas entre 450°-550°C para a deformação com idade entre 1,20 e 1,12 Ga nas largas zonas de cisalhamento Sistema de Cisalhamento Ji-Paraná, Scandolara *et al.*, 1999) que recortam a região de estudo (Tohver *et al.*, 2005).

3. Petrografia

A nomenclatura adotada para as rochas estudadas baseou-se no diagrama modal QAP, construído com base em composições modais obtidas em contagem de pontos em lâminas delgadas (Streckeisen, 1976), (Figura 3) e na classificação segundo o diagrama normativo Ab-Or-An (Barker, 1979), (Figura 4), enquanto a Tabela 1 mostra os grupos de rochas representativos do Complexo Jamari, sua localização e assembléia mineral.

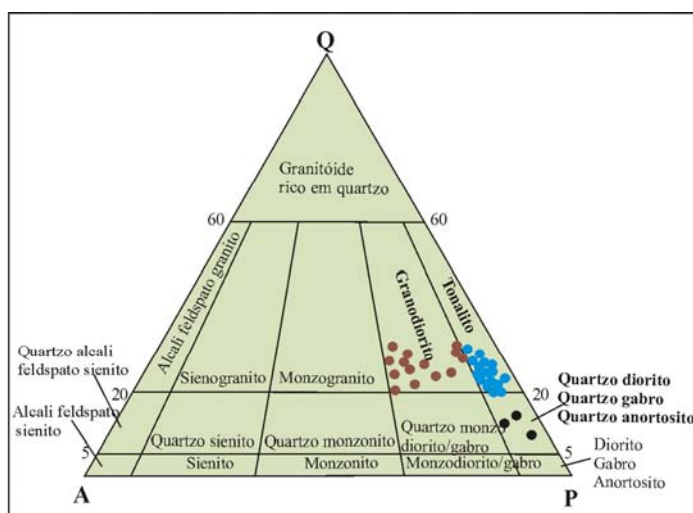


Figura 3 - Classificação modal dos ortognaisses estudados. Campos e nomenclatura Streckeisen de Streckeisen (1976).

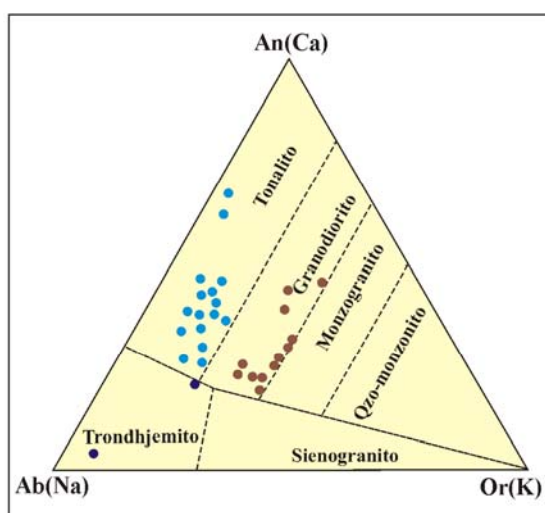


Figura 4 - Diagrama normativo Ab-Or-An das rochas em estudo (Barker, 1979).

Os granulitos máficos são homófanos a fortemente foliados, granulação média a grossa, textura granoblástica e ocorrem intercalados com os granulitos intermediários a ácidos. A

mineralogia consiste em plagioclásio (An_{50}), hornblenda, clinopiroxênio (com manchas de hornblenda), ortopiroxênio (com cummingtonita desenvolvida nas clivagens e bordas), biotita titanífera e alanita.

Os anfibolitos ocorrem como intercalações métricas a decamétricas ou *megaboudins* em meio aos gnaisses intermediários a ácidos e, onde a textura nematoblástica composta por plagioclásio (An_{45}) e hornblenda predomina, ocorre biotita marrom e quartzo em proporções menores com raros e diminutos cristais de granada no interior do plagioclásio, possivelmente indicando processo de descompressão. Em muitos afloramentos é possível comprovar sua natureza ígnea (gabros e dioritos) onde cristais de piroxênio reliquiares associam-se à hornblenda e plagioclásio (andesina-labradorita), com minerais opacos e apatita como acessórios.

Os gnaisses quartzo-dioríticos são rochas com estrutura fortemente bandada e textura granoblástica poligonizada, constituídas por andesina, hornblenda, K-feldspato, biotita, granada, titanita, zoizita/clinozoizita, opacos, zircão e apatita. Quando milonitizadas, além de quartzo em fita e feldspatos estirados, apresentam granada estirada em contato com titanita e hornblenda e fenoclastos de plagioclásio com caudas de recristalização formadas por quartzo, clorita e hornblenda.

Os gnaisses tonalíticos/enderbíticos podem ser subdivididos, considerando aspectos texturais e estruturais (petrotrama), em dois tipos. O primeiro tem cor cinza, é homófono a moderadamente foliado, com granulação média a grossa, mostra enclaves anfibolíticos frequentes e mineralogia composta por plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e, ocasionalmente, Kfeldspato, com titanita, magnetita e zircão como acessórios. O segundo tipo é marcado por bandamento migmatítico, mineralogia similar ao tipo 1 com o acréscimo de granada tanto na matriz quanto no neossoma. Os granulitos tonalíticos (ou gnaisses enderbíticos) são rochas cinza-esverdeadas, homófonas até fortemente foliadas, com frequentes enclaves estirados de anfibolito e granulitos máficos. O bandamento é definido pela alternância de minerais máficos e félsicos de grão médio a grosso e a assembléia mineral de fácies granulito é representada por quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita, ortopiroxênio, granada, clinopiroxênio, K-feldspato e como acessórios ilmenita, magnetita, apatita e zircão. Em muitos locais os gnaisses tonalíticos e enderbíticos desenvolveram paragêneses retrogressivas à base de carbonato, clorita, epidoto e biotita.

Os gnaisses granodioríticos/charnoenderbíticos são rochas de cor cinza a cinza-rosado, frequentemente migmatizadas, com neossoma à base de quartzo+biotita+granada+feldspato e paleossoma fortemente recristalizado em que a textura granoblástica alongada/poligonizada a granolepidoblástica é definida por quartzo, biotita, granada, hornblenda, plagioclásio, K-feldspato e ortopiroxênio. Granada sin-cinemática com inclusões de quartzo, biotita, opacos e feldspato ocorre

nos tipos que incluem ortopiroxênio; quartzo + feldspatos + granada em fita, os dois primeiros com extinção ondulante, e fenoclastos de feldspato com caudas de recristalização são feições típicas nos termos milonitizados. Titanita, alanita, opacos, apatita e zircão são os minerais acessórios.

A associação de paragnaisses inclui migmatitos pelíticos, semi-pelíticos, carbonáticos e psamíticos de alto grau, consistindo em bandas regulares e alternadas com cores cinza-claro a cinza-escuro, de 2 a 12 mm de espessura, compostas por silimanita, cianita, granada, cordierita, biotita, ilmenita, magnetita, e ortopiroxênio no melanossoma e bandas claras (leucossomas) com espessura de 10 a 50 mm compostas por K-feldspato, quartzo, granada e cordierita. Diques de rochas máficas recortam todos os tipos de rochas da associação de paragnaisses. Os gnaisses calcissilicáticos ferruginosos (margas ferruginosas) são rochas homófanas com textura granoblástica média a grossa, cor verde escura a cinza, com manchas migmatíticas de composição granítica, e mineralogia composta por biotita, quartzo, granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, magnetita e ilmenita (cerca de 15 % da rocha). As rochas calcissilicáticas com menor teor de ferro (margas) tem estrutura bandada com alternância entre bandas esverdeadas largas (> 1 cm) de clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, K-feldspato e biotita e bandas finas de cor verde-escuro, subcentimétricas, compostas por biotita titanífera, escapolita, titanita, zoizita e clinozoizita.

4. Métodos analíticos

Trinta e sete amostras foram analisadas para elementos maiores e elementos-traco e terras raras e os resultados constam da Tabela 2. As análises químicas marcadas com asterisco foram realizadas pelo LAMIN - Laboratório de Análises Químicas da CPRM, Rio de Janeiro e GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, Belo Horizonte, Brasil. Os óxidos de Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K e P, assim como Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, Y e Th foram dosados por fluorescência de Raios-X, Na por absorção atômica e Fe^{2+} por titulação com $KMnO_4$. Os elementos terras raras foram analisados via ICP-MS. Os métodos analíticos e os erros esperados nas determinações são discutidos por Dutra & Gomes (1984) e Trescases (1984). Nas demais amostras analisadas pelo ACME Analytical Laboratories, Canadá (sem asterisco), os elementos maiores foram determinados por ICP-AES, com erro de $\pm 2\%$ para concentrações 50 vezes acima dos limites de detecção, e os elementos-traço e terras raras (ETR) foram analisados por ICP-MS, com erro de $\pm 5\%$ para concentrações 50 vezes superiores aos limites de detecção. Nos dois casos as amostras foram fundidas com $LiBO_2$, digeridas e diluídas em ácido nítrico a partir de rocha total.

As análises isotópicas Sm-Nd seguiram método descrito por Gioia e Pimentel (2000) e foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As amostras de rocha-total (cerca de 50 mg) foram pulverizadas e misturadas com solução de *spike* $^{149}Sm-^{150}Nd$

e dissolvidas em cápsulas de Savillex. A extração de Sm e Nd das amostras de rocha-total seguiram a técnica convencional de extração catiônica com colunas de Teflon contendo *LN-Specresin* (HDEHP-diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder). As amostras de Sm e Nd foram alojadas em filamentos de re-evaporação em conjuntos de filamentos duplos e as medidas isotópicas foram feitas em espectrômetro de massa do tipo multicoletor Finnigan MAT 262. O grau de incertezas para as razões Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são menores que $\pm 0.4\%$ (1σ) e $\pm 0.005\%$ (1σ), respectivamente, de acordo com os padrões internacionais– BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.7219, e a constante de decaimento usada foi $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Valores T_{DM} foram calculados segundo método de DePaolo (1981).

5. Geoquímica dos elementos maiores e traço em rocha-total

Os dados geoquímicos foram utilizados para definir tipos de rochas e para identificar os ambientes geotectônicos em que os componentes ígneos foram gerados e alojados. As rochas analisadas para elementos maiores e traço (37 amostras de ortognaisses e paragnaisses, Tabela 2 somadas a 12 amostras de Payolla *et al.*, 2002), foram agrupadas em vários conjuntos definidos pelo tipo de rocha e assembléia litotectônica (Tabela 1).

Para correta caracterização do padrão geoquímico dos gnaisses de fácies granulito que constituem o Complexo Jamari na área de estudo devemos considerar que elementos como Si, Ca, Ba, Sr, Rb, Th e álcalis podem ser expressivamente remobilizados pelo metamorfismo de médio a alto grau (Winchester, 1984). Estudos empíricos, contudo, mostram que elementos de alto potencial iônico (HFSE) como Zr, Hf, Ti, Nb, Y e ETR são relativamente imóveis (Knoper e Condie, 1988) em tais condições e podem ser usados para caracterizar mecanismos petrogenéticos e ambientes de formação geodinâmica. Contudo, é importante considerar em estudos geoquímicos de terrenos metamórficos antigos, que mesmo os elementos considerados imóveis podem ter sido afetados em suas abundâncias absolutas se outros componentes das rochas foram adicionados ou removidos (mudanças no balanço de massas) e por isso, razões de elementos e diagramas ternários foram usados para diminuir os efeitos das mudanças no balanço de massas em rochas submetidas a metamorfismo de alto grau.

Com base nas relações ANK x ACNK (Figura 5) constata-se que os ortognaisses ácidos/intermediários do Complexo Jamari são predominantemente metaluminosos a fracamente peraluminosos, enquanto no diagrama K_2O x SiO_2 destaca-se o comportamento expandido da série magmática, que varia de cálcio-alcalina baixo-K a cálcio-alcalina alto-K (Figura 6). O caráter cálcio-alcalino do conjunto de ortognaisses ácidos a intermediários confirma-se no diagrama AFM (Figura 7), no diagrama ternário K_2O x Na_2O x CaO (Figura 8), no diagrama de alcalinidade

modificado – MALI (Figura 9), nos valores de Mg# relativamente altos das rochas intermediárias a ácidas estudadas, que se distribuem no intervalo entre 27 e 58 (Tabela 2), independente do teor de SiO₂ e no diagrama de Wright (1969) que utiliza a razão alcalina simples (Figura 10). O conteúdo em SiO₂ nos ortognaisses estudados varia de 46 % a 71 % em peso e a Figura 12 mostra sua relação com os elementos maiores (Diagramas de Harker), que definem correlação positiva para Na₂O e K₂O e negativa para TiO₂, FeOT, P₂O₅ e MgO.

Os elementos maiores podem fornecer informações preliminares sobre o grau de maturidade do arco Jamari. Os magmas de arcos de ilhas mais primitivos mostram *trend* com enriquecimento em Fe, geralmente têm conteúdos de K₂O e SiO₂ e razões Fe/Mg mais altas que os toleítos de espalhamento de fundo oceânico. Outros magmas de arco não apresentam o significativo enriquecimento em Fe e seguem o *trend* cálcio-alcálico progressivamente mais maduro no sentido do aumento de álcalis. Para as rochas ortoderivadas ácidas-intermediárias do Complexo Jamari, os diagramas AFM (Figura 7) e do índice álcali-cálcico x SiO₂ de Brown (1982) (Figura 11A) sinalizam para associação petrotectônica onde a participação de magmas gerados de ambientes de arcos mais imaturos é considerável.

Muitos elementos-traço também respondem à natureza química das rochas de arco e podem caracterizar *trend* de aumento da concentração de elementos incompatíveis como U, Th, Rb, Cs, Ba, Sr, Pb e ETR em direção aos arcos mais maduros, com aumento do fracionamento no padrão de ETR e diminuição de elementos como Cr, Ni e Co (Ringwood, 1975). Existem, também, evidências que elementos de grande potencial iônico (HFSE) como Ti, Zr, Y e Nb, reconhecidos discriminadores de diferentes tipos de magmas de arco e intraplacas podem indicar maturidade do arco. A Figura 12A mostra o comportamento dos principais elementos-traço nas rochas do Complexo Jamari na sua relação com o grau de evolução.

A comparação do conteúdo de elementos-traço, alguns notavelmente imóveis durante os processos secundários e metamorfismo, pode conduzir ao reconhecimento de suítes petrotectônicas e entendimento de sua petrogênese. Elementos de grande raio iônico (LILE) como Rb, K, Ba, Sr, La e Ce, podem ser seletivamente transferidos a partir da desidratação da cunha mantélica para as rochas de arco vulcânico nas zonas de subducção (Keller, 1983; Peccerillo, 1985); os magmas também podem ser enriquecidos em LILE pela contribuição de sedimentos subductados ou por contaminação crustal. Elementos de grande potencial iônico (HFSE) como Ti, Zr e Nb e os LILE (Rb, K, Ba, Sr, La e Ce) são comumente depletados no manto superior como resultado de eventos de fusão anteriores.

As altas razões LILE/HFSE e a razão La/Yb (razão média La/Yb para as rochas ortoderivadas do Complexo Jamari ~ 10, com valores que podem alcançar 26) são marcadores de

magmas de zonas de subducção (Saunders, 1980), e típicas de arcos construídos sobre crosta espessada (Bailey, 1981), da mesma forma que baixos valores de TiO_2 são característicos de rochas de arco vulcânico (TiO_2 médio para as rochas do Complexo Jamari $\sim 0,71$). É importante destacar que, embora não seja comum, algumas suítes de rochas de alto-K em zonas de subducção podem apresentar altos conteúdos de Ba, Sr, Zr, Pb, e ETRleves (Ewart, 1982). As altas concentrações de Th e Ba em relação a La e razão $\text{Ce/Y} > 2$ (com largo intervalo- 0,3 a 7), apresentadas pelas rochas ortoderivadas ácidas a intermediárias do Complexo Jamari, são típicas de suítes de alto-K (Gill, 1981), enquanto as razões $\text{Ba/K}_2\text{O}$ (média ~ 300 para o Complexo Jamari) distribuem-se entre os campos das séries cálcio-alcálicas e shoshoníticas, com pequena superposição entre ambas, similares às das suítes vulcânicas de médio a alto-K (Meen, 1987). Embora a razão LILE/HFSE não informe decisivamente (amplo intervalo de valores) sobre a natureza e ambiente dos magmas precusores do arco Nova Vida e sobre a possível participação de crosta espessada, os valores de TiO_2 médios, Th e Ba altos e razão $\text{Ce/Y} > 2$ sugerem participação de material crustal na zona de subducção e aumentam as evidências de que as rochas originais do Complexo Jamari podem ser produto de arco magmático de margem continental jovem (mistura de magmas de características mais primitivas e magmas mais evoluídos).

O comportamento não-conservativo do Th em ambiente de arco torna esse elemento ideal para distinguir as diferentes zonas tectônicas. Versões revisadas dos diagramas Ta/Yb-Th/Yb e um novo diagrama Th/Ta-Yb definem três zonas tectônicas principais para rochas ácidas a intermediárias: arcos oceânicos, margem continental ativa (ACM) e zonas vulcânicas intra-placas (WPVZ). As três zonas distintas são separadas por linhas diagonais (Figura 13A) com caimento de 45° e por linhas horizontais (Figuras 13B). Rochas eruptivas da zona vulcânica intra-placas têm os mais baixos valores Th/Ta (1-6), margem continental ativa tem valores intermediários ($>6-20$) e os valores mais altos de Th/Ta ocorrem em rochas de arco oceânico ($>20-90$). O posicionamento de algumas análises (Figura 13A,B) no ambiente WPVZ pode ser explicado pelo fato de que a geoquímica das rochas mais ácidas é fortemente influenciada pela geoquímica das suas rochas fontes refletindo a complexidade da região que pode envolver subducção de baixo ângulo para ambiente extensional. Com relação à aplicabilidade dos diagramas das Figuras 13A,B) em terrenos antigos, Gorton & Schandl (2000) afirmam que Ta, Th e Yb são considerados imóveis na maior parte das condições geológicas e com as razões $\text{Ta/Yv} - \text{Th/Yb}$ permanecem constantes durante o metamorfismo, os diagramas podem ser usados na identificação de ambientes tectônicos em rochas metamórficas de terrenos metamórficos antigos.

A participação e influência da crosta sílica espessada ou de sedimentos subductados na gênese das rochas de arco do Complexo Jamari é difícil de quantificar, situação comum mesmo em

complexos de arcos modernos, porém muitos elementos-traço podem fornecer pistas. Por exemplo, teores de Ni relativamente altos (Figura 14A.) e baixas concentrações de MgO refletem magmatismo através de crosta espessada (Gill, 1981), da mesma forma que razões La/Yb entre 10 e 35 (média de 10 para o Complexo Jamari, porém valores oscilando de 1,5 a 30) e Sc/Ni de 0,4 a 3 (média de 3 para o Complexo Jamari e valores entre 1 e 24) sugerem arcos desenvolvidos em margens tipo Andino (Bailey, 1981; Figura 14A). As baixas razões Ba/Th do Complexo Jamari (~ 170) e fracas anomalias negativas de Ce em algumas de suas rochas podem ser interpretadas como evidências do envolvimento de sedimentos pelágicos (Figura 14B) na geração dos magmas precursores (Hole *et al.*, 1984).

O diagrama $\log (\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs SiO_2 (Figura 11A) mostra que os gnaisses ortoderivados do Complexo Jamari distribuem-se entre os *trends* dos arcos de ilhas e arco continental, constituindo campo coincidente com o dos andesitos cálcio-alcálicos modernos das suítes vulcano-plutônicas dos arcos magmáticos da região circum-pacífica. Por outro lado, na Figura 11 B (razões Th/Yb vs Ta/Yb) os ortognaisses analisados distribuem-se principalmente no campo de arco continental de margem ativa (muitas vezes com enriquecimento de Ta e Th), talvez refletindo a influência dos sedimentos de subducção enriquecidos em Th e Ta ou de material crustal. Em acréscimo, a mesma figura mostra os vetores que marcam a influência dos componentes de subducção.

5.1 Influência do metamorfismo de alto grau no padrão geoquímico dos ortognaisses do Complexo Jamari

A observação de que rochas de alto grau metamórfico (especialmente da fácies granulito) mostram baixas concentrações de elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), como Rb, K e Cs (U, Th) teve profundo impacto sobre os modelos de geração de crosta continental. Estudos geoquímicos recentes mostram que muitos granulitos de alta pressão são depletados nesses elementos relativamente às rochas metamórficas de baixo grau e intrusões ígneas de nível raso (Heier, 1973). Estas observações foram corroboradas por medidas de isótopos de Pb – produto do decaimento de U e Th, que também podem indicar baixas concentrações de U e Th em muitas rochas da fácies granulito. Estes estudos conduziram à proposta de que a crosta continental é quimicamente estratificada e que elementos com Cs, U, Th e Rb tenham sido removidos da crosta inferior. Dados recentes (Rudnick e Fountain, 1995) indicam significativa diferença na concentração de elementos como Cs, U, Rb, Th, K e Pb entre a crosta inferior e superior.

Em geral, K, Rb, Ba, Cs, Pb, U e Th são os elementos mais suscetíveis à depleção durante o metamorfismo de fácies granulito e os ETR são considerados imóveis (Heier, 1973; Tarney e

Windley, 1977; Rudnick et al., 1985). Os granulitos mostram comumente depleção em U, enquanto Th, Rb e K podem ou não ser depletados (Rudnick et al., 1985). Assim a remobilização metamórfica em terrenos de alto grau pode assumir diferentes formas e pode levar ao enriquecimento ou depleção de elementos não relacionados à diagênese ou metamorfismo de baixo grau. A composição em rocha-total e a depleção em LILE, podem ser afetadas no metamorfismo de alto grau por mecanismos que incluem: (i) partição desses elementos entre fase fluida hidratada e carbônica durante os processos de devolatilização da crosta inferior (Rudnick e Presper, 1990) e (ii) partição dos LILE pela fusão parcial do protólito ou da crosta inferior (Fyfe, 1973; Taylor e McLennan, 1997). No caso da fusão parcial *in situ*, que conduz à partição dos elementos entre o fundido e o restito dos migmatitos, é fundamental avaliar a natureza e extensão do fracionamento químico relacionado aos processos metamórficos de alto grau, tais como fusão parcial, desidratação e interações metassomáticas fluido-rocha. Contudo, é importante destacar que, mesmo com a alteração da composição do protólito, a menos que o fundido seja removido, nenhuma mudança composicional é produzida pela fusão parcial desde que analiticamente trabalhemos com frações do protólito e do fundido conjuntamente..

Em razão da inconsistência dos modelos de fusão parcial e geoquímica da crosta inferior granulítica (Weaver e Tarney, 1983; Rudnick *et al.*, 1985; Touret, 1996), em que terrenos granulíticos têm níveis variados de depleção em LILE e que mudanças químicas da interface anfíbolito superior-granulito não têm pressupostos simples, Rollinson e Tarney (2005) propõem modelo em que a depleção em LILE nos granulitos é função principalmente da composição original dos seus protólitos ígneos, precedendo, assim, o metamorfismo de alto grau.

Nas rochas metaígneas do Complexo Jamari evidências geoquímicas sutis demonstram alterações no teor dos elementos mais móveis que podem ser produto do metamorfismo de fácies granulito, porém não em intensidade suficiente para descaracterizar quimicamente os seus protólitos, ou refletir principalmente a composição original e heterogênea da fonte.

Tabela 1 - Assembléia mineral representativa e localização dos gnaisses orto e paraderivados do Complexo Jamari.

Amostra	Localidade	Localização	Rocha	Assembléia Mineral
JS-4C	Br-364, 3 km NW de Jaru	62°30'23" / 10°24'43"	Granulito máfico	Pl-Opx-Hbl-Cpx-Bt-Mag
JS-92	2 km S de Teixeiraópolis	62°14'53" / 10°54'58"	Granulito máfico	Pl-Hbl-Opx-Bt-All-Mag
JS-146	Br-364, 24,5 km SE Ariquemes	62°39'20" / 10°04'06"	Granulito máfico	Pl-Hbl-Opx-Cpx-Mag
GR-36A	22 km NE Fazenda Nova Vida	62°44'13" / 10°16'59"	Granulito máfico	Pl-Hbl-Opx-Bt-Mag
CR-138	5 km SW Teixeiraópolis	62°05'23" / 10°56'34"	Granulito máfico	Pl-Hbl-Opx-Cpx-Mag
WB-223/B*	8 km SE Ariquemes	63°06'14" / 9°56'56"	Granulito máfico	Pl-Opx-Cpx-Hbl-Mag
B-3446/B*	18 km NE Ariquemes	62°58'35" / 9°45'05"	Granulito máfico	Pl-Opx-Cpx-Hbl-Mag
JS-232	18 km N de Tarilândia	62°46'24" / 10°41'35"	Anfibolito (meta-gabro)	Pl-Hbl-Bt-Ksp-Cpx-Opx-Qtz-Mag-Ilm
JS-250B	20,5 km N de Jaru	62°28'06" / 10°15'22"	Anfibolito (meta-gabro)	Hbl-Pl-Cpx-Opx-Bt-Mag-Ilm
B-335*	10 km NE de Cachoeirinha	63°00'05" / 9°22'46"	Gnaiss tonalítico	Pl-Qtz-Hbl-Bt-Ksp-Mg-Ttn
O-2594*	Alto rio Jacundá	62°50'34" / 92°5'42"	Gnaiss tonalítico bandado	Pl-Qtz-Hbl-Bt-Ksp-Mg-Ttn
B-250/A*	Alto rio Jacundá	62°50'46" / 92°0'28"	Gnaiss tonalítico com granada	Pl-Qtz-Hbl-Bt-Grt-Ksp-Mag
JS-55	Br-364, 30 km NW Jaru	62°41'38" / 10°16'48"	Gnaiss tonalítico (granulito)	Pl-Qtz-Bt-Ksp-Hbl-Opx-Aln-Mag-Ilm
JS-69	L-630, 25 km S Br-364	62°34'55" / 10°38'43"	Gnaiss tonalítico	Pl-Hbl-Qtz-Ksp-Cum-Mag-Ilm
JS-102B	Estrada P. Médici-Alvorada	61°56'54" / 11°11'58"	Gnaiss tonalítico	Pl-Qtz-Bt-Ksp-Grt-Chl-Mag
GR-141	20 km NE Tarilândia	62°37'13" / 10°47'31"	Gnaiss tonalítico	Pl-Qtz-Bt-Ksp-Chl-Epi-Mag
GR-155	25 km NE Tarilândia	62°38'11" / 10°41'49"	Gnaiss tonalítico	Pl-Qtz-Bt-Ksp-Mag-Ilm
JS-38A	Estrada para Cacaulândia	62°53'56" / 10°12'06"	Gnaiss quartzo-diorítico	Pl-Qtz-Hbl-Ksp-Bt-Aln-Ttn-Rt-Mag-Ilm
JS-73	L-630, 6 km S Tarilândia	62°45'36" / 10°49'10"	Gnaiss quartzo-diorítico	Pl-Hbl-Bt-Qtz-Mag-Ilm
JS-222	13 km NE Vale do Paraíso	62°05'51" / 10°19'08"	Gnaiss quartzo-diorítico	Pl-Bt-Hbl-Qtz-Grt-Ttn-Mag-Ilm-Rut
B-3446/A*	18 km NE de Ariquemes	62°58'35" / 9°45'05"	Gnaiss enderbítico	Pl-Qtz-Hbl-Bt-Opx-Grt-Ksp-Mag-Ilm
WB-70*	2,5 km SE de Ariquemes	63°00'18" / 9°56'10"	Gnaiss enderbítico	Pl-Qtz-Hbl-Bt-Opx-Grt-Ksp-Mag-Ilm
WB-17*	25 km NE de Ariquemes	62°52'52" / 9°45'47"	Gnaiss enderbítico	Pl-Qtz-Hbl-Bt-Cpx-Opx-Grt-Ksp-Mag
WB-93/A*	14 km NE de Ariquemes	62°58'05" / 9°50'11"	Gnaiss enderbítico	Pl-Qtz-Hbl-Bt-Opx-Grt-Ksp-Mag-Ilm
JS-4B	Br-364, 3 km NW de Jaru	62°30'23" / 10°24'43"	Gnaiss enderbítico	Pl-Qtz-Bt-Opx-Cpx-Hbl-Ksp-Aln-Mag
JS-93	Estrada Teixeiraópolis-Urupá	62°18'08" / 11°00'34"	Gnaiss enderbítico	Pl-Qtz-Hbl-Bt-Opx-Ttn-Mag-Ilm
GR-118	13 km NE Nova União	62°27'45" / 10°50'53"	Gnaiss enderbítico	Pl-Qtz-Hbl-Ksp-Opx-ttn-Mag-Ilm
JS-47	14 km N Cacaulândia	62°54'04" / 10°13'07"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Qtz-Bt-Ksp-Hbl-Aln-Mag-Ilm
JS-137	19 km NE Cacaulândia	62°44'13" / 10°16'59"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Qtz-Bt-Hbl-Ksp-Ttn-Scp-Aln-Mag
JS-177	11 km NE Fazenda Nova Vida	62°46'17" / 10°06'20"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Ksp-Qtz-Hbl-Bt-Grt-Aln-Czo-Mag
JS-179	9 km NE Fazenda Nova Vida	62°47'03" / 10°06'53"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Qtz-Bt-Ksp-Grt-Hbl-Mag-Ilm

Tabela 1- Continuação.

Amostra	Localidade	Localização	Rocha	Assembléia Mineral
JS-205	26 km SSE Cacaulândia	62°51'03" / 10°33'29"	Gnaiss granodiorítico(granulito)	Pl-Hbl-Qtz-Opx-Ksp-Bt-Mag-Ilm
JS-218	5 km NNE Vale do Paraíso	62°07'02" / 10°23'40"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Ksp-Qtz-Bt-Hbl-Zo-Czo-Mag
JS-230	17 km NNE Ouro Preto	62°10'36" / 10°35'31"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Ksp-Qtz-Bt-Hbl-Mag-Ilm
JS-243	37 km SW Jaru	62°44'00" / 10°38'18"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Ksp-Hbl-Bt-Ep-Mag-Ilm
JS-245	25 km SW Jaru	62°39'49" / 10°32'37"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Hbl-Qtz-Ksp-Bt-Aln-Mag
JS-247	27 km NNE Jaru	62°25'17" / 10°12'26"	Gnaiss granodiorítico(granulito)	Pl-Hbl-Qtz-Ksp-Opx-Grt-Mag
JS-278	35 km SSW Jaru	62°33'46" / 10°43'53"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Qtz-Ksp-Bt-Grt-Aln-Ttn-Mag
JS-289	Br-364, 17 km NW Jaru	62°35'12" / 10°21'00"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Qtz-Ksp-Hbl-Bt-Grt-Mag
MQ-72	20 km SSW Ouro Preto	62°18'23" / 10°53'19"	Gnaiss granodiorítico	Pl-Qtz-Ksp-Bt-Hbl-Mag
JS-220	7 km NE Vale do Paraíso	62°06'29" / 10°22'12"	Gnaiss quartzomonzonítico	Qtz-Ksp-Pl-Bt-Mag-Ilm
WB-140*	35 km NE de Oriente Novo	62°38'23" / 9°38'39"	Migmatito metapelítico	Qtz-Ksp-Pl-Bt-Sil-Grt
WB-147*	Vila do 5ºBEC	62°16'05" / 9°43'13"	Leucognaiss com granada	Qtz-Ksp-Pl-Grt
WB-152*	20 km NE de Oriente Novo	62°13'17" / 9°28'48"	Migmatito metapelítico	Qtz-Ksp-Pl-Bt-Crd-Sil-Grt-Spl-Ilm-Mag
JS-14	Br-364, 24,5 km NW Ouro Preto	62°22'44" / 10°33'44"	Metamarga ferruginosa	Qtz-Mag-Opx-Hbl-Cpx-Grt
JS-17	Br-364, 35 km NW Jaru	62°44'47" / 10°14'42"	Gnaiss psamo-pelítico	Qtz-Pl-Bt-Ksp-Sil-Grt-Mag-Mnz
JS-18	Br-364, 20 km SE Ariquemes	62°58'24" / 10°04'44"	Migmatito metapelítico	Pl-Qtz-Ksp-Bt-Grt-Mnz-Ilm-Mag
JS-27	Região de Rondominas	62°29'00" / 10°22'30"	Gnaiss calcissilicático	Cpx-Pl-Bt-Qtz-Ksp-Zo-Czo-Ttn-Scp
JS-57	Br-364, 12 km NW Jaru	62°33'28" / 10°22'31"	Metamarga ferruginosa	Qtz-Mag-Fe-Hst-Opx-Cpx-Grt
JS-98	Morro da Embratel, P. Médici	61°51'30" / 11°16'26"	Hematita quartzito	Qtz-Hmt-Chl-Ms
JS-135	16 km SE Fazenda Nova Vida	62°44'01" / 10°18'09"	Gnaiss pelítico	Qtz-Ksp-Bt-Pl-Sil-Crd-Grt-Ilm-Mag
JS-149	27 km NW Colina Verde	63°09'58" / 10°20'28"	Gnaiss psamo-pelítico	Qtz-Crd-Ksp-Bt-Sil-Grt-Spl-Mag
JS-180	8 km NNE Fazenda Nova Vida	62°48'13" / 10°06'53"	Gnaiss psamo-pelítico	Qtz-Pl-Ksp-Hbl-Ky-Aln-Ttn-Mag
JS-184A	14 km ENE Fazenda Nova Vida	62°41'56" / 10°09'38"	Gnaiss pelítico	Pl-Qtz-Bt-Grt-Sil-Ky-Rt
JS-213	31 km ENE Colina Verde	62°45'21" / 10°30'04"	Gnaiss psamo-pelítico	Qtz-Crd-Bt-Ksp-Sil-Mag-Ilm
JS-217	Vale do Paraíso	62°07'38" / 10°25'11"	Xisto pelítico	Qtz-Ms-Bt-Grt-Tur
JS-269A	14 km SW Theobroma	62°26'31" / 10°19'57"	Migmatito metapelítico	Qtz-Bt-Pl-Ksp-Sil-Grt-Mag-Ilm
GR-20	Serra da Providência	61°38'37" / 10°53'27"	Gnaiss pelítico	Qtz-Pl-Bt-Crd-Sil-Mag
GR-22	Serra da Providência	61°36'50" / 10°53'18"	Gnaiss pelítico	Qtz-Pl-Bt-Crd-Sil-Mag
GR-419	29 km WSW de Jaru	62°44'06" / 10°27'59"	Gnaiss pelítico	Qtz-Pl-Bt-Crd-Ky-Sil-Mag
GR-430	22 km E de Jaru	62°16'42" / 10°23'52"	Gnaiss calcissilicático	Qtz-Pl-Cpx-Crd-Ky
SS-89	12 km NW Gov. J. Teixeira	63°00'00" / 10°30'00"	Gnaiss pelítico	Qtz-Pl-Bt-Grt-Crd-Sil-Mag-Ilm

* Amostras de Payolla et al. (2002); abreviação mineral segundo Kretz (1983).

5.2 Mobilidade dos elementos maiores no metamorfismo de alto grau

Apesar das razões fluido/rocha serem geralmente baixas durante o metamorfismo regional de alto grau, os ortognaisses do Complexo Jamari (CJ) apresentam-se variavelmente migmatizados mas na sua maioria não apresentam evidências petrográficas, químicas (anomalias positivas de Eu) ou de campo, de extração significativa de fundidos e, assim, o conteúdo de elementos maiores pode não ter sido significativamente fracionado.

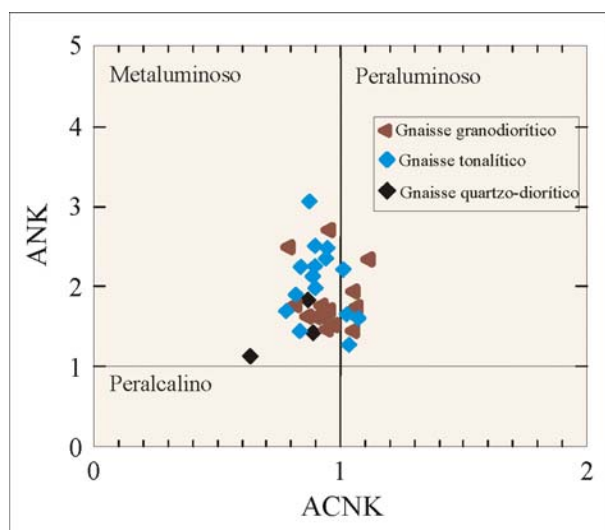


Figura 5 - Índice de SHAND para os gnaisses Complexo Jamari (CJ).

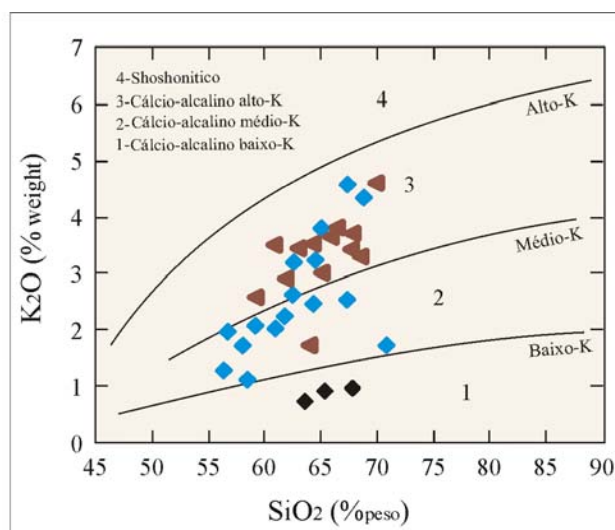


Figura 6 - Diagrama $K_2O \times SiO_2$ das rochas do estudadas (Taylor *et al.*, 1981).

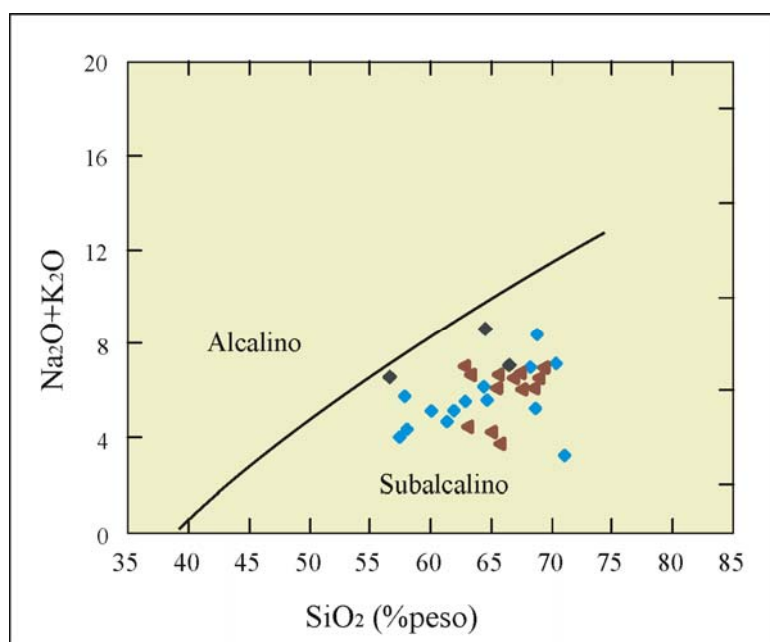


Figura 6A - Diagrama de Irvine e Baragar (1971) para os ortognaisses de alto grau do Complexo Jamari.

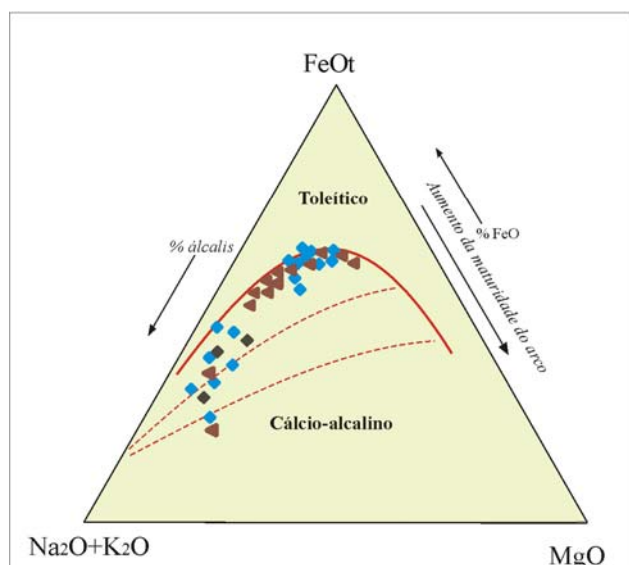


Figura 7 - Diagrama AFM para os gnaisses do Complexo Jamari. Campos toleítico e cálcio-alcálico (Irvine e Baragar (1976). Símbolos como Figura 5.

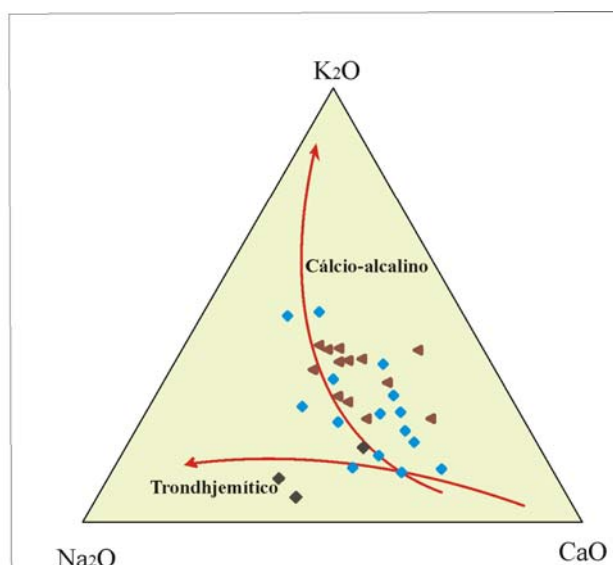


Figura 8 - Comportamento das séries cálcio-alcálica e trondhjemítica para as rochas do CJ segundo Barker e Arth (1971). Símbolos como Figura 5.

Conseqüentemente, a composição dos elementos maiores reflete, provavelmente, a composição dos protólitos. No caso das rochas supracrustais estudadas, na amostra JS-18 há evidências de migração de alumínio do paleossoma para formar granada que constitui parte significativa do neossoma; a composição original pode, também, ter sido afetada por alterações hidrotermais de baixo grau ou mesmo diagênese.

5.3 Mobilidade dos álcalis e actínídeos

Os primeiros estudos geoquímicos demonstraram que muitos cinturões de alto grau apresentam rochas com empobrecimento em elementos incompatíveis de raio iônico grande – LILE (U, Th, K e Rb) com aumento nas razões K/Rb e U/Th. Conseqüentemente, a depleção em LILE foi assumida como feição característica da fácies granulito. Contudo, estudos geoquímicos subseqüentes demonstram que a depleção em LILE não acontece em todos os terrenos granulíticos, que, em alguns casos, mostram enriquecimento nestes elementos (Weaver, 1980).

Muitas das razões de elementos-traço altamente incompatíveis como Rb/Cs e Th/U, normalmente não fracionadas durante os processos ígneos, podem ser fortemente fracionadas durante o metamorfismo de alto grau (Tarney e Weaver, 1987). Da mesma forma, outras razões como K/Rb são geralmente mais altas nos granulitos do que em rochas não-metamorfizadas, mas a razão K/Rb somente alcança valores extremos quando K < 1%. A covariação da razão K/Rb com a concentração de K sugere que a composição do protólito, e conseqüentemente sua mineralogia, é muito importante no controle do grau de depleção de Rb nos granulitos. Estudos de petrologia e

geoquímica sugerem que Rb é depletado relativamente a K durante o metamorfismo de fácies granulito. Avaliar se K também é depletado, porém, é mais difícil. Uma maneira de avaliar se isso acontece é comparar a concentração de K em granulitos com um elemento presumivelmente imóvel (Rudnick *et al.*, 1985).

No sentido de definir o comportamento do K no metamorfismo de fácies granulito podemos observar a Figura 15A onde o diagrama de K vs La mostra o campo dos granulitos pós-arqueanos coincidindo com o campo das rochas ígneas. Com base nessa evidência não é possível inferir com segurança o comportamento de K no metamorfismo granulítico das rochas do Complexo Jamari e somente permite inferir com base na ampla variação K e La no sentido de que tanto o metamorfismo granulítico pode ter promovido remobilização parcial quanto estes valores podem refletir unicamente protólitos de fontes distintas.

As rochas metaígneas do Complexo Jamari (CJ) também não mostram a grande depleção em LILE, comum em terrenos granulíticos. Uma boa indicação da extensão do efeito do metamorfismo granulítico na composição química em rocha-total é fornecida pela razão Rb/K, uma vez que K é muito mais resistente à depleção que Rb (Rudnick *et al.*, 1985). No Complexo Jamari as razões K/Rb variam de 100 a 2000 (Figura 15B), porém com a maioria das rochas entre 100 e 500, não reproduzindo exatamente o *trend* geoquímico denominado *trend* dos granulitos depletados – TGD (Blein *et al.*, 2003).

O TGD é paralelo ao *trend* oceânico (TO) definido por Shaw (1968) para os toleítos oceânicos (ou N-MORB), mas com conteúdo de K₂O distintamente mais alto (Figura 15B). O *trend* oceânico (TO) define razões K/Rb mais baixas (<500), próprias de rochas sem empobrecimento. Abaixo de 1% em peso de K₂O, as razões K/Rb sugerem elevada depleção em Rb, enquanto aquelas acima de 1% em peso de K₂O situam-se entre 50 e 500, menores que as razões K/Rb dos anortositos ≥ 1000 , dos plagiogranitos, que alcançam até 1500 e superiores à média das rochas sedimentares, que se situa em torno de 200 (Rudnick *et al.*, 1985). Na Figura 16 A,B a relação K x Rb mostra que as rochas ortoderivadas do Complexo Jamari ocupam campo coerente com o dos granulitos pós-arqueanos e que, apesar de coincidirem parcialmente com o *trend* granulítico (TG), mostram fraca depleção em Rb relativamente ao *trend* principal das rochas ígneas continentais.

Os mecanismos responsáveis por tal efeito, atuantes na porção basal da crosta, são ainda controversos e relacionam-se a duas hipóteses: (i) fusão parcial da base da crosta com remoção dos LILE pelas frações graníticas ascendentes, cujos restitos corresponderiam aos granulitos (Fyfe, 1973,1997); (ii) mobilização dos LILE pelo fluxo da fase vapor, como CO₂ (Rudnick e Presper, 1990).

Pelas características de menor mobilidade de Sr e empobrecimento preferencial de Rb durante o metamorfismo, muitas ocorrências mundiais de granulitos exibem razões Rb/Sr extremamente baixas, grande parte com proporções inferiores às do manto superior (0,03). As baixas razões Rb/Sr, antes de representarem feições ígneas primárias, indicam reequilíbrio do sistema Rb-Sr durante o metamorfismo de alto grau (Jahn, 1990). A Figura 17A ilustra a distribuição do Rb x Sr nos ortognaisses de fácies granulito do Complexo Jamari, com a maioria das amostras apresentando razões superiores a 0,03. Este indicador também sugere que o metamorfismo de fácies granulito nas rochas do Complexo Jamari não remobilizou em grande escala os elementos menores mais móveis e por isso as características químicas dos protólitos foram relativamente preservadas. Nesse sentido a Figura 17B mostra que a maioria dos ortogranulitos têm razões K/Rb menores que 500 não caracterizando assim o chamado *trend* dos granulitos empobrecidos (DGT) de Jahn (1990).

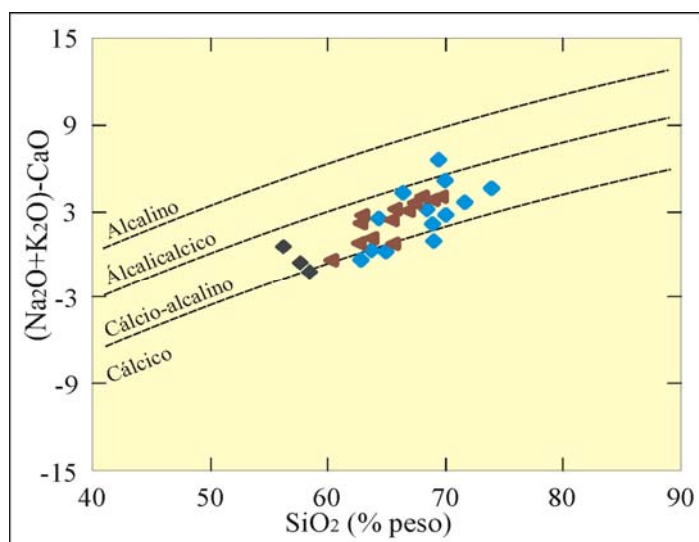
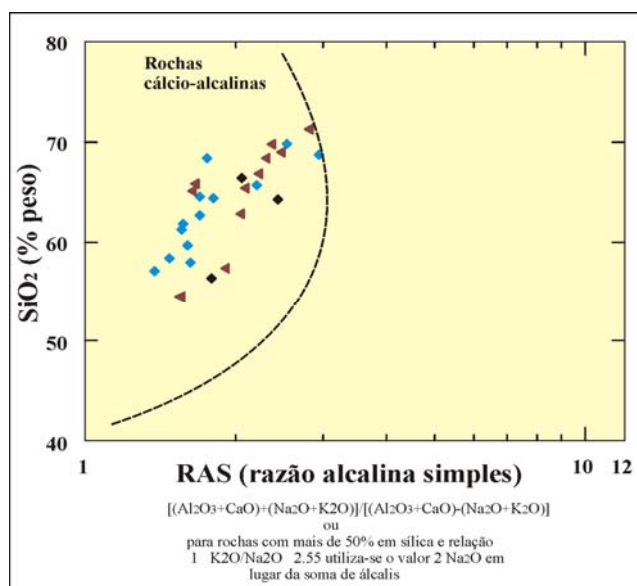


Figura 9 – Assinatura geoquímica do conjunto de ortognaisses de acordo com o índice de alcalinidade modificado de Frost et al., (2001). Símbolos como Figura 5.

Figura 10 – Diagrama de Wright para rochas cálcio-alcalinas com a utilização da razão alcalina simples – RAS (Wright, 1969). Símbolos como Figura 5.



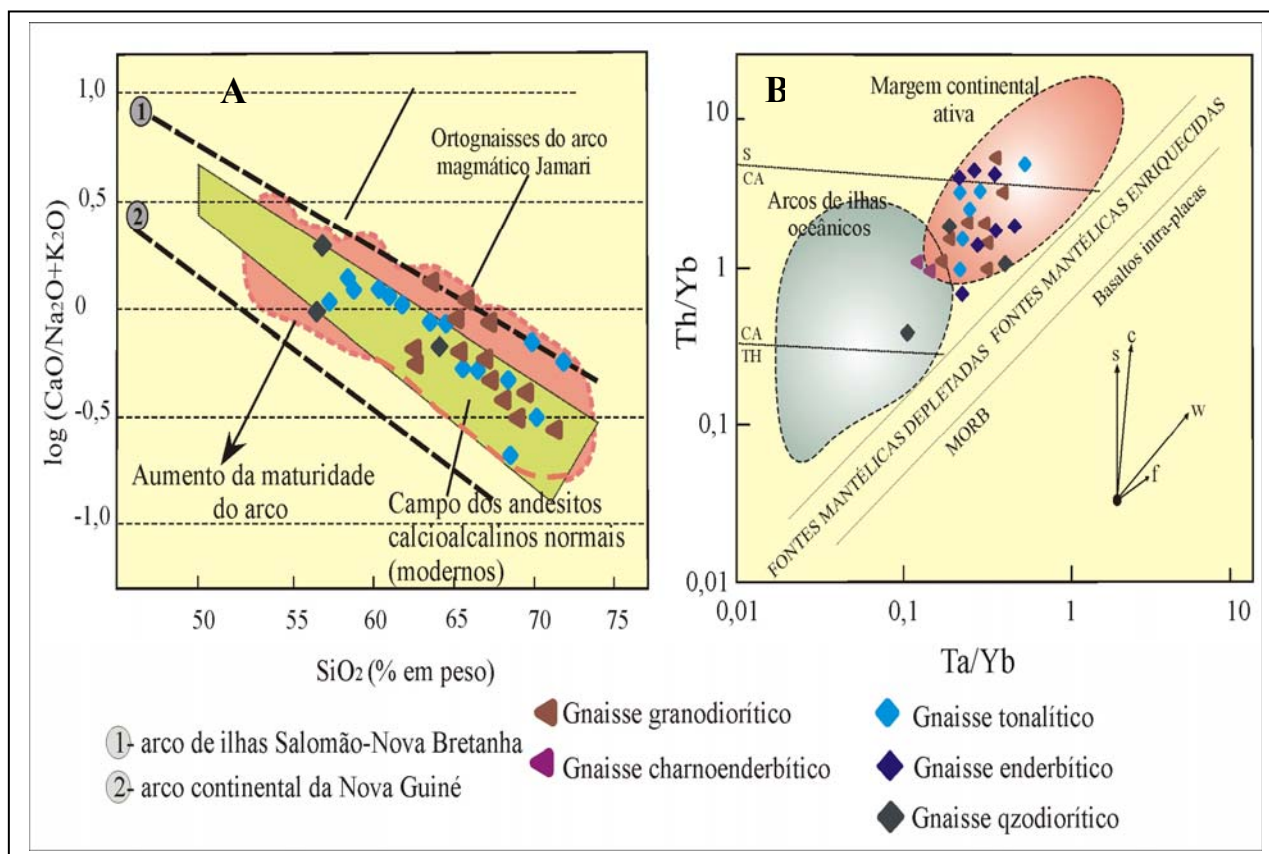


Figura 11 - Em (A) log da razão álcalicalcica x SiO₂ (Brown, 1982) que define a natureza do arco em relação ao grau de maturidade e (B) grau de maturidade do arco de acordo com as razões Th/Yb e Ta/Yb (Pearce, 1983). Vetores indicam a influência dos componentes de subducção (s), enriquecimento intraplacas (w), contaminação crustal (c) e cristalização fracionada (f).

Outro elemento móvel que pode indicar a intensidade da depleção em álcalis promovida pelo metamorfismo de fácies granulito é o Cs. Os gnaisses ácidos/intermediários do Complexo Jamari apresentam razões Rb/Cs entre 10 e 250 (Figura 18), maiores do que os valores da crosta superior (Rb/Cs = 30; Taylor e McLennan, 1985) e da maioria das rochas ígneas (McDonough *et al.*, 1987) e estas razões relativamente altas sugerem que os ortognaisses do Complexo Jamari refletem depleção de Cs em relação a Rb, relação geoquímica que pode ser explicada em termos de partição fluido-mineral em condições de alto grau metamórfico. Os granulitos do Complexo Jamari ricos em K mostram altas razões Rb/Cs e fracionamento limitado da razão K/Rb refletindo controle mineralógico na partição dos elementos-traço alcalinos entre minerais e uma fase fluida (Sheraton *et al.*, 1973; Tarney e Windley, 1977; Rudnick *et al.*, 1985). Assim, depois do processo metamórfico de desidratação, os granulitos baixo-K têm baixas razões Rb/Cs e baixas concentrações em elementos como U, Th e La.

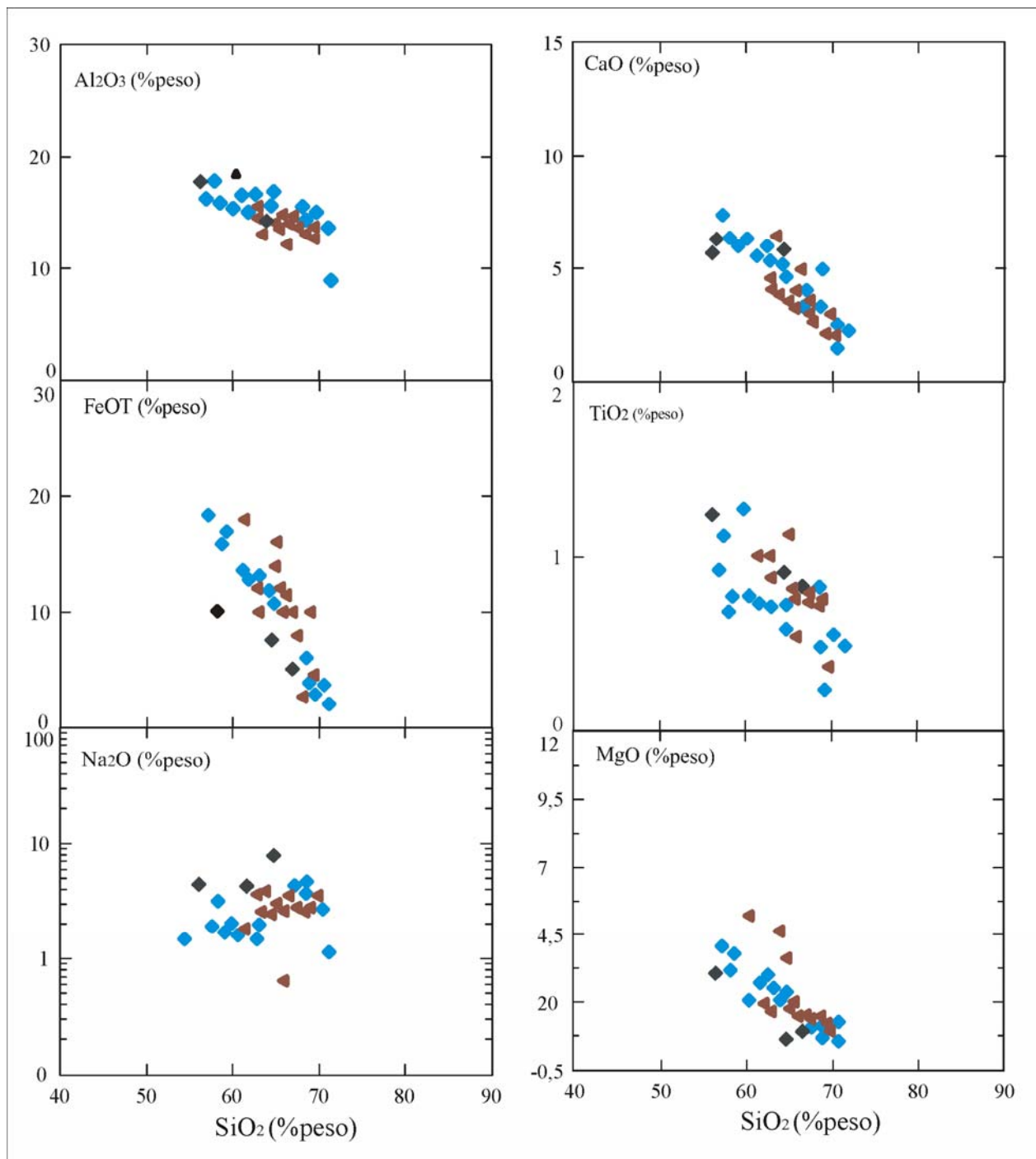


Figura 12 - Diagramas SiO₂ x elementos maiores (Harker) para os ortogneisses do Complexo Jamari. Símbolos de acordo com Figura 11.

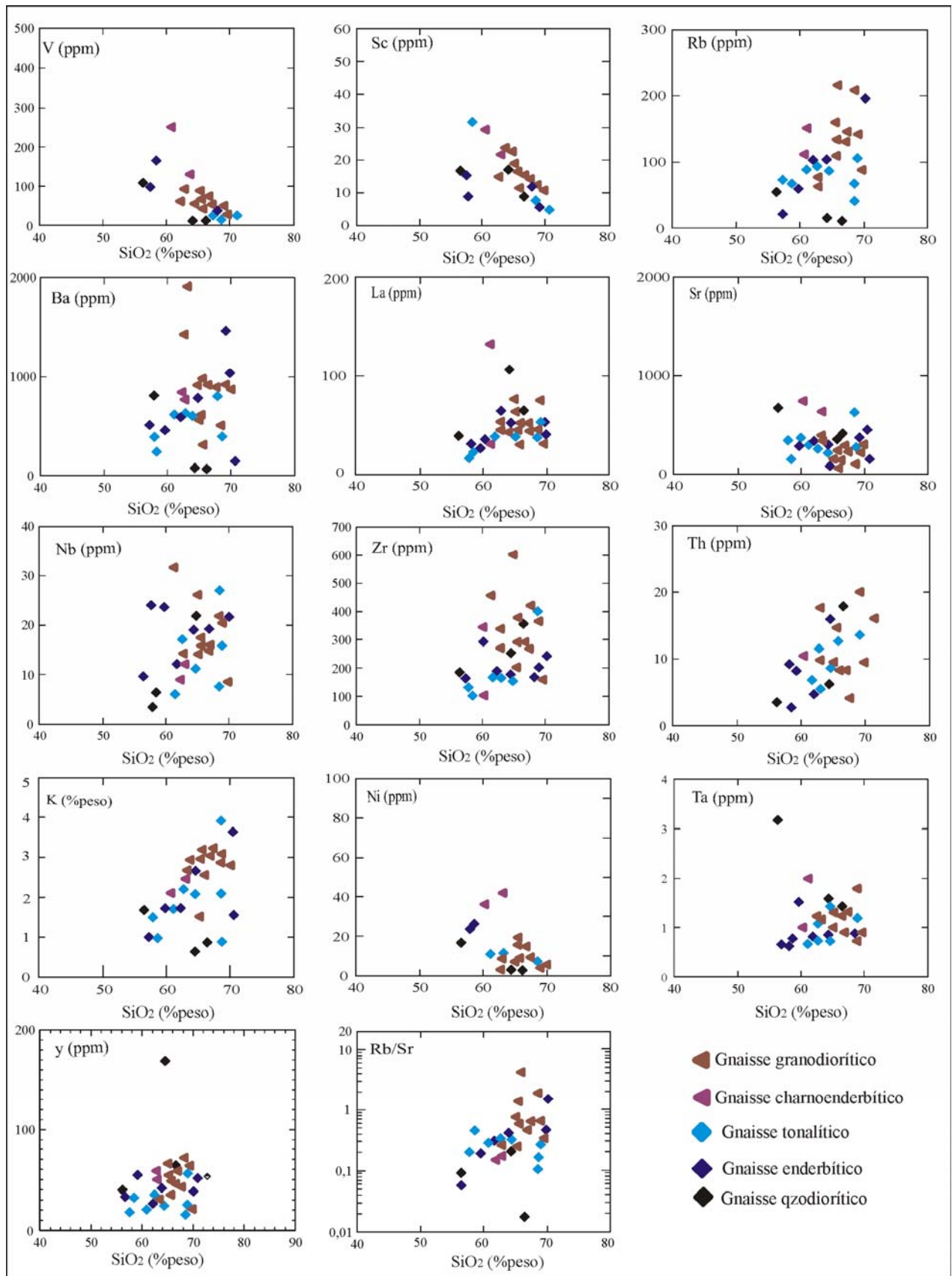


Figura 12 A – Comportamento dos principais elementos-traço e sua relação com grau de evolução dos ortognaisses ácidos e intermediários do Complexo Jamari.

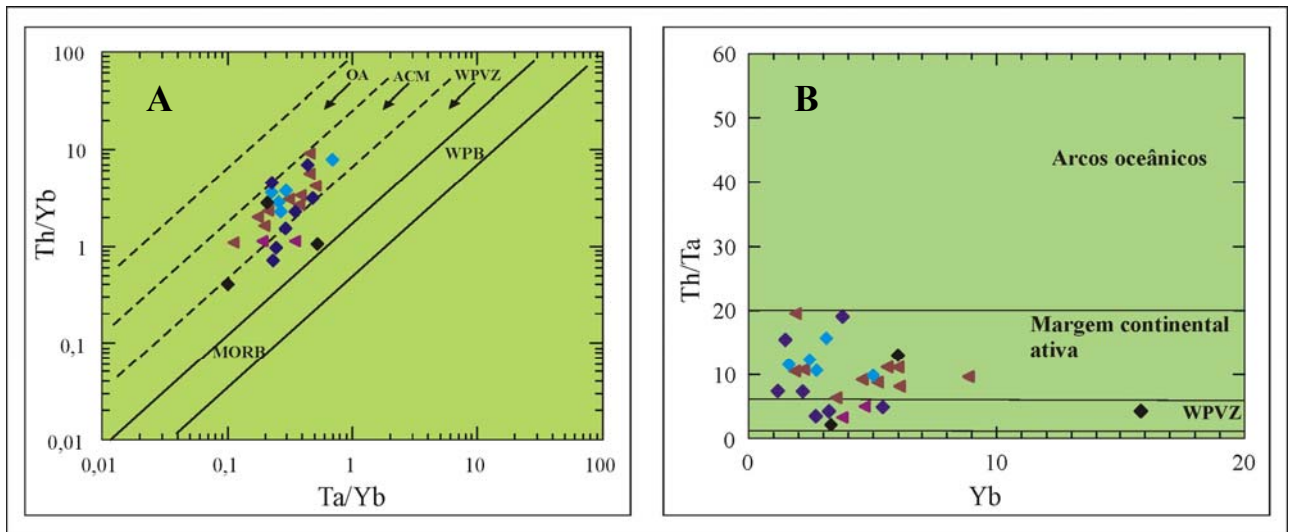


Figura 13 – Comportamento das razões Ta/Yb e Th/Yb na caracterização dos gnaisses do Complexo Jamari de acordo com ambiente de geração (Gorton e Schandl, 2000).

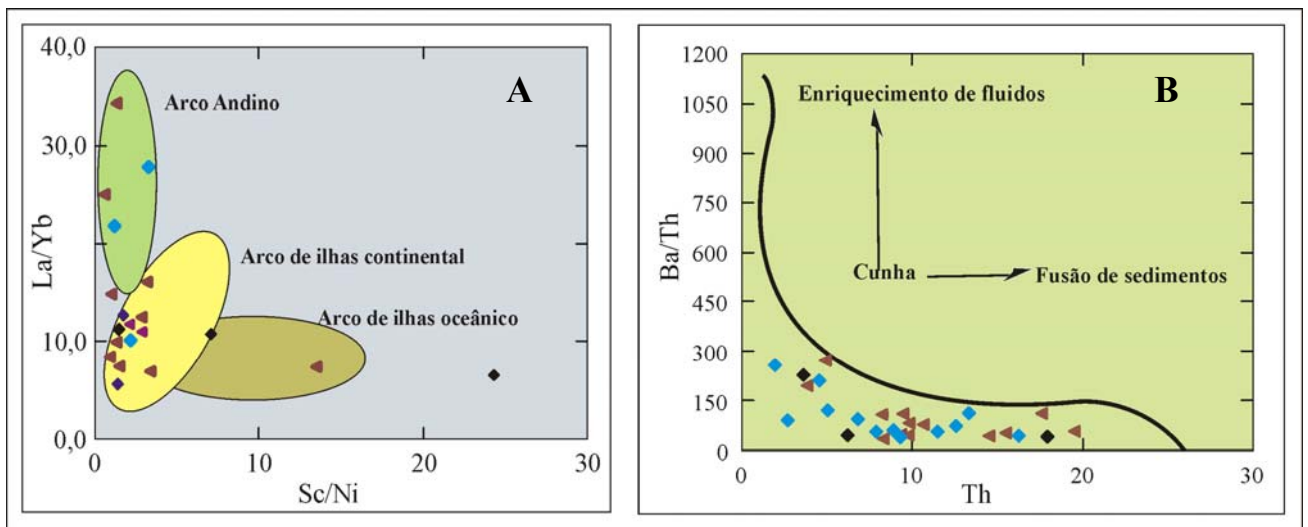


Figura 14 – Em A baixos valores de Ni e Yb pressupõem rochas geradas principalmente em ambiente de arco de Ilhas continental (Bailey, 1981) e em B participação de sedimentos pelágicos na geração dos magmas precursoros (Hole et al., 1984). Símbolos como Figura 12^a.

Tabela 2 - Concentrações de elementos maiores e traços das rochas orto e paraderivadas do Complexo Jamari.

AMOSTRA	JS-4C	JS-92	JS-146	GR36A*	CR-138*	JS-232	JS-250B	GR446A*	JS-38A	JS-73
ROCHA	Granulito máfico	Granulito máfico	Granulito máfico	Granulito máfico	Granulito máfico	Anfibolito	Anfibolito	Anfibolito	Quartzo diorito	Quartzo diorito
SiO ₂	48.22	48.48	46.63	55.10	n.a	52.98	51.03	52.20	66.42	56.36
Al ₂ O ₃	16.85	14.83	16.47	17.00	n.a	16.98	13.66	18.00	16.33	17.19
Fe ₂ O ₃	10.80	11.23	11.81	3.50	n.a	9.82	13.17	5.20	3.82	7.51
MgO	8.99	9.55	8.35	7.30	n.a	3.74	5.67	10.10	0.87	2.94
CaO	12.08	12.10	11.31	10.90	n.a	7.81	10.10	8.70	3.70	5.99
Na ₂ O	1.35	1.64	2.26	2.20	n.a	4.69	2.88	1.60	5.97	4.46
K ₂ O	0.27	0.23	0.36	0.36	n.a	1.06	0.76	0.61	0.98	2.07
TiO ₂	0.42	0.83	0.98	0.42	n.a	1.45	1.70	0.63	0.81	1.25
P ₂ O ₅	0.03	0.10	0.12	0.23	n.a	0.48	0.24	0.15	0.18	0.40
MnO	0.17	0.17	0.17	0.11	n.a	0.17	0.16	0.14	0.06	0.11
LOI	0.60	0.60	1.00	1.98	0.00	0.50	0.30	2.10	0.40	1.00
SUM	99.85	99.81	99.54	99.10	0.00	99.73	99.75	99.43	99.55	99.38
Ba	63.00	52.00	150.00	500.00	n.a	377.00	192.00	175.00	66.00	824.00
Co	125.60	156.70	129.70	n.a	n.a	114.50	182.50	n.a	123.20	126.40
Cr	266.94	177.96	266.94	275.00	n.a	34.22	205.34	75.00	6.85	47.91
Cs	0.10	0.10	0.10	n.a	n.a	0.40	0.50	n.a	0.10	1.30
Ga	16.20	17.80	19.70	n.a	n.a	25.80	20.20	n.a	22.70	25.90
Hf	1.00	1.50	1.90	n.a	n.a	5.50	3.20	n.a	10.60	4.80
Nb	1.20	2.60	2.20	17.00	10.00	8.00	5.40	10.00	18.90	9.50
Rb	6.60	1.90	3.60	24.00	13.00	23.80	17.30	27.00	5.80	59.00
Sc	44.00	49.00	44.00	n.a	n.a	25.00	53.00	n.a	9.00	17.00
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00	n.a	2.00	1.00	0.00	4.00	3.00
Sr	94.00	175.30	157.90	170.00	444.00	464.00	291.20	418.00	391.10	695.70
Ta	0.20	0.40	0.30	n.a	n.a	0.90	0.70	n.a	1.40	3.20
Th	0.80	0.10	0.10	n.a	n.a	3.90	2.90	n.a	17.90	3.60
U	0.40	0.10	0.10	n.a	n.a	1.90	1.00	n.a	5.10	2.10
V	215.00	244.00	249.00	n.a	n.a	169.00	472.00	n.a	24.00	119.00
Zr	24.10	45.50	61.10	69.00	33.00	184.80	99.60	30.00	361.70	185.60
Cu	29.40	274.30	6.40	n.a	n.a	55.80	84.20	n.a	0.90	24.40
Zn	16.00	14.00	38.00	n.a	n.a	77.00	50.00	n.a	31.00	72.00
Ni	81.80	61.50	38.90	n.a	n.a	11.10	90.70	n.a	1.30	14.50
Pb	1.20	1,30	3.80	n.a	n.a	1.60	2.20	n.a	2.50	1.80
Y	18.80	21.30	29.00	18.00	10.00	46.70	57.10	10.00	63.40	38.00
La	3.10	7.70	6.00	6.15	6.68	29.10	34.10	60.20	63.90	37.50
Ce	6.30	19.70	14.90	13.97	14.23	66.80	37.00	137.20	113.70	87.30
Pr	0.88	2.64	2.26	n.a	n.a	8.62	8.78	n.a	14.60	11.26
Nd	4.70	11.20	11.90	6.83	5.28	38.90	38.50	61.91	57.70	49.10
Sm	1.40	3.00	3.20	1.90	1.07	8.60	9.30	11.70	11.20	10.00
Eu	0.58	0.98	1.12	0.53	0.53	2.21	2.56	1.97	2.36	2.70
Gd	1.89	3.49	4.46	1.70	0.82	8.04	9.26	7.41	10.81	8.73
Tb	0.39	0.62	0.76	n.a	n.a	1.30	1.52	n.a	1.57	1.20
Dy	2.76	3.64	5.02	1.78	0.85	7.13	8.47	5.10	9.47	6.85
Ho	0.64	0.81	1.03	0.38	0.16	1.60	1.81	0.95	1.95	1.37
Er	2.25	2.34	3.12	0.94	0.36	4.25	5.04	2.19	6.08	3.78
Tm	0.29	0.32	0.43	n.a	n.a	0.60	0.69	n.a	0.90	0.56
Yb	2.09	2.14	3.04	0.71	0.31	4.32	5.08	1.54	6.05	3.42
Lu	0.32	0.31	0.43	0.10	0.05	0.60	0.64	0.16	0.92	0.54
ANK	6.71	5.03	4.01	4.24	0.00	1.92	2.46	5.47	1.50	1.80
ACNK	0.69	0.59	0.67	0.71	0.00	0.74	0.57	0.94	0.93	0.84
Sr/Y	5,00	8,23	5,44	9,44	44,40	9,94	5,10		6,17	18,31
Th/Ta	4,00	0,25	0,33	n.a	n.a	4,33	4,14	n.a	12,79	1,13
Th/Yb	0,38	0,05	0,03	n.a	n.a	0,90	0,57	n.a	2,96	1,05
La/Yb	1,48	3,60	1,97	8,65	21,67	6,74	6,71		10,56	10,96
La/Nb	2,58	2,96	2,73	0,36	0,67	3,64	6,31		3,38	3,95
Cs/La	0,03	0,01	0,02	n.a	n.a	0,01	0,01	n.a	0,00	0,03
Ba/Th	78,75	520,00	1500,00	n.a	n.a	96,67	66,21	n.a	3,69	228,89
Ba/La	20,32	6,75	25,00	81,37	n.a	12,96	5,63		1,03	21,97
Ti/Nb	0,21	0,19	0,27	0,01	n.a	0,11	0,18		0,03	0,08
Rb/Sr	0,07	0,01	0,02	0,14	0,03	0,05	0,06		0,01	0,08
Nb/Ta	6,00	6,50	7,33	n.a	n.a	8,89	7,71	n.a	13,50	2,97
Zr/Hf	24,10	30,33	32,16	n.a	n.a	33,60	31,13	n.a	34,12	38,67
Ba/Sr	0,67	0,30	0,95	2,94	n.a	0,81	0,66		0,17	1,18
Ba/Rb	9,55	27,37	41,67	20,83	n.a	15,84	11,10		11,38	13,97
FeOT/(FeOT +MgO)	0,52	0,51	0,56	0,46	0,00	0,70	0,68	0,49	0,80	0,70
Mg#	62,25	62,75	58,35	85,26	0,00	43,00	46,03	79,37	31,09	43,68
ETROTAL	27,59	58,89	57,67	34,99	30,32	182,07	162,75	290,33	301,21	224,31
Eu/Eu*	1,09	0,93	0,91	0,89	1,67	0,81	0,84	0,61	0,66	0,88
YbN	8,43	8,63	12,26	2,86	1,24	17,42	20,48	6,21	24,40	13,79
(La/Lu)N	1,01	2,58	1,45	6,38	13,07	5,04	5,53	39,30	7,21	7,21
(La/Yb)N	1,00	2,43	1,33	5,84	14,62	4,55	4,54	26,38	7,14	7,41
(La/Sm)N	1,39	1,62	1,18	2,04	3,95	2,13	2,31	3,24	3,59	2,36
(Gd/Yb)N	0,73	1,32	1,19	1,94	2,14	1,51	1,48		1,45	2,07

Tabela 2 - Continuação.

AMOSTRA	JS-222	JS-55	JS-69	JS-102B	GR-141*	GR-155*	JS-4B	JS-93	GR-118*	JS-47
ROCHA	Quartzo diorito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Granulito tonalítico	Granulito tonalítico	Granulito tonalítico	Granodiorito
SiO ₂	64.28	68.49	65.64	68.84	70.00	71.10	58.38	57.93	69.60	69.64
Al ₂ O ₃	14.74	15.44	14.19	15.12	14.20	14.10	16.06	17.90	14.20	14.21
Fe ₂ O ₃	4.49	3.42	5.93	2.86	2.70	2.50	9.08	5.68	2.20	3.22
MgO	0.43	1.10	1.45	0.86	1.30	0.66	3.85	3.07	1.10	0.92
CaO	5.80	3.06	3.44	1.80	2.20	3.20	6.26	6.40	5.00	2.82
Na ₂ O	7.88	4.19	2.89	3.72	2.70	2.10	3.18	3.98	4.30	3.52
K ₂ O	0.71	2.52	3.76	4.65	4.40	2.80	1.10	1.76	0.97	3.36
TiO ₂	0.90	0.48	0.75	0.22	0.52	0.42	0.77	0.68	0.84	0.37
P ₂ O ₅	0.21	0.13	0.18	0.04	0.27	0.22	0.18	0.09	0.33	0.12
MnO	0.02	0.04	0.08	0.04	0.05	0.05	0.13	0.07	0.05	0.05
LOI	0.40	0.80	0.90	0.80	9.63	1.60	0.70	1.70	0.66	1.10
SUM	99.87	99.77	99.32	99.11	99.17	98.75	99.74	99.32	99.25	99.43
Ba	60.00	863.00	954.00	1479.00	1050.00	400.00	241.00	387.00	400.00	901.00
Co	164.20	169.80	139.50	182.10	n.a	n.a	158.70	195.40	n.a	149.00
Cr	6.85	13.69	34.22	6.85	75.00	50.00	88.98	54.76	50.00	6.85
Cs	0.10	1.40	4.60	0.40	n.a	n.a	2.40	2.60	n.a	1.10
Ga	28.30	22.20	20.40	18.70	n.a	n.a	20.30	24.10	n.a	15.20
Hf	8.30	4.70	8.10	6.00	n.a	n.a	3.10	4.10	n.a	4.60
Nb	22.20	7.60	16.50	15.70	22.00	22.00	6.20	3.40	27.00	7.70
Rb	13.80	64.50	133.60	103.50	198.00	97.00	67.90	68.60	44.00	88.20
Sc	17.00	7.00	17.00	5.00	n.a	n.a	31.00	15.00	n.a	11.00
Sn	22.00	1.00	2.00	1.00	1.20	1.60	1.00	1.00	2.60	2.00
Sr	64.00	608.00	231.40	383.10	438.00	61.00	144.80	334.80	267.00	263.60
Ta	1.60	0.80	1.30	1.20	n.a	n.a	0.80	0.60	n.a	0.90
Th	6.20	4.20	12.60	13.30	n.a	n.a	2.70	9.30	n.a	9.60
U	1.70	0.40	2.90	3.60	n.a	n.a	1.40	3.80	n.a	0.70
V	5.00	43.00	69.00	9.00	n.a	n.a	176.00	109.00	n.a	29.00
Zr	256.60	155.90	293.90	200.40	249.00	461.00	104.10	129.10	402.00	158.70
Cu	2.00	1.80	13.10	8.60	n.a	n.a	63.40	2.20	n.a	1.90
Zn	19.00	54.00	79.00	72.00	n.a	n.a	42.00	44.00	n.a	34.00
Ni	0.70	5.90	8.60	1.50	n.a	n.a	25.50	24.60	n.a	3.50
Pb	3.10	1.30	7.20	7.70	n.a	n.a	2.50	4.20	n.a	2.10
Y	168.80	15.80	49.00	21.20	38.00	53.00	32.70	16.80	60.00	20.10
La	106.40	29.80	50.00	48.30	39.15	27.61	18.20	15.70	39.10	29.90
Ce	151.90	63.10	110.10	89.30	92.82	60.90	40.20	28.50	101.20	58.90
Pr	32.10	6.66	12.59	9.67	n.a	n.a	5.11	3.33	n.a	6.17
Nd	143.00	26.00	50.30	36.50	35.56	26.34	20.40	14.10	48.69	23.50
Sm	32.80	4.50	9.90	6.20	5.82	4.82	5.00	2.60	8.78	4.30
Eu	7.95	1.18	1.94	1.61	1.09	0.65	1.14	0.88	1.75	1.12
Gd	28.04	3.71	9.12	5.30	2.91	2.96	5.56	3.41	6.66	3.51
Tb	4.91	0.55	1.32	0.58	n.a	n.a	0.90	0.45	n.a	0.56
Dy	26.00	2.93	8.01	3.17	2.58	2.80	5.30	2.71	7.74	3.13
Ho	5.57	0.54	1.79	0.61	0.52	0.55	1.12	0.60	1.54	0.66
Er	16.41	1.49	5.16	1.84	1.38	1.39	3.51	1.68	4.07	2.01
Tm	2.45	0.19	0.70	0.27	n.a	n.a	0.46	0.23	n.a	0.30
Yb	16.04	1.38	5.00	1.75	1.29	1.00	3.32	1.37	3.40	1.87
Lu	2.07	0.18	0.70	0.27	0.15	0.11	0.46	0.22	0.39	0.30
ANK	1.07	1.61	1.61	1.36	1.54	1.62	2.50	2.12	1.75	1.51
ACNK	0.61	1.02	0.94	1.05	1.08	0.79	0.90	0.89	0.82	0.98
Sr/Y	0.38	38.48	4.72	18.07	11.53	1.15	4.43	19.93	4.45	13.11
Th/Ta	3.88	5.25	9.69	11.08	n.a	n.a	3.38	15.50	n.a	10.67
Th/Yb	0.39	3.04	2.52	7.60	n.a	n.a	0.81	6.79	n.a	5.13
La/Yb	6.63	21.59	10.00	27.60	30.35	27.75	5.48	11.46	11.50	15.99
La/Nb	4.79	3.92	3.03	3.08	1.78	1.26	2.94	4.62	1.45	3.88
Cs/La	0.00	0.05	0.09	0.01	n.a	n.a	0.13	0.17	n.a	0.04
Ba/Th	9.68	205.48	75.71	111.20	n.a	n.a	89.26	41.61	n.a	93.85
Ba/La	0.56	28.96	19.08	30.62	26.82	14.49	13.24	24.65	10.23	30.13
Ti/Nb	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.07	0.12	0.02	0.03
Rb/Sr	0.22	0.11	0.58	0.27	0.45	1.59	0.47	0.20	0.16	0.33
Nb/Ta	13.88	9.50	12.69	13.08	n.a	n.a	7.75	5.67	n.a	8.56
Zr/Hf	30.92	33.17	36.28	33.40	n.a	n.a	33.58	31.49	n.a	34.50
Ba/Sr	0.94	1.42	4.12	3.86	2.40	6.56	1.66	1.16	1.50	3.42
Ba/Rb	4.35	13.38	7.14	14.29	5.30	4.12	3.55	5.64	9.09	10.22
FeOT/(FeOT +MgO)	0.90	0.74	0.79	0.75	0.89	0.81	0.68	0.62	0.54	0.76
Mg#	15.95	38.92	32.63	37.33	52.83	39.53	45.65	51.71	49.76	36.14
ETRTOTAL	575.64	142.21	266.63	205.37	183.27	129.13	110.68	75.78	223.31	136.23
Eu/Eu*	0.80	0.88	0.62	0.86	0.72	0.49	0.66	0.90	0.67	0.88
YbN	64.68	5.56	20.16	7.06	5.20	4.01	13.39	5.52	13.71	7.54
(La/Lu)N	5.34	17.19	7.42	18.57	27.27	25.59	4.11	7.41	10.41	10.35
(La/Yb)N	4.48	14.59	6.76	18.65	20.49	18.73	3.70	7.74	7.76	10.80
(La/Sm)N	2.04	4.17	3.18	4.90	4.24	3.61	2.29	3.80	2.80	4.38
(Gd/Yb)N	1.42	2.18	1.48	2.45	1.82	2.41	1.36	2.02	1.58	1.52

Tabela 2 – Continuação.

AMOSTRA	JS-137	JS-177	JS-179	JS-205	JS-218	JS-230	JS-243	JS-245
ROCHA	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granulito granodiorítico	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito
SiO ₂	67.39	65.41	71.35	67.35	64.61	68.94	62.77	66.79
Al ₂ O ₃	14.35	13.63	13.13	13.76	14.13	12.76	14.98	13.81
Fe ₂ O ₃	8.05	6.88	4.00	5.52	11.08	5.74	7.31	5.99
MgO	3.65	1.95	0.98	1.37	5.60	1.12	1.65	1.54
CaO	5.30	3.73	1.88	3.15	6.64	2.70	4.45	3.54
Na ₂ O	2.53	2.45	2.48	2.81	1.80	2.82	3.65	2.84
K ₂ O	3.59	3.66	4.67	3.90	2.59	3.73	3.02	3.72
TiO ₂	2.03	0.81	0.58	0.73	1.00	0.75	1.00	0.81
P ₂ O ₅	0.83	0.13	0.08	0.18	0.43	0.20	0.44	0.18
MnO	0.10	0.09	0.04	0.08	0.17	0.08	0.11	0.07
LOI	1.00	0.90	0.50	0.80	1.60	0.70	0.30	0.40
SUM	99.06	99.72	99.78	99.75	99.77	99.64	99.77	99.80
Ba	1926.00	607.00	849.00	874.00	856.00	909.00	757.00	910.00
Co	122.10	218.40	163.20	209.20	134.50	194.30	169.10	149.20
Cr	75.29	34.22	20.53	20.53	150.58	13.69	6.85	27.38
Cs	4.10	2.50	3.50	0.80	5.00	3.30	0.60	1.30
Ga	22.90	17.90	14.70	18.40	20.20	18.80	21.90	20.20
Hf	11.00	6.80	8.70	7.80	3.40	10.40	7.90	8.60
Nb	31.80	14.10	13.10	15.20	8.70	20.20	12.10	14.70
Rb	151.40	159.50	188.90	145.70	112.70	141.60	77.00	131.10
Sc	24.00	19.00	11.00	17.00	29.00	12.00	15.00	17.00
Sn	4.00	4.00	1.00	1.00	3.00	3.00	4.00	2.00
Sr	633.80	119.40	109.80	230.40	739.70	215.00	296.10	281.80
Ta	2.00	1.30	0.80	1.30	1.00	1.80	1.20	0.90
Th	17.60	14.50	16.00	4.10	10.60	19.90	9.80	8.40
U	3.60	1.60	2.70	1.20	2.10	3.70	1.00	0.70
V	133.00	88.00	42.00	54.00	251.00	37.00	94.00	65.00
Zr	459.80	204.40	270.40	267.80	98.20	366.50	271.10	290.00
Cu	7.10	22.20	9.40	18.30	41.60	11.50	4.30	13.00
Zn	97.00	55.00	54.00	63.00	101.00	89.00	43.00	94.00
Ni	41.90	18.90	8.70	9.40	37.10	4.20	1.10	15.00
Pb	4.70	3.00	4.10	3.10	2.90	5.30	2.20	2.90
Y	61.50	54.50	32.20	43.20	24.90	61.40	59.30	46.30
La	130.20	45.80	63.40	43.00	30.40	75.30	38.60	50.50
Ce	239.60	94.40	111.10	94.60	69.60	170.10	84.60	114.30
Pr	28.40	11.29	14.33	10.57	8.15	18.58	10.67	13.44
Nd	106.60	44.90	53.10	42.80	32.60	70.90	46.20	51.30
Sm	16.60	9.70	9.40	8.90	7.10	13.60	10.10	10.60
Eu	3.58	1.50	1.37	1.76	1.44	2.37	1.97	1.75
Gd	14.05	9.28	8.20	6.88	4.75	9.31	8.82	8.24
Tb	1.90	1.52	1.17	1.27	0.82	1.76	1.54	1.28
Dy	10.55	9.14	6.34	7.14	4.01	10.17	8.74	7.39
Ho	2.13	1.90	1.06	1.52	0.84	2.08	1.96	1.43
Er	5.81	5.41	2.73	4.15	2.33	6.13	5.81	4.37
Tm	0.85	0.78	0.34	0.62	0.39	0.88	0.83	0.61
Yb	5.24	5.64	1.84	3.71	2.06	6.08	6.15	4.65
Lu	0.76	0.72	0.29	0.54	0.35	0.83	0.76	0.57
ANK	1.78	1.71	1.44	1.56	2.45	1.47	1.62	1.59
ACNK	0.81	0.92	1.05	0.94	0.79	0.94	0.86	0.91
Sr/Y	10.31	2.19	3.41	5.33	29.71	3.50	4.99	6.09
Th/Ta	8.80	11.15	20.00	3.15	10.60	11.06	8.17	9.33
Th/Yb	3.36	2.57	8.70	1.11	5.15	3.27	1.59	1.81
La/Yb	24.85	8.12	34.46	11.59	14.76	12.38	6.28	10.86
La/Nb	4.09	3.25	4.84	2.83	3.49	3.73	3.19	3.44
Cs/La	0.03	0.05	0.06	0.02	0.16	0.04	0.02	0.03
Ba/Th	109.43	41.86	53.06	213.17	80.75	45.68	77.24	108.33
Ba/La	14.79	13.25	13.39	20.33	28.16	12.07	19.61	18.02
Ti/Nb	0.04	0.03	0.03	0.03	0.07	0.02	0.05	0.03
Rb/Sr	0.24	1.34	1.72	0.63	0.15	0.66	0.26	0.47
Nb/Ta	15.90	10.85	16.38	11.69	8.70	11.22	10.08	16.33
Zr/Hf								
Ba/Sr	3.04	5.08	7.73	3.79	1.16	4.23	2.56	3.23
Ba/Rb	12.72	3.81	4.49	6.00	7.60	6.42	9.83	6.94
FeOT/(FeOT +MgO)	0.66	0.76	0.79	0.78	0.64	0.82	0.80	0.78
Mg#	47.32	35.96	32.68	32.96	50.03	27.88	30.90	33.75
ETRTOTAL	566.27	241.98	274.67	227.46	164.84	388.09	226.75	270.43
Eu/Eu*	0.72	0.48	0.48	0.69	0.76	0.64	0.64	0.57
YbN	21.13	22.74	7.42	14.96	8.31	24.52	24.80	18.75
(La/Lu)N	17.79	6.60	22.70	8.27	9.02	9.42	5.27	9.20
(La/Yb)N	16.79	5.49	23.28	7.83	9.97	8.37	4.24	7.34
(La/Sm)N	4.94	2.97	4.25	3.04	2.70	3.48	2.41	3.00
(Gd/Yb)N	2.17	1.33	3.61	1.50	1.67	1.24	1.16	1.44

Tabela 2 – Continuação.

AMOSTRA	JS-247	JS-278	JS-289	MQ-72*	JS-220	JS-18	GR-20*	GR-22*	GR-30*
ROCHA	Granulito granodiorítico	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Quartzo monzonito	Gnaiss psamopelítico	Gnaiss pelítico	Gnaiss pelítico	Gnaiss calcissilicático
SiO ₂	62.84	65.02	65.77	69.50	60.44	79.59	69.90	71.70	67.10
Al ₂ O ₃	15.31	13.88	11.04	13.20	18.48	9.83	15.10	14.20	14.20
Fe ₂ O ₃	6.60	9.27	7.18	3.50	4.83	1.68	2.90	2.40	1.60
MgO	1.77	1.77	5.02	1.40	1.15	0.83	2.80	3.70	1.20
CaO	4.38	3.61	3.98	2.30	3.86	2.10	0.35	0.42	8.40
Na ₂ O	3.86	2.43	0.65	2.70	3.62	2.75	0.40	0.43	4.30
K ₂ O	3.19	1.81	3.07	3.40	5.47	0.89	4.10	1.70	0.97
TiO ₂	0.87	1.12	0.54	0.73	0.51	0.33	0.83	0.63	0.73
P ₂ O ₅	0.29	0.29	0.15	0.32	0.23	0.04	0.29	0.31	0.33
MnO	0.07	0.11	0.29	0.08	0.10	0.01	0.12	0.05	0.05
LOI	0.30	0.30	2.30	1.70	0.80	1.20	2.05	2.42	0.53
SUM	99.65	99.68	100.04	98.83	99.67	99.27	98.84	98.96	99.41
Ba	1445.00	548.00	311.00	520.00	1684.00	136.00	800.00	450.00	300.00
Co	139.00	209.80	138.20	n.a	143.50	288.20	n.a	n.a	n.a
Cr	20.53	13.69	95.83	50.00	6.85	47.91	50.00	50.00	50.00
Cs	0.50	0.90	5.20	n.a	1.90	0.90	n.a	n.a	n.a
Ga	20.00	25.60	14.70	n.a	18.10	14.60	n.a	n.a	n.a
Hf	10.10	15.70	10.50	n.a	4.60	7.40	n.a	n.a	n.a
Nb	14.30	26.00	15.80	21.00	11.80	7.70	12.00	17.00	22.00
Rb	62.30	105.10	216.00	208.00	132.20	52.90	185.00	87.00	38.00
Sc	21.00	23.00	12.00	n.a	8.00	3.00	n.a	n.a	n.a
Sn	2.00	1.00	13.00	3.00	1.00	3.00	1.00	1.00	2.40
Sr	350.70	141.90	49.10	109.00	1408.50	110.50	36.00	38.00	331.00
Ta	1.10	1.00	1.30	n.a	0.80	1.00	n.a	n.a	n.a
Th	5.30	9.50	8.30	n.a	7.30	10.30	n.a	n.a	n.a
U	0.90	0.70	2.60	n.a	1.90	2.40	n.a	n.a	n.a
V	68.00	57.00	46.00	n.a	36.00	21.00	n.a	n.a	n.a
Zr	340.60	600.90	375.30	408.00	176.80	230.00	443.00	448.00	349.00
Cu	11.30	15.00	0.70	n.a	21.90	2.50	n.a	n.a	n.a
Zn	34.00	102.00	49.00	n.a	74.00	46.00	n.a	n.a	n.a
Ni	8.30	6.70	18.30	n.a	1.90	11.80	n.a	n.a	n.a
Pb	1.50	2.30	4.50	n.a	3.00	9.00	n.a	n.a	n.a
Y	49.20	66.10	35.50	72.00	22.80	13.50	91.00	38.00	59.00
La	52.80	62.10	29.50	45.33	61.70	46.10	71.30	54.25	5.99
Ce	112.30	137.40	68.20	100.50	119.00	97.80	169.70	122.30	20.98
Pr	12.77	14.64	8.71	n.a	13.50	11.55	n.a	n.a	n.a
Nd	55.00	58.60	35.60	46.93	47.50	45.00	80.79	55.60	20.17
Sm	10.80	10.80	7.00	9.19	7.70	8.30	15.60	10.20	7.82
Eu	2.47	1.56	1.16	1.13	2.19	0.90	1.72	8.85	0.61
Gd	8.87	8.71	6.08	5.77	5.07	6.86	10.70	7.13	4.07
Tb	1.37	1.53	1.10	n.a	0.73	0.83	n.a	n.a	n.a
Dy	7.86	9.72	6.15	5.52	3.60	3.38	14.75	5.29	4.61
Ho	1.69	2.26	1.23	1.00	0.71	0.49	3.27	1.03	0.88
Er	4.48	7.71	3.59	2.17	2.11	1.08	10.04	2.60	2.18
Tm	0.66	1.14	0.54	n.a	0.28	0.14	n.a	n.a	n.a
Yb	4.72	8.86	3.56	1.72	1.96	0.87	9.60	2.45	1.55
Lu	0.59	1.21	0.59	0.17	0.30	0.15	1.00	0.36	0.16
ANK	1.56	2.33	2.52	1.63	1.56	1.79	2.97	5.58	1.75
ACNK	0.86	1.11	0.95	1.07	0.98	1.06	2.64	4.29	0.61
Sr/Y	7.13	2.15	1.38	1.51	61.78	8.19	0.40	1.00	5.61
Th/Ta	4.82	9.50	6.38	n.a	9.13	10.30	n.a	n.a	n.a
Th/Yb	1.12	1.07	2.33	n.a	3.72	11.84	n.a	n.a	n.a
La/Yb	11.19	7.01	8.29	26.39	31.48	52.99	7.43	22.12	3.86
La/Nb	3.69	2.39	1.87	2.16	5.23	5.99	5.94	3.19	0.27
Cs/La	0.01	0.01	0.18	n.a	0.03	0.02	n.a	n.a	n.a
Ba/Th	272.64	57.68	37.47	n.a	230.68	13.20	n.a	n.a	n.a
Ba/La	27.37	8.82	10.54	11.47	27.29	2.95	11.22	8.29	50.05
Ti/Nb	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02
Rb/Sr	0.18	0.74	4.40	1.91	0.09	0.48	5.14	2.29	0.11
Nb/Ta	13.00	26.00	12.15	n.a	14.75	7.70	n.a	n.a	n.a
Zr/Hf									
Ba/Sr	4.12	3.86	6.33	4.77	1.20	1.23	22.22	11.84	0.91
Ba/Rb	23.19	5.21	1.44	2.50	12.74	2.57	4.32	5.17	7.89
FeOT/(FeOT +MgO)	0.77	0.82	0.56	0.82	0.79	0.65	0.83	0.73	0.57
EIRTOTAL	276.38	326.24	173.01	219.43	266.35	223.45	388.46	270.06	69.02
Eu/Eu*	0.77	0.49	0.54	0.44	1.07	0.36	0.39	0.29	0.30
YbN	19.03	35.73	14.35	6.93	7.90	3.51	38.70	9.89	6.25
(La/Lu)N	9.29	5.33	5.19	27.52	21.35	31.91	7.43	15.77	3.82
(La/Yb)N	7.56	4.74	5.60	17.81	21.27	35.81	5.02	14.93	2.61
(La/Sm)N	3.08	3.62	2.65	3.11	5.04	3.50	2.88	3.35	0.48
(Gd/Yb)N									

Amostras marcadas com asterisco(*) foram analisadas no LAMIN - Laboratório de Análises Químicas da CPRM, Rio de Janeiro e GEOSOL Laboratórios, Belo Horizonte e as demais no

ACME Analytical Laboratories LTDA (Canadá); (2) valores de ETR normalizados segundo condrito de Sun e McDonough (1989); (3) $Mg\# = 100 \times \text{razão molar } MgO/(MgO+FeO)$.

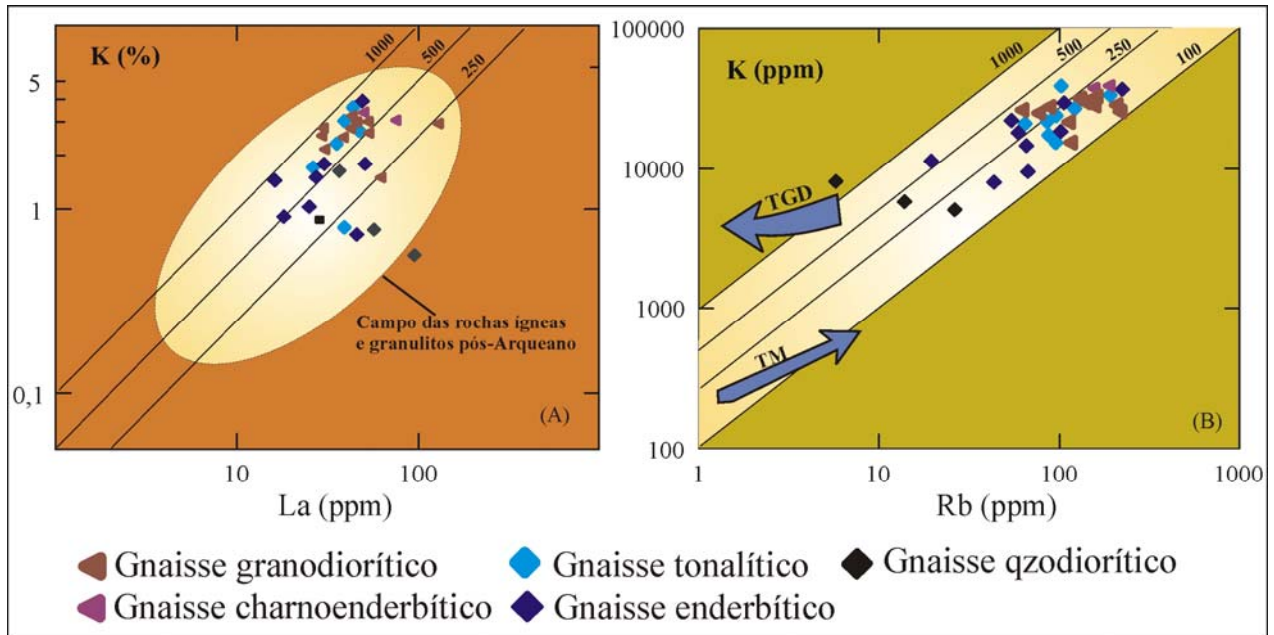


Figura 15 - Distribuição das razões K/La (A) e K/Rb (B) nos ortogneisses do Complexo Jamari, sua comparação com o *trend* dos granulitos depletados (TGD), *trend* dos MORB oceânicos (TM) e com o campo das rochas ígneas e granulitos pós-arqueanos.

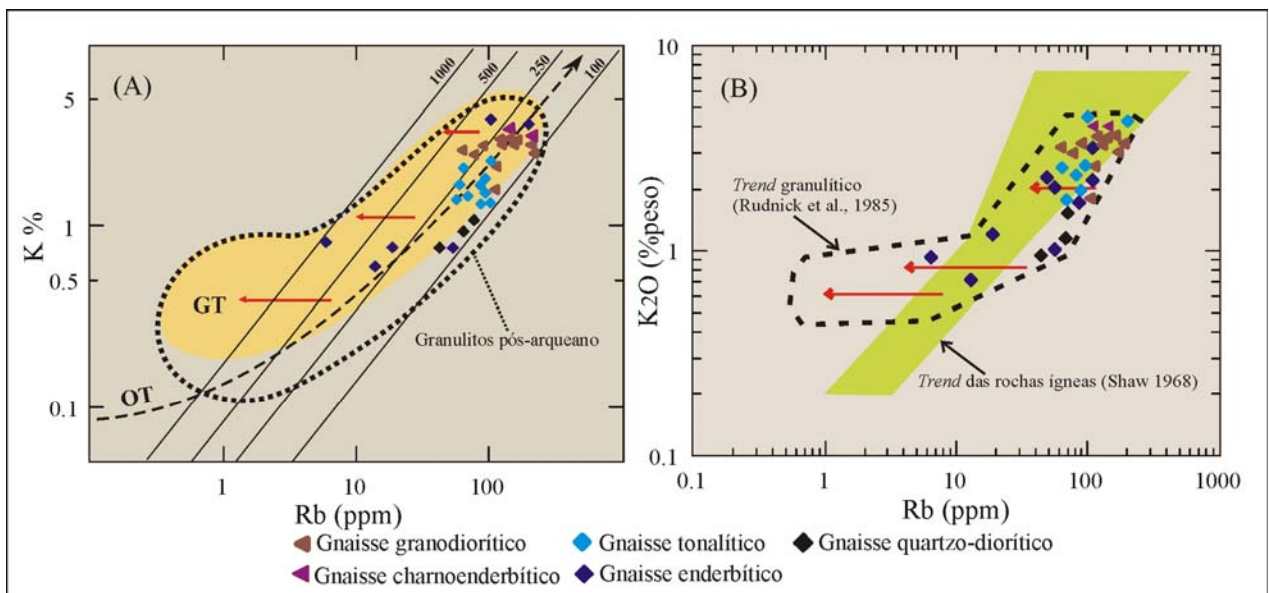


Figura 16 - Diagrama K x Rb das rochas estudadas, com o *trend* dos toleíitos oceânicos (TO), o *trend* dos granulitos (TG) e o campo dos granulitos pós-Arqueano. As setas horizontais representam o sentido e a intensidade da depleção de Rb causada pelo metamorfismo de fácies granulito (Rudnick *et al.*, 1985).

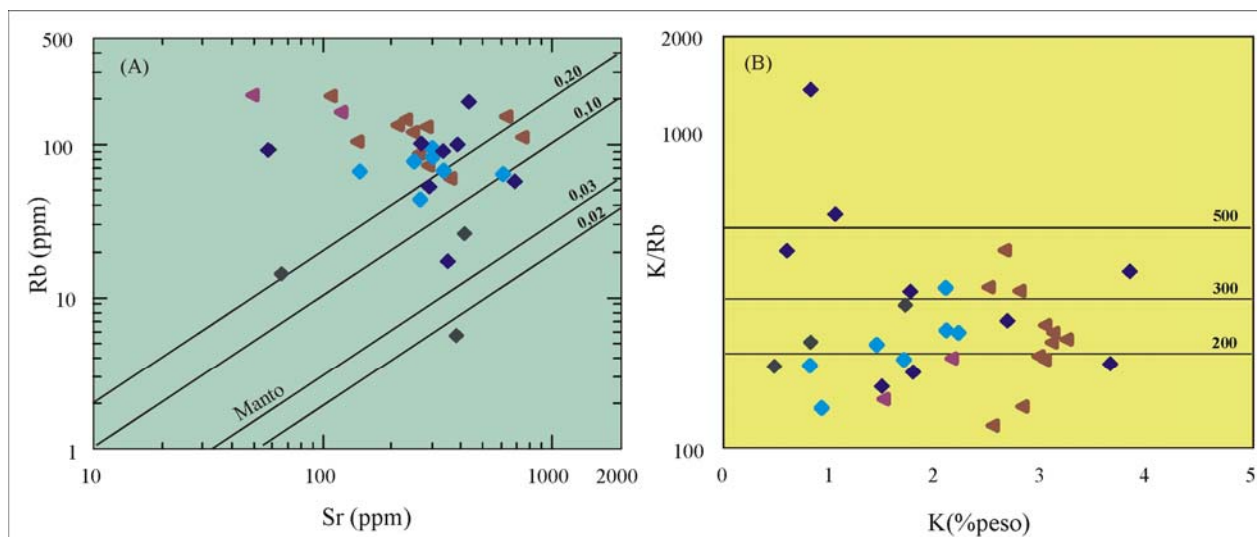


Figura 17 - (A) distribuição Rb-Sr nos gnaisses do Complexo Jamari onde a maioria das amostras têm razões superiores aos valores mantélicos; (B) distribuição das razões K/Rb x K com a grande maioria das amostras entre 100 e 500 (Símbolos como Figura 15).

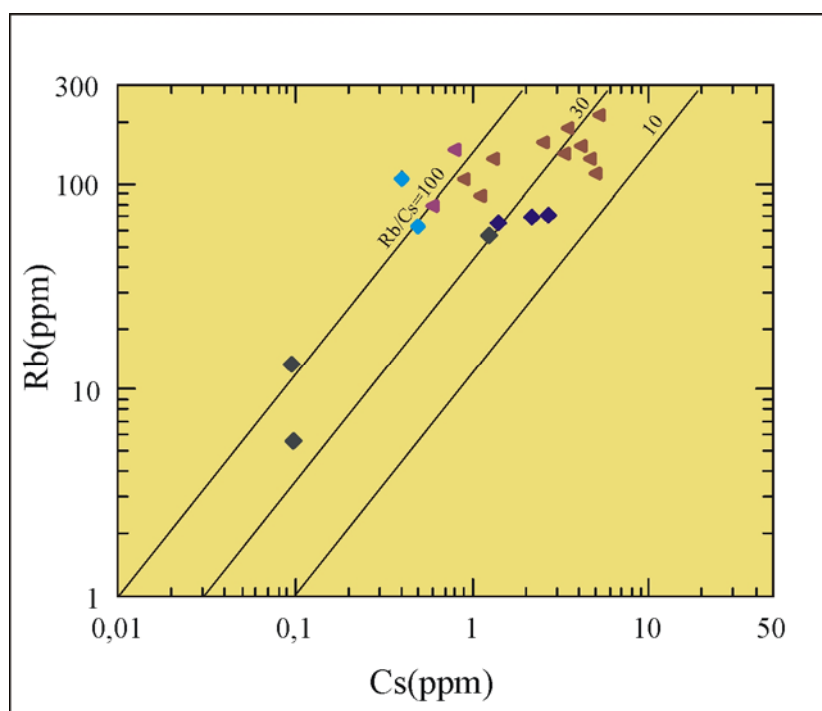


Figura 18 – Diagrama comparativo do comportamento do Cs x Rb para os ortognaisses do Complexo Jamari (Símbolos de acordo com Figura 15).

Assim como os álcalis, os actínídeos podem ser variavelmente fracionados durante o metamorfismo de alto grau (Tarney e Weaver, 1987). A solubilidade dos actínídeos durante os processos de desidratação é principalmente controlada pela presença de fases acessórias como zircão, que aumenta das rochas intermediárias para félsicas. Na maioria das rochas ígneas as razões

Th/U ficam entre 3,5 e 4,0 (Rogers e Adams, 1978), com *trend* geral mostrando aumento das razões Th/U com o aumento de Th na diferenciação (Jochum *et al.*, 1983). Nas rochas sedimentares as razões Th/U tipicamente se situam em torno de 2 até 10. A maioria dos folhelhos tem razões Th/U entre 4 e 6 (McLennan e Taylor, 1980).

A razão Th/U nos ortognaisses do CJ varia de 1 a 14 (média de 3,2), sugerindo fraco enriquecimento de U, enquanto a razão La/Th mostra intervalo de variação mais amplo, de 2 a 100 (Figura. 19 A). No mesmo diagrama é possível visualizar o campo das razões Th/U e La/Th das rochas ígneas e concluir que as rochas mais félsicas do Complexo Jamari (quartzo-monzonito e granodioritos) são mais depletadas em U e, conseqüentemente, têm razões Th/U mais altas, com razões La/Th mais baixas, relação que as posiciona fora do campo das rochas ígneas. Em acréscimo, apenas pequena parte dos termos intermediários e básicos distribui-se fora do campo das rochas ígneas, denotando perda de U e Th. Assim, constata-se que os gnaisses mais félsicos do Complexo Jamari podem ter sido mais afetados pelo metamorfismo de alto grau com alteração nos padrões de U e La em relação aos seus respectivos protólitos ígneos.

Em acréscimo, a Figura 19 B mostra que as rochas metaplutônicas do CJ têm fraca tendência no sentido das altas razões Th/U, típicas das rochas da fácies granulito, e seguem o *trend* das razões das rochas ígneas – 3,5 – 4,0 (Rogers e Adams, 1978). Algumas amostras posicionam-se abaixo da média das rochas ígneas enquanto outras excedem a razão Th/U = 10, considerada característica de significativa depleção em U sob condições de fácies granulito (Rudnick *et al.*, 1985). O grau de depleção de U nas rochas da fácies granulito depende da composição do protólito, da intensidade da interação fluidos/rocha e da estabilidade das fases acessórias durante o metamorfismo (Rudnick *et al.*, 1985). Assim, é possível inferir que as concentrações de U e LILE, e por extensão dos actínídeos, nos ortognaisses do Complexo Jamari não indicam remobilização em grande escala como efeito do metamorfismo de fácies granulito.

6. Caracterização geoquímica dos metabasitos do Complexo Jamari

Os metabasitos (granulitos máficos e anfibolitos) que ocorrem associados aos gnaisses ácidos/intermediários do Complexo Jamari, são subalcalinos a fracamente alcalinos (Figura 6B), metaluminosos (Figura 5), com SiO₂ entre 46 e 55 (% em peso), MgO variando de 7 a 10 % em peso, K₂O de 0,2 a 1,6 (% em peso), altos valores de Fe₂O₃T (17 a 23 % em peso) e baixos valores para TiO₂ (0,4 a 1,3 % peso), Zr (20 a 80 ppm) e Y (10 a 30 ppm). As baixas razões Ti+Zr/Y e Ta/Hf+Th indicam que essas rochas foram alojadas em ambientes de MORB (Figuras 25A). Nos diagramas que utilizam elementos maiores e óxidos (Figuras 25B). No diagrama multicatiônico R1-R2 de Batchelor e Bowden (Figura 27), as rochas máficas distribuem-se preferencialmente no

campo dos toleítos de manto fracionado, alojados em ambiente de *rift* intra-oceânico, com uma amostra no campo das rochas máficas cálcio-alcálicas pré-colisionais.

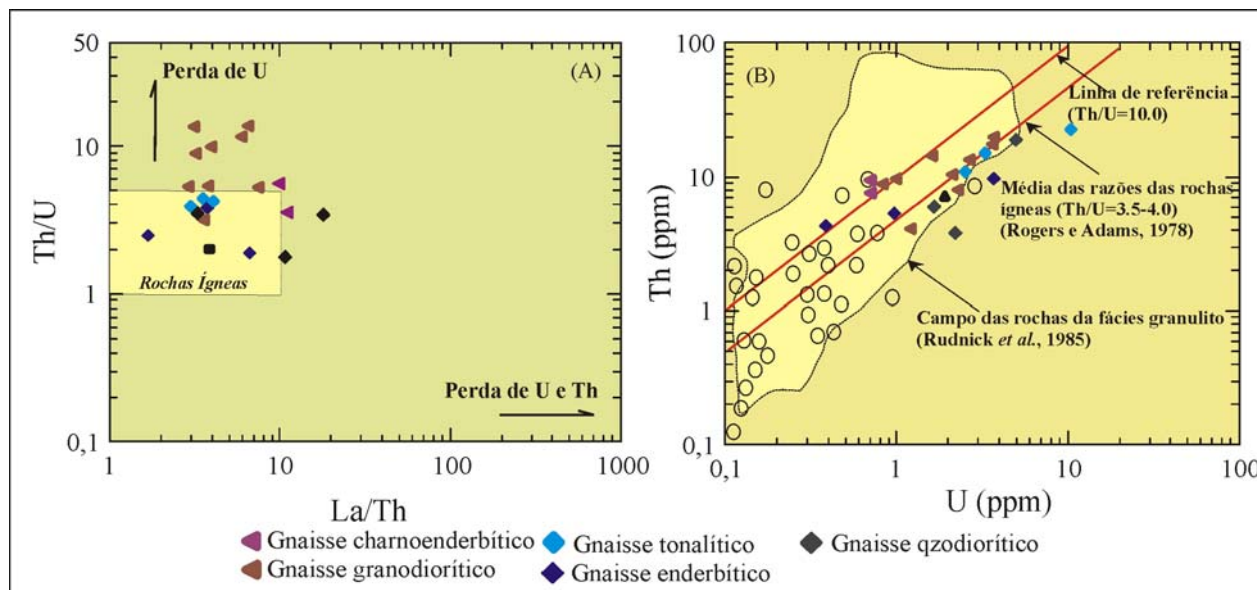


Figura 19- O Th é considerado elemento relativamente imóvel em condições de metamorfismo abaixo da fácies granulito, mas pode tornar-se mais móvel em condições de fácies granulito. O diagrama Th/U x La/Th (A) compara os gnaisses do Complexo Jamari com o campo das rochas ígneas (Blein *et al.*, 2003); o diagrama B mostra a distribuição dos ortognaisses. O campo das rochas granulíticas (sombreado) e faz comparação com as rochas paleoproterozóicas cálcio-alcálicas da região do Labrador, Canadá (círculos abertos), (Rawlings-Hinchey *et al.*, 2003) e com a média das rochas ígneas (Rogers e Adams, 1978).

Com relação ao conteúdo e padrão de ETR (Figura 20), os granulitos máficos podem ser subdivididos em três tipos:

Tipo I: ETR leves 8 a 35 x condrito e pesadas 8 a 11 x condrito, sem anomalias de Eu ($Eu/Eu^* = 1 \pm 0,1$) e curvas com tendência à horizontalidade (baixo fracionamento leves x pesadas - $La/Lu_N = 1-3$), fraco enriquecimento em ETR leves ($La_N/Sm_N = 1,4 \pm 0,22$) e ETR pesadas ($La_N/Yb_N = 1,6 \pm 0,8$);

Tipo II: conteúdo de ETR leves 17 a 20 x condrito e pesadas 1,2 a 2,8 x condrito, maior fracionamento ETR leves x ETR pesadas que o tipo I ($La_N/Lu_N = 6$ a 13), razão Eu/Eu^* com significativa anomalia positiva ($1,28 \pm 0,5$); as curvas-padrão mostram ETR leves mais enriquecidas do que no tipo I ($La_N/Sm_N = 3 \pm 0,9$) e ETR pesadas mais empobrecidas que no tipo I, ($La_N/Yb_N = 10 \pm 5$);

Tipo III: ausência de fracionamento ETR leves x ETR pesadas ($La_N/Yb_N = 1$) e curva horizontal nos diagramas de multielementos da Figura 22A,B, que informam sobre o comportamento dos elementos litófilos de grande raio (LILE) e de grande raio e alta carga (HFSE) normalizados a N-

MORB e E-MORB e manto primitivo permitem concluir que os granulitos máficos associados ao Complexo Jamari mostram maior afinidade geoquímica com MORB enriquecidos ou com MORB transicionais. De acordo com a geoquímica de elementos maiores e traço os granulitos máficos do CJ mostram afinidades com toleítos baixo/médio-K característicos de zonas de subducção e espalhamento de fundo oceânico (Gill, 1980) e as baixas razões TiO_2/P_2O_5 (2 a 8) indicam que estas rochas máficas provêm de fontes astenosféricas com contaminação crustal (Sun e McDonough, 1989).

Os anfibolitos (metagabros e metadioritos) são rochas metaluminosas (Figura 5), subcalcinas (Figura 6B), com teores de SiO_2 entre 51 e 53 (% em peso), MgO 3 a 10 (% em peso), alto Fe_2O_3T (19 a 25 % em peso), K_2O 0,6 a 1,1 (% em peso) e TiO_2 (0,6 a 1,7 % em peso) mais alto que nos granulitos máficos. Os valores de Zr (99-185 ppm) e Y (46-57 ppm) são mais altos do que nos granulitos máficos e as baixas razões TiO_2/P_2O_5 (3 a 7), da mesma forma que para os granulitos máficos, lembram rochas ígneas de fontes astenosféricas com contaminação crustal (Sun e McDonough, 1989).

Os três anfibolitos analisados (Figura 20) apresentam fracas anomalias de Eu ($Eu/Eu^* = 0,7 \pm 0,1$) e dois apresentam padrões ETRleves de 80 a 100 x condrito e ETRpesadas de 15 a 18 x condrito, caracterizando *trend* de baixo fracionamento ($La/Yb_N = 4,5$). O terceiro anfibolito mostra curva com significativo fracionamento leves x pesadas ($La/Lu_N = 39$) e enriquecimento em ETRleves ($La/Sm_N = 3,2$), o que sugere contaminação crustal. Nos diagramas de multielementos (Figuras 22) normalizados a N-MORB, E-MORB e IAB da Figura 22 mostram que, das amostras analisadas, dois anfibolitos são enriquecidos em LILE, HFSE e ETR em relação a MORB normal enquanto o terceiro mostra maior enriquecimento em LILE e ETR e empobrecimento em HFSE. O padrão em LILE, HFSE e ETR dos anfibolitos é comparável às rochas intermediárias entre E-MORB e basaltos de arcos de ilhas - IAB (Figuras 22 C, D). A diferença entre os anfibolitos pode ser vista na comparação dos LILE e HFSE das três amostras normalizadas a N-MORB e E-MORB (Figuras 22 C,D,E), onde um deles apresenta anomalia negativa de P mais pronunciada, enriquecimento em Ce e Nd e depleção em Zr, Hf, Ti, Y, Tb e Yb (ETRpesadas) em relação aos outros dois. Embora baixos valores de Nb e Ta possam ocorrer também em basaltos de *rift* continentais (Thompson *et al.*, 1984; Arndt *et al.*, 1993), é possível que o padrão empobrecido em Nb e Ta apresentado pelos anfibolitos do CJ caracterize ambiente convergente, uma vez que os dois elementos mostram-se depletados relativamente a La e Ce, o que é sugestivo de basaltos de bacias de *back-arc*.

7. Caracterização geoquímica dos gnaisses quartzo-dioríticos

Os gnaisses quartzo-dioríticos do CJ são metaluminosos (Figura 5), subalcalinos (Figura 6B) e constituem conjunto de baixo-K (Figura 6). Mostram conteúdo de SiO₂ variando de 56 a 66 % (em peso), (Tabela 2), teores relativamente altos de TiO₂ (0,8 a 1,25 % em peso), MgO (0,4 a 3 % em peso), K₂O (0,7 a 3 % em peso) e CaO (3 a 6% em peso) e altos conteúdos de Al₂O₃ (14 a 18 % em peso), Zr (180 a 380 ppm) e Y (30 a 170 ppm). O padrão ETR dos gnaisses quartzo-dioríticos (Figura 20 F) mostra significativo fracionamento leves x pesadas (La/Lu_N = 6±2), enriquecimento em ETRleves (100 a 120 x condrito, La/Sm_N = 2 a 4), ausência de depleção em ETRpesadas (10 a 50 x condrito, Yb_N = 13 a 65; uma amostra mostra maior enriquecimento em ETRtotal), com anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* = 0,6 a 0,8).

No diagrama de multielementos normalizados ao manto primitivo (Figura 24), os gnaisses quartzo-dioríticos mostram baixas razões LILE/HFSE, características de basaltos de arcos de ilhas com contaminação crustal, e diferenças sutis que permitem subdividi-los em dois tipos: (1) fraca depleção em Rb, Th e Sr e forte depleção em Pb, Nb e Ti, com enriquecimento em Ba, U, K e Ta e (2) fraca depleção em Rb, Ba, Pb, Nb e Zr, fortes anomalias negativas de Sr e Ti e enriquecimento em Th-U, K, Ta, La, Ce e Nd (valores mais altos em ETRleves e menores em ETRpesados em relação ao tipo 1). Quando normalizados ao condrito (Figura 23F) mostram enriquecimento em Ba, Th, Ta, Zr-Hf e ETRleves com depleção em Rb, K, Sr, P, Zr e Ti e valores de ETRpesados menores que os ETRleves. A normalização ao ORG (Figura 23G) evidencia as pequenas diferenças no conteúdo de elementos-traço ressaltadas na normalização ao Manto Primitivo, configurando o tipo 1, enriquecido em K₂O, Rb, Ba, Th, Ce e Sm, e empobrecimento em Th, Nb-Ta, Zr-Hf, enquanto o tipo 2 mostra, em relação ao tipo 1, valores menores de K₂O, Rb, Ba, Nb-Ta e Zr-Hf e enriquecimento em Th, Nb, Y e ETRtotal.

8. Caracterização geoquímica dos gnaisses tonalíticos/enderbíticos

Os gnaisses tonalíticos e gnaisses enderbíticos (granulitos tonalíticos) do CJ são rochas metaluminosas a fracamente peraluminosas (Figura 5), subalcalinas (Figura 6B) e constituem conjunto de baixo a alto-K (Figura 7). Mostram conteúdo de SiO₂ variando de 58 a 72 % em peso (Tabela 2), baixos teores de TiO₂ (0,2 a 0,8 % em peso), MgO (0,6 a 4 % em peso), K₂O (1 a 5 % em peso) e CaO (2 a 6,5 % em peso) e altos conteúdos de Al₂O₃ (11 a 18 % em peso), Zr (100 a 460 ppm) e Y (15 a 60 ppm). As baixas razões Na/K (0,5 a 1,5) e Na/Ca (0,5 a 0,8) diferem daquelas típicas dos tonalitos não-metamorfizados e dos tonalitos pré-cambrianos alto-Al (Barker e Arth, 1976). Os padrões ETR dos gnaisses tonalíticos e granulitos tonalíticos são similares (Figura 20), com significativo fracionamento leves x pesadas (La/Lu_N = 5±1), enriquecimento em

ETRleves (80 a 150 x condrito, $La/Sm = 3$ a 6) e depleção em pesadas (3 a 20 x condrito, $Yb_N = 4$ a 8; uma amostra tem valor em torno de 20 x condrito), com anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0.4$ a 0,9).

No diagrama de multielementos normalizados ao manto primitivo (Figura 24A,B), os tonalitos e granulitos tonalíticos (enderbitos mostram anomalias negativas de Ti, Sr, Th-U, Nb-Ta e Pb e positivas de Zr, Y e Ba. Os valores negativos de U-Th podem refletir perda desses elementos durante o metamorfismo de fácies granulito e/ou contaminação do magma parental. As anomalias negativas de Nb-Ta provavelmente registram assinatura dos processos petrogenéticos de zona de subducção em que Nb e Ta não se dissolvem em fluidos e fundidos derivados da placa descendente mostrando depleção anômala em magmas de arco (Sun, 1980). Normalizados ao condrito os gnaisses tonalíticos e granulitos tonalíticos têm comportamento similar, com razões LILE/HFSE relativamente altas (Figuras 23C). Entre LILE, Ba e Th são fortemente enriquecidos, ETRleves fracamente enriquecidos (La e Ce enriquecidos em relação a Rb, K e Sr e depletados a HFSE como Nb e Ta). Os HFSE mostram enriquecimento em Zr, Hf, Y e ETRpesadas, com fortes anomalias negativas de Ti e P. Estas feições lembram magmas continentais leucocráticos formados pela mistura de fontes mantélicas com crosta continentalizada (Thompson *et al.*, 1984). A normalização das rochas tonalíticas a ORG, hipotético granito de dorsais mesoceânicas (Pearce *et al.*, 1984), mostrada nas Figuras 23B,D, apresenta *trend* geral decrescente de K_2O ao Yb, com enriquecimento de Rb, Ba e Th em relação a K_2O , forte quebra negativa entre Th e Ta com enriquecimento em Ce e suave declive das curvas até Y e Yb.

9. Caracterização geoquímica dos gnaisses granodioríticos/charnoenderbíticos

Os gnaisses granodioríticos/charnoenderbíticos do CJ são rochas metaluminosas a fracamente peraluminosas (Figura 5), constituindo conjunto de alto-K (Figura 7) em que o conteúdo de SiO_2 varia de 62 a 70 % em peso (Tabela 2), $MgO = 1$ a 5 % em peso, $K_2O = 1,7$ a 5 % em peso, $CaO = 1,8$ a 6,5 % em peso, $Na_2O = 1,8$ a 3,9 % em peso (uma amostra apresenta baixo valor = 0,65) e altos conteúdos de Al_2O_3 (11 a 18 % em peso). O padrão ETR dos gnaisses granodioríticos e granulitos granodioríticos (Figura 20), com expressivo fracionamento ETRleves x ETRpesadas ($La/Lu_N = 8 \pm 2$; 3 amostras apresentam grande fracionamento com valores $La/Lu_N > 15$), forte enriquecimento em ETRleves (80 a 300 x condrito, $La/Sm = 2$ a 5) e depleção em pesadas (8 a 30 x condrito, $Yb_N = 7$ a 35), com anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0.4$ a 0,8). No diagrama de multielementos normalizados ao manto primitivo (Figura 24), os gnaisses granodioríticos e granulitos granodioríticos mostram anomalias negativas de Ti, Sr, Nb-Ta e Pb e

enriquecimento em La, Ce e Y. Os padrões de Zr, Y, Th-U e Cs, Rb, e Ba marcam um intervalo de oscilação entre valores ora positivos, ora negativos e, da mesma forma que os valores negativos de U-Th, podem refletir perda desses elementos durante o metamorfismo de fácies granulito, e/ou contaminação do magma parental. Como nos gnaisses tonalíticos/granulitos, os valores muito baixos de Nb-Ta dos granodioritos provavelmente registram assinatura de processos petrogenéticos de zona de subducção. Na normalização ao condrito (Figura 23H) os gnaisses/granulitos granodioríticos mostram-se enriquecidos em Ba, Th, La e Ce e depletados em K, Nb-Ta, Rb, com pronunciadas anomalias negativas de Sr, P e Ti. A normalização a ORG (Figura 23I) mostra granodioritos com altas razões LILE/HFSE, enriquecidos em Rb, Th e Ce e depletados em K₂O, Ba, Rb-Ta e Zr-Hf.

10. Caracterização geoquímica dos gnaisses paraderivados

Os gnaisses pelíticos (Gr-20 e Gr-22; Tabela 2) têm SiO₂ entre 69 e 72 % em peso e elevados valores de Al₂O₃ que refletem mineralogia com silimanita e cordierita e levam à presença de coríndon normativo (10 a 12 %), enquanto o gnaisse psamopelítico (metagrauvaca JS-18) mostra SiO₂ elevada (79 % em peso) e baixo valor de Al₂O₃ (10 % em peso). Os óxidos K₂O e Na₂O, importantes definidores das relações entre pelitos e grauvacas, têm comportamento diferenciado, com razões K₂O/Na₂O > 1 para os gnaisses pelíticos e K₂O/Na₂O < 1 para o gnaisse psamopelítico. A heterogeneidade das fontes dos gnaisses paraderivados de sedimentação detrítica fica clara a partir da observação das curvas de ETR (Figura 20), nas quais o conteúdo em ETRleves é compatível com rochas crustais, porém as anomalias positiva e negativa de Eu fortemente contrastantes sugerem fontes distintas, da mesma forma que o comportamento dos ETR pesados.

11. Ambientes

No diagrama tectonoestratigráfico da Figura 24A que utiliza Ti x Y x Zr os granulitos máficos e anfibolitos situam-se no campo dos MORB ou basaltos toleíticos a calcioalcalinos de arcos de ilhas. Nos diagramas que utilizam elementos maiores e óxidos estas rochas distribuem-se nos campos das rochas cálcio-alcalinas baixo-K e toleitos baixo a médio-K (Gill, 1980), (Figura não mostrada) e entre os campos dos toleitos alto-Fe e alto-Mg (Jensen, 1976), (Figura 25B),

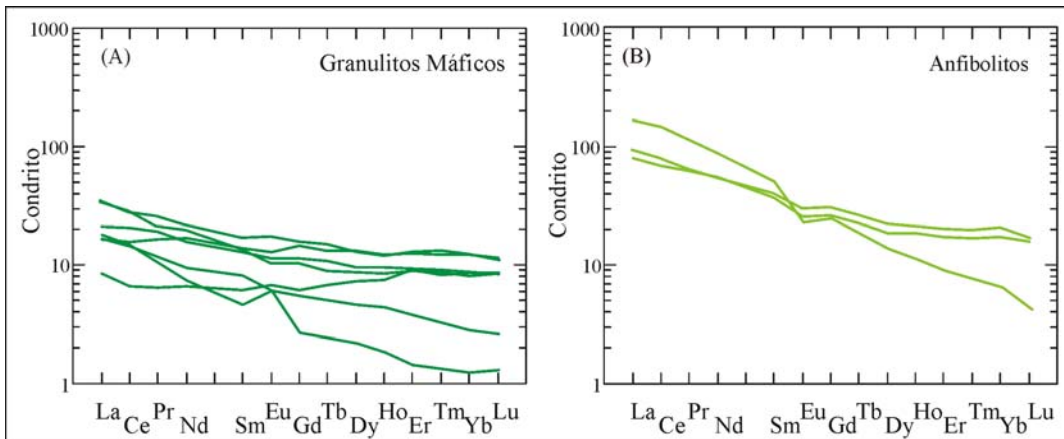


Figura 20 – Padrões dos metabasitos do Complexo Jamari normalizados ao condrito.

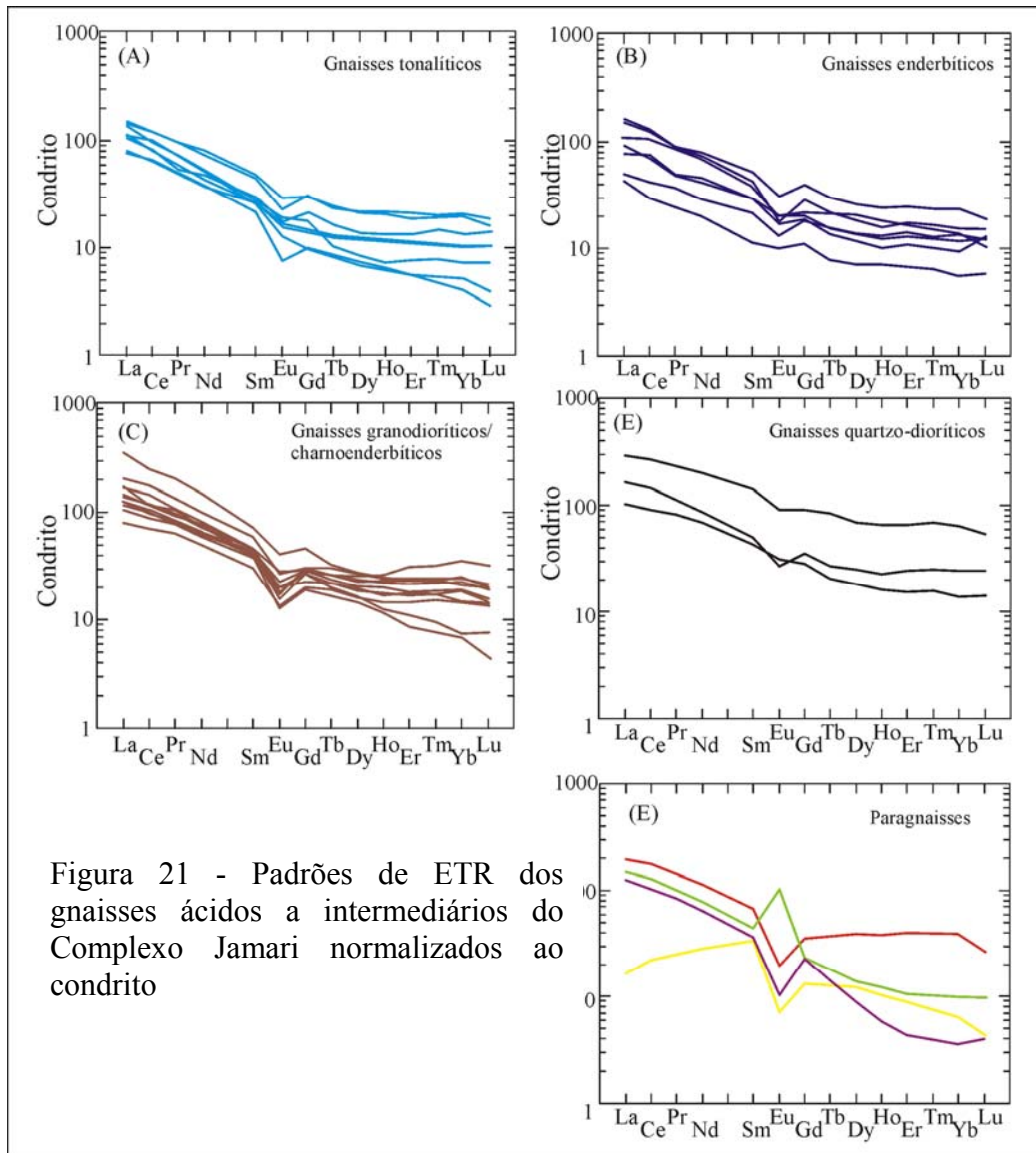


Figura 21 - Padrões de ETR dos gnaisses ácidos a intermediários do Complexo Jamari normalizados ao condrito

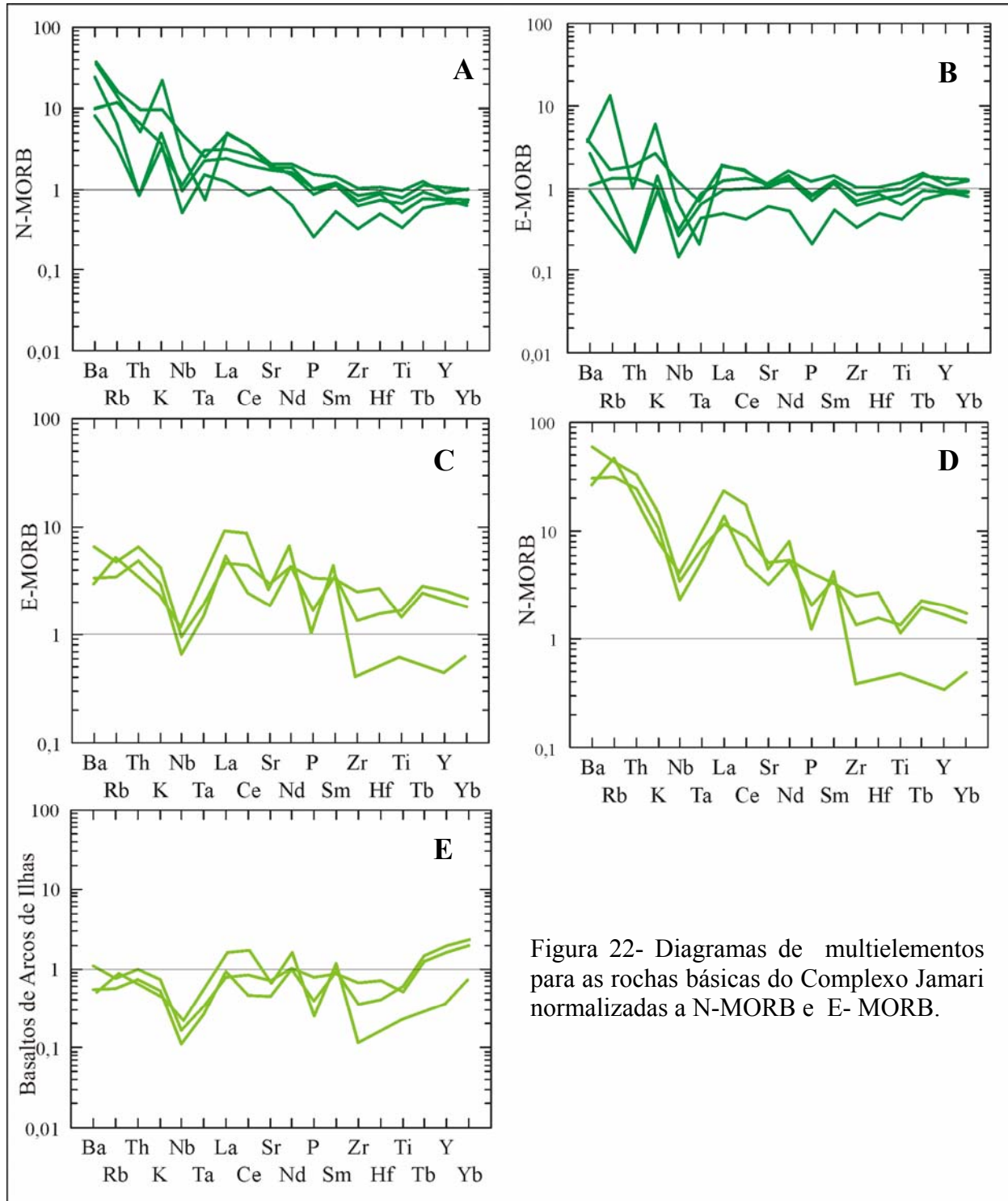


Figura 22- Diagramas de multielementos para as rochas básicas do Complexo Jamari normalizadas a N-MORB e E-MORB.

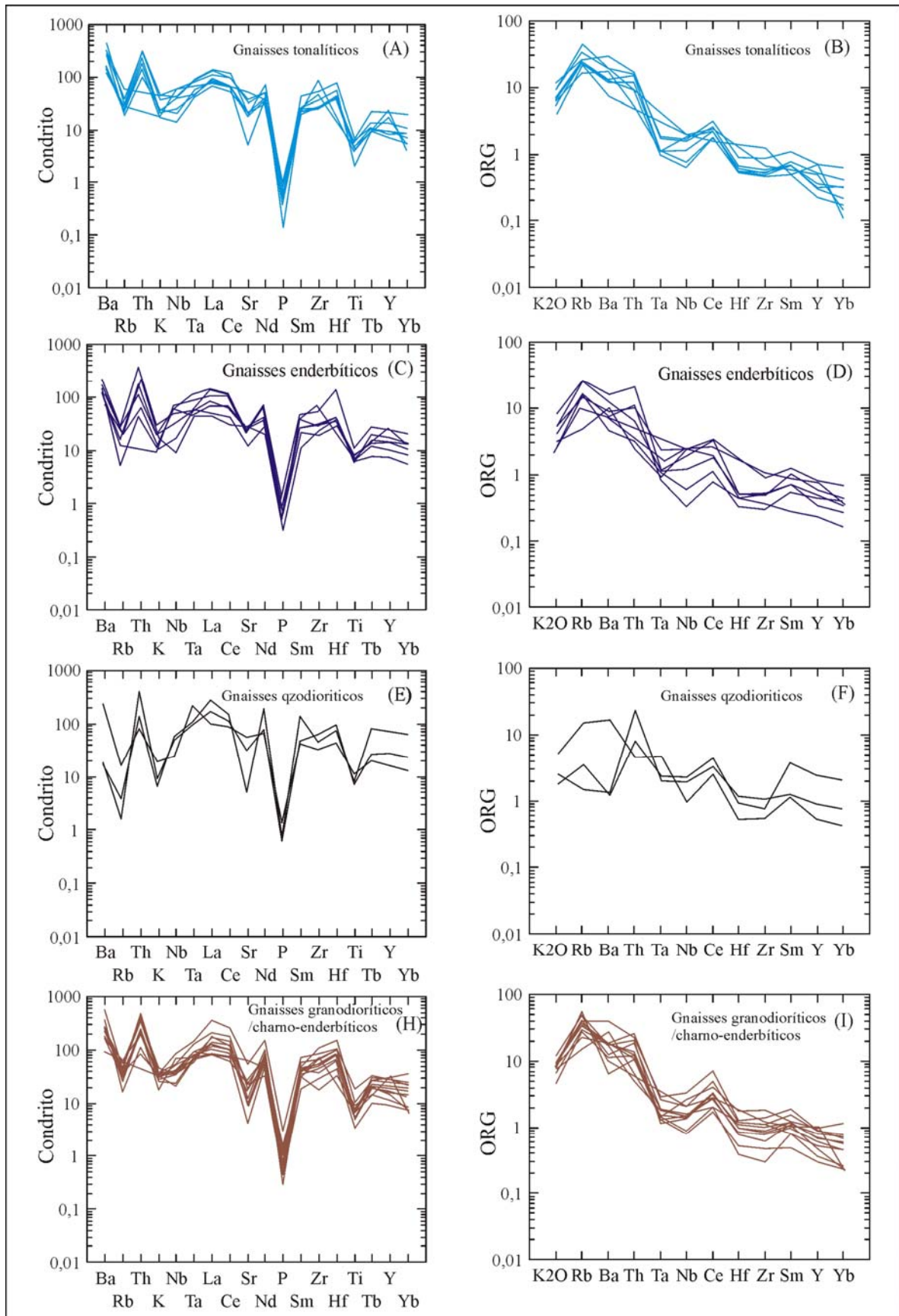


Figura 23 - Diagramas de multielementos dos ortogneisses intermediários a ácidos normalizados ao condrito (Sun e McDonough, 1989) e ao ORG (Pearce *et al.*, 1984).

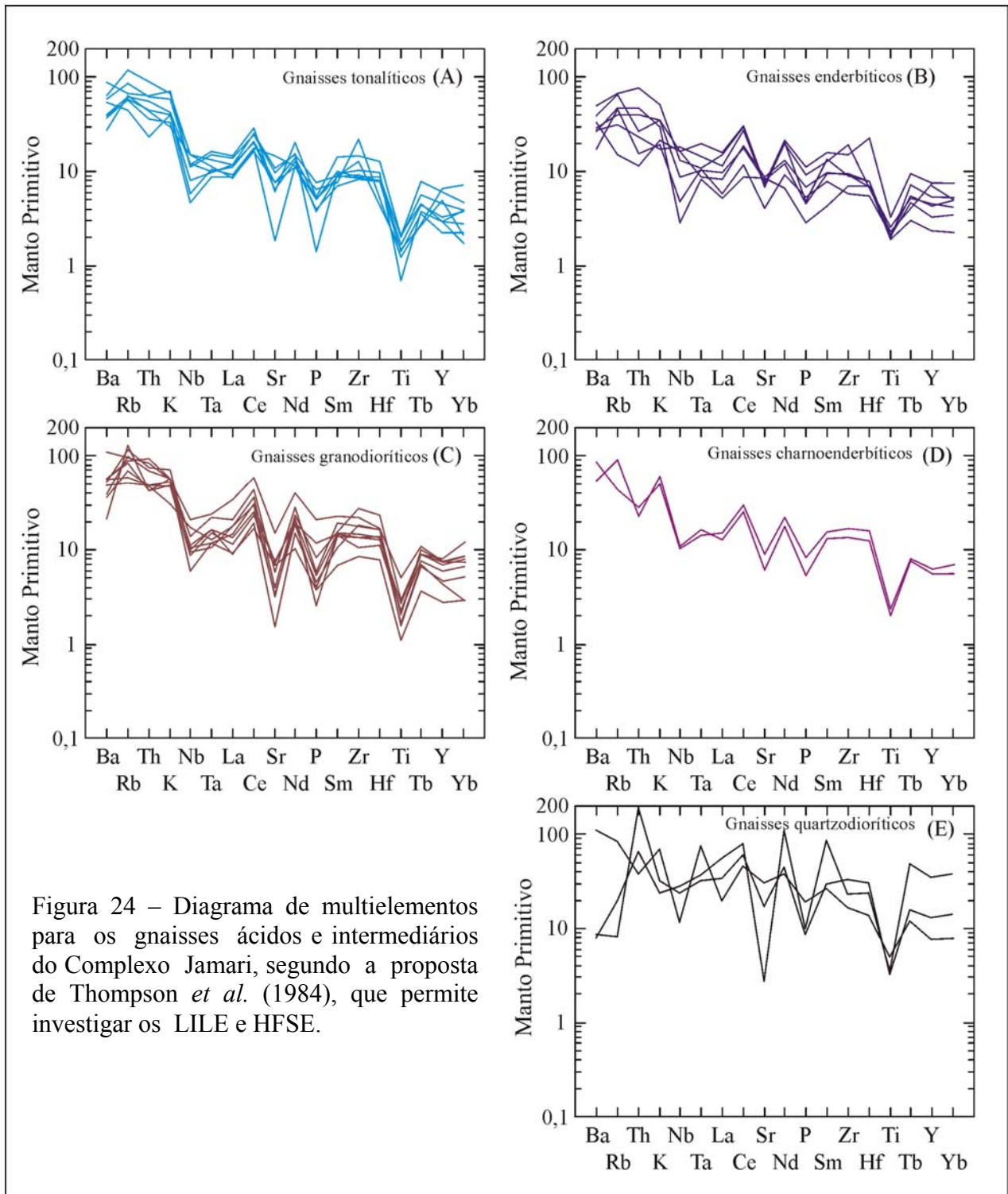


Figura 24 – Diagrama de multielementos para os gnaisses ácidos e intermediários do Complexo Jamari, segundo a proposta de Thompson *et al.* (1984), que permite investigar os LILE e HFSE.

enquanto no diagrama multicatiônico R1-R2 (Batchelor e Bowden, 1985), (Figura 25C), pertencem ao campo dos toleítos de manto fracionado relacionados a *rifts* intra-oceânicos.

As rochas ácidas/intermediárias do Complexo Jamari (quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos) distribuem-se no campo das rochas de arco vulcânico segundo os diagramas

tectonoestratigráficos Rb x Hf x Ta (Harris *et al.*, 1986), (Figura 26A) da mesma forma que nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), que utilizam Nb x Rb x Y (Figura 26B). No diagrama multicatiônico R1-R2 de Batchelor e Bowden (1985) caracterizam grupo cálcio-alcálico pré-colisional relacionado a processo de subducção (Figura 27) enquanto no diagrama de Pearce (1983) que utiliza as razões Ta/Yb x Th/Yb os gnaisses ácido-intermediários do Complexo Jamari confirmam seu caráter de rochas de fontes mantélicas enriquecidas geradas de margem continental ativa (Figura 11 B).

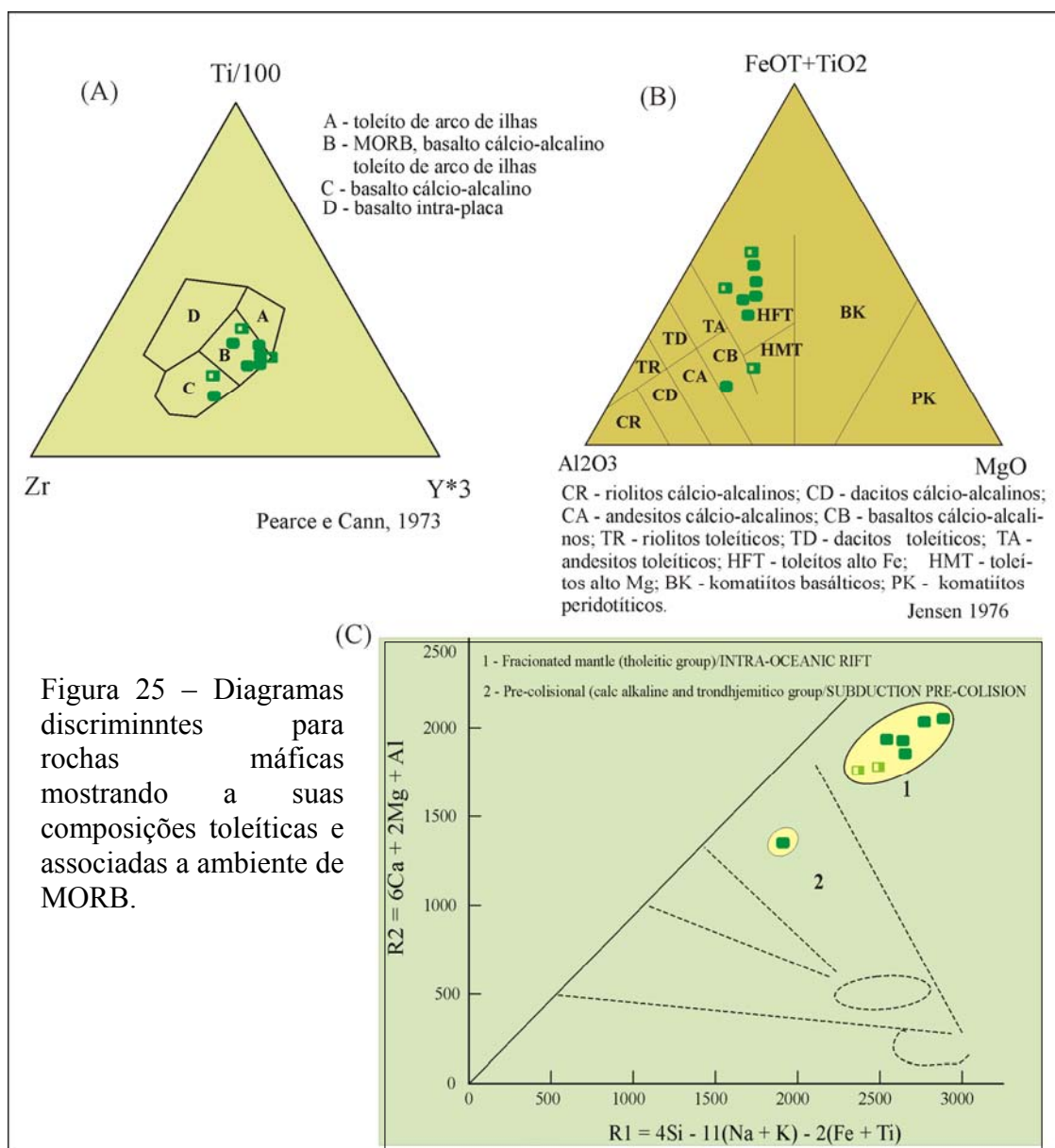


Figura 25 – Diagramas discriminantes para rochas máficas mostrando a suas composições toleíticas e associadas a ambiente de MORB.

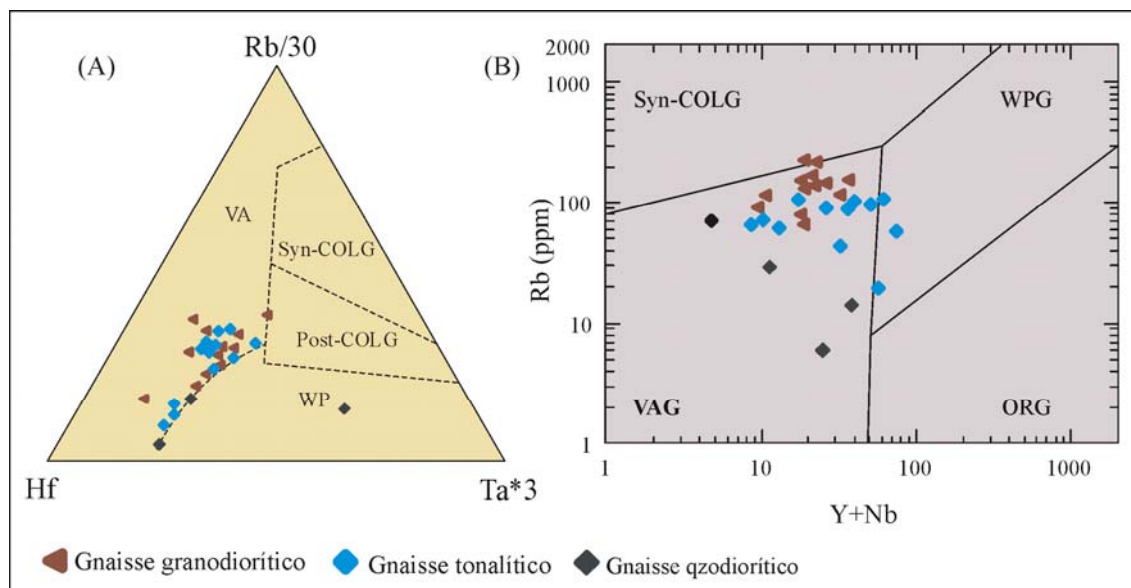


Figura 26 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos que utilizam (A) Rb/Hf/Ta (Harris *et al.*, 1986) e (B) Rb/Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984).

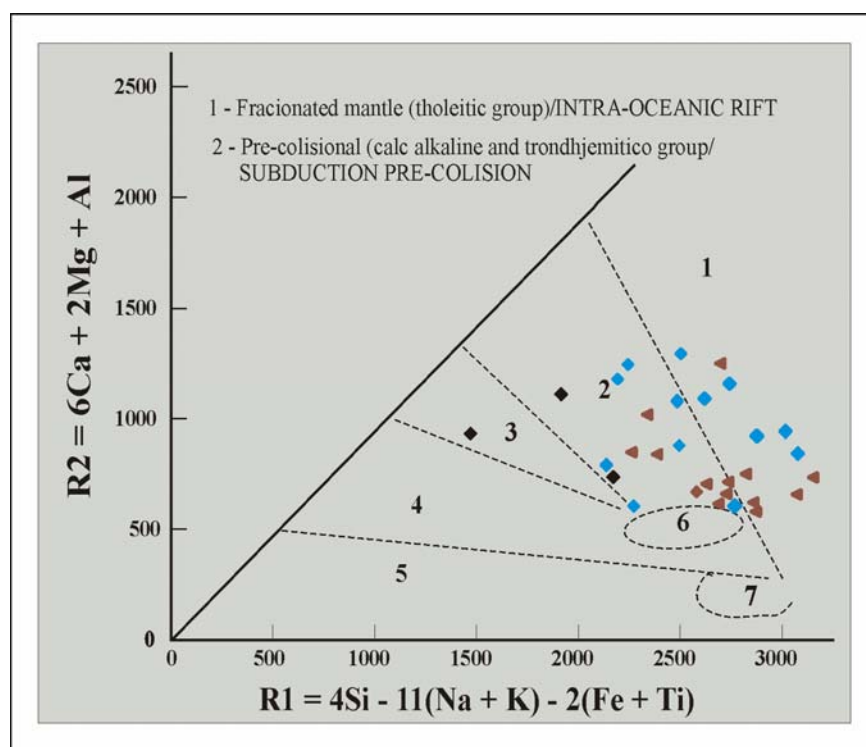


Figura 27 – Diagrama multicatiônico R1-R2 (Batchelor e Bowden, 1985) com a distribuição dos ortognaisses do Complexo Jamari (Símbolos como Figura 25).

12. Geoquímica isotópica Sm-Nd

Samário e neodímio são elementos pertencentes aos ETR leves que têm valências e raios iônicos similares. Como resultado, eles se comportam coerentemente na crosta, de forma que as razões samário/neodímio (Sm/Nd) são raramente afetadas por processos intracrustais como

anatexia, fracionamento, metamorfismo regional ou processos superficiais como intemperismo e erosão. Por isso, variações nas razões Sm/Nd das rochas crustais são herdadas do manto depletado que normalmente retém mais samário que neodímio (DePaolo e Wasserburg, 1976; DePaolo, 1981). A razão Sm/Nd típica de rochas crustais é, conseqüentemente, cerca de 40% menor do que aquela do manto primitivo. Por causa dessa diferença, o decaimento de ^{147}Sm para ^{143}Nd no tempo geológico confere diferentes significados às características isotópicas do sistema Sm-Nd para reservatórios crustais ou de manto depletado. No tempo geológico a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diminui tanto no manto depletado quanto na crosta. Contudo, como resultado de enriquecimento do Sm em relação a Nd no manto depletado e da depleção de Sm em relação a Nd na crosta, a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ aumenta mais rapidamente no manto depletado do que aquela representativa da terra como um todo (CHUR) e mais rapidamente no CHUR do que na crosta. Assim, nos processos de fusão os magmas adquirem razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de suas fontes.

Valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (ϵ_{Nd}) contrastantes são usados para distinguir rochas ígneas de crosta juvenil como dorsais mesoceânicas, arcos oceânicos e ambientes de *back arcs*, daqueles derivados da reciclagem de crosta antiga. Contudo, conforme ressaltado por Arndt e Golstein (1987) o uso do sistema isotópico Sm-Nd para este propósito assume que: (i) a evolução isotópica do manto depletado é conhecida; (ii) as razões Sm/Nd nas amostras não foram modificadas por processos intracrustais sincrônicos ou subseqüentes (assimilação, fracionamento de fases que contenham ETR, atividade hidrotermal); (iii) a razão Sm/Nd foi adquirida durante ou imediatamente após o alojamento da rocha na crosta; e (iv) todo o material da amostra derivou de um único evento no manto. Estas assertivas podem ser aplicadas também à interpretação de isótopos Sm-Nd em rochas sedimentares clásticas que podem indicar várias fontes crustais. Nessas situações, a assinatura isotópica constitui uma média da contribuição de cada uma das áreas-fonte (Thorogood, 1990). Contudo, como ETR são concentrados em minerais pesados, processos sedimentares que acumulam esses minerais podem exercer controle dominante, mascarando o papel das fontes de fases silicosas.

Vinte e uma amostras de rochas representativas do Complexo Jamari foram analisadas para isótopos de Nd em rocha-total e constam da Tabela 3. As características isotópicas gerais do sistema Sm-Nd dos gnaisses de alto grau do Complexo Jamari, na região centro-leste de Rondônia, conduzem a idades-modelo (T_{DM}) e valores de $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ indicativos de fontes primitivas do Paleoproterozóico tardio e fontes formadas pela mistura de material juvenil e crustal com idades entre o final do Arqueano e o Paleoproterozóico médio, conforme pode ser visualizado no diagrama de evolução isotópica do Nd (Figura 28).

Os granulitos máficos, que apresentam valores de $\epsilon_{\text{Nd}} +3$ com T_{DM} 1,86 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}} +4,4$ com T_{DM} 1,53 Ga são compatíveis com fontes mantélicas depletadas de pequena residência crustal. Uma

das amostras tem $T_{DM} = 1,53$ Ga e, portanto, não faz parte do conjunto das rochas máficas mais antigas do Complexo Jamari, relacionando-se, possivelmente ao magmatismo Serra da Providência (1,60-1,52 Ga) ou constituindo-se em produto ígneo da orogênese Rondoniana/San Ignácio (1,45-1,30 Ga).

Os gnaisses tonalíticos/quartzo-dioríticos mostram amplo intervalo de valores, de $\epsilon_{Nd} +4,5$ com $T_{DM} 2,01$ Ga a $\epsilon_{Nd} -1,85$ com $T_{DM} 2,55$ Ga, o que indica claramente que estas rochas derivam de fontes magmáticas originadas pela mistura de material juvenil com crosta continental antiga reciclada. Em acréscimo, os valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ fortemente positivos sugerem que parte do material juvenil provém de fontes com características isotópicas e geoquímicas primitivas.

Gnaisses granodioríticos distribuem-se em intervalo mais estreito do que aquele que caracteriza os gnaisses tonalíticos/quartzo-dioríticos. Os valores de $\epsilon_{Nd} +3,6$ com $T_{DM} 1,79$ Ga e $\epsilon_{Nd} -0,9$ com $T_{DM} 2,23$ Ga também são coerentes com fontes mistas, porém informam que as fontes juvenis foram, provavelmente, menos primitivas e incorporaram menos material crustal reciclado fornecido por crosta continental mais jovem do que aquela que abasteceu os reservatórios magmáticos que originaram as rochas tonalíticas e quartzo-dioríticas.

Os valores de $\epsilon_{Nd} -3,12$ a $-0,87$ e $T_{DM} 2,10$ a $2,51$ Ga dos gnaisses paraderivados sugerem sedimentos maduros derivados da erosão de áreas-fonte de crosta siálica antiga e depositados provavelmente em ambientes sedimentares associados a margens passivas e mais improvavelmente em bacias intra-arco. As idades-modelo arqueanas e do início do Paleoproterozóico que caracterizam as rochas metassedimentares do Complexo Jamari, indicam erosão de rochas similares àquelas que foram recicladas e, na combinação com magmas juvenis, originaram as rochas magmáticas ácidas a intermediárias aqui estudadas.

13. Condições do metamorfismo

Na região de Ariquemes, a norte da área em estudo, análises em granulitos enderbíticos do Complexo Jamari similares aos aqui estudados e deformados no evento tectono-termal de 1,63 a 1,67 Ga registram temperaturas entre 770 – 740°C e pressões entre 900–700 MPa (Payolla et al., 2002). No mesmo estudo, gnaiss tonalítico com granada informa sobre temperaturas ~ 720°C e pressões ~840 MPa, compatíveis com a fácies anfíbolito superior. A integração de dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e termometria de feldspato (Tohver *et al.*, 2005) indica que a deformação nas largas zonas de cisalhamento transcorrente de expressão regional (relacionadas ao Sistema de Cisalhamento Ji-Paraná) desenvolveu-se no intervalo de 450°-550°C e entre 1,2 e 1,12 Ga. Os eventos mais antigos (~1,64 e ~1,35 Ga) está registrado exclusivamente nas rochas do Complexo Jamari não afetadas pelo forte cisalhamento com idade ~ 1,2 Ga e caracterizam episódios metamórficos (650°-800°C,

indicado pela termometria do feldspato) não relacionados com a Orogenia Grenville (Tohver *et al.*, 2005).

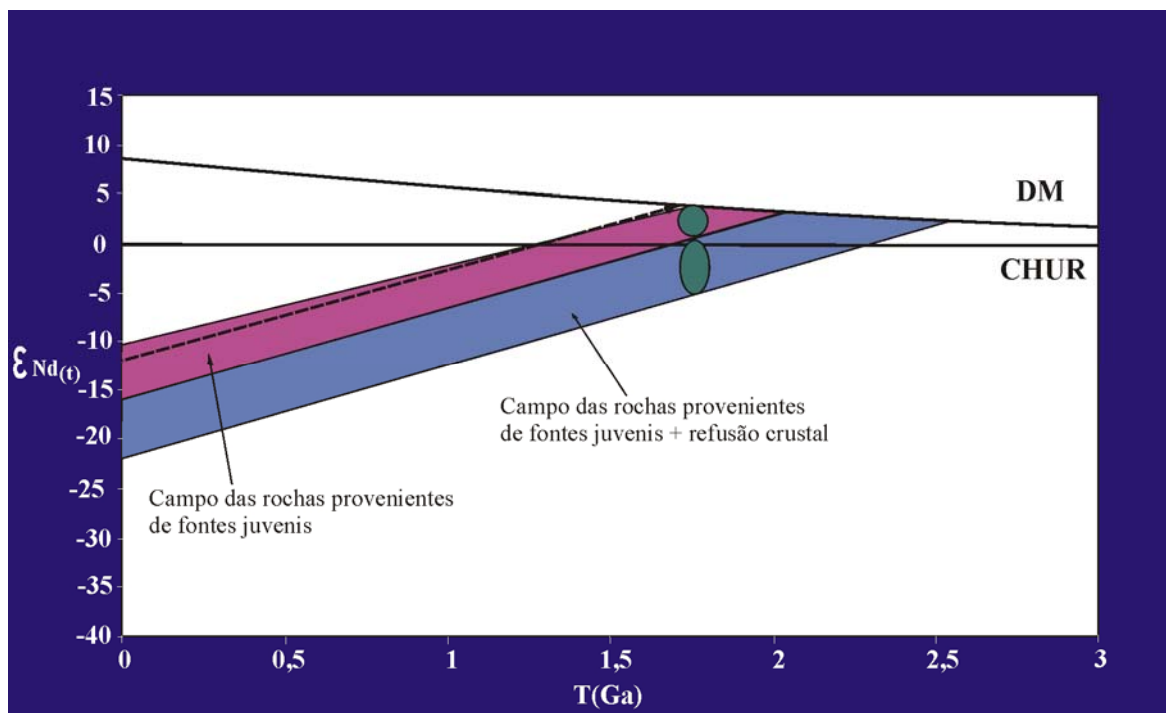


Figura 28 - Diagrama de evolução isotópica de Nd dos gnaisses do Complexo Jamari na região centro-leste de Rondônia. Em (A) campos de evolução onde as elipses representam os dois grandes conjuntos de rochas e suas distintas origens: fonte juvenil ou reciclagem crustal.

Na região estudada nem todas as rochas desenvolveram paragêneses características da fácies granulito. Os ortogranulitos mostram paragêneses que incluem ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda ± biotita ± granada. A temperatura indicada pelos dois piroxênios (Wells, 1977) pode alcançar 800°C, porém esses geotermômetros podem superestimar a temperatura (Lindsley, 1983; 700-750°C). O par granada-clinopiroxênio é estável em temperaturas no intervalo 680-720°C (Ellis e Green, 1979); as temperaturas de hornblenda + granada ocorrem no mesmo intervalo, 690-730°C (Graham e Powell, 1984), mas as temperaturas de granada + ortopiroxênio são menores, entre 650-700°C (Harley, 1984a). As temperaturas para o par granada-biotita são variáveis (Hodges e Spear, 1982): amostras de granulitos da região centro-leste de Rondônia mostram freqüentes inclusões de biotita em granada, sinalizando para temperaturas que podem alcançar 800°C enquanto em gnaisses não granulitizados, cristais adjacentes dos dois minerais informam sobre temperaturas > 600°C. As pressões estimadas para a assembléia granada + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo (Newton e Perkins, 1982; Bohlen *et al.*, 1983; Perkins e Chipera, 1985) estão no intervalo entre 7,5 e 7,7 kb, porém estes valores podem ser um pouco mais altos do que em outras calibrações.

A assembléia mineral presente nos metapelitos/psamitos granulíticos, biotita + granada + silimanita + Kfeldspato \pm cianita \pm cordierita \pm espinélio \pm rutilo e nas metamargas granulitizadas ortopiroxênio + clinopiroxênio + granada + hornblenda, fornece informações geotermobarométricas bastante conclusivas. As temperaturas para os dois piroxênios presentes nas metamargas ferruginosas (calcissilicáticas) granulitizadas situam-se em torno de 680°C (Lindsley, 1983) enquanto o par granada-cordierita é estável em temperaturas que oscilam ao redor de 650°C (Holdaway e Lee, 1977) e a associação granada + biotita é estável em intervalo de temperatura bastante amplo, entre 550-750°C (Hodges e Spear, 1982). A assembléia granada + silimanita + plagioclásio + quartzo é estável em temperaturas \sim 750 °C e pressões de 7 kb (Newton e Haselton, 1981), enquanto a associação granada + cordierita + silimanita + quartzo indica pressões mais elevadas (\geq 8 kb; Holdaway e Lee, 1977). Com base nas paragêneses acima descritas estimamos que na região centro-leste de Rondônia as condições P - T para o evento de fácies granulito com idade entre 1,67 e 1,63 Ga que afetou o Complexo Jamari variaram entre 750°C e 850°C e 8 kbar. Para o evento metamórfico de 1,40 e 1,35 Ga as condições termobarométricas caracterizam fácies anfibolito superior, entre 650 e 700°C e 6 kbar.

14. Petrogênese

Diferenças no conteúdo de elementos-traço estão bem documentadas para os principais tipos de províncias da crosta terrestre. Assim, em relação ao manto primitivo, centros vulcânicos relacionados a *hot-spots* (por exemplo, basaltos de ilhas oceânicas) caracterizam-se por enriquecimento em LILE, LREE e HFSE. Em contraste, basaltos de cadeias mesoceânicas são depletados em LILE e LREE com conteúdo de HFSE inalterado e a maioria das rochas vulcânicas de ambientes relacionados a zonas de subducção mostra enriquecimento em LILE e teores similares ou depletados em HFSE em relação ao manto primitivo. Estas feições globais de elementos-traço refletem fontes mantélicas que podem ser modificadas por processos metassomáticos ou de fusão, que por seu turno, são controlados pela partição de elementos-traço entre fluidos/fundidos/minerais residuais.

Minerais residuais que podem afetar significativamente a abundância de LILE, LREE e HFSE incluem clinopiroxênio (Cpx), anfibólio (Anf) e granada (Grt), enquanto rutilo é um mineral acessório que pode influenciar sobremaneira o conteúdo de HFSE. Para ilustrar, estudos demonstram que valores Rb/Ba e HFSE/REE relativamente baixos sugerem a ação de fundido carbonatítico como agente metassomático modificador da composição mantélica, enquanto altas razões U/Th e Rb/Ba e baixas razões U/Nb sugerem controle de fluidos.

Tabela 3 – Dados analíticos do sistema Sm/Nd dos gnaisses do Complexo Jamari.

AMOSTRA	ROCHA	TOPONIMIA/REGIAO	MATERIAL	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ERRO	IDADE(Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	TDM (Ma)
2150-GR-45 ¹	Gnaiss tonalítico	L-50, Ariquemes	Rocha-total	6,598	25,793	0,1546	0,512056	21	1760	-11,36	-1,85	2547
2492-GR-34 ¹	Gnaiss granodiorítico	Nordeste de Ariquemes	Rocha-total	7,039	32,040	0,1328	0,511888	15	1760	-14,64	-0,20	2164
2492-GR-34A ¹	Gnaiss granodiorítico	Nordeste de Ariquemes	Rocha-total	13,469	60,1400	0,1354	0,512112	14	1760	-10,25	+3,60	1795
2492-GR-62 ¹	Gnaiss quartzodiorítico	Noroeste de Ariquemes	Rocha-total	11,332	55,4900	0,1234	0,511814	27	1730	-16,06	+0,40	2061
2492-JL-10 ¹	Gnaiss tonalítico	Oeste de Ariquemes	Rocha-total	7,956	37,4000	0,1286	0,511847	20	1750	-15,42	-0,14	2128
2492-JL-73 ¹	Gnaiss tonalítico	Nordeste Nazenda Nova Vida	Rocha-total	8,303	43,2850	0,1160	0,511679	24	1750	-18,71	-0,59	2114
2492-JL-78 ³	Gnaiss tonalítico	Fazenda Nova Vida	Rocha-total	8,513	48,1500	0,1069	0,511669	23	1760*	-18,9	+1,38	1947
1462-JS-1A ¹	Gnaiss granodiorítico bandado	Mirante da Serra	Rocha-total	9,869	47,6470	0,1252	0,512041	14	1,69	-11,64	+3,87	1710
1462-JS-07 ¹	Gnaiss granodiorítico milonítico	Mirante da Serra	Rocha-total	12,852	56,7530	0,1369	0,511912	24	1740	-14,17	-0,86	2233
1462-JS-07A ¹	Gnaiss granodiorítico	Mirante da Serra	Rocha-total	5,630	24,8130	0,1371	0,512063	17	1750	-11,21	+2,18	1934
1462-JS-23B ¹	Gnaiss tonalítico bandado	Mirante da Serra	Rocha-total	8,514	45,6790	0,1127	0,51184	10	1730	-15,57	+3,09	1801
1462-JS-27 ¹	Gnaiss tonalítico	Região de Tarilândia	Rocha-total	15,582	90,6400	0,1139	0,511858	11	1750	-15,22	+3,39	1800
PG-JS-4B ¹	Granulito tonalítico	Br-364, Jaru	Rocha-total	4,913	20,858	0,1424	0,511965	8	1750	-13,12	-0,94	2290
PG-JS-4C ¹	Granulito máfico	Br-364, Jaru	Rocha-total	1,332	5,624	0,1431	0,512329	11	1552	-6,03	+4,44	1530
PG-JS-18 ¹	Gnaiss paraderivado	Br-364, 22 km SE Ariquemes	Rocha-total	9,082	39,461	0,1391	0,511812	6	1760	-16,12	-3,12	2510
PG-JS-55 ¹	Granulito tonalítico	Br-364, 31 km NW Jaru	Rocha-total	4,568	25,000	0,1105	0,511657	6	1730	-19,14	0,00	2030
PG-JS-93 ¹	Granulito tonalítico	33 km SW de Ouro Preto	Rocha-total	2,686	12,566	0,1292	0,512031	5	1750	-11,85	+3,33	1810
PG-JS-102 ¹	Gnaiss tonalítico	6 km WSW de Pres. Médici	Rocha-total	5,755	34,564	0,1006	0,5117000	20	1750	-18,29	+3,30	1800
PG-JS-205 ¹	Gnaiss granodiorítico	45 km SW de Jaru	Rocha-total	8,191	41,613	0,1190	0,511730	5	1750	-17,72	-0,27	2100
PG-JS-218 ¹	Gnaiss granodiorítico	40 km NE de Ouro Preto	Rocha-total	6,451	32,310	0,1207	0,511717	8	1750	-17,98	-0,90	2160
PG-JS-243 ¹	Gnaiss granodiorítico	36 km SW de Jaru	Rocha-total	9,685	45,085	0,1299	0,512042	6	1750	-11,62	+3,39	1800

¹Determinações realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília/UnB ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, erro = 1σ); Idades-modelo calculadas para manto depletado de acordo com DePaolo (1981); valores CHUR usados no cálculo do ϵ_{Nd} $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1966$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512538$;

²Payolla *et al.* (2002); ³Santos (2004).

Para quantidades moderadas de material, a cristalização fracionada não tem efeito significativo sobre a concentração dos elementos incompatíveis. A concentração de elementos altamente compatíveis é, contudo, dramaticamente afetada pela cristalização fracionada e pela fonte. É mais provável que a variação no conteúdo de elementos incompatíveis observada em magmas e rochas magmáticas esteja relacionada à variação no grau de fusão. A profundidade da fusão também pode ter efeito significativo, uma vez que as fases com as quais o fundido se equilibra varia com a profundidade. Por exemplo, a presença de granada afeta dramaticamente os teores de ETR: os ETR pesados são aceitos na estrutura da granada, enquanto os leves são rejeitados.

14.1 Comportamento do Nb, Ta, Zr, Hf (+Ti)

Os elementos de alta carga iônica (HFSE) são particularmente insolúveis e tendem a ser muito imóveis durante o metamorfismo (Zr e Hf são moderadamente incompatíveis enquanto Nb e Ta são altamente incompatíveis). São, assim, muito valiosos no estudo de suítes de rochas ígneas pré-cambrianas e podem fornecer informações sobre os ambientes em que as rochas foram geradas.

Nb e Ta são elementos de raio médio e alta carga iônica (HFSE) que têm a mesma valência (+5) e raio iônico similar. Conseqüentemente, eles têm comportamento geoquímico muito similar durante vários processos geológicos, estão presentes em concentrações extremamente baixas em magmas associados com zonas de subducção e a razão Nb/Ta pode ser constante na maioria dos sistemas incluindo suítes ígneas co-magmáticas. Embora esta depleção não esteja ainda bem entendida, é provável que seja em parte produto da baixa solubilidade desses elementos e, conseqüentemente, os fluidos aquosos gerados pela desidratação da crosta oceânica subductada não transportam esses elementos para as zonas de gênese dos magmas. Apesar disso, durante os processos magmáticos os dois elementos são fortemente incompatíveis e podem ser enriquecidos em rochas evoluídas. Tal comportamento peculiar, com importante fracionamento em relação aos demais elementos incompatíveis em diferentes tipos de magmas, permite que os dois elementos sejam largamente utilizados na distinção entre magmas de ambientes compressivos (magmas de arco têm razões La/Nb entre 1,3 e 6 - La/Nb ~ 3; ortognaisses do Complexo Jamari) e extensionais (lavas intraplaca, com La/Nb ~ 0,8), (Rudnick, 1995). Em adição, a composição média da crosta é intermediária entre esses dois valores (La/Nb ~ 1,5), contrariando o modelo de crescimento crustal puramente por adição de arcos de ilhas, e demandando a participação importante de *underplating* de basaltos toleíticos a alcalinos na geração da crosta continental (Rudnick, 1995).

O manto primitivo e fundidos manto-derivados, incluindo basaltos de cadeias mesoceânicas e basaltos de arcos de ilhas, têm razões Nb/Ta constantes de $17,5 \pm 2$ (Green, 1995), valor

comparável àquele dos condritos (Sun e McDonough, 1989). Contudo, existem controvérsias sobre se um valor característico para a crosta continental encontra-se no intervalo de valores relativos aos fundidos manto-derivados (Jochum *et al.*, 1986) ou se valores significativamente baixos (~ 11 ; Taylor e McLennan, 1985) implicam em que esses dois elementos tenham sido fracionados na crosta continental.

Nesse sentido, dados recentes obtidos em rochas vulcânicas de zonas de subducção apontam razões Nb/Ta entre 11 e 33, o que pode refletir o comportamento de partição contrastante de Nb e Ta nos fundidos ou fluidos com rutilo. Importante corolário disso é que valores de Nb/Ta para crosta continental (~ 11) podem sugerir que qualquer modelo de crescimento de crosta continental em zonas de subducção implica importante contribuição de magmas derivados de fontes previamente modificadas por fluidos ou fundidos com alta sílica equilibrados com rutilo, mais do que crosta oceânica subductada. Evidências adicionais sobre maior influência dos fluidos que de fundidos silicáticos pode ser obtida de cuidadosa avaliação das razões Rb/La, U/Th e Pb/Sr em relação à razão Nb/Ta. Os dados de partição fluidos/fusão sumarizados acima, indicam que a correlação negativa dessas razões pode confirmar o envolvimento significativo de fluidos no processo petrogenético. O intervalo das razões Nb/Ta das rochas do Complexo Jamari se situa entre 3 a 26, com valor médio de 12,5, comparável ao valor médio da crosta continental (11-12; Green, 1995) e à média da crosta continental pós-arqueana (~ 11 ; Taylor e McLennan, 1985). Contudo, outra interpretação pode ser retirada desta ampla variação nas razões Nb/Ta encontrados nos ortognaisses do Complexo Jamari sugerindo a existência de fontes distintas.

Outro par de HFSE isovalente (+4), Zr e Hf, mantém razões relativamente constantes na maioria dos sistemas geológicos, talvez devido à presença total desses elementos no estável zircão. Na maioria das rochas ígneas a razão Zr/Hf situa-se no intervalo entre 33 e 40 (ortognaisses do Complexo Jamari têm valor médio de 35), que também inclui os valores para condrito e crosta (Jochum *et al.*, 1986). Desvios da razão em condritos são raros e geralmente atribuídos a metassomatismo (Rudnick *et al.*, 1993) ou a processos de cristalização fracionada envolvendo fases acessórias (Linnem, 1998).

A baixa solubilidade de Ti em magmas gerados à temperatura em que se dá a quebra de biotita ($\sim 900^\circ\text{C}$; Green e Pearson, 1987) resulta na geração de fase rica em Ti (ilmenita, rutilo, titanita) e/ou em aumento significativo do teor de Ti em biotita residual (Patiño Douce, 1993). Os minerais de Ti, em particular rutilo e titanita, têm coeficientes de partição elevados para Nb e Ta (Green e Parson, 1987) e podem retirar uma parcela desses elementos dos magmas. Os teores elevados de Nb e Ta relativamente aos termos intermediários e, particularmente as altas razões Nb/Ta nos ortognaisses mais félsicos (10 a 26; Tabela 2) do Complexo Jamari podem ser reflexo de

altas temperaturas de fusão com aumento da solubilidade de Ti nos magmas, provocando a exaustão de minerais acessórios de Ti (que poderiam reter Nb e Ta) nas fontes.

14.2 Comportamento dos ETR, Th e U

O comportamento dos minerais acessórios exerce controle fundamental sobre a distribuição dos ETR, Th, U, Nb, Ta, Zr, P e Ti na crosta continental (Harris *et al.*, 1995; Bea, 1996a). Outro importante fator que controla a solubilidade dos minerais que têm esses elementos como componentes estruturais essenciais é a temperatura e outros fatores, contudo, podem ser muito importantes no controle da solubilidade desses minerais, como a alcalinidade, composição dos magmas e a presença de H₂O. Controle fundamental também é exercido pela disponibilidade dos elementos no protólito (teor do elemento e tipo de mineral no qual ele está presente, que em alguns casos não é o mesmo no qual ele irá residir nas rochas geradas pela cristalização do magma ou metamorfismo posterior; localização do mineral no qual ele reside na fonte, que fará com que ele esteja disponível ou não para a fusão) e pelo caráter de equilíbrio ou desequilíbrio em que se dá a fusão e a extração dos magmas (por exemplo, mobilização de restitos, aumentando os teores do elemento, ou taxa de extração mais rápida que a taxa de dissolução do mineral, diminuindo os teores do elemento no líquido). O comportamento desses elementos nos níveis mais profundos da crosta é fortemente influenciado pelas características dos protólitos, que podem ou não já ter sido submetidos a evento de fusão anterior.

A residência dos ETRleves em rochas granulíticas tem algumas peculiaridades importantes. Bingen *et al.* (1996) mostraram que dois minerais acessórios que hospedam a quase totalidade desses elementos na crosta de fácies anfíbolito tendem a desaparecer (alanita) ou diminuir em abundância (monazita) na isógrada do ortopiroxênio em ortogneisses calcioalcalinos. Em decorrência, se não extraídos por magmas, os ETRleves irão residir em outras fases acessórios (apatita) ou nos minerais principais (análises de feldspatos de granulitos sugerem que expressiva proporção dos ETRleves pode residir nesses minerais).

Quando a curva de ETR é mais diferenciada, mais fracionada, maior é a contribuição crustal. A ausência de anomalia de Eu significa que, além da origem profunda, subcrustal, o magma não sofreu fracionamento na crosta continental nem extração de cumulados ricos em plagioclásio. As anomalias negativas de Eu são relacionadas à diferenciação em crosta mais madura, continentalizada e à subsequente extração de fases menos diferenciadas, ricas em plagioclásio. O enriquecimento em ETR leves e outros elementos incompatíveis como LILE pode relacionar-se à contaminação de magmas por material da crosta continental.

Padrões pouco fracionados ($La/Yb_N < 20$), da maioria dos ortognaisses do Complexo Jamari (Tabela 2) podem refletir: (i) alta solubilidade às temperaturas de geração dos magmas ($\sim 950^\circ C$), de minerais portadores de ETRpesadas, como zircão e apatita, confirmada por correlações positivas entre teores de $Zr+P$ e de ETRpesadas + Y); (ii) o baixo teor de ETRleves das fontes, que tem como resultado magmas claramente insaturados em ETRleves, de modo que esses elementos têm comportamento fortemente incompatível durante o fracionamento (e/ou contaminação) posterior.

14.3 Modelo alternativo para a gênese de fundidos com baixo conteúdo de LILE durante o crescimento crustal

Muitos estudiosos assumem que o modelo de depleção em LILE relacionado ao metamorfismo de fácies granulito não pode ser mecanismo aplicado a todos os terrenos de alto grau e existem argumentos que sugerem ser este um processo improvável durante a fusão da crosta inferior. Por essa razão, Rollinson e Tarney (2004) exploram as variações crustais em K, Rb, Th, Pb, Ba e U em termos de processos formadores de crosta mais do que como produto de metamorfismo de fácies granulito. Estes autores assumem a posição inicial, com base nos estudos de Rapp *et al.* (1991), de que na maior parte da história mais antiga de Terra a nova crosta continental formou-se pela fusão parcial de basaltos.

É significativo notar que a suíte de elementos depletados na crosta continental inferior superpõe-se com a suíte de elementos enriquecidos em arcos de ilhas. Pearce (1983) mostrou que relativamente aos basaltos de cadeias mesoceânicas (MORB), basaltos de zonas de subducção são enriquecidos em LILE (Sr, K, Rb e Ba) além de U e Pb (Kamber *et al.*, 2002). Autores como Thirlwall *et al.* (1994) argumentam que o relativo enriquecimento em LILE nos magmas de arcos de ilhas é produto do fluxo de fluidos da placa subductada para dentro da cunha de manto superposta. Esta questão foi tratada em estudo recente (Niu e O'Hara, 2003) que demonstrou de forma semi-quantitativa a extensão na qual a crosta oceânica em zonas de subducção é depletada em H_2O solúvel e elementos incompatíveis como Rb, Ba, Th, U, K, Pb e Sr.

Rollinson e Tarney (2005) argumentam, ainda, que a depleção em LILE na fácies granulito é efetivamente relacionada a evento de devolatização, mas que não ocorreu durante o metamorfismo de fácies granulito na crosta inferior. Os mesmos autores propõem que a devolatização consiste em fluidos relacionados a evento que aconteceu antes ou durante a formação das rochas magmáticas na crosta inferior e propõem modelo de fusão incremental para a placa subductante em que existe progressão a partir de fluidos relacionados à fusão parcial. Para tanto é preciso considerar uma série de processos interrelacionados onde diferentes placas, com histórias termais contrastantes, experimentam diferentes histórias de desidratação. Em acréscimo, contudo,

os produtos da fusão da placa podem mostrar história variada e podem ter composições diferentes daquelas que irromperam na forma primitiva, e que estavam retidas no manto e foram liberadas durante a fusão subsequente da cunha mantélica. Por causa desse processo Rollinson e Tarney (2004) julgam possível explicar o fracionamento variável do K-Rb e U-Th na placa em fusão.

14.4 Rochas máficas (granulitos e anfibolitos)

O modelo genético para as rochas máficas do Complexo Jamari deve levar em conta: (i) o grande intervalo das ETRleves, (2) razões La/Sm, Ti/Zr e Ta/La como um todo, além de outras razões entre HFSE, como Sc/Y, Zr/Y, Zr/Hf, Ba/La e Ti/V (iii) anomalias negativas Nb-Ta de amplitudes variáveis, em relação ao manto primitivo e (iv) valores limitados de ϵ_{Nd} entre +3 e +4,5 (embora os dados disponíveis sejam ainda pouco representativos para todo o conjunto de rochas máficas do Complexo Jamari).

O estudo dos elementos incompatíveis é especialmente útil para esclarecer o comportamento geoquímico dos magmas máficos nas zonas de subdução (dentro do conjunto de elementos incompatíveis, Sr, K, Rb e Ba são classificados como móveis, enquanto Th, Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb são considerados imóveis). Em basaltos toleíticos de arcos de ilhas oceânicas os elementos imóveis formam padrão sub-horizontalizado paralelo, porém levemente empobrecidos em relação a MORB. Em contraste, Sr, K, Rb e Ba estão enriquecidos, enquanto Th e Yb são normalmente imóveis. Comparando os padrões típicos dos basaltos toleíticos e calcioalcalinos de arcos de ilhas, Sr, K, Rb, Ba e Th mostram comportamento de enriquecimento similar ao acima descrito e os últimos podem apresentar enriquecimento em Ce, P e Sm. Contudo, os elementos imóveis Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y e Yb ainda definem padrão sub-horizontalizado paralelo ao padrão de MORB, presumivelmente reflexo das características da cunha mantélica pré-subducção. Ce, P e Sm são provavelmente transportados com mais facilidade em materiais produzidos por fusão parcial do que em fluidos aquosos e isto pode representar diferença fundamental na petrogênese dos magmas das séries toleítica e calcioalcalina (Hawkesworth e Powell, 1980).

O estudo das razões dos elementos de alta carga e raio iônico (HFSE) é particularmente útil para entender as características da fonte dos magmas máficos. As razões Zr/Y dos granulitos máficos (2,34) e dos anfibolitos/metadioritos/metagabros (2,85) são compatíveis com basaltos toleíticos (2 a 4,5), (Barret e McLean, 1994). Já as razões Zr/Hf dos granulitos máficos (média de 28,7) e dos anfibolitos (média de 32,5) indicam que os primeiros são rochas mais primitivas e que os anfibolitos podem ser termos mais evoluídos do mesmo magma parental, ou representar fontes mais enriquecidas. A tendência de diferenciação é fornecida também pelas razões Zr/Ta, Zr/Nb,

Zr/Th, Zr/V e Zr/Ce, sugerindo que parte dos granulitos máficos e anfibolitos do Complexo Jamari podem ser co-genéticos.

Razões Ba/La altas (> 5) e La/Sm baixas (1 a 4) são características de basaltos de arcos de ilhas modernos; MORB e IPB têm razões La/Sm em amplo intervalo (1 a 7) porém com baixas razões Ba/La (0 a 3), (Arculus e Powell, 1986). Nos granulitos máficos do CJ as razões Ba/La variam de 5 a 30 e La/Sm de 2 a 3,4; os anfibolitos têm razões Ba/La de 5 a 20 e La/Sm de 3,5 a 4. As razões mais altas nos arcos de ilhas pode ser consequência do enriquecimento da cunha mantélica por fluidos da zona de subducção ricos em Ba, onde grande parte do Ba deriva de sedimentos oceânicos (Hole *et al.*, 1984).

Os granulitos máficos do Complexo Jamari caracterizam-se por valores de $TiO_2 = 1,0 \pm 0,5$, $Zr = 70 \pm 40$, $Y = 20 \pm 10$ e os anfibolitos mostram valores de $TiO_2 = 1,5 \pm 0,2$, $Zr = 60 \pm 30$, $Y = 35 \pm 10$, comparáveis aos valores dos basaltos de arcos modernos que têm altos conteúdos de TiO_2 ($1,5 \pm 0,5$, % peso), Zr (90 ± 30 ppm) e Y (30 ± 10 ppm). Contudo, mostram assinatura em ETR, razões La/Sm (2-3,5), Ti/Zr (70-90), Ta/La (0,03-0,05 e 0,1-0,3), Sc/Y (0,7-2,0) e Ti/V (18-36) que lembram aquelas características de composições transicionais entre MORB e toleítos de arco.

14.5 Rochas ácidas/intermediárias (quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos)

Os gnaisses intermediários a ácidos do Complexo Jamari mostram composições similares àquelas dos modernos arcos andesíticos e dacíticos, caracterizadas pela correlação negativa entre as razões Ti/Zr e La/Yb. Contudo, parte significativa das amostras apresenta maior conteúdo de Zr e razões Ti/Zr menores do que em muitas séries cálcio-alcálicas modernas, com valores mais próximos daqueles relacionados a seqüências félsicas geradas por processos de *rifteamento* em ambientes de *back-arc*.

Não há evidências de diferenças significativas no conteúdo de óxidos e elementos-traço compatíveis e incompatíveis entre os quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos, porém o padrão em ETR dos gnaisses quartzo-dioríticos mostra leve enriquecimento em relação aos gnaisses tonalíticos e granodioríticos (Figura 20). Já o comportamento geoquímico de Ce e Sm, que pode ser utilizado como indicador dos processos petrogenéticos envolvidos na evolução das rochas intermediárias a ácidas do Complexo Jamari, pode ser observado no diagrama de Figura 29) onde constata-se que o processo de cristalização fracionada foi determinante para todo o conjunto ígneo félsico aqui estudado, caracterizando *trend* evolutivo dentro da série calcioalcalina.

Em acréscimo, a hipótese de cristalização fracionada para os ortognaisses ácidos a intermediários do Complexo Jamari encontra subsídios no estudo de elementos-traço normalmente incompatíveis, como La e compatíveis como o Ni que mostram comportamento coerente com este

processo (correlação positiva com o aumento da diferenciação para o La e correlação negativa para o Ni). Contudo, é importante ressaltar que uma amostra de quartzo-diorito apresenta padrão de enriquecimento em ETR (Figura 20), significando que, com base nos dados geoquímicos, mais um argumento de que o conjunto dos ortognaisses intermediários derivam de fontes diversas, e onde o material mantélico possivelmente interagiu com quantidade variável de material crustal continental mais antigo. A correlação inversa entre Rb e Sr nas rochas intermediárias, e aumento de Ba e da razão Rb/Sr com aumento de K nos ortognaisses do Complexo Jamari podem ser atribuídos aos efeitos do fracionamento com remoção de plagioclásio. A similaridade nas características isotópicas do sistema Sm-Nd entre os três diferentes tipos de gnaisses ácidos a intermediários é consistente com a evidência de heterogeneidade de fontes e reforça o modelo de cristalização fracionada.

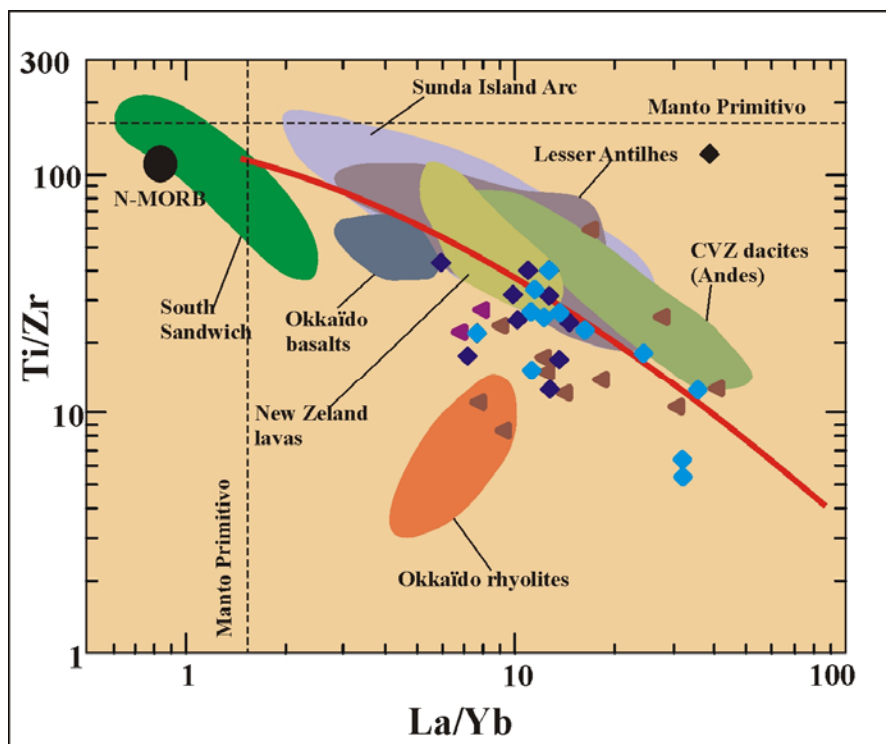


Figura 29 – Diagrama Ti/Zr x La/Yb comparando o *trend* evolutivo dos ortognaisses do Complexo Jamari com outras suítes cálcio-alcalinas relacionadas a zonas de subdução (Blein et al., 2003). Símbolos como Figura 26.

O modelo proposto para a gênese dos gnaisses ácidos a intermediários do Complexo Jamari implica em que o magma parental seja produto de diferentes fontes com grau variável de contaminação crustal (o que poderia explicar também o enriquecimento em ETR nos gnaisses quartzo-dioríticos) no contexto de subdução aqui sugerido.

15. Discussão

Para interpretar a amplitude da história magmática das rochas ortoderivadas do Complexo Jamari a partir de suas características geoquímicas e isotópicas, é essencial reconhecer os efeitos do metamorfismo de alto grau nas suas composições. As rochas estudadas alcançaram o pico

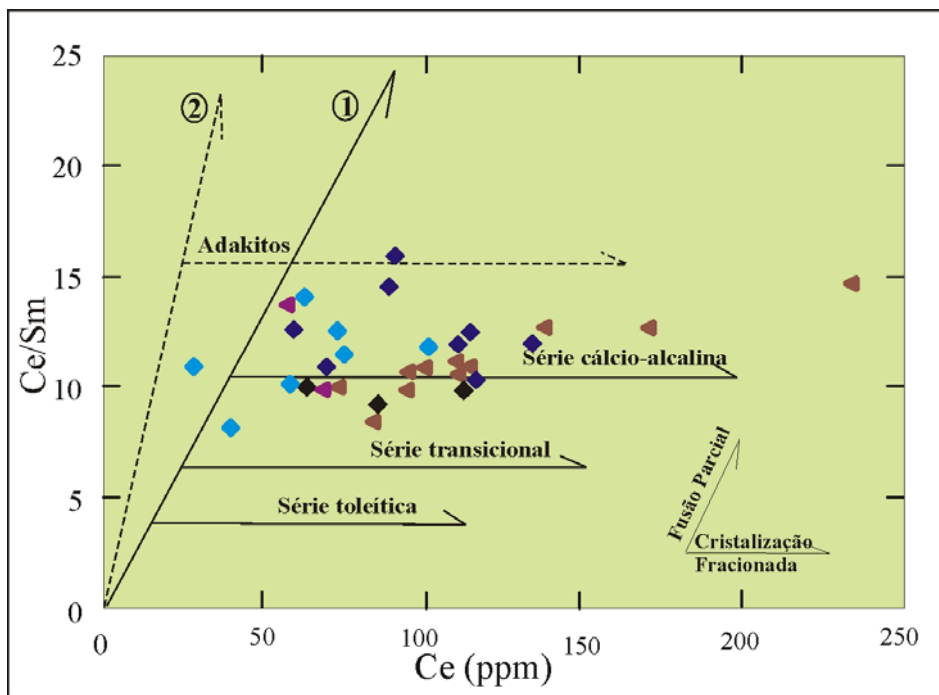


Figura 30 – Conteúdo de Ce x razão Ce/Sm nos ortognaisses estudados. Vetores horizontais para os gnaisses intermediários a ácidos marcam *trend* de cristalização fracionada fontes mantélicas (adaptado de Blein *et al.*, 2003). Símbolos como Figura 26.

metamórfico em fácies granulito inferior na orogênese Ouro Preto (Santos, 2004) entre 1,67 e 1,63 Ga e foram posteriormente reequilibradas em fácies anfibolito superior durante a colisão Rondoniana/San Ignácio (~1,37-1,35 Ga) e o subsequente cisalhamento em larga escala e *uplift* completou-se em torno de 1,15 Ga (orogênese Sunsas).

É amplamente aceito que em condições de metamorfismo de alto grau pode haver remobilização de certos elementos, particularmente os litófilos de grande raio iônico (LILEs), como Rb, Ba, Pb e K (Rudnick *et al.*, 1985). As rochas ortoderivadas do Complexo Jamari não mostram grande depleção em LILEs observada em alguns terrenos de fácies granulito (Heir, 1973; Rolinson e Tarney, 2005). Uma boa indicação da extensão do metamorfismo de fácies granulito na composição química em rocha-total é a razão Rb/K, uma vez que K é mais resistente à depleção que o Rb (Rudnick *et al.*, 1985). Nos diagramas da Figura 16 é possível concluir que as rochas ortoderivadas do CJ não mostram o *trend* granulítico de depleção em Rb relativamente ao *trend* das

rochas ígneas continentais (Shaw, 1968). No diagrama U x Th (Figura 19B) as rochas ortoderivadas estudadas mostram somente fraca tendência em direção às altas razões Th/U típicas das rochas da fácies granulito. Muitas amostras distribuem-se no intervalo ou abaixo da linha inferior que marca a média das razões das rochas ígneas (3,4-4,0; Rogers e Adams, 1978), o que pode significar certo enriquecimento em U, embora algumas amostras apresentem razões que se aproximam ou excedam fracamente a razão Th/U = 10, considerada característica da significativa depleção de U nas condições de fácies granulito (Rudnick *et al.*, 1985).

Análises de rochas de crosta continental mostram que razões Nb/Ta, dois elementos de raio e carga iônica altos e comportamento geoquímico similar, podem variar significativamente. Estes valores são tipicamente menores que os do manto primitivo (~ 21) e condrito (~ 17), (Dostal e Chatterjee, 2000) e no caso das rochas ortoderivadas do Complexo Jamari a razão Nb/Ta média situa-se em torno de 12,5. Apesar da grande dispersão dos dados de Nb e Ta e de suas razões (3 a 26), consideramos que os valores obtidos nas análises dos ortognaisses do Complexo Jamari são realmente representativos e caracterizam suíte ígnea gerada em ambiente de subducção.

O metamorfismo de alto grau pode ter alterado o padrão dos ETRleves e elementos-traço incompatíveis dos ortognaisses do Complexo Jamari e, nesse sentido, a normalização em relação ao manto primitivo (Figura não mostrada) (i) os gnaisses tonalíticos apresentam enriquecimento em Ce, Pr, Zr-Hf, baixas concentrações de Nb-Ta, Sm, Pb, La e Ba e forte depleção em Ti, (ii) os gnaisses enderbíticos caracterizam-se por teores mais altos de Ce, Pr, Zr-Hf, comportamento variável de Pb, baixas concentrações de Ba, Nb-Ta, La e Sm e forte depleção em Ti, (iii) os gnaisses granodioríticos e charnoenderbíticos mostram valores mais altos de Ce, Pr, Zr-Hf, baixas concentrações de Ba, Nb-Ta, La, Pb e forte depleção em Ti, (iv) os gnaisses quartzo-dioríticos são enriquecidos em Ce e Pr, têm baixas concentrações de Ba, Nb-Ta, La e Pb e valores variáveis de Zr-Hf e Sm. Este comportamento pode significar efetivamente remoção pós-magmática de certos ETRleves e também Ba e Pb, uma vez que fluidos metamórficos de altas temperaturas podem remobilizar ETR e HFSE (Frost e Frost, 1995).

Normalmente as principais características geoquímicas do magmatismo de zonas de subducção são produtos da contribuição variável de duas fontes: (i) da cunha de manto astenosférico que interage com litosfera oceânica na zona de subducção e (ii) de componente metassomático a partir de fluidos hidratados ou da fusão parcial da crosta oceânica subductada (Arculus e Powell, 1986). Contudo, o modelo que pode explicar as razões La/Nb e valores ϵ_{Nd} nas rochas de zonas de subducção deve levar em conta a mistura de três componentes: (i) a composição da cunha de manto depletado, (ii) os fundidos félsicos derivados dos sedimentos do fundo oceânico, e (iii) os fluidos produzidos pela desidratação da crosta oceânica.

Na maioria dos sistemas de arco estudados, as evidências sugerem que o componente sedimentar envolvido corresponde a um baixo percentual (Singer *et al.*, 1996), o suficiente, porém, para alterar significativamente as características geoquímicas dos magmas gerados em zonas de subducção. O resultado da mistura desses três componentes pode ser visualizado na Figura 31, modelo simplificado para explicar a fusão parcial de manto modificado por fluidos produzidos pelo placa em subducção e fundidos félsicos a partir de sedimentos. Dele se deduz que os fluidos gerados no placa, em combinação com o grau de fusão, governam a magnitude da razão La/Nb, enquanto os valores de ϵ_{Nd} dependem da quantidade de sedimentos antigos fundidos. No diagrama da Figura 31 os gnaisses ortoderivados do Complexo Jamari mostram tendência ao crescimento das razões La/Nb dentro de um estreito intervalo de valores ϵ_{Nd} (fracamente negativos a fracamente positivos), sinalizando para a atuação decisiva de processo de fusão com mistura manto depletado-sedimento/fluido.

Contudo, a sugestão acima carrega forte componente de simplificação, uma vez que sistemas de subducção diferem entre si de muitas maneiras e não se deve esperar um modelo geral simples para explicar todas as características de todos os arcos. Por exemplo, pode ser significativa a heterogeneidade pré-subducção na cunha mantélica e a geoquímica dos fluidos derivados do *slab* pode variar como consequência de graus variáveis de alteração da crosta oceânica acamadada e das características geoquímicas dos sedimentos subductados. Não obstante, existe uma feição característica que parece ser comum a todos os magmatismos relacionados à subducção – a transferência de Sr, K, Rb, Ba, Th \pm Ce e Sm para a cunha mantélica através de processos de fusão parcial ou de transferência de fluidos associados com a desidratação do *slab* de subducção (Anderson *et al.*, 1980). Esta condição fornece a ligação crítica entre os processos físicos de subducção e magmatismo de arco.

Em virtude das características químicas e isotópicas é razoável assumir que os magmas precursores das rochas cálcio-alcálicas do Complexo Jamari, depois de gerados pela fusão parcial da cunha mantélica modificada na zona de subducção, ascenderam através de uma secção de crosta continental espessada onde a contaminação crustal foi inevitável. A subsequente evolução geoquímica do magma foi dominada pela assimilação – processos de cristalização fracionada.

Em acréscimo, arcos de ilhas mais maduros e arcos de margem continental desenvolvem-se sob crosta mais espessa e geram maior quantidade de rochas mais silicosas, à semelhança do que ocorre no arco Nova Vida no centro-leste de Rondônia. Nesses arcos, embora as séries toleíticas, cálcio-alcálicas e shoshoníticas estejam presentes, os tipos cálcio-alcálicos e shoshoníticos predominam. Os dados geoquímicos também sugerem que os magmas que geraram as rochas de arco do Complexo Jamari evoluíram de uma fase toleítica inicial para magmas cálcio-alcálicos e

shoshoníticos caracterizados por padrão enriquecido em ETRleves e podem refletir os efeitos combinados de fontes mantélicas mais enriquecidas e contaminação crustal nos processos petrogenéticos (os valores de ϵ_{Nd} negativos de parte das rochas do Complexo Jamari indicam a presença de componente crustal antigo).

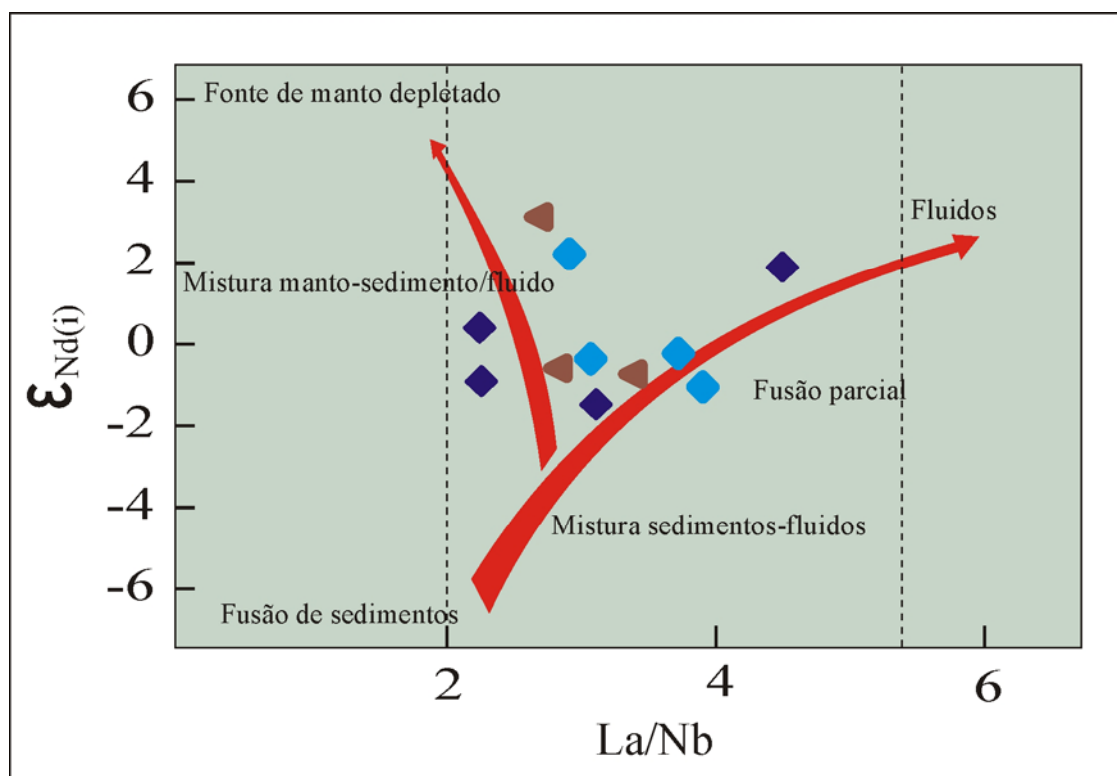


Figura 31 – Modelo para fusão parcial de cunha mantélica modificada por fluidos da placa de subducção e fundidos félsicos gerados a partir de sedimentos (adaptado de Willbold *et al.*, 2004). Símbolos como Figura 26.

A totalidade dos gnaisses tonalítico, quartzo-dioríticos e granodioríticos do Complexo Jamari mostram afinidade cálcio-alkalina, e mostram similaridades nas razões $(La/Sm)_N$ e $(Gd/Yb)_N$ com valores de ϵ_{Nd} entre -1,8 e +5,6 e podem ser derivados da fusão parcial do placa subductado ou de crosta inferior anfibolítica mais ou menos contaminada por fonte mantélica depletada e por componente crustal mais antigo.

16. Conclusões

1. Os gnaisses paleoproterozóicos ácidos e intermediários do terreno Jamari na região centro-leste de Rondônia têm afinidade cálcio-alkalina e mostram história deformacional complexa. A assembléia mineral indica que o Complexo Jamari inclui granulitos de media pressão, 6,5 a 8 kb e 750 a 850°C, relacionados a evento tectono-termal de idade entre 1,67 a 1,63 Ga, retrabalhados em fácies anfibolito superior em episódio tectono-termal entre 1,37 e 1,35 Ga e por evento cisalhante

(1,20-1,12 Ga) que ocorreu em condições termobarométricas mais brandas (~550° C e 4 a 5 kb; Tohver *et al.*, 2005 e nesta tese);

2. os gnaisses quartzo-dioríticos, tonalíticos e granodioríticos constituem cerca de 80% do Complexo Jamari e os dados geoquímicos indicam que constituem uma única série magmática cálcio-alcálica gerada em zona de subducção, cujos magmas precursores originaram-se a partir da mistura de fontes mantélicas depletadas e crosta continental mais antiga e onde o processo de cristalização fracionada foi importante;

3. Os paragnaisses pelíticos/psamíticos e calcissilicáticos derivam de sequências de grauvascas, folhelhos e margas depositadas em bacias marginais ao arco. Idades de zircão detrítico e de granito intrusivo na sequência informam que a deposição ocorreu entre 1,67 e 1,63 Ga e T_{DM} entre 2,1–2,55 Ga e idades de cristalização em zircão detrítico entre 1,85–1,67 Ga sugerem que os paragnaisses contêm significativo componente detrítico paleoproterozóico a arqueano, provavelmente derivado de crosta tipo Ventuari-Tapajós;

4. os metabasitos têm composição toleítica, mostram afinidade com magmas E-MORB e não fazem parte da suíte cálcio-alcálica do arco Nova Vida;

5. as rochas metaígneas do Complexo Jamari não mostram a grande depleção em LILE, comum em terrenos granulíticos e as razões K/Rb variam de 100 a 2000, porém com a maioria das rochas entre 100 e 500, não reproduzindo exatamente o *trend* geoquímico denominado *trend* dos granulitos depletados – TGD;

6. a distribuição do Rb x Sr nos ortognaisses, na maioria das amostras, constitui razões superiores a 0,03, indicador igualmente sugestivo que o metamorfismo de fácies granulito nas rochas do Complexo Jamari não remobilizou em grande escala os elementos menores mais móveis com as características químicas dos protólitos relativamente preservadas;

7. as relativamente altas razões Rb/Cs (10 a 250) são maiores do que os valores da crosta superior e das rochas ígneas e sugerem que os ortognaisses do Complexo Jamari refletem depleção de Cs em relação a Rb, relação geoquímica que pode ser explicada em termos de partição fluido-mineral em condições de alto grau metamórfico;

8. as rochas metaplutônicas do Complexo Jamari têm fraca tendência no sentido das altas razões Th/U, típicas das rochas da fácies granulito, e parte delas distribuem-se ao redor do *trend* das razões das rochas ígneas (3,5 – 4,0), enquanto outras excedem fracamente a razão Th/U = 10, considerada característica de significativa depleção em U sob condições de fácies granulito;
9. parte dos gnaisses granodioríticos e tonalíticos do Complexo Jamari apresentam altas razões Th/Yb (>5) associadas com altos valores La/Yb (>10), mostrando analogia com magmas mais félsicos de arcos continentais modernos enquanto outra fração das rochas ácido-intermediárias mostra razões Rb/Ba e U/Th mais altas, com baixas razões U/Nb, sugerindo magmas precursores mais primitivos;
10. a razão Nb/Ta média para os ortognaisses do Complexo Jamari como um todo, em torno de 12,5 (tonalitos = 13; quartzo-dioritos = 10; granodioritos = 16; quartzo-monzonito = 14; granulitos tonalíticos = 17) é compatível com o padrão fortemente depletado desta razão (11-33) em rochas de zonas de subducção;
11. a geoquímica isotópica Sm-Nd informa que os gnaisses intermediários a ácidos foram gerados pela mistura de fontes juvenis com materiais provenientes de fusão de crosta continental mais antiga (ϵ_{Nd} entre -2 e +4,5 e T_{DM} entre 1,70 e 2,55 Ga). Valores aparentemente discrepantes em relação ao conjunto dos gnaisses estudados incluem o gnaisse granodiorítico bandado da região de Mirante da Serra ($T_{DM} = 1,71$ Ga e $\epsilon_{Nd} +3,87$) e sugerem que o magmatismo de arco acrescionário pode ter se desenvolvido por longo período, entre 1,76 e 1,69 Ga;
12. o *trend* cálcio-alcálico dos ortognaisses do Complexo Jamari é acompanhado por conteúdo de Y, Nb, Rb, Hf e Ta característico de rochas de arco vulcânico, definida como associação cálcio-alcálica pré-colisional ou de subducção pré-colisão (granitóides tipo andino) no diagrama multicatiônico R1-R2;
13. os protólitos dos ortognaisses do Complexo Jamari foram gerados em ambiente de arco de acordo com o conjunto dos dados geoquímicos aqui considerados, porém a sua assinatura é híbrida entre aquela apresentada por rochas de arco de margens continentais ativas e aquelas compatíveis com magmas mais primitivos gerados em arcos de ilhas maduros sobre crosta espessada;

14. nem todas as rochas da região centro-leste de Rondônia desenvolveram paragêneses de fácies granulito, nem apresentam modificações substanciais no padrão de elementos compatíveis e incompatíveis em relação aos seus protólitos ígneos, porém o comportamento geoquímico de K, Rb, Ba, Cs, Pb, U e Th sugere que o metamorfismo de alto grau promoveu alterações seletivas nas composições e no conteúdo de elementos-traço em parte significativa dos ortognaisses estudados.

Agradecimentos

Aos colegas Percy Boris Wolf Klein pelo incentivo e inestimável auxílio no tratamento dos dados geoquímicos, Thiers Muniz Lima e Joseneusa Brilhante pelas profícuas discussões, ao Prof. Dr. L. José H. Del'Rey Silva pelo incentivo e sugestões e aos valorosos companheiros da CPRM de Porto Velho, parceiros das minhas jornadas amazônicas. Especial agradecimento ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pelo suporte financeiro às análises e levantamentos de campo.

Referências Bibliográficas

- Amaral, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: F.F.M de Almeida & Y. Hasui. (Coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher, 6-35.
- Anderson, R.N., DeLong, S.E., Schwarz, W.M., 1980. Dehydration, asthenospheric convection and seismicity in subduction zones. *J. Geol.* 88, 445-451.
- Arculus, R.J., Powell, R., 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *J. Geophys. Res.* 91, 5913-5926.
- Arndt, N.T., Goldstein, S.L., 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology* 15, 893-895.
- Batchelor, R.A., Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48, 43-55.
- Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Achaean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology* 4, 596-600.
- Barker, F., 1979. *Trondhjemitic, Dacites, and Related Rocks*, Elsevier, Amsterdam.
- Bailey, J.C., 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, 32, 139-154.
- Barrett, T.J., and MacLean, W.H., 1994. Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area. *Exploration and Mining Geology*, 3, 131-160.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr., W.B., Payolla, B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of Rondonia tin province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil: I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research* 95, 41-67.
- Bettencourt, J.S., Basei, M.A.S., Payolla, B.L., Leite, W.B. 2001. New evidences of recurring convergent margin magmatism in the eastern central Rondônia, Brazil. *In: Geology of the SW Amazonian Craton: State of the art*, IGCP project 426, University of São Paulo, Extended Abstracts, 48-52.
- Bettencourt, J.S., Payolla, B.L., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., Leite Jr., W.B., Sparrenberger., I., 2006. SHRIMP-RG U-Pb zircon geochronology of gneiss from the Rio Crespo intrusive suite, SW Amazonian Craton, Rondônia, Brazil: New insight about protolith crystallization and metamorphic ages. *V South American Symposium on Isotope Geology*, 49-52.
- Bingen, B., Demaiffe, D., Hertogen, J., 1996. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies

- metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1341–1354.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., 2004. (Coord.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. Brasil.
- Blein, O., LaFlèche, M.R., Corriveau, L., 2003. Geochemistry of the granulitic Bondy gneiss complex: 1.4 Ga arc in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada. *Precambrian Research* 120, 193-217.
- Bohlen, S.R., Wall, V.J., Boettcher, A.L., 1983. Experimental investigation and application of garnet granulite equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 52-61.
- Brewer, T.S., Menuge, J.F., 1998. Metamorphic overprint of Sm-Nd isotopic systems in volcanic rocks: the Telemark Supergroup, southern Norway. *Chem. Geol.* 145, 1-16.
- Brown, G.C., 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Thorpe (ed), *Andesites*. John Wiley & Sons, 437-461.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2, 1979, Santiago. *Actas. Santiago*, v.4, 137-148.
- Clemens, J.D., 1992. Partial melting and granulite genesis: a partisan over view. *Precambrian Research* 55, 297-301.
- Clemens, J.D., Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth & Planetary Science Letters* 86, 287-306.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sci.* 73, 135–149.
- De La Roche, H. 1978. La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès mineral dans l'espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent -application aux roches ignées. *Chem. Geol.*, 21, 63-87.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–196.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* 3, 249–252.
- DePaolo, D.J. & Getty, S., 1996. Models of isotopic exchange in reactive fluid-rock systems: Implications for geochronology in metamorphic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 3933-3947.
- Dewey, J.F., Burke, K.C.A., 1973. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *J. Geol.* 81, 683–692.
- Dostal, J., Chatterjee, A.K., 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology* 163, 207-218.
- Dutra, C.V. & Gomes, C.B. 1984. A fluorescência de Raios-X na geologia. In: GOMES, C.B. cd. *Técnicas Analíticas Experimentais Aplicadas à Geologia*. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, p. 84-120.
- Eckert, J.O., Newton, R.C., Kleppa, O.J., 1991. The DH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *Am. Miner.* 76, 148–160.
- Edwards, M.A., Harrison, T.M., 1997. When did the roof collapse? Late Miocene north– south extension in the High Himalaya revealed by Th–Pb monazite dating of the Khula Kangri granite. *Geology* 25, 543–546.
- Eiler, J.M., Baumgartner, L.F., Valley, J.W., 1992. Intercrystalline stable isotope diffusion: a fast grain boundary model. *Contrib. Mineral. Petrol.* 112, 543-557.
- Ehlers, K. & Powell, R., 1994. An empirical modification of Dodson's equation for closure temperature in binary systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 241-248.
- Ellis, D.J., Green, D.H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet–clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 13–22.

- Emslie, R.F., 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and Late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research* 7, 61–98.
- Emslie, R.F., 1991. Granitoids of rapakivi granite–anorthosite and related associations. *Precambrian Research* 51, 173–192.
- Essex, R.M., Gromet, L.P., Andreasson, P.-G., Albrecht, L., 1997. Early Ordovician U–Pb metamorphic ages of the eclogitebearing Seve Nappes, Northern Scandinavian Caledonides. *J. Metamorph. Geol.* 15, 665–676.
- Evans, D.A., 1998. True polar wander, a supercontinental legacy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 157, 1–8.
- Evans, B.W., Patrick, B.E., 1987. Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneiss, Seward Peninsula, Alaska. *Can. Mineral.* 25, 141–158.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O’Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1199–1212.
- Ewart, A. 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, R. S. Thorpe (eds) 216–87.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd ed., John Wiley & Sons. 589 pp.
- Ferry, J.M., 1979. Reaction mechanisms, physical conditions and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, 125–139.
- Florence, F. P. & Spear, F.S., 1995. Intergranular diffusion kinetics of Fe and Mg during retrograde metamorphism of a pelite gneiss from the Adirondack Mountains. *Earth Planet. Sci. Letters*, 134, 329–340.
- Foland, K.A., Allen, J.C., 1991. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 109, 195–211.
- Foster, G., Kinny, P., Vance, D., Prince, C., Harris, N., 2000. The significance of monazite U–Th–Pb age data in metamorphic assemblages; a combined study of monazite and garnet chronometry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 327–340.
- Frost, B.R., 1991. Oxide minerals in metamorphic rocks. *Rev. Mineral.* 25, 469–487.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 1995. Open-system dehydration of amphibolite, Morton Pass, Wyoming: elemental and Nd and Sr isotopic effects. *J. Geol.* 103, 269–284.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 1987. CO₂ melts and granulite metamorphism. *Nature* 327, 503–506.
- Frost, B.R., Lindsley, D.H., 1991. Occurrence of iron–titanium oxide minerals in igneous rocks. *Rev. Mineral.* 25, 433–486.
- Frost, B.R., Lindsley, D.H., 1991. Occurrence of iron–titanium oxides in igneous rocks. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy 25, 1–9.
- Frost, C.D., Frost, B.R., 1997. Reduced rapakivi type granites: the tholeiitic connection. *Geology* 25, 647–650.
- Frost, C.D., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Edwards, B., 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology* 40, 1771–1802.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001a. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Frost, C.D., Bell, J.M., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., 2001b. Crustal growth by magmatic underplating: isotopic evidence from the northern Sherman batholith. *Geology* 29, 515–518.
- Fyfe, W., 1973. The granulite facies, partial melting and the Archean crust. London, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 273, 457–461.
- Fyfe, W., 1997. Deep fluids and the volatile recycling: crust to mantle. *Tectonophysics* 275, 243–251.
- Gascoyne, M., 1986. Evidence for the stability of potential nuclear waste host, sphene, over geological time, from uranium–lead ages and uranium series disequilibrium measurements. *Appl. Geochem.* 1, 199–210.

- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W., Babinski, M., 2001. Proterozoic Geologic Evolution of the SW Part of the Amazonian craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Research* 111, 91-108.
- Getty, S.R., Gromet, L.P., 1992. Geochronological constraints on ductile deformation, crustal extension, and doming around a basement-cover boundary, New England Appalachians. *Am. J. Sci.* 292, 359–397.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, 390 p.
- Gióia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Cien.* 72, 219–45.
- Graham, C.M., Powell, R., 1985. A garnet-hornblende geothermometer: calibration testing and application to the Pelona schist, southern California. *J. Metamorphic Petrol.* 86, 359-373.
- Green T. H. (1995) Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chem. Geol.* 120, 347– 359.
- Green, T.H., Pearson, N.J., 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 55– 62.
- Halliday, A.N., Davidson, J.P., Hildreth, W., Holden, P., 1991. Modelling the petrogenesis of high Rb/Sr silicic magmas. *Chem. Geol.* 92, 107-114.
- Harley, S.L., 1984a. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂SiO₅-SiO₂. *J. Petrol.* 25, 665-696.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. Eds. *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub. No. 19, 67–81.
- Harrison, T.M., Armstrong, R.L., Naeser, C.W., Harakal, J.E., 1979. Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near the Prince Rupert, British Columbia. *Can. J. EarthSci.*, 16, 400-410.
- Harrison, T.M., 1981. Diffusion of ⁴⁰Ar in Hornblende. *Cont. Min. Pet.* 78, 324–331.
- Harrison, T.M., McDougall, I., 1981. Excess ⁴⁰Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: Implications for ⁴⁰Ar/³⁹Ar spectra and the thermal history of the region. *Earth Plan. Sci. Lett.* 55, 123–149.
- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I., 1985. Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2461–2468.
- Harrison, T.M., McKeegan, K.D., Le Fort, P., 1995. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by ²⁰⁸Pb/²³²Th ion microprobe dating: crystallization age and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 271– 282.
- Harrison, T.M., Grove, M., Lovera, O.M., 1997. New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology* 25, 899–902.
- Hasui, Y., Haralyi, N. E., Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geodinâmico. In: *Symp. Geol. Amaz.*, 2, 1984, Manaus. Anais. Manaus: DNPM, 518p. 129-47
- Hawkesworth, C.J., Powell, M., 1980. Magma genesis in the Lesser Antilles island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 51, 297-308.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T., Rogers, N., 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysical Research*, 100, 271–276.
- Hawkins, D.P., Bowring, S.A., 1997. U–Pb systematics of monazite and xenotime: case studies from the Paleoproterozoic of the Grand Canyon, Arizona. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 87– 103.
- Heaman, L. & Parrish, R., 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals. In: Heaman, L & Ludden, J.N. (eds.) *Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*, (Mineralogical Association of Canada), Short Course Handbook, 19, 59-103.

- Heier, K. S., 1973. Geochemistry of Granulite Facies Rocks and Problems of their Origin. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, Vol. 273, No. 1235, A Discussion on the Evolution of the Precambrian Crust, 429-442.
- Hewins, R.G., 1975. Pyroxene geothermometry of some granulite facies rocks. *Contrib. Mineral Petrol.*, 50, 205-209.
- Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magmas chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86, 153-192.
- Hodges, K.V., Parrish, R.R., Searle, M.P., 1996. Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. *Tectonics* 15, 1264–1291.
- Hodges, K.V., Spear, F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist* 74, 565-572.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F., Tarney, J., 1984. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Cenozoic basalts from the Mariana islands. *J. Geol. Soc. Lond.* 141, 453–472.
- Holdaway, M.J. and Lee, S.M., 1977. Fe-Mg Cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 175-198.
- Holdaway, M.J., Mukhopadhyay, B., Dyar, M.D., Guidotti, C.V., Dutrow, B.L. 1987. Garnet-biotite geothermometry revised: new $Largules$ parameters and natural specimen data set from Maine. *American Mineralogist*, 82, 582-595.
- Holloway, J.R., 1976. Fluids in the evolution of granitic magmas; Consequence of finite CO_2 solubility. *Geological Society American Bulletin*, 87, 1513-1518.
- Hubbard, F.H., 1989. The geochemistry of Proterozoic lower crustal depletion in southwest Sweden. *Lithos*, 23, 101-113.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. EarthSci.* 8, 523–548.
- Isotta, C.A.L., Carneiro, J.M., Kato, H.T., Barros, R.J.L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final, Porto Velho. Convênio CPRM/DNPM, 12 v.
- Jahn, B.M., 1990. Origin of granulites: geochemical constraints from Archean granulite facies rock of the Sino-Korean Craton, China. In: Vielzeuf, D. & Vidal, Ph. (eds). *Granulites and crustal evolution*. NATO ASI series, Kluwer Academic Publishers 471-492.
- Jenkin, G.R.T., Rogers, G., Fallick, A.E., Farrow, C.M., 1995. Rb– Sr closure temperatures in bi-mineralic rocks; a mode effect and test for different diffusion models. *Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect.* 122, 227– 240.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. *Nat. Resour. Misc.* 66, 22p.
- Jochum, K.P., Hofmann, A.W., Ito, E., Seufert, H.M., White, W.M., 1983. K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. *Nature* 306, 431–436.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C., McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 38-56.
- Keller, J., 1983. Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. *J. volcanol. Geotherm. Res.* 18, 321-335.
- Knoper, M.W., Condie, K.C., 1988. Geochemistry and petrogenesis of early proterozoic amphibolites, West-Central Colorado, USA. *Chem. Geol.* 67, 209–225.
- Kramers, J.D. and Ridley, J.R., 1989. Can Archean granulites be direct crystallization products from a sialic magma layer? *Geology* 17, 442-445.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277–279.
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Santos, D. B. dos, Teixeira, W., Lima, M.I.C. de, Fernandes, C.A.C., Pinto, A.C. 1978. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia,

- vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 663p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16) p. 17-184.
- Le Maitre, R.W., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, pp. 193.
- Linnen, R. L., 1998. The Solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in Granitic Metals with Li and Li + F: Constraints for Mineralization in Rare Metal Granites and Pegmatites: vol. 93, no. 7, 1013-1025
- Lima, J.A.D., 1976 - Projeto Sulfetos de Abunã. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1976. 2v. il.
- Lindsley, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, 68, 477-493.
- Litherland, M., Annells, R.N., Appleton, J.D., Berrag , J.P., Bloomfield, K., Burton, C.C.J., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Llanos, A., Mitchell, W.J., O’connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C., 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. London: British Geological Survey, 153p. il.
- Litherland, M., Annells, R.N., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Mitchell, W.I., O’Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C. 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean Mobile Belt. *Precambrian Research* 43, 157-174.
- McCulloh, M.T., 1993. The role of subducted slabs in an evolving earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 115, 89– 100.
- Meen, J.K., 1987, Formation of shoshonite from calcalkaline basalt magma – Geochemical and experimental constraints from the type locality: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97, 333–351.
- Morris, J.D., Hart, S.R., 1983. Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanism from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 2015-2033.
- Newton, R.C., Haselton, H.T., 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In: Newton, R.C., Navrotsky, A. & Wood, B.J. (eds) *Thermodynamics of Minerals and Melts*. Springer, New York.
- Niu, Y., O’Hara, M.J., 2003. Origin of ocean island basalts: a new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations. *J. Geophys. Res. B* 108, 2209-2048.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1431–1450.
- Patiño Douce, A.E., 1983. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry. O₂ and H₂O barometries and consequences for biotite stability. *Chemical Geology* 108, 133-162.
- Payolla, B.L. 1994. As rochas graníticas e sieníticas das cachoeiras de Teotônio e Santo Antônio, Rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica. Brasília, 1994. 145p. Disserta o (Mestrado)-Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- Payolla, B.L., Kozuch, M., Leite Jr., W.B., Bettencourt, J., Van Schmus, W.R., 1998. U-Pb and Sm-Nd isotopic data of the basement rocks in the eastern part of the Rondônia Tin Province, Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais, 39.
- Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., Kozuch, M., Leite Jr., W.B., Fetter, A.H., Van Schmus, W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondonia tin province, SW Amazonian craton, Brazil: U–Pb and Sm–Nd isotopic constraints. *Precambrian Research* 119, 141–169.
- Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., Leite Jr., W.B., 2003. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high-grade paragneiss from NE Rondonia, SW Amazonian craton, Brazil: constraints of provenance and metamorphism. IV Soth American Symposium on Isotope Geology. Salvador, Short Papers, 248-251.
- Peacock, M.A., 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of geology* 39, 54-67.

- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.L., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Cambridge, MA, 230–249.
- Pearce J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich., 230-249.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W, Tindle, A.C., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956– 983.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19, v. 4, 120-125.
- Peccerillo, A., 1985. Roman comagmatic province (Central Italy): Evidence for subduction related magma genesis. *Geology* 13, 103-106.
- Perkins, S. J. & Chipera, S. J. 1985. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89, 69-80.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research* 51, 1-25.
- Rawlings-Hinchey, A.M., Sylvester, P.J., Myers, J.S, Dunning, G.R., Kosler, J., 2003. Paleoproterozoic crustal genesis: calc-alkaline magmatism of the Torngat Orogen, Voisey's Bay area, Labrador. *Precambrian Research* 125, 55–85.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22, 247–263.
- Ringwood, A.E., 1975. *Composition and petrology of the earth's mantle*. McGraw Hill, New York, 618 p.
- Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Scandola, J.E., Silva, C.R., Bahia, R.B.C. 1995. Posicionamento estratigráfico da seqüência metavulcanossedimentar Roosevelt na região limítrofe dos estados de RO-MT. In: SBG-UFRGS-CPRM, *Simp. Nac. de Est. Tect.*, 5, Gramado, Boletim de Resumos Expandidos, 310-312.
- Rogers, J.J.W., Adams J.A.S., 1978. Th: abundances in common igneous rocks. In: Wedepohl, K.H. (Ed.), *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, pp. 1–12.
- Rollinson, H.R., Tarney, J., 2005. Adakites—the key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos* 79, 61– 81.
- Rudnick, R.L., 1983. Geochemistry and tectonic affinities of a proterozoic bimodal igneous suite, west Texas. *Geology* 11, 352-355.
- Rudnick, R.L, McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1985. Large ion lithophile elements in rock from high- pressure granulites facies terrains. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 1645-1655.
- Rudnick R. L. and Presper T. (1990) Geochemistry of intermediate to high-pressure granulites. In *Granulites and Crustal Evolution* (eds. D. Vielzeuf and P. Vidal). Kluwer, Amsterdam, pp. 523– 550.
- Rudnick, R.L., Eldridge, C.S., Bulanova, G. P., 1993. Diamond growth history from in situ measurement of Pb and S isotopic compositions of sulfide inclusions. *Geology* 21, 13-16.
- Rudnick, R.L. e Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophysics* 33, 267-309.
- Sadowski, D.R. & Bettencourt, J.S., 1994. Amazon and Laurentia former neighbours. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Camboriú, Boletim de resumos expandido, 1: 210.
- Sadowski, G. R. & Bettencourt, J.S., 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76, 213-227.
- 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*, v.3, 4, 453-488.

- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Chemale, F., Hartmann, L.A., Quadros, M.L.E.S., McNaughton, N.J., 2003. Three distinctive collisional orogenies in the southwestern Amazon craton: constraints from U-Pb geochronology. IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers.
- Santos, J.O.S., 2004. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., (Coord.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2004.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*. FINEP/SBG/Núcleo Norte. Belém, 91-142.
- Saunders, A.D., Tarney, J., 1979. The geochemistry of basalts from a back arc spreading centre in the east Scotia Sea. *Geochem. Cosmochim. Acta* 43, 555–572.
- Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., Silva, L.C. 1992. Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. In: *Cong. Bras. Geol.* 37, 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo: SBG., 2v. il. v.1, p. 154-155.
- Scandolara, J.E., Silva, C.R., Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C. 1995. Compartimentação litoestrutural da porção ocidental do Cráton Amazônico-Estado de Rondônia. In: *Simp. Nac. Est. Tect.*, 5, 1995, Gramado. *Boletim de Resumos Expandidos*. Gramado: SBG/CPGQ/UFRGS, 445p. il. p. 84-86.
- Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., Silva, C.R. da, Bahia, R.B.C., Quadros, M.L. do E.S. 1996. Revisão geológica do Estado de Rondônia e áreas adjacentes. In: *Cong. Bras. Geol.* 39, 1996, Salvador. *Anais*. Salvador: SBG.,-Núcleo Bahia/Sergipe, 7v. il. v.1, p. 47-50.
- Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S., Amorim, J.L., Dall’Igna, L.G., 1999. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondonia: texto explicativo e mapa geológico na escala 1:1,000,000*. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Brasil.
- Scandolara, J.E., Amorim, J.L., Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., 1999a. Compartimentação tectono-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus: SBG, 1999. 56 p. 282-285.
- Scandolara, J.E. et al. 2001. Evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e adjacências. In: N.J. Reis e M.A.S. Monteiro (Coord.). *Contribuições à Geologia da Amazônia (Volume 2)*. Manaus, SBG-NO, 9:251-340.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304– 310.
- Scott, D.J., St-Onge, M.R., 1995. Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava Orogen, Canada; implications for U–Pb geochronology and P–T–t path determinations. *Geology* 23, 1123–1126.
- Scotese, C.R., 1998. A tale of two supercontinents; the assembly of Rodinia, its break-up, and the formation of Pannotia during the Pan-African event. *Journal of African Earth Sciences* 27 (1A), 171.
- Sears, J.W., Price, R.A., 2000. New look at the Siberian connection: no SWEAT. *Geology* 28, 423–426.
- Shaw, D.M., 1968. A review of K/Rb fractionation trends to covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 573-602.
- Sheraton, J.W., Skinner, A.C., Tarney, J., 1973. The geochronology of the Scourian gneisses of the Assynt district. In: Park, R.G., Tarney, J. (Eds.), *The Early Precambrian of Scotland and Related Rocks of Greenland*. University of Keele, pp. 13-30.
- Sheraton, J.W., Black, L.P. 1988. Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites. *Lithos* 21, 37-52.

- Shervais, J.F., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern andophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 101–118.
- Silva, C.R., Bahia, R.B.C., Silva, L.C. 1992 Geologia da região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. In: Cong. Brás. Geol., 37, 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo, SBG. 2v. il. v. 1, p. 152-153.
- Silva L.C.; Silva C.R.; Scandolaro J.E.; Rizzotto G.J.; Bahia R.B.C. 1994. Suíte alcalina Rio Pardo – magmatismo tardi-tectônico na associação de “granitos jovens” do sudeste de Rondônia. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, Resumos Expandidos, 239-242.
- Silva C.R.; Scandolaro J.E.; Rizzotto G.J.; Quadros M.L.E.S.; Bahia R.B.C. 1995. Contribuição à evolução tectono-estrutural das rochas mesoproterozóicas do Estado de Rondônia. In: SBG/Núcleo RS, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, Resumos Expandidos, 87-89.
- Silva, L.C. da, Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolaro, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzotto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U–Pb SHRIMP: Parte III. Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Rev. Bras. Geocienc.* 32 (4), 529–544.
- Singer, B.S., Leeman, W.P., Thirlwall, M.F., Rogers, N.W., 1996. Does fracture zone subduction increase sediment flux and mantle melting in subduction zones? Trace element evidence from Aleutian arc basalt. *Am. Geophys. Union Monogr.* 96, 285-291.
- Skjerlie, K.P., Johnston, A.D., 1992. Fluid-absent melting behaviour of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *J. Petrol.* 34, 785–815.
- Smith, D.R., Noblett, J., Wobus, R.A., Unruh, D., Douglass, J., Beane, R., Davis, C., Goldman, S., Kay, G., Gustavson, B., Saltoun, B., Stewart, J., 1999. Petrology and geochemistry of late-stage intrusions of the A-type, mid-Proterozoic Pikes Peak batholith (central Colorado, USA): implications for genetic models. *Precambrian Research* 98, 271–305.
- Souza, V.S, Teixeira, L.M., Botelho, N.F., 2003. Idade U-Th-Pb de monazita em ortogneisse do Complexo Jamari, depósito de estanho do Bom Futuro (RO). VIII Simp. Geol. Amaz., Manaus, Bol. Res. Exp.
- Souza, V.S., Botelho, N.F., Dantas, E.L., 2003. Caracterização litogeoquímica do Complexo Jamari na área do depósito de Bom Futuro (RO). VIII Simp. Geol. Amaz., Manaus, Bol. Res. Exp.
- Spear F.S. 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in the light of garnet diffusion during cooling. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 379-388.
- Spear F.S. & Parrish, R.R. 1997. Petrology and cooling rates of the Valhalla Complex, British Columbia, Canada. *J. Petrology*, 37, 733-765.
- Spulber, S.D., Rutherford, M.J., 1983. The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. *J. Petrol.* 24, 1-25.
- Streckeisen, A., 1973. Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS Sub-Commission on Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, p. 26-30.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1–33.
- Studemeister, P.A., 1985. The greenschist metamorphism of Archean synvolcanic stocks near Wawa, Ontario, Canada. *J. Metamorph. Geol.* 3, 79–90.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 42, 313–345.
- Suzuki, K., Adachi, M., 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsunosawa paragneiss in the south Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *J. Geochem.* 25, 357–376.
- Sylvester, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.* 97, 261-280.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29–44.

- Tarney, J., Windley, B.F., 1977. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. *J. Geol. Soc. London* 134, 153-172.
- Tarney, J., Weaver, A.R., 1987. Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models. In: Park, R.G., Tarney, J. (Eds.), *Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian High Grade Terrains*, vol. 27 (Special publication). Geological Society, pp. 45-56.
- Tassinari, C.C.G. 1981. *Evolução geotectônica da província Rio Negro–Juruema na região Amazônica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 2v. 99 p.
- Tassinari, C.C.G., Siga Jr., O., Teixeira, W. 1984. Épocas metalogenéticas relacionadas à granitogênese do Cráton Amazônico. In: *Cong. Brás. Geol.*, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais*. 12v. il. v.6. 2963-2977.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Schmus, W.R.V., Bettencourt, J.S., Taylor, P.N. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro–Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications International. *Geology Review* 38:161-175.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes* 22, 174– 182.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Correia, C.T., Nutman, A.P., Kinny, P., Dias Neto, C., 1999. Dating granulites by SHRIMP U-Pb systematics in Brazil: constraints for the age of the metamorphism of Proterozoic Orogenies. In: 2nd South Am. Symp. *Isot. Geol. Actas*, Cordoba, Argentina, IGRM-SGMA, 234–238.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Galdes, M.J.B., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31th International Geological Congress, 41-95.
- Taylor Jr., H.P., 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 177– 210.
- Taylor, R.P., Strong, D.F., Fryer, B.J., 1981. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 267–271.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33, 241–265.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., 1984. Caracterização geocronológica da província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: *Simpósio Amazônico*, 2, Manaus, SBG/DNPM, Atas, 87-91.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawshita, k. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, 213-227.
- Teixeira, W., Renne, P.R., Bossi, J., Campal, N., D'Agrella-Filho, M.S., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb–Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Res.* 93, 153– 180.
- Thirlwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P., Arculus, R.J., 1994. High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? *J. Petrol.* 35, 819– 838.
- Thompson Jr., J.B., 1982. Compositional Space: An algebraic and geometric Approach. *Reviews in Mineralogy* 10, 1-32.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. London. A* 310, 549-590.
- Thy, P., Beard, J.C., Lofgren, G.E., 1990. Experimental constraints on the origin of Icelandic rhyolite. *J. Geol.* 98, 417-421.

- Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Scandolaro, J.E., Geraldès, M.C., 2000. Rodinia and the Amazonia-Laurentia connection: preliminary D-P-T-t results in western Brazil. *Geol. Soc. Am. Abst. Progr.* 32, 348.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Scandolaro, J.E., Rizzotto, G.J., 2001. A reassessment of the tectonics and paleogeography of the Grenville-aged Sunsas-Aguapeí belt, SW Amazon Craton: new paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data. In: Bettencourt, J.S, Teixeira, W., Pacca, I.G., Geraldès, M.C., Sparrenberger, I. (Eds.), *Geology of the SW Amazonian craton: State-of-the-Art. Workshop Extended Abstracts*, São Paulo, Brazil, University of São Paulo, 96–99.
- Tohver, E., van der Pluijm, B.A., van der Voo, R., Rizzotto, G.A., Scandolaro, J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon Craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters* 199, 185-200.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Mezger, K., Scandolaro, J.E., Essene, E.J., 2005. Two stage tectonic history of the SW Amazon craton in the late Mesoproterozoic: identifying a cryptic suture zone. *Precambrian Research*, 137, 35–59.
- Tollo, R.P., John N. Aleinikoff, J.N., Mervin J. Bartholomew, M.J., Rankin, D.W., 2004. Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent. *Precambrian Research* 128, 3–38.
- Tosdal, R.M., Bettencourt, J.S., Leite, W.B., Jr, Payolla, B.L. 1997. U–Pb geochronologic framework of the Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia tin province, Brazil. In: *Anais 39th Congr. Bras. Geol., Salvador, Soc. Bras. Geol., Nu cleo Bahia/Sergipe, Vol. 7*, pp. 591–593.
- Touret, J.L.R., 1995. Interaction fluides-minéraux dans la croûte continentale profonde, Col. C. Guillemin, Doc. BRGM 243, 93-98.
- Tracy R.J. 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry J.M. (ed), *Characterization of metamorphism through mineral equilibria (Reviews in Mineralogy, vol. 10)*, Mineralogical Society of America, Washington, 445-490.
- Trescases, J.J. 1984. Análise química por espectrometria de absorção atômica. In: GOMES, C.B. cd. *Técnicas Analíticas Experimentais Aplicadas à Geologia*. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, p. 44-83.
- Tucker, R.D., Raheim, A., Krogh, T.E., Corfu, F., 1986. Uranium–lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway. *Earth Planetary Sci. Lett.* 81, 203–211.
- Verschure, R.H. & Bon, E.H., 1972 – geology and geochronology of tin bearing volcano-plutonic complexes in Rondônia (Western Brazil): reflections on the genesis of type of magmatism. In: E.Z.W. Lab. Voor Isotopen Geologie, Amsterdam, 177-198.
- Weaver, B.L., 1980. Rare earth element geochemistry of madras granulite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 271-279.
- Weaver, B.L., Tarney, J., 1983. Elemental depletion in Archaean granulite-facies rocks. In: Atherton, M.P., Gribble, C.D. (Eds.), *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva, 250–263.
- Wells P.R.A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems *Contr. Miner. Petr.* 62, 129-139.
- Wendlandt, R.F., 1981. Influence of CO₂ on melting of model granulite facies assemblages: a model for the genesis of charnockites. *American Mineralogy*, 66, 1164-1174.
- Willbold, M., Hegner, E., Kleinschrodt, H., Stosch, H.-G., Kehelpannala, K., V., W, Dulski, P., 2004. Geochemical evidence for a Neoproterozoic magmatic continental margin in Sri Lanka – relevance for the Rodinia-Gondwana supercontinent cycle. *Precambrian Research* 130, 185-198.
- Winchester, J.A., 1984. Element mobility associated with synmetamorphic shear zones near Scotchport, NW Mayo, Ireland. *J. Metamorph. Geol.* 2, 1–11.
- Windley, B.F., 1993. Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *Journal of the Geological Society (London)* 150, 39– 50.
- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks.

- Wood, B.J. and Banno, S., 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Miner. Petr.* 42, 109-124.
- Xirouchakis, D., Lindsley, D.H., 1998. Equilibria among titanite, hedenbergite, fayalite, quartz, ilmenite, and magnetite. Experiments and internally consistent thermodynamic data for titanite. *Am. Mineral.* 83, 712–725.

CAPÍTULO 5

CHARNOCKITOS E GRANITOS TIPO A MESOPROTEROZÓICOS DO CENTRO-LESTE DE RONDÔNIA, MARGEM SW DO CRATON AMAZÔNICO, BRASIL: GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

Jaime Estevão Scandolaro^{a,b}, Reinhardt Adolfo Fuck^a, Luis Carlos da Silva^b, Elton Luiz Dantas^a, Eric Tohver^{c,d}

^a*Instituto de Geociências, Universidade de Brasília/UnB. CEP 70910-900, Brasília DF, Brazil.*

^b*Serviço Geológico do Brasil (CPRM), SGAN 603, 18º Andar. CEP 70830-039, Brasília DF, Brazil. (scandolaro@df.cprm.gov.br)*

^c*Department of Geological Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan 48109-1063, U.S.A.*

^d*Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo/USP. CEP 05508-900, São Paulo, SP, Brazil.*

Resumo

O magmatismo mesoproterozóico do terreno Jamari no centro-leste de Rondônia caracteriza-se pela expressiva quantidade de corpos graníticos e charnockíticos e, em menor quantidade, de mangeritos e rochas básicas, reunidos em três suítes com idades de 1,57-1,52 Ga, 1,49 Ga e 1,35-1,30 Ga, alojados em unidades paleoproterozóicas de baixo a alto grau metamórfico que constituem o embasamento geológico regional. Nesse artigo apresentamos novos dados geológicos, geoquímicos e petrológicos relativos ao magmatismo mesoproterozóico do período entre 1,60 e 1,30 Ga da região centro-leste de Rondônia, obtidos com base em mapeamento geológico de detalhe e semi-detalhe, mostrando a discriminação cartográfica dos corpos graníticos e charnockíticos e a sua assinatura geoquímica discutindo a natureza das fontes e evolução magmática objetivando definir se fazem parte das diferentes suítes magmáticas proterozóicas de Rondônia ou do conjunto cálcio-alcálico do embasamento regional.

Setenta novas análises geoquímicas de elementos maiores, traço e ETR são aqui apresentadas, mostrando que as rochas em questão têm composições granítica e charnockítica e se distribuem em mais de duas dezenas de corpos. Geoquimicamente similares, os granitos e charnockitos apresentam conteúdo em SiO₂ variando de 62 a 77 (% em peso), são metaluminosos a marginalmente peraluminosos de acordo com o índice de saturação em alumina (ANK/ACNK entre 0,80 e 1,21), mostram forte enriquecimento em ferro (mg# entre 6 e 46) e ocupam os campos alto a muito alto-K. A assinatura geoquímica é típica de granitóides tipo A, caracterizada por altas razões

TiO₂/MgO, Ga/Al, Fe_T/Fe_T+MgO e K₂O/Na₂O, elevados teores de Na₂O+K₂O e padrão de elementos-traço marcado por alto conteúdo em elementos incompatíveis (Rb, Zr, Y, Nb, Ta, Ce, Zn, Ga) e ETR (com exceção do Eu) e baixo conteúdo de Sr, com valores de Ba mais alto nos charnockitos do que nos granitos. Nos diagramas de multielementos normalizados ao condrito os granitos exibem padrão com enriquecimento parcial em LILE (exceção para Cs e Sr) e em HFSE, com forte depleção em Sr, P e Ti. Os charnockitos mostram, igualmente, enriquecimento em LILE (com exceção de Sr e Cs), com valores de Ba mais altos que nos granitos e empobrecimento em HFSE, ressaltando-se a forte depleção em Sr e Ti.

No diagrama Rb *versus* (Y+Nb) os granitos e charnockitos distribuem-se predominantemente no campo dos granitos intra-placa, com alguma dispersão para o campo dos granitos de arco, enquanto no diagrama multicatiônico R1-R2 ocupam preferencialmente o campo tardiorogênico com fraca dispersão para o campo anorogênico. Contudo, no diagrama ternário Rb x Hf x Ta caem no campo dos granitos de arco, padrão incompatível com granitos pós-colisionais e refletindo, provavelmente, as características de suas fontes predominantemente crustais, pobres em Nb e Ta formadas em ambiente de subducção.

Análises Sm-Nd em rocha-total mostram que os granitos e charnockitos estudados são produto da mistura de magmas derivados de manto depletado com crosta antiga reciclada. As fontes têm idades predominantemente paleoproterozóicas, porém idades-modelo arqueanas aparecem pela primeira vez em análises de rochas da região centro-leste de Rondônia. Os dados de isótopos de Nd permitem concluir que: (i) na grande maioria das amostras estudadas (~ 80 % ou 24 amostras) as idades-modelo (T_{DM}) distribuem-se no intervalo entre 1,76 e 1,95 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ de -0,8 a +2,0 e entre 2,0 e 2,53 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ de -0,70 a -9,61, correlacionáveis aos granitos e charnockitos da suíte Serra da Providência (idades de cristalização entre 1,60–1,53 Ga); (ii) para quatro amostras as idades-modelo (T_{DM}) variam entre 1,60 e 1,75 Ga com $\epsilon_{Nd(T)}$ de +0,3 a +0,9 e são comparáveis àquelas dos granitos e charnockitos da suíte Rio Crespo (idades de cristalização 1,43-1,40 Ga) e (iii) duas amostras de granito apresentam idades-modelo de 1,75 e 1,72 Ga com $\epsilon_{Nd(T)}$ de -0,36 a -0,5, respectivamente, o que nos permite associá-los à suíte Alto Candeias (idades de cristalização 1,35-1,33 Ga).

Palavras-chave: geoquímica elemental, geoquímica isotópica, granitos e charnockitos tipo A, SW do craton Amazônico, terreno Jamari, Rondônia.

1. Introdução

Magmatismo granítico/charnockítico tipo A ocorre comumente nos estágios tardios de orogêneses colisionais ou mesmo nos eventos extensionais posteriores associados a espessamento

crustal. Contudo, a relação entre o tipo de colisão (continente-continente ou continente-crosta oceânica) e a natureza dos fundidos produzidos não está ainda suficientemente entendida. Plutonismo pós-colisional ocorre desde poucos milhões até cerca de 100 Ma após o pico de pressão do evento metamórfico regional (Windley, 1993) e exibe composição química variável, desde calcioalcalina alto-K até granitos peralcalinos.

O início do Mesoproterozóico foi caracterizado por intensa atividade magmática em diversas áreas cratônicas ao redor do mundo. Suítes de granitos *rapakivi* e rochas associadas no cinturão Fennoscandiano (Haapala e Råmo, 1992) são exemplos típicos de rochas formadas durante esses eventos magmáticos proterozóicos. No continente Norte-Americano expressivas suítes de granitos *rapakivi* com charnockitos, mangeritos e anortositos associados, são descritas juntamente com granitóides tardi-orogênicos, pós-orogênicos e anorogênicos (Emslie, 1991). Eventos magmáticos similares também foram identificados no Cráton Amazônico (Dall’Agnol et al., 1994, 1999; Macambira et al., 1990; Bettencourt et al., 1995; Tosdal et al., 1996) e são atualmente reconhecidos como formadores de importante província de rochas da série *rapakivi* (Råmo e Haapala, 1995; Haapala e Råmo, 1999; Dall’Agnol et al., 1999). No Cráton Amazônico rochas vulcânicas, assim como rochas máficas e charnockitos, estão associadas aos granitos *rapakivi* (Dall’Agnol e Bettencourt, 1987; Bettencourt et al., 1995, Rizzotto et al., 1996; Dall’Agnol et al., 1997; Fraga et al., 1997).

Os granitos relacionados a esses eventos são geralmente classificados como tipo A (Loiselle e Wones, 1979; Whalen et al., 1987; Anderson e Bender, 1989; Haapala e Råmo, 1992; Dall’Agnol et al., 1994) e se caracterizam geoquimicamente por alto $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Fe/Mg, Ga/Al, Zr, Y, Nb, e ETR (exceto Eu), baixa abundância de CaO e MgO (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987). Magmas tipo A também contêm abundante F e Cl (embora os granitos tipo A amazônicos sejam ricos em F e pobres em Cl), que distorcem a estrutura dos aluminossilicatos e estabilizam complexos de elementos com grande raio iônico (Collins *et al.*, 1982; White e Chappell, 1983, Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1990, 1992). Um ou mais minerais ferromagnesianos como biotita, ferrohastingsita, anfibólio alcalino e piroxênio sódico (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Eby, 1990), são típicos de granitóides tipo A.

Numerosos trabalhos discutem suas feições geoquímicas e petrográficas, fontes, natureza dos fluidos, assinatura isotópica, petrogênese e compartimentação tectônica (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987, 1996; Rogers e Greenberg, 1990; Sylvester, 1989; Bonin, 1986; Eby, 1990, 1992; Creaser et al., 1991; Windley, 1993; Poitrasson et al., 1994, 1995; Wickham et al., 1996; King et al., 1997, 2001; Liegeois et al., 1998). É consenso atualmente que a geração dos granitos e

charnockitos tipo A envolve múltiplos processos, diferentes ambientes tectônicos e fontes com variáveis proporções manto/crosta.

Granitos e charnockitos tipo A de composição alcalina-subalcalina a peralcalina e metaluminosa, marginalmente peraluminosos, de natureza pré e pós-colisional, constituem considerável volume no Cráton Amazônico e têm despertado o interesse de vários pesquisadores nas últimas décadas (Bettencourt *et al.*, 1995, 1999; Dall’Agnol *et al.*, 1994, 1999, 2005; Geraldles *et al.* 2001; Macambira *et al.*, 1990; Tosdal *et al.*, 1996), demonstrando sua importância na formação da crosta e cratonização do escudo. No centro-leste de Rondônia grande quantidade de corpos de granitos, mangeritos, charnockitos e gabros alojaram-se no período entre 1,60 e 1,30 Ga, não têm afinidade calcioalcalina, podem ser classificados como tipo A (Loiselle e Wones, 1979; Whalen *et al.*, 1987; Anderson e Bender, 1989; Haapala e Råmo, 1992; Dall’Agnol *et al.*, 1994) e contém significativa proporção de material juvenil. Embora inúmeros corpos já tenham sido reconhecidos, a quantidade de granitos e charnockitos pré e pós-colisionais dessa região é muito superior à inicialmente identificada.

2. Quadro geológico regional

O cráton Amazônico compreende em sua porção SW os terrenos Jamari e Roosevelt (Scandolaro *et al.*, 1999; Quadros e Rizzotto, 2002) e o bloco Parágua (Litherland *et al.*, 1989; Tassinari e Macambira 1999), entidades geotectônicas com idade paleoproterozóica. Suturando os blocos Parágua e Jamari encontra-se o cinturão Nova Brasilândia, com idade em torno de 1,0 Ga, caracterizado por empurrões em condições metamórficas de alto grau e tectônica compressional (Tohver *et al.*, 2002).

O terreno Jamari, na região centro-leste de Rondônia (Figura 1B), é composto por rochas paleoproterozóicas de médio a alto grau metamórfico (Complexo Jamari), por rochas metavulcanossedimentares de baixo grau (Grupo Roosevelt), por cinco suítes de granitóides mesoproterozóicos com características geoquímicas tipo A, incluindo granitos *rapakivi*, mangeritos, charnockitos e rochas máficas (suítes intrusivas Serra da Providência, Rio Crespo, Alto Candeias, Santa Clara e Rondônia), além de coberturas neoproterozóicas (Formação Palmeiral) e fanerozóicas (formações Cacoal e Pimenta Bueno).

O Complexo Jamari constitui-se de rochas relacionadas a dois ambientes distintos genética e temporalmente: (i) gnaisses cálcio-alcálicos de baixo a médio-K (associação de quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e quartzo-monzonitos) com idades U-Pb entre 1,76-1,73 Ga e reduzida residência crustal (valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ próximos a zero), representam remanescentes de arco magmático juvenil derivado de fonte mantélica empobrecida com contribuição significativa de

crustal mais antigo (Santos et al., 2000; Payolla et al., 2002). A ambiência tectônica proposta para a geração do magmatismo cálcio-alcálico é de margem continental do tipo Andino, com subducção para nordeste, por baixo da crosta continental Tapajós-Parima (Payolla *et al.* 2002); (i) rochas paraderivadas, mais jovens (1,67–1,63 Ga), constituindo seqüências imaturas depositadas em bacias intermontanas sobre o arco magmático pré-existente (Santos *et al.*, 2000) metamorfasadas por evento tectono termal com idade ~1,64 Ga.

A interpretação dos dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd permite concluir que o Complexo Jamari foi formado entre 1,76 e 1,67 Ga (Tassinari et al., 1996; Sato e Tassinari, 1997), com a diferenciação mantélica de seus protólitos entre 2,20 e 1,90 Ga. Santos *et al.* (2000) mostram que a composição isotópica Sm-Nd apresenta dois conjuntos de idades-modelo (T_{DM}), entre 2,06 e 2,20 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre - 1,51 e + 0,18 e entre 1,95 e 1,79 Ga, com $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -1,10 e +1,90. O primeiro grupo denota importante contribuição crustal (participação da crosta Tapajós), enquanto o segundo mostra contribuição crustal menor ou ausente. Recentes datações U-Pb em zircão de ortognaisses na região de Ariquemes (Payolla *et al.*, 2002; Santos, 2004) confirmam idades de cristalização dos ortognaisses entre 1,76 e 1,70 Ga.

O Grupo Roosevelt tem natureza vulcanossedimentar, mostra idade de cristalização U-Pb (SHRIMP) de 1740 ± 8 Ma (metadacito do médio rio Roosevelt) e contém zircão herdado com idade de 1800 ± 11 Ma (Santos et al. 2000), sendo, portanto, aproximadamente contemporâneo ao Complexo Jamari. As idades-modelo (Sato e Tassinari, 1997) são semelhantes à idade ígnea de 1740 ± 8 Ma (Santos *et al.*, 2000), indicando um tempo mínimo de residência crustal. Na região de Presidente Médici amostra de tufo félsico do Grupo Roosevelt foi datada por U-Pb (Santos *et al.* 2000), mostrando idade de 1691 ± 73 Ma. Apesar da elevada incerteza, essa idade permite interpretar que as rochas metavulcanossedimentares da região da Serra da Providência podem ser correlacionáveis ao Grupo Roosevelt (Santos, 2004) e suas fontes seriam as rochas do próprio arco vulcânico depositadas em bacias intermontanas.

Os granitos e charnockitos estudados (Figura 1 A) inserem-se em polígono com cerca de 20.000 km², delimitado pelas coordenadas 10° 00' e 11° 30' S e 61° 30' e 63° 30' W, na porção centro-leste de Rondônia entre as cidades de Ariquemes e Cacoal. Constituem parte importante do terreno Jamari (Scandolaro et al., 1999), (Figura 1B), e fazem parte do expressivo magmatismo gerado por recorrentes episódios magmáticos no intervalo entre 1,60 e 0,95 Ga. A área de estudo localiza-se entre as províncias Rio Negro-Juruena (Tassinari et al., 1981) e Rondoniana (Teixeira e Tassinari, 1984)/San Ignácio (Litherland *et al.*, 1986), na margem ocidental da província Juruena-Rondônia (Santos et al., 2000), (Figura 1C).

A organização estratigráfica da região de interesse baseia-se no Mapa Geológico de Rondônia (Scandolaro et al., 1999), com modificações geradas a partir de Payolla *et al.* (2002), Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000 (Bizzi *et al.*, 2004) e reinterpretação do acervo geológico da CPRM de Porto Velho, acrescidos de dados de campo e laboratório obtidos na tese de doutoramento do primeiro autor.

3. Caracterização das suítes de granitos e charnockitos

3.1 Aspectos geocronológicos

As rochas granítico-charnockíticas intrusivas nesta porção do terreno Jamari compõem as suítes Serra da Providência, Rio Crespo, Alto Candeias, Santa Clara e Rondônia (Scandolaro et al., 1999; Payolla et al., 2002; Bizzi et al., 2004). A íntima relação espacial entre granitos e charnockitos, sugestiva de co-geneticidade, está exposta de forma incontestável em pedreiras próximas a Ariquemes e Ouro Preto do Oeste e nos maciços Serra da Providência e Ouro Preto. Os corpos de granitos e charnockitos (Figura 1) mostram idades entre 1,57 e 1,52 Ga para o magmatismo Serra da Providência (Bettencourt et al., 1999), 1,49-1,43 Ga para o Rio Crespo (Payolla et al., 2002; Bettencourt et al., 2006), 1,35-1,30 Ga para o Alto Candeias (Bettencourt et al., 2000), 1,08-0,95 Ga para o Santa Clara e 1,8-1,07 Ga para o magmatismo Rondônia (Bettencourt et al., 1999).

Merece destaque, pela sua grande expressão em área, a suíte Serra da Providência cujo batólito na área-tipo da serra homônima mostra várias fácies com idades de cristalização U-Pb entre 1,60–1,53 Ga. Esta suíte é constituída por distintos episódios magmáticos intrusivos, assim representados: batólito Serra da Providência (1,60–1,53 Ga; Bettencourt *et al.* 1999); Charnockito Jaru (1,56 Ga; Payolla *et al.* 2002); granito cinza de Samuel (1,55–1,54 Ga; Payolla *et al.* 2002); maciço União e granito rosa de Ariquemes (1,52 Ga; Bettencourt *et al.*, 1999; Payolla *et al.* 2002), maciço Ouro Preto (1,53 Ga; Santos *et al.*, 2000). Corpos gabróicos que ocorrem em intrusões circulares a elípticas (Suíte Cacoal) podem estar associados a esta suíte, a exemplo de outras associações anortosito–granito *rapakivi*–charnockito–gabro (ARCG) existentes em outras regiões do Cráton Amazônico e na Laurentia.

A suíte Rio Crespo, composta predominantemente por gnaisses sienograníticos e charnockíticos de grão fino a médio, é pouco expressiva na área de estudo, e corre em maior volume para norte e oeste. O protólito mostra idades de cristalização entre 1,49 e 1,43 Ga (Payolla *et al.*, 2002, Bettencourt et al., 2006) e parece ser a primeira evidência de extensão e magmatismo intra-placa tipo A durante o período que precede a fase orogênica do evento Rondoniano/San Ignácio em Rondônia (Payolla *et al.*, 2002). As rochas com idades entre 1,49-1,43 Ga encontradas na área em

estudo podem ser associadas com os granitos e charnockitos da suíte Rio Crespo e pode representar a evolução do magmatismo Santa Helena, o que sugere, para este período, a possibilidade do desenvolvimento de arco magmático que se estende ao longo de toda a margem SW do Cráton Amazônico (Payolla et al., 2002).

A suíte Alto Candeias é representada principalmente pelo Batólito Alto Candeias e por corpos menores localizados a SE e NW do maciço, onde monzogranitos, sienogranitos porfiríticos e quartzo-sienitos têm idades U-Pb (método convencional em zircão) de 1341 ± 5 Ma e 1332 ± 4 Ma (Bettencourt et al. 1999). Datação por U-Pb (SHRIMP) em zircão de biotita-hornblenda monzogranito resultou na idade de 1340 ± 16 Ma (Santos, 2004). As rochas graníticas que ocorrem associadas principalmente com charnockitos e mangeritos e, em menor quantidade, com gabros, mostram idades-modelo (T_{DM}) variando de 1,75 a 1,72 Ga, com $\epsilon_{Nd(T)}$ de - 0,5 e - 0,75.

As rochas pré-cambrianas mais jovens reconhecidas na região relacionam-se a ambiente cratônico mais estabilizado, quando foram geradas três associações de rochas: (a) Suíte Intrusiva Santa Clara, granitos estaníferos formados em torno de 1,08 Ga, (b) Suíte Intrusiva Rondônia, granitos estaníferos com 0,95 Ga e (c) sedimentação em bacia tipo antepaís, constituindo a Formação Palmeiral (0,95 a 0,90 Ga).

Dados U-Pb e Sm-Nd mostram que a região centro-leste de Rondônia foi palco de dois eventos tectono-metamórficos de alto grau. Tonalito com idade de cristalização 1762 ± 19 Ma, na região entre Jaru e Ariquemes, contém zircão recristalizado em 1670 ± 6 Ma (orogênese Ouro Preto, Santos, 2004), sugerindo a existência de evento tectono-metamórfico nessa época enquanto novas datações U-Pb em zircão com sobrecrescimento metamórfico (Silva et al., 2002; Santos, 2004) indicam um segundo evento de alto grau, com idade em torno de 1350 ± 12 Ma (orogênese Rondoniana/San Ignácio, Teixeira e Tassinari, 1984; orogênese Candeias, Santos, 2004). Isócrona Sm-Nd de 1303 ± 39 Ma foi obtida em monazita e amostra de rocha total (Payolla et al., 2002), refletindo a recristalização generalizada que afetou as rochas de embasamento da área em estudo.

A avaliação dos dados geocronológicos indica que os granitos e charnockitos da suíte Serra da Providência têm natureza pós-colisional em relação ao evento Rondônia-Juruena (1,75-1,60 Ga), Bettencourt et al., 1999), ou Ouro Preto (Santos, 2004) enquanto os da suíte Rio Crespo relacionam-se a processos extensionais que precedem o evento Rondoniano/San ignácio (1,45-1,30 Ga, Payolla et al., 2002). Na região estudada ambas foram fortemente afetadas pelo evento Rondoniano/San Ignácio ou Candeias, o mesmo não acontecendo com a suíte Alto Candeias que tem características tardi a pós-colisionais em relação ao segundo evento citado. O último evento tectono-termal bem documentado na região tem caráter localizado e ocorreu entre 1,20 e 1,12 Ga (Tohver et al., 2005), gerando zonas de cisalhamento dúctil associadas ao Sistema Transpressivo Ji-Paraná (Scandolará et

al., 1999) e, conseqüentemente, trama milonítica nos granitos e charnockitos das três suítes estudadas.

3.2 Relações de campo

A extensão do magmatismo mesoproterozóico do SW do Craton Amazônico foi inicialmente reconhecida no Projeto RADAMBRASIL (Leal et al., 1978) na região da Serra da Providência, leste da área de estudo (Figura 1A). Trabalhos posteriores (Rizzotto et al., 1996; Bettencourt et al., 1999; Scandola et al., 1999; Payolla et al., 2002) assinalaram o caráter bimodal do magmatismo, a associação de granitos-charnockitos-mangeritos-gabros como suíte, além de identificar similaridades mineralógicas e estabelecer relação espacial entre as rochas relativamente indeformadas e com trama homófana e os ortognaisses granítico/charnockíticos intimamente associados.

Na região de estudo os grandes corpos da suíte Serra da Providência que ocorrem na parte centro-leste da área, estão variavelmente deformados e mostram trama foliada associada às grandes zonas de cisalhamento do Sistema Ji-Paraná (Figura 1A) ou nos contatos externos e a forma original dos *plutons* foi pouco modificada pelos eventos tectonotermiais mesoproterozóicos. Na porção central da área onde a deformação foi mais severa, os corpos estão alongados segundo a estruturação regional, mostram-se fortemente dobrados, *boudinados* e variavelmente migmatizados, dificultando o reconhecimento de sua natureza intrusiva.

As rochas da suíte Rio Crespo (Figura 1A) restringem-se à porção noroeste da área de estudo, constituem corpos variavelmente deformados e condicionados pelas grandes estruturas (originalmente extensionais e subseqüentemente invertidas pelos movimentos contracionais do evento Rondoniano-San Ignácio) E-W/NE-NW que bordejam o domínio Ariquemes-Porto Velho (Figura 1 B).

A suíte Alto Candeias (Figura 1A) é constituída por granitos, charnockitos, mangeritos e gabros fracamente deformados, representados principalmente pelo batólito homônimo, com eixo maior curvo segundo NW-SE e NE-SW e por alguns corpos satélites na parte W-SW da área. Sua natureza intrusiva em relação às outras suítes mesoproterozóicas e embasamento regional é demonstrada pelos contatos discordantes, abundantes xenólitos das encaixantes e diques que cortam o embasamento nas proximidades das margens dos plutons.

3.3 Petrografia e mineralogia

As três suítes estudadas compõem-se de granitos, charnockitos, mangeritos e rochas básicas, com composições mineralógicas fracamente contrastantes. A classificação petrográfica dos granitos e charnockitos (Figura 2) baseou-se no diagrama normativo Ab-Or-Na de Barker (1979) e na composição modal em lâminas delgadas e inseridas no diagrama QAP (Streckeisen, 1976), (Figura 3). Distribuem-se preferencialmente nos campos dos monzogranitos e sienogranitos, algumas amostras no campo dos quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos, e seus respectivos termos portadores de ortopiroxênio.

Os granitos e charnockitos das três suítes variam desde rochas homófanas de grão fino a grosso, equigranulares a porfíricas, até termos com marcante estrutura gnáissica e ampla variação nas características estruturais/texturais que incluem tipos com bandamento migmatítico, até protomilonitos, milonitos bandados e ultramilonitos. Rochas porfíricas de grão grosso com típicas texturas viborgíticas e piterlíticas indicando interação entre magmas de composições diferentes, são comuns nos corpos das suítes Serra da Providência e Alto Candeias e raras na suíte Rio Crespo. As suítes Rio Crespo e Alto candeias são constituídas predominantemente por sienogranitos enquanto a suíte Serra da Providência é composta principalmente por monzogranitos, secundariamente por sienogranitos com quartzo-sienitos e quartzo-monzonitos subordinados e apresenta volume de charnockitos, mangeritos e gabros substancialmente maior que as duas primeiras.

3.3.1 Suíte Serra da Providência

Os monzogranitos (biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, hornblenda-biotita monzogranito e arfvedsonita-hornblenda-biotita monzogranito) são as rochas dominantes, com textura granular hipidiomórfica a porfírica e estrutura maciça, evoluindo até termos fortemente foliados. Hornblenda e biotita são as principais fases máficas e os acessórios incluem titanita, apatita, alanita, magnetita, ilmenita e zircão. Assembléia secundária é constituída por granada, clorita, epidoto, titanita, opacos e, localmente, estilpnomelano. Nas rochas porfíricas de grão grosso, bastante comuns nos corpos estudados, as texturas piterlíticas e viborgíticas são frequentes onde exsoluções pertíticas com albita do tipo agulha e filme são também comuns.

Os sienogranitos (biotita sienogranito, hornblenda-biotita sienogranito, e hornblenda-biotita-muscovita sienogranito) são rochas equigranulares hipidiomórficas a porfíricas (megacrísticas), onde os fenoclastos de k-feldspato euédricos a subédricos (ortoclásio e microclínio) estão envoltos em matriz de quartzo+biotita+hornblenda+Kfeldspato+plagioclásio+granada. Textura rapakivi com megacristais de Kfeldspato “manteados” por plagioclásio e exsoluções pertíticas são feições comuns e ainda identificáveis nos termos mais deformados. A granada, de natureza metamórfica, ocorre na matriz como cristais sintectônicos e pós-tectônicos subédricos e

anédricos e nas rochas mais deformadas, mostram-se estirados pela milonitização imposta à foliação de natureza compressional. Alanita, apatita, zircão, magnetita, ilmenita, titanita e fluorita são os minerais acessórios.

Os quartzo-sienitos de textura equigranular hipidiomórfica com granulação fina a média, estrutura homófana a bandada e cores variando de cinza-claro a rosa, têm a biotita como máfico dominante. A mineralogia acessória é constituída por zircão, titanita, apatita e magnetita (titano-magnetita) com finas lamelas de exsolução de ilmenita, além de fluorita.

Os quartzo-monzonitos (hornblenda quartzo-monzonitos, biotita-hornblenda quartzo-monzonitos) são rochas equigranulares hipidiomórficas a profiríticas, granulação média, com cores cinza a rosa e estruturas variando de maciça a fortemente bandada. As rochas com textura porfirítica são compostas por megacristais de Kfeldspato com tamanho entre 2 e 5 cm envoltos por matriz de cristais subédricos de plagioclásio, Kfeldspato, hornblenda, biotita e granada, com tamanhos entre 0,2 e 0,7 cm. A mineralogia varietal é constituída por biotita+hornblenda enquanto os minerais acessórios incluem apatita, zircão, alanita magnetita e ilmenita.

Em afloramento os charnockitos são rochas massivas a gnáissicas, localmente com alguma variação interna, especialmente segregações migmatíticas. Mostram textura equigranular hipidiomórfica de granulação média até tipos megacrísticos variavelmente afetados pelos eventos tectonometamórficos onde a petrotrama ígnea pode ainda ser identificada. A assembléia mineralógica primária mais comum inclui quartzo-plagioclásio-kfeldspato-biotita-ortopiroxênio, com granada, clinopiroxênio e hornblenda em menor quantidade e variavelmente presentes. Os charnockitos de grão grosso, tanto porfiríticos quanto equigranulares, mostram com frequência textura *rapakivi* onde megacristais (> 1 cm) de K-feldspato “manteados” por plagioclásio estão envoltos em matriz de ortopiroxênio, hornblenda, quartzo, feldspatos, biotita, granada, magnetita e titanita. Os charnockitos de grão fino a médio têm cores esverdeadas, são comumente bandados onde quartzo, plagioclásio e Kfeldspato alternam-se com bandas de hornblenda, granada, ortopiroxênio, magnetita e clinopiroxênio, com zircão, magnetita, apatita, titanita e allanita ± ilmenita de acessórios.

Quando deformados e retrometamorfisados os charnockitos transformam-se em gnaisses quartzo-feldspáticos com forte *fabric* e mineralogia com ortopiroxênio parcial ou completamente transformado em biotita e hornblenda. Os termos miloníticos mostram alguma alteração metassomática, porém a possível diminuição da abundância modal dos minerais máficos e da razão plagioclásio-Kfeldspato com o aumento da deformação necessita de melhor investigação.

Em termos de evidências de campo, conteúdo de elementos maiores e afinidade geoquímica são rochas plutônicas de difícil distinção em relação aos granitos e gnaisses graníticos que constituem a suíte Serra da Providência.

3.3.2 Suíte Rio Crespo

Os granitos e charnockitos desta suíte correspondem a intrusões magmáticas variavelmente afetadas por deformação superimposta relacionada a evento metamórfico de fácies anfibolito/granulito. Os tipos petrográficos, sienogranitos, monzogranitos e charnockitos, variam de rochas maciças a fortemente deformadas profusamente recortadas por intrusões máficas. As rochas deformadas, com cores variando de rosa a verde e estrutura fortemente bandada, alternam bandas constituídas por quartzo, Kfeldspato e plagioclásio com bandas compostas por hornblenda, ortopiroxênio, magnetita e clinopiroxênio.

A granada ocorre como cristais subédricos livres de inclusões e muitas vezes formando intercrescimentos simplectíticos com quartzo entre piroxênios e plagioclásio e hornblenda e feldspato. O bandamento ressalta-se, muitas vezes, por veios migmatíticos dobrados de composição granítica. Meta-charnockitos granulitos com xenólitos de encaixantes do Complexo Jamari dão suporte à origem magmática dos protólitos das rochas portadoras de ortopiroxênio dessa suíte. Anfibolitos são importantes rochas associadas e encontrados como bandas métricas no interior dos granitos e charnockitos sob a forma de dobras sem raiz ou como corpos estriccionados.

Charnockitos e granitos preservados são equigranulares hipidiomórficos com granulação de 2 a 10 mm ou porfíricos com megacristais de Kfeldspato que podem alcançar tamanhos superiores a 3cm (principalmente ortoclásio frequentemente com micro e mesopertitas). Ortoclásio e plagioclásio formam agregados de grãos poligonizados exibindo junção tríplice e o ortopiroxênio contém, localmente, pequenas inclusões eudrais de anfibólio e raramente contendo relictos de biotita. A biotita é fortemente acastanhada (alta T) localmente ocorrendo como intercrescimentos simplectíticos com quartzo e Kfeldspato ou como finos cristais associados ao quartzo próximos às bordas dos ortopiroxênios. Os granitos com anfibólio têm frequentemente cor rosa devido à presença de quantidades relativamente grandes de microclínio, enquanto plagioclásios esverdeados ou acinzentados conferem a cor característica dos charnockitos.

3.3.3 Suíte Alto Candeias

Esta unidade é composta predominantemente por granitos porfíricos de granulação média a grossa, texturalmente viborgíticos a piterlíticos e, em menor quantidade, equigranulares de

granulação fina a média, aplitos e sienitos equigranulares de grão fino a médio. Os primeiros são composicionalmente definidos como hornblenda-biotita sienogranitos, biotita-monzogranitos e quartzo-monzonitos e possuem cristais ovóides e tabulares centimétricos de feldspato alcalino perítico, esporadicamente manteados por plagioclásio. Representam a fase mais precoce e os contatos com os granitos equigranulares finos a médios é observado na borda nordeste do maciço. Na borda norte estes granitos exibem uma larga zona de cisalhamento com transformação das rochas em protomilonitos e milonitos. Internamente zonas discretas de cisalhamento dúctil também ocorrem mas, em geral, mostram-se afetados apenas por uma tectônica rúptil.

Charnockitos também fazem parte da suíte com a principal ocorrência situada na borda SE do maciço Alto Candeias, além de outros corpos de menor expressão na porção central do mesmo, em contato transicional com os granitos. Dominantemente são rochas equigranulares hipidiomórficas de grão médio a grosso, porém termos porfiríticos também ocorrem com megacristais de K-feldspato e plagioclásio envoltos por matriz média a grossa a base de quartzo-feldspato-biotita-ortopiroxênio-clinopiroxênio-titanita-zircão-alanita e opacos. Internamente aos corpos charnockíticos zonas discretas de cisalhamento dúctil também ocorrem mas, em geral, mostram-se afetados apenas por tectônica rúptil.

3.4. Geoquímica de rocha-total

3.4.1 Mobilidade química durante a deformação e metamorfismo

As três suítes granítico/charnockíticas do centro-leste de Rondônia aqui estudadas exibem diferentes graus de deformação e recristalização devido aos dois eventos tectonotermiais mesoproterozóicos identificados na região. A deformação pode ter exercido efeito na re-distribuição dos elementos na rocha, contudo, várias linhas de evidências sugerem que as rochas graníticas e charnockíticas aqui tratadas preservam, na sua maioria, suas características geoquímicas originais. Elementos como Si, Ca, Ba, Sr, Rb e álcalis podem ser remobilizados durante os processos de metamorfismo de alto grau. Estudos empíricos mostram que elementos incompatíveis com alta carga (HFSE) como Zr, Hf, Ti, Nb, Y e ETR são relativamente imóveis (cf. Shervais, 1982; Moth e Holland, 1978; Moth e Seyfried, 1980) e sob tais condições podem ser usados para caracterizar mecanismos petrogenéticos e ambientes geodinâmicos.

Se, por um lado, a concentração dos LILE pode ser função do comportamento das fases fluidas durante a deformação e metamorfismo, a concentração dos HFSE é controlada pela química da fonte e pelos processos em que há interação cristal/fundido (cristalização fracionada) que ocorrem durante a evolução da rocha. Os elementos menos móveis como ETR e HFSE são

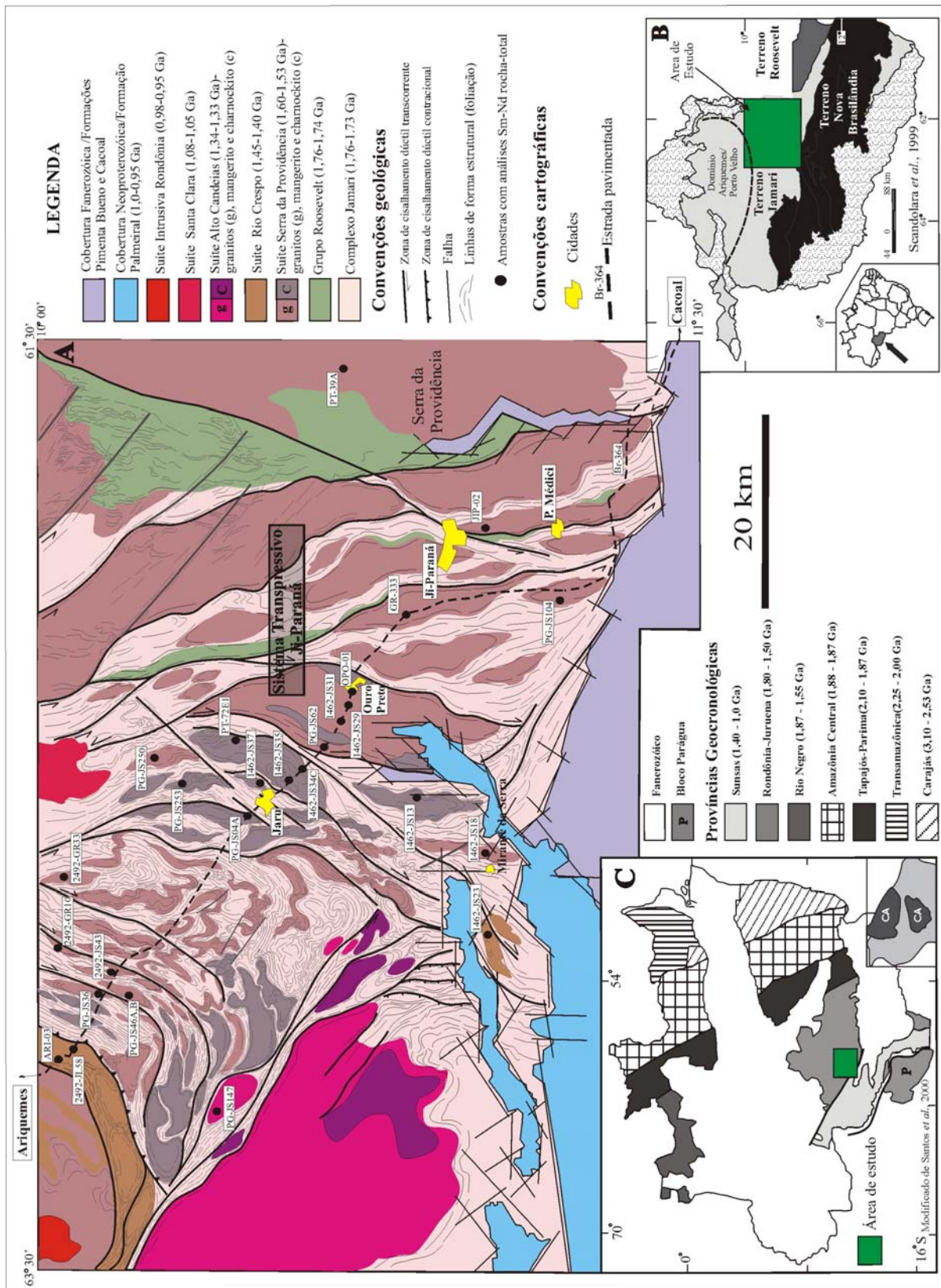


Figura 1 - Mapa geológico esquemático da área de estudo com a localização das amostras analisadas para isótopos de Nd (A), localização da área em relação aos terrenos tectonoestratigráficos (B) e às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (C).

frequentemente controlados por minerais individuais: concentrações de Zr podem ser controladas por zircão, P por apatita, Sr por plagioclásio, Ba por Kfeldspato, Ti, Nb e Ta por ilmenita, rutilo ou titanita. As anomalias negativas de Nb são também características de crosta continental e podem ser bom indicador de envolvimento de material crustal nos processos magmáticos, da mesma forma que os LILE podem ser bons sinalizadores de contaminação crustal dos magmas (Bea e Montero, 1999).

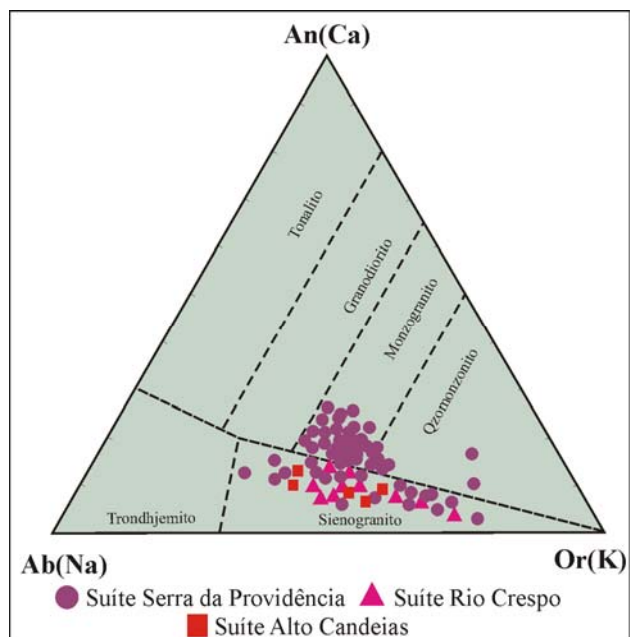


Figura 2- Diagrama normativo Ab-Or-Na das rochas em estudo (Barker, 1979).

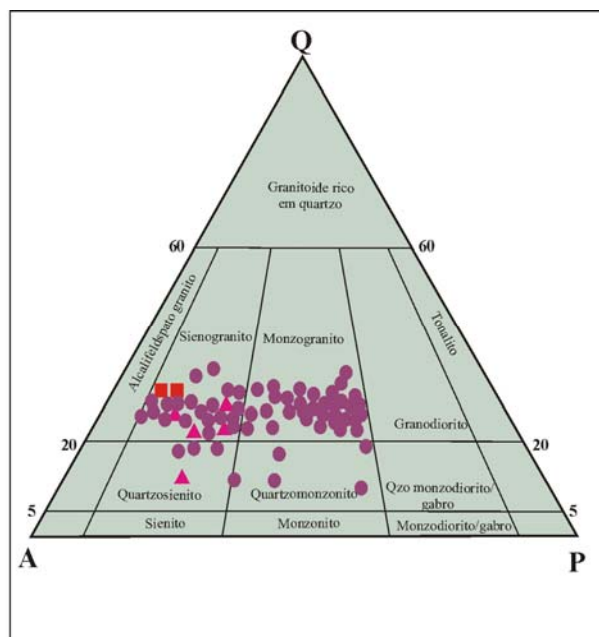


Figura 3 – Classificação modal dos granitóides estudados. Campos e nomenclatura segundo Streckeisen (1976).

A Figura 4 apresenta as curvas comparativas de multielementos dos granitos e gnaisses graníticos associados e mostra similaridade nos padrões, além de permitir interpretar que os LILEs mais Th e U podem ter sido parcialmente remobilizados pelo metamorfismo. Por outro lado, a dispersão dos HFSE nas rochas originais repete-se nos gnaisses, o que pode indicar heterogeneidade das fontes comuns.

As amostras JS15, JS49, JS154 e JS274 são gnaisses bandados com evidências de remobilização nos teores de K_2O e Na_2O produzida por segregação metamórfica e não são consideradas no conjunto das rochas representativas dos três episódios magmáticos aqui estudados.

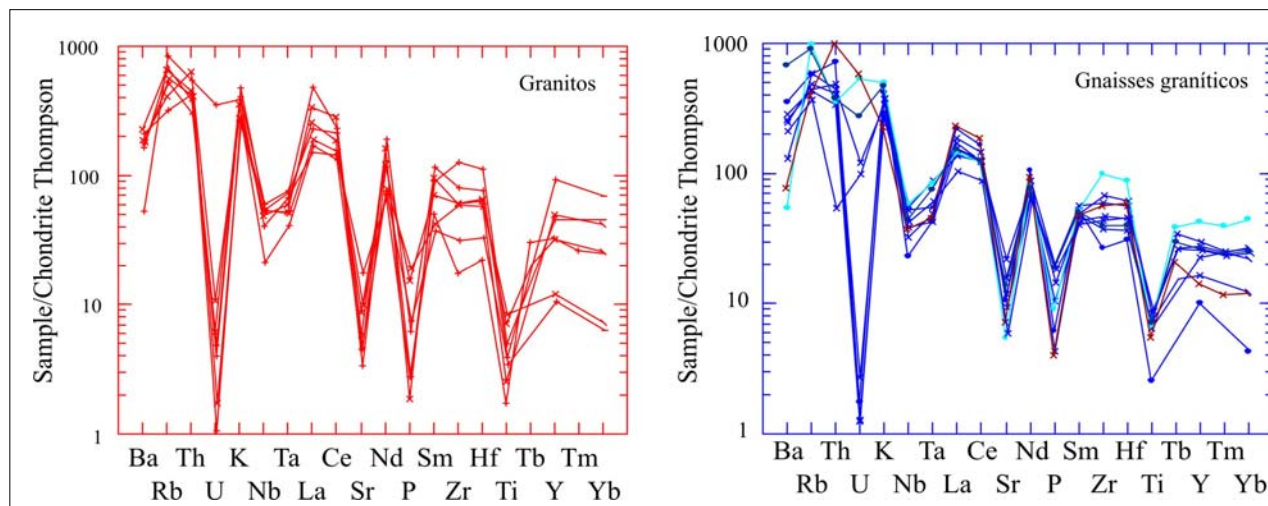


Figura 4 - Padrões comparativos de multielementos normalizados ao condrito dos granitos e gnaisses tipo A do centro-leste de Rondônia.

3.4.2 Aspectos gerais da geoquímica dos elementos maiores e traço

Os granitos e charnockitos das três suítes estudadas mostram similaridades nas composições químicas de elementos maiores, porém exibem também algumas diferenças no conteúdo de elementos-traço. As análises químicas de 70 amostras (Tabela 2), acrescidas de 10 análises obtidas do trabalho de Payolla *et al.* (2002), mostram que os granitos estudados têm conteúdo de SiO₂ variando de 65 a 78 (% em peso), caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso (Figura 5), preenchendo o campo subalcalino (Figura 6) no diagrama de Irvine e Baragar (1971) e no diagrama R1-R2 (Figura 7) de De La Roche *et al.* (1980) com valores de álcalis totais mostrando correlação positiva com SiO₂. São rochas de alto a muito alto-K (Figura 8), com razões K/Rb situadas no intervalo de 150 a 320, porém as rochas mais evoluídas apresentam valores abaixo de 150 (Figura 9). As razões K₂O/Na₂O variam entre 1 e 3,5 (Figura 10) e os valores de FeO_T/(FeO_T+MgO) são superiores a 0,8, aumentando com o teor de SiO₂.

Os charnockitos apresentam teores de SiO₂ variando de 62 a 71 (% em peso), têm caráter metaluminoso mais incisivo que os granitos (Figura 5), ocupam preferencialmente o campo de muito alto-K (Figura 8) e no diagrama R1-R2 (Figura 7) constituem *trend* subalcalino. A Figura 9 mostra que os charnockitos têm razões K/Rb entre 200 e 320 enquanto a Figura 10 evidencia que os mesmos têm razões K₂O/Na₂O entre 0,8 e 2,1. Variações nos teores de K₂O, TiO₂ e P₂O₅ versus SiO₂ são compatíveis com os de charnockitos magmáticos tipo C (Kilpatrick e Ellis, 1992).

Os granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia têm características *subsolvus* em que magnetita e ilmenita são os principais minerais opacos acessórios e os diagramas discriminantes FeO_T/MgO os caracterizam como suíte tipo A ferrosa ou toleítica (Figura 11 A,B). São

enriquecidos em cátions com grande raio, como Zr, Ga, Nb, Y, Ce e ETR (exceto Eu), características também descritas em granitos tipo A de outras regiões (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Haapala e Ramo, 1990; DallAgnol *et al.*, 1994,1999). Estes aspectos podem ser verificados nos diferentes diagramas discriminantes propostos por Whalen *et al.* (1987) e Eby (1990) nas Figuras 12 e 13. Nos diagramas ternários que utilizam os principais elementos-traço discriminantes de granitos tipo A (Figura 13), as rochas estudadas mostram ser produtos de fontes crustais (A2) que, segundo Eby (1992), relacionam-se a arcos de ilhas ou a ambientes extensionais intra-placa após processo geodinâmico de colisão continente x continente e espessamento crustal.

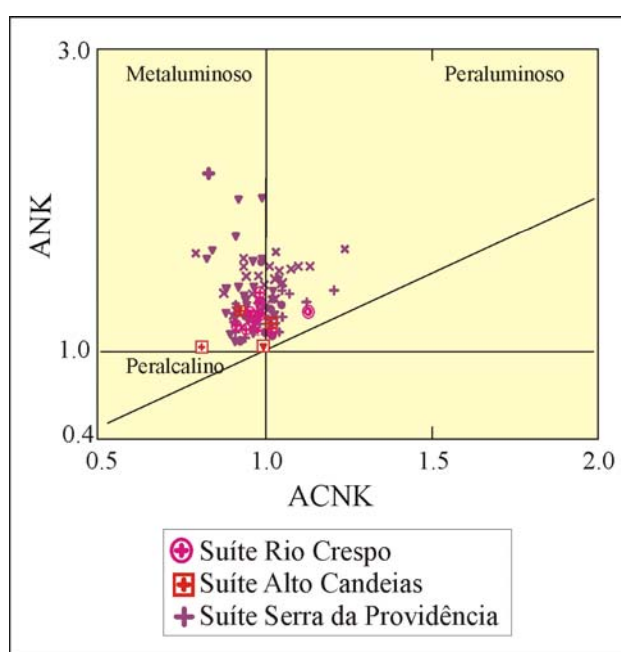


Figura 5 - Índice de saturação em alumina dos granitos e charnockitos estudados (Maniar e Picolli, 1989).

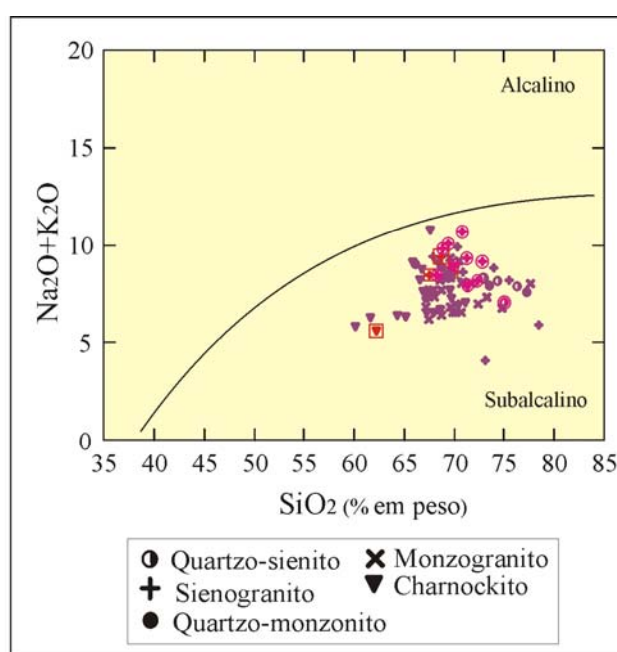


Figura 6 – Índice de alcalinidade estabelecido através da correlação entre $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ x SiO_2 (Irvine e Baragar, 1971).

Rochas granitóides são usadas para caracterizar ambientes tectônicos, sua relação com as condições de *emplacement* e natureza das fontes (Harris *et al.*, 1986; Collins *et al.*, 1982; Pearce *et al.*, 1984; Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1990, 1992). Dentre as muitas subdivisões de granitos em termos de geoquímica e petrologia, os diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Batchelor & Bowden (1985) permanecem como os mais usados, relacionando geoquímica a compartimentos tectônicos, conforme discussão em Barbarin (1999). No diagrama multicatiônico R1-R2 adaptado por Batchelor e Bowden (1985) para classificação de granitóides e sua relação genética com ambientes tectônicos (Figura 14), as rochas estudadas distribuem-se nos campos das rochas tardi-orogênicas e anorogênicas, porém parte da população das rochas charnockíticas mostra tendência a ocupar o campo pré-colisional.

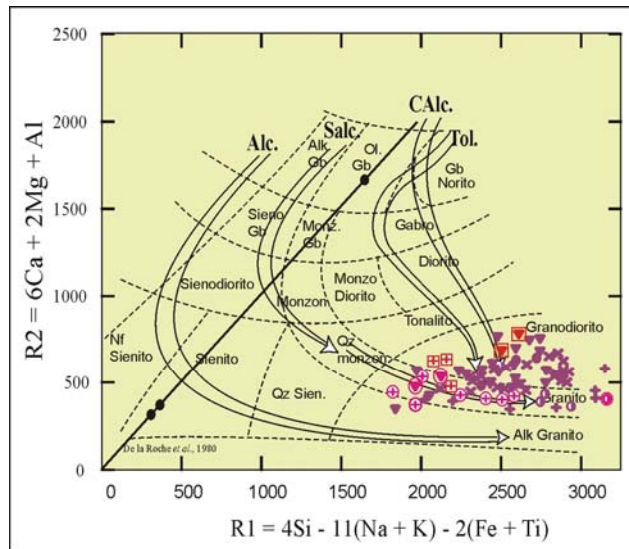


Figura 7 – Diagrama multicatiônico com *trend* dos granitos e charnockitos estudados (De LaRoche *et al.*, 1980). Símbolos conforme Figuras 5 e 6.

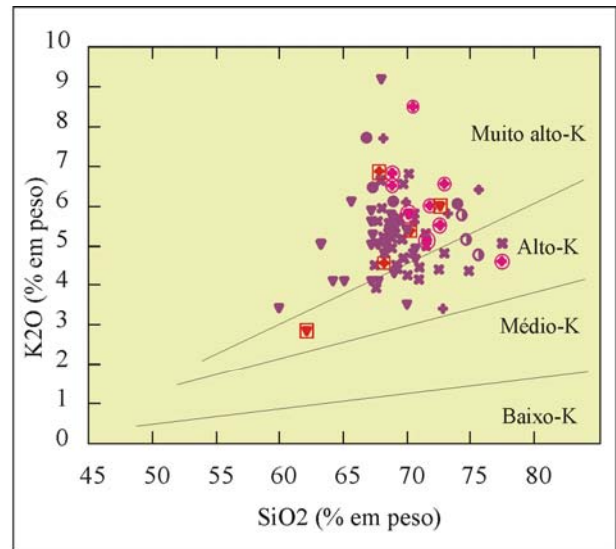
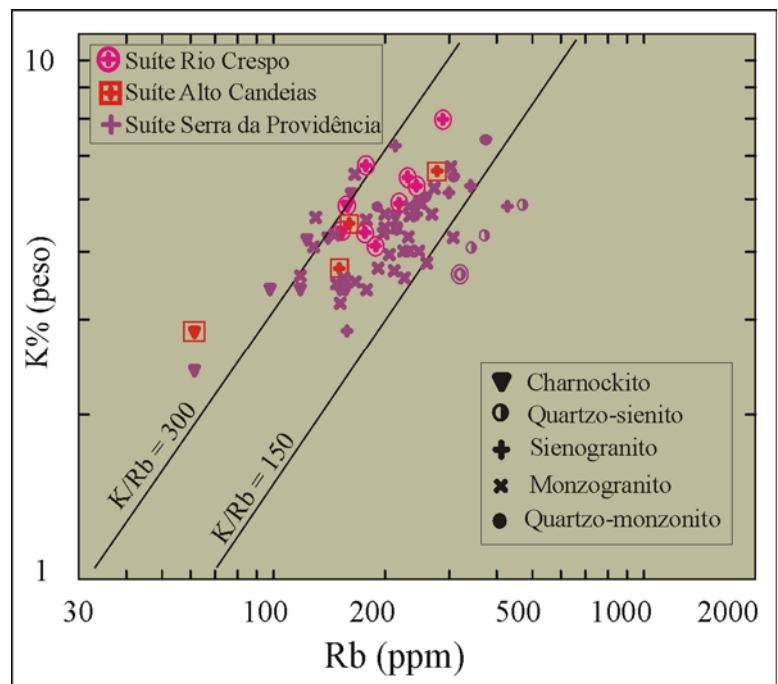


Figura 8 – Teor de potássio dos granitos e charnockitos estudados (Le Maitre *et al.*, 1989 e Rickwood, 1989).

Figura 9 – Diagrama K-Rb para os granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia.



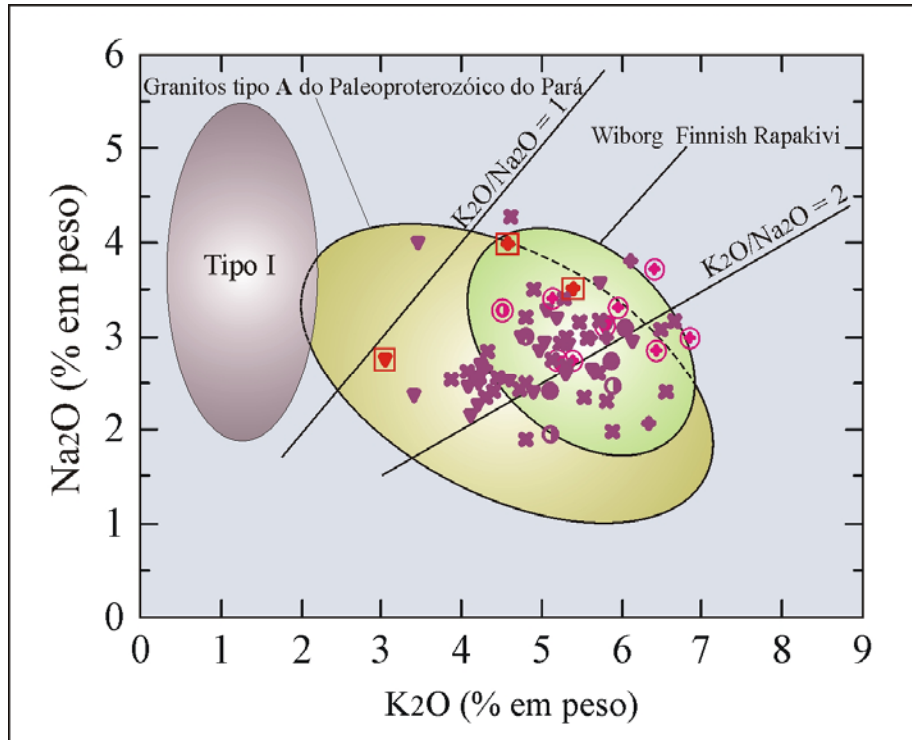


Figura 10 – Diagrama K₂O/Na₂O mostrando o campo dos granitos e charnockitos estudados, sua comparação com os granitos tipo A do Pará (Dall’Agnol *et al.*, 1999, 2005) e com os *Finnish rapakivi* da Finlândia (Rämö e Haapala, 1995).

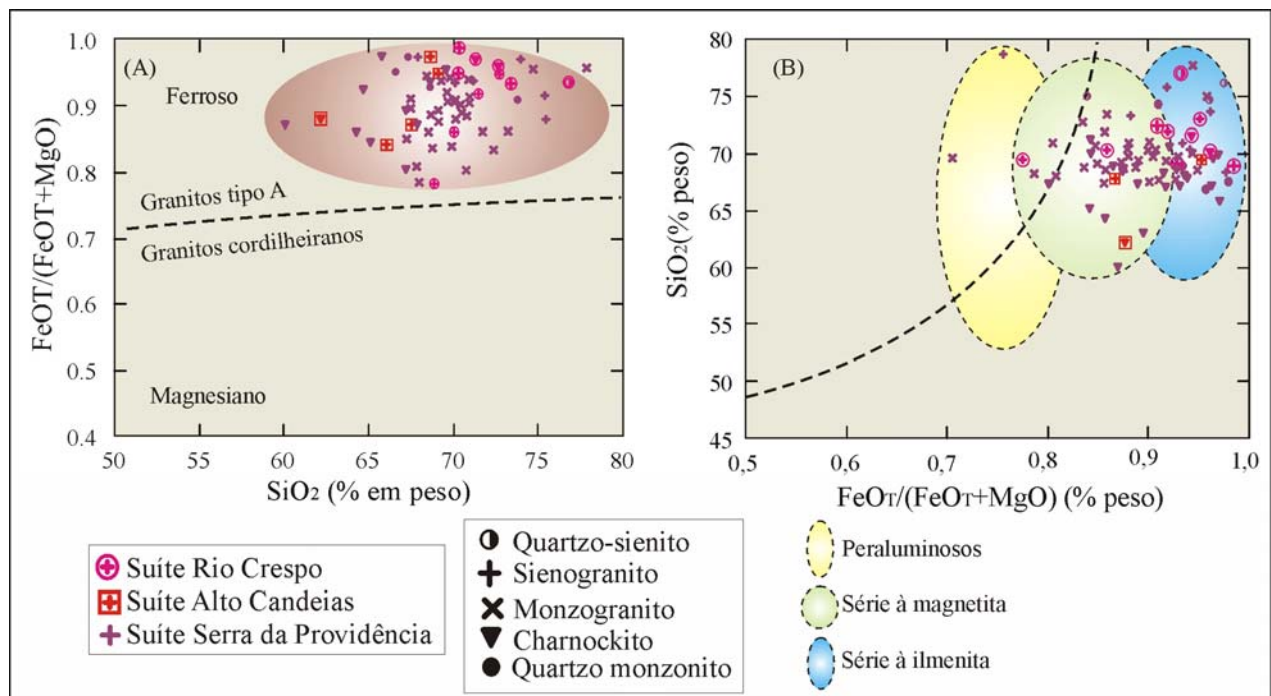


Figura 11 – Diagramas com a subdivisão dos granitos ferrosos e magnesianos salientando o campo tipo A (Frost *et al.*, 2001a) com os granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia no campo toleítico (A) e no diagrama B nos campos dos granitos a magnetita e ilmenita (modificado de Anderson e Cullers, 1999).

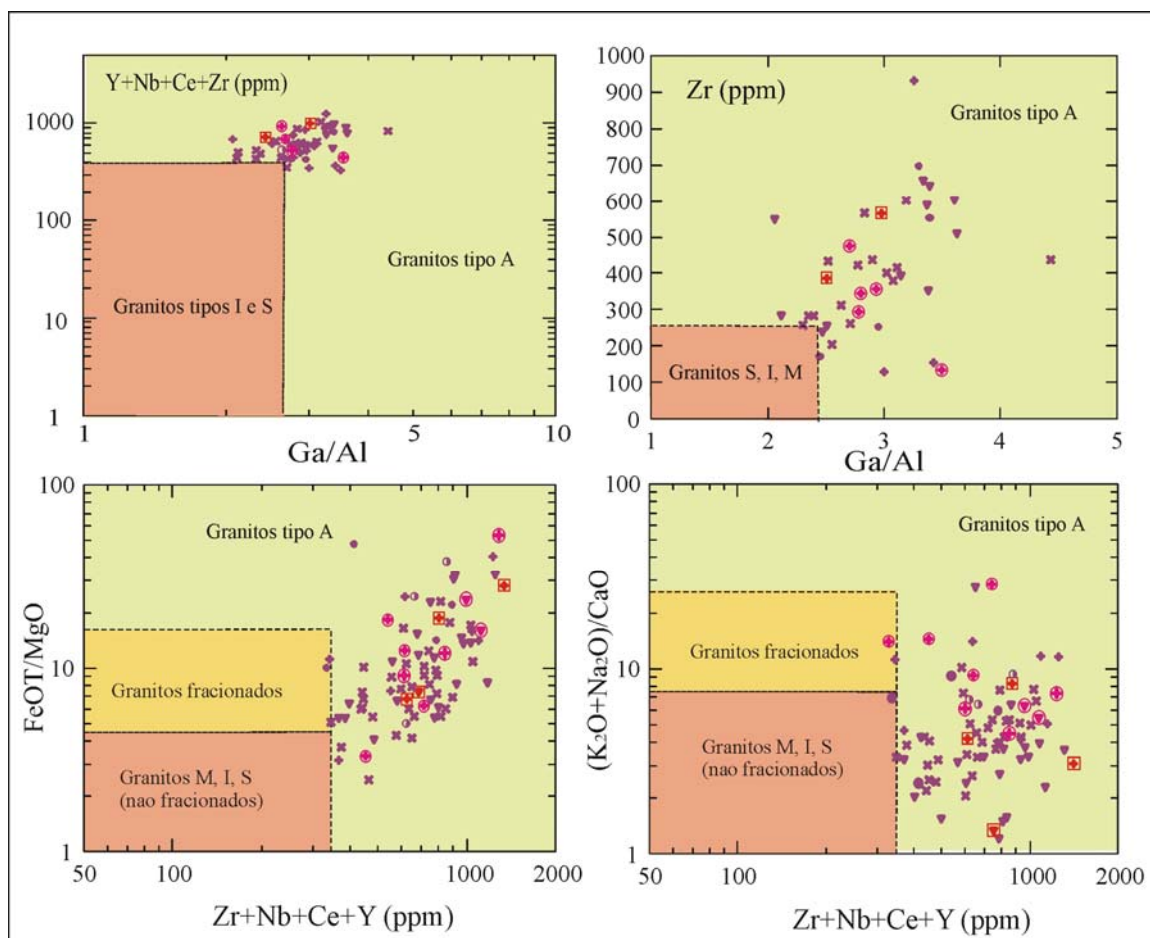


Figura 12 – Diagramas discriminantes de Whalen *et al.* (1987), separando os campos dos granitos A, I, S e M. Símbolos como Figura 11.

Harris *et al.* (1986) propõem a utilização dos elementos Ta e Hf no lugar de Nb e Y por considerarem que aqueles elementos refletem melhor a composição química das rochas-fonte dos magmas graníticos e os processos de diferenciação (Figura 15), porém mantém o Rb como um dos elementos discriminantes, o que gera críticas dos geocientistas uma vez que esse elemento é muito sensível a reequilíbrios tardios.

Nos diagramas discriminantes para ambientes tectônicos (Pearce *et al.* 1984), (Figura 16), as rochas em estudo distribuem-se preferencialmente no campo dos granitos intra-placa, mais especificamente no campo WPG-A2 (90% dos dados), com parte subordinada das amostras distribuídas no campo dos granitos de arco vulcânico (VAG) ou sin-colisionais. O posicionamento de parte das amostras nas proximidades das intersecções dos campos dos granitos de arco magmático, granitos sin-colisionais e granitos intraplaca, sinaliza para comportamento ambíguo característico de ambientes colisionais (Pearce, 1996), uma vez que a grande variedade de fontes possíveis para esses granitóides faz com que seu domínio composicional se superponha aos demais domínios do diagrama Rb x (Y+Nb). Por outro lado, rochas mais evoluídas de séries WPG podem

incidir no campo VAG se houver fracionamento de fases ricas em Y + Nb durante a diferenciação (Pearce et al., 1984).

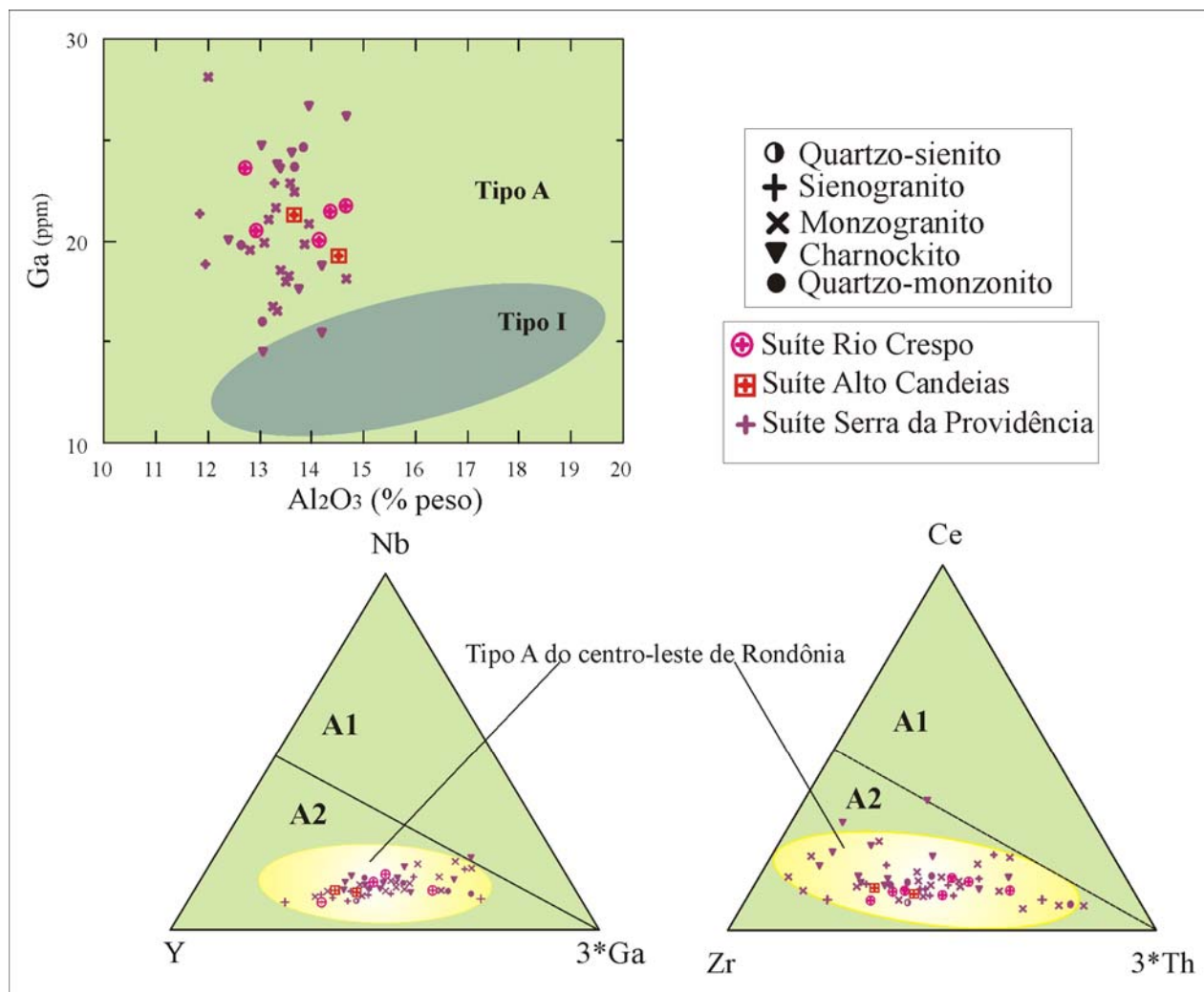


Figura 13 - Diagrama discriminante Ga x Al₂O₃ (Eby, 1990) e subdivisão dos granitóides na sua relação com fontes, segundo Eby *et al.* (1992); A1, granitos manto-derivados e A2, granitos crustais.

Em acréscimo, Forster *et al.* (1997) notaram que granitóides de ambientes extensionais intimamente associados com margens convergentes, podem ocupar, no diagrama de Pearce *et al.*, (1984) e Harris *et al.* (1986), o campo arco vulcânico, o que pode ser observado nas Figuras 15 e 16 A,B. Landenberger e Collins (1996) e Forster *et al.* (1997) argumentam, por outro lado, que os diagramas discriminatórios de elementos-traço de Pearce *et al.* (1984) e Harris *et al.* (1986) refletem de forma acurada muito mais as características da fonte do que identificam ambientes tectônicos.

Diagramas ternários que utilizam Nb-Y-Ga-Ce-Zr e Th (Figura 13) demonstram que todos os granitóides da região estudada podem ser categorizados como tipo A₂, o que de acordo com Eby (1992) sugere gênese a partir de crosta espessada via colisão continente x continente ou a partir de

magmatismo de arco de ilhas. É interessante notar que nos granitos e charnockitos da suíte Rio Crespo o teor de Y tende a diminuir com o aumento da sílica, enquanto o oposto é verdadeiro para as suítes Alto Candeias e Serra da Providência. Também é importante destacar que os granitóides tipo A da região centro-leste de Rondônia apresentam teores de Ce maior e Nb, Zr e Y menores que a média dos granitos tipo A de Whalen *et al.* (1987), enquanto os valores de Zr+Ce+Y são maiores do que a média dos granitos tipo A do Pará (Dall’Agnol *et al.*, 1999, 2005) e a razão FeOT/(FeOT+MgO) é menor que a média dos granitos tipo A de Whalen *et al.* (1987) e do Pará (Dall’Agnol *et al.*, 1999, 2005).

Existem evidências crescentes que a variação mostrada pelos granitos tipo A predominantemente refletem contrastes nas fontes magmáticas e processos petrológicos e, dessa forma, são extremamente relevantes para o entendimento de sua petrogênese. Por outro lado, a relevância dos granitos tipo A oxidados e suas diferenças com os granitos tipo A reduzidos são demonstrados no leste do Cráton Amazônico (Dall’Agnol, *et al.*, 2005).

Dados experimentais indicam que além da pressão da fusão a natureza dos granitos tipo A depende das condições de fO_2 e do conteúdo de água das fontes magmáticas. Magmas tipo A oxidados são considerados como derivados de fundidos com considerável conteúdo de água ($\geq 4\%$ em peso), originados de fontes ígneas quartzo-feldspáticas da crosta inferior sob condições oxidantes, em que o clinopiroxênio é importante fase residual. Granitos tipo A reduzidos podem derivar de fontes ígneas quartzo-feldspáticas com componente metassedimentar ou, alternativamente, de fontes toleíticas diferenciadas. Os diagramas da Figura 17 podem ser usados para diferenciar granitos tipo A reduzidos e oxidados, assim como para uma discriminação geral entre granitos cálcio-alcalinos e tipo A. Os granitos tipo A do centro-leste de Rondônia (Figura 17) mostram razões FeOT/(FeOT+MgO) com variação entre 0,80 e 0,88 para os granitos da série a magnetita (oxidados) enquanto os granitos da série a ilmenita (reduzidos) têm razões normalmente mais altas ($>0,88$). Contudo, esta razão deve ser usada com cuidado na definição granitos tipo A reduzidos e oxidados, uma vez que há superposição dos campos. Isto quer dizer que, para granitos com razões FeOT/(FeOT+MgO) perto do limite entre as duas séries (0,88), outros aspectos além desta razão devem ser considerados na procura dos valores de fO_2 . A identificação do conteúdo modal de Fe-Ti pode ser extremamente relevante neste caso (Frost, 1991).

Nos mesmos diagramas estão “plotados” os granitos tipo A das três suítes aqui estudadas que se distribuem nos campos à magnetita e ilmenita e podem refletir efetivamente granitos reduzidos e oxidados. Os granitos/charnockitos das suítes Rio Crespo e Alto Candeias ocupam preferencialmente o campo dos granitos reduzidos, enquanto os seus similares da suíte Serra da Providência distribuem-se entre os campos redudo e oxidado.

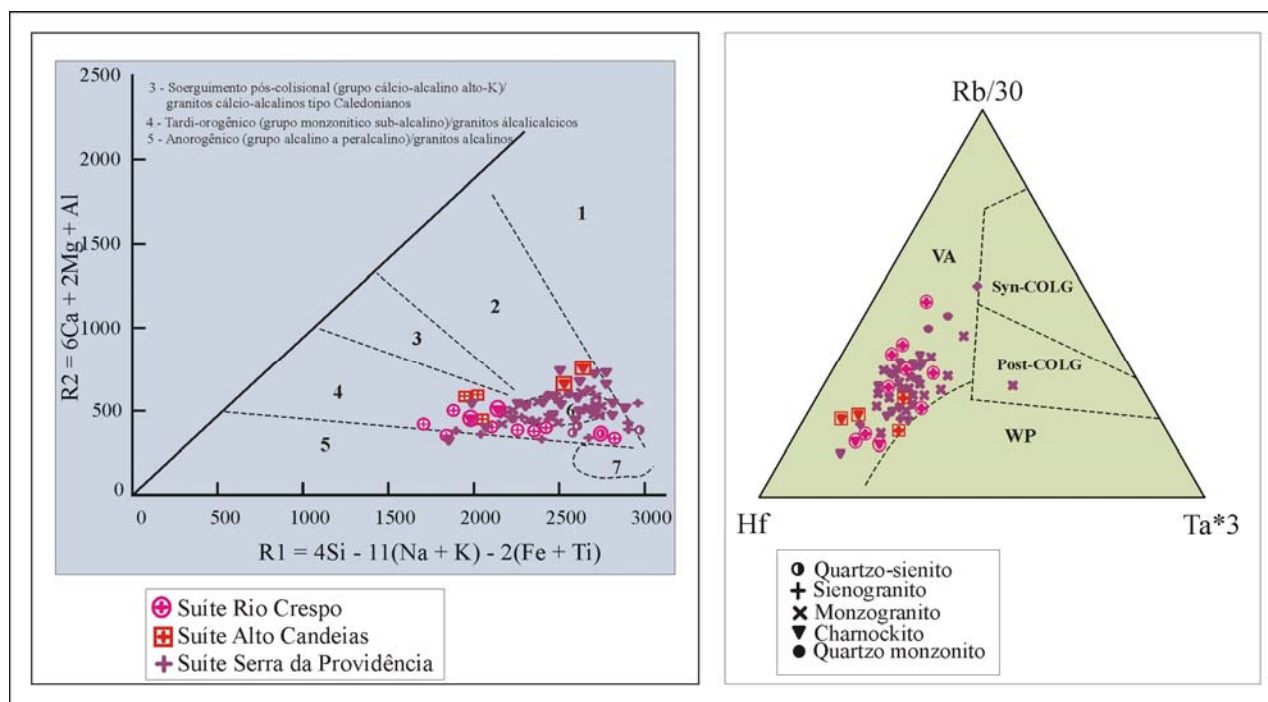


Figura 14 – As rochas estudadas distribuem-se entre campos tardi-orogênico e pós-colisional segundo Batchelor e Bowden (1985).

Figura 15- Diagrama de discriminação os tectônica de Harris *et al.* (1976) com as rochas estudadas no campo dos granitos de arco.

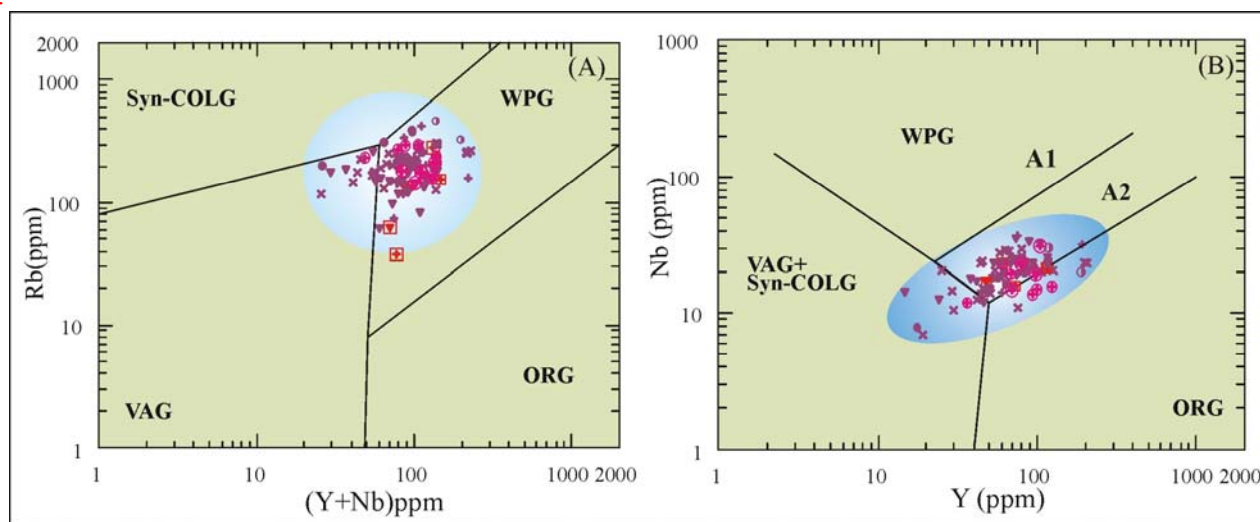


Figura 16 - Diagramas de discriminação tectônica para granitóides (Pearce *et al.*, 1984).

3.4.2.1 Suíte Serra da Providência

Os diagramas de Harker para os óxidos (Figura 18) das intrusões graníticas que constituem essa suíte revelam *trend* geral contínuo, com ausência de lacunas entre os termos com menor teor de SiO₂ (66% em peso para quartzo-monzonito) até valores acima de 75% em peso para os quartzo-sienitos e sienogranitos mais evoluídos. Com o aumento da sílica há regular e suave decréscimo

(correlação negativa) de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 e CaO ; os valores de P_2O_5 e K_2O aumentam num primeiro estágio e depois decrescem no sentido dos termos mais silicosos; MgO decresce abruptamente nos monzogranitos menos silicosos com atenuação do gradiente no sentido das rochas mais evoluídas, enquanto Na_2O permanece relativamente constante com a diferenciação. Ba , V , Ta , Sr , Zr , Sc e a razão K/Rb mostram correlação negativa bem definida com o aumento da diferenciação (Figura 19) Y , Ce , Nb e as razões Y/Nb e Sr/Ba têm comportamento relativamente constante, pouco variando com o aumento de SiO_2 , as razões Ga/Al e Rb/Sr aumentam com a diferenciação.

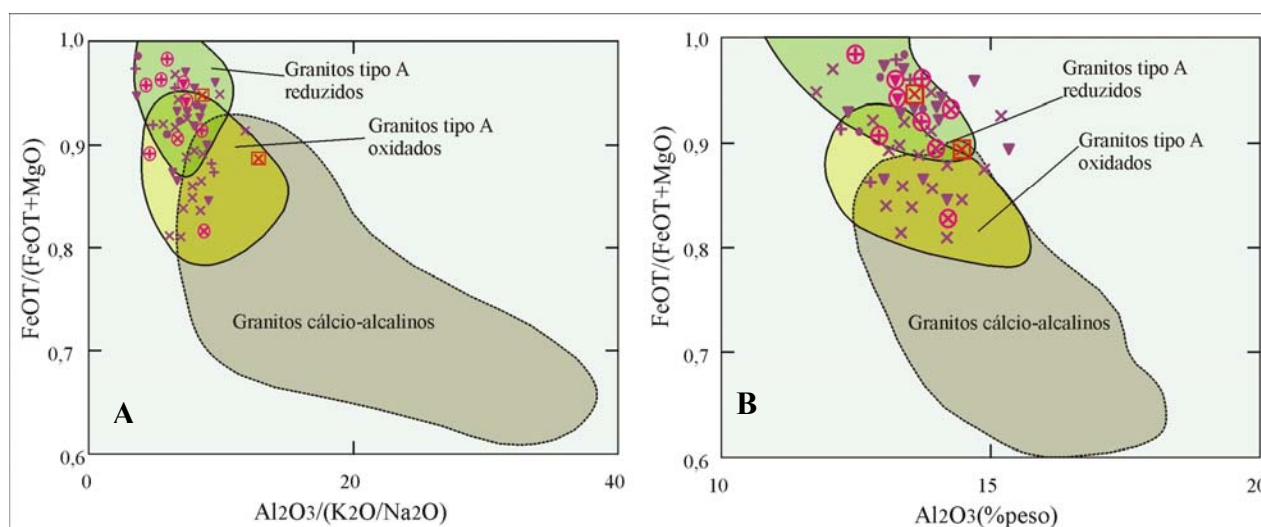


Figura 17 - Diagramas mostrando os campos composicionais dos granitos cálcio-alcálinos e tipo A (reduzidos e oxidados) do centro-leste de Rondônia (Dall’Agnol & Oliveira, 2006). Símbolos como Figura 14.

O padrão de ETR para os sienogranitos (Figura 20) mostra baixa razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$, altos valores de $\text{ETR}_{\text{total}}$ (valor extremo de 480 ppm), onde os $\text{ETR}_{\text{leves}}$ variam de 100 a 500 x condrito e os pesados entre 4 e 70 x condrito. A forte anomalia negativa de Eu (8 a 25 x condrito) aumenta para os termos mais evoluídos, com razões Eu/Eu^* variando de 0.29 a 0.46 (Tabela 2), o que sugere cristalização fracionada ou partição preferencial de Eu^{2+} nas fases fluidas aquosas em coexistência com os fundidos (Irber, 1999). No diagrama de multielementos (Figura 20) normalizados ao condrito, as fortes anomalias negativas de Sr , Ti e P vêm acompanhadas de anomalias negativas de Nb , Ta , Zr , U , Ba e Rb mais suaves, com enriquecimento em Ce , La , Th e ETR pesados, padrão característico dos granitos tipo A.

Os monzogranitos (Figura 20) são enriquecidos em ETR leves, com alto conteúdo de ETR total, mostrando forte anomalia negativa de Eu (8 a 40 x condrito) e razões Eu/Eu^* entre 0,3 e 0,66. As razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 3 e 31 são mais elevadas do que as dos sienogranitos (Figura 20) e conduzem a padrões com maior fracionamento ETR leves (variam de 90 a 200 x condrito) e ETR

pesados (3 a 40 x condrito). O diagrama de multielementos normalizados ao condrito (Figura 20) mostra padrão similar aos sienogranitos com anomalias negativas de Sr, Nb, Ta, Rb, Ti, P, U e Zr, com enriquecimento em Th, La, Ce e Ba.

Os quartzo-monzonitos (Figura 20) apresentam baixo fracionamento ETR leves e ETR pesadas com $(La/Yb)_N$ entre 2 e 6, conteúdos relativamente baixos de ETRtotal (230 a 310), ETR leves variando de 100 a 200 x condrito, ETR pesadas entre 20 e 40 x condrito, moderadas anomalias negativas de Eu (16 a 30 x condrito) e razão Eu/Eu^* entre 0,4 e 0,6. Curva com acentuada depleção em ETR pesadas sugere fontes diferentes para estas rochas, cristalização fracionada da hornblenda, contaminação progressiva ou efeito mineral. No diagrama de multielementos normalizados ao condrito (Figura 20) os quartzo-monzonitos têm comportamento muito similar aos monzogranitos e sienogranitos com fortes anomalias negativas de Sr, Ti e P, fracas anomalias negativas de Nb, Ta, Zr, Ba e Rb e enriquecimento em Ce, La, Th.

Para os quartzo-sienitos os padrões ETR (Figura 20) mostram baixo fracionamento ETR leves (150 a 250 x condrito) e ETR pesadas (10 a 40 x condrito), com ETR total entre 320 e 400, forte anomalia negativa de Eu (8 a 20 x condrito) e razões Eu/Eu entre 0,14 e 0,21, além de mostrar curva de amostra enriquecida em ETR pesadas sugerindo fontes heterogêneas. No diagrama de multielementos normalizados ao condrito (Figura 20) os quartzo-sienitos mostram fortes anomalias negativas de Sr, Ti e P, fracas anomalias negativas de Nb, Ta, Ba e Rb e enriquecimento em Rb, Zr, Ce, La, Th, Nd e Y.

Com relação aos padrões de ETR os charnockitos podem ser divididos em dois subgrupos (Figura 21), com o tipo 1 mostrando forte fracionamento entre ETR leves (100 a 250 x condrito) e pesadas (7 a 30 x condrito), anomalias negativas de Eu muito sutis (~ 30 x condrito) ou fracamente positivas e razão Eu/Eu^* de 0,61 a 1,27. O tipo 2 mostra conteúdo de ETRleves entre 150 e 300 x condrito, menor fracionamento com os ETR pesados (4 a 40 x condrito), razões $(La/Lu)_N$ inferiores às do tipo 1, anomalias negativas de Eu mais acentuadas (20 a 50 x condrito) e razões Eu/Eu^* entre 0,3 e 0,5. Os diagramas de multielementos normalizados ao condrito (Figura 21) para os dois subgrupos mostram que os dois tipos têm tanto forte depleção em HFSE (Ti, P, Sr) quanto enriquecimento (Zr e Hf), leve empobrecimento em K, Nb e Ta, maior enriquecimento em La, Ce e ETRpesados no tipo 1 e comportamentos oscilatórios dos LILE (Ba, Rb, K, Th, U) em ambos.

3.4.1.2 Suíte Rio Crespo

Nos diagramas de Harker (Figura 18) os granitos da suíte Rio Crespo mostram correlação positiva para K_2O e Na_2O e negativa para CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , MgO e Al_2O_3 com o aumento de SiO_2 , enquanto o comportamento do conteúdo de elementos-traço (Figura 19) apresenta, em relação

ao aumento de SiO₂, correlação negativa de Ba, V, Ta, Sr, Zr, Sc, K/Rb, fracamente positiva para as razões Rb/Sr e Y/Nb, constante para Y, Ce e Nb e tendência pouco definida para a razão Sr/Ba.

O padrão de ETR dos granitos (Figura 22) mostra baixas razões (La/Yb)_N, altos valores de ETR_{total} (valor extremo de 580 ppm para quartzo-monzonito), onde os ETR leves variam de 120 a 300 x condrito e os pesados entre 10 e 50 x condrito. A forte anomalia negativa de Eu (10 a 40 x condrito) aumenta para os termos mais evoluídos, com razões Eu/Eu* variando de 0.2 a 0.5 (Tabela 2). Nos diagrama de multielementos (Figura 22) normalizados ao condrito as fortes anomalias negativas de Sr, Ti e P são acompanhadas de anomalias negativas de Nb, Ta, Zr, Ba e Rb mais suaves, com enriquecimento em Ce, La, Th e ETR pesados.

Os charnockitos da suíte Rio Crespo (Figura 22) mostram significativo fracionamento ETR leves e ETR pesados, com enriquecimento em ETR leves (250 a 450 x condrito) e ETR pesados entre 15 e 20 x condrito e moderadas anomalias negativas de Eu (20 x condrito). Quando normalizados ao condrito os padrões de multielementos mostram fortes anomalias negativas de Sr, Ti e P, acompanhadas de anomalias negativas de Nb, Ta, Zr, Ba e Rb mais suaves, enriquecimento em Ce, La, Th e ETR pesados e comportamento oscilatório de Th.

3.4.1.3 Suíte Alto Candeias

Apesar do reduzido número de análises é possível definir *trend* geral, que deve necessariamente ser melhor caracterizado em trabalhos futuros, para os elementos maiores e traço dos granitos da suíte Alto Candeias. A Figura 18 mostra o comportamento dos elementos maiores onde CaO, TiO₂, P₂O₅, Fe₂O₃ e MgO tem correlação negativa com SiO₂, K₂O tem correlação positiva e Na₂O permanece constante com o aumento da diferenciação. Entre os elementos-traço Ba, Ta, Y, Zr, Nb, Co, Ce e a razão Y/Nb aumentam com a diferenciação enquanto V, Sr e Sc diminuem (Figura 19).

O padrão de ETR dos granitos (Figura 23) mostra razões (La/Yb)_N baixas (~ 5) com ETRleves entre 180 a 550 x condrito e ETRpesados de 12 a 40 x condrito (uma amostra apresenta significativo fracionamento com La/Yb = 31 indicando possível mistura de fontes), fortes anomalias negativas de Eu (10 a 40 x condrito) com razões Eu/Eu* variando de 0.3 a 0.6 (Tabela 3). Nos diagrama de multielementos (Figura 23) normalizados ao condrito, as fortes anomalias negativas de Sr, Ti e P são acompanhadas de anomalias negativas de Nb, Ta e Ba mais suaves e enriquecimento em Ce, La, Th, U, K, Rb e ETR pesados.

Os charnockitos da suíte Alto Candeias (Figura 23) mostram baixo fracionamento ETRleves (~ 100 x condrito) e ETRpesados (~ 10 x condrito) e fracas anomalias negativas de Eu (~ 20 x condrito) com razão Eu/Eu* em torno de 0,70. Quando normalizados ao condrito (Figura 23) os

padrões de multielementos são similares aos granitos, porém com anomalias negativas de Sr, Ti, Nb e P menos pronunciadas e enriquecimento em Ce, La, Th e ETR pesados

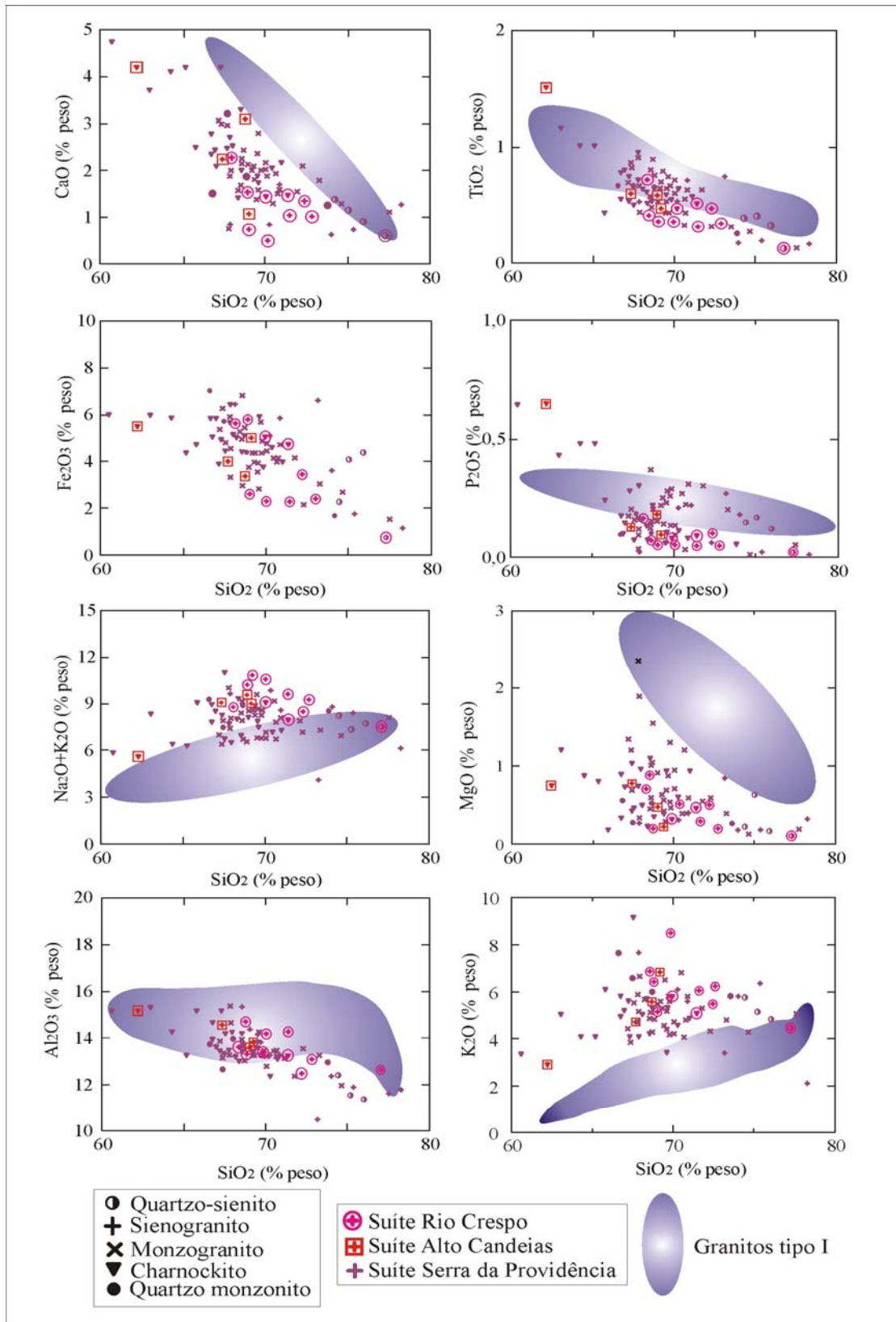


Figura 18 – Diagramas de Harker para elementos maiores dos granitos e charnockitos estudados e comparação com os granitos tipo I.

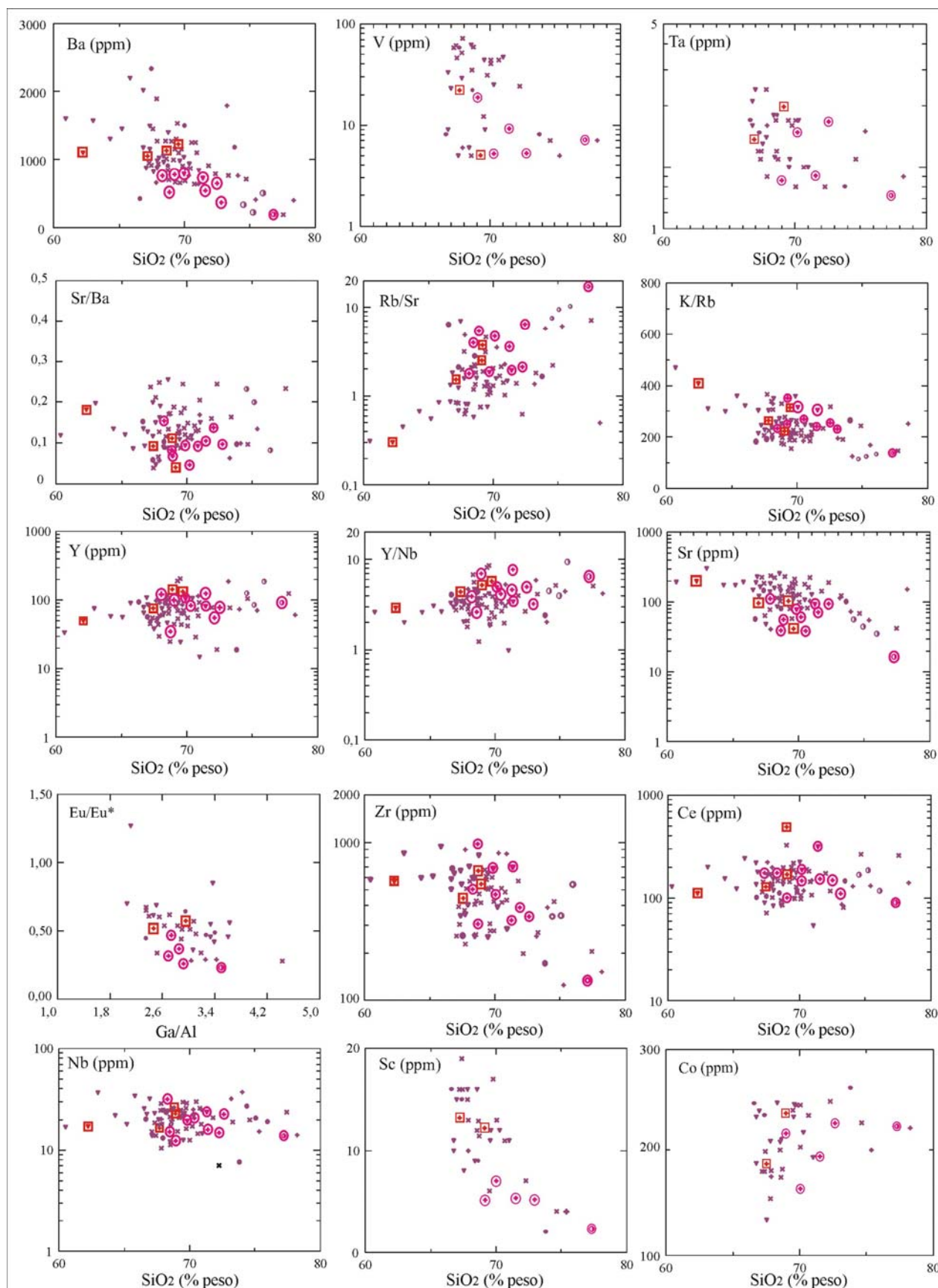


Figura 19 - Diagramas de Harker mostrando a variação geoquímica dos principais elementos-traço nos granitóides estudados. Símbolos como Figura 18.

3.5 Comparação entre as suítes de granitos e charnockitos

A comparação entre os granitos das três suítes, que destaca alguns contrastes sutis, porém importantes, pode ser visualizada na Tabela 1 e estão sumarizados abaixo. As diferenças geoquímicas entre os charnockitos das diferentes suítes não puderam ser estabelecidas de forma consistente em razão do número insuficiente de análises das suítes Rio Crespo e Alto Candeias.

3.5.1 Granitos

- (i) em relação às suítes Rio Crespo e Alto Candeias os granitos da suíte Serra da Providência têm valores mais baixos em U, Hf, Y, Zr e ETRpesados, razões TiO_2/MgO , Na_2O/K_2O e Rb/Sr inferiores, são levemente mais ricos em Mg, Fe, P, Co, Nb, Th e razão Rb/Ba , com teores significativamente mais altos em Sr, Cr, Cu, V, Cs e Ni;
- (ii) a suíte Rio Crespo, que mostra teores significativamente mais baixos em V e Sc e expressivamente mais altos em U, Pb e na razão Rb/Sr , têm granitos levemente mais empobrecidos em Mg, Ca, Ti, P, Sr, Ta, Ba e Ni, com valores um pouco mais elevados em K, Rb, Zn e Na_2O+K_2O ;
- (iii) a suíte Alto Candeias caracteriza-se por conteúdo em Y e ETR expressivamente maior e alta razão TiO_2/MgO , teores levemente mais altos em Ca, Na, Ba, Ta, Zr, Sc e razão K/Rb com concentrações levemente menores em Cr, Rb, Th, Cu, Zn, Pb e razões Sr/Ba e Rb/Ba ;
- (iv) as sutis diferenças no conteúdo e comportamento dos elementos-traço podem ser visualizadas na Tabela 1 e Figura 19 e estão ilustradas no diagrama $Y/Nb \times SiO_2$, que mostra correlação positiva para a suíte Alto Candeias, negativa para a Rio Crespo e é relativamente constante para a suíte Serra da Providência..

3.5.2 Charnockitos

- (i) em relação às suítes Rio Crespo e Alto Candeias os charnockitos da suíte Serra da Providência mostram distinto comportamento dos elementos maiores, com valores de Mg, Fe e álcalis mais altos e teores de Ti, P e Mn mais baixos, enquanto os elementos-traço apresentam maior conteúdo em Ba, Nb, Rb, Sn, Ta e Sr;

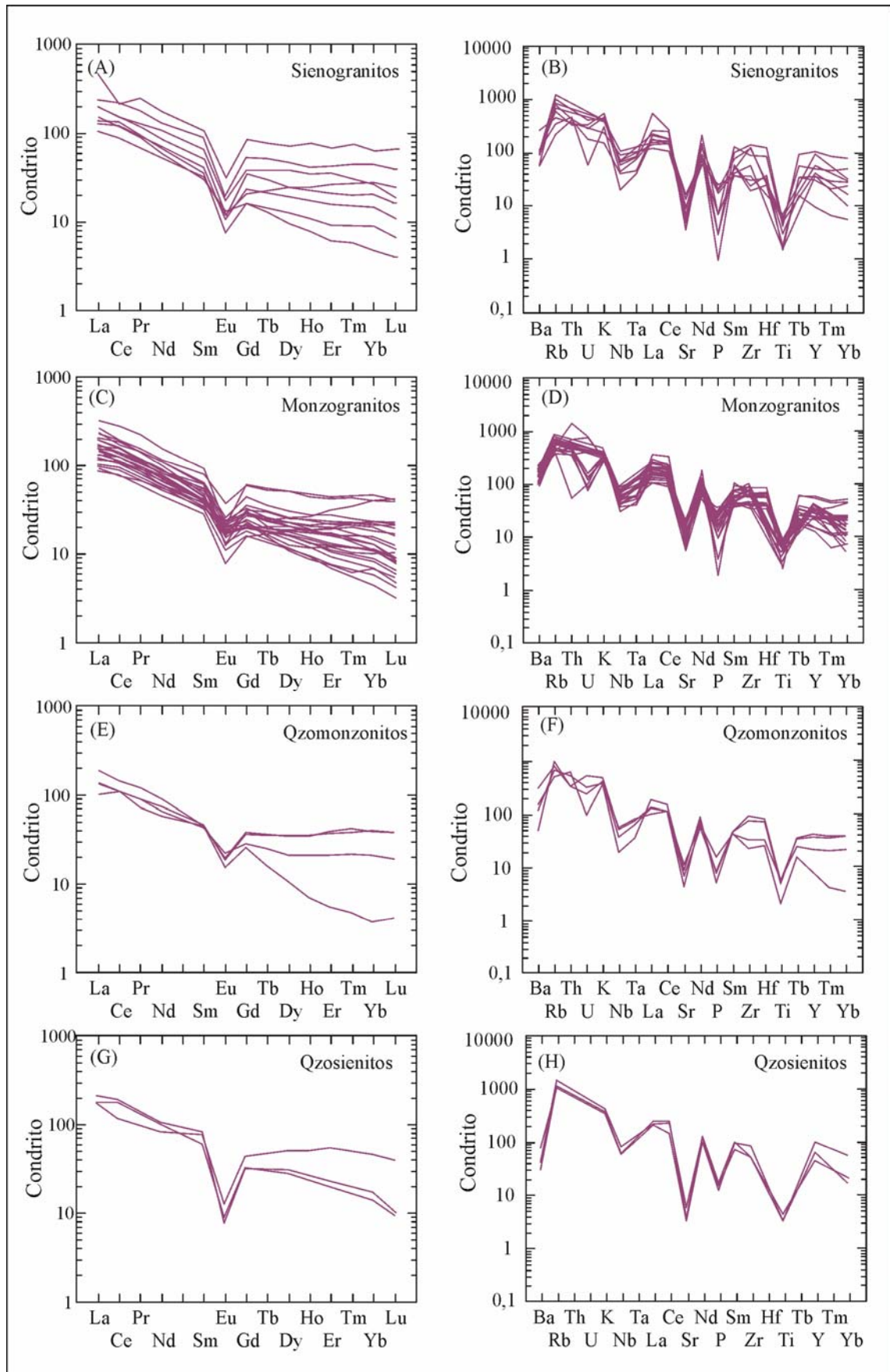


Figura 20 - Padrão de ETR e diagramas de multi-elementos dos granitos da suíte Serra da Providência.

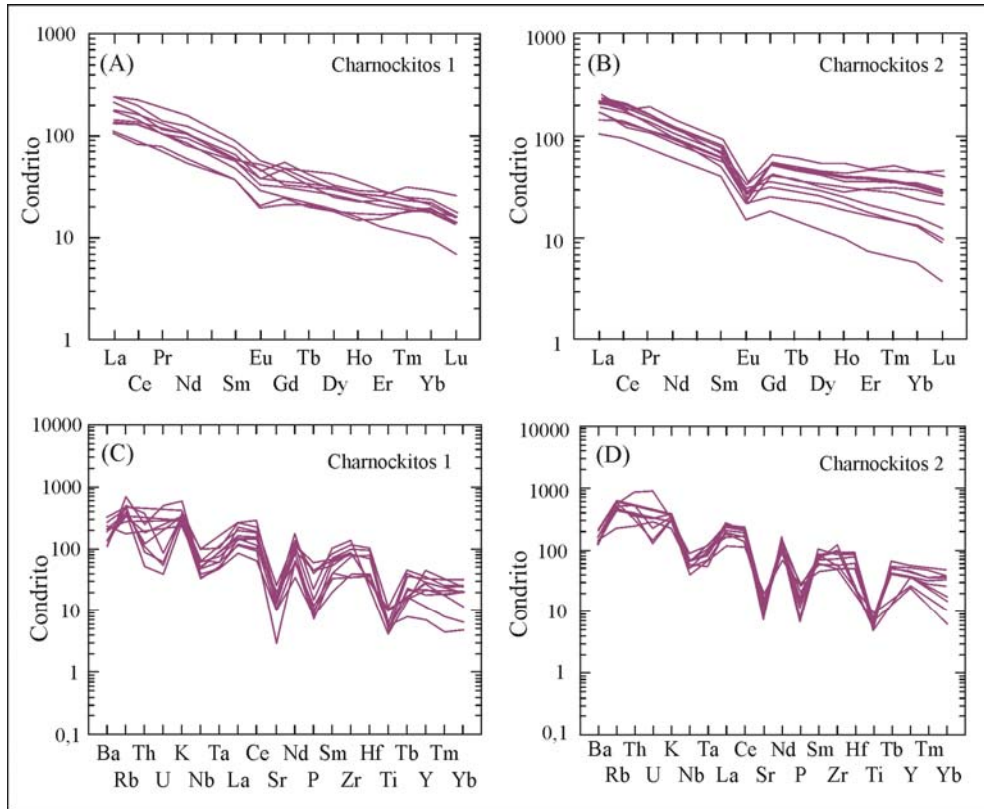


Figura 21- Padrão de ETR e diagramas de multi-elementos dos charnockitos da suíte Serra da Providência.

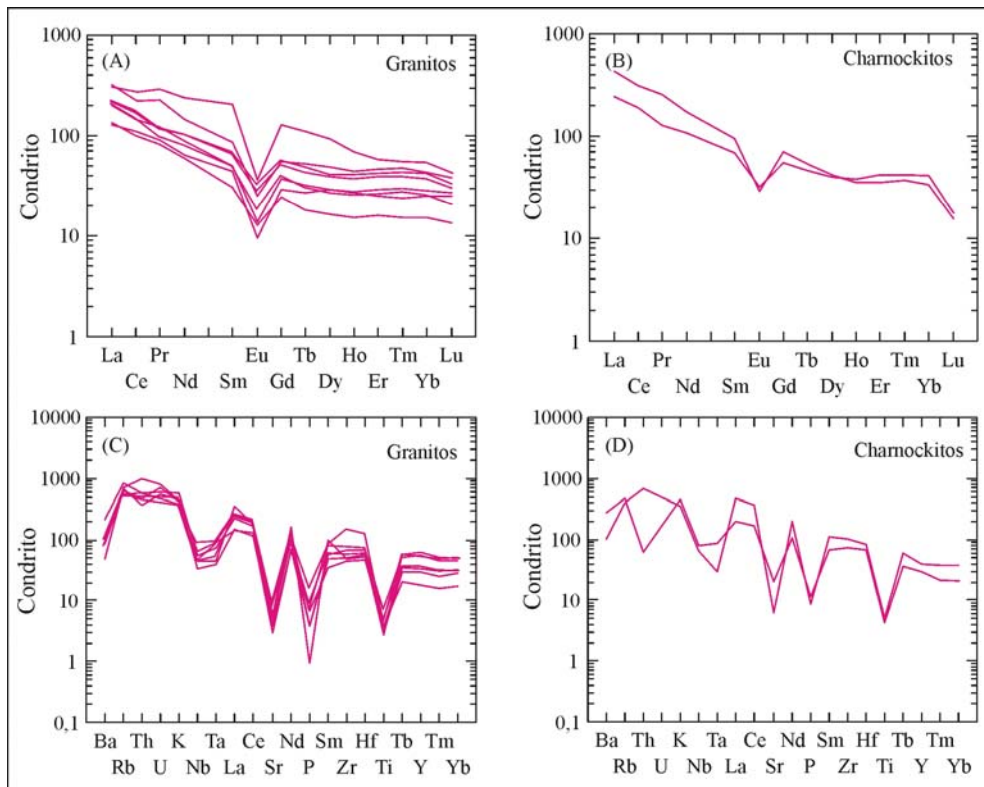


Figura 22 – Padrões de ETR e diagramas de multi-elementos dos granitos e charnockitos da suíte Rio Crespo.

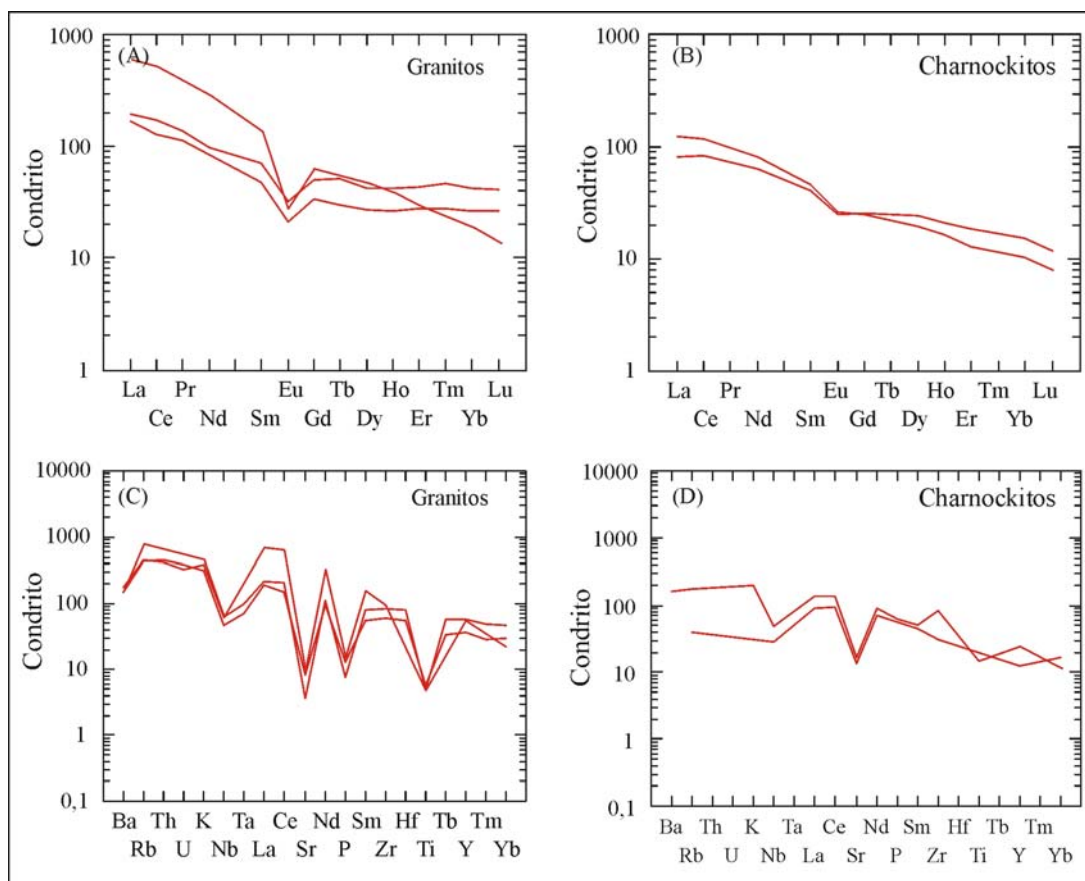


Figura 23- Padrões de ETR e diagramas de multi-elementos dos granitos e charnockitos da suíte Alto Candeias.

- (ii) a suíte Rio Crespo destaca-se pelos baixos teores de Mg, Ca e Sr e alto conteúdo de Th e ETRtotal;
- (iii) a suíte Alto Candeias caracteriza-se por maior conteúdo em Ca, Ti e P, baixos valores de K, Nb, Rb, Zr, Y e ETRtotal e alta razão TiO_2/MgO ;
- (iv) os dados isotópicos apresentados adiante demonstram que os charnockitos das três suítes repetem o padrão apresentado pelos granitos, com fontes similares de forte ascendência crustal e idades-modelo significativamente diferentes.

3.6 Comparação com outros granitos e charnockitos tipo A

Neste artigo a comparação dos granitóides estudados com outras importantes suítes tipo A do Cráton Amazônico e do mundo resume-se à origem dos seus protólitos (Figura 24) e comportamento de elementos-traço uma vez que estudos de química mineral e fugacidade de oxigênio não foram realizados. Apesar disso, a alta razão $FeOt/(FeOt+MgO)$, o alto conteúdo de K e a substancial presença de magnetita sugerem que parte substantiva dos granitóides estudados têm afinidade com séries oxidadas (Dall'Agnol *et al.*, 1999), enquanto outra parcela apresenta

características compatíveis com séries *rapakivi* clássicas, relacionadas com condições magmáticas de natureza redutora (Rämö, 1991), o que sugere fontes de natureza complexa e condições petrogenéticas distintas.

Para comparar as fontes dos granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia com outros granitos tipo **A**, alguns dados representativos foram selecionados a partir da literatura específica. A maioria dos exemplos provém de granitos proterozóicos da América do Norte (Collerson, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Anderson e Bender, 1989; Emslie, 1991), do Craton Amazônico (Dall’Agnol *et al.*, 1999, 2005) e os granitos *rapakivi* da Fennoscandia (Rämö, 1991), mas alguns granitos fanerozóicos foram também considerados (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Eby *et al.*, 1992).

A Figura 24 mostra que os granitos e charnockitos das três suítes estudadas diferem geoquimicamente dos granitos da White Mountain Series e dos Nigerian Younger granites e mostram similaridade com os Australian A-type granites, Central-SW granites, USA, granitos Musa e Jamon (Pará, Brasil), e caem no campo do sub-tipo A2 (Eby, 1992), consistente com sua derivação a partir de fontes com expressiva contribuição continental.

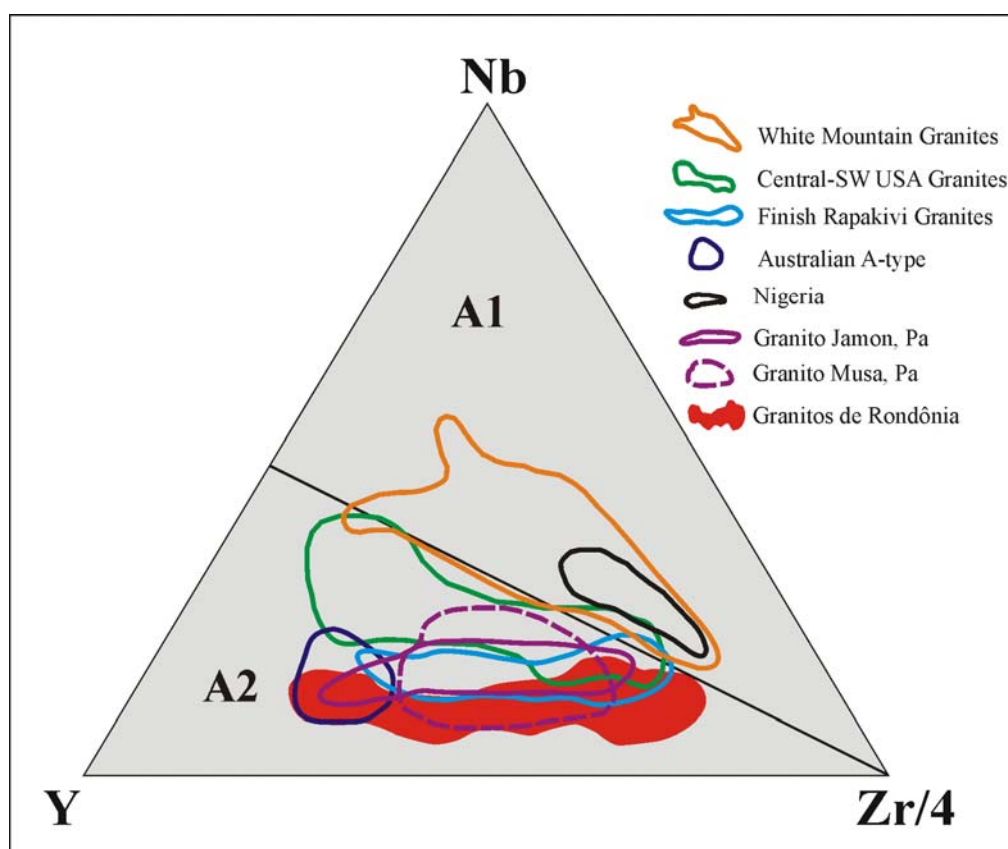


Figura 24 - Comparação dos granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia com suítes de granitos tipo **A** de outras regiões do Cráton Amazônico e do mundo com ênfase nas fontes.

A Figura 25a mostra a comparação entre o padrão geoquímico dos granitos do centro-leste de Rondônia com o padrão da média dos granitos tipo A de Dall’Agnol, Whalen, Eby e Collins e com a curva composicional média dos granitos tipo I do Lachlan Fold Belt. Na comparação dos granitos tipo A de Rondônia com a média dos granitos tipo I é possível concluir que:

- (i) os teores de Pb nos granitóides de Rondônia são inferiores enquanto os valores nos demais conjuntos de granitos tipo A considerados são superiores;
- (ii) os granitóides tipo A utilizados na comparação mostram teores mais elevados de Zr, Nb, K, Rb, Th, Y e ETRleves;
- (iii) os valores de Sr, Ti, Ba e P de todos os conjuntos de granitos tipo A comparados são mais altos
- (iv) o teor de U dos monzogranitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência é inferior enquanto para os demais conjuntos é levemente superior.

Na mesma figura é possível comparar os padrões geoquímicos dos granitos tipo A do centro-leste de Rondônia com a média composicional dos granitos tipo A dos autores acima mencionados e concluir que:

- (i) os teores de Pb dos granitos de Rondônia são inferiores;
- (ii) teores de Rb e Ba dos granitos aqui estudados são similares aos dos granitos de Dall’Agnol et al. (1982), porém levemente superiores aos demais;
- (iv) valores de Ti, K e ETRleves nos granitos do centro-leste de Rondônia são fracamente superiores;
- (iv) teores de Sr, Y, P, Zr, Nb, Th similares em todos os conjuntos comparados;
- (V) valores de U nos granitos Serra da Providência inferior aos dos demais conjuntos estudados.

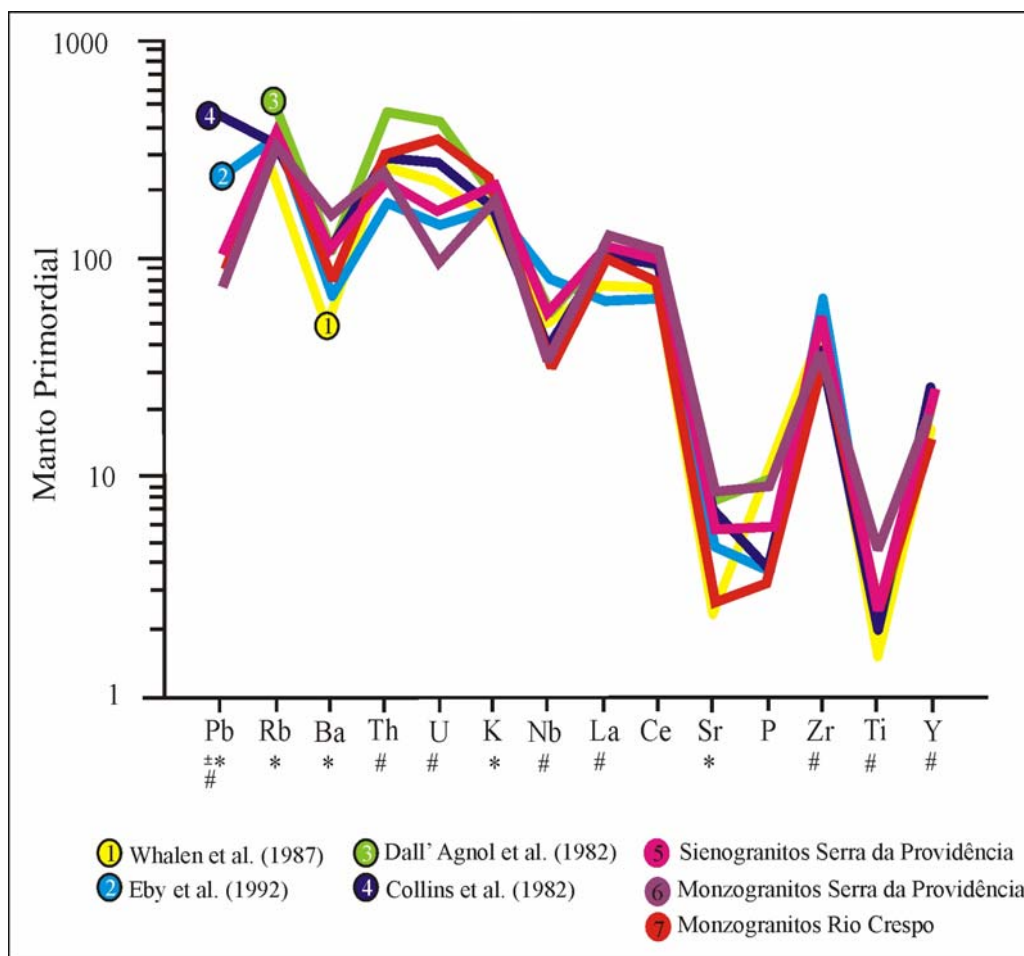


Figura 25a- Comparação dos diagramas de multielementos dos granitos das suítes Rio Crespo e Serra da Providência com as curvas das médias dos granitos tipo A segundo os autores supracitados.

A comparação geoquímica entre os charnockitos das suítes Rio Crespo e Serra da Providência com as diversas suítes charnockíticas da Antártica (Figura 25b) revela a similaridade nos padrões normalizados ao manto primitivo dos conjuntos estudados, porém mostra oscilação nos teores de alguns elementos. Em relação aos charnockitos da Antártica os seus similares da suíte Serra da Providência mostram teores de Ba, Th, Sr, P e Ti fracamente inferiores e quantidades de U, K, Nb e Zr levemente superiores. Os charnockitos da suíte Rio Crespo mostram teores depletados de Rb, Sr, P e Ti em relação aos seus congêneres da Antártica e destacam-se por valores de Th e K mais altos. Na mesma figura é possível comparar os charnockitos do centro-leste de Rodônia com os granitos tipo I do Lachlan Fold Belt destacando-se a depleção de U e Th (característica dos charnockitos ígneos) e conteúdos mais elevados em Ti, P e Zr, o que reflete temperaturas de fusão mais altas no processo de geração dos charnockitos ígneos. Os charnockitos da suíte Rio Crespo destacam-se pelo enriquecimento de Th-U e depleção de Ba em relação aos granitos tipo I, o que pode significar particularidades químicas da fonte.

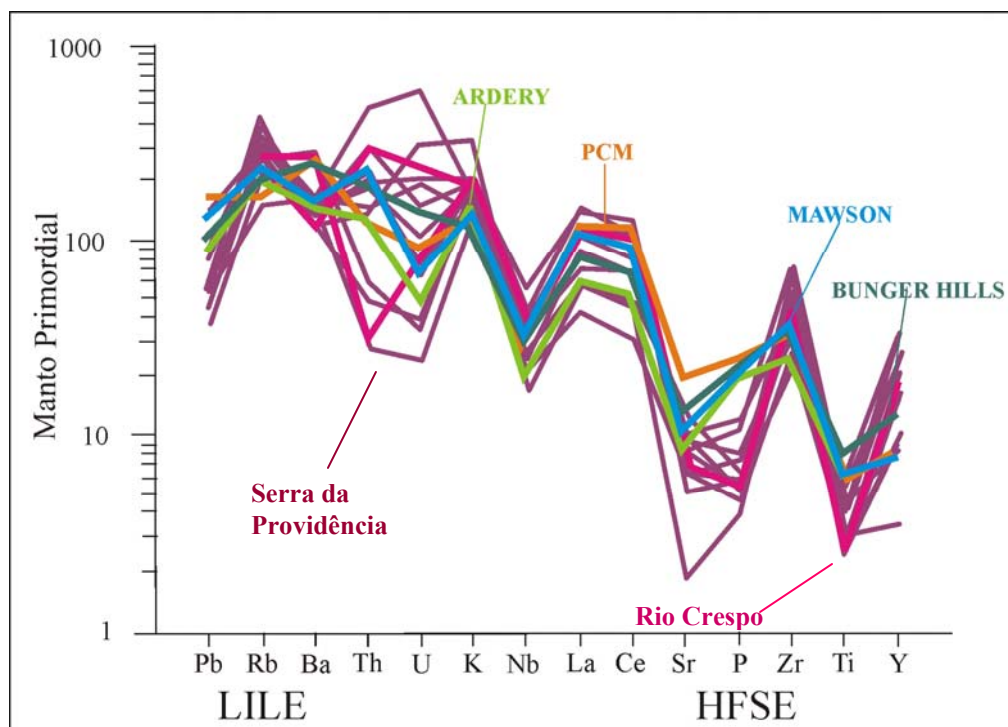


Figura 25b– Diagramas de multielementos comparando os charnockitos das suítes Rio Crespo e Serra da Providência com os charnockitos da Antártica (Zhao *et al.*, 1997).

Diagramas de multielementos normalizados ao ORG dos charnockitos das três suítes estudadas (Figura 26 A) reforçam suas similaridades como enriquecimento significativo em álcalis (Rb e K), Ba e Th, enriquecimento mais sutil em Ce e Nb-Ta levemente superior ao ORG. Contudo, demonstram com clareza diferenças importantes como a existência de dois tipos de charnockitos na suíte Serra da Providência com discrepância nos teores de Th, Nb-Ta, ETRleves (Ce, Sm) Zr-Hf e ETRpesadas e a similaridade entre os charnockitos da suíte Alto Candeias e o charnockito tipo 1 da suíte Serra da Providência e os da suíte Rio Crespo com os charnockitos tipo 2.

Na Figura 26B torna-se mais sugestiva a idéia de que as diferenças geoquímicas apresentadas pelos dois tipos de charnockitos da suíte Serra da Providência podem relacionar-se mais à heterogeneidade de fontes do que a particularidades nos processos petrogenéticos uma vez que as principais diferenças traduzem-se no conteúdo de HFSE. A mesma figura mostra similaridade dos charnockitos tipo 2 da suíte Serra da Providência com os charnockitos do SW da Noruega e com os granitos alcalinos da Escócia enquanto os charnockitos tipo 1 mostram feições características de magmas calcioalcalinos e similaridade com granitos de subducção (Chile) e com granitos pós-cinemáticos dos Pirineus.

Candeias apresentam padrão intermediário entre granitos de subducção e granitos alcalinos (pequena participação de material de subducção na composição da fonte não pode ser descartada).

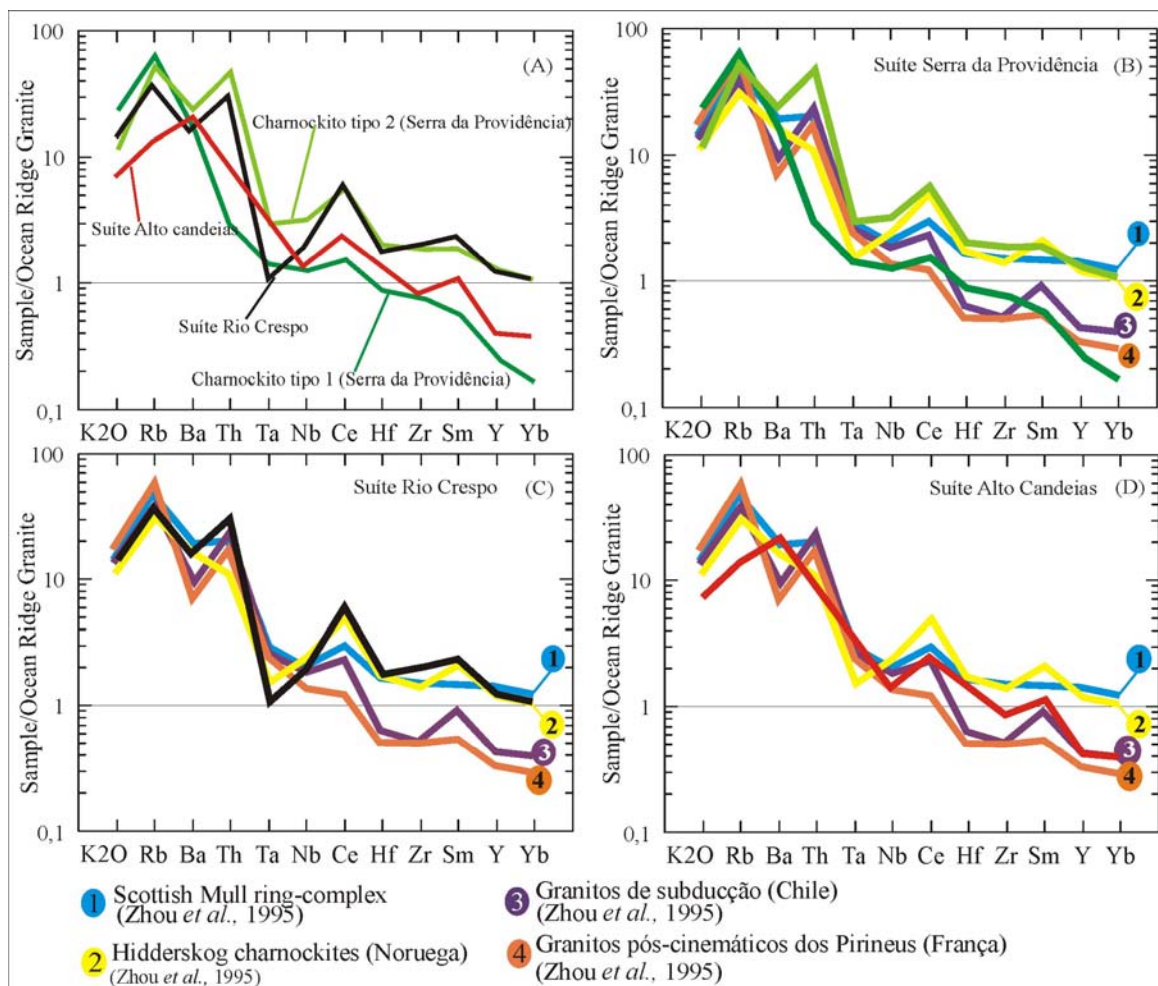


Figura 26 – Comparação entre os charnockitos do centro-leste de Rondônia com as suítes estudadas por Zhou et al. (1995). Normalização ao ORG (Pearce et al., 1984).

Tabela 1 - Composição química média dos granitos e charnockitos tipo A do centro-leste de Rondônia e sua comparação com os valores de Collins, Whalen e Dall’Agnol.

	SERRA PROVID	RIO CRESPO	ALTO CANDEIAS	SERRA PROVID	RIO CRESPO	ALTO CANDEIAS	COLLINS	WHALEN	DALL’AGNOL	DALL’AGNOL
	Granitos	Granitos	Granitos	Charnock	Charnock	Charnock	(1)	(2)	(3)	(4)
SIO2	70,32	70,91	68,77	65,66	67,92	65,20	75,00	73,80	72,58	73,09
AL2O3	13,57	13,49	13,90	14,57	14,22	15,10	12,20	12,40	12,80	12,10
FE2O3	3,61	3,43	3,53	5,09	4,84	4,90	1,00	-	1,70	1,61
MGO	0,58	0,40	0,43	0,93	0,54	0,70	0,20	0,20	0,44	0,27
CAO	1,90	1,18	2,15	3,18	2,83	4,20	0,70	0,80	1,88	1,68
NA2O	2,94	3,07	3,30	2,98	2,83	2,70	3,40	4,10	3,40	3,20
K2O	5,32	6,04	5,62	5,02	4,17	2,90	4,50	4,70	4,50	5,07
TIO2	0,53	0,40	0,53	0,92	0,99	1,50	0,25	0,30	0,41	0,29
P2O5	0,15	0,07	0,13	0,33	0,37	0,65	0,05	0,00	0,19	0,15
MNO	0,07	0,06	0,09	0,08	0,11	0,13	0,05		0,05	0,02
Ba	955,67	660,83	1102,67	1300,23	949,00	1100,00	671,00	352,00	1271,00	675,80
Co	188,37	180,78	183,90	190,79	n.a	n.a	2,00	3,00		7,85
Cr	13,69	8,21	6,85	10,58	n.a	n.a	1,50	2,00		8,05
Cs	1,85	1,02	0,85	1,90	n.a	n.a	6,00			
Ga	20,49	21,36	20,15	21,47	n.a	n.a	20,50			19,88
Hf	11,93	13,41	13,75	17,63	16,40	n.a	9,50	8,00		
Nb	19,28	18,51	18,95	28,14	19,00	13,50	22,00	37,00	21,00	34,00
Rb	205,47	220,22	153,55	159,20	105,25	37,50	205,00	169,00	193,00	297,50
Sc	11,09	4,80	12,50	11,91	n.a	n.a	16,50			7,00
Sn	5,64	5,80	5,50	4,55	1,00	1,00				
Sr	137,70	62,30	71,00	220,98	139,00	182,00	98,00	48,00	160,00	116,00
Ta	1,62	1,32	1,70	1,83	0,76	n.a	2,90			
Th	23,73	22,68	18,15	9,84	25,52	n.a	23,50	23,00		39,10
U	3,42	8,72	4,30	3,17	n.a	n.a	5,50	5,00		8,85
V	32,00	9,20	14,00	26,55	n.a	n.a	4,00	6,00		10,20
Zr	423,45	468,36	488,85	652,70	626,50	388,00	330,00	528,00	303,00	270,00
Cu	5,93	3,22	2,45	8,53	n.a	n.a	6,50	2,00		13,30
Zn	71,77	82,00	53,00	64,09	n.a	n.a	128,00	120,00		42,70
Pb	6,50	51,00	5,00		n.a	n.a	32,50			
Ni	5,88	2,64	3,20	3,95	n.a	n.a	1,00	1,00		2,57
Y	76,15	83,89	100,73	70,35	69,00	37,00	85,00	75,00	53,30	83,33
La	80,81	79,76	122,50	76,25	83,63	36,86		55,00		
Ce	166,42	138,31	271,13	165,69	174,68	94,65		137,00		
Pr	14,58	18,79	17,37	14,51	26,17	n.a				
Nd	70,26	76,84	115,50	78,00	78,85	50,80		67,00		
Sm	13,71	16,87	20,17	15,38	14,79	9,83		16,00		
Eu	2,03	1,82	2,39	3,23	2,45	2,20		2,00		
Gd	11,56	16,03	15,38	13,93	13,48	7,63		14,00		
Tb	1,58	2,61	2,37	1,84	1,46	n.a		2,00		
Dy	11,03	15,11	15,12	11,77	11,42	8,16				
Ho	2,27	3,07	3,11	2,34	2,24	1,55				
Er	6,76	8,96	8,54	6,53	6,39	3,80				
Tm	0,81	1,28	1,33	0,75	0,70	n.a				
Yb	6,15	8,53	7,33	5,61	5,88	3,11		9,00		
Lu	0,61	0,84	1,03	0,62	0,44	0,36				
ANK	1,30	1,17	1,21	1,43	1,62	1,99				
ACNK	0,97	0,99	0,91	0,91	1,00	0,99				
FeOT/MgO	0,87	0,88	0,89	0,84	0,79	0,66			0,89	0,93
Mg#	23,04	19,07	17,75	26,62	22,81	32,35				
K2O/Na2O	1,97	2,04	1,83	1,74	1,46	1,07	1,32	1,15	1,32	1,58
NA2O+K2O	8,26	9,12	8,92	8,00	7,00	5,60	7,90	8,80	7,90	8,27
Ga/Al	2,94	2,95	2,73	2,99	n.a	n.a				
K/Rb	229,42	235,21	271,38	275,66	348,23	394,64	182,17	230,79	193,49	141,43
Sr/Ba	0,27	0,27	0,07	0,27	0,15	0,18	0,15	0,14	0,13	0,17
Rb/Ba	0,34	0,27	0,14	0,14	0,12	0,06	0,31	0,48	0,15	0,44
Rb/Sr	2,34	7,56	2,58	1,84	0,30	0,30	2,09	3,52	1,21	2,56
ETRTOTAL	388,58	389,03	596,25	396,45	409,49	218,94				
Eu/Eu*	0,51	0,40	0,45	0,68	0,59	0,75				
TiO2/MgO	1,15	1,41	2,36	1,12	1,73	2,14	1,25	1,50	0,93	1,07

 (1) Collins *et al.*, 1982; (2) Whalen *et al.*, 1986; (3) Dall’Agnoll *et al.*, 1999; (4) Dall’Agnoll *et al.* 2005.

(2) n.a = não analisadas

Tabela 2 – Composição química dos granitos e charnockitos mesoproterozóicos tipo A estudados.

Suíte Serra da Providência													
	JS-01	JS-4A	JS-15	JS-36	JS-39	JS-46A	JS-46B	JS-49	JS-50	JS-60B	JS-62	JS-81	JS-104
	Monzo-granito	Monzo-granito	Quartzo-monzonito	Quartzo-monzonito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Quartzo-monzonito	Monzo-granito	Monzo-granito	Sieno-granito	Monzo-granito	Monzo-granito
SiO ₂	67.90	70.06	66.58	68.64	70.67	68.60	67.39	67.38	67.19	70.05	75.35	67.43	74.64
Al ₂ O ₃	14.65	12.80	13.68	13.78	13.48	13.66	13.16	12.63	13.86	13.23	11.91	13.38	11.97
Fe ₂ O ₃	4.57	4.78	7.09	4.39	3.97	5.10	6.26	5.78	5.38	4.45	1.76	4.87	2.71
MgO	1.89	0.71	0.55	0.50	1.21	1.01	1.21	0.21	1.34	0.95	0.18	0.69	0.13
CaO	1.88	2.02	1.40	1.70	1.94	2.26	3.00	3.12	3.06	2.17	0.73	3.01	1.29
Na ₂ O	2.40	2.43	1.36	3.02	2.63	2.76	2.53	1.10	2.55	2.55	2.07	2.34	2.67
K ₂ O	5.15	4.73	7.65	6.03	4.08	5.12	3.86	6.55	4.46	4.23	6.34	5.54	4.29
TiO ₂	0.65	0.70	0.63	0.55	0.54	0.72	0.85	0.65	0.68	0.59	0.18	0.81	0.26
P ₂ O ₅	0.04	0.14	0.09	0.10	0.04	0.16	0.21	0.18	0.18	0.10	0.03	0.18	0.02
MnO	0.05	0.05	0.15	0.06	0.06	0.06	0.06	0.84	0.07	0.07	0.02	0.09	0.03
LOI	0.70	1.00	0.70	0.80	0.90	0.60	0.80	1.00	0.90	0.80	1.00	0.90	1.20
SUM	100.00	99.52	99.92	99.68	99.60	100.15	99.44	99.70	99.78	99.29	99.61	99.41	99.29
Ba	939.00	853.00	375.00	896.00	624.00	791.00	901.00	2313.00	941.00	835.00	397.00	1453.00	698.00
Co	157.60	223.70	224.90	186.10	211.20	151.60	156.40	211.30	157.00	178.30	175.90	174.10	203.40
Cr	47.91	6.85	6.85	13.69	20.53	13.69	20.53	13.69	27.38	13.69	6.85	13.69	6.85
Cs	1.00	1.90	1.20	1.60	2.60	3.40	2.40	1.80	4.00	2.00	5.10	0.30	0.60
Ga	18.20	19.60	23.90	24.70	18.00	22.50	21.10	19.80	19.90	16.80	18.90	18.60	28.10
Hf	6.80	11.50	18.00	16.20	13.30	13.00	11.40	7.40	7.50	8.70	4.80	8.60	13.50
Nb	10.50	18.20	20.30	22.30	14.50	17.00	18.50	14.50	15.40	12.60	15.30	14.20	20.00
Rb	146.00	204.60	373.60	256.10	177.90	232.00	152.10	306.60	191.80	165.60	339.80	130.30	154.60
Sc	13.00	13.00	16.00	9.00	11.00	12.00	19.00	15.00	16.00	13.00	4.00	16.00	4.00
Sn	1.00	2.00	4.00	8.00	2.00	5.00	3.00	3.00	3.00	2.00	4.00	1.00	3.00
Sr	236.10	99.50	58.50	90.70	83.00	102.70	185.40	146.40	226.40	127.80	55.20	64.10	69.80
Ta	0.90	1.70	1.70	1.80	1.00	1.20	1.10	1.40	1.20	0.80	1.50	1.20	1.10
Th	19.40	18.20	15.70	24.30	57.20	18.90	14.10	15.20	18.20	16.90	26.20	2.20	29.10
U	1.90	1.40	7.00	4.30	9.40	4.90	1.00	3.20	1.90	0.90	4.90	1.20	8.90
V	72.00	44.00	8.00	22.00	44.00	35.00	61.00	58.00	58.00	40.00	5.00	46.00	7.00
Zr	234.50	435.40	693.80	577.90	433.20	416.90	402.00	251.40	262.40	283.80	128.30	313.80	437.30
Cu	6.70	5.20	10.50	3.10	4.40	7.90	8.70	15.90	9.30	11.60	1.20	12.90	1.30
Zn	82.00	56.00	118.00	59.00	58.00	70.00	84.00	204.00	83.00	61.00	36.00	46.00	93.00
Ni	19.90	4.10	1.00	2.20	16.90	5.90	8.20	4.30	10.00	6.90	2.70	7.10	2.80
Y	30.10	55.20	84.40	93.50	29.30	63.70	55.90	49.00	45.60	42.00	70.20	49.40	106.00
La	53.00	43.30	48.90	36.40	95.40	84.60	61.10	47.80	52.00	48.30	55.70	33.50	117.90
Ce	101.50	97.20	102.20	102.90	182.50	159.30	124.40	103.40	116.20	106.50	131.00	70.90	265.20
Pr	11.56	10.71	12.20	9.66	18.97	19.47	14.01	11.98	12.28	11.66	14.29	8.99	30.10
Nd	47.00	41.70	51.60	39.80	69.30	76.80	56.30	45.30	46.10	41.70	50.00	38.00	109.20
Sm	8.90	9.40	10.50	10.30	10.70	14.50	11.50	9.70	9.10	7.80	11.20	8.50	21.00
Eu	1.74	1.36	1.59	1.64	1.08	2.17	1.84	1.90	1.78	1.49	0.91	1.54	1.77
Gd	7.01	9.39	10.84	11.46	9.02	13.13	10.46	8.54	8.41	7.23	9.76	8.90	18.29
Tb	0.94	1.68	1.98	2.04	1.15	2.00	1.74	1.43	1.30	1.08	1.72	1.30	3.10
Dy	4.66	9.38	13.28	12.88	5.92	11.24	9.46	7.90	7.58	6.90	11.00	8.35	18.98
Ho	0.97	2.03	2.94	2.90	1.08	2.30	1.96	1.75	1.53	1.54	2.30	1.76	3.68
Er	2.89	5.64	9.14	9.53	2.96	6.65	5.27	5.16	4.58	4.70	7.08	5.41	10.21
Tm	0.36	0.79	1.34	1.47	0.40	0.87	0.74	0.75	0.70	0.77	0.96	0.76	1.48
Yb	2.43	5.41	9.67	9.52	2.65	5.67	4.88	5.08	4.44	5.57	5.96	5.13	9.77
Lu	0.38	0.73	1.40	1.41	0.33	0.80	0.60	0.69	0.62	0.85	0.85	0.78	1.56
ANK	1.54	1.41	1.30	1.20	1.54	1.36	1.58	1.42	1.54	1.51	1.16	1.36	1.33
ACNK	1.13	1.00	1.05	0.94	1.10	0.96	0.95	0.87	0.95	1.04	1.03	0.87	1.05
FeOT/(FeOT+MgO)	0.69	0.86	0.92	0.89	0.75	0.82	0.82	0.96	0.78	0.81	0.90	0.86	0.95
Mg#	45.03	22.74	13.32	18.41	37.65	28.18	27.69	6.71	33.04	29.72	16.85	21.92	8.68
K ₂ O/Na ₂ O	2.15	1.95	5.63	2.00	1.55	1.86	1.53	5.95	1.75	1.66	3.06	2.37	1.61
Na ₂ O+K ₂ O	7.55	7.16	9.01	9.05	6.71	7.88	6.39	7.65	7.01	6.78	8.41	7.88	6.96
Ga/Al	2.35	2.89	3.30	3.39	2.52	3.11	3.03	2.96	2.71	2.40	3.00	2.63	4.43
K/Rb	292.81	191.90	169.97	195.45	190.38	183.19	210.66	177.34	193.03	212.04	154.88	352.94	230.34
Sr/Ba	0.25	0.12	0.16	0.10	0.13	0.13	0.21	0.06	0.24	0.15	0.14	0.04	0.10
Rb/Ba	0.16	0.24	1.00	0.29	0.29	0.29	0.17	0.13	0.20	0.20	0.86	0.09	0.22
Rb/Sr	0.62	2.06	6.39	2.82	2.14	2.26	0.82	2.09	0.85	1.30	6.16	2.03	2.21
ETRTOTAL	243.34	238.72	277.58	251.91	401.46	399.50	304.26	251.38	266.62	246.09	302.73	193.82	612.24
Eu/Eu*	0.67	0.44	0.46	0.46	0.34	0.48	0.51	0.64	0.62	0.61	0.27	0.54	0.28
YbN	9.80	21.81	38.99	38.39	10.69	22.86	19.68	20.48	17.90	22.46	24.03	20.69	39.40
(La/Lu)N	14.48	6.16	3.63	2.68	30.01	10.98	10.57	7.19	8.71	5.90	6.80	4.46	7.85
(La/Yb)N	14.74	5.41	3.42	2.58	24.33	10.08	8.46	6.36	7.91	5.86	6.32	4.41	8.15
(La/Sm)N	3.75	2.90	2.93	2.22	5.61	3.67	3.34	3.10	3.60	3.90	3.13	2.48	3.53
(Gd/Yb)N	2.34	1.41	0.91	0.98	2.76	1.88	1.74	1.36	1.54	1.05	1.33	1.41	1.52

Tabela 2 - Continuação.

Suíte Serra da Providência														
	JS-145	JS-150	JS-174	JS-178	JS-181	JS-194	JS-250A	JS-252	JS-274	RB-41B*	GR-01A*	GR-06*	GR-35*	GR-36*
	Quartzo- monzonito	Sieno- granito	Monzo- granito	Monzo- granito	Monzo- granito	Monzo- granito	Monzo- granito	Monzo- granito	Sieno- granito	Monzo- granito	Sieno- granito	Monzo- granito	Monzo- granito	Monzo- granito
SIO2	73.79	67.86	69.49	68.57	69.79	72.29	68.70	67.79	78.26	69.70	73.20	70.20	73.30	69.60
AL2O3	12.93	13.26	13.58	13.94	13.31	13.54	13.06	13.30	11.81	13.20	10.40	13.20	13.20	14.20
FE2O3	1.60	6.47	3.54	5.25	4.89	2.17	5.45	5.90	1.16	3.00	3.50	3.30	1.90	2.59
MGO	0.20	0.27	0.29	0.45	1.30	0.59	1.55	2.35	0.32	0.49	0.80	0.58	0.33	0.83
CAO	1.20	0.81	1.39	1.68	2.03	2.09	2.43	0.76	1.27	1.50	4.30	2.00	1.80	2.80
NA2O	2.61	2.00	3.07	3.50	2.58	2.85	2.34	1.99	3.97	2.60	0.68	3.00	2.50	2.40
K2O	5.77	7.63	6.48	4.89	4.18	4.33	4.29	5.88	2.14	5.70	3.40	5.60	4.80	4.40
TIO2	0.24	0.52	0.42	0.56	0.65	0.30	0.88	0.90	0.15	0.73	0.73	0.63	0.31	0.52
P2O5	0.06	0.03	0.07	0.13	0.14	0.07	0.21	0.10	0.01	0.28	0.27	0.22	0.20	0.28
MNO	0.01	0.07	0.05	0.09	0.19	0.01	0.07	0.08	0.01	0.09	0.65	0.06	0.32	0.05
LOI	0.60	0.60	0.90	0.50	0.50	1.00	0.70	0.60	0.60	0.87	0.90	0.90	0.39	0.89
SUM	99.13	99.60	99.36	99.70	99.67	99.33	99.76	99.79	99.73	99.16	98.83	99.50	99.15	98.90
Ba	1163.00	680.00	627.00	1200.00	894.00	776.00	691.00	1256.00	385.00	1150.00	1800.00	1150.00	750.00	650.00
Co	244.80	152.30	217.60	175.30	223.70	227.50	158.60	135.50	197.30	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Cr	6.85	6.85	6.85	6.85	13.69	6.85	20.53	13.69	6.85	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00
Cs	0.80	0.40	1.20	0.60	2.40	0.70	2.40	3.50	0.70	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Ga	15.90	22.90	22.90	20.90	16.60	18.30	20.00	21.70	21.40	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Hf	5.80	24.20	16.90	16.70	8.00	6.40	12.50	11.10	7.20	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Nb	7.50	20.30	23.10	21.20	16.20	7.00	20.30	24.40	14.10	26.00	32.00	21.00	19.00	23.00
Rb	190.80	200.30	268.50	128.00	147.20	118.30	225.00	249.50	74.50	236.00	157.00	267.00	224.00	210.00
Sc	2.00	10.00	6.00	12.00	17.00	7.00	12.00	15.00	2.00	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Sn	1.00	5.00	48.00	7.00	4.00	9.00	2.00	3.00	4.00	2.60	6.80	3.80	1.00	1.00
Sr	116.70	41.10	58.00	109.00	124.40	191.80	121.90	78.40	152.00	214.00	116.00	142.00	124.00	160.00
Ta	0.80	1.60	1.70	1.70	1.60	0.80	1.10	2.40	0.90	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Th	28.90	13.90	17.80	14.60	17.10	19.30	19.30	22.50	16.90	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
U	1.30	4.00	3.40	4.80	1.60	0.70	1.40	5.10	2.10	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
V	8.00	6.00	12.00	5.00	31.00	24.00	59.00	52.00	7.00	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Zr	173.00	933.10	601.70	567.60	285.00	204.30	439.10	381.90	155.90	515.00	254.00	671.00	269.00	306.00
Cu	1.20	0.60	5.30	7.70	1.30	8.70	2.30	1.90	2.80	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Zn	17.00	57.00	56.00	72.00	79.00	20.00	66.00	149.00	13.00	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Ni	1.80	0.60	1.40	1.90	6.40	5.50	9.80	8.00	2.00	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Y	18.40	98.10	204.20	115.40	64.70	18.90	25.20	44.70	60.30	67.00	188.00	83.00	79.00	44.00
La	68.90	82.60	177.70	82.10	54.70	57.20	69.30	61.60	68.10	51.89	39.44	61.72	33.96	40.73
Ce	136.60	199.70	218.90	180.30	116.60	118.00	144.60	132.30	139.70	128.20	86.98	145.70	81.39	98.51
Pr	16.27	23.51	35.98	20.84	12.96	12.85	15.17	15.47	15.46	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Nd	63.10	88.60	132.60	80.00	49.60	43.70	54.60	61.70	58.00	57.72	38.39	63.07	35.04	43.81
Sm	10.10	20.00	25.90	18.20	8.90	7.30	9.30	12.10	11.50	10.17	7.56	13.60	7.01	8.05
Eu	1.28	1.66	2.96	3.16	1.88	1.21	1.31	2.03	1.04	1.57	1.07	1.63	0.74	1.04
Gd	7.75	15.68	27.76	17.56	8.86	5.14	6.63	9.87	10.45	6.59	6.45	8.80	5.15	5.29
Tb	0.91	2.87	4.81	2.97	1.34	0.79	0.88	1.46	1.74	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Dy	3.96	17.27	29.23	19.03	9.47	3.85	3.97	7.59	9.19	6.83	9.65	9.20	7.45	4.69
Ho	0.57	3.40	6.90	3.93	2.18	0.70	0.71	1.44	1.91	1.32	2.12	1.90	1.57	0.87
Er	1.31	10.18	18.11	10.83	7.67	1.59	1.83	3.86	5.22	3.34	6.64	5.38	4.63	2.02
Tm	0.16	1.54	2.85	1.57	1.21	0.22	0.21	0.56	0.71	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Yb	0.87	10.71	16.73	11.14	9.58	1.23	1.64	3.80	5.05	3.00	7.06	3.92	3.47	1.57
Lu	0.15	1.47	2.68	1.53	1.44	0.16	0.20	0.47	0.63	0.37	0.96	0.47	0.37	0.17
ANK	1.23	1.15	1.13	1.26	1.52	1.45	1.54	1.38	1.34	1.26	2.17	1.20	1.42	1.63
ACNK	1.02	1.02	0.93	0.99	1.07	1.03	1.01	1.21	1.06	1.00	0.82	0.90	1.05	1.03
FeOT/(FeOT +MgO)	0.88	0.96	0.92	0.91	0.77	0.77	0.76	0.69	0.77	0.89	0.82	0.90	0.94	0.89
Mg#	19.85	7.64	13.96	14.52	34.50	35.01	36.04	44.11	35.34	24.45	31.17	33.32	29.01	52.30
K2O/Na2O	2.21	3.82	2.11	1.40	1.62	1.52	1.83	2.95	0.54	2.19	5.00	1.87	1.92	1.83
NA2O+K2O	8.38	9.63	9.55	8.39	6.76	7.18	6.63	7.87	6.11	8.30	4.08	8.60	7.30	6.80
Ga/Al	2.32	3.26	3.19	2.83	2.36	2.55	2.89	3.08	3.42	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
K/Rb	251.03	316.21	200.34	317.12	235.72	303.83	158.27	195.63	238.44	200.49	179.77	174.10	177.88	173.93
Sr/Ba	0.10	0.06	0.09	0.09	0.14	0.25	0.18	0.06	0.39	0.19	0.06	0.12	0.17	0.25
Rb/Ba	0.16	0.29	0.43	0.11	0.16	0.15	0.33	0.20	0.19	0.21	0.09	0.23	0.30	0.32
Rb/Sr	1.63	4.87	4.63	1.17	1.18	0.62	1.85	3.18	0.49	1.10	1.35	1.88	1.81	1.31
ETRTOTAL	311.93	479.19	703.11	453.16	286.39	253.94	310.35	314.25	328.70	271.00	206.31	315.37	180.78	206.76
Eu/Eu*	0.44	0.29	0.34	0.54	0.65	0.60	0.51	0.57	0.29	0.55	0.46	0.43	0.36	0.46
YbN	3.51	43.19	67.46	44.92	38.63	4.96	6.61	15.32	20.36	12.08	28.48	15.79	13.99	6.32
(La/Lu)N	47.69	5.83	6.88	5.57	3.94	37.11	35.97	13.61	11.22	14.56	4.26	13.60	9.48	24.58
(La/Yb)N	53.52	5.21	7.18	4.98	3.86	31.43	28.55	10.95	9.11	11.69	3.77	10.64	6.61	17.53
(La/Sm)N	4.29	2.60	4.32	2.84	3.87	4.93	4.69	3.20	3.73	3.21	3.29	2.86	3.05	3.18
(Gd/Yb)N	7.22	1.19	1.34	1.28	0.75	3.39	3.28	2.11	1.68	1.78	0.74	1.82	2.00	2.73

Tabela 2 - Continuação.

Suíte Serra da Providência													
	GR-58*	GR-151*	GR-164*	GR-173*	GR-255*	GR-316*	GR-317*	GR-321*	GR-333*	GR-417*	GR-449*	CR-60A*	CR-150*
	Monzo-granito	Quartzo-sienito	Quartzo-sienito	Monzo-granito	Sieno-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Sieno-granito	Quartzo-sienito	Sieno-granito
SIO2	70.90	76.00	75.10	70.50	70.30	70.80	69.80	69.80	71.80	69.60	74.00	74.40	70.90
AL2O3	13.20	11.30	11.30	13.20	13.70	13.20	13.20	13.20	12.30	13.70	12.30	12.30	13.20
FE2O3	2.50	2.30	2.20	2.20	2.70	3.20	3.10	2.70	2.70	3.60	1.90	1.20	3.10
MGO	0.54	0.10	0.58	0.33	0.25	0.33	0.37	0.41	0.50	1.00	0.12	0.08	0.35
CAO	1.60	0.91	1.10	1.30	0.84	1.50	2.10	2.00	1.50	1.50	0.63	1.30	1.70
NA2O	2.30	3.00	2.00	2.40	3.80	3.20	3.00	3.00	2.70	1.90	3.00	2.40	3.00
K2O	5.80	4.80	5.10	6.80	6.10	4.80	5.30	5.60	5.30	4.80	5.80	5.80	5.60
TIO2	0.62	0.31	0.42	0.31	0.52	0.42	0.63	0.42	0.62	0.73	0.16	0.31	0.63
P2O5	0.31	0.12	0.17	0.27	0.21	0.22	0.25	0.26	0.30	0.37	0.18	0.15	0.22
MNO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05	0.09	0.05	0.05	0.06
LOI	1.57	0.47	0.85	1.28	0.86	1.20	1.28	1.20	1.55	1.73	1.43	1.27	0.71
SUM	99.39	99.36	98.90	99.25	99.33	98.93	99.09	98.65	99.22	99.02	99.57	99.26	99.47
Ba	1100.00	500.00	200.00	1250.00	750.00	1250.00	1300.00	1500.00	900.00	1000.00	750.00	275.00	625.00
Co	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Cr	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00
Cs	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Ga	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Hf	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Nb	18.00	19.00	20.00	30.00	25.00	26.00	24.00	29.00	21.00	19.00	37.00	27.00	25.00
Rb	232.00	340.00	380.00	298.00	294.00	232.00	212.00	198.00	199.00	244.00	426.00	473.00	241.00
Sc	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Sn	2.00	3.00	2.40	2.80	2.60	2.80	2.60	1.80	2.40	2.40	5.60	4.60	6.80
Sr	227.00	36.00	41.00	180.00	84.00	166.00	166.00	184.00	146.00	115.00	75.00	64.00	106.00
Ta	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Th	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
U	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
V	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Zr	431.00	550.00	340.00	511.00	853.00	487.00	510.00	602.00	570.00	476.00	388.00	337.00	843.00
Cu	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Zn	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Ni	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Y	59.00	189.00	83.00	80.00	82.00	79.00	71.00	63.00	83.00	62.00	74.00	118.00	116.00
La	47.59	64.44	78.05	81.58	47.84	68.17	65.38	46.36	76.67	38.90	51.89	66.71	75.34
Ce	107.50	112.80	187.90	192.30	119.60	145.40	162.30	113.10	165.90	90.74	132.00	172.30	149.60
Pr	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Nd	47.13	59.78	77.40	84.22	52.17	69.29	69.48	57.16	65.23	40.71	49.15	73.02	78.22
Sm	9.19	18.19	19.37	15.02	9.81	11.10	11.41	9.76	15.28	8.36	8.46	14.03	15.61
Eu	1.26	1.12	0.68	2.18	0.93	1.57	1.80	1.86	1.16	1.68	0.66	0.78	1.53
Gd	5.91	13.42	9.78	9.52	7.32	6.52	6.50	6.99	7.08	6.52	5.08	10.16	11.96
Tb	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Dy	4.73	19.51	11.88	9.25	7.52	6.50	6.60	7.23	5.98	8.51	4.85	10.73	14.95
Ho	0.86	4.35	2.31	1.76	1.50	1.23	1.23	1.40	1.10	1.68	0.93	2.05	2.99
Er	1.87	13.81	5.86	4.26	4.03	2.94	2.83	3.55	2.48	4.47	2.33	5.05	9.04
Tm	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Yb	1.18	11.60	4.28	3.39	3.66	2.36	2.22	2.89	1.85	2.93	2.24	3.53	6.66
Lu	0.13	1.52	0.40	0.35	0.42	0.27	0.25	0.34	0.20	0.32	0.26	0.36	0.73
ANK	1.31	1.12	1.28	1.17	1.03	1.26	1.24	1.20	1.21	1.65	1.10	1.20	1.20
ACNK	1.02	0.96	1.05	0.97	0.92	1.00	0.91	0.90	0.95	1.24	1.00	0.98	0.94
FeOT/(FeOT+MgO)	0.90	0.94	0.92	0.96	0.92	0.92	0.89	0.93	0.90	0.87	0.97	0.95	0.90
Mg#	29.97	7.93	34.31	22.91	15.50	22.91	25.87	26.10	31.05	35.50	11.12	11.67	18.28
K2O/Na2O	2.52	1.60	2.55	2.83	1.61	1.50	1.77	1.87	1.96	2.53	1.93	2.42	1.87
NA2O+K2O	8.10	7.80	7.10	9.20	9.90	8.00	8.30	8.60	8.00	6.70	8.80	8.20	8.60
Ga/Al	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
K/Rb	207.53	117.19	111.41	189.42	172.23	171.74	207.53	234.78	221.08	163.30	113.02	101.79	192.89
Sr/Ba	0.21	0.07	0.21	0.14	0.11	0.13	0.13	0.12	0.16	0.12	0.10	0.23	0.17
Rb/Ba	0.21	0.68	1.90	0.24	0.39	0.19	0.16	0.13	0.22	0.24	0.57	1.72	0.39
Rb/Sr	1.02	9.44	9.27	1.66	3.50	1.40	1.28	1.08	1.36	2.12	5.68	7.39	2.27
ETRTOTAL	227.34	320.53	397.91	403.83	254.79	315.34	329.99	250.64	342.93	204.83	257.85	358.73	366.62
Eu/Eu*	0.49	0.21	0.14	0.52	0.32	0.52	0.59	0.66	0.30	0.67	0.29	0.19	0.33
YbN	4.76	46.77	17.27	13.67	14.76	9.50	8.97	11.67	7.44	11.82	9.01	14.24	26.86
(La/Lu)N	37.42	4.41	20.46	24.33	11.80	26.31	27.48	14.11	40.61	12.62	20.80	19.02	10.73
(La/Yb)N	27.22	3.75	20.46	16.24	8.82	19.53	19.10	10.82	28.03	8.96	15.67	12.75	7.63
(La/Sm)N	3.26	2.23	2.54	3.42	3.07	3.87	3.61	2.99	3.16	2.93	3.86	2.99	3.04
(Gd/Yb)N	4.05	0.93	1.85	2.27	1.75	2.24	2.36	1.95	3.10	1.80	1.84	2.33	1.45

Tabela 2 - Continuação.

Suíte Serra da Providência

	JS-52	JS-118	JS-121	JS-133	JS-151	JS-154	JS-191	JS-192	JS-203	JS-253	JS-284
	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito
SiO ₂	66.95	68.35	67.79	69.53	69.58	67.52	66.76	66.78	70.30	70.98	68.55
Al ₂ O ₃	13.61	13.01	13.31	13.74	13.38	14.18	14.67	13.93	12.37	13.05	14.18
Fe ₂ O ₃	5.86	5.00	5.66	3.88	5.92	4.44	5.05	5.81	4.63	3.98	4.42
MgO	0.73	0.23	0.74	0.94	0.31	0.46	0.34	0.89	0.60	0.94	1.10
CaO	2.44	1.41	2.40	1.89	1.74	0.37	2.35	2.78	2.04	2.17	3.29
Na ₂ O	3.31	3.58	2.98	2.58	4.01	1.87	3.13	2.83	2.52	2.38	2.69
K ₂ O	5.19	5.70	4.73	5.29	3.45	9.10	5.81	4.96	4.58	4.87	4.23
TiO ₂	0.79	0.50	0.70	0.55	0.53	0.49	0.54	0.77	0.60	0.60	0.57
P ₂ O ₅	0.15	0.08	0.17	0.11	0.07	0.08	0.10	0.18	0.12	0.09	0.13
MnO	0.11	0.09	0.07	0.04	0.11	0.05	0.07	0.07	0.05	0.04	0.06
LOI	0.30	1.00	0.70	0.70	0.30	1.10	0.60	0.50	1.80	0.60	0.40
SUM	99.54	99.06	99.35	99.36	99.52	99.75	99.64	99.64	99.71	99.80	99.74
Ba	863.00	963.00	864.00	968.00	1008.00	803.00	1995.00	1162.00	925.00	827.00	1001.00
Co	216.40	224.20	184.40	209.90	224.50	120.90	209.80	163.40	193.00	168.90	183.30
Cr	13.69	6.85	13.69	20.53	6.85	6.85	6.85	6.85	6.85	13.69	13.69
Cs	1.50	0.30	3.70	1.90	0.50	1.30	0.80	8.10	1.20	0.50	1.10
Ga	24.40	24.80	23.80	17.70	23.60	15.50	26.20	26.70	20.10	14.60	18.80
Hf	18.10	17.10	10.00	7.60	19.20	16.90	14.90	15.70	12.50	8.20	7.90
Nb	31.80	24.10	18.90	12.60	21.00	18.10	22.80	23.60	23.40	14.60	12.10
Rb	184.50	182.80	219.00	185.60	83.50	261.50	165.70	204.60	162.40	177.10	146.80
Sc	15.00	9.00	16.00	11.00	12.00	8.00	10.00	11.00	12.00	11.00	16.00
Sn	8.00	11.00	3.00	2.00	4.00	6.00	4.00	7.00	2.00	1.00	2.00
Sr	113.00	86.80	139.90	129.80	110.90	37.10	191.80	153.60	104.00	127.00	257.70
Ta	2.40	1.80	1.40	1.00	1.10	1.30	1.60	2.10	1.70	1.00	1.10
Th	23.70	15.30	13.50	17.10	10.80	11.20	4.90	37.90	17.50	4.00	2.30
U	2.80	4.10	1.80	1.10	3.70	6.40	0.70	11.40	1.60	0.80	0.50
V	23.00	6.00	29.00	44.00	9.00	5.00	9.00	33.00	25.00	47.00	62.00
Zr	641.80	600.70	350.70	250.80	655.40	547.50	589.50	508.70	392.30	282.70	255.20
Cu	8.60	4.20	3.90	8.90	6.90	1.60	5.20	10.00	7.00	27.00	10.50
Zn	84.00	80.00	77.00	55.00	97.00	45.00	55.00	80.00	70.00	34.00	28.00
Ni	3.10	0.80	4.00	9.10	3.10	1.00	1.00	6.30	3.40	6.30	5.40
Y	105.20	116.00	74.50	24.10	88.20	37.50	69.00	76.80	93.10	14.60	45.80
La	86.70	94.30	61.60	51.50	71.70	40.00	48.90	79.90	81.40	29.30	41.40
Ce	199.70	171.90	117.20	99.50	163.30	80.90	125.10	172.90	186.20	55.30	86.20
Pr	22.46	26.81	14.73	11.26	19.48	10.95	14.70	18.65	21.33	5.90	9.85
Nd	84.60	104.00	59.50	42.90	76.50	43.40	58.10	69.30	83.80	23.00	38.90
Sm	17.50	21.70	12.90	7.10	16.40	8.80	13.50	14.50	18.00	4.40	8.80
Eu	2.34	3.10	1.87	1.42	2.94	1.76	3.44	2.48	2.00	1.49	1.84
Gd	16.81	19.90	13.01	7.19	16.20	6.66	11.20	12.55	15.98	2.94	7.61
Tb	2.90	3.57	2.12	0.91	2.71	1.26	2.02	2.21	2.70	0.44	1.18
Dy	17.37	20.40	12.98	4.81	16.14	7.16	12.20	12.33	16.44	2.27	7.13
Ho	3.68	4.58	2.65	0.91	3.06	1.29	2.37	2.44	3.36	0.45	1.50
Er	11.60	11.82	7.26	2.27	9.13	3.89	6.61	7.60	9.50	1.20	4.29
Tm	1.63	1.82	0.98	0.28	1.27	0.66	1.13	1.10	1.26	0.16	0.65
Yb	10.84	10.92	5.79	1.48	8.53	4.66	7.34	7.34	8.04	1.11	4.93
Lu	1.53	1.73	0.80	0.22	1.13	0.62	1.00	0.98	1.02	0.16	0.56
ANK	1.23	1.08	1.33	1.38	1.30	1.10	1.28	1.39	1.36	1.42	1.58
ACNK	0.88	0.89	0.93	1.02	0.99	1.04	0.93	0.92	0.97	0.99	0.95
FeOT/(FeOT +MgO)	0.88	0.95	0.87	0.79	0.95	0.90	0.93	0.85	0.87	0.79	0.78
Mg#	19.79	8.35	20.57	32.43	9.40	17.03	11.77	23.28	20.43	31.88	33.02
K ₂ O/Na ₂ O	1.57	1.59	1.59	2.05	0.86	4.87	1.86	1.75	1.82	2.05	1.57
Na ₂ O+K ₂ O	8.50	9.28	7.71	7.87	7.46	10.97	8.94	7.79	7.10	7.25	6.92
Ga/Al	3.39	3.60	3.38	2.43	3.33	2.06	3.37	3.62	3.07	2.11	2.50
K/Rb	233.51	258.84	179.29	236.60	342.98	288.87	291.06	201.24	234.10	228.27	239.19
Sr/Ba	0.13	0.09	0.16	0.13	0.11	0.05	0.10	0.13	0.11	0.15	0.26
Rb/Ba	0.21	0.19	0.25	0.19	0.08	0.33	0.08	0.18	0.18	0.21	0.15
Rb/Sr	1.63	2.11	1.57	1.43	0.75	7.05	0.86	1.33	1.56	1.39	0.57
ETRTOTAL	479.66	496.55	313.39	231.75	408.49	212.01	307.61	404.28	451.03	128.12	214.84
Eu/Eu*	0.42	0.46	0.44	0.61	0.55	0.70	0.85	0.56	0.36	1.27	0.69
YbN	43.71	44.03	23.35	5.97	34.40	18.79	29.60	29.60	32.42	4.48	19.88
(La/Lu)N	5.88	5.66	7.99	24.30	6.59	6.70	5.08	8.46	8.28	19.01	7.67
(La/Yb)N	5.40	5.84	7.19	23.51	5.68	5.80	4.50	7.36	6.84	17.84	5.67
(La/Sm)N	3.12	2.74	3.01	4.57	2.75	2.86	2.28	3.47	2.85	4.19	2.96
(Gd/Yb)N	1.26	1.48	1.82	3.94	1.54	1.16	1.24	1.39	1.61	2.15	1.25

Tabela 2 - Continuação.

	Suíte Serra da Providência								Suíte Alto candeias		
	RB-13*	GR-47*	GR-54*	GR-76*	GR-176*	GR-337*	CR-115A*	CR-134*	JS-147A	JS-199	RB-05*
	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Sieno-granito	Sieno-granito	Sieno-granito
SiO ₂	69.90	68.30	69.70	68.30	67.30	68.20	67.10	67.80	67.43	69.07	69.80
Al ₂ O ₃	13.20	15.10	13.20	13.20	14.20	13.20	15.10	15.10	14.44	13.56	13.70
Fe ₂ O ₃	3.40	2.00	2.70	2.60	3.10	4.30	3.20	2.90	3.77	5.02	1.80
MgO	0.91	0.37	0.29	0.99	0.83	0.75	0.75	0.12	0.76	0.44	0.10
CaO	2.70	2.20	2.10	4.20	4.10	4.20	4.80	2.50	2.34	1.01	3.10
Na ₂ O	2.40	2.70	3.00	2.40	2.30	2.20	2.40	3.00	4.02	3.39	2.50
K ₂ O	4.10	5.60	5.30	4.10	4.10	4.10	3.40	6.10	4.50	5.55	6.80
TiO ₂	0.94	0.52	0.52	0.73	1.00	1.00	1.10	0.42	0.58	0.49	0.52
P ₂ O ₅	0.30	0.28	0.22	0.28	0.48	0.48	0.64	0.24	0.14	0.08	0.17
MnO	0.09	0.06	0.05	0.05	0.11	0.13	0.13	0.07	0.06	0.15	0.06
LOI	1.01	1.89	1.92	2.30	1.51	0.77	0.75	0.60	1.10	0.80	0.85
SUM	99.05	99.02	99.00	99.15	99.03	99.33	99.37	98.85	99.25	99.69	99.40
Ba	975.00	1500.00	1400.00	1150.00	1300.00	1450.00	1600.00	2200.00	1018.00	1190.00	1100.00
Co	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	154.70	213.10	n.a
Cr	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	50.00	6.85	6.85	50.00
Cs	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1.10	0.60	n.a
Ga	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	19.10	21.20	n.a
Hf	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	11.20	16.30	n.a
Nb	18.00	23.00	24.00	14.00	22.00	18.00	17.00	34.00	16.10	21.80	23.00
Rb	152.00	217.00	215.00	157.00	118.00	98.00	61.00	163.00	151.90	155.20	277.00
Sc	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	13.00	12.00	n.a
Sn	3.20	1.00	1.60	1.40	1.40	1.60	1.00	2.20	4.00	7.00	1.80
Sr	187.00	178.00	136.00	232.00	178.00	176.00	196.00	195.00	99.30	42.70	121.00
Ta	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1.40	2.00	n.a
Th	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	19.10	17.20	n.a
U	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	4.60	4.00	n.a
V	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	23.00	5.00	n.a
Zr	399.00	663.00	830.00	339.00	593.00	607.00	586.00	947.00	412.60	565.10	671.00
Cu	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	4.20	0.70	n.a
Zn	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	64.00	42.00	n.a
Ni	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	5.10	1.30	n.a
Y	52.00	74.00	73.00	48.00	57.00	55.00	43.00	89.00	72.10	114.10	116.00
La	63.54	76.39	53.47	38.41	65.22	49.07	52.04	87.74	62.00	72.20	233.30
Ce	130.00	188.80	135.60	91.59	151.30	122.70	127.90	233.00	122.20	164.90	526.30
Pr	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	15.62	19.11	n.a
Nd	69.73	89.58	65.79	43.13	75.23	59.74	72.96	111.60	60.40	69.00	217.10
Sm	11.68	15.60	14.20	9.20	13.01	10.88	13.60	20.62	11.00	16.20	33.32
Eu	1.86	2.67	2.32	1.29	2.83	2.54	4.06	4.98	1.83	2.77	2.57
Gd	7.68	10.88	9.51	5.60	9.52	7.57	10.02	14.40	10.29	15.40	20.45
Tb	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1.73	3.01	n.a
Dy	8.23	11.04	9.71	4.56	10.11	7.21	11.31	16.03	10.39	16.10	18.86
Ho	1.60	2.11	1.83	0.83	1.98	1.35	2.22	3.02	2.24	3.62	3.48
Er	4.06	5.22	4.37	1.81	5.12	3.17	5.80	7.19	6.94	10.82	7.87
Tm	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.99	1.66	n.a
Yb	3.30	3.84	3.21	1.36	4.35	2.42	4.54	5.26	6.56	10.40	5.03
Lu	0.36	0.47	0.34	0.14	0.52	0.27	0.52	0.60	0.99	1.55	0.55
ANK	1.58	1.44	1.24	1.58	1.73	1.64	1.98	1.31	1.26	1.17	1.20
ACNK	0.99	1.04	0.91	0.82	0.91	0.84	0.92	0.94	0.92	1.01	0.80
FeOT/(FeOT+MgO)	0.81	0.92	0.91	0.85	0.80	0.80	0.76	0.94	0.82	0.91	0.93
Mg#	34.65	26.82	17.55	43.00	34.66	39.25	31.71	8.68	28.54	14.80	9.92
K ₂ O/Na ₂ O	1.71	2.07	1.77	1.71	1.78	1.86	1.42	2.03	1.12	1.64	2.72
Na ₂ O+K ₂ O	6.50	8.30	8.30	6.50	6.40	6.30	5.80	9.10	8.52	8.94	9.30
Ga/Al	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	2.50	2.95	n.a
K/Rb	223.91	214.22	204.63	216.78	288.42	347.29	462.68	310.65	245.92	296.85	203.78
Sr/Ba	0.19	0.12	0.10	0.20	0.14	0.12	0.12	0.09	0.10	0.04	0.11
Rb/Ba	0.16	0.14	0.15	0.14	0.09	0.07	0.04	0.07	0.15	0.13	0.25
Rb/Sr	0.81	1.22	1.58	0.68	0.66	0.56	0.31	0.84	1.53	3.63	2.29
ETR/TOTAL	302.04	406.61	300.34	197.92	339.18	266.91	304.97	504.45	313.18	406.74	1068.83
Eu/Eu*	0.56	0.60	0.58	0.51	0.74	0.81	1.02	0.84	0.53	0.54	0.28
YbN	13.31	15.46	12.93	5.48	17.55	9.77	18.29	21.23	26.45	41.94	20.27
(La/Lu)N	18.17	16.84	16.37	28.68	13.10	19.22	10.33	15.10	6.50	4.84	43.87
(La/Yb)N	13.00	13.44	11.25	19.09	10.11	13.68	7.75	11.25	6.39	4.69	31.33
(La/Sm)N	3.43	3.08	2.37	2.63	3.16	2.84	2.41	2.68	3.55	2.81	4.41
(Gd/Yb)N	1.88	2.29	2.40	3.33	1.77	2.53	1.79	2.21	1.27	1.20	4.60

Tabela 2 - Continuação.

	Suíte Alto candeias		Suíte Rio Crespo				
	GR-62	CR-77	JS-138	JS-140	JS-141	JS-161	JS-163
	Charnockito	Charnockito	Sieno-granito	Sieno-granito	Sieno-granito	Sieno-granito	Quartzo-sienito
SiO ₂	65.20	n.a	70.02	72.68	68.81	71.47	77.25
Al ₂ O ₃	15.10	n.a	14.01	12.97	14.67	14.37	12.68
Fe ₂ O ₃	4.90	n.a	2.24	2.25	2.50	2.26	0.73
MgO	0.70	n.a	0.49	0.16	0.92	0.26	0.04
CaO	4.20	n.a	0.37	1.00	0.73	0.97	0.56
Na ₂ O	2.70	n.a	2.21	2.79	3.78	3.36	3.29
K ₂ O	2.90	n.a	8.46	6.40	6.41	5.94	4.43
TiO ₂	1.50	n.a	0.37	0.30	0.38	0.28	0.06
P ₂ O ₅	0.65	n.a	0.04	0.04	0.07	0.01	0.01
MnO	0.13	n.a	0.05	0.03	0.03	0.05	0.01
LOI	0.97	0.00	0.70	0.50	0.70	0.70	0.70
SUM	98.95	0.00	99.13	99.16	99.08	99.74	99.75
Ba	1100.00	n.a	1470.00	344.00	717.00	604.00	280.00
Co	n.a	n.a	142.10	205.80	188.20	169.50	198.30
Cr	50.00	n.a	6.85	6.85	6.85	6.85	13.69
Cs	n.a	n.a	1.20	1.30	0.60	1.30	0.70
Ga	n.a	n.a	19.90	20.30	21.60	21.50	23.50
Hf	n.a	n.a	13.70	11.30	9.40	10.40	7.10
Nb	17.00	10.00	19.50	22.40	12.00	15.70	13.80
Rb	61.00	14.00	293.50	247.70	235.40	223.00	295.90
Sc	n.a	n.a	7.00	5.00	5.00	5.00	2.00
Sn	1.00	n.a	7.00	8.00	3.00	8.00	3.00
Sr	201.00	163.00	62.30	34.30	46.10	66.60	17.00
Ta	n.a	n.a	1.50	1.80	0.80	0.90	0.70
Th	n.a	n.a	24.30	42.40	15.50	19.50	21.60
U	n.a	n.a	7.50	9.80	6.70	8.60	11.00
V	n.a	n.a	5.00	5.00	20.00	9.00	7.00
Zr	567.00	209.00	472.50	343.80	306.60	330.80	128.20
Cu	n.a	n.a	6.30	1.40	3.30	3.70	1.40
Zn	n.a	n.a	183.00	28.00	35.00	94.00	70.00
Ni	n.a	n.a	2.10	1.70	2.20	3.90	3.30
Y	49.00	25.00	67.90	60.50	36.50	123.60	93.70
La	44.41	29.30	72.60	46.50	49.00	118.60	111.50
Ce	111.10	78.19	139.50	105.70	95.40	148.50	92.00
Pr	n.a	n.a	16.89	12.43	11.31	30.64	39.36
Nd	57.49	44.10	62.70	45.40	42.20	102.20	170.70
Sm	10.43	9.22	11.70	10.10	7.10	20.00	47.10
Eu	2.25	2.14	1.21	0.82	1.12	2.19	3.16
Gd	7.56	7.70	11.34	8.85	7.56	16.94	38.84
Tb	n.a	n.a	1.84	1.57	1.06	3.04	6.44
Dy	7.25	9.06	11.12	10.96	6.22	18.60	35.12
Ho	1.35	1.76	2.38	2.30	1.29	3.74	5.90
Er	3.14	4.47	7.16	6.17	4.01	11.59	14.61
Tm	n.a	n.a	1.05	0.85	0.55	1.71	1.96
Yb	2.49	3.73	7.10	6.21	3.80	10.73	13.23
Lu	0.29	0.43	1.02	0.96	0.51	1.45	1.59
ANK	1.99	0.00	1.10	1.13	1.12	1.20	1.24
ACNK	0.99	0.00	1.04	0.97	1.01	1.05	1.13
FeOT/(FeOT+MgO)	0.66	0.00	0.80	0.93	0.71	0.89	0.94
Mg#	32.35	0.00	30.23	12.35	42.17	18.56	9.79
K ₂ O/Na ₂ O	1.07	0.00	3.83	2.29	1.70	1.77	1.35
Na ₂ O+K ₂ O	5.60	0.00	10.67	9.19	10.19	9.30	7.72
Ga/Al	n.a	0.00	2.68	2.96	2.78	2.83	3.50
K/Rb	394.64	0.00	239.27	214.48	226.04	221.11	124.28
Sr/Ba	0.18	0.00	0.04	0.10	0.06	0.11	0.61
Rb/Ba	0.06	0.00	0.20	0.72	0.33	0.37	10.57
Rb/Sr	0.30	0.09	4.71	7.22	5.11	3.35	17.41
ETRTOTAL	247.77	190.10	347.61	258.82	231.13	489.93	581.51
Eu/Eu*	0.74	0.76	0.32	0.27	0.47	0.36	0.23
YbN	10.05	15.04	28.63	25.04	15.32	43.27	53.35
(La/Lu)N	15.73	7.02	7.39	5.03	9.97	8.49	7.28
(La/Yb)N	12.02	5.30	6.91	5.06	8.71	7.47	5.70
(La/Sm)N	2.68	2.00	3.91	2.90	4.34	3.73	1.49
(Gd/Yb)N	2.45	1.67	1.29	1.15	1.61	1.28	2.38

(1) Amostras marcadas com asterisco foram analisadas no LAMIN - Laboratório de Análises Químicas da CPRM e GEOSOL Laboratórios e as demais no ACME Analytical Laboratories LTDA (Canadá); (2) valores de ETR normalizados pelo condrito de Sun e McDonough (1989) e diagrama de multielementos normalizados segundo condrito de Thompson (1982).

3.7 Dados de isótopos de Nd

As características isotópicas do Nd para os granitóides estudados constam da Tabela 3 e estão ilustradas na Figura 27, enquanto a Figura 1 mostra a localização das amostras analisadas. A análise dos dados revela diferenças isotópicas relevantes na composição do Nd entre as suítes granitóides do início do Mesoproterózoico (Suíte Serra da Providência) e do Mesoproterozóico intermediário (suítes Rio Crespo e Alto Candeias), sugerindo fontes distintas. Contudo, as três suítes granitóides têm como característica comum grau variado de participação de material crustal mais antigo em suas fontes com valores iniciais $\epsilon_{Nd(t)}$ variando de -9 a $+2$ em amplo intervalo de idades-modelo (T_{DM}) que se estende de 1,63 Ga a 2,53 Ga.

A análise individual das suítes mostra algumas particularidades. Para a Suíte Alto Candeias as características isotópicas do Nd ($T_{DM} = 1,63-1,75$ Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = -0,50$ a $+0,75$) indicam fonte mista onde a participação crustal é levemente superada pela fonte primitiva, enquanto a Suíte Rio Crespo ($T_{DM} = 1,69-1,74$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = +0,38$ a $+0,72$) mostra fonte com participação juvenil mais expressiva. Os dados demonstram que não há diferenças significativas entre a composição isotópica do Nd das duas suítes sugerindo que suas fontes crustais e evolução dos magmas originais são similares.

A Suíte Serra da Providência tem fonte mais heterogênea, revelada por suas características isotópicas, as quais evidenciam diferenciadas contribuições de crosta antiga, em termos de composição e idades. Para esta suíte os valores isotópicos podem ser classificados em quatro grupos, apesar da ascendência nitidamente crustal apresentada por todos: (i) $T_{DM} = 1,75-1,86$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = -0,70$ a $+2,20$; (ii) $T_{DM} = 1,91-1,99$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = -0,20$ a $-1,50$; (iii) $T_{DM} = 2,00-2,26$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = -0,50$ a $-3,60$ e (iv) $T_{DM} = 2,50-2,55$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = -5,80$ a $-9,60$.

A grande heterogeneidade na variação isotópica do Nd nos granitos e charnockitos da Suíte Serra da Providência, expressa por largo intervalo de idades-modelo (T_{DM}) e natureza das fontes ($\epsilon_{Nd(t)}$), reflete aspectos de grande significado geológico: (i) valores (T_{DM}) entre 1,75 e 2,0 Ga e fontes com leve contribuição crustal demonstra a importância da crosta Jamari na gênese de grande parte dos corpos estudados, (ii) para os valores intermediários entre idades-modelo 1,75 Ga e 2,20 Ga, pode ter ocorrido mistura de magmas com idades significativamente distintas (participação das crostas tipo Jamari e pré-Jamari) e (iii) idades-modelo superiores a 2,20 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ fortemente negativos indicando fontes predominantemente crustais e, portanto, sugerindo a existência

de crosta pré-Jamari com idade Arqueano superior a Paleoproterozóico inferior, neste segmento do SW do Cráton Amazônico.

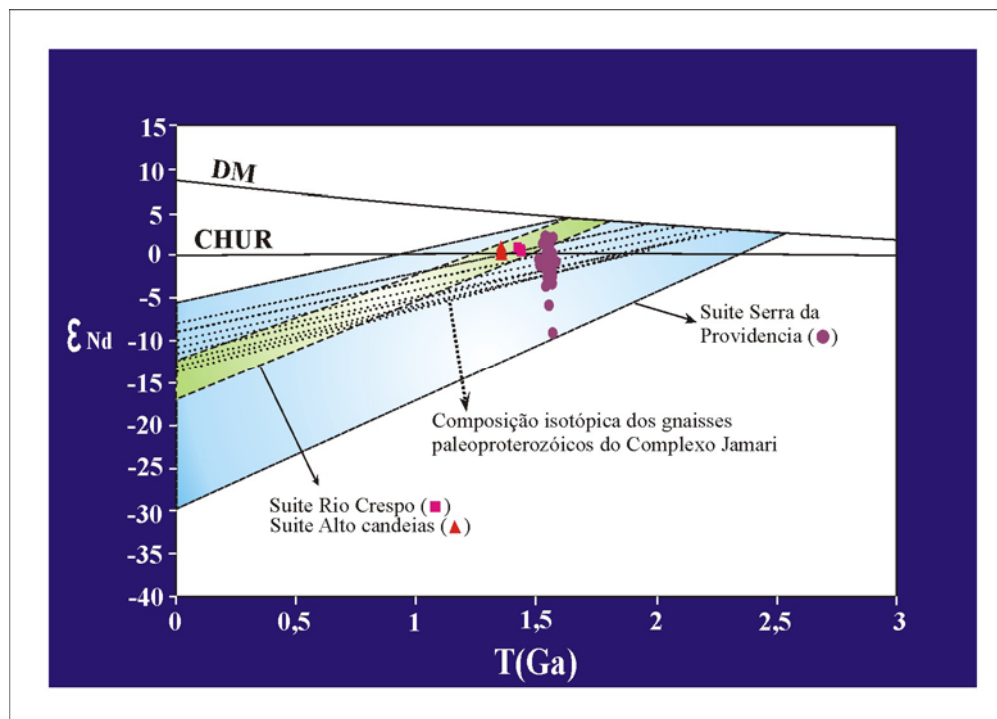


Figura 27 - Características isotópicas do Nd nos granitóides estudados.

4. Petrogênese

Dados geoquímicos em rocha-total de 70 amostras demonstram que as características geoquímicas pouco variam entre os vários corpos estudados e entre os granitos e charnockitos. São granitóides predominantemente *subsolvus*, metaluminosos a fracamente peraluminosos, de alto a muito alto-K, conteúdo de SiO₂ variando de 62.2 a 77.3 % em peso, toleíticos e com características de granitos tipo A de derivação crustal. Além do quartzo, os minerais mais abundantes nas rochas estudadas são plagioclásio, K-feldspato, biotita e anfibólio (± ortopiroxênio ± clinopiroxênio nos charnockitos). Entre os acessórios destacam-se titanita, apatita, zircão, alanita, magnetita, ilmenita, com fluorita nas rochas mais evoluídas. Os granitóides estudados são constituídos principalmente por sienogranitos, monzogranitos e charnockitos, com quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos subordinados.

Os granitos e charnockitos tipo A da área de estudo pertencem a três suítes mesoproterozóicas e as variações texturais e composicionais intra e inter-unidades, apesar de sutis, refletem suas histórias petrogenéticas. Contudo, em virtude da escassez de dados relativos às suítes Rio Crespo e Alto Candeias, as considerações petrogenéticas aqui expostas dizem

Tabela 3 – Dados Sm-Nd e idades dos granitos e charnockitos tipo A da região centro-leste de Rondônia.

Amostra	Rocha	Unidade	Idade (Ga)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	TDM (Ga)
PT39A ¹	Monzogranito	SSP	1,57*	11,84	69,09	0,1037	0,511772	-16,90	+1,36	1,75
PT72E ¹	Charnockito	SSP	1,55*	7,24	32,53	0,1349	0,511965	-13,13	-0,69	2,07
WB46A ²	Gnaise charnockítico	SSP	1,56	15,55	78,32	0,1200	0,511891	-14,60	+0,80	1,86
WB46C ²	Gnaise charnockítico	SSP	1,56	17,61	125,80	0,0846	0,511455	-23,10	-0,70	1,86
ARI01 ³	Gnaise charnockítico	SSP	1,56*	14,18	73,52	0,1170	0,511810	-16,15	-0,21	1,93
ARI02 ³	Gnaise monzogranítico	SSP	1,56*	13,02	68,52	0,1150	0,511850	-15,37	+0,98	1,83
ARI03 ³	Gnaise charnockítico	SRC	1,43*	11,71	66,83	0,1060	0,511806	-16,23	+0,40	1,74
JIP01 ³	Monzogranito	SSP	1,51*	7,48	35,21	0,1280	0,511916	-14,08	-0,79	1,99
JIP02 ³	Gnaise monzogranítico	SSP	1,53*	8,57	44,14	0,1170	0,511795	-16,44	-0,81	1,95
OPO01 ³	Charnockito	SSP	1,55*	3,99	17,07	0,1153	0,512007	-12,31	-1,24	2,16
PGJS01 ³	Gnaise monzogranítico	SSP	1,55*	8,62	47,03	0,1108	0,511582	-20,60	-3,54	2,15
PGJS04A ³	Gnaise monzogranítico	SSP	1,55*	9,56	44,52	0,1298	0,511659	-19,10	-5,82	2,51
PGJS15 ³	Gnaise quartzo-monzonítico	SSP	1,55*	10,46	49,90	0,1267	0,512027	-11,92	+2,00	1,77
PGJS36 ³	Gnaise quartzo-sienítico	SSP	1,55*	10,04	40,46	0,1501	0,512094	-10,60	-1,36	2,26
PGJS46A ³	Gnaise monzogranítico	SSP	1,56*	13,93	75,61	0,1113	0,511752	-17,28	-0,20	1,91
PGJS46B ³	Gnaise monzogranítico	SSP	1,56*	11,32	56,17	0,1218	0,511734	-17,63	-2,66	2,16

Tabela 3 - Continuação

Amostra	Rocha	Unidade	Idade (Ga)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	TDM (Ga)
PGJS62 ³	Gnaiss sienogranítico	SSP	1,54*	11,23	53,80	0,1262	0,511796	-16,42	-2,51	2,16
PGJS104 ³	Gnaiss monzogranítico	SSP	1,55*	19,95	104,22	0,1157	0,511888	-14,63	1,47	1,78
PGJS147A ³	Gnaiss sienogranítico	SAC	1,34*	11,14	58,03	0,1161	0,511910	-14,19	-0,36	1,75
PGJS250A ³	Gnaiss monzogranítico	SSP	1,56*	8,76	53,30	0,0993	0,511142	-29,19	-9,61	2,53
PGJS253 ³	Gnaiss charnockítico	SSP	1,54*	3,86	22,47	0,1038	0,511522	-21,77	-3,44	2,10
1462JS13 ³	Charnockito	SSP	1,55*	15,24	78,46	0,1174	0,511759	-17,15	-1,30	2,02
1462JS18 ³	Gnaiss monzogranítico	SSP	1,55*	18,43	71,11	0,1567	0,512341	-5,79	+2,16	1,86
1462JS23 ³	Sienogranito	SAC	1,34*	17,50	103,80	0,1019	0,511842	-15,53	+0,75	1,63
1462JS29 ³	Gnaiss monzogranítico	SSP	1,55*	19,23	111,41	0,1043	0,511620	-19,86	-1,50	1,97
1462JS31 ³	Gnaiss monzogranítica	SSP	1,55*	25,60	145,83	0,1061	0,511727	-17,77	0,24	1,85
1462JS34C ³	Gnaiss charnockítico	SSP	1,55*	4,41	20,03	0,1330	0,511913	-14,14	-1,49	2,12
1462JS35 ³	Gnaiss charnockítico	SSP	1,55*	8,72	46,24	0,1139	0,511689	-18,51	-2,06	2,05
1462JS37 ³	Gnaiss charnockítico	SSP	1,56*	10,90	52,10	0,1265	0,511835	-15,66	-1,63	2,10
1462JS43 ³	Gnaiss monzogranítico	SSP	1,56*	8,14	60,74	0,1180	0,511865	-14,69	+1,06	1,83

Tabela 3 - Continuação

Amostra	Rocha	Unidade	Idade (Ga)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	TDM (Ga)
2492JL58 ³	Gnaiss charnockítico	SRC	1,42*	16,57	83,86	0,1195	0,511973	-12,97	+0,38	1,72
2492GR10 ³	Gnaiss monzogranítico	SRC	1,42*	7,96	46,96	0,1025	0,510662	-16,33	+0,82	1,69
2492GR33 ³	Gnaiss charnockítico	SSP	1,56*	7,67	40,228	0,1153	0,511671	-18,86	-2,50	2,11
5260GR04 ³	Sienogranito	SAC	1,34*	15,965	93,32	0,1034	0,511791	-16,52	-0,50	1,72

¹Sato e Tassinari (1997); ²Payolla *et al.* (2002);

³Determinações realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília/UnB ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, erro = 1σ);

Idades-modelo calculadas para manto depletado de acordo com DePaolo (1981);

Valores CHUR usados no cálculo do ϵ_{Nd} : $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1966$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512538$.

*Idades de cristalização utilizadas para o cálculo do ϵ_{Nd} obtidas mediante correlação;

SSP- Suíte Serra da Providência;

SRC – Suíte Rio Crespo;

SAC – Suíte Alto Candeias.

respeito à suíte Serra da Providência que, apesar de constituída por corpos de diferentes centros plutônicos, não mostra significativo espalhamento nos dados geoquímicos.

4.1 Granitos

Os granitos tipo **A** têm sido foco de debates desde que foram reconhecidos e, como definidos por Loiselle e Wones (1979), não têm classificação fácil como aqueles incluídos nos esquemas utilizados para os tipos **S**, **I** e **M** (Chappel e White, 1974; Whalen *et al.*, 1987), admitindo uma diversidade de granitóides sob esta designação. São rochas que podem se formar em uma variedade de ambientes, não somente em compartimentos anorogênicos. Contudo, eles representam um grupo mineralogicamente distinto e economicamente importante, distinguíveis daqueles incluídos nos tipos **S**, **I** e **M**.

Os granitos tipo **A** exibem, relativamente aos tipos **I** e **S**, composições químicas caracterizadas por alta SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fe/Mg , F , Zr , Nb , Zn , Ga , Ce , Sn , Ta , Y , e ETR (exceto Eu) e baixas concentrações de CaO , Al_2O_3 , Sc , Ba , e Sr (Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1990). Utilizando dados de granitos do *Lachlan Fold Belt*, Chappel e White (1992) notaram que as características dos elementos maiores dos granitóides tipo **A** são, às vezes, similares aos granitos tipo **I** altamente fracionados e sugerem que critérios utilizando elementos-traço são discriminantes mais efetivos na separação dos vários tipos de granitos. Em granitos tipo **A** altas razões Ga/Al e elevadas concentrações de elementos de grande carga iônica (HFSE) como Zr , Ga , Ce , Nb , ETR e Y , são especialmente característicos (Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1990).

Feições mineralógicas exibidas por estes granitóides incluem: (i) assembléia de feldspatos *subsolvus/hipersolvus*; (ii) rochas metaluminosas a medianamente peralcalinas; (iii) presença de anfibólio hastingsítico nos granitóides metaluminosos e piroxênios sódicos \pm riebeckita nos tipos peralcalinos; (iv) abundância de fluorita e (v) presença de alanita (Pitcher, 1993). De acordo com Collins *et al.* (1982), todos os corpos graníticos com afinidades tipo **A** alojam-se na fase final de um ciclo magmático e são geralmente produtos de fusão parcial da crosta inferior. A revisão dos modelos petrogenéticos usualmente empregados para explicar a origem dos magmas formadores dos granitos tipo **A** mostra que não existem modelos que expliquem satisfatoriamente o amplo intervalo de características geoquímicas e petrológicas que definem este tipo de rocha (Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1990; Creaser *et al.*, 1991). Vários modelos petrogenéticos, contudo, têm sido propostos para explicar a origem dos granitos tipo **A**, incluindo (i) fracionamento de magmas manto-derivados com ou sem interação com rochas crustais (Loiselle e Wones, 1979; Eby, 1990; Foland e Allen, 1991; Turner *et al.*, 1992), (ii) fusão parcial de granulitos da crosta inferior que foram depletados em elementos incompatíveis por extração prévia de fundidos (Collins *et al.*, 1982;

Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987), (iii) anatexia, em condições de altas temperaturas, de fontes com composição tonalítica/granodiorítica tipo I não depletadas ou de resíduos granulíticos enriquecidos em flúor e/ou com fases portadoras de Cl (Anderson, 1983; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987; Sylvester, 1989), (iv) cristalização fracionada de magmas basálticos (Brown, 1982; Turner *et al.*, 1992) ou fracionamento cristal-fundido, em baixas pressões, de magmas traquíticos medianamente alcalinos (Nardi e Bonin, 1991) e (v) evolução a partir de processos de magma *mixing*, metassomatismo, difusão termogravitacional, etc. (Taylor *et al.*, 1981; Harris e Gass, 1981; Bowden *et al.*, 1987).

4.1.1 Comportamento de Rb, Sr e Ba

As variações nos teores de Rb, Sr e Ba observadas entre as suítes estudadas e entre as fácies de uma mesma suíte são muito úteis para estimar a extensão e importância do fracionamento dos feldspatos na evolução petrogenética de fundidos tipo A e para entender se a evolução magmática foi controlada predominantemente por cristalização fracionada, fusão parcial ou por processos mais complexos (Hanson, 1978). Dos diagramas da Figura 28 podem ser retiradas informações importantes sobre o comportamento desses três elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) durante o processo de evolução magmática das suítes Serra da Providência e Rio Crespo, porém a limitação no número de análises impede que as mesmas conclusões sejam aplicadas às rochas da suíte Alto Candeias. O estudo dos diagramas da Figura 28 informa que Rb é o único elemento claramente incompatível, enquanto Sr e Ba são compatíveis e que Rb e Sr mostram correlação negativa, enquanto Sr e Ba têm correlação positiva. As razões Rb/Sr x Rb/Ba mostra correlação positiva enquanto as razões Rb/Sr x Sr/Ba não mostram *trend* linear claro, com rápido aumento na razão Rb/Sr das rochas mais pobres para as rochas mais ricas em SiO₂, enquanto a razão Sr/Ba permanece relativamente constante, o que pode ser sugestivo de fracionamento nas assembléias minerais. Ba e Sr, elementos fortemente compatíveis em sistemas graníticos, mostram grande variação nas rochas estudadas (200 a 1800 ppm e 40 a 230 ppm, respectivamente), sugerindo que cristalização fracionada foi processo importante juntamente com fusão parcial de fontes heterogêneas na geração dos granitóides em questão (cf. Hanson, 1978).

Contudo, a mesma figura (B e C) mostra dois conjuntos de rochas com evoluções aparentemente distintas, dando a entender que processos da magma *mixing* foram importantes na geração dos granitos e charnockitos e sugerindo que a evolução dessas rochas na suíte Serra da Providência pode ser bem mais complexa, possivelmente incluindo também assimilação de encaixantes.

4.1.2 Fusão parcial

Fusão parcial de materiais crustais é um mecanismo viável na produção de granitos tipo A e tem sido investigado por muitos autores. Os dados geoquímicos aqui expostos não permitem supor que esse modelo possa ser aplicado extensivamente à geração dos granitos e charnockitos tipo A do centro-leste de Rondônia. À luz de trabalhos experimentais, a fusão parcial é fortemente dependente da pressão de água (Spulber e Rutherford, 1983; Thy *et al.*, 1990). Fusão em sistemas subsaturados em H₂O (baixa P_{H₂O}) aumenta a estabilidade do plagioclásio e quartzo (Spulber e Rutherford, 1983) e isto retarda a diminuição desses minerais em relação aos componentes máficos. Consequentemente, fusão parcial produzida em baixa P_{H₂O} contém menos Al₂O₃ e mais FeO e MgO que fusão parcial produzida em condições de alta P_{H₂O}.

De forma similar, os experimentos de Conrad *et al.* (1988) indicam que a concentração de minerais refratários (Fe, Mg, Mn, P e Ti) em líquidos produzidos por fusão parcial aumenta com a elevação da temperatura e com a diminuição da P_{H₂O} (P_{H₂O} ~ P_{total}). Isso contradiz o modelo de fusão deficiente em H₂O de resíduos granulíticos e conflita com o comportamento do Al₂O₃, FeO e MgO nos granitos aqui estudados. As fortes anomalias negativas de Eu, drástica depleção de Ba e Sr e enriquecimento em Rb e razões Rb/Sr com a diferenciação tornam difícil explicar a evolução petrogenética dos granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia exclusivamente por modelo de fusão parcial. Além disso, a covariação negativa de Ba e Sr com Rb também é mais difícil de explicar por fusão parcial em equilíbrio (Halliday *et al.*, 1991).

4.1.3 Magma *mixing* e assimilação das rochas encaixantes

Existem evidências da importância de processos que incluem extensiva assimilação de rocha encaixante, magma-*mixing* ou restitos não incorporados, para explicar a variação química dos granitos e charnockitos da suíte Serra da Providência e, de maneira geral, nas suítes de granitos tipo A proterozóicos (cf. Anderson e Cullers, 1978; Rämö, 1991), o que significa que esses processos este processo pode ser importante na gênese de muitas associações de rochas desse tipo. Nos granitos e charnockitos aqui estudados dados de campo indicam que muitos corpos incorporaram xenólitos de rochas encaixantes, mas observações petrográficas e dados geoquímicos não caracterizaram evidências de assimilação ou reação em grande escala, enquanto evidências de processos *mingling* e *mixing* (hibridização local), envolvendo magmas máficos e félsicos podem ser encontradas em muitos corpos, especialmente no batolito Serra da Providência, o que indica que esse processo teve participação bastante considerável na gênese das rochas da suíte Serra da Providência e talvez das suítes Rio Crespo e Alto Candeias. Na mesma região rochas máficas de

composição gabro/diorítica associadas aos granitóides constituem corpos de dimensões quilométricas, enquanto no restante da área de estudo alcançam apenas tamanhos decamétricos. Fusão parcial aumenta com a elevação da temperatura e com a diminuição da P_{H_2O} ($P_{H_2O} \sim P_{total}$). Os diagramas da Figura 28 (B) mostram enriquecimento em Sr x Ba segundo dois caminhos paralelos enquanto o diagrama C mostra igualmente caminhos diversos das razões Rb/Sr x Sr/Ba.

4.1.4 Cristalização fracionada

Considerando o intervalo de variação de SiO_2 e outros parâmetros geoquímicos, assim como evidências texturais, fica claro que os feldspatos têm importante papel na evolução magmática dos granitóides estudados. Anfibólio e piroxênios são fases máficas importantes nos estágios magmáticos iniciais, enquanto biotita tem influência nos estágios mais finais. Estudos experimentais em fundidos graníticos tipo A indicam que plagioclásio é estável em condições próximas à linha *liquidus* e que K-feldspato cristaliza em temperaturas 70-80° C abaixo da temperatura de cristalização de plagioclásio (Clemens *et al.*, 1986; Dall'Agnol *et al.*, 1999b). Como resultado, processos de fracionamento são típicos de magmas tipo A e localmente dominados pela separação dos feldspatos (Eby, 1990; Eby *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1992).

Como em muitas suítes tipo A (Eby *et al.*, 1992; Landenberger e Collins, 1996; Smith *et al.*, 1999; Tollo *et al.*, 2004), os granitóides da região centro-leste de Rondônia exibem considerável dispersão nas concentrações de Sr (Figura 29). A importância petrológica do fracionamento de feldspato é indicada pela co-variação entre a concentração de Sr e Eu/Eu*, que diminui para os termos mais diferenciados.

Collins *et al.* (1982) notaram que altas concentrações de Ga e Ga/Al, típicas dos granitos tipo A, resultam de: (i) exclusão de Ga da estrutura cristalina do plagioclásio rico em Na e (ii) aumento da estabilidade de complexos de $(GaF_6)^{-3}$ em fundidos tipo A portadores de fluorita. Assim, altas razões Ga/Al são uma esperada consequência do fracionamento dos feldspatos. Tollo *et al.* (2004) observaram que razões Ga/Al muito altas (≥ 5) caracterizam de forma consistente somente as rochas mais evoluídas quimicamente, em geral medianamente peralcalinas, rochas *hipersolvus* que resultam da extensiva remoção dos feldspatos. A correlação negativa entre Ga/Al e Eu/Eu* (Figura 31) enfatiza o efeito significativo do fracionamento do feldspato no desenvolvimento dos valores Ga/Al caracteristicamente altos nos granitos tipo A. A Figura 31A mostra o comportamento da razão Ga/Al x Eu/Eu* em parte dos granitóides estudados, enquanto a Figura 31B compara-os com os granitos Apalachianos.

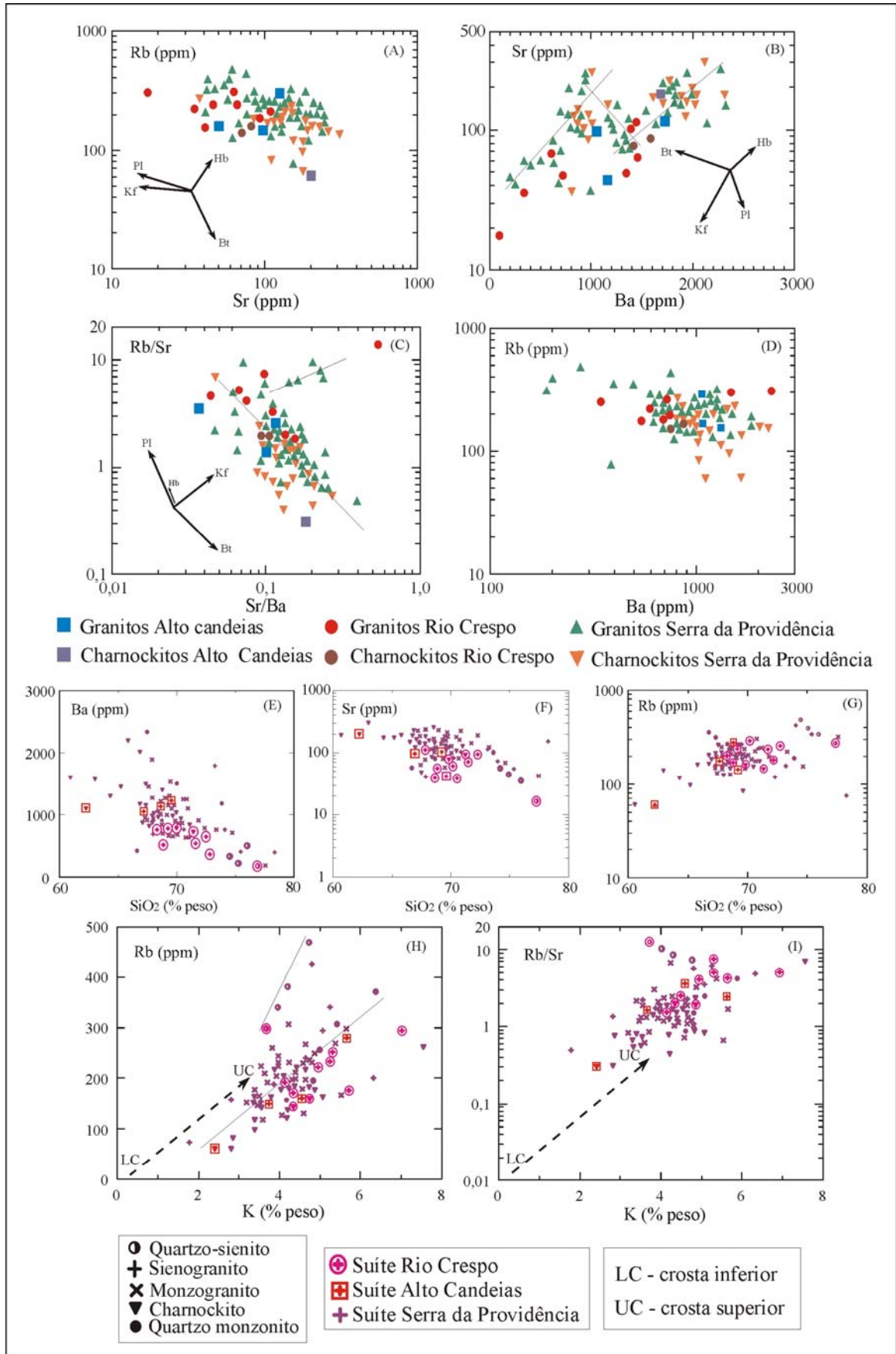


Figura 28 – Diagramas que ilustram o comportamento do Rb, Sr e Ba nos granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia.

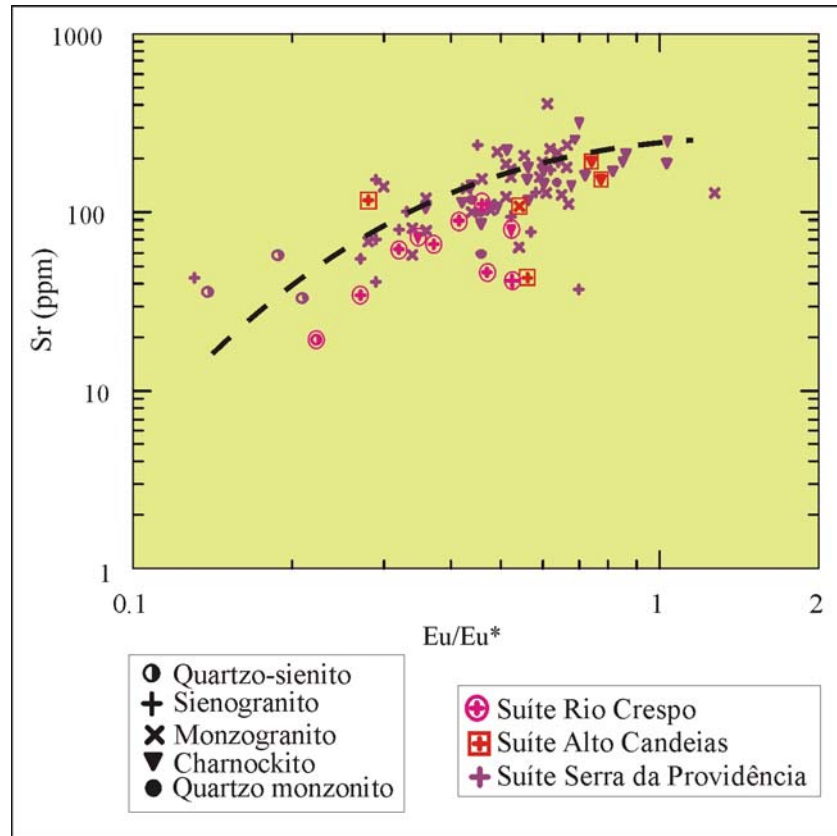


Figura 29 - Diagrama discriminante Sr x Eu/Eu* para os granitos e charnockitos estudados.

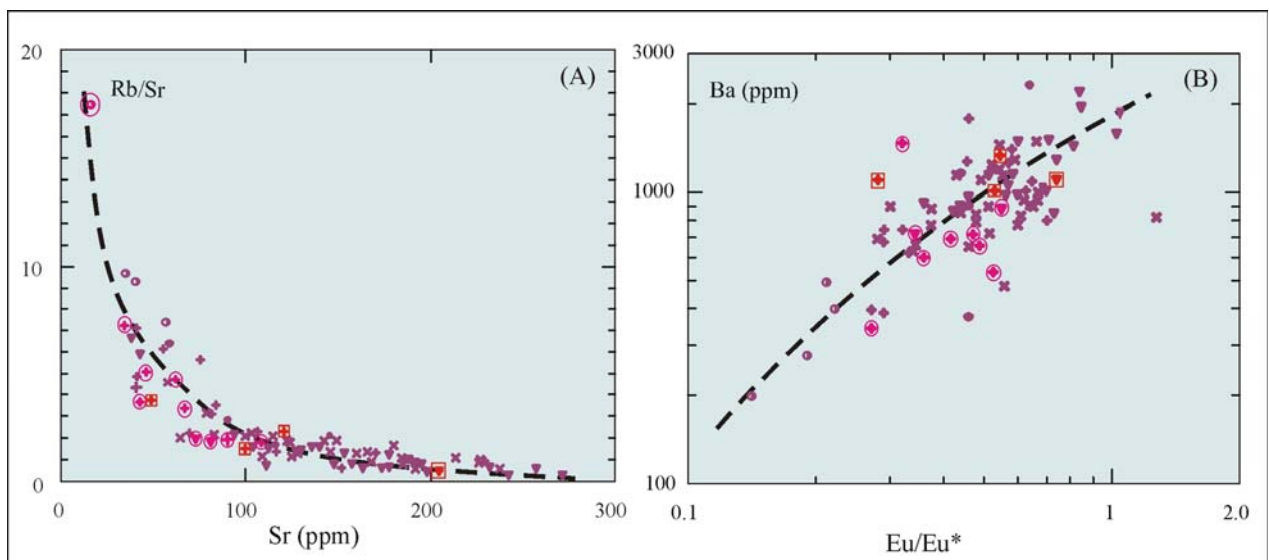


Figura 30 - Diagramas de variação Rb/Sr x Sr e Ba x Eu/Eu* ilustrando o fracionamento de feldspato e seu controle sobre a evolução magmática dos granitóides estudados. Símbolos de acordo com Figura 29.

Os altos valores de Y (20 a 200 ppm) encontrados nos granitóides estudados sugerem que fases máficas ricas em Y contribuíram para a elevada concentração desse elemento nas fases líquidas do fundido, como sugerido por Sylvester (1989), assim como fontes já relativamente enriquecidas em fases máficas portadoras de Y podem ter contribuído para o elevado conteúdo desse elemento e a ausência de fracionamento de fases ricas em Y, como hornblenda, também é fundamental para manter a concentração elevada de Y no líquido.

O sistemático decréscimo de FeOt com o aumento de SiO₂ sugere que o fracionamento dos silicatos ferromagnesianos primários também foi fator importante no desenvolvimento da variação composicional intraplutônica. Experimentos envolvendo composições predominantemente metaluminosas (Clemens *et al.*, 1986; Dall’Agnol *et al.*, 1999) indicam que os piroxênios são as primeiras fases a cristalizar em fundidos tipo A. Dall’Agnol *et al.* (1999) observaram, ainda, que biotita+anfíbólio+clinopiroxênio+ortopiroxênio ocorrem em largo intervalo de p_{H2O} e f_{O2}. Contudo, a estabilidade do anfíbólio requer p_{H2O} relativamente alta nos fundidos para manter a estabilidade das temperaturas próximas à linha *solidus*, em condições relativamente redutoras. As rochas metaluminosas, marginalmente peraluminosas, que compõem o conjunto dos granitóides estudados, contém biotita primária ± anfíbólio cálcico ± ortopiroxênio ± clinopiroxênio, sugerindo que esta paragênese tem seqüência de cristalização similar àquela descrita por Dall’Agnol *et al.* (1999). Parte da população de charnockitos, aqueles mais pobres em sílica, apresentam teores de FeOt anormalmente baixos, o que pode indicar processos de fracionamento cristal-líquido com conseqüente geração de rochas cumuláticas.

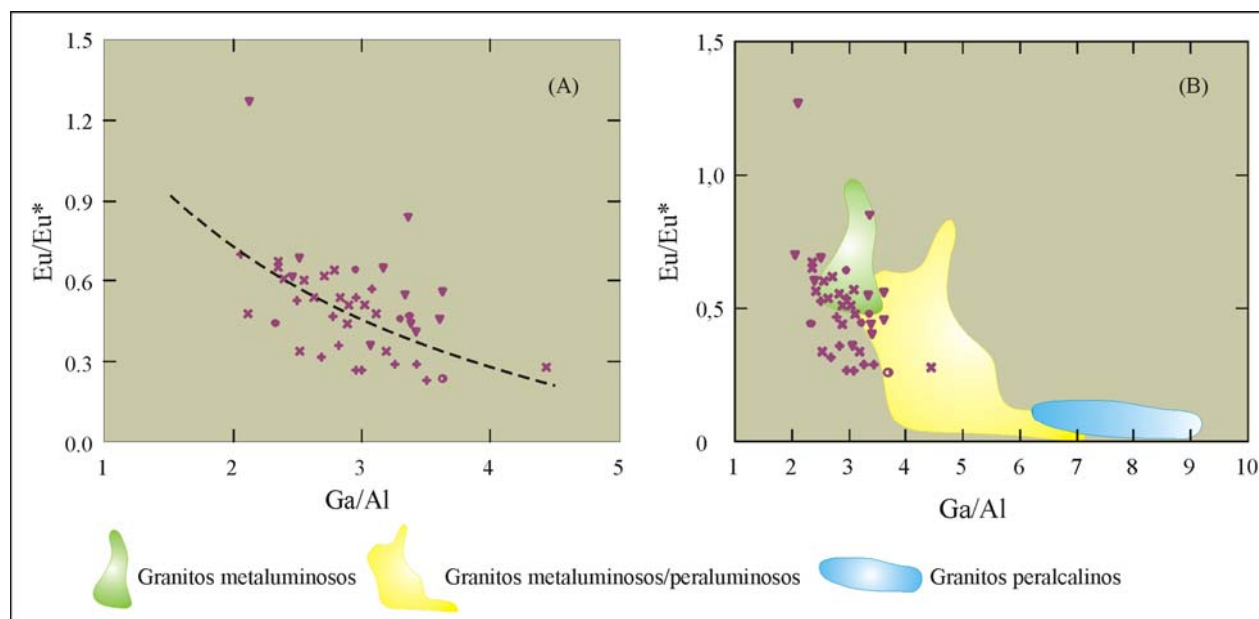


Figura 31 - Diagramas Eu/Eu* x Ga/Al para os granitóides Suíte Serra da Providência (A) e (B), sua comparação com os granitos Apalachianos (Tollo *et al.*, 2004). Símbolos como Figura 29.

A influência do fracionamento primário dos minerais nos granitóides estudados pode também ser ilustrada pela variação nos elementos-traço que não são afetados pela alteração e pela recristalização metamórfica, notavelmente Sc, compatível em todos os minerais ferromagnesianos presentes e Ta, incompatível com os feldspatos (Mahood e Hildreth, 1983). A Figura 32 ilustra o comportamento de Sc x Ta nos granitóides tipo A do centro-leste de Rondônia e compara-os com os granitos tipo A neoproterozóicos dos Apalaches. O *trend* negativo (diminuição do Sc e Ta com a diferenciação) nos granitos do hemisfério norte traduz a composição muito heterogênea do seu magmatismo, variando de metaluminoso a peralcalino. Os granitóides do centro-leste de Rondônia mostram maior variação nos teores de Sc (os granitóides mais diferenciados tem concentrações menores de Sc, provavelmente produtos tardios do processo de fracionamento) para um intervalo de variação menor de Ta, padrão coerente com as rochas metaluminosas a fracamente peraluminosas dos Apalaches. A cristalização de acessórios como zircão e magnetita pode modificar as relações ilustradas na Figura 32, e o efeito do onipresente zircão pode ser responsável pelo espalhamento dos pontos.

Alanita e zircão são acessórios típicos dos granitos tipo A (Pitcher, 1993) e a influência dos onipresentes zircão e alanita manifesta-se pela co-variação Hf/Ta e Ce/Yb que geralmente diminui com o aumento do fracionamento. Estes minerais ocorrem em todos os corpos estudados e são os principais responsáveis pelas variações demonstradas pelos elementos ETR e HFSE. Concentrações de Hf e Ta nas rochas estudadas exibem modesto enriquecimento (4,5-24 ppm e 0,8-2,5 ppm, respectivamente) e limitada variação em relação ao conteúdo de SiO₂, ao contrário das rochas peralcalinas que exibem valores de Hf > 35 ppm. A razão Hf/Ta não varia significativamente entre os corpos estudados e entre os diferentes tipos litológicos (superposição dos campos dos sienogranitos, monzogranitos, quartzo-monzonitos e charnockitos, não mostrada), demonstrando a pequena participação desses minerais na evolução destas rochas e coincide com os campos de rochas metaluminosas a fracamente peraluminosas.

As principais interpretações dos dados expostos indicam que os granitos estudados foram gerados por processos petrogenéticos que incluem: (i) fracionamento cristal-líquido, (ii) reação entre fundidos e rochas encaixantes e (iii) *mixing* ou *mingling* de magmas co-existentes. Dos processos listados acima, fracionamento cristal-líquido é tipicamente significativo nos sistemas de geração de granitos tipo A por causa das altas temperaturas e grande proporção de fundidos que caracterizam tais magmas durante seu alojamento (Clemens *et al.*, 1986; Collins *et al.*, 1982; Dall'Agno *et al.*, 1999).

Os dados petrológicos e geoquímicos discutidos acima sugerem que modelos petrogenéticos que envolvam fusão de rochas crustais em condições de alta temperatura devem ser considerados

para explicar a geração de magmas com as características encontradas nos granitos do centro-leste de Rondônia, de acordo com os modelos de Emslie (1978) e Collins *et al.*, (1982). Contudo, é importante salientar que magmas graníticos tipo A podem ter uma história petrogenética complexa, incluindo componentes crustais ou do manto sub-continental (Eby *et al.*, 1992), complexos portadores de halogênios produzidos pela destruição de biotita e/ou anfibólio (Cerny *et al.*, 1987; Clemens *et al.*, 1986) ou, mesmo, fontes de fusão parcial de rochas metassomatizadas (Sylvester, 1998), e qualquer interpretação sobre suas origens deve levar em conta variáveis complexas. O principal modelo proposto para explicar o magmatismo proterozóico tipo A foi discutido por Anderson e Bender (1989), em adaptação da proposta de Barker *et al.* (1975), onde os primeiros propõem que calor e elevação diapírica de pluma mantélica desestabilizada, porém sólida, pode ter conduzido à formação de grandes volumes de magmas máficos que intrudiram ou se alojaram sob a crosta inferior, gerando profundo distúrbio nas isothermas e proporcionando a formação e separação de magmas graníticos ricos em potássio. Esta proposta pode ser uma boa hipótese de trabalho para explicar a geração dos granitos e charnockitos tipo A do centro-leste de Rondônia.

O rápido aumento da razão Rb/Sr com diminuição de Sr pode ser explicada pela remoção de K-feldspato e plagioclásio (Figura 30 A) e a correlação positiva entre as concentrações de Ba x Eu/Eu* (Figura 30 B) sugere, igualmente, que a composição do magma parental foi efetivamente controlada pelo fracionamento de K-feldspato.

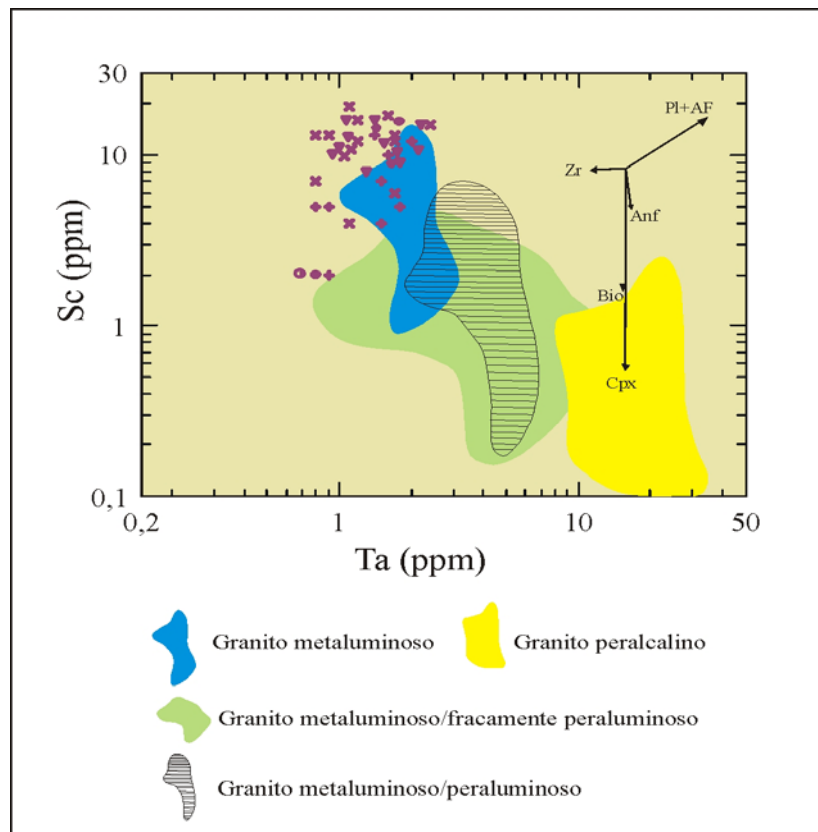


Figura 32 – Diagrama Sc x Ta de parte dos granitos e charnockitos estudados e sua comparação com os granitos tipo A dos Apalaches (campos sombreados), Tollo *et al* (2004) Símbolos como Figura 29.

4.2 Charnockitos

Os charnockitos são rochas quartzo-feldspáticas portadoras de ortopiroxênio, de origem ígnea ou metamórfica. Charnockitos ígneos são diferentes dos metamórficos, assim como dos granitos sem piroxênio, em termos de petrologia, mineralogia e geoquímica (Kilpatrick & Ellis, 1992). Normalmente se alojam em zonas metamórficas de alto grau após o pico metamórfico e podem ser relacionados tanto à colisão continente x continente quanto a rifteamento continental e *underplating* mantélico ou à combinação de ambos. Sua origem é ainda controversa, incluindo intrusões de alta temperatura de magmas félsicos anidros em crosta granulítica seca (Martignole, 1979), anatexia *in situ* durante metamorfismo granulítico, resíduos após a remoção de fundidos graníticos (Pride e Muecke, 1982; Hubbard, 1989), cumulados de fracionamento ígneo (Hubbard, 1989; Emslie, 1991), fusão parcial de assembléias minerais granulíticas com participação de CO₂ (Grant, 1986; Newton, 1992), fusão parcial em dois estágios a partir de fontes granulíticas depletadas (Sheraton e Black, 1988), cristalização fracionada e assimilação crustal de magmas gabróicos manto-derivados (Sheraton *et al.*, 1992) e fundidos desidratados a partir de magmas máficos secos ricos em Ti, composicionalmente similares aos basaltos continentais (Kilpatrick e Ellis, 1992). O modelo de cumulados tem sido usado para explicar a associação comum de charnockitos com granitos rapakivi proterozóicos (Hubbard, 1989; Emslie, 1991), associação denominada por Emslie (1991) de AMCG (anortosito-mangerito-charnockito-granito rapakivi). Os charnockitos ígneos da suíte Serra da Providência apresentam geoquímica sugestiva de ter sido formados por processos genéticos tanto a partir de cumulados quanto por diferenciados gerados por fracionamento de cristais.

Charnockitos ígneos podem ser distinguidos dos metamórficos em terrenos de alto grau com base em relações de campo e geoquímica em rocha-total. Os charnockitos ígneos mantêm, mais ou menos preservadas, texturas ígneas originais, têm relações intrusivas, incluem xenólitos das rochas encaixantes e apresentam conteúdo de óxidos cujo *trend* os distingue dos metamórficos (Figura 33). Anomalias negativas do medianamente compatível Ta (similar ao Nb), Sr, P e ETR pesadas e os fortemente compatíveis Ti e Sc observado nos charnockitos da suíte Serra da Providência assemelham-se aos charnockitos tipo-C (Kilpatrick e Ellis, 1992) e são argumentos a favor de petrogênese magmática para a suíte Serra da Providência e talvez para a suíte Rio Crespo.

Embora os dois tipos de charnockitos da suíte Serra da Providência mostrem significativo fracionamento como no diagrama de multielementos normalizado ao Manto Primitivo (Figura 25b)

caracterizado pela variação sistemática de Ti, P, Rb, Ba, ETR e teores variáveis de Eu Th, sua média é similar àquelas dos charnockitos ígneos da Antártica (Figura 25b).

Considerando que a origem dos charnockitos requer magmas subsaturados em H₂O – secos, associação com terrenos de alto grau e gênese na crosta média ou inferior, é importante examinar quais mecanismos petrológicos podem produzir magmas félsicos suficientemente pobres em água (subsaturados) nessas condições. Os possíveis mecanismos que podem alterar a composição e conteúdo dos fluidos envolvidos incluem:

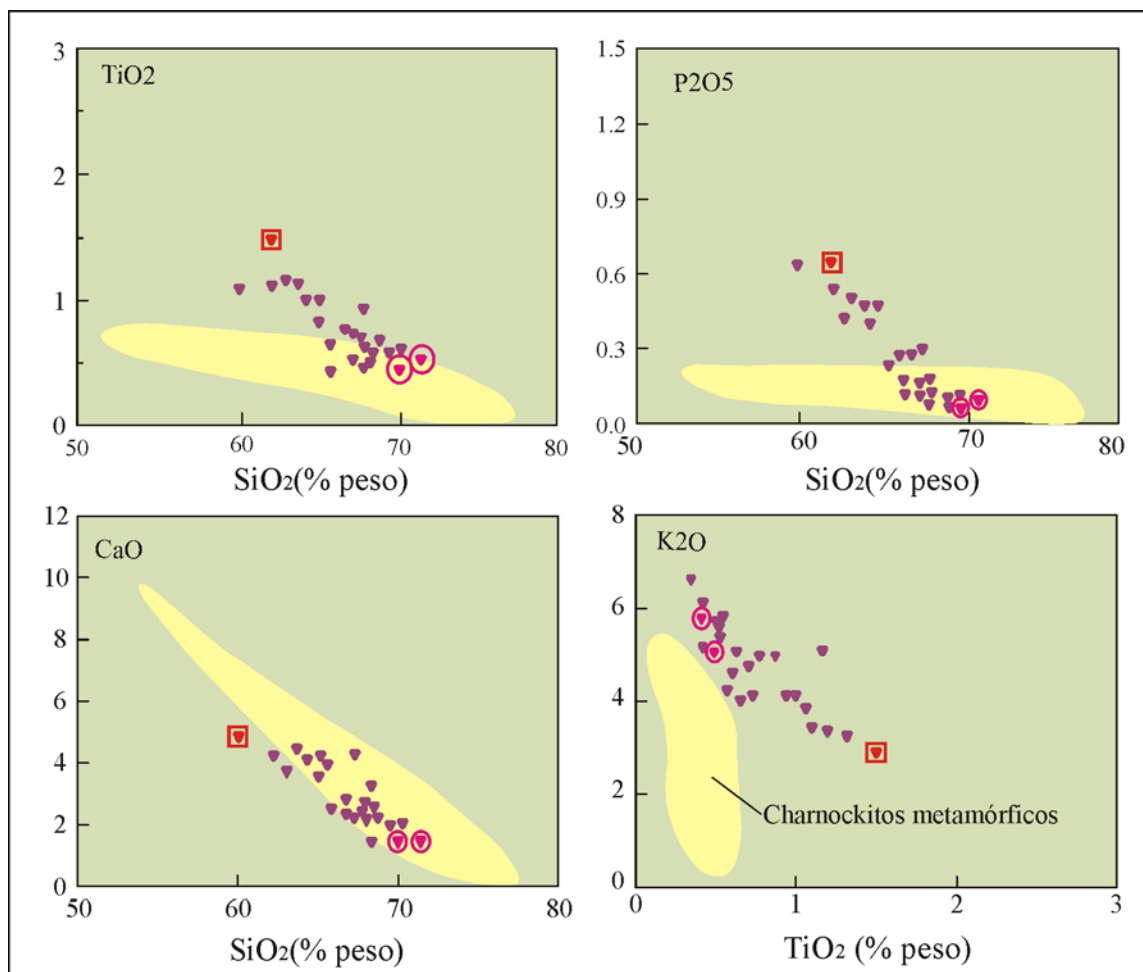


Figura 33- Diagramas de variação geoquímica mostrando a comparação entre os charnockitos estudados e os charnockitos metamórficos de Kilpatrick & Ellis, 1992 (campos coloridos). Símbolos de acordo com Figura 29.

(i) fluxo de CO₂ produzindo efetiva diluição de H₂O no magma (Frost e Frost, 1987). Dados experimentais mostram que a solubilidade da H₂O e CO₂ em magmas graníticos aumenta com o aumento da pressão (Holloway, 1976). No contexto do centro-leste de Rondônia, em que charnockitos formam corpos individualizados de menor expressão ou ocorrem associados com granitos em grandes corpos com passagens transicionais de um para outro, marcadas por grandes estruturas de cisalhamento, admite-se que o fluxo de CO₂ no magma original não foi uniforme;

(ii) exsolução de fluidos no topo de grandes corpos magmáticos através de convecção. Kramers e Ridley (1989) argumentam que o fato da solubilidade dos fluidos dos magmas depender da pressão assegura que grande conteúdo de fluidos é gerada e que a convecção nos corpos magmáticos pode ser produzida pela sua saturação no topo do corpo gerando granitos menos subsaturados e, conseqüentemente, gerar significativa subsaturação em profundidade. A extensão lateral dos charnockitos para granitos observada em escala de afloramento na área de estudo, frequentemente marcada por estruturas de empurrão, pode ser produto de erosão pós-exumação e que, originalmente a gênese da associação granito-charnockito foi produto de processos de subsaturação verticais;

(iii) difusão de voláteis. Esse mecanismo foi sugerido como uma causa do gradiente vertical de voláteis em corpos magmáticos por Hildreth (1981) e Mahhod (1981), embora não esteja claro se o mecanismo pode ser eficiente em larga escala e sob condições de subsaturação de fluidos.

Nossa hipótese de trabalho é que uma parcela dos charnockitos e granitos aqui estudados são produtos de processos magmáticos que definem um *trend* contínuo de gênese comum onde a gradual diminuição de elementos residuais como Fe, Mg, Ca, Ti e P vem acompanhada do aumento de Si e álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), sugerindo que ambos podem fazer parte da mesma suite magmática como resultado de diferenciação magmática de um mesmo magma parental (Petersen, 1980; Rollinson e Windley, 1980) ou como consequência da cristalização direta de um magma suficientemente sub-saturado de água (seco) em profundidades compatíveis com crosta média ou inferior (Martignole, 1979; Wendlandt, 1981; Frost e Frost, 1987; Kramers e Ridley, 1989) submetido a fluxo de CO_2 diferencial (Frost e Frost, 1987). A diminuição de plagioclásio modal e do teor de anortita dos charnockitos para os granitos das suites aqui estudadas é característica de diferenciação magmática (Petersen, 1980).

Os charnockitos que constituem corpos circunscritos e não mostram associação direta com granitos tipo A podem ser produtos de fontes magmáticas diferentes, provavelmente gerados na crosta inferior, em região de arcos de ilhas. Os charnockitos deste tipo aqui estudados mostram anomalia negativa de Nb, caracterizada por altas razões La/Nb. Isto sugere que o magma parental foi portador de anomalia negativa de Nb, característica herdada da região fonte, típica de basaltos e andesitos formados em regime de subducção (Zhao & Ellis, 1994).

Modelo tectônico para explicar a gênese dos charnockitos da suíte Serra da Providência considera que os magmas gerados em altas temperaturas foram deficientes em água sob a forma de fluidos granulíticos desidratados formados por decompressão, em fontes geradas pela fusão de crosta inferior não depletada durante relaxamento termal pós colisional e levantamento (*uplift*). Delaminação litosférica, ascensão da astenosfera e *underplating* de magma máfico durante este

período, pode ter ajudado na fusão em altas temperaturas. A desidratação da crosta granulítica ainda fértil pode ter sido condicionada por fluxo de CO₂ no período colisional/compressional. Este modelo explica a observação de que os plutons charnockíticos frequentemente intrudiram imediatamente após o pico metamórfico e associados com aparente resfriamento isobárico. O pico do metamorfismo registra o último estágio da colisão continental quando condições de *P-T* alcançaram valores máximos, em que o magmatismo charnockítico resultou do relaxamento termal subsequente ainda em condições de alta temperatura.

5. Discussão

5.1 Fontes dos granitos e charnockitos tipo A: crustal ou manto-derivados?

Embora muitos processos possam estar envolvidos na geração dos granitos e charnockitos tipo A, incluindo fusão parcial, cristalização fracionada, metassomatismo, imiscibilidade de líquidos, contaminação crustal e difusão termo-gravitacional (ver Clemens *et al.*, 1986), os maiores debates envolvem as suas regiões de proveniência e relações com o manto, no que diz respeito à fonte e calor. Dados experimentais e investigações geoquímicas indicam que os granitos/charnockitos tipo A se formam em temperaturas de cristalização mais altas que seus similares cálcio-alcálicos ($\geq 950^{\circ}\text{C}$), (Collins *et al.*, 1982; Anderson, 1983; Clemens *et al.*, 1986; Råmo e Haapala, 1995; King *et al.*, 1997, 2001; Frost *et al.*, 1999; Dall’Agnol *et al.*, 1999b; Holtz *et al.*, 2001; Klimm *et al.*, 2003), o que sugere ser improvável que extensiva cristalização fracionada de magmas máficos e intermediários manto-derivados possa ser a fonte única dos magmas tipo A. Além disso, grandes volumes de rochas máfico-intermediárias, como seria de se esperar se cristalização fracionada acontecesse em grande escala, estão normalmente ausentes (Sylvester, 1989). Apesar disso, pesquisas isotópicas mostram que há casos em que os magmas originais de muitas suítes granito/charnockíticas tipo A são de origem mantélica (Eby, 1990, 1992; Foland e Allen, 1991; Turner *et al.*, 1992; Kerr e Fryer, 1993; Han *et al.*, 1997).

Os principais modelos para explicar a origem dos granitóides tipo A incluem: (1) refusão de rochas de fontes granulíticas, contendo quartzo-Kfeldspato-plagioclásio (Collins *et al.*, 1982, Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987); (2) fusão parcial de charnockitos da crosta inferior, desidratados (mas não depletados pela fusão) que formam resíduos a partir de magmas tipo I primordiais, em temperaturas $> 900^{\circ}\text{C}$ nos ambientes tectônicos relacionados à subducção (Landenberger and Collins, 1996); (3) origem metassomática (Taylor *et al.*, 1981 e Harris *et al.*, 1986) e (4) diferenciação de magmas basálticos manto-derivados (Loiselle e Wones, 1979, Eby, 1992, Beyth *et al.*, 1994).

A idéia de refusão de fonte residual tem sido questionada (Creaser *et al.*, 1991; Skjerlie e Johnston, 1992; Landenberger e Collins, 1996) com a argumentação de que fusão de fontes residuais não pode produzir magmas com características de elementos maiores compatíveis com os granitóides tipo **A** e sugerem, assim como Anderson (1983), fusão parcial de crosta tonalítica a granodiorítica para a geração de fundidos precursores dos granitóides tipo **A**. Além disso, Skjerlie e Johnston (1992) mostraram que dehydroxilação ($\text{OH} \rightarrow \text{F}$) em condições *subsolidus* aumenta a estabilidade de biotita na crosta inferior em $T > 950^\circ \text{C}$, o que, em caso de fusão, causa enriquecimento de F no magma. Por outro lado, Landenberger e Collins (1996) atribuem o elevado conteúdo de F nos granitóides tipo **A** à cristalização fracionada e, conseqüentemente, sugerem que os halogênios (F, Cl) não são o principal fator para a formação dos granitóides tipo **A**. Fundidos tipo **A** são considerados anidros de acordo com a ocorrência característica de anfibólio e/ou biotita intersticiais (Collins *et al.*, 1982, Whalen *et al.*, 1987) e a natureza anidra dos granitóides tipo **A**, a baixa abundância de Rb e razoavelmente alto conteúdo de Sr contradizem a formação de fundidos a partir do fracionamento de minerais anidros de magmas tipo **I** (Collins *et al.*, 1982).

As rochas estudadas, pertencentes a três suítes tipo **A** – Serra da Providência, 1,57-1,52 Ga, Rio Crespo, 1,49 Ga e Alto Candeias, 1,35-1,30 Ga, compostas por sienogranitos, monzogranitos, charnockitos/mangeritos e, subordinadamente, quartzo-monzonitos, quartzo-sienitos e rochas máficas, alojaram-se em crosta paleoproterozóica. A primeira tem valores de ϵ_{Nd} entre +2 a -9 e fontes paleoproterozóicas/arqueanas, a segunda caracteriza-se por valores de ϵ_{Nd} fracamente positivos, com fontes paleoproterozóicas e a terceira tem valores ϵ_{Nd} entre -0,5 e -0,75 e fontes igualmente paleoproterozóicas. Podem ser considerados granitos tipo **A** da série aluminosa (mangerito/charnockito-granito *rapakivi*-biotita granito), onde destaca-se a ausência de anortositos e, se considerarmos a presença de diques máficos e corpos circunscritos associados, o magmatismo pode ser classificado como bimodal.

Quatro modelos de geração de magmas tipo **A** podem ser considerados para explicar a gênese dos granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia, SW do Cráton Amazônico: (i) fusão de granulitos depletados, originalmente proposta para explicar a origem dos granitos tipo **A** do *Lachlan Fold Belt* (Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987); (ii) fusão parcial de rochas ígneas metamorfasadas em condições de fácies granulito sem qualquer extração prévia de magmas tipo **I** (Bickle *et al.*, 1989; Cerny *et al.*, 1987; Sheraton e Black, 1988); (iii) fusão parcial de fontes quartzo-feldspáticas relativamente anidras – quartzo-dioríticas, granodioríticas e tonalíticas (Anderson, 1983; Anderson e Bender, 1989; Emslie, 1991; Creaser *et al.*, 1991; King *et al.*, 1997, 2001; Dall’Agnol *et al.*, 1999, 2005); e (iv) basaltos alojados sob crosta continental e seus equivalentes diferenciados (Frost e Frost, 1997; Frost *et al.*, 1999).

A origem a partir da fusão de granulitos depletados foi criticada por Creaser *et al.* (1991), uma vez que rochas residuais não têm composições adequadas para gerar magmas graníticos tipo A, enquanto o modelo toleítico não pode ser utilizado para explicar a origem de todos os corpos de granitos e charnockitos estudados, à semelhança do que ocorre com alguns granitos no Pará (Dall’Agnol *et al.*, 2005) ou na Laurentia (Anderson e Bender, 1989; Anderson e Smith, 1995; Anderson e Morrison, 2003), porque fusão parcial de toleitos e seus diferenciados, produz essencialmente magmas reduzidos (Frost e Lindsley, 1991; Frost e Frost, 1997; Frost *et al.*, 1999).

Evidências de processos *mixing e mingling* envolvendo magmas máficos e félsicos foram encontradas principalmente no batólito Serra da Providência e a ausência significativa de granodiorito, tonalito, sienito e a presença de rochas máficas em volumes ainda pouco importantes (com os dados disponíveis hoje), torna difícil associar os granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia exclusivamente ao fracionamento extensivo de magmas máficos ou intermediários manto-derivados. Além disso, o considerável tamanho de alguns corpos estudados também implica na necessidade de grandes volumes de rochas máficas ou intermediárias precursoras (conforme Frost *et al.*, 1999).

Apesar de não dispormos de estudos de fugacidade de oxigênio nos granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia, é teoricamente possível que fontes toleíticas tenham participado dos processos petrogenéticos responsáveis pela geração de parte dos granitóides estudados (notadamente no batólito Serra da Providência), porém não em condições co-magmáticas. Com relação aos charnockitos, é consenso de que eles representam intrusões de magmas subsaturados em crosta seca durante metamorfismo de fácies granulito (Martignole, 1979), e que os charnockitos sejam resíduos ou acumulados depois da remoção de fundido granítico (Pride e Muecke, 1982; Hubbard, 1989; Emslie, 1991), modelo que tem sido usado para explicar a associação comum de charnockitos com granitos *rapakivi* proterozóicos (Hubbard, 1989; Emslie, 1991).

Em função das restrições mineralógicas e geoquímicas envolvendo o modelo de granulitos depletados e das características químicas e isotópicas dos granitóides do centro-leste de Rondônia, os dois modelos que tratam de refusão de crosta quartzo-diorítica/tonalítica/granodiorítica e de granulitos não-depletados, devem ser considerados e a fonte de calor responsável pelo extensivo magmatismo pode estar relacionada a *underplating* magmático ou pluma mantélica. No caso estudado a presença de diques máficos e corpos circunscritos, temporal e espacialmente relacionados aos granitos e charnockitos, apoia de forma consistente o modelo de refusão de crosta diorítica-tonalítica-granodiorítica com participação de fontes toleíticas e configura situação similar à descrita para os granitos tipo A da região de Carajás, no Pará (Dall’Agnol *et al.*, 2005).

5.2 Desenvolvimento tectônico e magmatismo granítico/charnockítico tipo A e sua relação com a evolução crustal

Granitos tipo A podem se formar tanto em condições pós-orogênicas (ou colisionais) quanto em compartimentos anorogênicos (Whalen *et al.*, 1987, 1996; Sylvester, 1989; Bonin, 1990; Eby, 1992; Pitcher, 1997), porém a distinção entre os dois tipos não pode ser feita facilmente uma vez que suas feições petrológicas, geoquímicas e mineralógicas são similares (Sylvester, 1989; Bonin, 1990; Turner *et al.*, 1992). Apesar disso, Eby (1992) subdividiu os granitos tipo A em dois grupos: o grupo A1 é manto-derivado e aloja-se em compartimentos anorogênicos como *rifts* continentais ou outros ambientes intra-placas, enquanto o grupo A2 deriva da fusão de crosta continental ou de crosta máfica *underplated* e alojada em vários ambientes tectônicos.

O sudoeste do Cráton Amazônico divide-se entre as províncias geocronológicas Rondônia-Juruena (1,80-1,50 Ga) e Sunsas (1,25-0,95 Ga) e os granitóides estudados (Figura 1) inserem-se em área localizada no limite entre estas duas grandes entidades tectônicas e têm relação espacial e temporal com os orógenos Ouro Preto (Santos, 2004; 1,80-1,50 Ga) e Rondoniano-San Ignácio ou Candeias (Santos, 2004; 1,45-1,25 Ga). Nos granitos/charnockitos das três suítes aqui estudadas os teores de Rb, Nb, Y e Ce, elementos usados nos diagramas discriminantes de ambientes de Eby (1992), são consistentes com as concentrações desses elementos em magmas tipo A gerados a partir da fusão de crosta continental (tipo A2). Os dados isotópicos aqui apresentados fornecem informações seguras sobre a natureza das fontes magmáticas predominantemente crustais com fraca participação de componente mantélico.

A província Rondônia-Juruena formou-se no final do Paleoproterozóico produto de orogênese acrescionário-colisional (Rondônia-Juruena, 1,80-1,50 Ga) com agregação da porção amazônica à Laurentia e Báltica na formação de um supercontinente (Hoffman, 1989; Windley, 1993). Os granitos e charnockitos da suíte Serra da Providência formaram-se cerca de 100 Ma após o pico da fase compressional (~1,67 Ga) produtos da ação de pluma de manto superaquecido embaixo do supercontinente estacionário no final do Paleoproterozóico, onde *rifteamento* ocorreu como consequência, muito mais do que como causa, da elevação do manto. Os granitos e charnockitos da suíte Rio Crespo não são realmente anorogênicos e formaram-se em regime extensional durante a fragmentação do supercontinente de 1,5 Ga e representam os primeiros registros da fase extensional (1,49 Ga) que precede a fase compressional (1,40-1,35 Ga) da orogênese Rondoniana/San Ignácio, enquanto as rochas relacionadas à suíte Alto Candeias constituem os registros da fase pós-colisional (1,35-1,30 Ga).

Windley (1993) afirma que os granitos *rapakivi* da Fenoscandia começaram a se formar 100 Ma após o pico do principal evento compressional (Svecofeniano), onde o espessamento resultante

foi seguido por descolamento litosférico que pode ter conduzido à extensão e colapso do orógeno. A fase posterior relaciona-se ao adelgaçamento crustal e litosférico que proporcionou a ascensão da astenosfera e fusão do manto superior por decompressão. Ainda de acordo com Windley (1993), o descolamento pode ter se estendido por cerca de 100 Ga após o espessamento, e o magmatismo anorogênico mesoproterozóico não foi realmente anorogênico, tendo se formado em regime extensional durante a formação e fragmentação do supercontinente de 1,50 Ga. Julgamos que o modelo proposto por Windley (1993) pode ser aplicado à gênese dos granitóides tipo A do centro-leste de Rondônia, uma vez que os mesmos relacionam-se à evolução dos orógenos Rondônia-Juruena (1,80-1,50 Ga) e Rondoniano-San Ignácio (1,45-1,25 Ga) e, por isso, as rochas aqui estudadas não podem ser consideradas anorogênicas uma vez que mostram íntima relação cronológica com os eventos orogênicos supra-citados.

Apesar do modelo geral de gênese de granitos tipo A acima descrito aplicar-se à evolução dos granitos *rapakivi* mesoproterozóicos da Fenoscandia, e que julgamos ser aplicável também à evolução dos granitos e charnockitos mesoproterozóicos do centro-leste de Rondônia, destacamos a idéia de Vigneresse (2005) segundo a qual granitos *rapakivi* mesoproterozóicos e suites tipo A associadas (anortositos, mangeritos e charnockitos) fogem ao modelo de formação de magmas graníticos em escala global. Este autor observa que associações AMCG que caracterizam o Mesoproterozóico (de acordo com Råmo e Haapala, 1995), com idades entre 1,70-1,30 Ga, não podem ser relacionadas a um período específico de colisão crustal ou orogênese em escala mundial. Destaca, também, que no escudo Fenoscandiano granitos *rapakivi* foram alojados no período de tempo entre 1,65 e 1,50 Ga, cerca de 200 Ma após o principal episódio termal da orogenia Svecofeniana (1,90-1,80 Ga). Menciona, ainda, que granitos *rapakivi* e suites associadas (AMCG) não estão restritas ao Mesoproterozóico e que anortositos com idades em torno de 0,90 Ga (Emslie, 1978) são posteriores à amalgamação do supercontinente de Rodínia.

Conseqüentemente, granitos *rapakivi* (e por extensão granitos tipo A) não estão restritos a um período de tempo específico, e têm sido descritos inclusive no Terciário (Ramo e Haapala, 1995). Ao que parece a escala de tempo envolvida na geração e *emplacement* das associações AMCG ou tipo A não corresponde àquela que marca o desenvolvimento de outros tipos de magmatismo. Segundo o mesmo autor, o *emplacement* dessas rochas pode acontecer até 200-400 Ma após o pico do metamorfismo e um único corpo pode apresentar idades de cristalização com intervalos de 20 a 60 Ma.

5.3 Estimativa da profundidade de geração do magma

Estimativas barométricas para definir a profundidade de segregação das rochas graníticas/charnockíticas são semi-quantitativas e, conseqüentemente, os minerais que podem ser usados para cálculos termobarométricos passam por consideráveis modificações, uma vez que a relação cristal-líquido modifica-se através da crosta. Uma maneira de estimar os valores da profundidade de segregação dos magmas é comparar o conteúdo normativo Q-Ab-Or dos granitos com o Q-Ab-Or mínimo para diferentes pressões (Anderson e Cullers, 1978; Anderson e Bender, 1989). Apesar dos processos de cristalização fracionada o conteúdo normativo Q-Ab-Or projetado das amostras menos silicosas fornece uma aproximação preliminar sobre a profundidade de geração dos magmas precursores das suítes tipo A aqui estudadas (Figura 34). Dela é possível deduzir que os magmas geradores dos granitos da suite Serra da Providência formaram-se a profundidades máximas de 7 kbar, correspondendo a 24 km de profundidade, enquanto parte dos magmas precursores dos charnockitos da mesma suite formaram-se a maiores profundidades, ultrapassando 10 kbar. Granitos e charnockitos das suítes Rio Crespo e Alto Candeias provém de magmas gerados a profundidades maiores, acima de 7 kbar (24 km), com os termos mais primitivos ultrapassando 10 kbar (35 km).

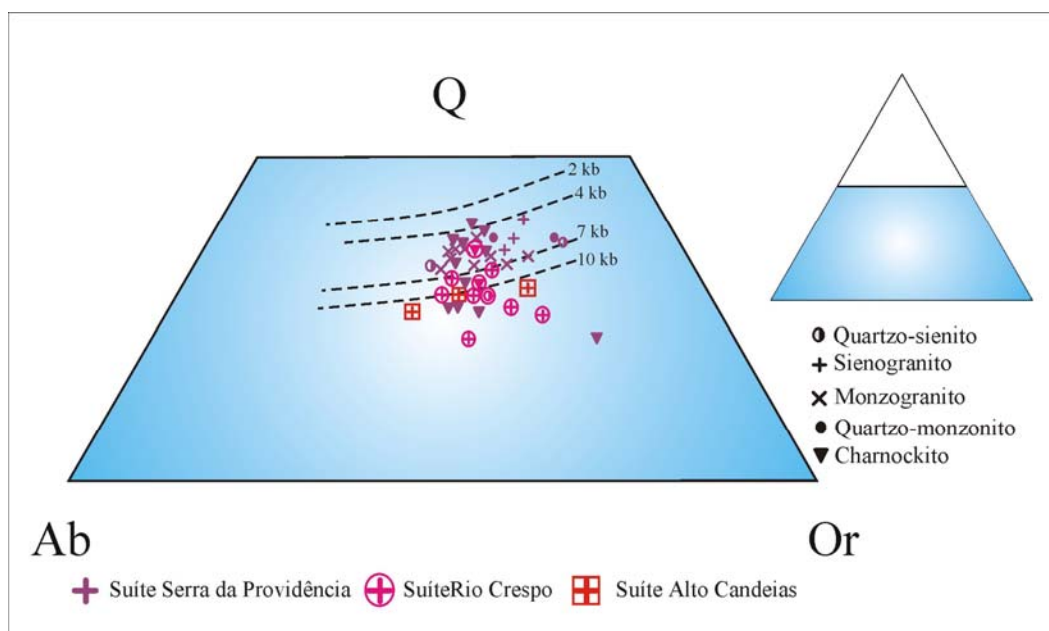


Figura 34 – Composição normativa Q, Ab, Or das suítes ígneas comparadas com a composição experimental de fundido com saturação mínima em H₂O e sua relação com a profundidade de geração dos magmas (Anderson e Bender, 1989).

6. Conclusões

(1) As rochas mesoproterozóicas intrusivas nessa porção do centro-leste de Rondônia, alojam-se em crosta paleoproterozóica e relacionam-se a três pulsos magmáticos: o mais antigo (1,57-1,52 Ga) constitui série bi-modal pós-colisional formada por granitos-charnockitos-mangeritos-troctolitos/noritos da Suíte Serra da Providência; o segundo (1,49 Ga), composto por granitos-charnockitos-gabros define a Suíte Intrusiva Rio Crespo, de ambiente extensional pré-orogênico e a associação de granitos-charnockitos-mangeritos-gabros constitui o magmatismo pós-colisional da Suíte Intrusiva Alto Candeias (1,35-1,30 Ga);

(2) as três suítes aqui estudadas constituem-se de granitos e charnockitos com características de elementos-traço que preenchem os critérios que definem os granitos tipo A de fontes crustais, de acordo com Whalen *et al.* (1987) ou Eby (1990), incluindo abundância em ETR e HFSE, enriquecimento em ferro e caráter predominantemente metaluminoso de alto a muito alto-K, embora termos fracamente peraluminosos também ocorram;

(3) os processos petrogenéticos que geraram os granitoides estudados incluem: (i) fracionamento cristal-liquido, (ii) reação entre fundidos e rochas encaixantes e (iii) *mixing* ou *mingling* de magmas co-existentes;

(4) estudo petrológico desenvolvido com os granitos e charnockitos da suíte Serra da Providência ressalta variações sistemáticas no conteúdo de Sr e nas razões Eu/Eu*, Rb/Sr e Rb/Ba, refletindo o fracionamento dos feldspatos, enquanto a variação no FeO_T, Sc e Ta é resultado do fracionamento de silicatos ferromagnesianos. Apesar de pouco significativa, a remoção de zircão e alanita das rochas mais evoluídas (quartzo-sienitos e alguns sieno/monzogranitos) afeta as razões Hf/Ta e Ce/Yb, reforçando a importância da cristalização fracionada na evolução petrogenética dos granitoides tipo A dessa suíte;

(5) os dados isotópicos de Nd indicam que os magmas geradores dos granitos e charnockitos das três suítes derivam de fontes proterozóicas com variada contribuição crustal e idades variadas, porém com composições químicas similares – crostas Jamari e Tapajós, com participação reduzida de material juvenil e, subordinadamente, de material crustal com idades arqueanas;

(6) com base na geoquímica isotópica a análise individual das suítes mostra que (i) na Suíte Alto Candeias as características isotópicas do Nd ($T_{DM} = 1,63-1,75$ Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = -0,36$ a $+0,75$) indicam

fonte mista, onde a participação crustal é levemente superada pela fonte primitiva, (ii) a Suite Rio Crespo ($T_{DM} = 1,69-1,74$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = + 0,38$ a $+ 0,72$) mostra fonte com participação juvenil dominante e (iii) na Suite Serra da Providência a fonte é mais heterogênea com distintas contribuições de crosta antiga envolvendo quatro grupos de idades modelo: (a) $T_{DM} = 1,75-1,86$ Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = - 0,70$ a $+ 2,20$, (b) $T_{DM} = 1,91-1,99$ Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = - 0,20$ a $- 1,50$; (c) $T_{DM} = 2,00 - 2,26$ Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = - 0,50$ a $- 3,60$ e (d) $T_{DM} = 2,50 - 2,55$ Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = - 5,80$ a $- 9,60$.

(7) As similaridades na evolução magmática entre granitos e charnockitos das suítes estudadas, que incluem processos de cristalização fracionada dominantes assim como diferentes graus de fusão parcial de fontes similares, podem explicar a evolução comum dessas rochas a partir de processos petrogenéticos que incluem: (i) fluxo de CO_2 produzindo efetiva diluição de H_2O no magma, (ii) exsolução de fluidos no topo de grandes corpos magmáticos através de convecção e (iii) difusão de voláteis e fracionamento de ETR devido à partição de fluidos;

(8) a íntima associação espacial de enxames de diques máficos – basaltos e diabásio, com os granitóides da Suite Intrusiva Rio Crespo (1,49 Ga), é indicador de regime extensional pré-orogênico. As rochas dessa suite têm características isotópicas e elementais mais primitivas que as suítes pós-colisionais de 1,57-1,52 Ga (Serra da Providência) e 1,35-1,30 Ga (Alto Candeias);

(9) os granitos tipo **A** do centro-leste de Rondônia não derivam somente de fontes reduzidas (granitos a ilmenita), como os descritos na Fennoscandia (Ramo e Haapala, 1995) e parte do seu conjunto mostra similaridades geoquímicas com os granitos mais oxidados (portadores de magnetita) da Laurentia (Anderson e Morrison, 2003) e da região central do Cráton Amazônico (Dall’Agnol *et al.*, 2005);

(10) a presença ou ausência de magnetita, apesar de não ser o único critério distintivo entre granitos oxidados e reduzidos, indica que as condições de fugacidade de oxigênio não foram uniformes para todos os corpos aqui considerados e que o estado de oxidação dos magmas teve relação direta com a natureza de suas fontes;

(11) para a maior parte dos corpos de granitos e charnockitos do centro-leste de Rondônia os dados geoquímicos sugerem que os protólitos da maioria dos granitos e charnockitos eram rochas ígneas ou meta-ígneas ácidas a intermediárias das porções inferior e média da crosta com participação juvenil subordinada;

(12) os protólitos dos granitos e charnockitos aqui estudados - rochas meta-ígneas quartzo-feldspáticas (quartzo-diorítica/granodiorítica/tonalítica, ou rochas granulíticas não depletadas) foram submetidos à fusão parcial iniciada pela partição dos silicatos máficos hidratados enriquecidos em F (biotita e anfibólio), produzindo magmas metaluminosos a levemente peraluminosos, cuja evolução subsequente foi fortemente controlada pelo fracionamento de feldspatos, quartzo e silicatos máficos subalcalinos. A mistura de magmas máficos e silicosos foi importante na formação de alguns corpos e uma contribuição mantélica justifica-se na presença de gabros e diabásios associados;

(13) o diagrama Q-Ab-Or mostra que os granitos e charnockitos das suítes Rio Crespo e Alto Candeias provém de magmas gerados em profundidades superiores a 7 kb (podendo ultrapassar 10 kb) enquanto os granitos da Suíte Serra da Providência originaram-se em profundidades menores, entre 4 e 7 kb, porém os charnockitos dessa suíte relacionam-se a fontes que ocupam amplo intervalo barométrico, de 4 kb até profundidades maiores que 10 kb;

(14) a Suíte Serra da Providência tem gênese associada com extensão e colapso pós-colisional relacionado à orogênese acrescionário-colisional Rondônia/Juruena ou Rio Negro-Juruena (1,80-1,50 Ga), a Suíte Alto Candeias engloba os produtos relacionados ao colapso pós-colisional associado à orogênese Rondoniana/San Ignácio ou Candeias (1,40-1,30 Ga), enquanto a Suíte Rio Crespo pode ser a primeira evidência de fragmentação e espalhamento crustal com magmatismo granítico tipo A relacionado à fase extensional que marca o início (1,49 Ga) da orogênese Rondoniana/San Ignácio nesta região do sudoeste do Cráton Amazônico.

Agradecimentos

Aos colegas Percy Boris Wolf Klein pelo incentivo e inestimável auxílio no tratamento dos dados geoquímicos, Thiers Muniz Lima e Joseneusa Brilhante pelas profícuas discussões, Gilmar Rizzotto, Marcos Quadros, Ruy Bahia, Jânio Leite de Amorim (*in memoriam*) e a todos os colegas da Residência da CPRM de Porto Velho, valorosos e inesquecíveis companheiros, pelo apoio nas minhas muitas jornadas em terras amazônicas. Especial agradecimento a Rommel da Silva Souza pelo incentivo e ao Serviço geológico do Brasil (CPRM), pelo suporte financeiro às análises e levantamentos de campo.

Métodos analíticos

As análises químicas com asterisco foram realizadas pelo LAMIN - Laboratório de Análises Químicas da CPRM, Rio de Janeiro e GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, Belo Horizonte, Brasil. Os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K e P, assim como Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, Y e Th foram analisados por fluorescência de Raios-X, Na por absorção atômica e Fe^{2+} por titulação com KMnO_4 e os elementos terras raras foram determinados por ICP. Os métodos analíticos e os erros esperados nas determinações são discutidos por Dutra & Gomes (1984) e Trescases (1984).

Com relação às amostras enviadas ao ACME Analytical Laboratories, Canadá, os elementos maiores foram analisados por ICP-AES, com erro de $\pm 2\%$ para concentrações 50 vezes acima dos limites de detecção, e os elementos-traço e terras raras (ETR) foram analisados por ICP-MS, com erro de $\pm 5\%$ para concentrações 50 vezes superiores aos limites de detecção. Para os dois casos as amostras foram fundidas com LiBO_2 , digeridas e diluídas em ácido nítrico a partir de rocha total.

As análises isotópicas Sm-Nd seguiram método descrito por Gioia e Pimentel (2000) e foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As amostras de rocha-total (cerca de 50 mg) foram pulverizadas e misturadas com solução de “spike” ^{149}Sm – ^{150}Nd e dissolvidas em cápsulas de Savillex. A extração de Sm e Nd das amostras de rocha-total seguiram a técnica convencional de extração catiônica com colunas de Teflon contendo LN-Specresin (HDEHP-diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder). As amostras de Sm e Nd foram alojadas em filamentos de re-evaporação em conjuntos de filamentos duplos e as medidas isotópicas foram feitas em espectrômetro de massa do tipo multicoletor Finnigan MAT 262. O grau de incertezas para as razões Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são menores que $\pm 0.4\%$ (1σ) e $\pm 0.005\%$ (1σ), respectivamente, de acordo com o padrão internacional “standard” para rochas – BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.7219, e a constante de decaimento usada foi $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Valores T_{DM} foram calculados segundo método de DePaolo (1981).

Referências Bibliográficas

- Anderson, J.L., 1980. Mineral equilibria and crystallisation conditions in the Precambrian Wolf River rapakivi massif, Wisconsin. *A. J. Sci.* 280, 289-332.
- Anderson, J.L., 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of the North America. In: Medaris, L.G., Mickelson, D.M., Byers, C.W., Shanks, W.C. (Eds.), *Proterozoic Geology*, Memoir-Geological Society of America, vol. 161, p. 133– 154.
- Anderson, J.L., Bender, E.E., 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos* 23, 19– 52.
- Anderson, J.L., Cullers, R.L., 1978. Geochemistry and evolution of the Wolf River Batholith, a Late Precambrian rapakivi massif in North Wisconsin, U.S.A. *Precambrian Research* 7, 287– 324.
- Anderson, J.L., Cullers, R.L., 1999. Paleo- and Mesoproterozoic granite plutonism of Colorado and Wyoming. *Rocky Mountain Geology* 34, 149– 164.

- Anderson, J.L., Morrison, J., 2003. Ilmenite, magnetite, and Mesoproterozoic granites of Laurentia. In: Ramo, O.T., Kosunen, P.J., Lauri, L.S., Karhu, J.A. (Eds.), *Granitic Systems State of the art and Future Avenues An International Symposium in Honor of Professor Ilmari Haapala*, January 12–14, 2003, Abstract volume. Helsinki University Press, p. 7–12.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al in hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549–559.
- Batchelor, R.A., Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48:43-55.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.
- Barker, F., Wones, D.R., Desborough, G.A., 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro–anorthosite–syenite–potassic granite suite. *Precambrian Res.* 2, 97–160.
- Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic–tonalitic liquids and Achaean bimodal trondhjemitic–basalt suites. *Geology* 4: 596–600.
- Barker, F., 1979. *Trondhjemitic, Dacites, and Related Rocks*, Elsevier, Amsterdam.
- Berg, H.C., Jones, D.L., Coney, P.J., 1978. Map showing pre-cenozoic tectonostratigraphic terranes of southeastern Alaska and adjacent areas: U. S. Geological Survey Open-File Report 78-1085, scale 1:1,000,000.
- Bettencourt, J.S., Dall’Agnol, R. The rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1987, Salvador. Excursion Guide. Salvador: SME-BA, 1987. 144p. il. p. 49-87.
- Bettencourt, J.S., Leite Jr., W.B., Payolla, B.L., Scandola, J.E., Muzzolon, R., Vian, J.A.J., 1995. The rapakivi granites of the Rondonia tin province and associated mineralization. In: Bettencourt, J.S. e Dall’Agnol, R. (Eds.), *Excursion Guide: The Rapakivi Granites of Rondonia Tin Province and Associated Mineralization. Symposium Rapakivi Granites and Related Rocks*, Belem, Brazil. Federal University of Para, Center for Geosciences, p. 5–16.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr., W.B., Payolla, B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi Granites of Rondonia tin province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil: I. Reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research* 95, 41–67.
- Beyth, M., Stern, R.J., Altherr, R., Kröner, A., 1994. The late Precambrian Timna igneous complex, Southern Israel, evidence for comagmatic-type sanukitoid monzodiorite and alkali granite magma. *Lithos* 31, 103–124.
- Bickle, M.J., Bettenay, L.F., Chapman, H.J., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Campbell, I.H., Laeter, J.R. 1989. The age and origin of younger granitic plutons of the Shaw Batholith in the Archean Pilbara Block, Western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 361-376.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., 2004. (Coord.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. Brasil.
- Bonin, B., 1986. Ring Complex Granites and Anorogenic Magmatism. Bureau des Recherches Geologiques et Minières, Orleans.
- Bowden, B., Black, R., Martin, R.F., Ike, E.C., Kinnaird, J.A., Batchelor, R.A., 1987. Nigerian alkaline ring complexes: a classic example of African Phanerozoic anorogenic mid-plate magmatism. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J., (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Black Sci. Pub. Geol. Soc. Spec. Pub. No. 30, pp. 357-379.
- Brown, G.C., 1982 Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Thorpe (ed), *Andesites*. John Wiley & Sons, pp. 437-461.
- Cerny, P., Fryer, B.J., Longstaffe, F.J., Tammemagi, H.Y. 1987. The Archean Lac du Bonnet batholith, Manitoba. Igneous history, metamorphic effects, and fluid overprinting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 421-438.

- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 83, 1–26.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R., 1986. Origin of the A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist* 71, 317– 324.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J., Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type Granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 189– 200.
- Conrad, W.K., Nicholls, I.A., Wall, V.J., 1988. Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.* 29, 765–803.
- Cordani, U.G., Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Sr and Nd systematics on granitoid rocks. *Episodes* 22, 167– 173.
- Creaser, R.A., Price, R.C., Wormald, R.J., 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19, 163– 166.
- Dall’Agnol, R., Bettencourt, J.S., Jorge-Joao, X.S., Medeiros, H., Costi, H.T., Macambira, M.J.B., 1987. Granitogenesis in the Northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geoc.* 17, 382–403.
- Dall’Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian province: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology* 50, 113– 138.
- Dall’Agnol, R., Pichavant, M., Champenois, M., 1997a. Iron–titanium oxide minerals of the Jamon granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-type granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 69, 325–347.
- Dall’Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A., Magalhaes, M.S., Teixeira, N.P., 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* 95, 9– 39.
- Dall’Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M., 1999b. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology* 40, 1673– 1698.
- Dall’Agnol, R., Ramo, O.T., Magalhaes, M.S., Macambira, M.J.B., 1999c. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* 46, 431– 462.
- Dall’Agnol, R., Teixeira, N.P., Ramo, T.O., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos* 80, 101–129.
- Dall’Agnol, R., Oliveira, D. C., 2006. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, *in press*.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sci.* 73, 135–149.
- De La Roche, H. 1978. La chimie des roches présentée et interprétée d’après la structure de leur faciès mineral dans l’espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s’en déduisent -application aux roches ignées. *Chem. Geol.*, 21:63–87.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193– 196.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* 3, 249– 252.
- Dutra, C.V. & Gomes, C.B. 1984. A fluorescência de Raios-X na geologia. In: GOMES, C.B. cd. *Técnicas Analíticas Experimentais Aplicadas à Geologia*. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, p. 84–120.
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26, 115–134.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20, 641– 644.

- Eby, G.N., Krueger, H.W., Creasy, J.W., 1992. Geology, geochronology, and geochemistry of the White Mountain batholith, New Hampshire. In: Puffer, J.H., Ragland, P.C. (Eds.), Eastern North America Mesozoic Magmatism. Geological Society of America Special Paper 268, p. 379–397.
- Emslie, R.F., 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and Late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research* 7, 61–98.
- Emslie, R.F., 1991. Granitoids of rapakivi granite–anorthosite and related associations. *Precambrian Research* 51, 173–192.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O’Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1199–1212.
- Foland, K.A., Allen, J.C., 1991. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 109, 195–211.
- Förster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B., 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40, 261–293.
- Fraga, L.M., Araujo, R., Duarte, B.P., 1997. Igneous charnockitic rocks of the Kanuku complex and Serra da Prata Suíte, Central Guiana belt, state of Roraima, north Brazil. 2th Intern. Symp. Gran. Assoc. Mineral., Salvador, p.112-113.
- Fraga, L.M., Dall’Agnol, R., Macambira, M.J.B., 2003. The Mucajai anorthosite–mangerite rapakivi granite (AMG) complex, north Amazonian craton, Brazil. EGS–AGU–EUG Joint Assembly, Nice, France. VGP6 Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes, EAE03-A-14489.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 1987. CO₂ melts and granulite metamorphism. *Nature* 327, 503-506.
- Frost, C.D., Frost, B.R., 1997. Reduced rapakivi type granites: the tholeiitic connection. *Geology* 25, 647–650.
- Frost, B.R., Lindsley, D.H., 1991. Occurrence of iron–titanium oxides in igneous rocks. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy 25, 1–9.
- Frost, C.D., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Edwards, B., 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology* 40, 1771–1802.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001a. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Frost, C.D., Bell, J.M., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., 2001b. Crustal growth by magmatic underplating: isotopic evidence from the northern Sherman batholith. *Geology* 29, 515–518.
- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W., Babinski, M., 2001. Proterozoic Geologic Evolution of the SW Part of the Amazonian craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Research* 111, 91-108.
- Haapala, I., Rämö, O.T., 1990. Petrogenesis of the rapakivi granites of Finland. In: Stein, H.J., Hannah, J.L. (Eds.), *Orebearing Granite Systems: Petrogenesis and Mineralizing Processes*. Special Paper-Geological Society of America, vol. 246. pp. 275–286.
- Haapala, I., Ramo, O.T., 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of the southeastern Fennoscandia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83, 165–171.
- Haapala, I., 1997. Magmatic and postmagmatic processes in tin-mineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the eurajoki rapakivi granite stock, Finland. *Journal of Petrology* 38 (12), 1645–1659.
- Haapala, I., Rämö, O.T., 1999. Rapakivi granites and related rocks: an introduction. *Precambrian Research* 95, 1–7.
- Halliday, A.N., Davidson, J.P., Hildreth, W., Holden, P., 1991. Modelling the petrogenesis of high Rb/Sr silicic magmas. *Chem. Geol.* 92, 107-114.
- Han, B.F., Wang, S.G., Jahn, B.M., Hong, D.W., Kagami, H., Sun, Y.L., 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur river A-type granites from north Xinjiang, China: geochemistry and Nd-

- Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chem. Geol.* 138, 135–159.
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 26–43.
- Harris, N.B.W., Gass, I.G., 1981. Significance of contrasting magmatism in North East Africa and Saudi Arabia. *Nature* 289:394–396.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. Eds. *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub. No. 19, pp. 67–81.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T., Rogers, N., 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysical Research*, 100: 10,271–10,276.
- Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magmas chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10,153–10,192.
- Hoffman, P., 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology* 17, 135–138.
- Holloway, J.R., 1976. Fluids in the evolution of granitic magmas; Consequence of finite CO₂ solubility. *Geological Society American Bulletin*, 87:1513–1518.
- Hubbard, F.H., 1989. The geochemistry of Proterozoic lower crustal depletion in southwest Sweden. *Lithos*, 23:101–113.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. EarthSci.* 8, 523–548.
- Jones, D.L., Howell, D.G., Coney, P.J., Monger, J.W.H., 1983. Recognition, character and analysis of tectono-stratigraphic terranes in western North America. In: Hashimoto, M., and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific region*: Tokyo, Terra, 21–35.
- Kerr, A., Fryer, B.J., 1993. Nd isotope evidence for crust–mantle interaction in the generation of A-type granitoids suites in Labrador, Canada. *Chem. Geol.* 104, 39–60.
- Kilpatrick, J. A. and Ellis, D. J., 1992. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents; *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 83 155–164.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., Allen, C.M., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38, 371–391.
- King, P.L., Chappell, B.W., Allen, C.M., White, A.J.R., 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 501–514.
- Klimm, K., Holtz, F., Johannes, W., King, P.L., 2003. Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research* 124, 327–341.
- Kloosterman, J.B., 1970. A two fold analogy between the Nigerian and Amazonian tin provinces. *Technical Conference on Tin 2, Bangkok*, vol. 1, p. 193–221.
- Kosunen, P., 1999. The rapakivi granite plutons of the Bodom and Obbnäs, Southern Finland: petrography and geochemistry. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71, 275–304.
- Kosunen, P.J., 2004. Petrogenesis of mid-Proterozoic A-type granite: Case Studies from Fennoscandia (Finland) and Laurentia (New Mexico). PhD thesis, Department of Geology, University of Helsinki, Finland.
- Kramers, J.D. and Ridley, J.R., 1989. Can Archaean granulites be direct crystallization products from a sialic magma layer? *Geology* 17, 442–445.
- Landenberger, B., Collins, W.J., 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *J. Petrol.* 37, 145–170.
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Santos, D. B. dos, Teixeira, W., Lima, M.I.C. de, Fernandes, C.A.C., Pinto, A.C. 1978. *Geologia*. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral.

- Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 663p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16) p. 17-184.
- Leite, W.B. Jr., 2002. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada. Ph.D. Tese, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil (em Português).
- Leite Jr., W.B., Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., 2000. Petrogenese of two Grenvillian tin-bearing rapakivi suites in the Rondonia tin province, SW Amazonian craton, Brazil. The 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, Abstracts volume, Rio de Janeiro. Geological Survey, Brazil. [CD-ROM].
- Leite Jr., W.B., Bettencourt, J.S., Payolla, B.L., 2001. 1.08–1.07 Ga A-type granite magmatism in the Rondonia tin province, SW Amazonian craton, Brazil: petrologic and geochemical constraints. Abstracts, vol. 26. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada. Joint Annual Meeting, St. John's, Newfoundland, Canada, p. 85.
- Le Maitre, R.W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell, Oxford, pp. 193.
- Litherland, M., Annels, R.N., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Mitchell, W.I., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C. 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean Mobile Belt. *Precambrian Research* 43:157-174.
- Loiselle, M.C., Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Abstracts with programs-Geological Society of America 11, 468.
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., Dall Agnol, R., Costi, H.T., Jorge-João, X.S., 1990. Geocronologia da granitogênese da Província Amazonia Central brasileira: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.* 20, 258-266.
- Mahood, G.A., 1981. Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic centre: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contribution Mineral Petrology* 77, 129-149.
- Mahood, G., Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 11–30.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Bulletin of the American Geological Society* 101, 635–643.
- Martignole, J., 1979. Charnockite genesis and the Proterozoic crust. *Precambrian Research* 9: 303-310.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1431–1450.
- Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., Kozuch, M., Leite Jr., W.B., Fetter, A.H., Van Schmus, W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondonia tin province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research* 119, 141–169.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.C., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19, v. 4, 120-125.
- Petersen, J.S., 1980a. Rare-earth element fractionation and petrogenetic modelling in charnockitic rocks SW Norway. *Contrib. Miner. Petrology* 73, 161–172.
- Petersen, J.S., 1980b. The zoned Kleivan granite: an end-member of the anorthositic suite in SW Norway. *Lithos* 13, 79–95.
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A., Marini, O.J., 1991. U-Pb zircon geochronology of precambrian tin-bearing continental type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research* 52, 321–335.
- Pitcher, W.S., 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic & Professional, London. 321 pp.

- Pitcher, W.S., 1997. *The Nature and Origin of Granite*, 2nd ed. Chapman & Hall, London, 386 pp.
- Poittrasson, F., Pin, C., Duthou, J. L. & Platevoet, B. 1994. Aluminous subsolvus anorogenic granite genesis in the light of Nd isotopic heterogeneity. *Chemical Geology* 112, 199–219.
- Poittrasson, F., Duthou, J. L. & Pin, C. 1995. The relationship between petrology and Nd isotopes as evidences for contrasting anorogenic granite genesis: example of the Corsican Province (SE France). *Journal of Petrology* 36, 1251–74.
- Pride, C. and Muecke, G.K., 1982. Geochemistry and origin of granitic rocks. Scourian Complex, NW Scotland. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 80, 379-385.
- Priem, H.N.A., Bon, E.H., Verdurmen, E.A.T., Bettencourt, J.S., 1989. Rb–Sr chronology of precambrian crustal evolution in Rondonia (western margin Brazilian craton). *Journal of South American Earth Sciences* 2, 163–170.
- Rämö, O.T., 1991. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. *Bulletin-Geological Survey of Finland* 355. 161 pp.
- Rämö, O.T., Haapala, I., 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineral Petrol.* 52, 129-185.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22, 247–263.
- Rizzotto, G.J., Scandolaro, J.E., Quadros, M.L.E.S., 1996. Aspectos gerais da associação mangerito-charnockito-granito na porção oriental do Estado de Rondônia. In: Congresso Bras. Geol. 39, Salvador. Anais. Salvador: SBG, 1996. v.1, 35-37.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazonian craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research* 3, 453– 488.
- Santos, J.O.S., 2004. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., (Coord.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2004.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*. FINEP/SBG/Núcleo Norte. Belém, 91-142.
- Scandolaro, J.E., Rizzotto, G.J., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S, Amorim, J.L., Dall’Igna, L.G., 1999. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondonia: texto explicativo e mapa geológico na escala 1:1,000,000*. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Brasil.
- Scandolaro, J.E., Amorim, J.L., Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S, Bahia, R.B.C., 1999. Compartimentação tectono-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsidios para os modelos evolutivos. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus: SBG, 1999. 56 p. 282-285.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-inhornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304– 310.
- Sheraton, J.W., Black, L.P. 1988. Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites. *Lithos* 21, 37-52.
- Silva, L.C. da, Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolaro, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U–Pb SHRIMP: Parte III. Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Rev. Bras. Geocienc.* 32 (4), 529–544.
- Skjervlie, K.P., Johnston, A.D., 1992. Fluid-absent melting behaviour of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *J. Petrol.* 34, 785–815.
- Smith, D.R., Noblett, J., Wobus, R.A., Unruh, D., Douglass, J., Beane, R., Davis, C., Goldman, S., Kay, G., Gustavson, B., Saltoun, B., Stewart, J., 1999. Petrology and geochemistry of late-stage

- intrusions of the A-type, mid-Proterozoic Pikes Peak batholith (central Colorado, USA): implications for genetic models. *Precambrian Research* 98, 271–305.
- Spulber, S.D., Rutherford, M.J., 1983. The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. *J. Petrol.* 24, 1-25.
- Streckeisen, A., 1973. Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS Sub-Commission on Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, p. 26-30.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1–33.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 42, p. 313–345.
- Sylvester, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.* 97, 261-280.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29–44.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Schmus, W.R.V., Bettencourt, J.S., Taylor, P.N. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro–Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications International. *Geology Review* 38:161-175.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes* 22, 174–182.
- Taylor Jr., H.P., 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 177–210.
- Taylor, R.P., Strong, D.F., Fryer, B.J., 1981. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 267–271.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33, 241–265.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G. 1984. Caracterização geocronológica da província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: *Simpósio Amazônico*, 2, Manaus, SBG/DNPM, Atas, 87-91.
- Thompson Jr., J.B 1982. Compositional Space: An algebraic and geometric Approach. *Reviews in Mineralogy* 10, 1-32.
- Thy, P., Beard, J.C., Lofgren, G.E., 1990. Experimental constraints on the origin of Icelandic rhyolite. *J. Geol.* 98, 417-421.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Scandolara, J.E., Geraldès, M.C., 2000. Rodinia and the Amazonia-Laurentia connection: preliminary D-P-T-t results in western Brazil. *Geol. Soc. Am. Abst. Progr.* 32, 348.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., 2001. A reassessment of the tectonics and paleogeography of the Grenville-aged Sunsas-Aguapeí belt, SW Amazon Craton: new paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.G., Geraldès, M.C., Sparrenberger, I. (Eds.), *Geology of the SW Amazonian craton: State-of-the-Art. Workshop Extended Abstracts*, São Paulo, Brazil, University of São Paulo, p. 96–99.
- Tohver, E., van der Pluijm, B.A., van der Voo, R., Rizzotto, G.A., Scandolara, J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon Craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters* 199:185-200.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Mezger, K., Scandolara, J.E., Essene, E.J., 2005. Two stage tectonic history of the SW Amazon craton in the late Mesoproterozoic: identifying a cryptic suture zone. *Precambrian Research*, 137: 35–59.
- Tollo, R.P., John N. Aleinikoff, J.N., Mervin J. Bartholomew, M.J., Rankin, D.W., 2004. Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent. *Precambrian Research* 128, 3–38.
- Tosdal, R.M., Bettencourt, J.S., Leite, W.B., Jr, Payolla, B.L. 1997. U–Pb geochronologic framework of the Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia tin province, Brazil. In: *Anais 39th Congr. Bras. Geol.*, Salvador, Soc. Bras. Geol., Núcleo Bahia/Sergipe, Vol. 7, pp. 591–593.

- Turner, S.P., Fosen, J.D., Morrison, R.S., 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos* 28, 151–179.
- Trescases, J.J. 1984. Análise química por espectrometria de absorção atômica. In: GOMES, C.B. cd. *Técnicas Analíticas Experimentais Aplicadas à Geologia*. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, p. 44-83.
- Vignerresse, J.L., 2005. The specific case of the Mid-Proterozoic rapakivi granites and associated suite within the context of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research* 137, 1–34.
- Wendlandt, R.F., 1981. Influence of CO₂ on melting of model granulite facies assemblages: a model for the genesis of charnockites. *American Mineralogy*, 66:1164-1174.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407– 419.
- Whalen, J.B., Jenner, G.A., Longstaffe, F., Robert, F., Gariety, C., 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pd and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suit, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology* 37, 1463–1489.
- Wickham, S.M., Alberts, A.D., Zanzvilevich, A.N., Litvinovsky, B.A., Bindeman, I.N., Schauble, E.A., 1996. A stable isotopic study of anorogenic magmatism in east central Asia. *Journal of Petrology* 37, 1063–1095.
- Windley, B.F., 1993. Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *Journal of the Geological Society (London)* 150, 39– 50.
- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74, 744– 774.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

- (1) o terreno Jamari no centro-leste de Rondônia é constituído por uma unidade de embasamento – unidade metaígneia do Complexo Jamari (1760 a 1690 Ma), duas unidades de supracrustais (1,74 Ga – Grupo Roosevelt e 1,67 Ga – unidade metassedimentar do Complexo Jamari), quatro suítes de granitos/charnockitos *rapakivi* e química tipo A (Serra da Providência, Rio Crespo, Alto Candeias e Santa Clara com idades entre 1600 e 1080 Ma), metabasitos de idades indeterminadas além das coberturas sedimentares neoproterozóicas indeformadas (idades entre 970 e 1039 Ma) da Formação Palmeiral e coberturas Paleozóicas das formações Cacoal e Pimenta Bueno;
- (2) Cinco domínios estruturais foram definidos no terreno Jamari onde três eventos deformacionais de natureza dúctil acompanhados de metamorfismo foram identificados. D1 é o evento paleoproterozóico com metamorfismo de fácies granulito (M1). A fase D2 afetou toda a área estudada produzindo bandamento gnáissico com evidências locais de alto *strain*. As estruturas D2/S2 tardias conduziram ao dobramento das estruturas D1 e D2 precoce e produziram foliação plano axial menos penetrativa (S2a) com mineralogia de fácies anfibolito superior. A fase D3 caracteriza-se pelas expressivas zonas de cisalhamento transcorrente em condições de fácies anfibolito inferior cujos *trends* NNE, NE, NW e WNW podem relacionar-se à evolução do episódio D2 e partição do *strain*, gerando campos tensionais e vetores compressivos de direções variadas dependendo do domínio ou subdomínio estrutural;
- (3) na região estudada há registros de três episódios metamórficos: evento regional (M1) com pico em condições de fácies granulito produzido pelo evento tectônico D1 e idade em torno de 1,64 Ga; o segundo episódio metamórfico desenvolveu-se em fácies anfibolito superior, com expressiva migmatização *in-situ* (M2) e re-equilíbrio da paragênese M1 como consequência do episódio deformacional D2 ou D_{n+1} que retrabalhou as estruturas da fase D1 ou D2 precoce; evidências mineralógicas e estruturais de um terceiro evento tectonotermal relacionam-se a metamorfismo com idade em torno de 1,20 Ga (M3), associado às zonas de cisalhamento dos sistemas Ji-Paraná e Rio Formoso-Ariquemes (D3 ou D_{n+2}), cujos registros indicam processo em nível crustal mais raso e T mais baixas, fácies anfibolito inferior nos domínios II e III e xisto verde inferior no domínio IV;
- (4) os protólitos dos ortognaisses ácidos a intermediários do Complexo Jamari foram gerados em ambiente de arco e sua assinatura é híbrida entre aquela apresentada por rochas de arco de margens

continentais ativas e aquelas compatíveis com magmas mais primitivos gerados em arcos de ilhas maduros sobre crosta espessada;

(5) os gnaisses quartzo-dioríticos, tonalíticos e granodioríticos são as rochas de embasamento predominantes na área do complexo e os dados geoquímicos indicam que constituem uma única série magmática cálcio-alcálica gerada em zona de subducção, cujos magmas precursores originaram-se a partir da mistura de fontes mantélicas depletadas e crosta continental mais antiga e onde o processo de cristalização fracionada foi importante;

(6) os paragneisses pelíticos/psamíticos e calcissilicáticos do Complexo Jamari derivam de sequências de grauvascas, folhelhos e margas depositados em bacias associadas à evolução do arco. Idades de zircão detrítico e de granito intrusivo informam que a deposição ocorreu entre 1,67 e 1,63 Ga e idades de cristalização em zircão detrítico entre 1,95–1,67 Ga sugerem que os paragneisses contêm significativo componente detrítico do paleoproterozóico inicial;

(7) as rochas metaígneas ácidas/intermediárias do Complexo Jamari não mostram a grande depleção em LILE, comum em terrenos granulíticos e as razões K/Rb variam de 100 a 2000, porém com a maioria das rochas entre 100 e 500, não reproduzindo exatamente o *trend* geoquímico denominado *trend* dos granulitos depletados – TGD;

(8) a distribuição do Rb x Sr nesses ortogneisses constitui razões superiores a 0,03, indicador igualmente sugestivo que o metamorfismo de fácies granulito nas rochas do Complexo Jamari não remobilizou em grande escala os elementos menores mais móveis com as características químicas dos protólitos relativamente preservadas;

(9) as rochas metaplutônicas ácidas/intermediárias do Complexo Jamari têm fraca tendência no sentido das altas razões Th/U, típicas das rochas da fácies granulito, e parte delas distribuem-se ao redor do *trend* das razões das rochas ígneas (3,5 – 4,0), enquanto outras excedem fracamente a razão Th/U = 10, considerada característica de significativa depleção em U sob condições de fácies granulito;

(10) parte dos gnaisses granodioríticos e tonalíticos do Complexo Jamari apresentam altas razões Th/Yb (>5) associadas com altos valores La/Yb (>10), mostrando analogia com magmas mais

félsicos de arcos continentais modernos enquanto outra fração das rochas ácido-intermediárias mostra razões Rb/Ba e U/Th mais altas, com baixas razões U/Nb, sugerindo magmas precursores mais primitivos;

(11) a razão Nb/Ta média para os ortognaisses ácidos/intermediários do Complexo Jamari como um todo, em torno de 12,5, é compatível com o padrão fortemente depletado desta razão (11-33) em rochas de zonas de subducção;

12) as rochas mesoproterozóicas intrusivas nessa porção do terreno Jamari, centro-leste de Rondônia, alojam-se em crosta paleoproterozóica e relacionam-se a quatro pulsos magmáticos: o mais antigo (1,57-1,52 Ga) constitui série bi-modal pós-colisional formada por granitos-charnockitos-mangeritos-troctolitos/noritos da Suíte Serra da Providência; o segundo (~1,49 Ga), composto por granitos-charnockitos-gabros define a Suíte Rio Crespo, de ambiente extensional pré-orogênico e a associação de granitos-charnockitos-mangeritos-gabros constitui o magmatismo pós-colisional da Suíte Alto Candeias (1,35-1,30 Ga);

(13) as três suítes aqui estudadas constituem-se de granitos e charnockitos com características de elementos-traço que preenchem os critérios que definem os granitos tipo A de fontes crustais, de acordo com Whalen *et al.* (1987) ou Eby (1990), incluindo abundância em ETR e HFSE, enriquecimento em ferro e caráter predominantemente metaluminoso de alto a muito alto-K, embora termos fracamente peraluminosos também ocorram;

(14) as similaridades na evolução magmática entre granitos e charnockitos das suítes estudadas, que incluem processos de cristalização fracionada, hibridização (*mixing*) assim como diferentes graus de fusão parcial de fontes similares, podem explicar a evolução comum dessas rochas a partir de processos petrogenéticos que incluem: (i) fluxo de CO₂ produzindo efetiva diluição de H₂O no magma, (ii) exsolução de fluidos no topo de grandes corpos magmáticos através de convecção e (iii) difusão de voláteis;

(15) os granitos tipo A do centro-leste de Rondônia não derivam somente de fontes reduzidas (granitos a ilmenita), como os descritos na Fennoscandia (Ramo e Haapala, 1995) e parte do seu conjunto mostra similaridades geoquímicas com os granitos mais oxidados (portadores de magnetita) da Laurentia (Anderson e Morrison, 2003) e da região central do Cráton Amazônico (Dall'Agnoll *et al.*, 2005; Dal, Agnol e Oliveira, 2006);

(16) os protólitos dos granitos e charnockitos da área de estudo - rochas meta-ígneas quartzo-feldspáticas (quartzo-diorítica/granodiorítica/tonalítica), ou rochas granulíticas não depletadas) foram submetidos à fusão parcial iniciada pela quebra dos silicatos máficos hidratados enriquecidos em F (biotita e anfibólio), produzindo magmas metaluminosos a levemente peraluminosos, cuja evolução subsequente foi fortemente controlada pelo fracionamento de feldspatos, quartzo e silicatos máficos subalcalinos. A mistura de magmas máficos e silicosos foi importante na formação de alguns corpos e uma contribuição mantélica justifica-se na presença de gabros e diabásios associados;

(17) diagrama Q-Ab-An mostra que os granitos e charnockitos das suítes Rio Crespo e Alto Candeias provém de magmas gerados em profundidades superiores a 7 kb (podendo ultrapassar 10 kb) enquanto os granitos da Suíte Serra da Providência originaram-se em profundidades menores, entre 4 e 7 kb, porém os charnockitos dessa suíte relacionam-se a fontes que ocupam amplo intervalo barométrico, de 4 kb até profundidades maiores que 10 kb;

(18) a Suíte Serra da Providência tem gênese associada com colapso pós-colisional relacionado à orogênese acrecionário-colisional Rondônia/Juruena ou Ouro Preto (1,80-1,50 Ga), a Suíte Alto Candeias engloba os produtos relacionados ao colapso pós-colisional associado à orogênese Rondoniana/San Ignácio ou Candeias (1,40-1,30 Ma), enquanto a Suíte Rio Crespo pode ser a primeira evidência de fragmentação e espalhamento crustal com magmatismo granítico tipo A relacionado à fase extensional que marca o início (1,49 Ma) da orogênese Rondoniana/San Ignácio nesta região do sudoeste do Cráton Amazônico;

(19) os dados U-Pb demonstram evolução tectonotermal em três estágios no SW do Cráton Amazônico, centro-leste de Rondônia, durante o Proterozóico: (i) em torno de 1605 Ma, idade de resfriamento em monazita relacionada a evento metamórfico em fácies granulito (Dn/M1) do Paleoproterozóico tardio (entre 1,63 e 1,67 Ga conforme sobrecrecimento metamórfico em zircão), (ii) idades entre 1334 e 1339 Ma em monazita e entre 1300 e 1332 Ma em titanita representam o resfriamento do principal evento metamórfico no centro-leste de Rondônia (Dn+1/M2) com pico em fácies anfíbolito superior e (iii) idade de 1222 Ma em titanita representa o resfriamento do evento metamórfico M3 produzido pelo episódio tectônico Dn+2;

(20) os dados Ar-Ar definem dois períodos com distintos intervalos de temperatura de fechamento do sistema Ar em hornblenda e biotita e reforçam a idéia da atuação de dois eventos tectonotermais

do Mesoproterozóico no SW do cráton Amazônico: o primeiro em 1,37-1,35 Ga e o segundo entre 1,20 e 1,12 a Ga;

(21) dados de isótopos de Nd dos principais tipos de rochas que constituem a unidade metaígneia do complexo de gnaisses de alto grau mostram largo intervalo de valores para ϵ_{Nd} (-2 a +5) e igualmente amplo espectro de valores de idades-modelo (T_{DM}), desde 1,71 Ga até 2,3 Ga, além de uma idade arqueana ($T_{DM} = 2,55$). A unidade de gnaisses paraderivados caracteriza-se por valores de ϵ_{Nd} entre -0,8 e -4 e idades-modelo (T_{DM}) entre 2,1 Ga e 2,4 Ga, com uma idade arqueana ($T_{DM} = 2,51$ Ga). Estes dados indicam que os processos de geração crustal envolveram fontes juvenis de manto depletado com a participação de proporções variáveis de crosta antiga reciclada e, pela primeira vez registram, na região em estudo, idades-modelo (T_{DM}) arqueanas, com valores de ϵ_{Nd} negativos (-2), o que sugere que nessa região do SW do Cráton Amazônico já existia crosta continentalizada no início do Paleoproterozóico;

(23) para a Suite Alto Candeias as características isotópicas do Nd ($T_{DM} = 1,63-1,75$ Ga e $\epsilon_{Nd(T)} = -0,50$ a $+0,75$) indicam fonte mista onde a participação crustal é levemente superada pela participação de material juvenil, enquanto a Suite Rio Crespo ($T_{DM} = 1,69-1,74$ Ga; $\epsilon_{Nd(T)} = +0,38$ a $+0,72$) mostra fonte com participação juvenil mais expressiva. Os dados analíticos demonstram que não há diferenças significativas entre a composição isotópica do Nd das duas suítes sugerindo que suas fontes crustais e evolução dos magmas originais podem ter sido similares;

(24) a Suite Serra da Providência, de acordo com as características isotópicas do Nd, tem fonte mais heterogênea, diferenciadas contribuições de crosta antiga, com valores que admitem distribuição em quatro grupos, apesar da ascendência nitidamente crustal apresentada por todos: (i) $T_{DM} = 1,75-1,86$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = -0,70$ a $+2,20$; (ii) $T_{DM} = 1,91-1,99$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = -0,20$ a $-1,50$; (iii) $T_{DM} = 2,00-2,26$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = -0,50$ a $-3,60$ e (iv) $T_{DM} = 2,50-2,55$ Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = -5,80$ a $-9,60$;

(25) a grande heterogeneidade na variação isotópica do Nd nos granitos e charnockitos da Suíte Serra da Providência, expressa por largo intervalo de idades-modelo (T_{DM}) e natureza das fontes ($\epsilon_{Nd(T)}$), reflete aspectos de grande significado geológico que implicam em refusão de crosta tipo Jamari (T_{DM} entre 1,75 e 2,0 Ga), crosta pré-Jamari (T_{DM} superiores a 2,20 Ga) e mistura de material proveniente de fontes que envolveram retrabalhamento dos dois tipos de crosta;

(26) a história geológica do SW do Cráton Amazônico em período anterior a 1400 Ma desenvolveu-se por caminhos distintos para Bolívia (Cráton Paragua), Rondônia e SW do Mato Grosso, sugerindo aloctonia entre si. O período entre 1,4 e 1,3 Ga mostra maior similaridade entre Bolívia e Rondônia (Orogenia Rondoniana/San Ignácio) enquanto a orogenia Sunsas (1,2 a 1,0 Ga), identificada nos três segmentos crustais, foi o evento que possivelmente os amalgamou.

Referências Bibliográficas

- Ahall, K.I., Connelly, J.N., Brewer, T.S., 2000. Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis?: correlation of 1.69– 1.50 Ga orogenic and inboard, ‘anorogenic’ events in the Baltic shield. *Geology* 28, 823– 826.
- Aleinikoff, J.N., Moore, T.E., Walter, M., Nokleberg, W.J., 1993. U–Pb ages of zircon, monazite, and sphene from Devonian metagranites and metafelsites central Brooks Range, Alaska. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, B 2068, 59–70.
- Almeida, F.F.M., Nogueira Filho, J. do V., 1959. Reconhecimento geológico no rio Aripuanã. Rio de Janeiro: DNPM/DGM,(Boletim, 199).
- Almeida, F.F.M. de, Nogueira Filho, J. do V., 1959. Reconhecimento geológico no rio Aripuanã. Rio de Janeiro: DNPM/DGM (Boletim, 199).
- Almeida, F.F.M. de., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 36p. (Boletim, 241).
- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B., 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, 45-80.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Neves, B.B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Anais, 363-391.
- Almeida, F.F., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Sci. Rev.* 50, 77–111.
- Amaral, G. 1974. Geologia pré-cambriana da Região Amazônica. São Paulo, 212p. il. Tese (Mestrado). USP-Instituto de Geociências.
- Amaral, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: F.F.M de Almeida & Y. Hasui. (Coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher, 6-35.
- Amorim, J.L., Rizzotto, G.J., Scandolara, J.E., 1999. Terreno Jamari, região central de Rondônia: evidências de processos tafrogenéticos que precedem a convergência do início do Mesoproterozóico no segmento SW do Craton Amazônico. In: Simp. Geol. da Amaz., VI, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos, Manaus: SBG, p. 270-273.
- Anderson, J.L., 1980. Mineral equilibria and crystallisation conditions in the Precambrian Wolf River rapakivi massif, Wisconsin. *A. J. Sci.* 280, 289-332.
- Anderson, J.L., 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of the North America. In: Medaris, L.G., Mickelson, D.M., Byers, C.W., Shanks, W.C. (Eds.), *Proterozoic Geology*, Memoir-Geological Society of America, vol. 161, 133– 154.
- Anderson, J.L., Bender, E.E., 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos* 23, 19– 52.
- Anderson, J.L., Cullers, R.L., 1978. Geochemistry and evolution of the Wolf River Batholith, a Late Precambrian rapakivi massif in North Wisconsin, U.S.A. *Precambrian Research* 7, 287– 324.
- Anderson, J.L., Cullers, R.L., 1999. Paleo- and Mesoproterozoic granite plutonism of Colorado and Wyoming. *Rocky Mountain Geology* 34, 149– 164.
- Anderson, J.L., Morrison, J., 2003. Ilmenite, magnetite, and Mesoproterozoic granites of Laurentia. In: Ramo, O.T., Kosunen, P.J., Lauri, L.S., Karhu, J.A. (Eds.), *Granitic Systems State of the art and*

- Future Avenues An International Symposium in Honor of Professor Ilmari Haapala, January 12–14, 2003, Abstract volume. Helsinki University Press, p. 7–12.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and f O₂ on the Al in hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549–559.
- Bahia, R.B.C., Pedreira, A. 1999. Classificação global da bacia Parecis no Estado de Rondônia. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, 6, Boletim de Resumos Expandidos, 450-453.
- Batchelor, R.A., Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48, 43-55.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.
- Barbosa, O., Andrade Ramos, J.R. 1959. Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. Rio de Janeiro, CPRM, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, 196, 1-49.
- Barker, F., Wones, D.R., Desborough, G.A., 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro–anorthosite–syenite–potassic granite suite. *Precambrian Res.* 2, 97–160.
- Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic–tonalitic liquids and Achaean bimodal trondhjemites-basalt suites. *Geology* 4, 596–600.
- Barker, F., 1979. *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*, Elsevier, Amsterdam.
- Bea, F., Montero, P., 1999. Behaviour of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 1133–1153.
- Berg, H.C., Jones, D.L., Coney, P.J., 1978. Map showing pre-cenozoic tectonostratigraphic terranes of southeastern Alaska and adjacent areas: U. S. Geological Survey Open-File Report 78-1085, scale 1:1,000,000.
- Bettencourt, J.S., Dall’Agnol, R., 1987. The rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: Intern. Symp. Granites and Assoc. Mineral., Salvador. Excursion Guide. Salvador: SME-BA, 1987. 144p. il. p. 49-87.
- Bettencourt, J.S., Leite Jr., W.B., Payolla, B.L., Scandolaria, J.E., Muzzolon, R., Vian, J.A.J., 1995. The rapakivi granites of the Rondonia tin province and associated mineralization. In: Bettencourt, J.S. e Dall’Agnol, R. (Eds.), Excursion Guide: The Rapakivi Granites of Rondonia Tin Province and Associated Mineralization. Symposium Rapakivi Granites and Related Rocks, Belem, Brazil. Federal University of Para, Center for Geosciences, p. 5–16.
- Bettencourt, J.S., Leite, W.B., Payolla, B.L., Scandolaria, J.E., Muzzolon, R., Vian, J.A.J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. In: Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, Bahia, Excursions guide, 3-31.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr., W.B., Payolla, B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi Granites of Rondonia tin province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil: I. Reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research* 95, 41–67.
- Bettencourt, J.S., Payolla, B.L., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., Leite Jr., W.B., Sparrenberger., I., 2006. SHRIMP-RG U–Pb zircon geochronology of gneiss from the Rio Crespo intrusive suite, SW Amazonian Craton, Rondônia, Brazil: New insight about protolith crystallization and metamorphic ages. V South American Symposium on Isotope Geology, p49-52.
- Bevier, M.L., Whalen, J.B., 1990. U–Pb geochronology of Silurian granites, Miramichi Terrane, New Brunswick. *Pap.-Geol. Surv. Can.* 89-2, 93–100.
- Beyth, M., Stern, R.J., Altherr, R., Kröner, A., 1994. The late Precambrian Timna igneous complex, Southern Israel, evidence for comagmatic-type sanukitoid monzodiorite and alkali granite magma. *Lithos* 31, 103–124.
- Bickle, M.J., Bettenay, L.F., Chapman, H.J., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Campbell, I.H., Laeter, J.R. 1989. The age and origin of younger granitic plutons of the Shaw Batholith in the

- Archean Pilbara Block, Western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 361-376.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., 2004. (Coord.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. Brasil.
- Blanckenburg, R., Villa, I.M., Baur, H., Morteani, G., Steiger, R.H., 1989. Time calibration of a P-T path from the western Tauern Window, Eastern Alps: The problem of closure temperatures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101:1-11.
- Boger, S.D., Raetz, M., Giles, D., Etchart, E., Fanning, C.M., 2005. U-Pb data from the Sunsas region eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. *Precambrian Research* 139, 121-146.
- Bond, G.C., Nickeson, P.A., Kominz, M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: new evidence and Amazonia – Laurentia.....
- Bonin, B., 1986. Ring Complex Granites and Anorogenic Magmatism. Bureau des Recherches Geologiques et Minières, Orleans.
- Bowden, B., Black, R., Martin, R.F., Ike, E.C., Kinnaird, J.A., Batchelor, R.A., 1987. Niger-Nigerian alkaline ring complexes: a classic example of African Phanerozoic anorogenic mid-plate magmatism. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J., (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Black Sci. Pub. Geol. Soc. Spec. Pub. No. 30, pp. 357-379.
- Braun, T., Montel, J.-M., Nicollet, C., 1998. Electron microprobe dating monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite belt, southern India. *Chem. Geol.* 146, 65-85.
- Brown, G.C., 1982 Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Thorpe (ed), *Andesites*. John Wiley & Sons, pp. 437-461.
- Burton, K.W. & O'Nions R.K., 1991. High-resolution garnet chronometry and the rates of metamorphic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107: 649-671.
- Catlos, E.J., Harrison, T.M., Manning, C.E., Grove, M., Rai, S.M., Hubbard, M.S., Upreti, B.N., 2002. Records of the evolution of the Himalayan orogen from in situ Th–Pb ion microprobe dating of monazite: Eastern Nepal and Garhwal. *J. Asian Earth Sci.* 20, 459– 479.
- Cerny, P., Fryer, B.J., Longstaffe, F.J., Tammemagi, H.Y. 1987. The Archean Lac du Bonnet batholith, Manitoba. Igneous history, metamorphic effects, and fluid overprinting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 421-438.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburg. Earth Sciences* 83, 1–26.
- Chen, J.H., Moore, J.G., 1982. Uranium–lead isotopic ages from the Sierra Nevada batholith, California. *J. Geophys. Res.* 87, 4761–4784.
- Cherniak, D.J., 1993. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chem. Geol.* 110, 177–194.
- Cherniak D. J., Watson E. B., Harrison T. M., and Grove M., 2000. Pb diffusion in monazite: A progress report on a combined RBS/SIMS study. *Eos: Trans. Am. Geophys. Union* 81, S25.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R., 1986. Origin of the A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist* 71, 317– 324.
- Cliff, R.A., 1985. Isotopic dating in metamorphic belts. *J. Geol. Soc. Lond.*, 142:97-110.
- Coleman, M.E., 1998. U–Pb constraints on Oligocene– Miocene deformation and anatexis within the central Himalaya, Marsyandi Valley, Nepal. *Am. J. Sci.* 298, 553– 571.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J., Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type Granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 189– 200.
- Conrad, W.K., Nicholls, I.A., Wall, V.J., 1988. Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.* 29, 765– 803.

- Copeland, P., Parrish, R.R., Harrison, T.M., 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U–Pb systematics. *Nature* 333, 760–763.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, 1979, Santiago. *Actas. Santiago*, v.4, p.137-148.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., 1982 The geologic evolution of south America during the archaean and early preterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 78-88.
- Cordani, U.G., Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Sr and Nd systematics on granitoid rocks. *Episodes* 22, 167–173.
- Corfu, F., 1996. Multistage zircon and titanite growth and inheritance in an Archean gneiss complex, Winnipeg River Subprovince, Ontario. *Earth Planetary Sci. Lett.* 141, 175–186.
- Corfu, F., Krogh, T.E., Ayres, L.D., 1985. U–Pb zircon and sphene geochronology of a composite Archean granitoid batholith, Favorable Lake area, northwestern Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 22, 1436–1451.
- Corfu, F., Stone, D., 1998. The significance of titanite and apatite U–Pb ages: constraints for the post-magmatic thermal–hydrothermal evolution of a batholithic complex, Berens River area, northwestern Superior Province, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 2979–2995.
- Corfu, F., Evins, P.M., 2002. Late Palaeoproterozoic monazite and titanite U–Pb ages in the Archaean Suomajärvi Complex, N-Finland. *Precambrian Research* 116, 171-181.
- Creaser, R.A., Price, R.C., Wormald, R.J., 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19, 163–166.
- Christensen, J.N., Silverstone, J., Rosenfeld, J.L., DePaolo, D.J., 1994. Correlation by Rb–Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern window, Eastern Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118:1-12.
- Christensen, J.N., Rosenfeld, J.L., DePaolo, D.J. 1989. Rates of tectonometamorphic processes from rubidium and strontium isotopes in garnet. *Science*, 244:1465-1469.
- Dahl, P.S., 1997. A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology. *Earth Planetary Sci. Lett.* 150, 277–290.
- Dall’Agnol, R., Bettencourt, J.S., Jorge-Joao, X.S., Medeiros, H., Costi, H.T., Macambira, M.J.B., 1987. Granitogenesis in the Northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geoc.* 17, 382-403.
- Dall’Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian province: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology* 50, 113–138.
- Dall’Agnol, R., Pichavant, M., Champenois, M., 1997a. Iron–titanium oxide minerals of the Jamon granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-type granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 69, 325–347.
- Dall’Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A., Magalhaes, M.S., Teixeira, N.P., 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* 95, 9–39.
- Dall’Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M., 1999b. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology* 40, 1673–1698.
- Dall’Agnol, R., Ramo, O.T., Magalhaes, M.S., Macambira, M.J.B., 1999c. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* 46, 431–462.
- Dall’Agnol R., Lafon J.-M., Fraga L.M., Scandola J.E., Barros C.E.M., 2000. The precambrian evolution of the Amazonian Craton. In: SBG, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Abstracts, CD-ROM.
- Dall’Agnol, R., Teixeira, N.P., Ramo, T.O., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos* 80, 101-129.
- Dalziel, I.W.D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology* 19, 598–601.

- Dalziel, I.W.D., 1992. Antarctic: a tale of two supercontinents? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 20, 501–526.
- Dalziel, I.W.D., 1994. Precambrian Scotland as a Laurentia–Gondwana link: origin and significance of cratonic promontories. *Geology* 22, 589–592.
- Dalziel, I.W.D., 1997. Neoproterozoic – Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 109, 16–42.
- Dalziel, I.W.D., Mosher, S., Gahagan, L.M., 2000. Laurentia – Kalahari collision and the assembly of Rodinia. *J. Geol.* 108, 499–513.
- Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Magini, C., Legrand, J.M., 2002. Sistema Sm-Nd em rocha-total aberto versus fechado: comportamento isotópico em zonas de alta deformação. *Revista do Instituto de Geociências, USP* 2, 109-129.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sci.* 73, 135–149.
- De La Roche, H. 1978. La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès mineral dans l'espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent -application aux roches ignées. *Chem. Geol.*, 21, 63-87.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–196.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* 3, 249–252.
- DePaolo, D.J. & Getty, S., 1996. Models of isotopic exchange in reactive fluid-rock systems: Implications for geochronology in metamorphic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60:3933-3947.
- Dequech, V. 1943. Comissão para o estudo das jazidas auríferas do Urucumacuan. Relatório final. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM, 57p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 765)
- Dewey, J.F., Burke, K.C.A., 1973. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *J. Geol.* 81, 683–692.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Cont. Min. Pet.* 40, 259–274.
- Dodson, M.H., 1986. Closure Profiles in cooling systems. *Materials Sci. Fórum*, 7:145-154.
- Duchêne, S., Albarède, E., Lardeaux, J.M., 1998. Mineral zoning and exhumation history in the Munchberg eclogues (Bohemia). *Am. J. Sci.*, 298:30-59.
- Dunlap, W.J., 1997. Neocrystallisation or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites. *Chemical Geology* 143, 181-203.
- Dutra, C.V. & Gomes, C.B. 1984. A fluorescência de Raios-X na geologia. In: GOMES, C.B. cd. *Técnicas Analíticas Experimentais Aplicadas à Geologia*. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, p. 84-120.
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26, 115–134.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20, 641–644.
- Eby, G.N., Krueger, H.W., Creasy, J.W., 1992. Geology, geochronology, and geochemistry of the White Mountain batholith, New Hampshire. In: Puffer, J.H., Ragland, P.C. (Eds.), *Eastern North America Mesozoic Magmatism. Geological Society of America Special Paper* 268, 379–397.
- Eiler, J.M., Baumgartner, L.F., Valley, J.W., 1992. Intercrystalline stable isotope diffusion: a fast grain boundary model. *Contrib. Mineral. Petrol.* 112, 543-557.
- Ehlers, K. & Powell, R., 1994. An empirical modification of Dodson's equation for closure temperature in binary systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 241-248.
- Ellis, D.J., Green, D.H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet–clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 13–22.

- Emslie, R.F., 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and Late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research* 7, 61–98.
- Emslie, R.F., 1991. Granitoids of rapakivi granite–anorthosite and related associations. *Precambrian Research* 51, 173–192.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O’Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1199–1212.
- Essex, R.M., Gromet, L.P., Andreasson, P.-G., Albrecht, L., 1997. Early Ordovician U–Pb metamorphic ages of the eclogite-bearing Seve Nappes, Northern Scandinavian Caledonides. *J. Metamorph. Geol.* 15, 665–676.
- Evans, D.A., 1998. True polar wander, a supercontinental legacy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 157, 1–8.
- Evans, B.W., Patrick, B.E., 1987. Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneiss, Seward Peninsula, Alaska. *Can. Mineral.* 25, 141–158.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd ed., John Wiley & Sons. 589 pp.
- Ferreira, E.O. 1969. Considerações sobre o mapa tectônico do Brasil e sobre a tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Resumo das Comunicações, 73–75.
- Ferry, J.M., 1979. Reaction mechanisms, physical conditions and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, 125–139.
- Ferry, J.M., 1983. Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine. *American Mineralogist* 68, 334–354.
- Florence, F. P. & Spear, F.S., 1995. Intergranular diffusion kinetics of Fe and Mg during retrograde metamorphism of a pelite gneiss from the Adirondack Mountains. *Earth Planet. Sci. Letters* 134, 329–340.
- Foland, K.A., Allen, J.C., 1991. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 109, 195–211.
- Fonseca, J.S. 1881. “Viagem ao redor do Brasil”. Rio de Janeiro.
- Förster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B., 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40, 261–293.
- Foster, G., Kinny, P., Vance, D., Prince, C., Harris, N., 2000. The significance of monazite U–Th–Pb age data in metamorphic assemblages; a combined study of monazite and garnet chronometry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181 (3), 327–340.
- Fraga, L.M., Araujo, R., Duarte, B.P., 1997. Igneous charnockitic rocks of the Kanuku complex and Serra da Prata Suíte, Central Guiana belt, state of Roraima, north Brazil. 2th Intern. Symp. Gran. Assoc. Mineral., Salvador, p.112–113.
- Fraga, L.M., Dall’Agnol, R., Macambira, M.J.B., 2003. The Mucajai anorthosite–mangerite rapakivi granite (AMG) complex, north Amazonian craton, Brazil. EGS–AGU–EUG Joint Assembly, Nice, France. VGP6 Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes, EAE03-A-14489.
- Frank, R.E. *Geologia, petrologia e mineralizações estaníferas do Complexo Granítico de Santa Bárbara, Rondônia, Brasil*, 1990. Tese (Mestrado)- Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências, 244p.
- Frost, B.R., 1991. Oxide minerals in metamorphic rocks. *Rev. Mineral.* 25, 469–487.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 1987. CO₂ melts and granulite metamorphism. *Nature* 327, 503–506.
- Frost, B.R., Lindsley, D.H., 1991. Occurrence of iron–titanium oxide minerals in igneous rocks. *Rev. Mineral.* 25, 433–486.
- Frost, B.R., Lindsley, D.H., 1991. Occurrence of iron–titanium oxides in igneous rocks. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Mineralogical Society of America *Reviews in Mineralogy* 25, 1–9.
- Frost, C.D., Frost, B.R., 1997. Reduced rapakivi type granites: the tholeiitic connection. *Geology* 25, 647–650.

- Frost, C.D., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Edwards, B., 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology* 40, 1771–1802.
- Frost, C.D., Chamberlain, K.R., Frost, B.R., Scoates, J.S., 2000. The 1.76 Ga Horse Creek anorthosite complex, Wyoming: a massif anorthosite emplaced late in the Medicine Bow orogeny. *Rocky Mountain Geol.* 35, 71–90.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J, Frost, C.D., 2001a. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033– 2048.
- Frost, C.D., Bell, J.M., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., 2001b. Crustal growth by magmatic underplating: isotopic evidence from the northern Sherman batholith. *Geology* 29, 515– 518.
- Gascoyne, M., 1986. Evidence for the stability of potential nuclear waste host, sphene, over geological time, from uranium–lead ages and uranium series disequilibrium measurements. *Appl. Geochem.* 1, 199–210.
- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W., Babinski, M., 2001. Proterozoic Geologic Evolution of the SW Part of the Amazonian craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Research* 111, 91-108.
- Getty, S.R., Gromet, L.P., 1992. Geochronological constraints on ductile deformation, crustal extension, and doming around a basement-cover boundary, New England Appalachians. *Am. J. Sci.* 292, 359–397.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski, W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2):201-211.
- Gibson, H.D., Carr, S.D., Brown, R.L., Hamilton, M.A., 2004. Correlations between chemical and age domains in monazite, and metamorphic reactions involving major pelitic phases: an integration of ID-TIMS and SHRIMP geochronology with Y–Th–U Xray mapping. *Chem. Geol.* 211, 237– 260.
- Giletti, B.I., 1991. Rb and Sr diffusion in alkali feldspars, with implications for cooling histories of rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1331 1343.
- Gose, W.A., Helper, M.A., Connelly, J.N., Hutson, F.E., Dalziel, I.W.D., 1997. Paleomagnetic data and U–Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: implications for Neoproterozoic plate reconstructions. *J. Geophys. Res.* 102, 7887– 7902.
- Gower, C.F., Ryan, A.B. and Rivers, T. (1990) Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. In: Gower, C.F., Rivers, T. and Ryan, A.B. (Eds.), *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica*. *Geol. Assoc. Canada Spl. Paper* 33, 1-20.
- Graham, C.M., Powell, R., 1985. A garnet-hornblende geothermometer: calibration testing and application to the Pelona schist, southern California. *J. Metamorphic Petrol.* 86, 359-373.
- Haapala, I., Rämö , O.T., 1990. Petrogenesis of the rapakivi granites of Finland. In: Stein, H.J., Hannah, J.L. (Eds.), *Orebearing Granite Systems: Petrogenesis and Mineralizing Processes*. *Special Paper-Geological Society of America*, vol. 246. pp. 275– 286.
- Haapala, I., Ramo , O.T., 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of the southeastern Fennoscandia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83, 165–171.
- Haapala, I., 1997. Magmatic and postmagmatic processes in tinmineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the eurajoki rapakivi granite stock, Finland. *Journal of Petrology* 38 (12), 1645– 1659.
- Haapala, I., Rämö, O.T., 1999. Rapakivi granites and related rocks: an introduction. *Precambrian Research* 95, 1 –7.
- Halliday, A.N., Davidson, J.P., Hildreth, W., Holden, P., 1991. Modelling the petrogenesis of high Rb/Sr silicic magmas. *Chem. Geol.* 92, 107-114.
- Han, B.F., Wang, S.G., Jahn, B.M., Hong, D.W., Kagami, H., Sun, Y.L., 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur river A-type granites from north Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chem. Geol.* 138, 135-159.

- Hanson, G.N., Catanzaro, E.J., Anderson, D.H., 1971. U–Pb ages for titanite in a contact metamorphic zone. *Earth Planetary Sci. Lett.* 12, 231–237.
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 26–43.
- Harris, N.B.W., Gass, I.G., 1981. Significance of contrasting magmatism in North East Africa and Saudi Arabia. *Nature* 289:394–396.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. Eds. *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub. No. 19, pp. 67–81.
- Harrison, T.M., Armstrong, R.L., Naeser, C.W., Harakal, J.E., 1979. Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near the Prince Rupert, British Columbia. *Can. J. EarthSci.*, 16:400-410.
- Harrison, T.M., 1981. Diffusion of ^{40}Ar in Hornblende. *Cont. Min. Pet.* 78, 324–331.
- Harrison, T.M., McDougall, I., 1981. Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: Implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra and the thermal history of the region. *Earth Plan. Sci. Lett.* 55, 123–149.
- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2461–2468.
- Harrison, T.M., McKeegan, K.D., Le Fort, P., 1995. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ion microprobe dating: crystallization age and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 271–282.
- Harrison, T.M., Grove, M., Lovera, O.M., 1997. New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology* 25, 899–902.
- Hasuil, Y., Haralyi, N. E., Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geodinâmico. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2, 1984, Manaus. Anais. Manaus: DNPM, 518p. p.129-47
- Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T., Rogers, N., 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysical Research*, 100: 10,271–10,276.
- Hawkins, D.P., Bowring, S.A., 1997. U–Pb systematics of monazite and xenotime: case studies from the Paleoproterozoic of the Grand Canyon, Arizona. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 87–103.
- Heaman, L. & Parrish, R., 1991. U–Pb geochronology of accessory minerals. In: Heaman, L& Ludden, J.N. (eds.) *Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*, (Mineralogical Association of Canada), Short Course Handbook, 19: 59-103.
- Hewins, R.G., 1975. Pyroxene geothermometry of some granulite facies rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50:205-209.
- Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magmas chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86, 153-192.
- Hoffman, P., 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology* 17, 135–138.
- Hoffman, P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science* 252, 1409–1412.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science* 281, 1342–1346.
- Holdway, M.J., Mukhopadhyay, B., 1993. A reevaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for aluminum silicates. *American Mineralogist* 78, 298–315.
- Holdway, M.J., Mukhopadhyay, B., Dyar, M.D., Guidotti, C.V., Dutrow, B.L. 1987. Garnet-biotite geothermometry revised: new Largas parameters and natural specimen data set from Maine. *American Mineralogist*, 82, 582-595.
- Holloway, J.R., 1976. Fluids in the evolution of granitic magmas; Consequence of finite CO_2 solubility. *Geological Society American Bulletin*, 87, 1513-1518.

- Hubbard, F.H., 1989. The geochemistry of Proterozoic lower crustal depletion in southwest Sweden. *Lithos*, 23, 101-113.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. EarthSci.* 8, 523–548.
- Isotta, C.A.L., Carneiro, J.M., Kato, H.T., Barros, R.J.L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final, Porto Velho. Convênio CPRM/DNPM, 12 v.
- Jenkin, G.R.T., Rogers, G., Fallick, A.E., Farrow, C.M., 1995. Rb– Sr closure temperatures in bi-mineralic rocks; a mode effect and test for different diffusion models. *Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect.* 122, 227– 240.
- Joesten, R., 1991. Grain boundary diffusion in silicate and oxide minerals. In: Ganguly, J. (ed), *Diffusion, atomic ordering and mass transport, selected topics in geochemistry (Advances in Physical Geochemistry 8)*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 345-395.
- Jones, D.L., Howell, D.G., Coney, P.J., Monger, J.W.H., 1983. Recognition, character and analysis of tectono-stratigraphic terranes in western North America. In: Hashimoto, M., and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific region: Tokyo, Terra*, 21-35.
- Kamio, S.L., Wasteneys, H., Gower, C.F., Krogh, T.E., 1996. U–Pb geochronology of Labradorian and later events in the Grenville Province, eastern Labrador. *Precambrian Res.* 80, 239–260.
- Karlstrom, K.E., Harlan, S.S., Williams, M.L., McClelland, J., Geissman, J.W., A ° ha ¨ll, K.-I., 1999. Refining Rodinia: geologic evidence for the Australia– western US connection in the Proterozoic. *GSA Today* 9 (10), 1 – 7.
- Kelley, S., 2002 - Excess argon in K–Ar and Ar–Ar geochronology. *Chemical Geology* 188, 1 – 22.
- Kelley, S.P., Turner, G., 1991. Laser probe ⁴⁰Ar/³⁹Ar measurements of loss profiles within individual hornblende grains from the Giant Range Granite, northern Minnesota, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.* 107, 634–648.
- Kerr, A., Fryer, B.J., 1993. Nd isotope evidence for crust– mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador, Canada. *Chem. Geol.* 104, 39–60.
- Kilpatrick, J. A. and Ellis, D. J., 1992. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents; *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 83 155–164.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., Allen, C.M., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38, 371– 391.
- King, P.L., Chappell, B.W., Allen, C.M., White, A.J.R., 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 501–514.
- Klimm, K., Holtz, F., Johannes, W., King, P.L., 2003. Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research* 124, 327– 341.
- Kloosterman, J.B., 1968. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Mineração Metalurgia*, v. 47, n. 278, 59-64.
- Kloosterman, J.B., 1970. A two fold analogy between the Nigerian and the Amazonian tin provinces. In: *Technical Conference on Tin, 2, Bangkok. International Tin Council, 1970. v.1, p. 3-29.*
- Köppel, V., Günthert, A., Grünenfelder, M., 1980. Patterns of U–Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 61, 97– 119.
- Kosunen, P., 1999. The rapakivi granite plutons of the Bodom and Obbnäs, Southern Finland: petrography and geochemistry. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71, 275– 304.
- Kosunen, P.J., 2004. Petrogenesis of mid-Proterozoic A-type granite: Case Studies from Fennoscandia (Finland) and Laurentia (New Mexico). PhD thesis, Department of Geology, University of Helsinki, Finland.
- Kramers, J.D. and Ridley, J.R., 1989. Can Archaean granulites be direct crystallization products from a sialic magma layer? *Geology* 17, 442-445.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277–279.

- Krogh, T.E., 1973. A low contamination method for the hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U–Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 485–494.
- Kroonenberg, S.B. 1982. A Grenvillian Granulite Belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, 61, 325-333.
- Landenberger, B., Collins, W.J., 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *J. Petrol.* 37, 145–170.
- Lasaga, A.C., Richardson, S.M., Holland, H.D., 1977. The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In: Saxena, S. K. (ed), *Energetics of Geological Processes*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 353- 388.
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Santos, D. B. dos, Teixeira, W., Lima, M.I.C. de, Fernandes, C.A.C., Pinto, A.C. 1978. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 663p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16) p. 17-184.
- Leite Jr., W.B., Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., 2000. Petrogenese of two Grenvillian tin-bearing rapakivi suites in the Rondonia tin province, SW Amazonian craton, Brazil. The 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, Abstracts volume, Rio de Janeiro. Geological Survey, Brazil. (CD-ROM).
- Leite Jr., W.B., Bettencourt, J.S., Payolla, B.L., 2001. 1.08–1.07 Ga A-type granite magmatism in the Rondonia tin province, SW Amazonian craton, Brazil: petrologic and geochemical constraints. Abstracts, vol. 26. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada. Joint Annual Meeting, St. John's, Newfoundland, Canada, p. 85.
- Le Maitre, R.W., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, pp. 193.
- Lee, J.K.W., 1995. Multipath diffusion in geochronology. (*Contrib. Mineral. Petrol.* 120. 60-82.
- Lima, J.A.D., 1976 - Projeto Sulfetos de Abunã. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1976. 2v. il.
- Litherland, M., Annells, R.N., Appleton, J.D., Berragé, J.P., Bloomfield, K., Burton, C.C.J., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Llanos, A., Mitchell, W.J., O'connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C., 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. London: British Geological Survey, 153p. il.
- Litherland, M., Annells, R.N., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Mitchell, W.I., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C. 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean Mobile Belt. *Precambrian Research* 43:157-174.
- Lobato, F.P.N.S., Appel, L.E., Godoy, M.C.F.T. de, Ritter, J.E., 1966. Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. Relatório final. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 209p. il. (Bol., 125)
- Loiselle, M.C., Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Abstracts with programs-Geological Society of America 11, 468.
- Loewy, S.L., James N. Connelly, J.N., Dalziel, I.W.D., Gower, C.F., 2003. Eastern Laurentia in Rodinia: constraints from whole-rock Pb and U/Pb geochronology. *Tectonophysics*, 375, 169-197.
- Ludwig, K.R., 2001. Isoplot/Ex rev. 2.49a. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Centre Spec. Publ. No. 1a
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., Dall Agnol, R., Costi, H.T., Jorge-Joao, X.S., 1990. Geocronologia da granitogenese da Provincia Amazonia Central brasileira: uma revisao. *Rev. Bras. Geoc.* 20, 258-266.
- Matthew, J. K. e Malloy, M.A., 2003. Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: Implications for age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 101–113.
- McMenamin, M.A.S., McMenamin, D.L.S., 1990. *The Emergence of Animals; The Cambrian Breakthrough*. Columbia Univ. Press, New York. 217 pp.

- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, vol. 9. Oxford Univ. Press, New York, 212 pp.
- Marques, A. 1923. "Mato Grosso - seus recursos naturais. Seu futuro econômico". Rio de Janeiro.
- Marques, M.E. 1940. "Região Ocidental de Mato Grosso; viagem e estudos sobre o Vale do Baixo Guaporé. Da cidade de Mato Grosso ao Forte do Príncipe da Beira". Rio de Janeiro.
- Medaris, L.G., Wang, H.F., Misar, Z., Jelinek E., 1990. Thermobarometry, diffusion modeling and cooling rates of crustal garnet peridotites: two examples from the Moldanubian zone of the Bohemian Massif. *Lithos*, 25:189-202.
- Meert, J.G., Powell, C. McA., 2001. Introduction to the special volume on the assembly and breakup of Rodinia. *Precambrian Res.* 110, 1–8.
- Meert, J.G., Torsvik, T.H., Eide, E.A., Dahlgren, S., 1998. Tectonic significance of the Fen Province, S. Norway: constraints from geochronology and paleomagnetism. *J. Geol.* 106, 553–564.
- Meert, J.G., Torsvik, T.H., 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*, 375, 261-288.
- Merrihue, C.M., e Turner, G., 1966 - Potassium-argon dating by activation with fast neutrons *J. Geophys. Res.*, 71, 2852-2857.
- Mezger, K., Essene, E.J. and Halliday, H.N., 1992. Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, 397-409.
- Mahood, G.A., 1981. Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic centre: Sierra LaPrimavera, Jalisco, Mexico. *Contributions Mineral Petrology* 77, 129-149.
- Mahood, G., Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 11–30.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Bulletin of the American Geological Society* 101, 635–643.
- Martignole, J., 1979. Charnockite genesis and the Proterozoic crust. *Precambrian Research* 9, 303-310.
- Möller, A., Mezger, K., Schenk, V., 2000. U–Pb dating of metamorphic minerals: Pan-African metamorphism and prolonged slow cooling of high pressure granulites in Tanzania, East Africa. *Precambrian Res.* 104, 123–146.
- Moore, E.M., 1991. Southwest U.S. – East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology* 19, 425–428.
- Nazarchuk, J.H., 1993. Structure and geochronology of the Greater Himalaya, Kali Gandaki region, west-central Nepal, Masters Thesis, Carleton University, Ontario, Canada.
- Oliveira, E.P. 1915/1918. Geologia. 1) Estudos feitos sobre amostras de rochas colhidas no Sertão do Mato-Grosso. 2) Monographia sobre o gesso (geologia econômica) ocorrências, explorações e usos. In: COMISSÃO DE LINHAS TELEGRÁFICAS ESTRATÉGICAS DE MATTO GROSSO AO AMAZONAS. Rio de Janeiro, 59p. il. (Publicação nº 59. Anexo nº 5).
- Okida, R., Veneziani, P., Bettencourt, J.S., 1999. Controle tectônico-estrutural dos maciços Santa Clara, Oriente Novo, Jararaca, e União (RO) utilizando dados de sensoriamento remoto e aerogamespectrométricos. In: Simp. Geol. da Amazônia, SBG, 6, Manaus, anais 494-497.
- Okida, R., Veneziani, P., Bettencourt, J.S., 2000. Tectonic control of rapakivi granitic massifs at the Rondônia Tin Province (RTP), Brazil. In International Geol. Congr., 31, RJ, CD-ROM, CPRM/SBG.
- Okida, R., 2001. Aplicação de sensoriamento remoto e aerogamespectrometria ao estudo do controle estrutural dos granitos estaníferos de Rondônia. São Paulo. 217p. Tese de Doutorado – Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1431–1450.
- Patrick, B., 1995. High-pressure–low-temperature metamorphism of granitic orthogneiss in the Brooks Range, northern Alaska. *J. Metamorph. Geol.* 13, 111–124.

- Payolla, B.L. 1994. As rochas graníticas e sieníticas das cachoeiras de Teotônio e Santo Antônio, Rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica. Brasília, 1994. 145p. Dissertação (Mestrado)-Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- Payolla, B.L., Kozuch, M., Leite Jr., W.B., Bettencourt, J., Van Schmus, W.R., 1998. U-Pb and Sm-Nd isotopic data of the basement rocks in the eastern part of the Rondônia Tin Province, Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais, 39.
- Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., Kozuch, M., Leite Jr., W.B., Fetter, A.H., Van Schmus, W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondonia tin province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research* 119, 141–169.
- Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., Leite Jr., W.B., 2003. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high-grade paragneiss from NE Rondonia, SW Amazonian craton, Brazil: constraints of provenance and metamorphism. IV South American Symposium on Isotope Geology. Salvador, Short Papers, 248-251.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.C., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19, v. 4, 120-125.
- Pelechaty, S.M., 1996. Stratigraphic evidence for the Siberia–Laurentia connection and early Cambrian rifting. *Geology* 24, 719–722.
- Pesonen, L.J., Elming, S. ° A., Mertanen, S., Pisarevsky, S., D’Agrella-Filho, M.S., Meert, J.G., Schmidt, P.W., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2003. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics* 375, 289–324.
- Petersen, J.S., 1980a. Rare-earth element fractionation and petrogenetic modelling in charnockitic rocks SW Norway. *Contrib. Miner. Petrology* 73, 161–172.
- Petersen, J.S., 1980b. The zoned Kleivan granite: an end-member of the anorthositic suite in SW Norway. *Lithos* 13, 79–95.
- Pidgeon, R.T., Bosch, D., Bruguier, O., 1996. Inherited zircon and titanite U-Pb systems in an Archean syenite from southwestern Australia: implications for U-Pb stability of titanite. *Earth Planetary Sci. Lett.* 141, 187–198.
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A., Marini, O.J., 1991. U-Pb zircon geochronology of precambrian tin-bearing continental type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research* 52, 321–335.
- Pimentel, M., Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, 20(4), 375-379.
- Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F. De, Melo, C.F. DE, Romanini, S.J. 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 4v.
- Piper, J.D.A., 1976. Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* A280, 469–490.
- Piper, J.D.A., Zhang, Q.R., 1999. Paleomagnetic study of Neoproterozoic glacial rocks of the Yangzi Block: paleolatitude and configuration of South China in the late Proterozoic supercontinent, Reply. *Precamb. Res.* 94, 7–10
- Piper, J.D.A., 2000. The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Palaeopangea? *Earth Planet. Sci. Lett.* 176, 131–146.
- Pisarewski, S.A., Wingate, M.T.D., Powell, C.McA., Johnson, S.P. and Evans, D.A.D. (2003) Models of Rodinia assembly and fragmentation. In: Yoshida, M, Windley, BE, Dasgupta, S. (Eds.), *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent assembly and break up*. Geol. SOC. London, Spl. Publ. 206.
- Pitcher, W.S., 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic & Professional, London. 321 pp.
- Pitcher, W.S., 1997. *The Nature and Origin of Granite*, 2nd ed. Chapman & Hall, London, 386 pp.

- Poitrasson, F., Pin, C., Duthou, J. L. & Platevoet, B. 1994. Aluminous subsolvus anorogenic granite genesis in the light of Nd isotopic heterogeneity. *Chemical Geology* 112, 199–219.
- Poitrasson, F., Duthou, J. L. & Pin, C. 1995. The relationship between petrology and Nd isotopes as evidences for contrasting anorogenic granite genesis: example of the Corsican Province (SE France). *Journal of Petrology* 36, 1251–74.
- Powell, R. & Holland, T.J.B., 1990. Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH. *American Mineralogist* 75, 367-380.
- Powell, C. McA., McElhinny, M.W., Li, Z.X., Meert, J.G., Park, J.K., 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology* 21, 889– 892.
- Powell R. & White L. 1995. Diffusive equilibration between minerals during cooling: an analytical extension to Dodson's equation of closure in one dimension. *Geological Journal*, 30, 297-305.
- Pride, C. and Muecke, G.K., 1982. Geochemistry and origin of granitic rocks. Scourian Complex, NW Scotland. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 80, 379-385.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H., Bon, E.H. 1971. Granitic complexes and associated tin mineralization of “Grenville” age in Rondônia, western Brazil. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 1095-1102.
- Priem, H.N.A., Bon, E.H., Verdurmen, E.A.T., Bettencourt, J.S., 1989. Rb–Sr chronology of precambrian crustal evolution in Rondonia (western margin Brazilian craton). *Journal of South American Earth Sciences* 2, 163–170.
- Priem, H.N.A., Kroonenberg, S.B., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H. 1989. Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzon-Santa Marta Granulite Belt in the Colombian Andes. *Precambrian Research*, 42, 315-324.
- Pyle, J.M., Spear, F.S., Rudnick, R.I., McDonough, W.F., 2002. Monazite-xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite garnet thermometer. *J. Petrol.* 42, 2083–2107.
- Pyle, J.M., Spear, F.S., 2003a. Four generations of accessory-phase growth in low-pressure migmatites from SW New Hampshire. *Am. Mineral.* 88 (2–3), 338– 351.
- Pyle, J.M., Spear, F.S., 2003. Yttrium zoning in garnet; coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. *Am. Mineral.* 88 (4), 708b
- Pyle, J.M., Spear, F.S., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., 2001. Monazite–xenotime–garnet equilibrium in metapelites and a new monazite–garnet thermometer. *J. Petrol.* 42, 2083– 2107.
- Rainbird, R.H., Stern, R.A., Khudoley, A.K., Kropachev, A.P., Heamon, L.M., Sukhorukov, V.I., 1998. U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 409–420.
- Rämö, O.T., 1991. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. *Bulletin-Geological Survey of Finland* 355, 161 pp.
- Ramo, O.T., Haapala, I., 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineral Petrol.* 52, 129-185.
- Reddy, S.M., Potts, G.J., 1999. Constraining absolute deformation ages: the relationship between deformation mechanisms and isotope systematics. *Journal of Structural Geology* 21, 1255-1265.
- Reddy, S.M., Potts, G.J., Kelley, S.P., 1999b. The effects of deformation-induced microstructures on intragrain argon isotope ages in K-feldspar. *Geology* 27, 363-366.
- Resor, P.G., Chamberlain, K.R., Frost, C.D., Snoke, A.W., Frost, B.R., 1996. Direct dating of deformation; O-Pb age of Syndeformational Sphere growth in the Proterozoic Laramic Peak Shear Zone. *Geology* 24, 623–626.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22, 247–263.
- Rizzotto, G.J., 1999. Petrologia e ambiente tectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO. M.Sc. Dissertação, Universidade Federal do Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.
- Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Scandolaro, J.E., Silva, C.R., Bahia, R.B.C. 1995. Posicionamento estratigráfico da seqüência metavulcanossedimentar Roosevelt na região limítrofe dos estados de

- RO-MT. In: SBG-UFRGS-CPRM, Simp. Nac. de Est. Tect., 5, Gramado, Boletim de Resumos Expandidos, 310-312.
- Rizzotto, G.J., Scandolara, J.E., Quadros, M.L.E.S., 1996. Aspectos gerais da associação mangerito-charnockito-granito na porção oriental do Estado de Rondônia. In: Congresso Bras. Geol. 39, Salvador. Anais. Salvador: SBG, 1996. v.1, 35-37.
- Scharer, U., Zhang, L.-S., Tapponnier, P., 1994. Duration of strike-slip movements in large shear zones: the Red River belt, China. *Earth Planetary Sci. Lett.* 126, 379–397.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Res.* 5, 5– 22.
- Ruiz, A.S., 2005. Evolução geológica do SW do Cráton Amazônica, região limítrofe Brasil-Bolívia, Mato Grosso. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências exatas, Universidade Estadual Paulista, 260 p.
- Saes, G.S., Leite, J.A.D. 1993. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, proterozóico médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e Oriente Boliviano. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, n. 1, p. 31-37.
- Saes, G.S. 1999. Evolução tectônica e paleogeográfica do aulacógeno Aguapeí (1,2–1,0 Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 135 p.
- Saes, G.S., Leite, J.A.D., Quadros, A.P. 2002. Litocronoestratigrafia da sedimentação mesoproterozóica do sudoeste do cráton Amazônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais, João Pessoa, 332.
- Sadowski, D.R. & Bettencourt, J.S., 1994 – Amazon and Laurentia former neighbours. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Camboriú, Boletim de resumos expandido, 1: 210.
- Sadowski, G. R. & Bettencourt, J.S., 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76: 213-227.
- Santarém, P.C., Scandolara, J.E., Silva, C.R da, Menezes, R.G., 1992. O Cinturão de cisalhamento Guaporé nos Estados de Mato Grosso e Rondônia: dados preliminares. In: Cong. Brás. Geol, 37, 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. v. 1, p. 321-322.
- 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*, v.3, 4:453-488.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Chemale, F., Hartmann, L.A., Quadros, M.L.E.S., McNaughton, N.J., 2003. Three distinctive collisional orogenies in the southwestern a Amazon craton: constraints from U-Pb geochronology. IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers.
- Santos, J.O.S., 2004. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., (Coord.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2004.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*. FINEP/SBG/Núcleo Norte. Belém, 91-142.
- Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., Silva, L.C. 1992. Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. In: Cong. Bras. Geol. 37, 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: SBG., 2v. il. v.1, p. 154-155.
- Scandolara, J.E., Silva, C.R., Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C. 1995. Compartimentação litoestrutural da porção ocidental do Cráton Amazônico-Estado de Rondônia. In: Simp. Nac. Est. Tect., 5, 1995, Gramado. Boletim de Resumos Expandidos. Gramado: SBG/CPGQ/UFRGS, 445p. il. p. 84-86.
- Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., Silva, C.R. da, Bahia, R.B.C., Quadros, M.L. do E.S. 1996. Revisão geológica do Estado de Rondônia e áreas adjacentes. In: Cong. Bras. Geol, 39, 1996, Salvador. Anais. Salvador: SBG.,-Núcleo Bahia/Sergipe, 7v. il. v.1, p. 47-50.

- Scandolaro, J.E., Rizzotto, G.J., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S., Amorim, J.L., Dall'Igna, L.G., 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico na escala 1:1,000,000. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Brasil.
- Scandolaro, J.E., Amorim, J.L., Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., 1999. Compartimentação tectono-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos. Manaus: SBG, 1999. 56 p. 282-285.
- Scandolaro, J.E. et al. 2001. Evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e adjacências. In: N.J. Reis e M.A.S. Monteiro (Coord.). Contribuições à Geologia da Amazônia (Volume 2). Manaus, SBG-NO, 9:251-340.
- Schärer U., 1984. The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U-Pb ages; the Makalu case, Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 191–204.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304–310.
- Scott, D.J., St-Onge, M.R., 1995. Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava Orogen, Canada; implications for U–Pb geochronology and P–T–t path determinations. *Geology* 23, 1123–1126.
- Scotese, C.R., 1998. A tale of two supercontinents; the assembly of Rodinia, its break-up, and the formation of Pannotia during the Pan-African event. *Journal of African Earth Sciences* 27 (1A), 171.
- Sears, J.W., Price, R.A., 2000. New look at the Siberian connection: no SWEAT. *Geology* 28, 423–426.
- Shaw, C.A., Karlstrom, K.E., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., McCoy, A.M., 2001. Electron microprobe monazite dating of ca. 1.7–1.63 and ca. 1.45–1.38 Ga deformation in the Homestake shear zone, Colorado: origin and early evolution of a persistent intracontinental tectonic zone. *Geology* 29, 739–742.
- Sheraton, J.W., Black, L.P. 1988. Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites. *Lithos* 21, 37-52.
- Silva, C.R., Bahia, R.B.C., Silva, L.C. 1992 Geologia da região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. In: Cong. Brás. Geol., 37, 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo, SBG. 2v. il. v. 1, p. 152-153.
- Silva L.C.; Silva C.R.; Scandolaro J.E.; Rizzotto G.J.; Bahia R.B.C. 1994. Suíte alcalina Rio Pardo – magmatismo tardi-tectônico na associação de “granitos jovens” do sudeste de Rondônia. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, Resumos Expandidos, 239-242.
- Silva C.R.; Scandolaro J.E.; Rizzotto G.J.; Quadros M.L.E.S.; Bahia R.B.C. 1995. Contribuição à evolução tectono-estrutural das rochas mesoproterozóicas do Estado de Rondônia. In: SBG/Núcleo RS, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, Resumos Expandidos, 87-89.
- Silva, L.C. da, Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolaro, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzotto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U–Pb SHRIMP: Parte III. Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Rev. Bras. Geocienc.* 32 (4), 529–544.
- Siqueira, L.P., 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v. 3, n. 1-2, p. 3-16.
- Skjerlie, K.P., Johnston, A.D., 1992. Fluid-absent melting behaviour of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *J. Petrol.* 34, 785–815.

- Smith H. A. e Giletti B. J. (1997) Lead diffusion in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 1047–1055.
- Smith, D.R., Noblett, J., Wobus, R.A., Unruh, D., Douglass, J., Beane, R., Davis, C., Goldman, S., Kay, G., Gustavson, B., Saltoun, B., Stewart, J., 1999. Petrology and geochemistry of late-stage intrusions of the A-type, mid-Proterozoic Pikes Peak batholith (central Colorado, USA): implications for genetic models. *Precambrian Research* 98, 271–305.
- Soeiro, R.S. 1981. Projeto Prospecção de Carvão Energético em Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM.
- Soeiro, R.S., Martins, E.G., Torres, L.C.A., 1977 Projeto Manganês na Serra da Providência. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 5v. il.
- Souza, E.C., Romanini, S.J., Adamy, A., Soeiro, R. 1975. Projeto Noroeste de Rondônia. CPRM/DNPM, Relatório Final, Porto Velho, 6 v.
- Souza, V.S, Teixeira, L.M., Botelho, N.F., 2003. Idade U-Th-Pb de monazita em ortognaisse do Complexo Jamari, depósito de estanho do Bom Futuro (RO). VIII Simp. Geol. Amaz., Manaus, Bol. Res. Exp.
- Souza, V.S., Botelho, N.F., Dantas, E.L., 2003. Caracterização litogeoquímica do Complexo Jamari na área do depósito de Bom Futuro (RO). VIII Simp. Geol. Amaz., Manaus, Bol. Res. Exp.
- Spear F.S. 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in the light of garnet diffusion during cooling. *J. Metamorphic Geol.*, 9:379-388.
- Spear F.S. & Parrish, R.R. 1997. Petrology and cooling rates of the Valhalla Complex, British Columbia, Canada. *J. Petrology*, 37: 733-765.
- Spulber, S.D., Rutherford, M.J., 1983. The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. *J. Petrol.* 24, 1-25.
- Streckeisen, A., 1973. Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS Sub-Commission on Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, p. 26-30.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1–33.
- Studemeister, P.A., 1985. The greenschist metamorphism of Archean synvolcanic stocks near Wawa, Ontario, Canada. *J. Metamorph. Geol.* 3, 79–90.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 42, p. 313–345.
- Suszczynski, E. 1970. La geologie et la tectonique de la Plateforme Amazonienne. *Geologische Rundschau*, 59(3):1232-1253.
- Suzuki, K., Adachi, M., 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsunosawa paragneiss in the south Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *J. Geochem.* 25, 357–376.
- Suzuki, K., Adachi, M., Kajizuka, I., 1994. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 391–405.
- Sylvester, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.* 97, 261-280.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29–44.
- Tracy R.J. 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry J.M. (ed), *Characterization of metamorphism through mineral equilibria (Reviews in Mineralogy, vol. 10)*, Mineralogical Society of America, Washington, pp. 445-490.
- Tassinari, C.C.G. 1981. Evolução geotectônica da província Rio Negro–Juruema na região Amazônica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 2v. 99 p.
- Tassinari, C.C.G., Siga Jr., O., Teixeira, W. 1984. Épocas metalogenéticas relacionadas à granitogênese do Cráton Amazônico. In: *Cong. Brás. Geol.*, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais.* 12v. il. v.6., p. 2963-2977.

- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Schmus, W.R.V., Bettencourt, J.S., Taylor, P.N. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro–Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications International. *Geology Review* 38:161-175.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes* 22, 174– 182.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Correia, C.T., Nutman, A.P., Kinny, P., Dias Neto, C., 1999. Dating granulites by SHRIMP U-Pb systematics in Brazil: constraints for the age of the metamorphism of Proterozoic Orogenies. In: 2nd South Am. Symp. Isot. Geol. Actas, Cordoba, Argentina, IGRM-SGMA, pp. 234–238.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldes, M.J.B., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31th International Geological Congress, 41-95.
- Taylor Jr., H.P., 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 177– 210.
- Taylor, R.P., Strong, D.F., Fryer, B.J., 1981. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 267–271.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33, 241–265.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., 1984. Caracterização geocronológica da província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: *Simpósio Amazônico, 2*, Manaus, SBG/DNPM, Atas, 87-91.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawshita, k., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, p. 213-227.
- Teixeira, W., Renne, P.R., Bossi, J., Campal, N., D'Agrella-Filho, M.S., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb–Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Res.* 93, 153– 180.
- Thompson Jr., J.B., 1982. Compositional Space: An algebraic and geometric Approach. *Reviews in Mineralogy* 10, 1-32.
- Thy, P., Beard, J.C., Lofgren, G.E., 1990. Experimental constraints on the origin of Icelandic rhyolite. *J. Geol.* 98, 417-421.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Scandolaro, J.E., Geraldes, M.C., 2000. Rodinia and the Amazonia-Laurentia connection: preliminary D-P-T-t results in western Brazil. *Geol. Soc Am. Abst. Progr.* 32, 348.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Scandolaro, J.E., Rizzotto, G.J., 2001. A reassessment of the tectonics and paleogeography of the Grenville-aged Sunsas-Aguapeí belt, SW Amazon Craton: new paleomagnetic and ⁴⁰Ar/³⁹Ar data. In: Bettencourt, J.S, Teixeira, W., Pacca, I.G., Geraldes, M.C., Sparrenberger, I. (Eds.), *Geology of the SW Amazonian craton: State-of-the-Art. Workshop Extended Abstracts*, São Paulo, Brazil, University of São Paulo, p. 96–99.
- Tohver, E., van der Pluijm, B.A., van der Voo, R., Rizzotto, G.A., Scandolaro, J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon Craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters* 199:185-200.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Mezger, K., Scandolaro, J.E., Essene, E.J., 2005. Two stage tectonic history of the SW Amazon craton in the late Mesoproterozoic: identifying a cryptic suture zone. *Precambrian Research*, 137: 35–59.
- Tollo, R.P., John N. Aleinikoff, J.N., Mervin J. Bartholomew, M.J., Rankin, D.W., 2004. Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent. *Precambrian Research* 128, 3–38.
- Torres, L.C., Theodorovicz, A., Cavalcante, J.C., Romanini, S.J., 1979. *Projeto Sudoeste de Rondônia, Porto Velho, DNPM/CPRM*, 7 v.

- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., Van der Voo, R., McKerrow, W.S., Sturt, B.A., Brasier, M.D., Walderhaug, H.J., 1996. Continental breakup and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic- a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sci. Rev.* 40, 229–258.
- Tosdal, R.M., Bettencourt, J.S., Leite, W.B., Jr, Payolla, B.L. 19976. U–Pb geochronologic framework of the Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia tin province, Brazil. In: *Anais 39th Congr. Bras. Geol., Salvador, Soc. Bras. Geol., Nu cleo Bahia/Sergipe, Vol. 7, pp. 591–593.*
- Townsend, K.J., Miller, C.F., D’Andrea, J.L., Ayers, J.C., Harrison, T.M., Coath, C.D., 2000. Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada: geochronological implications. *Chem. Geol.* 172, 95– 112.
- Trompette, R., 1997. Neoproterozoic (f600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Res.* 82, 101– 112.
- Tucker, R.D., Raheim, A., Krogh, T.E., Corfu, F., 1986. Uranium–lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway. *Earth Planetary Sci. Lett.* 81, 203–211.
- Turner, S.P., Fosen, J.D., Morrison, R.S., 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos* 28, 151–179.
- Treescases, J.J. 1984. Análise química por espectrometria de absorção atômica. In: GOMES, C.B. cd. *Técnicas Analíticas Experimentais Aplicadas à Geologia.* Edgard Blücher Ltda, São Paulo, p. 44-83.
- Unrug, R., 1997. Rodinian to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana Supercontinent assembly. *GSA Today* 7 (1), 1–5
- Valentine, J.W., Moores, E.M., 1970. Plate-tectonic regulation of faunal diversity and sea level: a model. *Nature* 228, 657–659.
- Vance D. & O’Nions R.K. 1990. Isotopic chronometry of zoned garnets: growth kinetics and metamorphic histories. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97:227-240.
- Van der Pluijm, B.A., Mezger, K., Cosca, M.A., Essene, E.J., 1994. Determining the significance of high-grade shear zones by using temperature-time paths, with examples from the Grenville orogen. *Geology* 22, 743-746.
- Van der Voo, R., Meert, J.G., 1991. Late Proterozoic paleomagnetism and tectonic models: a critical appraisal. *Precambrian Res.* 53, 149– 163.
- Veneziani, P., Anjos, C.E., Bettencourt, J.S., Okida, R., 1996. Caracterização dos movimentos tectônicos ao longo das principais linhas de fraqueza do Estado de Rondônia com imagens LANDSAT-TM: resultados preliminares. In: *Cong. Bras. Geol. 39, Salvador. Boletim de Resumos Expandidos v2, 455-458.*
- Veneziani, P., Anjos, C.E., Okida, R., Bettencourt, J.S., Santos, A.R., 1998. Cronologia dos movimentos tectônicos em Rondônia. In: *Cong. Bras. Geol. 40, Belo Horizonte, Boletim de Resumos, p. 401.*
- Verschure, R.H. & Bon, E.H., 1972 – geology and geochronology of tin bearing volcano-plutonic complexes in Rondônia (Western Brazil): reflections on the genesis of type of magmatism. In: *E.Z.W. Lab. Voor Isotopen Geologie, Amsterdam, 177-198.*
- Verts, L.A., Chamberlain, K.R., Frost, C.D., 1996. U–Pb sphene dating of metamorphism: the importance of sphene growth in the contact aureole of the Red Mountain Pluton, Laramie Mountains, Wyoming. *Contrib. Mineral. Petrol.* 125, 186–199.
- Vignerresse, J.L., 2005. The specific case of the Mid-Proterozoic rapakivi granites and associated suite within the context of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research* 137, 1–34.
- Wagner, G.A., Reimer, G.M., Jaeger, E., 1977. Cooling age derived by apatite fission track, mica Rb – Sr, and K–Ar dating: the uplift and cooling history of the central Alps. *Mem. 1st Geol. Mineral.*, vol. 30. University of Padova, Padova, Italy, pp. 1 – 27.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., MacNiocall, C., Meert, J.G., 1998. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100–800 Ma. *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 13–24.

- Wells P.R.A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems *Contr. Miner. Petr.* 62, 129-139.
- Wendlandt, R.F., 1981. Influence of CO₂ on melting of model granulite facies assemblages: a model for the genesis of charnockites. *American Mineralogy*, 66:1164-1174.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407– 419.
- Whalen, J.B., Jenner, G.A., Longstaffe, F., Robert, F., Gariety, C., 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pd and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suit, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology* 37, 1463–1489.
- Wickham, S.M., Alberts, A.D., Zanzvilevich, A.N., Litvinovsky, B.A., Bindeman, I.N., Schauble, E.A., 1996. A stable isotopic study of anorogenic magmatism in east central Asia. *Journal of Petrology* 37, 1063–1095.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., 2002. Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis. *J. Struct. Geol.* 24, 1013–1028.
- Windley, B.F., 1993. Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *Journal of the Geological Society (London)* 150, 39– 50.
- Wing, B.N., Ferry, J.M., Harrison, T.M., 2003. Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact metamorphism of pelites: petrology and geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 145, 228–250.
- Wood, B.J. and Banno, S., 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Miner. Petr.* 42, 109-124.
- Xirouchakis, D., Lindsley, D.H., 1998. Equilibria among titanite, hedenbergite, fayalite, quartz, ilmenite, and magnetite. Experiments and internally consistent thermodynamic data for titanite. *Am. Mineral.* 83, 712–725.
- Zalduegui, J.F.S., Scharer, U., Ibarguchi, J.I.G., Girardeau, J., 1996. Origin and evolution of the Paleozoic Cabo Oretgal . ultramafic–mafic complex NW Spain : U–Pb, Rb–Sr and Pb–Pb isotope data. *Chem. Geol.* 129, 281–304.
- Zhang, L.S., Schaerer, U., 1996. Inherited Pb components in magmatic titanite and their consequence for the interpretation of U–Pb ages. *Earth Planetary Sci. Lett.* 138, 1–4.
- Zhu, X.K., O’Nions, R.K., 1999b. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 137, 351–363.
- Young, G.M., 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? *Geology* 23, 153– 156.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANEXOS

ANEXO I

SÍNTESE DAS ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Tabela 12 - Síntese das análises petrográficas.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
PG-JS-01A	-9,781500	-62,895917	L-75, 21 km NE DE ARIQUEMES	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-01B	-9,781500	-62,895917	L-75, 21 km NE DE ARIQUEMES	METAGABRO/NORITO(ANFIBOLITO OU GRANULITO MAFICO)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-02A	-9,918444	-63,083333	6 km WSW DE ARIQUEMES	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-02B	-9,918444	-63,583333	6 km WSW DE ARIQUEMES	METAGABRO/NORITO(ANFIBOLITO)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-03	-11,405167	-61,335000	10 km NE DE CACOAL	GABRO-NORITO	SUITE BASICA ULTRABASICA CACOAL
PG-JS-04A	-10,413806	-62,506944	BR-364, 3,5 km NW JARU	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-04B	-10,413806	-62,506944	BR-364, 3,5 km NW JARU	CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO-QUARTZO DIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-04C	-10,413806	-62,506944	BR-364, 3,5 km NW JARU	GRANULITO MAFICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-04D	-10,413806	-62,506944	BR-364, 3,5 km NW JARU	CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-04E	-10,413806	-62,506944	BR-364, 3,5 km NW JARU	GRANADA-BIOTITA GNAISSE LEUCOTONALITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-05	-10,669306	-62,288556	BR-364, 5km NW DE OURO PRETO	GRANADA-BIOTITA ANFIBOLITO/METAGABRO-NORITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-06	-10,561472	-62,378194	BR-364, 23,5 km NW DE OURO PRETO	GRANADA-CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE DIORITICO/GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-07	-11,019056	-62,669722	1,5 km DE MIRANTE DA SERRA	ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-08	-10,878750	-62,233333	3 km NE DE TEIXEIROPOLIS	ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-09	-10,542333	-62,392000	BR-364, 25km NW DE OURO PRETO	ANFIBOLITO/METAGABRO-NORITO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-10	-9,820556	-66,217222	REGIAO DO DISTRITO DE EXTREMA	BIOTITA ANFIBOLITO/METAGABRO-NORITO	????????????????????
PG-JS-11	-10,858333	-62,837500	5 km WSW DA VILA DE TARILANDIA	ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-12	-10,858333	-62,837500	6 km WSW DA VILA DE TARILANDIA	BIOTITA ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-13	-10,850000	-62,794444	PROXIMIDADES DA VILA DE TARILANDIA	BIOTITA ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-14	-10,562222	-62,378972	BR-364, 24 km NW DE OURO PRETO	CLINOPIROXENIO-GRANADA-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-OPACOS QUARTZO GNAISSE FERRO-PSAMITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-15	-9,614167	-63,072778	BR-364, 31 KM N DE ARIQUEMES	BIOTITA-HORNBLENDA QUARTZO-MONZONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-16	-9,796944	-62,941833	L-75, 16 km NE DE ARIQUEMES	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-17	-10,245000	-62,740278	BR- 364, 35 km NW JARU	GRANADA-SILLIMANITA-KFELDSPATO-BIOTITA-PLAGIOCLASIO-QUARTZO GNAISSE PSAMOPELITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-18	-10,098778	-62,965658	BR-364, 20 km SE ARIQUEMES	GRANADA-BIOTITA-QUARTZO GNAISSE PSAMO-PELITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-19	-11,505139	-60,995750	8 km NE DA CIDADE DE ESPIGAO DO OESTE	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-20	-9,948278	-65,294250	BR-425, 92,5 km NNE DE GUAJARA-MIRIM	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	????????????????????
PG-JS-21	-9,977611	-65,311000	BR-425, 88,7 km NNE DE GUAJARA-MIRIM	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE LEUCOSIENOGANITICO	????????????????????
PG-JS-22	-10,358972	-65,315833	BR-425, 6 km NNE DE VILA NOVA DO MAMORE	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	????????????????????
PG-JS-23	-10,541861	-65,321583	BR-425, 26,5 km N DE GUAJARA-MIRIM	QUARTZITO/CALCISSILICÁTICA	????????????????????
PG-JS-24	-10,527306	-65,327417	BR-425, 28 km N DE GUAJARA-MIRIM	GRANADA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-25	-10,522917	-65,327611	BR-425, 28,5 km N DE GUAJARA-MIRIM	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	????????????????????
PG-JS-26	-9,613000	-64,922389	BR-364, MUTUM-PARANA	GNAISSE QUARTZO-DIORITICO	COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 - Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
PG-JS-27	-10,445000	-62,143333	REGIAO DE RONDONINAS	GNAISSE CALCISILICÁTICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-28	-10,730000	-62,220000	MORRO DA EMBRATTEL, OURO PRETO	GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/ULTRAMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-29	-11,155833	-61,901111	BR-364, AABB, PRESIDENTE MEDICI	EPIDOTO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-30	-11,155833	-61,901111	BR-364, AABB, PRESIDENTE MEDICI	EPIDOTO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-31A	-11,184028	-61,903472	BR-364, PEMASA, PRESIDENTE MEDICI	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/TONALITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-31B	-11,184028	-61,903472	BR-364, PEMASA, PRESIDENTE MEDICI	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-31C	-11,184028	-61,903472	BR-364, PEMASA, PRESIDENTE MEDICI	BIOTITA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-31D	-11,184028	-61,903472	BR-364, PEMASA, PRESIDENTE MEDICI	BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-31E	-11,184028	-61,903472	BR-364, PEMASA, PRESIDENTE MEDICI	BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/ULTRAMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-31F	-11,184028	-61,903472	BR-364, PEMASA, PRESIDENTE MEDICI	ANFIBOLITO/METAGABRO-NORITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-32A	-11,462417	-61,412917	BR-364, 5 km SE DA CACOAL	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-32B	-11,462417	-61,412917	BR-364, 5 km SE DA CACOAL	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/MILONITO MICA BRANCA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/ULTRAMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-32C	-11,462417	-61,412917	BR-364, 5 km SE DA CACOAL	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO SIENITICO- MONZONITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-36	-10,118889	-62,905556	BR-364, 26 km SE DE ARIQUEMES	ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANITICO/CHARNOCKITO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-37	-10,103556	-62,947028	BR-364, 26,6 km SE DE ARIQUEMES ESTRADA N DE CACAULANDIA, 8,5 km DA BR- 364	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-38A	-10,201111	-62,899444		BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO/GRANULITO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-39	-10,352222	-62,899444	ESTRADA S DE CACAULANDIA	GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-42A	-9,947222	-63,105056	Br-421, 9 km SW DE ARIQUEMES		COMPLEXO JAMARI
PG-JS-42B	-9,947222	-63,105056	Br-421, 9 km SW DE ARIQUEMES		COMPLEXO JAMARI
PG-JS-43	-9,998333	-63,012222	BR-364, 13 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO MONZONITICO HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/PROTOMILONITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-46A	-10,175000	-62,910278	2 km ESTRADA N DE CACAULANDIA	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO BANDADO/MIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-46B	-10,175000	-62,910278	2 km ESTRADA N DE CACAULANDIA		COMPLEXO JAMARI
PG-JS-47	-10,217778	-62,900639	ESTRADA N DE CACAULANDIA, 10 km DA BR-364	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/MIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-48A	-10,296306	-62,903806	ESTRADA N DE CACAULANDIA, 18 km DA BR-364	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO GNAISSE SIENOGANITICO/CHARNOCKITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-48B	-10,296306	-62,903806	ESTRADA N DE CACAULANDIA, 18 km DA BR-365		COMPLEXO JAMARI
PG-JS-49	-10,389361	-62,903944	ESTRADA S DE CACAULANDIA	HORNBLENDA-GRANADA GNAISSE TONALITICO BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO MIGMATIZADO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-50	-10,402778	-62,893194	ESTRADA S DE CACAULANDIA	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-51	-10,419944	-62,900000	ESTRADA S DE CACAULANDIA	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANITICO/CHARNOCKITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-52	-10,478361	-62,922889	ESTRADA S DE CACAULANDIA		SUITE SERRA DA PROVIDENCIA

Tabela 12 - continuação

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
PG-JS-53	-10,132028	-62,870806	Br-364, PROX. ENTRADA PARA CACAULANDIA	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE MONZODIORÍTICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-54A	-10,132028	-62,870806	BR-364, FAZENDA NOVA VIDA	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-54B	-10,152444	-62,842389	BR-364, FAZENDA NOVA VIDA	METAGABRO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-55	-10,266944	-62,696389	LANCHONETE PACA ASSADA, BR-364, 30km NW DE JARU	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO-ENDERBITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-56A	-10,316361	-62,622167	PEDREIRA SERINGAL SETENTA, BR-364, 20 km NW DE JARU	BIOTITA GNAISSE QUARTZO MONZONITICO/MIGMATIZADA	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-56B	-10,316361	-62,622167	PEDREIRA SERINGAL SETENTA, BR-364, 20 km NW DE JARU	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO BANDADO GRAO FINO/MIGMATIZADO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-57	-10,371806	-62,555444	BR-364, 12 km NW DE JARU	CPX-OPX-GRANADA-OPACOS-Fe-HASTINGSITA-QUARTZO GNAISSE FERRO-PELITICO(BIF GRANULITIZADO)	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-58	-10,370389	-62,511306	Br-364, 5 km NW DE JARU	BIOTITA-GRANADA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRAFITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-59	-10,458694	-62,456333	Br-364, 1 km SE DE JARU	ORTOPIROXENIO-GRANADA-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO MIGMATIZADO/GRANULITO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-60A	-10,484333	-62,440611	Br-364, 5 km SE DE JARU	GRANADA-ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA METAGABRO-NORITO/GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-60B	-10,484333	-62,440611	Br-364, 5 km SE DE JARU	GRANADA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO BANDADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-62	-10,590500	-62,354056	BR-364, 16 km NW DE OURO PRETO ESTRADA PARA TARILANDIA, L-630,	MICA BRANCA-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-64	-10,497667	-62,428667	PROXIMIDADES BR-364	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO MIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-65	-10,509056	-62,440361	2,4 km DA BR-364, L-630 PARA TARILANDIA	CLINOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO GNAISSE DIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-66	-10,542694	-62,474306	7,7 km DA BR-364, L-630 PARA TARILANDIA	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO MIGMATIZADO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-67	-10,614306	-62,548694	20 km DA BR-364, L-630 PARA TARILANDIA	GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-68	-10,630278	-62,564722	22,5 km DA BR-364, L-630 PARA TARILANDIA	GRANADA-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-69	-10,646806	-62,581889	25 km DA BR-364, L-630 PARA TARILANDIA	CUMMINGTONITA-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-70	-10,654778	-62,608417	27,5 km DA BR-364, L-630 PARA TARILANDIA	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-71A	-10,678750	-62,631750	27 km NE DA VILA DE TARILANDIA, L-630	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-71B	-10,678750	-62,631750	27 km NE DA VILA DE TARILANDIA, L-630	BIOTITA ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-72	-10,765278	-62,704944	14 km NE DA VILA DE TARILANDIA, L-630	GNAISSE GABRO-NORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-73	-10,819444	-62,760056	5,5 km NE DA VILA DE TARILANDIA, L-630	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE DIORITICO/GABRO-NORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-74	-10,867083	-62,809806	2,2 km SW DA VILA DE TARILANDIA, L-630	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE DIORITICO/GABRO-NORITICO MUSCOVITA (MICA BRANCA)-BIOTITA-SILIMANITA-	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-75	-10,892167	-62,836056	6,5 km SW DA VILA DE TARILANDIA, L-630	CORDIERITA-QUARTZO GNAISSE PSAMPELÍTICO (GRANITO S) BIOTITA-GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRAFITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-81	-10,869667	-62,492361	8,5 km NE DE MIRANTE DA SERRA	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRAFITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-84A	-10,919444	-62,562389	NOVA UNIAO	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRAFITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-84C	-10,919444	-62,562389	NOVA UNIAO	GNAISSE QUARTZO-DIORÍTICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-86	-11,047972	-62,695556	3,2 km SW DE MIRANTE DA SERRA	MUSCOVITA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 - Continuação

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
PG-JS-91	-10,879556	-62,233333	3 km NE DE TEIXEIROPOLIS	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-92	-10,916194	-62,247972	2 km S DE TEIXEIROPOLIS	GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-93	-11,009500	-62,302000	ESTRADA TEIXEIROPOLIS-URUPA	ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-94	-11,011750	-62,343917	ESTRADA TEIXEIROPOLIS-URUPA	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-98	-11,274000	-61,858472	MORRO DA EMBRATTEL, PRESIDENTE MEDICI	HEMATITA QUARTZITO/MILONITO	GRUPO ROOSEVELT
PG-JS-99	-11,266611	-61,870583	ESTRADA REGIAO MORRO DA EMBRATTEL, PRESIDENTE MEDICI	MUSCOVITA XISTO (ULTRAMILONITO COM MUSCOVITA - PROTÓLITO GR. S. DA PROVIDÊNCIA)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-100A	-11,258806	-61,858417	ESTRADA REGIAO MORRO DA EMBRATTEL, PRESIDENTE MEDICI	MUSCOVITA XISTO COM OPACOS E TURMALINA	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-100B	-11,258806	-61,858417	ESTRADA REGIAO MORRO DA EMBRATTEL, PRESIDENTE MEDICI	MICA BRANCA-HEMATITA QUARTZITO COM TURMALINA	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-101	-10,030556	-62,981111	Br- 364,FAZENDA SAO FRANCISCO, 16 km SE DE ARIQUEMES	GRANADA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO MIGMATIZADO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-102B	-11,199556	-61,948417	ESTRADA PRESIDENTE MEDICI-ALVORADA/5,5 Km DA BR-364	GRANADA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO MIGMATIZADO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-104	-11,200694	-62,027556	ESTRADA PRESIDENTE MEDICI-ALVORADA/14 Km DA BR-364	MUSCOVITA-EPIDOTO-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-107	-11,207333	-62,111806	ESTRADA PRESIDENTE MEDICI-ALVORADA/23 Km DA BR-364	EPIDOTO-MUSCOVITA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-109A	-11,212222	-62,119722	ESTRADA PRESIDENTE MEDICI-ALVORADA/24,2 Km DA BR-364	MICA BRANCA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO-TONALITICO/ULTRAMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-109B	-11,212222	-62,119722	ESTRADA PRESIDENTE MEDICI-ALVORADA/24,2 Km DA BR-364	MICA BRANCA-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/ULTRAMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-109C	-11,212222	-62,119722	ESTRADA PRESIDENTE MEDICI-ALVORADA/24,2 Km DA BR-364	BIOTITA-MUSCOVITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-109D	-11,212222	-62,119722	ESTRADA PRESIDENTE MEDICI-ALVORADA/24,2 Km DA BR-364	MICA BRANCA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO-TONALITICO/ULTRAMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-111	-11,218583	-62,124583	ESTRADA PRESIDENTE MEDICI-ALVORADA/25 Km DA BR-364	EPIDOTO-CLORITA-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-112	-11,157028	-61,882611	3,2 km ENE DE PRESIDENTE MEDICI	HORNBLENDA-BIOTITA SIENOGRANITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-114	-11,143944	-61,824278	9,5 km ENE DE PRESIDENTE MEDICI	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-115	-11,096333	-61,820583	12,5 km ENE DE PRESIDENTE MEDICI	EPIDOTO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRANITICO/CHARNOCKITO/MIGMATITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-118	-10,245694	-62,892750	10,3 km N DE CACAULANDIA	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-120	-10,245000	-62,876333	11 km NNE DE CACAULANDIA	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MIGMATIZADO/PROTOMILONITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-121	-10,246556	-62,872583	10,8 km NNE DE CACAULANDIA	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO MONZONITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-123	-10,250667	-62,863778	10,3 km NNE DE CACAULANDIA	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-126	-10,250889	-62,806750	14,3 km NE DE CACAULANDIA	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO MIGMATIZADO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-127	-10,246111	-62,731778	BR-364, 26 km NW DE JARU	GRANADA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO MIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-128A	-10,301083	-62,761972	15,5 km ENE DE CACAULANDIA	ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-128B	-10,301083	-62,761972	15,5 km ENE DE CACAULANDIA	BIOTITA-CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO GNAISSE DIORITICO/GRANULITO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-132	-10,343972	-62,745750	17,4 km E DE CACAULANDIA		COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
PG-JS-133	-10,346639	-62,739167	21 km SSE DA FAZENDA NOVA VIDA/SUL DA BR-364	CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO-GRANADA-BIOTITA GNAISSE DIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-135	-10,302611	-62,733694	15,4 km SE DA FAZENDA NOVA VIDA/SUL DA BR-364	GRANADA-CORDIERITA-SILLIMANITA-BIOTITA-PLAGIOCLASIO-BIOTITA-KFELDSPATO-QUARTZO GNAISSE PSAMPELITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-137	-10,283306	-62,736944	13,5 km SE DA FAZENDA NOVA VIDA/SUL DA BR-365	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO RETRO ANFIB ALTA T	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-138	-9,993389	-63,014111	BR-364, 11 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/PROTOMILONITO GRANADA-HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE MONZOGRAFITICO/MILONITO	SUITE RIO CRESPO
PG-JS-139	-10,007944	-63,003500	BR-364, 13 km SE DE ARIQUEMES		SUITE RIO CRESPO
PG-JS-140	-10,041944	-62,975750	BR-364, 18 km SE DE ARIQUEMES	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/BANDAMENTO MIGMATITICO EM AFLORAMENTO	SUITE RIO CRESPO
PG-JS-141	-10,056917	-62,972917	BR-364, 19 km SE DE ARIQUEMES		SUITE RIO CRESPO
PG-JS-142	-10,116250	-63,059028	23 km SSW DE ARIQUEMES/SUL DA BR-364	HORNBLENDAS GNAISSE QUARTZO MONZONITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-143	-10,121889	-63,044972	24,3 km S DE ARIQUEMES/SUL DA BR-364	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE QUARTZO MONZONITICO BIOTITA GNAISSE QUARTZO MONZONITICO/MILONITO/BANDAMENTO MUITO REGULAR	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-144	-10,117000	-63,038333	23 km S DE ARIQUEMES/SUL DA BR-364		SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-145	-10,115917	-62,997528	24 km SSE DE ARIQUEMES/SUL DA BR-364	BIOTITA GNAISSE QUARTZO MONZONITICO CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO ANFIBOLITO/GRANULITO MAFICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-146	-10,116361	-62,966639	24,5 km SSE DE ARIQUEMES/SUL DA BR-364 N DO MACICO ALTO CANDEIAS/24 km NW DE COLINA VERDE		COMPLEXO JAMARI
PG-JS-147A	-10,363306	-63,148667	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/24 km NW DE COLINA VERDE	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-147B	-10,363306	-63,148667	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/27 km NW DE COLINA VERDE	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/MILONITO SILLIMANITA-GRANADA-BIOTITA-CORDIERITA GNAISSE PELITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-149	-10,341111	-63,166250	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/28,5 km NW DE COLINA VERDE		COMPLEXO JAMARI
PG-JS-150	-10,329361	-63,166306	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/30 km NW DE COLINA VERDE	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/MILONITO HORNBLENDAS-ORTOPIROXENIO GNAISSE SIENOGRAFITICO/CHARNOCKITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-151	-10,310111	-63,154639	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/30,7 km NW DE COLINA VERDE	HORNBLENDAS-ORTOPIROXENIO GNAISSE SIENOGRAFITICO/CHARNOCKITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-152A	-10,300250	-63,156417	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/30,7 km NW DE COLINA VERDE		SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-152B	-10,300250	-63,156417	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/31,5 km NW DE COLINA VERDE	BIOTITA ANFIBOLITO ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE SIENOGRAFITICO/CHARNOCKITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-153	-10,289917	-63,154861	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/32 km NNW DE COLINA VERDE		SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-154	-10,280278	-63,142917	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/33 km NNW DE COLINA VERDE	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-156A	-10,254389	-63,129500	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/33 km NNW DE COLINA VERDE	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-156B	-10,254389	-63,129500	N DO MACICO ALTO CANDEIAS/33 km NNW DE COLINA VERDE	BIOTITA-ORTOPIROXENIO ANFIBOLITO (PROTOLITO GABROICO)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-158	-10,195417	-63,136278	L-B40 SUL, 33,5 km SW DE ARIQUEMES	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-159	-10,184361	-63,124611	L-B40 SUL, 32 km SW DE ARIQUEMES	HORNBLENDAS GNAISSE QUARTZO SIENITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-161	-10,154667	-63,129806	L-B40 SUL, 29 km SW DE ARIQUEMES	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/FRACA MIGMATIZACAO BIOTITA ANFIBOLITO PROTOMILONITICO/ENCAIXANTE AUGENGNAISSE GRAFITICO ESTIRADO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-162B	-10,036417	-63,114472	L-B40 SUL, 17 km SW DE ARIQUEMES		SUITE RIO CRESPO
PG-JS-163	-10,027444	-63,097889	L-B40 SUL, 15 km SW DE ARIQUEMES	BIOTITA GNAISSE QUARTZO SIENITICO	SUITE RIO CRESPO

Tabela 12 - Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
PG-JS-165	-9,943889	-63,059222	L-B40 SUL,4,5km SW DE ARIQUEMES	BIOTITA QUARTZO MONZONITO	GRANITOS JOVENS DE RONDONIA
PG-JS-168	-10,264750	-62,901056	8 km N DE CACAULANDIA	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE QUARTZO MONZODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-169	-10,250806	-62,910417	10 km N DE CACAULANDIA	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-173	-10,251889	-62,954722	11 km NNW DE CACAULANDIA	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE SIENOGRAFITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-174	-10,253417	-62,980250	12,7 km NNW DE CACAULANDIA	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE SIENOGRAFITICO ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE SIENOGRAFITICO(CHARNOCKITICO)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-175	-10,254889	-62,991444	14 km NW DE CACAULANDIA	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE QUARTZO MONZODIORITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-177	-10,105694	-62,771556	L C-40 N, 10 km NNE DA FAZENDA NOVA VIDA	HORNBLENDAS-GRANADA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-179	-10,114694	-62,784056	L C-40 N, 8,4 km NNE DA FAZENDA NOVA VIDA	CIANITA-HORNBLENDAS-KFELD-PLG-QZO GNAISSE PSAMOPELITICO/MILONITO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-180	-10,114611	-62,803556	L C-40 N, 7,4 km NNE DA FAZENDA NOVA VIDA	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-181	-10,114611	-62,806528	L C-40 N, 7,2 km NNE DA FAZENDA NOVA VIDA	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/MIGMATIZADO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-183A	-10,114611	-62,863833	L C-40 N, 8 km NW DA FAZENDA NOVA VIDA	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-183B	-10,114611	-62,863833	L C-40 N, 8 km NW DA FAZENDA NOVA VIDA	CIANITA-SILLIMANITA-GRANADA-BIOTITA-QUARTZO- PLAGIOCLASIO GNAISSE PSAMOPELITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-184A	-10,187806	-62,701333	14 km ENE DA FAZENDA NOVA VIDA	ORTOPIROXENIO ANFIBOLITO/METANORITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-184B	-10,187806	-62,701333	14 km ENE DA FAZENDA NOVA VIDA	METANORITO/GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-185	-10,172667	-62,691611	14,7 km E DA FAZENDA NOVA VIDA	GRANULITO MÁFICO RETROMET. FACIES ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-186A	-10,187806	-62,701333	14 KM E DA FAZENDA NOVA VIDA	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/MILONITO HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO MIGMATIZADO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-188	-10,222833	-62,715917	13 km ESE DA FAZENDA NOVA VIDA	GRANADA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAS GNAISSE SIENOGRAFITICO/CHARNOCKITO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-189	-10,031278	-62,979444	BR-364, 16,5 km SE DE ARIQUEMES	ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO/MILONITO	SUITE RIO CRESPO
PG-JS-191	-10,102444	-62,947278	BR-364, 26 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE LEUCOSIENOGRAFITICO BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/MILONITO/AUGENGNAISSE	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-192	-10,109611	-62,925806	BR-364, 29,3 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE QUARTZO DIORITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-193	-10,132778	-62,870528	BR-364, 36 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/MIGMATIZADO HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO COM ORTOPIROXENIO/CHARNOCKITO/MIGMATIZADO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-195	-10,187167	-62,810611	BR-364, 46 km SE DE ARIQUEMES/FAZENDA NOVA VIDA	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE QUARTZO SIENITICO BANDADO/MIGMATIZADO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-198	-10,232639	-62,748917	BR-364, 55 km SE DE ARIQUEMES	GRANULITO MÁFICO/BIOTITA-CLINOPIROXENIO- ORTOPIROXENIO ANFIBOLITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-199	-10,540500	-63,010639	L-617 SUL, 2 km E DE COLINA VERDE	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/CHARNOCKITO/MIGMATIZADO/BANDADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-201	-10,533528	-62,963722	L-617 SUL, 7 km ENE DE COLINA VERDE	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/GRANULITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-202A	-10,533528	-62,963722	L-617 SUL, 9 km ENE DE COLINA VERDE		SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-202B	-10,534417	-62,945972	L-617 SUL, 9 km ENE DE COLINA VERDE		COMPLEXO JAMARI
PG-JS-203	-10,535139	-62,903417	L-617 SUL, 14 km ENE DE COLINA VERDE		SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-204B	-10,554917	-62,869333	17,6 km E DE COLINA VERDE		COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
PG-JS-205	-10,558028	-62,850944	20 km ESE DE COLINA VERDE	CLINOPIROXENIO-BIOTITA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAGNAISSE QUARTZO DIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-206	-10,559000	-62,843083	19,7 km ESE DE COLINA VERDE	HORNBLENDAGNAISSE TONALITICO-ENDERBITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-208	-10,562389	-62,802444	24,5 km ESE DE COLINA VERDE	HORNBLENDAGNAISSE DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-209	-10,546556	-62,812167	24 km E DE COLINA VERDE	HORNBLENDAGNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-210A	-10,546556	-62,812167	24,2 km ENE DE COLINA VERDE	BIOTITAHORNBLENDAGNAISSE QUARTZO DIORITICOMIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-210B	-10,538611	-62,810333	24,2 km ENE DE COLINA VERDE	BIOTITAHORNBLENDAGNAISSE QUARTZO DIORITICOMIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-211B	-10,531389	-62,798583	25,6 km ENE DE COLINA VERDE	ORTOPIROXENIO-BIOTITA ANFIBOLITO/ENCAIXANTE BIOTITAHORNBLENDAGNAISSE QUARTZO DIORITICOMIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-213	-10,501083	-62,755806	30,5 km ENE DE COLINA VERDE	SILLIMANITA-KFELDSPATHO-BIOTITACORDIERITA-QUARTZOGNAISSE PSAMPELITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-216	-10,389056	-62,649500	15 km N DE GOV. JORGE TEIXEIRA	HORNBLENDAGNAISSE TONALITICOMIGMATIZADO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-217	-10,419667	-62,127139	PROXIMIDADES DE VALE DO PARAISO	GRANADA-BIOTITA-QUARTZO-MUSCOVITA XISTO COM TURMALINA	GRUPO ROOSEVELT
PG-JS-218	-10,394306	-62,117278	4 km NE DE VALE DO PARAISO	ZOISITA/CLINOZOISITA-BIOTITAHORNBLENDAGNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-220	-10,370000	-62,108139	6,8 km NE DE VALE DO PARAISO	HORNBLENDAGNAISSE	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-221	-10,360083	-62,108167	8 km NE DE VALE DO PARAISO	MONZOGRANITICO/MILONITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-222	-10,318917	-62,097639	13 km NE DE VALE DO PARAISO	ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-224	-10,278444	-62,075833	17 km NE DE VALE DO PARAISO	BIOTITAHORNBLENDAGNAISSE QUARTZO DIORITICO COM GRANADA/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-226	-10,478639	-62,143694	ESTRADA OURO PRETO-VALE DO PARAISO/30 km DE O. PRETO	GABRO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PG-JS-230	-10,592056	-62,179556	ESTRADA OURO PRETO-VALE DO PARAISO/17 km DE O. PRETO	BIOTITAMUSCOVITA XISTO (ULTRAMILONITO DE GNAISSE C. JAMARI - CLASTOS DE PLG, KFS. QZO)	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-232	-10,693111	-62,773250	18 km N DE TARILANDIA	HORNBLENDAGNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-234	-10,736889	-62,832333	13,6 km NNW DE TARILANDIA	BIOTITACLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO GNAISSE GABRO-NORITICO/GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-235	-10,171389	-62,831167	BR-364, FAZENDA NOVA VIDA	BIOTITAGNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE INTRUSIVA ALTO CANDEIAS
PG-JS-237	-10,702611	-62,816028	17,5 km NNW DE TARILANDIA	CLINOPIROXENIO-HORNBLENDAGNAISSE DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-238	-10,691056	-62,808944	17,9 km NNW DE TARILANDIA	BIOTITAHORNBLENDAGNAISSE SIENOGANITICO	SUITE INTRUSIVA ALTO CANDEIAS
PG-JS-239	-10,683333	-62,796250	19,4 km N DE TARILANDIA	HORNBLENDAGNAISSE SIENOGANITICO	SUITE INTRUSIVA ALTO CANDEIAS
PG-JS-243	-10,638250	-62,733472	17 km SW DE GOV. JORGE TEIXEIRA	BIOTITAHORNBLENDAGNAISSE SIENOGANITICOMIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-245	-10,543528	-62,663583	4 km SW DE GOV. JORGE TEIXEIRA	BIOTITAHORNBLENDAGNAISSE TONALITICOMIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-247	-10,207278	-62,421306	9 km NW DE THEOBROMA	GRANADA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAGNAISSE QUARTZODIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-250A	-10,207278	-62,421306	20,5 km N DE JARU	HORNBLENDAGNAISSE QUARTZO DIORITICOMIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-250B	-10,256028	-62,468417	20,5 km N DE JARU	BIOTITACLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO ANFIBOLITO/GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-252	-10,300056	-62,515639	16 km NNW DE JARU	GRANADA-BIOTITAGNAISSE MONZOGRANITICOMIGMATIZADO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA

Tabela 12 - Continuação

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
PG-JS-253	-10,306000	-62,521472	15,7 km NNW DE JARU	GRANADA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO MIGMATIZADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-258	-10,215778	-62,331472	4 km NNE DE THEOBROMA	GRANADA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-260	-10,117500	-62,233167	19,3 km NE DE THEOBROMA	BIOTITA LEUCOSIENOGANITO GRANADA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA COMPLEXO JAMARI
PG-JS-261	-10,142111	-62,248639	16 km NE DE THEOBROMA	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-262	-10,211778	-62,292639	7 km NE DE THEOBROMA	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO MIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-264A	-10,211778	-62,292639	3,5 km ESE DE THEOBROMA	GRANADA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-264B	-10,254111	-62,320806	3,5 km ESE DE THEOBROMA	GABRO/DIORITO GRANADA-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA COMPLEXO JAMARI
PG-JS-266	-10,273222	-62,381972	4,6 km SW DE THEOBROMA	GRANADA-SILLIMANITA-KFELDSPATO-PLAGIOCLASIO- BIOTITA-QUARTZO GNAISSE PSAMOPELITICO MIGMATIZADO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-267	-10,315444	-62,425000	11,3 km SW DE THEOBROMA	GRANULITO MAFICO GRANULITO MAFICO/ENCAIXANTE GNAISSE QUARTZO DIORITICO COM ORTOPIROXENIO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-268	-10,330556	-62,439194	13,5 km SW DE THEOBROMA	BIOTITA-CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE GABRO-NORITICO/GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-269A	-10,330556	-62,439194	13,9 km SW DE THEOBROMA	ALANITA-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO- BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-269B	-10,332389	-62,441917	13,9 km SW DE THEOBROMA	ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO COM RETRO ALTA T	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-270B	-10,384722	-62,491917	6,7 km NNW DE JARU	ORTOPIROXENIO-BIOTITA ANFIBOLITO/GRANULITO MAFICO COM RETRO ANFIBOLITO ALTA T GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-271B	-10,584833	-62,410444	L-634 S, 4,5 km DA BR-364/JARU	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-272A	-10,791222	-62,624000	L-634 S, 37 km DA BR-364/JARU	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-272B	-10,791222	-62,624000	L-634 S, 37 km DA BR-364/JARU	GRANADA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO GRANADA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-272C	-10,791222	-62,624000	L-634 S, 37 km DA BR-364/JARU	BIOTITA-ORTOPIROXENIO GNAISSE ANORTOSITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-273A	-10,774556	-62,606750	L-634 S, 34,5 km DA BR-364/JARU	HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-273B	-10,774556	-62,606750	L-634 S, 34,5 km DA BR-364/JARU	BIOTITA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-274	-10,775583	-62,600083	L-634 S, 33,8km DA BR-364/JARU	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-278	-10,731417	-62,562833	L-634 S, 27km DA BR-364/JARU	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-281A	-10,712417	-62,543722	L-634 S, 24,5km DA BR-364/JARU	GRANADA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO GRANADA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-281B	-10,712417	-62,543722	L-634 S, 24,5km DA BR-364/JARU	BIOTITA-ORTOPIROXENIO GNAISSE ANORTOSITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-282	-10,702000	-62,541194	L-634 S, 23,6km DA BR-364/JARU	HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-284	-10,688083	-62,518194	L-634 S, 22 km DA BR-364/JARU	BIOTITA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
PG-JS-289	-10,350000	-62,586639	BR-364, 16km NW DE JARU	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
B.FUTURO-A	-9,781111	-63,546667	MINA DE BOM FUTURO, ALTO PARAISO	GRANADA-BIOTITA GNAISSE PSAMOPELITICO	COMPLEXO JAMARI
B.FUTURO-B	-9,781111	-63,546667	MINA DE BOM FUTURO, ALTO PARAISO	GRANADA-BIOTITA GNAISSE PSAMOPELITICO ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO-DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
EE-01A	-9,713889	-63,216389	PONTE SOBRE RIO MASSANGANA, L-85		COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
EE-01B	-9,713889	-63,216389	PONTE SOBRE RIO MASSANGANA,L-85	ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO-DIORITICO COM BANDAS ANFIBOLITICAS	COMPLEXO JAMARI
CHK-OPRETO	-10,708333	-62,255833	CIDADE DE OURO PRETO DO OESTE	ORTOPIROXENIO-GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-01A	-63,975556	-63,039167	BR-364, PEDREIRA DO JAPONES/8 km SE DE ARIQUEMES	GRANADA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO PROTOMILONITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-01B	-63,975556	-63,039167	BR-364, PEDREIRA DO JAPONES/8 km SE DE ARIQUEMES	ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO PROTOMILONITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-01C	-63,975556	-63,039167	BR-364, PEDREIRA DO JAPONES/8 km SE DE ARIQUEMES	ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO GRAO FINO A MEDIO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-02A	-10,030556	-62,981111	BR-364, FAZENDA SAO FRANCISCO/16 km SE DE ARIQUEMES	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/PROTOMILONITO	SUITE RIO CRESPO
TO-02B	-10,030556	-62,981111	BR-364, FAZENDA SAO FRANCISCO/16 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA-TITANITA GNAISSE SIENOGANITICO/MILONITO	SUITE RIO CRESPO
TO-03A	-10,098778	-62,965658	BR-364, 22 km SE ARIQUEMES	GRANADA-BIOTITA GNAISSE PSAMO-PELÍTICO MIGMATIZADO/FUNDIDOS COM GRD	COMPLEXO JAMARI
TO-05	-9,713889	-63,216389	PONTE RIO MASSANGANA,L-85	CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO BANDADO	COMPLEXO JAMARI
TO-05A	-9,713889	-63,216389	PONTE RIO MASSANGANA,L-85	CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO BANDADO	COMPLEXO JAMARI
TO-05B	-9,713889	-63,216389	PONTE RIO MASSANGANA,L-85	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
TO-09	-9,948890	-63,098417	BR-421, 6,5km SW DE ARIQUEMES	BIOTITA TITANIFERA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/PROTO A MILONITO	SUITE RIO CRESPO
TO-11A	-10,116144	-62,935933	BR-364, 25km SE ARIQUEMES	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-11B	-10,113167	-62,936250	BR-364, 25km SE ARIQUEMES	ORTOPIROXENIO ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
TO-12	-10,118667	-62,926250	BR-364,26 km SE DE ARIQUEMES	ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-13A(XY)	-10,120000	-62,909000	BR-364, 27 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA TITANIFERA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-13B(XZ)	-10,120000	-62,909000	BR-364, 27 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA TITANIFERA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-13C	-10,120000	-62,909000	BR-364, 27 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA TITANIFERA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-16A	-10,371361	-62,558944	BR-364, 12 km NW DE JARU	CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO-GRANADA-OPACOS-FE- HASTINGSITA GNAISSE FERRO-PELITICO(BIF GRANULITIZADO)	COMPLEXO JAMARI
TO-16B	-10,371361	-62,558944	BR-364, 12 km NW DE JARU	CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO-GRANADA-OPACOS-FE- HASTINGSITA GNAISSE FERRO-PELITICO(BIF GRANULITIZADO)	COMPLEXO JAMARI
TO-17A	-10,401230	-62,514700	BR-364,7,3 km NW DE JARU	ORTOPIROXENIO-BIOTITA-GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-17B	-10,401230	-62,514700	BR-364,7,3 km NW DE JARU	BIOTITA-CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO-GRANADA- HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-18	-10,415633	-62,504117	BR-364, 5,5 km NW DE JARU	CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE CHARNOCKÍTICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-18A	-10,415633	-62,504117	BR-364, 5,5 km NW DE JARU	METAGABRO-NORITO DE GRAO FINO OU GRANULITO MAFICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-19	-10,472667	-62,445361	BR-364, 3 km SE DO RIO JARU	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
TO-21	-10,530389	-62,396667	BR-364, JARU-OURO PRETO(CURVA DA MORTE)	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-22/XY	-10,145868	-62,896361	ESTRADA PARA CACAULANDIA, 1,7 km DA BR- 364	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
TO-22A	-10,145868	-62,896361	ESTRADA PARA CACAULANDIA, 1,7 km DA BR-364	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-22B	-10,145868	-62,896361	ESTRADA PARA CACAULANDIA, 1,7 km DA BR-364	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
TO-23A	-10,200694	-62,899500	ESTRADA PARA CACAULANDIA, 8 km DA BR-364	ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
TO-23B	-10,200694	-62,899500	ESTRADA PARA CACAULANDIA, 8 km DA BR-364	BIOTITA GNAISSE TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
TO-23C	-10,200694	-62,899500	ESTRADA PARA CACAULANDIA, 8 km DA BR-364	BIOTITA ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
TO-23D	-10,200694	-62,899500	ESTRADA PARA CACAULANDIA, 8 km DA BR-364	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
1462-JES-01	-10,241778	-63,784528	REGIAO DE BURITIS/MACICO ALTO CANDEIAS	ORTOPIROXENIO MONZONITO/MANGERITO	SUITE ALTO CANDEIAS
1462-JES-02	-10,127194	-63,843972	REGIAO DO MUNICIPIO DE BURITIS	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GABRO/ANFIBOLITO	SUITE ALTO CANDEIAS
1462-JES-03	-10,141472	-63,844139	REGIAO DO MUNICIPIO DE BURITIS	BIOTITA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE ALTO CANDEIAS
1462-JES-04	-10,233306	-63,859083	REGIAO DO MUNICIPIO DE BURITIS	BIOTITA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE ALTO CANDEIAS
1462-JES-05	-10,247750	-63,844111	REGIAO DO MUNICIPIO DE BURITIS	BIOTITA GNAISSE TONALITICO(XENOLITO)	COMPLEXO JAMARI
1462-JES-06	-10,259028	-63,781694	REGIAO DO MUNICIPIO DE BURITIS	PICOTITA(ESPINELIO)-BIOTITA TONALITO(XENOLITO)	COMPLEXO JAMARI
1462-JES-07	-10,259028	-63,781694	REGIAO DO MUNICIPIO DE BURITIS	ORTOPIROXENIO-BIOTITA TONALITO MILONITICO(XENOLITO)	COMPLEXO JAMARI
1462-JES-08	-10,259028	-63,781694	REGIAO DO MUNICIPIO DE BURITIS	ORTOPIROXENIO-BIOTITA TONALITO MILONITICO(XENOLITO)	COMPLEXO JAMARI
1462-JES-09	-10,290250	-63,789889	REGIAO DO MUNICIPIO DE BURITIS	HEMATITA QUARTZITO(XENOLITO)	COMPLEXO JAMARI
1462-JES-10	-10,258361	-64,072403	REGIAO DO MUNICIPIO DE BURITIS	GRANULITO MAFICO(XENOLITO)	COMPLEXO JAMARI
1462-JES-11	-10,570500	-63,618694	REGIAO DE CAMPO NOVO DE RONDONIA	METAGABRO	SUITE ALTO CANDEIAS
1462-JES-12	-10,570500	-63,618694	REGIAO DE CAMPO NOVO DE RONDONIA	BIOTITA SIENOGANITO	SUITE ALTO CANDEIAS
1462-JES-13	-10,583028	-63,647861	REGIAO DE CAMPO NOVO DE RONDONIA	ORTOPIROXENIO-BIOTITA MONZONITO/MANGERITO	SUITE ALTO CANDEIAS
1462-JES-14	-10,583028	-63,647861	REGIAO DE CAMPO NOVO DE RONDONIA	ORTOPIROXENIO-BIOTITA MONZONITO/MANGERITO	SUITE ALTO CANDEIAS
1462-JES-15	-10,583028	-63,647861	REGIAO DE CAMPO NOVO DE RONDONIA	GNAISSE CALCISSILICATICO(XENOLITO)	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-01A	-11,049356	-62,695550	3,4 km SW DE MIRANTE DA SERRA	GRANADA-BIOTITA TITANIFERA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-01B	-11,049356	-62,695550	3,4 km SW DE MIRANTE DA SERRA	GRANADA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-01C	-11,049356	-62,695550	3,4 km SW DE MIRANTE DA SERRA	ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-05A	-11,019050	-62,669733	ESTRADA, 1,5km AO NORTE DE MIRANTE DA SERRA	ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-05B	-11,019050	-62,669733	ESTRADA, 1,5km AO NORTE DE MIRANTE DA SERRA	ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-07	-10,984028	-62,639267	ESTRADA,6 km AO NORTE DE MIRANTE DA SERRA	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-07A	-10,984028	-62,639267	ESTRADA,6 km AO NORTE DE MIRANTE DA SERRA	BIOTITA-CLORITA-GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-09A	-11,109028	-62,363389	ESTRADA URUPA-TEIXEIROPOLIS, 1,7 km NE DE URUPA	BIOTITA-MUSCOVITA GNAISSE SIENOGANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-09B	-11,109028	-62,363389	ESTRADA URUPA-TEIXEIROPOLIS, 1,7 km NE DE URUPA	MUSCOVITA-BIOTITA-QUARTZO XISTO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-11	-11,011483	-62,343350	ESTRADA URUPA-TEIXEIROPOLIS	ANFIBOLITO e BIOTITA GNAISSE TONALITICO	COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
1462-JS-12A	-10,878778	-62,233500	ESTRADA TEIXEIROPOLIS-BR-364	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO/PG-JS-91/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-12B	-10,878778	-62,233500	ESTRADA TEIXEIROPOLIS-BR-364	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/PG-JS-91	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-12C	-10,878778	-62,233500	ESTRADA TEIXEIROPOLIS-BR-364	CLINOPIROXENIO ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-13	-10,774200	-62,381972	ESTRADA BR-364 MIRANTE, 14 km DA BR NOVA UNIAO, ESTACAO DE CAPTACAO DE AGUA	BIOTITA-HORNBLENDA SIENOGRAFITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-14A	-10,919444	-62,554583	NOVA UNIAO, ESTACAO DE CAPTACAO DE AGUA	EPIDOTO-ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-14B	-10,919444	-62,554583	NOVA UNIAO, ESTACAO DE CAPTACAO DE AGUA	EPIDOTO-ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-14C	-10,919444	-62,554583	NOVA UNIAO, ESTACAO DE CAPTACAO DE AGUA	ORTOPIROXENIO-CLORITA-EPIDOTO-BIOTITA GNAISSE QUARTZO-MONZODIORITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-15	-10,936650	-62,584556	ESTRADA 4,5 km SW DE N. UNIAO	MILONITO GRANITICO GRAO FINO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-16A	-10,959283	-62,612111	ESTRADA 4,5 km SW DE N. UNIAO	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-16B	-10,959283	-62,612111	ESTRADA 4,5 km SW DE N. UNIAO	METAGABRO/NORITO/ANFIBOLITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-18	-11,042100	-62,685222	ESTRADA MIRANTE DA SERRA-TARILANDIA	HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-19A	-11,044317	-62,630200	4,5 km SE DE MIRANTE DA SERRA	HORNBLENDA-ZOIZITA-EPIDOTO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-19B	-11,044317	-62,630200	4,5 km SE DE MIRANTE DA SERRA	HORNBLENDA-ZOIZITA-EPIDOTO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/MILONITO + DEFORMADO QUE TIPO A GNAISSE TONALITICO/GRANODIORITICO COM DEFORMAÇÃO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-22	-11,052950	-62,726900	6,4 km SW DE MIRANTE DA SERRA	FÁCIES EPIDOTO ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-23A	-11,009533	-62,769583	11,2 km WNW DE MIRANTE DA SERRA	BIOTITA GNAISSE SIENO-MONZOGRANITICO/PROTOMILONITO	SUITE ALTO CANDEIAS
1462-JS-23B	-11,009533	-62,769583	11,2 km WNW DE MIRANTE DA SERRA	BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANODIORITICO BANDADO (MILONIT FACIES EPIDOTO ANFIBOLITO)	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-26A	-11,026433	-62,654050	2 km E DE MIRANTE DA SERRA	BIOTITA TITANIFERA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO-GRANODIORITICO/ MILONITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-26B	-11,026433	-62,654050	3 km E DE MIRANTE DA SERRA	BIOTITA TITANIFERA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO-GRANODIORITICO/ MILONITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-33	-10,562267	-62,378967	BR-364, 22,7 km NW DE OURO PRETO	FORMAÇÃO FERRIFERA ALTO GRAU/GRANULITO (GRD-HNB-QZO-CPX GNAISSE FERRO-PELÍTICO -BIF)	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-34A	-10,542350	-62,392017	BR-364, 25 km NW DE OURO PRETO	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-34C	-10,542350	-62,392017	BR-364, 25 km NW DE OURO PRETO	HORNBLENDA-BIOTITA-ORTOPIROXENIO-GNAISSE MONZOGRANITICO/MILONITO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-35	-10,521083	-62,403967	BR-364, 13 km SE DE JARU/PROXIMO A PEDREIRA	HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-GRANADA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-36	-10,472222	-62,405833	BR-364,9 km SE DE JARU	HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-GRANADA GNAISSE CHARNO-ENDERBITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-37A	-10,481867	-62,441850	BR-364,5,3 km SE DE JARU	BIOTITA-GRANADA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-37B	-10,481867	-62,441850	BR-364,5,3 km SE DE JARU	ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO PROTOMILONITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-38A	-10,415633	-62,504117	BR-364,5,5km NW DE JARU	ORTOPIROXENIO-GRANADA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-38B	-10,415633	-62,504117	BR-364,5,5km NW DE JARU	BIOTITA-ORTOPIROXENIO GNAISSE GRANODIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-38C	-10,415633	-62,504117	BR-364,5,5km NW DE JARU	GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
1462-JS-39B	-10,401230	-62,514700	BR-364,7,3km NW DE JARU/ANTENA DA EMBRATEL	BIOTITA-ORTOPIROXENIO-GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-40	-10,350733	-62,587183	BR-364,18km NW DE JARU	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
1462-JS-41	-10,245150	-62,741217	BR-364,39km NW DE JARU	GRANADA-SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PSAMO-PELITICO	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-43	-10,126133	-62,888817	BR-364,63km NW DE JARU/ENTRADA DE CACAULANDIA	BIOTITA TITANIFERA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO A GRANODIORITICO?	COMPLEXO JAMARI
1462-JS-44	-10,018717	-62,993883	BR-364,80km NW DE JARU	GRANADA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO-TONALITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-LP-171	-10,872583	-62,836111	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUÍTE ALTO CANDEIAS
PJARU-LP-257	-10,877778	-62,836111	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO	SUÍTE ALTO CANDEIAS
PJARU-LP-552	-10,852889	-62,815417	IGARAPE TARI-BAIANO, N DE TARILANDIA	SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PSAMOPELITICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-LP-702	-10,863889	-62,836111	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PSAMOPELITICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-SS-03	-10,862778	-62,856111	W DE TARILANDIA, L-628	SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PSAMOPELITICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-SS-09	-10,866667	-62,854167	W DE TARILANDIA, PROXIMIDADES DA L-628	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PJARU-SS-12	-10,871667	-62,832778	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PJARU-SS-178	-10,878889	-62,875000	SW DE TARILANDIA, L-628	BIOTITA GNAISSE PSAMOPELITICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-SS-180	-10,866667	-62,836111	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PJARU-SS-181	-10,866667	-62,836111	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	BIOTITA-QUARTZO XISTO PSAMOPELITICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-SS-182	-10,872222	-62,836111	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	GRANADA-BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PJARU-SS-183	-10,875000	-62,836111	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO SILLIMANITA-MUSCOVITA-BIOTITA-QUARTZO XISTO PSAMOPELITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PJARU-SS-184	-10,879722	-62,836111	SW DE TARILANDIA, L-630	CONGLOMERADO BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO	FORMACAO PALMEIRAL
PJARU-SS-185	-10,883333	-62,838333	SW DE TARILANDIA, L-630	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PJARU-JS-02	-10,865833	-62,822500	SW DE TARILANDIA, L-630	SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PELITICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-05	-10,871194	-62,828972	SW DE TARILANDIA, L-630	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PJARU-JS-06	-10,872389	-62,827778	SW DE TARILANDIA, L-630	SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PELITICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-11B	-10,887611	-62,844167	SW DE TARILANDIA, L-630	GRANOFIRO HIDROTERMALIZADO	GRANITOS JOVENS DE RONDÔNIA
PJARU-JS-11C	-10,887611	-62,844167	SW DE TARILANDIA, L-630	GRANOFIRO	GRANITOS JOVENS DE RONDÔNIA
PJARU-JS-17C	-10,849306	-62,841667	SW DE TARILANDIA, L-628	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PJARU-JS-18A	-10,856944	-62,851111	SW DE TARILANDIA, L-628	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
PJARU-JS-18B	-10,856944	-62,851111	SW DE TARILANDIA, L-628	GABRO EPIMETAMORFICO/META-PIROXENITO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-23A	-10,872583	-62,866667	SW DE TARILANDIA, L-628	GABRO HIDROTERMALIZADO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-23B	-10,872583	-62,866667	SW DE TARILANDIA, L-628	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-24	-10,873778	-62,868694	SW DE TARILANDIA, L-628	BIOTITA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-26	-10,886111	-62,878611	SW DE TARILANDIA, L-628	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-27	-10,888889	-62,881944	SW DE TARILANDIA, L-628	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
PJARU-JS-30	-10,897056	-62,895833	SW DE TARILANDIA, L-628	GNAISSE ENDERBÍTICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-40A	-10,864333	-62,828778	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	ALCALIFELDSPATO GRANITO	GRANITOS JOVENS DE RONDÔNIA
PJARU-JS-43	-10,868611	-62,827778	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-44	-10,868611	-61,830556	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	METAGABRO(ANFIBOLITO)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
PJARU-JS-45	-10,868611	-62,833333	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	BIOTITA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-47	-10,868611	-62,836111	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
PJARU-JS-50	-10,872222	-62,836111	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
PJARU-JS-51	-10,869444	-62,839806	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
PJARU-JS-53B	-10,869444	-62,828611	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	ALCALIFELDSPATO GRANITO HIDROTERMALIZADO	GRANITOS JOVENS DE RONDÔNIA
PJARU-JS-54A	-10,869444	-62,825000	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	BIOTITA GNAISSE QUARTZO-MONZODIORITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
PJARU-JS-57	-10,872389	-62,840167	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
PJARU-JS-60A	-10,861389	-62,839056	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	GRANADA-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
PJARU-JS-61	-10,861389	-62,836111	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
PJARU-JS-63	-10,861389	-62,838806	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PSAMPELITICO	COMPLEXO JAMARI
PJARU-JS-66	-10,858333	-62,838611	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE DIORITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
PJARU-JS-78	-10,855639	-62,837222	SW DE TARILANDIA, ENTRE L-630 E L-628 NE DE TARILANDIA, PROXIM. IGARAPE TARI- BAIANO	BIOTITA GNAISSE LEUCOSIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
PJARU-JS-94A	-10,852889	-62,815417	30 km SSW DE ARIQUEMES	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
2492-JL-37	-10,160128	-63,138439	24 km S DE ARIQUEMES	DIOPSIDIO ANFIBOLITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
2492-JL-44A	-10,135672	-63,023733	25 km S DE ARIQUEMES	BIOTITA GNAISSE SIENO-MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
2492-JL-44B	-10,135672	-63,023733	24 km SSE DE ARIQUEMES	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/PROTOMILONITICO HORNBLENDA-CLINOPIROXENIO-BIOTITA-ORTOPIROXENIO GNAISSE GRANODIORITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
2492-JL-45	-10,117078	-62,998167	8 km NW DE NOVA VIDA, 2,3 km N DA BR 364	GRANADA-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	COMPLEXO JAMARI
2492-JL-49	-10,114250	-62,864722	9 km NE DE NOVA VIDA	GRANADA-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO GNAISSE MONZODIORITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA (?)
2492-JL-52	-10,114639	-62,773406	9,7 km NE DE NOVA VIDA	HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	COMPLEXO JAMARI
2492-JL-53	-10,109925	-62,771994	10,5 km NE DE NOVA VIDA	CLINOPIROXENIO ANFIBOLITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2492-JL-54	-10,109292	-62,758869	BR-364, 22 km SE DE ARIQUEMES	CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
2492-JL-57	-10,101564	-62,949242	BR-364, 19 km SE DE ARIQUEMES	GRANADA-SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PSAMPELITICO	COMPLEXO JAMARI
2492-JL-58	-10,087600	-62,971378	BR-364, 19 km SE DE ARIQUEMES	GRANADA-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
2492-JL-58A	-10,087600	-62,971378	BR-364, 19 km SE DE ARIQUEMES		COMPLEXO JAMARI
2492-JL-73	-10,145717	-62,651172	19,5 km ENE DE NOVA VIDA		COMPLEXO JAMARI
2492-JL-76	-10,245442	-62,740450	BR-364, 39 km NW DE JARU		COMPLEXO JAMARI
2492-JL-78	-10,160956	-62,833889	BR-364, PROXIMIDADES FAZENDA NOVA VIDA		COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
2492-JL-78A	-10,160956	-62,833889	BR-364, PROXIMIDADES FAZENDA NOVA VIDA	GRANADA-HORNBLENDAS-CLINOPIROXENIO GNAISSE TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
2492-JL-78B	-10,160956	-62,833889	BR-364, PROXIMIDADES FAZENDA NOVA VIDA	HORNBLENDAS-ORTOPIROXENIO-GRANADA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO/MILONITICO	COMPLEXO JAMARI
2492-GR-03	-9,978694	-62,940778	SE DE ARIQUEMES 8 km DA BR-364	HEDEMBERGITA GNAISSE DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
2492-GR-04	-9,978111	-62,925500	SE DE ARIQUEMES 10 km DA BR-364	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO	SUITE RIO CRESPO
2492-GR-06	-9,978278	-62,894389	SE DE ARIQUEMES 13,5 km DA BR-364	GNAISSE CHARNOCKITICO /PROTOMILONITICO ORTOPIROXENIO GNAISSE GRANITICO/CHARNOCKITO(PROTOMILONITICO)	SUITE RIO CRESPO
2492-GR-07	-9,977750	-62,890806	SE DE ARIQUEMES 14,3 km DA BR-364	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE RIO CRESPO
2492-GR-08	-9,975778	-62,860417	SE DE ARIQUEMES 18 km DA BR-364	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE RIO CRESPO
2492-GR-10	-9,977806	-62,831333	SE DE ARIQUEMES 20,5 km DA BR-364	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE RIO CRESPO
2492-GR-11	-9,977944	-62,810111	SE DE ARIQUEMES 23,2 km DA BR-364	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE RIO CRESPO
2492-GR-18	-10,072778	-62,941750	21 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO CLINOPIROXENIO-BIOTITA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE RIO CRESPO
2492-GR-20	-10,055417	-62,912111	22 km SE DE ARIQUEMES	GRANADA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE RIO CRESPO
2492-GR-29	-10,068972	-62,772139	13,2 km NNE DE NOVA VIDA	ORTOPIROXENIO-GRANADA-HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2492-GR-33	-10,051000	-62,656500	24 km NNE DE NOVA VIDA	BIOTITA-ORTOPIROXENIO GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2492-GR-59	-9,795611	-62,903889	L-75, 20 km NE DE ARIQUEMES	ORTOPIROXENIO-GRANADA-HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-01	-10,394167	-62,904083	6,5 km S DE CACAULANDIA	ESCAPOLITA-CLINOPIROXENIO-GRANADA GNAISSE CALCISSILICATICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-04	-10,441667	-62,899500	ESTRADA SUL DE CACAULANDIA	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-05	-10,475556	-62,885000	ESTRADA SUL DE CACAULANDIA	GNAISSE CHARNOCKITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-06	-10,493667	-62,881194	ESTRADA SUL DE CACAULANDIA	HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-12	-10,577333	-62,922306	SE DE COLINA VERDE	GNAISSE CHARNOCKITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-13	-10,584111	-62,929167	SE DE COLINA VERDE	HORNBLENDAS GNAISSE TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-17	-10,884500	-61,737361	LESTE DE JI-PARANA	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-20	-10,890889	-61,643556	LESTE DE JI-PARANA, PROXIM. SERRA DA PROVIDENCIA	SILLIMANITA-CORDIERITA-BIOTITA GNAISSE PELITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-22	-10,888500	-61,613833	LESTE DE JI-PARANA, PROXIM. SERRA DA PROVIDENCIA	BIOTITA-SILLIMANITA-CORDIERITA GNAISSE PELITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-34	-10,102500	-62,926972	BR-364, 23 km SE DE ARIQUEMES	HORNBLENDAS-PIROXENIO GNAISSE GRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-35	-10,073111	-62,904167	15 km NE DA FAZENDA NOVA VIDA	GRANADA-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/PROTOMILONITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-36	-10,068417	-62,655472	22 km NE DA FAZENDA NOVA VIDA	GRANADA-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/PROTOMILONITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-36A	-10,068417	-62,655472	23 km NE DA FAZENDA NOVA VIDA	HORNBLENDAS-ORTOPIROXENIO GNAISSE DIORITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-42	-10,064000	-62,783250	13 km N/NE DA FAZENDA NOVA VIDA	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE SIENOGRAFITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-42A	-10,064000	-62,783250	13 km N/NE DA FAZENDA NOVA VIDA	MILONITO GRANITICO EPIDOTISADO/HIDROTERMALITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
2150-GR-47	-10,960750	-61,599778	12 km NW DE NOVA RIACHUELO/SERRA DA PROVIDENCIA	BIOTITA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-49	-10,965139	-61,570028	10 km NW DE NOVA RIACHUELO/SERRA DA PROVIDENCIA	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-50	-10,023361	-62,981750	BR-364, 15,5 km SE DE ARIQUEMES	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/MILONITO	SUITE RIO CRESPO
2150-GR-51	-10,043722	-62,974917	BR-364, 17,5 km SE DE ARIQUEMES	HORNBLENDAS GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE RIO CRESPO
2150-GR-52A	-10,073111	-62,970333	BR-364, 18,3 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE RIO CRESPO
2150-GR-52B	-10,073111	-62,970333	BR-364, 18,3 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/PROTOMILONITO	SUITE RIO CRESPO
2150-GR-53A	-10,082167	-62,961222	BR-364, 20 km SE DE ARIQUEMES,	CLINOPIROXENIO-BIOTITA ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-54	-10,102500	-62,945250	BR-364, 23 km SE DE ARIQUEMES	HORNBLENDAS GNAISSE SIENOGANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-58	-10,156722	-62,835694	BR-364, PROXIMIDADES FAZENDA NOVA VIDA	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-68	-10,699389	-62,860556	19 km NNW DE TARILANDIA	HORNBLENDAS-ORTOPIROXENIO-BIOTITA MONZOGRANITO/CHARNOCKITO	SUITE ALTO CANDEIAS
2150-GR-70	-10,629278	-62,792000	24,6 km N DE TARILANDIA	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAS GNAISSE TONALITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-73	-10,565917	-62,715972	9,7 km SW DE GOV. JORGE TEIXEIRA	GRANADA-HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO-TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-80	-10,484389	-62,597917	6,3 km NE DE GOV. JORGE TEIXEIRA	EPIDOTO-GRANADA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-89	-10,375611	-62,435917	8,5 km NE DE JARU	BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO(AUGENGNAISSE)	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-111	-10,723556	-62,316389	7,2 km WSW DE OURO PRETO	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO BANDADO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-112	-10,755306	-62,357472	12,3 km SW DE OURO PRETO	GRANADA-HORNBLENDAS-ORTOPIROXENIO GNAISSE SIENOGANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-113	-10,780222	-62,387167	16,5 km SW DE OURO PRETO	ALLANITA-GRANADA-HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-114	-10,791556	-62,403139	19 km SW DE OURO PRETO	CLORITA-EPIDOTO-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-141	-10,791889	-62,620389	15,2 km NW DE NOVA UNIAO	GRANADA-SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PSAMOPELITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-161	-10,360000	-62,570667	BR-364, 14 km NW DE JARU	BIOTITA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAS GNAISSE TONALITICO/BANDADO/MILONITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-162	-10,344194	-62,591250	BR-364, 16,5 km NW DE JARU	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-164	-10,314861	-62,636944	BR-364, 23 km NW DE JARU	HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/CHARNOCKITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-165	-10,251528	-62,637028	27,4 km NW DE JARU	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDAS-BIOTITA GNAISSE CHARNO-ENDERBITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-170	-10,533806	-62,396778	BR-364, 14,3 km SE DE JARU, APOS CURVA DA MORTE	MELANOSSOMA/ORTOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDAS - PLAGIOCLASI-KFELDSPATO(ORTOCLASIO)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-171A	-10,547361	-62,387611	BR-364, 16 km SE DE JARU	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/AUGEN	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-171B	-10,547361	-62,387611	BR-364, 16 km SE DE JARU	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-173	-10,606028	-62,337222	BR-364, 15 km NW DE OURO PRETO	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-174	-10,630861	-62,321167	BR-364, 12,7 km NW DE OURO PRETO	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-177	-10,712083	-62,245556	OURO PRETO DO OESTE	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDAS GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
2150-GR-252	-10,306944	-62,077583	14,2 km NNE DE VALE DO PARAISO	HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO HIDROTOTERMALIZADO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-253	-10,308056	-62,639389	BR-364, 23,2 km NW DE JARU	ALCALIFELDSPATO GRANITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-255	-10,311806	-62,198583	15 km NW DE VALE DO PARAISO	RIODACITO	GRUPO ROOSEVELT
2150-GR-257	-10,311972	-62,269361	11,6 km SE DE THEOBROMA	CLORITA-MUSCOVITA-BIOTITA TITANIFERA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-316	-11,328028	-61,854556	19 km SSE DE PRESIDENTE MEDICI	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-317	-11,323444	-61,840833	18,7 km SSE DE PRESIDENTE MEDICI	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO PORFIRO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-320	-11,201611	-61,903139	4 km S DE PRESIDENTE MEDICI	BIOTITA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-333	-10,779444	-62,069333	BR-364, 16 km NW DE JI-PARANA/PEDREIRA	BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/AUGEN GRANADA-BIOTITA GNAISSE	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-335	-10,727861	-62,229500	OURO PRETO DO OESTE	SIENOGANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-337	-10,712083	-62,243278	OURO PRETO DO OESTE	ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-371	-10,034194	-62,434222	25,6 km NNW DE THEOBROMA	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-372	-10,140389	-62,388417	12,5 km NNW DE THEOBROMA	HORNBLENDA-ESCAPOLITA-PLAGIOCLASIO-DIOPSIDIO- GRANADA GNAISSE CALCISSILICATICO COM TITANITA	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-389	-10,160000	-63,296667	12,7 km N DE MONTENEGRO	ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/CHARNOCKITO	SUITE ALTO CANDEIAS
2150-GR-402	-10,287778	-62,700917	30 km NW DE JARU	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-403	-10,269722	-62,719194	33 km NW DE JARU	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-404	-10,265167	-62,710056	32,3 km NW DE JARU	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/ENDERBITO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-405	-10,023361	-62,961139	15,3 km SE DE ARIQUEMES	SILLIMANITA-CORDIERITA-BIOTITA GNAISSE PELITICO/MILONITO/FOTO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-406A	-10,016583	-62,915583	18,5 km SE DE ARIQUEMES	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE RIO CRESPO
2150-GR-406B	-10,016583	-62,915583	18,5 km SE DE ARIQUEMES	GRANADA-ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-BIOTITA TIT- HORNBLENDA METAGABRO-NORITORANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-407	-10,021083	-62,885944	20,7 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/PROTOMILONITO	SUITE RIO CRESPO
2150-GR-413	-10,369111	-62,630028	19 km NW DE JARU	BIOTITA ANFIBOLITO	????????????????
2150-GR-418	-10,439228	-62,703056	11,5 km NW DE GOV. JORGE TEIXEIRA	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-419	-10,466444	-62,735000	12 km WNW DE GOV. JORGE TEIXEIRA	SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PSAMOPELITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-423	-10,545639	-62,812639	19 km WSW DE GOV. JORGE TEIXEIRA	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/OPX IGNEO OU METAM/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-424	-10,565972	-62,798917	18 km WSW DE GOV. JORGE TEIXEIRA	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-425	-10,559194	-62,830889	21,5 km WSW DE GOV. JORGE TEIXEIRA	BIOTITA-GRANADA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-429A	-10,404694	-62,285139	35 km N DE OURO PRETO	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-429B	-10,404694	-62,285139	35 km N DE OURO PRETO	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-430	-10,397889	-62,278306	36 km N DE OURO PRETO	CLINOPIROXENIO GNAISSE QUARTZO-DIORITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-432	-10,332194	-62,214500	43 km N DE OURO PRETO	HORNBLENDA- BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA

Tabela 12 - Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
2150-GR-433	-10,302722	-62,184917	14,8 km NNW DE VALE DO PARAISO	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-434	-10,273250	-62,152028	17 km N DE VALE DO PARAISO	CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE GABRO/DIORITICO ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE ENDERBITICO/O/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-435A	-10,261917	-62,148472	18,2 km N DE VALE DO PARAISO	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-435B	-10,261917	-62,148472	18,2 km N DE VALE DO PARAISO	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-GR-446A	-10,518889	-61,971889	5 km SSE DE RONDONIMAS	CLORITA-ACTINOLITA METAGABRO HORNBLENDA-BIOTITA-MUSCOVITA GNAISSE SIENOGRANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-449	-10,435250	-61,896778	11,7 km ESE DE RONDONIMAS	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-GR-450A	-10,389972	-61,880972	15,5 km NE DE RONDONIMAS	SERICITA-QUARTZO XISTO	GRUPO ROOSEVELT
2150-GR-451	-10,347028	-61,881111	18,7 km NE DE RONDONIMAS	SERICITA-QUARTZO XISTO	GRUPO ROOSEVELT
2150-CR-60A	-10,190639	-62,799139	BR-364, 3 km SE DE NOVA VIDA	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-CR-69	-10,484278	-63,475194	30,5 km SW DE MONTENEGRO/BR-421	QUARTZO SIENITO EPIDOTIZADO	SUITE ALTO CANDEIAS
2150-CR-77	-10,260667	-63,285361	ENTRADA DE MONTENEGRO, BR-421	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE ALTO CANDEIAS
2150-CR-79	-10,224528	-63,244250	BR-421, 8 km NE DE MONTENEGRO	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE ALTO CANDEIAS
2150-CR-80	-10,174778	-63,221389	BR-421, 13,6 km NE DE MONTENEGRO	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE SIENO-MONZOGRANITICO	SUITE ALTO CANDEIAS
2150-CR-85A	-10,054972	-63,193917	BR-421, 27,8 km NE DE MONTENEGRO	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUÍTE RIO CRESPO
2150-CR-97A	-10,296944	-63,114167	17,3 km E DE MONTENEGRO	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUÍTE RIO CRESPO
2150-CR-98	-10,299194	-63,137000	19,2 km E DE MONTENEGRO	ORTOPIROXENIO-GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUÍTE RIO CRESPO
2150-CR-115A	-10,705278	-62,238722	OURO PRETO DO OESTE	HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-CR-117	-10,673528	-62,197639	7,8 km NE DE OURO PRETO/BORDA DO MACICO	GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-CR-117B	-10,673556	-62,202222	7,8 km NE DE OURO PRETO/BORDA DO MACICO	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO/MILONITO BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-CR-122	-10,372611	-62,109361	6,2 km NE DE VALE DO PARAISO	DIORITICO/PROTOMILONITO/ENCLAVE DA ENCAIXANTE ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-CR-122A	-10,372611	-62,109361	6,2 km NE DE VALE DO PARAISO	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO/MILONITO BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO	COMPLEXO JAMARI
2150-CR-123	-10,352250	-62,104861	8,5 km NE DE VALE DO PARAISO	DIORITICO/PROTOMILONITO/ENCLAVE DA ENCAIXANTE ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
2150-CR-124	-10,327333	-62,093528	11,5 km NE DE VALE DO PARAISO	ESCAPOLITA-GRANADA-TITANITA- CLINOPIROXENIO(HEDENBERGITA) GNAISSE CALCISSILICATICO BIOTITA-GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-CR-132A	-10,759417	-62,206417	6,4 km SE DE OURO PRETO	ANFIBOLITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-CR-136	-10,883889	-62,233694	2,5 km NE DE TEIXEIROPOLIS	ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
2150-CR-138	-10,942722	-62,256417	4,8 km SSW DE TEIXEIROPOLIS	ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
2150-CR-143	-11,062778	-62,359111	7 km N DE URUPA	ARENITO QUARTZO-FELDSPATICO	FORMACAO PALMEIRAL
2150-CR-144	-11,108000	-62,356722	2 km NE DE URUPA	MILONITO GRANITICO/GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-CR-148	-11,091194	-62,001972	3,3 km SSE DE NOVA LONDRINA	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-RB-05A	-10,323889	-63,333333	7 km SW DE MONTENEGRO/BR-421	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE INTRUSIVA ALTO CANDEIAS

Tabela 12 - Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOponimia	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
2150-RB-05B	-10,323889	-63,333333	7 km SW DE MONTENEGRO/BR-421	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRAFITICO/PROTOMILONITO	SUITE ALTO CANDEIAS
2150-RB-07	-10,343889	-63,490833	22,7 km WSW DE MONTENEGRO	DIORITO/GABRO FINO	SUITE ALTO CANDEIAS
2150-RB-13	-10,250000	-62,927778	10,5 km NW DE CACAULANDIA	ORTOPIROXENIO-GRANADA-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
2150-RB-17B	-10,247222	-62,873889	10,7 km NNE DE CACAULANDIA	HORNBLENDITO	COMPLEXO JAMARI
2150-RB-18A	-10,250833	-62,307778	4,5 km E DE THEOBROMA	ORTOPIROXENIO-CLIN OPIROXENIO GNAISSE TONALITICO/ENDERBITICO	COMPLEXO JAMARI
2150-RB-21	-10,196389	-62,636111	20,6 km ESSE DE NOVA VIDA	GRANADA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRAFITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
2150-RB-22A	-10,216944	-62,590833	28 km NW DE JARU		SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-RB-22B	-10,216944	-62,590833	29 km NW DE JARU		SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-RB-27A	-10,466667	-62,433333	5,5 km SE DE JARU	GRANADA-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO GRANADA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE CHARNO-ENDERBITICO/PROTOMILONITO EPIDOTO-CLINOPIROXENIO-PLAGIOCLASIO GNAISSE CALCISSILICATICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-RB-34	-10,417222	-62,165556	4 km W DE VALE DO PARAISO		COMPLEXO JAMARI
2150-RB-39	-10,649444	-62,132500	15,2 km NE DE OURO PRETO	METAGABRO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-RB-44A	-10,435833	-62,018056	5,5 km NW DE RONDONINAS	MUSCOVITA-QUARTZO XISTO	GRUPO ROOSEVELT
2150-RB-44B	-10,435833	-62,018056	5,5 km NW DE RONDONINAS	QUARTZO-ALBITA-ACTINOLITA XISTO	GRUPO ROOSEVELT
2150-RB-45	-10,374167	-62,000556	11,4 km N DE RONDONINAS		COMPLEXO JAMARI
2150-RB-78A	-10,451944	-61,098333	REGIAO DO MEDIO/ALTO RIO ROOSEVELT	BIOTITA ANFIBOLITO BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRAFITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-RB-79A	-10,391111	-61,040278	REGIAO DO MEDIO/ALTO RIO ROOSEVELT	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-RB-80A	-10,370556	-61,065556	REGIAO DO MEDIO/ALTO RIO ROOSEVELT	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRAFITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
2150-MQ-73	-10,888611	-62,083333	16 km WSW DE JI-PARANA	METAGABRO	COMPLEXO JAMARI
2150-MQ-75	-10,733056	-62,222222	OURO PRETO DO OESTE	GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRAFITICO(AUGENGNAISSE)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-04	-10,366120	-62,557377	BR-364, 12,7 km NW DE JARU	ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO GNAISSE ENDERBITICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-08	-10,339709	-62,596539	BR-364, 17,8 km NW DE JARU	CLINOPIROXENIO GNAISSE ANORTOSITICO/TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-09A	-10,327869	-62,597450	18,3 km NW DW JARU	ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-09A	-10,327869	-62,597450	18,3 km NW DW JARU	ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO DIORITICO/GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-11	-10,316940	-62,618397	BR-364, PEDREIRA SERINGAL SETENTA, 20 km NW DE JARU		SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-19	-10,426230	-62,535519	6,8 km WNW DE JARU	BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO BIOTITA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-28	-10,440801	-62,997268	11,9 km NNE DE COLINA VERDE	BIOTITA-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-CLINOPIROXENIO GNAISSE ENDERBITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-41	-10,411658	-62,572860	11,3 km WNW DE JARU	ORTOPIROXENIO ANFIBOLITO/GRANULITO MAFICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-52B	-10,398907	-62,612933	16 km ENW DE JARU, 6 km SUL DA BR-364	GRANULITO MAFICO/ORTOPIROXENIO ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
CLESTE-SS-59	-10,449909	-62,664845	8,4 km NW DE GOV. JORGE TEIXEIRA	BIOTITA GNAISSE TONALITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-72	-10,377049	-62,538251	9,9 km NW DE JARU/PROXIMIDADES BR-364	GRANADA-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-77	-10,350638	-62,612933	18,2 km NW DE JARU/SUL DA BR-364	GRANADA-SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PSAMO-PELITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-80	-10,383424	-62,644809	15,4 km N DE GOV. JORGE TEIXEIRA	GRANADA-BIOTITA-ORTOPIROXENIO GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-89	-10,467213	-62,729508	11,7 km NW DE GOV. JORGE TEIXEIRA	CORDIERITA-GRANADA-SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE PSAMOPELITICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-99	-10,066485	-62,972678	BR-364, 19 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRAFITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-102	-10,108379	-62,935337	BR-364, 23 km SE DE ARIQUEMES	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-111	-10,109290	-62,752277	11 km NE DA FAZENDA NOVA VIDA	GRANADA-BIOTITA GNAISSE MONZOGRANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-128	-10,101093	-62,692168	17 km NE DA FAZENDA NOVA VIDA	BIOTITA-CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-129	-10,021858	-62,709472	21,7 km NNE DA FAZENDA NOVA VIDA	HORNBLENDA-GRANADA-CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-137	-10,036430	-62,826958	15,6 km N DA FAZENDA NOVA VIDA	ALLANITA-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE SIENOGRAFITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-138	-10,292350	-62,889800	5,2 km NNE DE CACAULANDIA	RESTOS DE ORTOPIROXENIO-ORNBLENDA GNAISSE SIENOGRAFITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-142	-10,292350	-62,787796	13,3 km ENE DE CACAULANDIA	ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-146	-10,337887	-62,795993	11,4 km E DE CACAULANDIA	ORTOPIROXENIO ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-150	-10,383424	-62,889800	5,3 km SSE DE CACAULANDIA	HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRAFITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-170	-10,103825	-62,604736	25,3 km NE DA FAZENDA NOVA VIDA	CLINOPIROXENIO-ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO-ENDERBITICO/GRANULITO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-176	-10,144809	-62,574681	34 km NW DE JARU	METAGABRO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-177	-10,204007	-62,627505	22 km ESE DA FAZENDA NOVA VIDA	GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO-GRANODIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-179	-10,215847	-62,608379	24,2 km ESE DA FAZENDA NOVA VIDA	ORTOPIROXENIO-GRANADA-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANULITOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-194B	-10,389800	-62,500911	6,4 km NW DE JARU	MILONITO GRANITICO COM MUSCOVITA E EPIDOTO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-196	-10,378871	-62,490893	6,9 km NNW DE JARU	BIOTITA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-200	-10,332423	-62,443534	12,5 km NNE DE JARU	HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-206	-10,318761	-62,481785	13,3 km N DE JARU	ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-218	-10,271403	-62,489982	18,8 km NNW DE JARU	GRANADA-ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-221	-10,217668	-62,435337	10 km WNW DE THEOBROMA	METAGABRO/CLINOPIROXENIO ANFIBOLITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-233A	-10,176685	-62,350638	7,6 km N DE THEOBROMA	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-233C	-10,176685	-62,350638	7,6 km N DE THEOBROMA	HORNBLENDA-BIOTITGA GNAISSE GRANODIORITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-225	-10,207650	-62,479053	25,8 km N DE JARU	HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO GNAISSE TONALITICO/GRANULITO	COMPLEXO JAMARI

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
CLESTE-SS-238	-10,021858	-62,353370	24,8 km N DE THEOBROMA	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-242	-10,197632	-62,360656	6 km NNW DE THEOBROMA	BIOTITA-MUSCOVITA GNAISSE GRANODIORITICO BANDADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-244	-10,294171	-62,336066	5,5 km SSE DE THEOBROMA/PROXIMO AO RIO JARU	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO BANDADO/MILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-247	-10,222222	-62,160291	20,8 km ENE DE THEOBROMA/MARGEM DO RIO JARU	META GABRO/DIORITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-250	-10,220401	-62,141166	22,9 km ENE DE THEOBROMA/MARGEM DO RIO JARU	METAGABRO/DIORITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-SS-264	-10,121129	-62,024590	40 km NE DE THEOBROMA/MARGEM DO RIO JARU	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-269	-10,033698	-62,040984	42 km NE DE THEOBROMA	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-282	-10,396175	-61,808743	21,8 km NE DE RONDONINAS/PROXIMIDADES RIO MACHADO	METATUFO A CINZA/CRISTAL	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-284	-10,396175	-61,822404	20,4 km NE DE RONDONINAS/PROXIMIDADES RIO MACHADO	METATUFO A CRISTAL	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-286	-10,396175	-61,830601	19,7 km NE DE RONDONINAS/PROXIMIDADES RIO MACHADO	METATUFO A CINZA	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-293	-10,430783	-61,653005	37,7 km ESSE DE RONDONINAS/SERRA DA PROVIDENCIA	METASSILTITO	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-295	-10,440801	-61,677596	SERRA DA PROVIDÊNCIA, 55 KM NE DE JI- PARANA	METATUFO A CINZA	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-305	-10,531876	-61,804189	S.DA PROVIDÊNCIA, 40 KM NE DE JI-PARANA 22,7 km ESSE DE RONDONINAS/MARGEM DO RIO MACHADO	METAVULCANICA/ LAVA OU PIROCLASTICA	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-307	-10,553734	-61,801457		METAGABRO MILONITICO HIDROTERMALIZADO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-317	-10,717668	-61,890710	17,8km NNE DE JI-PARANA/RIO MACHADO 56 km NE DE RONDONINAS/SERRA DA PROVIDENCIA	EPIDOTO-BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-326	-10,132969	-61,604736	59,5 km NE DE RONDONINAS/SERRA DA PROVIDENCIA	METASSILTITO COM BANDAS DE QZO+HEMATITA	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-328	-10,123862	-61,586521	61,3 km NE DE RONDONINAS/SERRA DA PROVIDENCIA	METARENITO	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-330	-10,116576	-61,572860	62 km NE DE RONDONINAS/SERRA DA PROVIDENCIA	METASSILTITO	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-333B	-10,110200	-61,561020		METARENITO	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-340	-10,110200	-61,717668	50 km NE DE RONDONINAS	METASSILTITO COM BANDAS DE QZO+HEMATITA	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-342	-10,101093	-61,724954	50,7 km NE DE RONDONINAS	METARENITO	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-SS-342B	-10,101093	-61,724954	50,7 km NE DE RONDONINAS	BIOTITA SIENOGRANITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-343	-10,087432	-61,744991	51 km NE DE RONDONINAS	BIOTITA-EPIDOTO GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-SS-346	-10,120219	-61,800546	44,4 km NE DE RONDONINAS	?	
CLESTE-HT-170	-10,591985	-62,875228	31 km NNW DE TARILANDIA	HORNBLENDA SIENOGRANITO	SUITE INTRUSIVA ALTO CANDEIAS
CLESTE-HT-175	-10,575592	-62,945355	35,5 km NW DE TARILANDIA	BIOTITA-HORNBLENDA SIENOGRANITO ORTOPIROXENIO-GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO/MILONITO	SUITE INTRUSIVA ALTO CANDEIAS
CLESTE-HT-184	-10,914390	-62,558288	NOVA UNIAO		SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-189	-10,959016	-62,612022	10,4 KM NE DE MIRANTE DA SERRA	METAGABRO/NORITO	????????????????????

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
CLESTE-HT-190	-10,963570	-62,616576	9,8 km NE DE MIRANTE DA SERRA	MILONITO GRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-197	-10,912568	-62,638434	SERRA DO MIRANTE, 13,8 km NNE DE MIRANTE DA SERRA	ARENITO QUARTZO-FELDSPATICO	FORMACAO PALMEIRAL
CLESTE-HT-207	-10,923497	-62,743169	SERRA DO MIRANTE/14,5 km NW DE MIRANTE DA SERRA	ARENITO ARCOSIANO	FORMACAO PALMEIRAL
CLESTE-HT-215	-10,877049	-62,590164	5,7 km NW DE MIRANTE DA SERRA	GRANADA-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE MONZO-GRANODIORITICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-231	-10,767760	-62,689435	14,3 km NE DE TARILANDIA	METAGABRO/NORITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-245	-10,790528	-62,568306	24,8 km ENE DE TARILANDIA	ORTOPIROXENIO-GRANADA-BIOTITA GNAISSE DIORITICO/PROTOMILONITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-258	-10,378871	-62,377049	12,4 km NE DE JARU	GRANADA-HORNBLENDA-ORTOPIROXENIO-BIOTITA GNAISSE TONALITICO/ENDERBITICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-271A	-10,425319	-62,355191	13 km ENE DE JARU	ORTOPIROXENIO-GRANADA-CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-271B	-10,425319	-62,355191	13 km ENE DE JARU	ORTOPIROXENIO-GRANADA-CLINOPIROXENIO-HORNBLENDA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-298	-10,287796	-62,167577	15,7 km NNW DE VALE DO PARAISO	GABRO/NORITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-310	-10,442623	-62,239526	12,2 km WSW DE VALE DO PARAISO	BIOTITA-GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORITICO/TONALITICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-319	-10,419854	-62,163934	3,6 km W DE VALE DO PARAISO	MUSCOVITA XISTO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-323	-10,375228	-62,151184	6,3 km NNW DE VALE DO PARAISO	TURMALINA-MUSCOVITA XISTO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-355	-10,234973	-62,035519	23,4 km NE DE VALE DO PARAISO	BIOTITA-MUSCOVITA GNAISSE MONZOGRANITICO/APLITO ORTOPIROXENIO-HORNBLENDA-GRANADA GNAISSE MONZOGRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-378	-10,456284	-62,457195	RIO JARU/CIDADE DE JARU	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-383	-10,487250	-62,033698	5,2 km WSW DE RONDONINAS	TURMALINA-ESTAUROLITA-QUARTZO-MUSCOVITA XISTO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-387A	-10,426230	-62,023679	6,6 km NW DE RONDONINAS	HEMATITA QUARTZITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-387B	-10,426230	-62,023679	6,6 km NW DE RONDONINAS	EPIDOTO-CLINOZOIZITA GNAISSE CALCISSILICATICO FINO EPIDOTO-CLINOZOIZITA-GRANADA GNAISSE CALCISSILICÁTICO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-389	-10,388889	-62,004554	10 km NNW DE RONDONINAS	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/MILONITO(COM CLORITA+MUSCOVITA)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-389A	-10,388889	-62,004554	10 km NNW DE RONDONINAS	HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO/MILONITO(COM CLORITA+MUSCOVITA)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-399	-10,454463	-61,841530	16,3 km E DE RONDONINAS	MUSCOVITA QUARTZITO	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-HT-399A	-10,454463	-61,841530	16,3 km E DE RONDONINAS	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO(COM MUSCOVITA)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-403B	-10,179417	-61,940801	33,3 km N DE RONDONINAS	BIOTITA GNAISSE SIENOGANITICO(COM MUSCOVITA)	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-406	-10,209472	-61,980874	30 km N DE RONDONINAS	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO(COM MUSCOVITA)	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-406A	-10,209472	-61,980874	30 km N DE RONDONINAS	BIOTITA GNAISSE GRANODIORITICO/MILONITO(COM MUSCOVITA E CLORITA)	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-HT-410	-10,194900	-61,882514	37,3 km NE DE RONDONINAS/RIO MACHADO	METASSILTITO	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-HT-413	-10,244991	-61,849727	30 km NNE DE RONDONINAS/RIO MACHADO		
CLESTE-HT-424	-10,195811	-61,607468	52,5 km NE DE RONDONINAS/SERRA DA PROVIDENCIA		

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
CLESTE-HT-427	-10,206740	-61,585610	53,4 km ENE DE RONDONINAS/SERRA DA PROVIDENCIA	HORNBLENDA-BIOTITA SIENOGRANITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-431	-10,235883	-61,550091	54,6 km ENE DE RONDONINAS/SERRA DA PROVIDENCIA	BIOTITA-HORNBLENDA SIENOGRANITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-439A	-10,108379	-61,866120	45,4 km NE DE RONDONINAS	BIOTITA-MUSCOVITA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-444	-10,135701	-61,910747	38,7 km NNE DE JI-PARANA/RIO MACHADO	HORNBLENDA-BIOTITA-MUSCOVITA SIENOGRANITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-447	-10,277778	-61,767760	32,8 NE DE RONDONINAS	METAPELITO	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-HT-449	-10,280510	-61,786885	41 km ENE DE RONDONINAS	METABASITO MILONITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-HT-451A	-10,288707	-61,807832	28,4 km ENE DE RONDONINAS	METASSILTITO	GRUPO ROOSEVELT
CLESTE-GC-18	-10,513661	-62,392532	11 km SE DE JARU/PROXIMIDADES DA CURVA DA MORTE	BIOTITA-HORNBLENDA-HIPERSTENIO GNAISSE GRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-25	-10,585610	-62,468124	16 km SUL DE JARU	GNAISSE CHARNOCKITICO (COM OPX E CPX) TEXTURA IGNEA PRESERVADA	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-40	-10,607468	-62,384335	21 km SE DE JARU, 4 km DA BR-364	QUARTZITO COM HEMATITA	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-GC-51	-10,519126	-62,263206	22 km N DE OURO PRETO/ BORDA OESTE DO MACICO O. PRETO	ORTOPIROXENIO-GRANADA-PLAGIOCLASIO--CLINOPIROXENIO-QUARTZO GNAISSE CALCISILICATICO C/ CARBONATO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-GC-59	-10,527322	-62,349727	23 km NW DE OURO PRETO/ 5 km DA BR-364	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANÍTICO PROTOMILONÍTICO	SUITE SERRA DA PROVIDÊNCIA
CLESTE-GC-76	-10,613843	-62,313297	13,6 km NW DE OURO PRETO/ PROXIMO A BR-364	BIOTITA GNAISSE SIENOGRANÍTICO MILONÍTICO	SUITE SERRA DA PROVIDÊNCIA
CLESTE-GC-109	-10,605647	-62,102914	21 km NE DE OURO PRETO	GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE GRANODIORÍTICO-TONALÍTICO/ULTRAMILONITO???? BIF????	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-GC-114	-10,505464	-62,077413	10 Nkm SW DE RONDONINAS	METANORITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-131	-10,510929	-62,000911	4 km S/SW SE RONDONINAS	MILONITO GRANITICO EPIDOTISADO/HIDROTHERMALITO	COMPLEXO JAMARI
CLESTE-GC-155	-10,846084	-62,322404	17 km SW DE OURO PRETO/BORDA DA SERRA DO MIRANTE	METAGABRO/NORITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-168	-10,711293	-62,497268	27 km LESTE DE OURO PRETO	HIPERSTENIO-BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE GRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-189	-10,959927	-62,423497	SERRA DO MIRANTE/15 km SE DE MIRANTE DA SERRA	GABRO/NORITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-205	-10,804189	-62,231330	9 km SSE DE OURO PRETO	GRANADA-HORNBLENDA MONZOGRANITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-210	-10,722222	-62,241348	MACICO OURO PRETO/CIDADE DE OURO PRETO	HIPERSTENIO-GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE GRANITICO/CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-211	-10,727687	-62,222222	MACICO OURO PRETO/CIDADE DE OURO PRETO	GRANADA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRANITICO/PROTOMILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-220	-10,815118	-62,187614	13 km SE DE OURO PRETO	BIOTITA-HORNBLENDA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-228	-10,969945	-62,074681	RIO URUPA, 19 km SW DE JI-PARANA	ALANITA-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-248	-10,683971	-62,122040	7,5 km SSE DE RONDONINAS	METAGABRO/NORITO COM GRANADA	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-273	-10,558288	-61,976321	9,5 km SSE DE RONDONINAS	GABRO HIDROTHERMALIZADO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-274	-10,540073	-61,972678	7 km SSE DE RONDONINAS	BIOTITA-HIPERSTENIO-HORNBLENDA GNAISSE QUARTZO MONZONÍTICO/MONZOGRANÍTICO/META-CHARNOCKITO	SUITE SERRA DA PROVIDÊNCIA
CLESTE-GC-277	-10,496357	-61,959016	4 km SE DE RONDONINAS	MUSCOVITA-BIOTITA-EPIDOTO GNAISSE SIENOGRANITICO/MILONITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA

Tabela 12 – Continuação.

AMOSTRA	LATDEC	LONGDEC	REGIAO/TOPONIMIA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA
CLESTE-GC-280	-10,415301	-61,934426	10 km NE DE RONDONINAS	MUSCOVITA-BIOTITA GNAISSE SIENOGRANITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-287	-10,455373	-61,909836	8,5 km NE DE RONDONINAS	EPIDOTO GNAISSE GRANITICO ULTRAMILONITICO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-308	-10,789617	-61,692168	28 km ENE DE JI-PARANA/SERRA DA PROVIDENCIA	HORNBLENDA MONZOGRANITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-311	-10,782332	-61,587432	38 km ENE DE JI-PARANA/SERRA DA PROVIDENCIA	GABRO HIDROTERMALIZADO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA
CLESTE-GC-318	-10,826047	-61,583789	40 km ENE DE JI-PARANA/SERRA DA PROVIDENCIA	HORNBLENDA-BIOTITA SIENOGRANITO	SUITE SERRA DA PROVIDENCIA

ANEXO II

TABELA GEOCRONOLÓGICA U-Pb

Tabela 13 - Síntese das idades U-Pb em zircão, monazita, titanita e alanita do terreno Jamari.

AMOSTRA	ROCHA	REGIÃO(TOPONÍMIA)	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	IDADE CRISTALIZ. (Ma)	IDADE METAM. (Ma)
GR/USP-RO-10 ¹¹	Leucogabro	Colorado do Oeste	Suíte Metamórfica Colorado	(z)1352±4 ^c	
2492-JL-78 ⁶	Gnaiss tonalítico	Fazenda Nova Vida	Complexo Jamari	(z)1743 ^s	(z)1324 ^s
1462-JS-39 ⁶	Monzogranito	Maçiço Alto Candeias	Suíte Alto Candeias	(z)1333±11 ^s	
2492-GR-59 ⁶	Gnaiss tonalítico	Ariquemes	Complexo Jamari	(z)1746 ^s	(z)1699 ^s
5260-GR-35 ⁶	Gnaiss quartzo-diorítico	Presidente Médici	Complexo Jamari	(z)1757±9 ^s	(z)1626 ^s
2150-GR-333 ⁷	Gnaiss monzogranítico	Ji-Paraná/Br-364-Pedreira	Suíte Serra da Providência	(z)1512 ^s	(z)1339±76 ^s
RJ-79 ⁶	Metatufo dacítico	São Lourenço	Formação Mutum-Paraná	(z)* ² 1731 ^s	
2150-MQ-96 ⁶	Metadacito	Rio Roosevelt	Grupo Roosevelt	(z)1740 ^s	
PG-GR-05 ⁴	Metagabro	Nova Brasilândia	Grupo Nova Brasilândia	(z)1110±10 ^c	
PG-GR-10A ⁴	Monzogranito	Alta Floresta do Oeste	Granito Rio Branco	(z)1113±56 ^c	
PG-GR-20 ⁴	Leucogranito anatótico	Migrantinópolis	Grupo Nova Brasilândia		(z)1110±8 ^c
PG-GR-23 ⁴	Monzogranito	Alta Floresta do Oeste	Suíte Rio Pardo	(z)1005±41 ^c	
PG-GR-66 ⁴	Paragnaisse	Nova Brasilândia	Grupo Nova Brasilândia	(z)* ¹ 1250 ^s	
PT-12 ³	Paragnaisse psamo-pelítico	23 km SE de Ariquemes/Br-364	Complexo Jamari	(z)1657±16 ^c	
WO-52 ⁹	Gnaiss sienogranítico	20 km SE de Ariquemes/Br-364	Suíte Alto Candeias	(z)1352±08 ^c	
WO-63 ⁹	Augengnaiss granítico	8 km SE de O. Preto	Suíte Serra da Providência	(z)1569±18 ^c	
WO-74 ⁹	Metatufo riolítico	Presidente Médici	Grupo Roosevelt	(z)1691±73 ^c	

Tabela 13 - Continuação.

AMOSTRA	ROCHA	REGIÃO(TOPONÍMIA)	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	IDADE CRISTALIZ. (Ma)	IDADE METAM. (Ma)
SP-GR-76 ⁵	Sienogranito	Serra da Providência	Suíte Serra da Providência	(z)1606±24 ^c	
SP-GR-21 ⁵	Monzogranito	Serra da Providência	Suíte Serra da Providência	(z)1573±15 ^c	
SP-GR-48 ⁵	Monzogranito	Serra da Providência	Suíte Serra da Providência	(z)1566±5 ^c	
SP-GR-39 ⁵	Monzogranito	Serra da Providência	Suíte Serra da Providência	(z)1566±3 ^c	
SP-GR-53 ⁵	Sienogranito	Serra da Providência	Suíte Serra da Providência	(z)1554±47 ^c	
WB-36 ⁹	Quartzo-sienito	Maçiço União	Suíte Serra da Providência	(z)1532 ^c	
MMRBP-3/1-6R ⁵	Sienogranito	Rio Madeira	Suíte Santo Antônio	(z)1406±32 ^c	
MMRBP-168-3R ⁵	Alcalifeldspato granito	Rio Madeira	Suíte Teotônio	(z)1387±16 ^c	
RON-128B ²	Sienogranito	Maçiço Alto Candeias	Suíte Alto Candeias	(z)1346±5 ^c	
RON-129 ²	Sienogranito	Maçiço Alto Candeias	Suíte Alto Candeias	(z)1346±5 ^c	
RON-127B ²	Sienogranito	Maçiço Alto Candeias	Suíte Alto Candeias	(z)1338±4 ^c	
JC-264 ²	Monzogranito	São Lourenço	Suíte São Lourenço/Caripunas	(z)1314±13 ^c	
JC-47 ²	Riolito	São Lourenço	Suíte São Lourenço/Caripunas	(z)1312±3 ^c	
CR-68 ⁵	Sienogranito	São Lourenço	Suíte São Lourenço/Caripunas	(z)1309±24 ^c	
S-1579 ⁵	Quartzo Monzonito	Maçiço Santa Clara	Suíte Santa Clara	(z)1081±50 ^c	
SCL-1 ⁵	Sienogranito	Maçiço Santa Clara	Suíte Santa Clara	(z)1074 ^c	

Tabela 13 - Continuação.

AMOSTRA	ROCHA	REGIÃO(TOPONÍMIA)	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	IDADE CRISTALIZ. (Ma)	IDADE METAM. (Ma)
B-599 ⁵	Sienogranito	Maciço Manteiga	Suíte Santa Clara	(z)1082±5 ^c	
B-599 ⁵	Sienogranito	Maciço Manteiga	Suíte Santa Clara	(z)1082±5 ^c	
61-W-361 ⁵ 4	Monzogranito	Maciço Oriente Novo	Suíte Santa Clara	(z)1080±27 ^c	
61-W-3598 ⁵	Alcalifeldspato granito	Maciço Oriente Novo	Suíte Santa Clara	(z)1074±8 ^c	
O-2678 ⁵	Sienogranito	Macico Pedra branca	Granitos Jovens de Rondônia	(z)998±5 ^c	
SC-90-6 ⁵	Alcalifeldspato granito	Maciço São Carlos	Granitos Jovens de Rondônia	(z)995±73 ^c	
WB-124/1 ⁵	Sienito	Maciço São Carlos	Granitos Jovens de Rondônia	(z)974±6 ^c	
MG-JB-1-94 ⁵	Sienogranito	Maciço Massangana	Granitos Jovens de Rondônia	(z)991±4 ^c	
MS-6030 ⁵	Gnaiss granítico	S da Serra São Sebastião	Suíte Serra da Providência	(z)1570±17 ^s	
A-338/B-335 ³	Gnaiss tonalítico	10 km NE de Cachoeirinha	Complexo Jamari	(z)1750±24 ^s	
CR-48 ⁵	Sieno/monzogranito	Rio Urupá	Suíte Serra da Providência	(z)1588±16 ^s	
RO-08 ³	Paragnaisse	23 km SE de Ariquemes/Br-364	Complexo Jamari		(z)1331±8 ^s
WB-70 ⁹	Granulito enderbítico	Ariquemes	Complexo Jamari	(z)1730±22 ^c	
WB-46A/C ⁹	Augengnaiss monzogranítico	Ariquemes	Suíte Serra da Providência	(z)1560 ^c	
AR-3/1 ⁹	Monzogranito	Pedreira Usina de Samuel	Suíte Serra da Providência	(z)1544±05 ^c	
WB-44A ⁹	Augengnaiss sienogranítico	Ariquemes	Suíte Serra da Providência	(z)1526±12 ^c	

Tabela 13 - Continuação.

AMOSTRA	ROCHA	REGIÃO(TOPONÍMIA)	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	IDADE CRISTALIZ. (Ma)	IDADE METAM. (Ma)
WB-51 ⁹	Gnaiss granítico	Ariquemes	Suíte Rio Crespo	(z)1433±11 ^c	
WB-223A ⁹	Granulito charnockítico	Ariquemes	Suíte Rio Crespo	(z)1424±10 ^c	
WB-71 ⁹	Granulito charnockítico	Ariquemes	Suíte Rio Crespo	(z)1433 [#]	
WB-51	Gnaiss granítico	Ariquemes	Suíte Rio Crespo	(z)1492±12 ^s	(z) 1331±9 ^s
WB-250A ⁹	Gnaiss tonalítico	Ariquemes	Complexo Jamari	(z)1750 [#]	
98-JWB-3/A ⁸	Gnaiss tonalítico	Presidente Médici	Complexo Jamari	(z)1631±8 ^c	
98-JWB-10/A ⁸	Gnaiss charno-enderbítico	Jaru	Complexo Jamari	(z)1655±11 ^c	
PG-JS-01 ¹	Gnaiss monzogranítico	Ariquemes	Suíte Serra da Providência	(z)1535±27 ^s	(z)1332±11 ^s
PG-JS-16 ¹	Gnaiss monzogranítico	Ariquemes	Suíte Serra da Providência	(z)1555±19 ^s	(z)1321±27 ^s
PG-JS-19 ¹	Gnaiss sienogranítico	Espigão do Oeste	Suíte Serra da Providência	(z)1545±8 ^s	
PG-JS-26 ¹	Gnaiss tonalítico	Mutum-Paraná	Complexo Jamari	(z)1728±15 ^s	(z) ⁱⁱ 913±67 ^s
PG-JS-32 ¹	Gnaiss monzogranítico	Cacoal	Suíte Serra da Providência	(z)1522±10 ^s	(z)1349±5 ^s
WB-152 ¹⁰	Paragnaisse	Machadinho	Complexo Jamari	(z) ^{*3} 1769 ^s	(z)1662 ^s
JWB-24A ¹⁰	Paragnaisse	Jaru	Complexo Jamari	(z) ^{*4} 1797/1730 ^s	(z)1384 ^s
ET 108 ¹²	Gnaiss charnockítico	Ariquemes	Suíte Serra da Providência		(a)1338±19 ^f
ET 110 ¹²	Anfibolito com granada	Ariquemes	Complexo Jamari		(m)1339±2 ^f

Tabela 13 - Continuação

AMOSTRA	ROCHA	REGIÃO(TOPONÍMIA)	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	IDADE CRISTALIZ. (Ma)	IDADE METAM. (Ma)
ET 121 ¹²	Gnaiss charnockítico migmatizado	Jaru	Suíte Serra da Providência		(a)1428±9 ^r
ET 122 ¹²	Rocha calcissilicática	Vale do paraíso	Complexo Jamari		(a)1215±7 ^r / (t)1155±7 ^r
ET 125 ¹²	Gnaiss granítico milonitizado	Presidente Médici	Suíte Serra da providência		(a)1212±45 ^r
ET 134 ¹²	Rocha calcissilicática	Nova Brasilândia	Grupo Nova Brasilândia		(m)1090±6 ^r
ET 316 ¹²	Rocha calcissilicática	Nova Brasilândia	Grupo Nova Brasilândia		(t)1020±15 ^r
ET 319 ¹²	Augen gnaiss granítico	Nova Brasilândia	Suíte Rio Pardo		(m)993±12 ^r
ET 326 ¹²	Paragneiss	Nova Brasilândia	Grupo Nova Brasilândia		(m)1082±16 ^r
VS ¹³		Mina de Bom Futuro	Complexo Jamari		(m)1327±20 ^m

Minerais analisados; (z) zircão; (m) monazita; (t) titanita; (a) alanita;

Idades de resfriamento^r

Análise U-Pb ID-TIMS^c

Análise U-Pb SHRIMP^s

Análise U-Pb Microsonda^m

ⁱⁱIntercepto inferior; Idade de correlação[#]

*¹Zircões detriticos, idade da população principal (idades das populações secundárias: 2020, 1710, 1500, 1420, 1320, 1300, 1280 Ma);

*²Zircões detriticos, idade da população principal (idades das populações secundárias: 1702, 1765, 1801, 1926, 1967, 2054, 2106 Ma);

*³Idade de cristalização (heranças 1805, 1844, 1868, 1924 Ma e sobrecrecimento ígneo 1589, 1545, 1524 Ma);

*⁴Idades de cristalização, (herança 1829 Ma, recristalização ígnea 1590 Ma).

Silva *et al.* (2002)¹; Tassinari (1996)²; Tassinari *et al.* (1999)³; Rizzotto *et al.* (1999)⁴; Bettencourt *et al.* (1999)⁵; Santos *et al.* (2000)⁶; Santos *et al.* (2001)⁷;

Bettencourt *et al.* (2001)⁸;

Bettencourt *et al.* (2006)^{8a}; Payolla *et al.* (2002)⁹; Payolla *et al.* (2002a)¹⁰; Rizzotto *et al.* (2002)¹¹; Tohver *et al.* (2005)¹²; Souza *et al.* (2003)¹³.

ANEXO III

TABELA GEOCRONOLÓGICA Ar-Ar e Rb-Sr

Tabela 14 - Dados Ar-Ar e Rb-Sr (mineral) complementares de Rondônia.

AMOSTRA	ROCHA	LOCALIZAÇÃO	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	MATERIAL	MÉTODO	IDADE (Ma)
JB-01 ¹	Augengnaise granítico	Br-421/, 5 km SW Ariquemes Encaixante	Suite Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1156±36/TG
JB-02 ¹	Augengnaise granítico	Maciço São Carlos Br-421/, 5 km	Suite Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1150±35/TG
JB-03 ¹	Augengnaise granítico	SW Ariquemes Encaixante	Suite Serra da Providência	Biotita	Ar-Ar	1001±33/TG
JB-04 ¹	Augengnaise granítico	Maciço São Carlos Br-421/, 5 km	Suite Serra da Providência	Biotita	Ar-Ar	913±30/TG
JB-05 ¹	Augengnaise granítico	SW Ariquemes Br-364	Suite Serra da Providência	Feldspato	Ar-Ar	968±33/TG
ET-103 ³	Gnaise bandado	Ariquemes BR-364	Complexo Jamari	Hornblenda	Ar-Ar	1269±3/idade platô
ET-105 ³	Milonito granito de alto grau	Ariquemes	Complexo Jamari	Biotita	Ar-Ar	1130±3/idade platô
ET-107 ³	Granitóide rapakivi	Br-364, Jaru Br-364	Suite Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1310±3/idade platô
ET-108 ³	Gnaise charnockítico	Presidente Médici Br-364	Suite Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1175±/idade platô
ET-110 ³	Anfibolito com granada	Presidente Médici Br-421	Complexo Jamari	Biotita	Rb-Sr	1106±4/TG
ET-113 ³	Augengnaise granítico	Br-364, NW Jaru	Suite Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1188±5/idade platô
ET-113 ³	Augengnaise granítico	Br-364, NW Jaru	Suite Serra da Providência	Biotita	Ar-Ar	1143±3/idade platô
ET-115 ³	Gnaise granítico protomilonítico	Br-364, NW de Jaru	Suite Serra da Providência	Biotita	Ar-Ar	1085±1 (TG)
ET-118 ³	Gnaise granítico migmatizado	Cacaulândia	Suite Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1245±2/1177±2/TG
ET-118 ³	Gnaise granítico migmatizado	Cacaulândia	Suite Serra da Providência	Biotita	Ar-Ar	1091±2/idade platô
ET-118 ³	Gnaise granítico migmatizado	Cacaulândia	Suite Serra da Providência	Biotita	Rb-Sr	1124±3/TG
ET-119 ³	Granulito máfico	Br-364, NW Jaru	Complexo Jamari	Hornblenda	Ar-Ar	1356±3/1317±31/TG

Tabela 14 - Continuação.

AMOSTRA	ROCHA	LOCALIZAÇÃO	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	MATERIAL	MÉTODO	IDADE (Ma)
ET-121 ³	Gnaiss chanoctítico	Br-364, “Curva da Morte”	Suite Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1367±3/idade platô
ET-122 ³	Gnaiss granítico milonitizado	SE de Jaru	Suite Serra da Providência	Biotita	Rb-Sr	1112±4/TG
ET-123 ³	Charnockito	Ouro Preto	Suite Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1155±5/idade platô
ET-123 ³	Charnockito	Ouro Preto	Suite Serra da Providência	Biotita	Ar-Ar	1149±7/TG
ET-123 ³	Charnockito	Ouro Preto	Suite Serra da Providência	Biotita	Rb-Rr	1174±2/TG
ET-125 ³	Gnaiss granítico milonitizado	Presidente Médici	Suite Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1190±6/idade platô
ET-125 ³	Gnaiss granítico milonitizado	Presidente Médici	Suite Serra da Providência	Biotita	Ar-Ar	1104±2/idade platô
ET-126 ³	Ortognaisse bandado	Presidente Médici	Complexo Jamari	Hornblenda	Ar-Ar	1335±5/idade platô
ET-127 ³	Paragnaisse bandado/metaturbidito,	Nova Brasilândia	Grupo Nova Brasilândia	Biotita	Ar-Ar	928±4/idade platô
ET-133 ³	Anfibolito	Nova Brasilândia	Grupo Nova Brasilândia	Hornblenda	Ar-Ar	983±7/idade platô
ET-134 ³	Rocha calcissilicática	Nova Brasilândia	Grupo Nova Brasilândia	Biotita	Ar-Ar	910±/idade platô
ET-135 ³	Anfibolito e gnaiss calcissilicático	Nova Brasilândia	Grupo Nova Brasilândia	Hornblenda	Ar-Ar	966±3/idade platô
ET-304 ³	Gnaiss granítico	NE Ariquemes	Complexo Jamari	Biotita	Rb-Sr	1095±6/TG
GR-04/RO-14 ²	Anfibolito/granito fino	Colorado do Oeste	Suite Metam. Colorado	Biotita	Ar-Ar	1314±6/TG
R0-14A ²	Granada-muscovita granito	Colorado do Oeste	Suite Metam. Colorado	Muscovita	Ar-Ar	1307±2/TG
GR-08/RO-19 ²	Anfibolito/xisto	Colorado do Oeste	Suite Metam. Colorado	Hornblenda	Ar-Ar	1319±10/TG
GR-09/RO-18 ²	Anfibolito/granito “S”	Ponte do rio Enganado	Suite Metam. Colorado	Hornblenda	Ar-Ar	1313±4/TG

Tabela 14 - Continuação.

AMOSTRA	ROCHA	LOCALIZAÇÃO	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	MATERIAL	MÉTODO	IDADE (Ma)
GR-10/RO-24 ²	Anfibolito	Linha 09, Cacoal	Suíte Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1580±5/TG
GR-11/RO-25 ²	Anfibolito/granito	Linha 09, Ccoal	Suíte Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1558±8/TG
GR-12/RO-26 ²	Anfibolito	Linha 10, Cacoal	Suíte Serra da Providência	Hornblenda	Ar-Ar	1565±4/TG
GR-19/RO-36 ²	Anfibolito/charnockito	Ouro Preto d' Oeste	Suíte Serra da Providência	Biotita	Ar-Ar	1131±4/TG
GR-20/RO-39 ²	Charnoquito/Gnaisse granítico	Pedreira do Japonês- Ariquemes	Suíte Serra da Providência	Biotita	Ar-Ar	1190±3/TG

TG – Total Gas Age; Bettencourt et al. (1996)¹; Rizzotto et al. (2002)²; Tohver et al. (2005)³.

ANEXO IV

TABELA GEOCRONOLÓGICA Sm-Nd

Tabela 15 - Dados Sm-Nd (complementares) dos terrenos Jamari e Nova Brasilândia utilizados nesta tese.

AMOSTRA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA	MATERIAL	IDADE ISOCRÔNICA (Ma)	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(T)}$	T_{DM} (Ga)
5260-GR-35 ⁴	Gnaiss quartzo-diorítico	Complexo Jamari	Rocha Total		-12,73	1,89	1,96
2492-GR-59 ⁴	Biotita-hornblenda gnaiss tonalítico	Complexo Jamari	Rocha Total		-17,81	2,23	1,88
5260-GR-6 ⁴	Basalto	Formação Nova Floresta	Rocha Total		-8,78	0,29	1,47
GR-333 ⁴	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	Rocha Total				
JL-78 ⁴	Gnaiss tonalítico	Complexo Jamari	Rocha Total				
PG-GR-10A ²	Monzogranito	Granito rio Branco	Rocha Total		-10,30	-0,40	1,63
PG-GR-18 ²	Anfibolito	Grupo Nova Brasilândia	Rocha Total		2,30	5,00	1,35
PG-GR-20 ²	Granito S	Granito Rio Branco	Rocha Total		-12,60	1,66	1,66
PG-GR-20A ²	Paragnaisse	Grupo Nova Brasilândia	Rocha Total		-15,30	-3,90	1,86
PG-GR-20C ²	Paragnaisse	Grupo Nova Brasilândia	Rocha Total		-15,20	-4,30	1,91
PG-GR-20A1 ²	Paragnaisse	Grupo Nova Brasilândia	Rocha Total		-14,90	-3,80	1,87
PG-GR-23 ²	Granito	Suíte Rio Pardo	Rocha Total		-10,60	0,50	1,52
PT21-1 ¹	Granito	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-14,40	-2,50	1,87
PT39-A ¹	Granito	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-16,90	-0,30	1,76
PT61 ¹	Ortognaisse	Complexo Jamari	Rocha Total		-15,20	0,90	2,17
PT72E1 ¹	Charnockito	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-13,20	1,90	2,08
PT-19 ¹	Gnaiss	Complexo Jamari	Rocha Total		-20,20	-1,80	2,19

Tabela 15 - Continuação.

AMOSTRA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA	MATERIAL	IDADE ISOCRÔNICA (Ma)	$\epsilon_{Na(0)}$	$\epsilon_{Na(T)}$	T_{DM} (Ga)
PT-7 ¹	Gnaisse	Complexo Jamari	Rocha Total		-17,20	0,30	2,04
PT 51 ¹	Dacito	Grupo Roosevelt	Rocha Total		-14,40	3,60	1,70
PT14F-2 ¹	Charnockito	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-18,00	1,90	1,67
PT14F-3 ¹	Trondhjemitó	Complexo Jamari	Rocha Total		-16,10	-2,10	2,08
PT15f ¹	Charnockito	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-17,10	1,40	1,72
PT143 ¹	Gnaisse	Complexo Jamari	Rocha Total		-5,80	-0,70	2,47
PT19 ¹	Diorito	Grupo Nova Brasilândia	Rocha Total		10,70	6,20	1,06
PT-04-1 ¹	Anfibolito	Grupo Nova Brasilândia	Rocha Total		3,80	6,30	1,14
PT-03 ¹	Anfibolito	Grupo Nova Brasilândia	Rocha Total		11,10	4,80	1,48
PT-03A1 ¹	Anfibolito	Grupo Nova Brasilândia	Rocha Total		7,10	6,30	1,14
PT74 ¹	Basalto	Grupo Nova Brasilândia	Rocha Total		-7,10	0,90	1,47
PT02A ¹	Basalto	Grupo Nova Brasilândia	Rocha Total		0,02	4,40	1,20
B -335 ³	Gnaisse tonalítico	Complexo Jamari	Rocha Total		-19,20	-1,50	2,2
B - 250/A ³	Gnaisse tonalítico com granada	Complexo Jamari	Rocha Total		-18,40	0,00	2,06
B -250/A Granada ³	Gnaisse tonalítico com granada	Complexo Jamari	Granada	1303			
WB - 70 ³	Granulito enderbítico	Complexo Jamari	Rocha Total		-17,00	-0,60	2,14
WB - 70 ³	Granulito enderbítico	Complexo Jamari	Rocha Total		-16,40	0,10	2,06

Tabela 15 - Continuação

AMOSTRA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA	MATERIAL	IDADE ISOCRÔNICA (Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	T_{DM} (Ga)
WB -223/B ³	Granulito máfico	Complexo Jamari	Rocha Total		-7,30	3,00	1,86
WB -140 ³	Paragnaisse(migmatito metapelítico)	Complexo Jamari	Rocha Total		-21,10		2,15
WB - 147 ³	Leucognaisse com granada	Complexo Jamari	Rocha Total		-12,80		2,40 a
WB - 147 Granada ³	Leucognaisse com granada	Complexo Jamari	Granada	1303			
WB - 152 ³	Paragnaisse(Migmatito metapelítico)	Complexo Jamari	Rocha Total		-21,90		2,10
M-S-6030 ³	Gnaisse monzogranítico	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-13,30	1,10	1,85
WB - 46/A ³	Augengnaisse monzogranítico	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-14,60	0,80	1,86
WB - 46/C ³	Augengnaisse monzogranítico	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-23,10	-0,70	1,86
AR-3/1 ³	Biotita monzogranito	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-10,40	-0,20	2,07
WB -36 ³	Quartzo-sienito com hornblenda	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-14,70	0,20	1,88
WB -44/A ³	Augengnaisse sienogranítico	Suíte Serra da Providência	Rocha Total		-15,30	0,50	1,84
WB -51 ³	Gnaisse granítico com granada	Suíte Rio Crespo	Rocha Total		-11,30	1,20	1,75
WB -71 ³	Granulito charnockítico	Suíte Rio Crespo	Rocha Total		-12,20	1,20	1,73
WB - 223/A ³	Granulito charnockítico	Suíte Rio Crespo	Rocha Total		-14,60	0,60	1,74
AIJ-13/97 ⁵	Ortognaisse	Complexo Jamari	Rocha Total		-13,79		2,26
AIJ-7J ⁵	Ortognaisse	Complexo Jamari	Rocha Total		-14,84		2,05

Tabela 15 - continuação.

AMOSTRA	ROCHA	UNIDADE ESTRATIGRAFICA	MATERIAL	IDADE ISOCRÔNICA (Ma)	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(T)}$	T_{DM} (Ga)
AIJ-2F ⁵	Paragnaisse	Complexo Jamari	Rocha Total		-18,59		2,07
AIJ-11A/00 ⁵	Orto-anfibolito	Complexo Jamari	Rocha Total		-9,01		1,90
AIJ-14D ⁵	Para-anfibolito	Complexo Jamari	Rocha Total		-9,52		2,12
AIJ-5E ⁵	Xisto	Complexo Jamari	Rocha Total		-11,57		1,97

Sato & Tassinari (1997)¹; Rizzotto (1999)²; Payolla *et al* (2002)³; Santos (2003)⁴; Souza (2003)⁵.

ANEXO V

MAPA TECTONOESTRUTURAL

ANEXO VI

MAPA GEOCRONOLÓGICO

ANEXO VII

MAPA GEOLÓGICO

ANEXO VIII

**VALORES ANALÍTICOS SISTEMA Sm-Nd OBTIDOS NA TESE
(inserir na pg 194 como tabela 10)**



Tabela 15 - Dados analíticos Sn-Nd (rocha-total) das amostras estudadas nesta tese (pg. 194)

Amostra	Rocha	Unidade	Idade (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM} (Ga)
ARI01	Gnaiss charnockítico	Suíte Serra da Providência	1560	14,18	73,52	0,1170	0,511810	-16,15	-0,21	1,93
ARI02	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1560	13,02	68,52	0,1150	0,511850	-15,37	+0,98	1,83
ARI03	Gnaiss charnockítico	Suíte Alto Candeias	1350	11,71	66,83	0,1060	0,511806	-16,23	-0,54	1,74
JIP01	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1510	7,48	35,21	0,1280	0,511916	-14,08	-0,79	1,99
JIP02	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1530	8,57	44,14	0,1170	0,511795	-16,44	-0,81	1,95
OPO01	Charnockito	Suíte Serra da Providência	1555	3,99	17,07	0,1153	0,512007	-12,31	-1,24	2,16
PGJS01	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1550	8,62	47,03	0,1108	0,511582	-20,60	-3,54	2,15
PGJS04A	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1555*	9,56	44,52	0,1298	0,511659	-19,10	-5,82	2,51
PGJS15	Gnaiss quartzo- monzonítico	Suíte Serra da Providência	1554	10,46	49,90	0,1267	0,512027	-11,92	+2,00	1,77
PGJS36	Gnaiss quartzo- sienítico	Suíte Serra da Providência	1555*	10,04	40,46	0,1501	0,512094	-10,60	-1,36	2,26
PGJS46A	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1556*	13,93	75,61	0,1113	0,511752	-17,28	-0,20	1,91
PGJS46B	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1556*	11,32	56,17	0,1218	0,511734	-17,63	-2,66	2,16
PGJS62	Gnaiss sienogranítico	Suíte Serra da Providência	1554*	11,23	53,80	0,1262	0,511796	-16,42	-2,51	2,16
PGJS104	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1555*	19,95	104,22	0,1157	0,511888	-14,63	1,47	1,78
PGJS147A	Gnaiss sienogranítico	Suíte Alto Candeias	1350*	11,14	58,03	0,1161	0,511910	-14,19	-0,36	1,75
PGJS250A	Gnaiss monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1570*	8,76	53,30	0,0993	0,511142	-29,19	-9,61	2,53
PGJS253	Gnaiss charnockítico	Suíte Serra da Providência	1540*	3,86	22,47	0,1038	0,511522	-21,77	-3,44	2,10
1462JS13	Charnockito	Suíte Serra da Providência	1555*	15,24	78,46	0,1174	0,511759	-17,15	-1,30	2,02



Tabela 15 - Continuação.

Amostra	Rocha	Unidade	Idade (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	T_{DM} (Ga)
1462JS35	Gnaíse charnockítico	Suíte Serra da Providência	1550*	8,72	46,24	0,1139	0,511689	-18,51	-2,06	2,05
1462JS34C	Gnaíse charnockítico	Suíte Serra da Providência	1555*	4,41	20,03	0,1330	0,511913	-14,14	-1,49	2,12
1462JS31	Gnaíse monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1555*	25,60	145,83	0,1061	0,511727	-17,77	0,24	1,85
1462JS29	Gnaíse monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1550*	19,23	111,41	0,1043	0,511620	19,86	-1,50	1,97
1462JS23	Sienogranito	Suíte Alto Candeias	1350*	17,50	103,80	0,1019	0,511842	-15,53	+0,75	1,63
1462JS18	Gnaíse monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1550*	18,43	71,11	0,1567	0,512341	-5,79	+2,16	1,86
1462JS37	Gnaíse charnockítico	Suíte Serra da Providência	1560*	10,90	52,10	0,1265	0,511835	-15,66	-1,63	2,10
1462JS43	Gnaíse monzogranítico	Suíte Serra da Providência	1560*	8,14	60,74	0,1180	0,511865	-14,69	+1,06	1,83
2492JL58	Gnaíse charnockítico	Suíte Alto Candeias	1350*	16,57	83,86	0,1195	0,511973	-12,97	+0,38	1,72
2492GR10	Gnaíse monzogranítico	Suíte Rio Crespo	1420*	7,96	46,96	0,1025	0,510662	-16,33	+0,82	1,69
2492GR33	Gnaíse charnockítico	Suíte Serra da Providência	1560*	7,67	40,228	0,1153	0,511671	-18,86	-2,50	2,11
5260GR04	Sienogranito	Suíte Alto Candeias	1340*	15,965	93,32	0,1034	0,511791	-16,52	-0,50	1,72
2150GR45	Gnaíse tonalítico	Complexo Jamari	1760*	6,598	25,793	0,1546	0,512056	-11,36	-1,85	2,55
2492GR34	Gnaíse granodiorítico	Complexo Jamari	1760*	7,039	32,040	0,1328	0,511888	-14,64	-0,20	2,16
2492GR34A	Gnaíse granodiorítico	Complexo Jamari	1760*	13,469	60,1400	0,1354	0,512112	-10,25	+3,60	1,80
2492GR62	Gnaíse quartzodiorítico	Complexo Jamari	1740*	11,332	55,4900	0,1234	0,511814	-16,06	+0,20	2,06
2492JL10	Gnaíse tonalítico	Complexo Jamari	1750*	7,956	37,4000	0,1286	0,511847	-15,42	-0,14	2,13
2492JL73	Gnaíse tonalítico	Complexo Jamari	1750*	8,303	43,2850	0,1160	0,511679	-18,71	-0,59	2,11



Tabela 15 - Continuação

Amostra	Rocha	Unidade	Idade (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM} (Ga)
2492JL78	Gnaiss tonalítico	Complexo Jamari	1760	8,513	48,1500	0,1069	0,511669	-18,9	+4,52	1,95
1462JS1A	Gnaiss granodiorítico bandado	Complexo Jamari	1760*	9,869	47,6470	0,1252	0,512041	-11,64	+1,37	1,71
1462JS07	Gnaiss granodiorítico milonítico	Complexo Jamari	1750*	12,852	56,7530	0,1369	0,511912	-14,17	-0,86	2,23
1462JS07A	Gnaiss granodiorítico	Complexo Jamari	1750*	5,630	24,8130	0,1371	0,512063	-11,21	+2,18	1,93
1462JS23B	Gnaiss tonalítico bandado	Complexo Jamari	1730*	8,514	45,6790	0,1127	0,51184	-15,57	+3,09	1,80
1462JS27	Gnaiss tonalítico	Complexo Jamari	1750*	15,582	90,6400	0,1039	0,511858	-17,77	+5,65	2,01
PGJS4B	Granulito tonalítico	Complexo Jamari	1750*	4,913	20,858	0,1424	0,511965	-13,12	-0,94	2,29
PGJS4C	Granulito máfico	Suíte Serra da Providência	1552*	1,332	5,624	0,1431	0,512329	-6,03	+4,44	1,53
PGJS18	Gnaiss paraderivado	Complexo Jamari	1760*	9,082	39,461	0,1391	0,511812	-16,12	-3,12	2,51
PGJS55	Granulito tonalítico	Complexo Jamari	1730*	4,568	25,000	0,1105	0,511657	-19,14	0,00	2,03
PGJS93	Granulito tonalítico	Complexo Jamari	1750*	2,686	12,566	0,1292	0,512031	-11,85	+3,33	1,81
PGJS102	Gnaiss tonalítico	Complexo Jamari	1750*	5,755	34,564	0,1006	0,5117000	-18,29	+3,30	1,80
PGJS205	Gnaiss granodiorítico	Complexo Jamari	1750*	8,191	41,613	0,1190	0,511730	-17,72	-0,27	2,10
PGJS218	Gnaiss granodiorítico	Complexo Jamari	1750*	6,451	32,310	0,1207	0,511717	-17,98	-0,90	2,16
PGJS243	Gnaiss granodiorítico	Complexo Jamari	1750*	9,685	45,085	0,1299	0,512042	-11,62	+3,39	1,80

Determinações realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília/UnB ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, erro = 1σ);
 Idades-modelo calculadas para manto depletado de acordo com DePaolo (1981); idade de correlação*;
 Valores CHUR usados no cálculo do ϵ_{Nd} : $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1966$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512538$.



ANEXO IX

LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS, ANÁLISES QUÍMICAS E GEOCRONOLÓGICAS

