

## Geologia e Geocronologia da Suíte Metamórfica Colorado e suas Encaixantes, SE de Rondônia: Implicações para a Evolução Mesoproterozóica do SW do Cráton Amazônico

Gilmar José Rizzotto<sup>1</sup>, Jorge Silva Bettencourt<sup>2</sup>, Wilson Teixeira<sup>2</sup>, Igor Ivory Gil Pacca<sup>3</sup>,  
Manoel Sousa D'Agrella Filho<sup>3</sup>, Paulo Vasconcelos<sup>4</sup>, Miguel Angelo Stipp Basei<sup>2</sup>,  
Artur Takashi Onoe<sup>5</sup>, Cláudia Regina Passarelli<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Serviço Geológico do Brasil - CPRM

Av. Lauro Sodré, 2.561, CEP 78904-300, Porto Velho, RO, BRA

<sup>2</sup>Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

<sup>3</sup>Instituto Astronômico, Geofísico e de Ciências Atmosféricas - USP, São Paulo, SP, BRA

<sup>4</sup>Queensland University, Brisbane, AUS

<sup>5</sup>Centro de Pesquisas Geocronológicas - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

<sup>6</sup>Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

**Palavras-chave:** Craton Amazônico, Proterozóico; rochas básicas, geocronologia <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar.

### RESUMO

A utilização integrada dos dados geológicos e geocronológicos (U-Pb, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar e Rb-Sr) definiu um importante evento tectono-magmático na região compreendida entre Colorado do Oeste e Cabixi no extremo sudeste de Rondônia. Permitiu também caracterizar a Suíte Metamórfica Colorado: associação de rochas polideformadas em condições metamórficas da fácies anfibolito superior, assim representada: 1) metamonzogranitos porfiríticos associados a anfibolitos (magmatismo bimodal); 2) intercalações de metassedimentares clásticas e químicas (sillimanita xistos e formações ferríferas); 3) muscovita-granada leucogranitos e 4) máficas/ultramáficas intrusivas. As rochas máficas da Suíte Metamórfica Colorado ocorrem como corpos isolados e preservados da deformação regional. Constituem metagabros acamados de granulação grossa, com textura ígnea cumulática preservada. Três frações de zircão analisadas para U/Pb da amostra RO-10 alinham-se em uma discórdia com idade de intercepto superior de  $1352 \pm 4/-3$  Ma (MSWD = 0,18), interpretada como a idade de cristalização. Os metamonzogranitos porfiríticos foram datados por Rb-Sr isocronico em rocha total (RO-15; monzogranito e anfibolito - facies máfico e félsico), definindo idade de  $1360 \pm 45$  Ma e razão inicial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de  $0,7040 \pm 0,0012$  (MSWD = 9,2). Uma amostra de aplito subconcordante com a foliação regional forneceu idade de  $1360 \pm 13$  Ma. Cristais de muscovita de um leucogranito anatético (RO-14) foram datados por <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, resultando em idades plateau de  $1312 \pm 3$  Ma (grão 1) e  $1303 \pm 2$  Ma /  $1305 \pm 2$  Ma (grão 2). O grão 3 apresentou um espectro isotópico heterogêneo, cuja idade integrada é de  $1289 \pm 2$  Ma. Hornblenda de duas amostras de anfibolitos (RO-18 e 19), produziram as seguintes idades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, respectivamente:  $1313 \pm 4$  Ma;  $1313 \pm 6$  Ma e  $1312 \pm 3$  Ma;  $1325 \pm 3$  Ma;  $1326 \pm 2$  Ma /  $1330 \pm 3$  Ma. A idade média ponderada é de  $1319 \pm 10$  Ma, sendo interpretada como a melhor estimativa da época do resfriamento metamórfico regional. Os dados aqui apresentados permitem sugerir a atuação de um evento tectono-magmático no extremo SE de Rondônia com idade entre 1,36 – 1,32 Ga. Esse evento é anterior à evolução do Terreno Nova Brasilândia (1215 - 1110 Ma). Entretanto, face ao pequeno número de datações, a caracterização inequívoca de uma orogenia nesse período de tempo é ainda discutível. Idades semelhantes são encontradas em rochas intrusivas no embasamento policíclico da porção central de Rondônia, as quais são compatíveis com modelos tectônicos para a evolução mesoproterozóica do SW do Cráton Amazônico.

**Keywords:** Amazonian Craton, Proterozoic, basic rocks,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology.

## ABSTRACT

Combined geochronological (U-Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , and Rb-Sr) geological data help define an important tectonomagmatic event in the Colorado do Oeste and Cabixi regions, southeastern Rondônia, Brazil, and characterize the Colorado Metamorphic Suite (CMS), well represented by rock assemblages which experienced deformation and metamorphic recrystallization (upper-amphibolite facies). The suite is composed of: 1) porphyritic monzogranite associated with amphibolite (bimodal magmatism), 2) interlayered clastic and chemical metasedimentary rocks (sillimanite schists and iron formation), 3) muscovite-garnet leucogranite, and 4) mafic-ultramafic intrusive rocks. The CMS mafic rocks occur as undeformed isolated bodies of layered coarse-grained metagabbro, still preserving typical cumulate igneous texture. U-Pb zircon isotopic data for three fractions of sample RO-10 define a discordia with an upper intercept (crystallization) age of  $1352 \pm 4/-3$  Ma (MSWD = 0.18). The porphyritic orthogneisses (RO-15; monzogranite and amphibolite) yielded a Rb-Sr whole rock isochron age of  $1360 \pm 45$  Ma, and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7040 \pm 0.0012$  (MSWD = 9.2). One sample of aplite that is subparallel to the main regional foliation has furnished an age of  $1360 \pm 13$  Ma. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data for muscovite from an anatectic leucogranite (RO-14) yielded plateau ages of  $1312 \pm 3$  Ma (grain 1), and  $1303 \pm 2$  Ma/ $1305 \pm 2$  Ma (grain 2). Grain 3 presented a heterogeneous isotopic spectrum, the integrated age being  $1289 \pm 2$  Ma. Hornblende from two amphibolite samples yielded  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau ages of  $1313 \pm 4$  Ma;  $1313 \pm 6$  Ma and  $1312 \pm 3$  Ma (RO-18), and  $1325 \pm 3$  Ma;  $1326 \pm 2$  Ma;  $1330 \pm 3$  Ma (RO-19). The weighted-mean age is  $1319 \pm 10$  Ma, and is interpreted as the best estimated age for regional metamorphic cooling. These data suggest that southeastern Rondônia was affected by a tectonomagmatic event at ca. 1.36 - 1.32 Ga, predating the evolution of the Nova Brasilândia Terrane (1215 - 1110 Ma). However, the unequivocal characterization of an orogeny referred to the time interval 1.36 - 1.32 Ga is still uncertain due to scarcity of geochronological data in the region. Similar ages are reported for correlatable intrusive rocks which cut the polydeformed basement rocks of central Rondônia. Thus, these ages are compatible with available Mesoproterozoic tectonic models for the SW Amazonian Craton.

## INTRODUÇÃO

São discutidas análises  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U-Pb e Rb-Sr obtidas em amostras de granitóides e anfíbolitos, coletados ao longo de uma transecta no Terreno Nova Brasilândia, na região compreendida entre Colorado do Oeste e Cabixi (extremo sudeste do estado de Rondônia). O estudo geocronológico objetivou trazer uma visão preliminar da idade dos episódios magmáticos e metamórficos que afetaram a região, tendo como base comparativa o conhecimento prévio do quadro paleotectônico do SW do Cráton Amazônico sustentado, em especial, por conjunto significativo de datações U-Pb. Deste modo, a interpretação integrada com dados da literatura permitiu caracterizar com maior segurança os eventos tectônicos ocorridos durante a evolução crustal mesoproterozóica.

A região, objeto do estudo, integra um domínio evolutivo multi-orogênico, representado pelas províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,30 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1,3 - 1,0 Ga) (e.g., Tassinari *et al.*, 2000). A evolução geológica, tanto da província Rondoniana-San Ignácio como da Sunsás/Aguapeí (e.g., Litherland *et al.*, 1986), incluiu eventos de distensão crustal com geração de rochas plutônicas bimodais, metamorfismo e deformação, além de

extensas coberturas de plataforma (Gr. Aguapeí; Fm. Palmeiral, Fm. Prosperança etc). O Grupo Aguapeí, em especial, apresenta estilo tectônico variável desde depósitos sedimentares: horizontais, ou suavemente dobrados, até seqüências metamorfasadas (facies xisto verde), com dobramentos e cisalhamento, produzindo planos de foliação verticais (e.g., Grupo Sunsás em território Boliviano). Santos *et al.* (2001), com base em geocronologia U-Pb e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , redefiniram o Ciclo Orogênico Sunsás (Litherland *et al.*, 1986), subdividindo-o em três eventos distintos: 1320 - 1350 Ma; 1200 - 1230 Ma e 1100 Ma.

Num contexto global, o quadro evolutivo do SW do Cráton Amazônico compara-se ao da Província Grenville (Laurentia e Báltica), onde são registrados episódios contemporâneos de magmatismo, metamorfismo e deformação, com geração de material juvenil e/ou de retrabalhamento crustal (Gower, 1996).

## GEOLOGIA REGIONAL

As rochas do embasamento policíclico no centro-leste do estado de Rondônia podem ser agrupadas em cinco associações litológicas, conforme corroborado por dados

geológicos e parâmetros isotópicos U-Pb e Sm-Nd (Bettencourt *et al.*, 1999; Payolla *et al.*, 2002):

1. gnaiss tonalítico (1,75 Ga);
2. granulito enderbítico (1,73 Ga) – ambas remanescentes de um arco magmático paleoproterozóico;
3. paragnaisses (zircões detríticos com idades entre 1,81 e 1,67 Ga);
4. augen-gnaiss de composição granítica-charnockítica-mangerítica (1,57 a 1,53 Ga), correlacionáveis à Suíte Intrusiva Serra da Providência; e
5. gnaisses graníticos finos e granulitos charnockíticos em conjunto com as suítes Santo Antônio e Teotônio (1,43 a 1,39 Ga), temporalmente correlacionados à orogenia Santa Helena (Gerald *et al.*, 2001).

Essa orogenia desenvolveu-se há 1,45 - 1,42 Ga na região sul de Mato Grosso, acompanhada por atividades ígneas anorogênicas na margem continental, a exemplo da suíte bimodal Rio Branco (1,47 - 1,42 Ga), que se encontra confinada no chamado Terreno Alto Jauru (1,79 - 1,74 Ga). As diferentes associações litológicas do embasamento exibem um conjunto de idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em anfibólio e mica (Bettencourt *et al.*, 2002) que reiteram o caráter policíclico da evolução crustal. Os intervalos de idade detectados (1070 - 1080 Ma, 1130 - 1190 Ma, 1240 - 1260 Ma, 1315 - 1370 Ma, 1540 - 1565 Ma), marcariam a existência de episódios metamórficos e magmáticos, em consonância com modelos tectônicos existentes, associados aos processos de retrabalhamento crustal durante as orogêneses Rondoniana-San Ignácio e Sunsás/ Aguapeí.

Representando uma das seqüências metaplutono-sedimentares do Mesoproterozóico da Província Sunsás/ Aguapeí na região central de Rondônia, o Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto, 1999) é o principal constituinte litoestratigráfico do Terreno Nova Brasilândia (Scandolar *et al.*, 1999) (Terreno segundo a concepção de Jones *et al.*, 1983). As litologias deste Grupo estão expostas em duas bacias distintas por conta da cobertura sedimentar (Figura 1), e representam associações típicas de rifts intracontinentais evoluídos para margem passiva (Rizzotto, 2001). São caracterizadas por sedimentação clástica de mar profundo por mecanismo de correntes de turbidez contemporânea com o magmatismo máfico. Os sedimentos são predominantemente continentais, representados por arcóseos ricos em plagioclásio, originados de fonte mista a partir de uma rápida erosão e sedimentação. O Grupo Nova Brasilândia é assim constituído:

• **Fm. Migrantinópolis:** metaturbidítica, terrígeno-carbonática (dominante): xistos, paragnaisses, quartzitos, metarenitos e filitos.

• **Fm. Rio Branco:** magmatismo bimodal máfico-félsico: metagabros, anfibolitos, metabasitos, granitos do tipo A, e associações químico-exalativas.

As rochas do Grupo Nova Brasilândia exibem trends estruturais semelhantes em ambas as bacias, mostrando eixos de dobras segundo EW e WNW-ESE, que resultam de tectonismo superimposto. O metamorfismo regional situa-se na facies anfibolito superior, localmente na facies xisto verde. Regionalmente, ocorrem unidades metassedimentares, metaplutônicas e plutônicas bimodais, sendo que estas últimas causaram hidrotermalismo variável na bacia.

Os principais marcos evolutivos do Terreno Nova Brasilândia, com base em geocronologia U-Pb (SHRIMP e convencional) são (Rizzotto, 1999; Santos, 2000):

a. Idades em zircões detríticos de paragnaisses revelam a participação de fontes crustais de idades paleoproterozóica e mesoproterozóica. O maior agrupamento das idades é de  $1215 \pm 20$  Ma. O grupo de zircões mais jovem ( $1122 \pm 12$  Ma) representa a idade máxima da sedimentação do Grupo Nova Brasilândia.

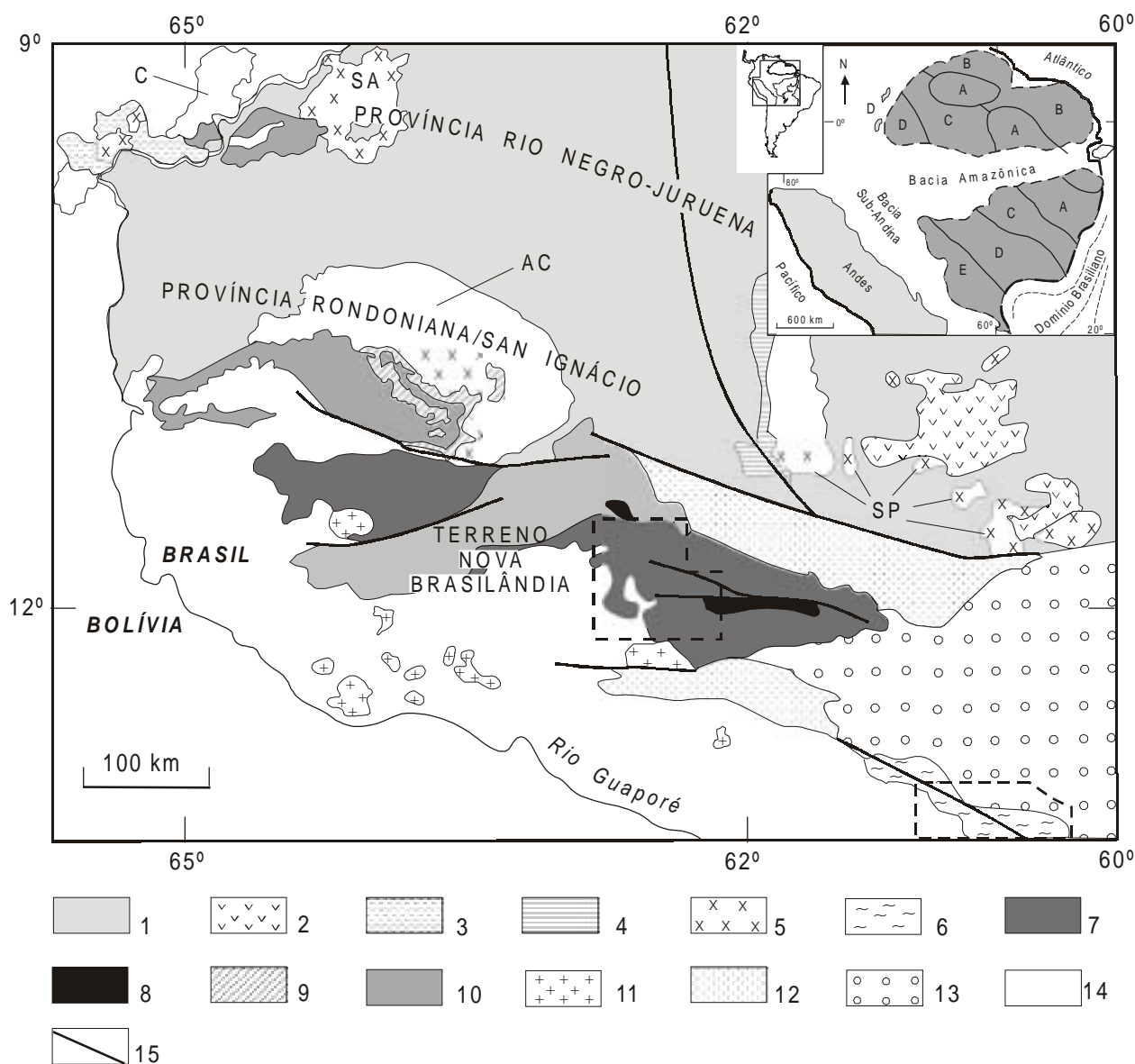
b. Geração do Granito Rio Branco há  $1113 \pm 53$  Ma. Esses corpos graníticos ocorrem como lentes métricas intercaladas em anfibolitos, controlados por uma tectônica transcorrente de alto ângulo. São classificados como biotita monzogranitos miloníticos.

c. Geração de granitos sintectônicos há  $1110 \pm 8$  Ma. Trata-se de plutonismo gerado por anatexia parcial dos metaturbiditos Nova Brasilândia, durante o pico metamórfico/deformacional, sinalizando o episódio de fechamento da bacia.

d. Episódio metamórfico contemporâneo ( $1110 \pm 10$  Ma), representado por zircões neoformados em metagabro de facies anfibolito superior (com feições ígneas parcialmente preservadas).

e. Geração do Granito Rio Pardo há  $1005 \pm 41$  Ma, marcando a fase tardia pós-tectônica da evolução da orogenia Sunsás/ Aguapeí.

Na porção oriental do escudo Boliviano, as estruturas observadas nas rochas do Complexo Lomas Maneches, Complexo Chiquitania, Supergrupo San Ignácio e Grupo Sunsás, são registros de um regime tectônico similar àque-



Obs.: Províncias Rio Negro-Juruena e Rondoniana/San Ignácio (limites transicionais indefinidos)

**Figura 1.** Esboço geológico do setor SW do Cráton Amazônico, identificando o Terreno Nova Brasilândia (adaptado de Rizzotto, 2001). **1)** embasamento policíclico; **2)** seqüência metavulcano-sedimentar Roosevelt; **3)** seqüência metavulcano-sedimentar Mutum Paraná; **4)** Grupo Beneficente; **5)** suites granitóides intrusivas: SP = Serra da Providência, C = Caripunas, SA = Santo Antônio, AC = Alto Candeias; **6)** Suite Metamórfica Colorado; **7)** Grupo Nova Brasilândia; **8)** rochas máficas do Grupo Nova Brasilândia; **9)** rochas máficas da Fm. Nova Floresta; **10)** seqüências supracrustais da orogênese Sunsás/Aguapeí; **11)** granitóides pós-tectônicos da orogenia Sunsás/Aguapeí; **12)** cobertura paleozóica; **13)** cobertura mesozóica; **14)** cobertura recente; **15)** estruturas principais. Inset: configuração do Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas [A = Amazônia Central; B = Maroni-Itacaiunas; C = Ventuari-Tapajós; D = Rio Negro-Juruena; E = Rondoniana-Sunsás (indiviso)]. Os destaques delineados representam a área de estudo.

le que atuou no Terreno Nova Brasilândia. É comumente observada a presença de uma foliação pretérita originada por cavalgamento oblíquo ( $D_1$ ), em condições metamórficas da facies anfíbolito, sendo seccionada por falhas transcorrentes ( $D_2$ ) que promoveram retrometamorfismo em facies xisto verde (rochas dos Complexos Lomas Maneches e Chiquitania). O padrão estrutural é dominado por sistemas transcorrentes de cinemática dextral que imprimiram uma foliação milonítica subverticalizada de direção  $N20^\circ - 40^\circ W$ . Granitos intrusivos pós  $D_2$  (Granito Casa de Piedra, Nomoca) marcam o limite final da orogenia Sunsás no oriente boliviano.

A evolução tectônica do Terreno Nova Brasilândia (Rizzoto, 2001) incluiu dois ciclos de encurtamento e extensão crustal, no período 1120 – 980 Ma, com contribuição de magmatismo intraplaca. Tais eventos, de natureza metamórfico-deformacional, tiveram grande abrangência geográfica no estado de Rondônia:

**1. Ciclo Orogênico Nova Brasilândia:** extensão continental; geração de rift com plutonismo intraplaca, sedimentação turbidítica seguido por transpressão e espessamento crustal (1122 – 1110 Ma);

**2. Ciclo de extensão e colapso pós-orogênico (1005 – 980 Ma):** geração de várias bacias em fase de estabilização cratônica. O magmatismo intraplaca (bimodal) teve caráter recorrente e foi acompanhado por tectonismo (*e.g.*, zonas de transcorrências datadas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em 970 – 965 Ma; Rizzotto, 2001). Seguiu-se a instalação das zonas de transcorrências coincidentes com o eixo do paleo-rift do Grupo Nova Brasilândia.

Associado à evolução do Terreno Nova Brasilândia ocorreu importante magmatismo máfico na Serra dos Pacaás Novos (Fm. Nova Floresta; basaltos e gabros epizonais), com idades K-Ar de 1040 - 980 Ga (Teixeira, 1990) e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $1062 \pm 3$  Ma (Tohver *et al.* 2002). Estas idades indicam a contemporaneidade com outras atividades ígneas que ocorrem dispersas na margem continental, a exemplo da Suíte Bimodal Rio Branco (Gerald *et al.*, 2001) e da Suíte Intrusiva Santa Clara (Bettencourt *et al.*, 1999). Segundo o modelo tectônico de Rizzotto (2001) as manifestações ígneas ainda mais jovens (representadas pelos “Younger Granites”: 1000 - 974 Ma) no SW da Amazônia marcariam a etapa de cratonização. Alternativamente, contudo, Bettencourt *et al.* (1999) consideram que estes plutons, juntamente com a Suíte Santa Clara, sejam produtos do estágio colisional da orogenia Sunsás.

A Suíte Metamórfica Colorado ocorre no extremo su-

deste de Rondônia, correspondendo a uma unidade litotectônica independente do Terreno Nova Brasilândia. Constitui-se de rochas polideformadas em condições metamórficas da facies anfíbolito superior, representadas por:

1. metamonzogranitos porfiríticos associados a anfíbolitos (magmatismo bimodal máfico e félsico);
2. intercalações de rochas metassedimentares clásticas e químicas (sillimanita xistos e formações ferríferas);
3. muscovita-granada leucogranitos; e
4. rochas máfico/ultramáficas intrusivas.

O magmatismo bimodal possui distribuição regional e está representado por anfíbólio-biotita metamonzogranitos porfiríticos que se mostram intrusivos nas rochas máficas, estas transformadas em anfíbolitos de granulação média a fina. A feição mais característica dessa associação é a migmatização que acompanhou o cisalhamento de alto ângulo, resultando em foliação milonítica sigmoidal e boudins de anfíbolito.

## DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS

Quatro rochas da Suíte Colorado e uma do embasamento regional foram objeto de estudos geocronológicos. A amostragem foi realizada ao longo de um perfil na bacia SE do Terreno Nova Brasilândia.

### Amostra R0-10

Afloramento amostrado para datação pelo método U-Pb convencional em zircão. Trata-se de um leucograbro de grão grosso, representativo do magmatismo máfico que ocorre nas proximidades de Colorado do Oeste (GPS  $13^\circ 08.135' S$ ;  $60^\circ 32.439' W$ ). No afloramento observa-se estrutura de fluxo magmático (acamadamento alternado por fases minerais de grão grosso e fino), texturas cumuláticas e foliação metamórfica incipiente (não penetrativa).

### Amostra R0-15

Afloramento amostrado para datação pelo método



Rb-Sr isocrônico em rocha total. Trata-se de ortogneisse porfiroclástico que aflora em pedreira no trajeto Cabixi-Cerejeiras (GPS 13° 11.221' S; 60° 33.702' W). A rocha gnáissica está associada a anfibolito, porém as relações de contato são híbridas por conta de cisalhamento penetrativo. O conjunto de rochas pode, inclusive, representar um magmatismo bimodal máfico-félsico, por analogia com o contexto geológico regional. Uma fase aplítica/pegmatítica, parcialmente discordante da foliação milonítica regional também está presente no afloramento. As amostras foram selecionadas para datação observando a variação faciológica (máfica a félsica) das litologias, incluindo um exemplar da fase aplítica discordante.

### Amostras R0-14A, R0-18 e R0-19

As três amostras foram coletadas ao sul de Colorado do Oeste para estudo isotópico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . A amostra R0-14A (GPS 13° 09.451' S; 60° 33.325' W) representa um granitóide (blocos in situ) com muscovita e granada (granito S gerado, possivelmente, pela fusão dos xistos encaixantes), apresenta fraca foliação, e se encontra associada a blocos de anfibolito, embora o contato não seja visível. Neste afloramento e, nos dois outros estudados (ver abaixo), segregações magmáticas, tardias ao processo milonítico são observadas, e resultam possivelmente de fluidos metamórficos os quais percolaram os planos de foliação/bandamento do granitóide.

As duas outras amostras representam anfibolitos (R0-18; GPS 13° 08.062' S; 60° 38.048' W e R0-19; GPS 13° 08.125' S; 60° 39.449' W), encaixados nos xistos. Ocorrem num contexto geológico semelhante ao do afloramento R0-14, uma vez que se observam também injeções e segregações graníticas nos locais. Contudo, estes afloramentos (anfibolito) apresentam-se fortemente transpostos, exibindo foliação subvertical.

## MÉTODOS ISOTÓPICOS

### Análises U-Pb

Na amostra R0-10, os cristais de zircão, observados em lupa, são prismáticos, transparentes, incolores, com bi-terminação bem desenvolvida e contém raras inclusões. Trata-se de cristais muito pequenos, e esta característica

impediu, inclusive, que fossem submetidos ao rotineiro processo de abrasão.

A metodologia U-Pb no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP segue os procedimentos químicos de Krogh (1973, 1982) e Corfu (1996). Três concentrados de frações de zircão foram obtidos no leucogabro R0-10 com base na susceptibilidade magnética variável de uma população homogênea de zircões (características descritas na Tabela 1). Posteriormente, houve seleção dos melhores cristais por catação em lupa binocular.

O método químico U-Pb utiliza-se de micro-bombas de teflon (envoltas em kit de aço) sendo que o U e Pb foram isolados em colunas de cromatografia preenchidas de resina aniônica (Krogh, 1973) com emprego da técnica da diluição isotópica (Parrish *et al.*, 1987) e do spike de  $^{205}\text{Pb}$  (7 $\mu\text{l}$ ). O branco total durante as análises foi de 50pg/g (Basei *et al.*, 1995). Os resultados foram calculados com base no programa Isoplot (Ludwig, 1998). As constantes utilizadas foram as recomendadas por Steiger & Jäger (1977).

### Análises Rb-Sr em rocha total

Quatorze análises Rb-Sr foram selecionadas dos ortogneisses porfiroclásticos (R0-15). As razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , determinadas no CPGeo por diluição isotópica (Tabela 2), possuem erros absolutos ao nível  $2\sigma$ , tendo sido corrigidas para o valor médio do NBS-987 standard [ $0.710254 \pm 0.000022$  ( $2\sigma$ )], e normalizadas para  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ . Para o cálculo isocrônico utilizou-se o programa de Ludwig (1999), e as constantes de decaimento aplicadas no caso são as recomendadas por Steiger & Jäger (1977). O branco laboratorial do procedimento químico foi de 4 ng de Sr, durante o período das análises.

### Análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

O método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  no CPGeo exige o uso do reator nuclear (IEA-R1) do Instituto de Pesquisas Energéticas – IPEN (USP), necessário à ativação neutrônica das amostras, operando em 2 mega-Watts. A irradiação das amostras se dá em conjunto com um padrão internacional (Fish Canyon-sanidina) para monitoramento do fluxo de nêutrons, com controle complementar de outros padrões internacionais (GA-1550-biotita, AC-sanidina, Hb3gr-hornblenda). Ensaio experimental com nêutrons rápidos,

Tabela 1. Dados analíticos U/Pb em zircão para o leucogabro RO-10.

SPU	Magnetic fraction	Mineral	207/235#	Erro (%)	206/238#	Erro (%)	207/206#	Erro (%)	206/204*	U (ppm)	Pb (ppm)	Weight (mg)	206/238 AGE Ma	207/235 AGE Ma
-----	-------------------	---------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	---------	----------	-------------	----------------	----------------

**CRONO 4 - Quartzo Diorito OBS: zircões semelhantes ao tipo T e S Pupin**

1683	M -2	P(2/1), Py, Dt, C, I, F	5,43581	0,759	0,299708	0,753	0,131542	0,0973	1442,1	234,60	83,10	0,059	1690	1891
1684	M -3	P(2/1), Py, Dt, C, I, F	5,51934	0,585	0,304578	0,577	0,131428	0,0962	1031,1	260,90	94,94	0,052	1714	1904
1686	M -5	P(2/1), Py, Dt, C, I, F	6,39946	0,667	0,343175	0,651	0,135247	0,145	768,5	138,87	57,09	0,047	1902	2032
1765	M -2AA	P(2/1), Py, Dt, C, I, F (AA)	5,78463	0,612	0,315651	0,603	0,132913	0,104	930,1	252,37	96,17	0,044	1769	1944
1766	M -4 AA	R, I, F (AA)	6,67809	0,633	0,357056	0,626	0,135648	0,0952	530,3	212,56	94,23	0,026	1968	2070
1685	M -4	P(2/1), Py, Dt, C, I, F	5,53478	0,637	0,303242	0,637	0,132376	0,0892	698,0	258,54	95,12	0,050	1707	1906

**RO-10 - Leucogabro**

1580	NM 1.0 B	P(2-3/1), Dt, Py, T, C, C/IF	2,59909	0,518	0,219445	0,507	0,0859005	0,102	451,3	267,05	65,95	0,045	1279	1300
1581	NM 1.0 C	P(2-3/1), Dt, Py, T, C, C/IF	2,64714	0,502	0,223051	0,495	0,0860741	0,083	4560,9	213,64	48,39	0,040	1298	1314
1719	NM (4)	P(2-3/1), Dt, Py, T, C, C/IF	2,75948	0,549	0,23121	0,543	0,0865291	0,0801	1187,2	183,17	44,21	0,065	1341	1344

**LEGENDA**

SPU: laboratory number

Magnetic fractions: numbers in parentheses indicated the tilt used on Frantz separator at 1.5 amp. current

# Radiogenic Pb corrected for blank and initial Pb; U corrected for blank;

\* Not corrected for blank or non-radiogenic Pb

Total U and Pb concentrations corrected for analytical blank

Ages: given in Ma using Ludwig Isoplot/Ex program (1998), decay constants recommended by Steiger and Jäger (1977).

**TIPOLOGIA - ZIRCÃO**

FORMA	COR/TRANSPARÊNCIA	CARACTERÍSTICAS INTERNAS
P(x/y)	T	Cl
P1(x/y)	Ot	I
Dt	C	F
Py		Mz
Tb		
R		
Fr		

epitermais e termiais, com utilização de película de ouro na posição 58-5 no reator IEA-R1 indicam valores de fluxo de nêutrons comparáveis aos de outros reatores utilizados na geocronologia  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (McDougall & Harrison, 1999, p. 56). A irradiação contemporânea de grãos de  $\text{CaSi}_2$  sintético e do sal  $\text{K}_2\text{SO}_4$  permitiu obter fatores de correção - derivados das reações  $^{40}\text{Ca} (\eta, \eta\alpha)$   $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ca} (\eta, \alpha)$   $^{37}\text{Ar}$ , e  $^{42}\text{Ca} (\eta, \alpha)$   $^{39}\text{Ar}$  e  $^{40}\text{K} (\eta, p)$   $^{40}\text{Ar}$  - similares aos valores obtidos em outros reatores (McDougall & Harrison, 1999).

O laboratório  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  do CPGeo utiliza uma fonte laser de argônio (480 - 540 nm) para extrações em etapas ou por fusão total das amostras irradiadas. Um sistema de extração e purificação de argônio de ultra-alto-vácuo está conectado ao espectrômetro de massa de alta sensibilidade MAP-215-50, totalmente automatizado, o qual é controlado por programa do Berkeley Geochronological Center, EUA. Nas três análises realizadas para o presente trabalho foi utilizado um filtro (densidade óptica de 0,6), com a finalidade de melhorar a resolução do incremento do laser.

As amostras minerais foram obtidas a partir de um concentrado primário na granulometria entre 0.2 - 2.0 mm, e posterior catação em lupa. Os grãos selecionados (cada amostra em triplicata) foram acondicionados em discos de alumínio, cujo conjunto foi selado em ampola de quartzo e dispostos num recipiente colunar de cádmio. A irradiação com nêutrons rápidos no reator IEA-R1, ocorreu por um

período de 142 horas. Posteriormente à irradiação, os grãos minerais foram transferidos um a um para disco de cobre, que foi inserido no porta-amostras do sistema de extração/purificação de argônio do CPGeo. A operação de rotina do sistema se deu em condições de vácuo de  $10^{-9}$  torr. O valor médio J obtido, com base na média de 20 análises de padrões FC-sanidina, indicou  $J = 0,016722 \pm 0,000009$ . Detalhes sobre os procedimentos da rotina  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  no CPGeo estão reportados em Vasconcelos *et al.* (2002).

A tabela 3 apresenta os resultados analíticos, cada grão tendo sido objeto de 10 incrementos, à exceção do grão 01 da amostra R0-14A que foi analisado sem o filtro óptico.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

As rochas máficas da Suíte Metamórfica Colorado ocorrem como corpos isolados, bem preservados estruturalmente, constituindo, possivelmente, “megapods” resultantes da deformação regional. Constituem metagabros acamadados de granulação grossa, com textura ígnea cumulática preservada, a exemplo da amostra R0-10 que foi objeto da datação U-Pb (Figura 2). Três frações de zircão analisadas desta amostra alinham-se em uma discórdia com idade de intercepto superior de  $1352 \pm 4 / -3$  Ma (MSWD = 0,18), interpretada como a idade de cristalização.

Tabela 2. Dados analíticos Rb/Sr em rocha total para o ortognaisse R0-15.

Rocha	Nº. Campo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
Gnaisse	RO-15B	41,6	359,9	0,335012	0,002689	0,709750	0,000036
Gnaisse	RO-15N	87,4	204,1	1,242033	0,015330	0,729697	0,000037
Gnaisse	RO-15E	74,8	155,0	1,399897	0,045013	0,731135	0,000037
Gnaisse	RO-15A	101,6	201,2	1,465390	0,046884	0,732385	0,000146
Gnaisse	RO-15C	95,8	178,0	1,561807	0,007027	0,734782	0,000037
Gnaisse	RO-15M	93,8	146,6	1,857434	0,029436	0,740548	0,000044
Gnaisse	RO-15I	96,8	144,2	1,950083	0,067085	0,742058	0,000045
Gnaisse	RO-15L	99,4	143,5	2,011771	0,016510	0,743267	0,000030
Gnaisse	RO-15D	124,2	178,0	2,026646	0,006681	0,744024	0,000037
Gnaisse	RO-15G	92,4	122,7	2,188482	0,066396	0,745480	0,000075
Gnaisse	RO-15H	137,7	173,8	2,302178	0,039792	0,748972	0,000023
Gnaisse	RO-15K	89,6	110,4	2,358588	0,003021	0,749575	0,000045
Gnaisse	RO-15J	103,3	125,7	2,388176	0,034413	0,750175	0,000023
Gnaisse	RO-15F	98,6	110,5	2,595353	0,036688	0,753612	0,000023
Aplito	RO-15P	291,4	38,4	22,88658	0,184266	1,150550	0,000092



Tabela 3. Dados analíticos <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar para granitóide (R0-14A) e anfibolitos (R0-18 e 19).

Run ID#	Sample	Material	Laser (W)	Ar 40 (nA)	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	% Rad	Age (Ma)	± (Ma)
0981-01A	RO-14 A	muscovita	0,2	7,336	64,0089	0,0108	6,87E-04	5,15E-04	63,8560	99,8	1310,64	5,15
0981-01B	RO-14 A	muscovita	0,4	3,624	64,0357	0,0102	0,00E+00	-1,82E-04	64,0888	100,1	1314,03	2,87
0981-01C	RO-14 A	muscovita	0,5	1,194	63,8601	0,0139	0,00E+00	-1,53E-03	64,3119	100,7	1317,27	4,60
0981-01D	RO-14 A	muscovita	0,7	0,183	64,5230	0,0056	0,00E+00	-2,05E-02	70,5730	109,4	1406,06	16,88
0981-01E	RO-14 A	muscovita	0,9	0,199	64,2241	0,0110	0,00E+00	-9,55E-03	67,0443	104,4	1356,56	18,33
0981-01F	RO-14 A	muscovita	5,0	0,849	63,8154	0,0121	0,00E+00	-2,23E-03	64,4726	101,0	1319,61	9,78
0981-02A	RO-14 A	muscovita	0,2	0,054	36,6226	0,0230	0,00E+00	6,93E-03	34,5738	94,4	823,11	31,54
0981-02B	RO-14 A	muscovita	0,4	0,193	53,2401	0,0193	4,85E-02	4,63E-03	51,8772	97,4	1126,82	13,14
0981-02C	RO-14 A	muscovita	0,5	4,496	62,8344	0,0109	3,86E-03	6,70E-05	62,8144	100,0	1295,37	3,96
0981-02D	RO-14 A	muscovita	0,8	7,172	63,3672	0,0112	2,80E-03	-1,10E-04	63,3993	100,1	1303,96	3,22
0981-02E	RO-14 A	muscovita	1,0	4,138	63,3474	0,0100	0,00E+00	-1,40E-04	63,3880	100,1	1303,79	3,57
0981-02F	RO-14 A	muscovita	1,3	4,050	63,8177	0,0103	2,82E-03	4,32E-04	63,6896	99,8	1308,21	5,41
0981-02G	RO-14 A	muscovita	1,6	0,966	64,6763	0,0125	1,30E-02	2,41E-04	64,6059	99,9	1321,54	7,08
0981-02H	RO-14 A	muscovita	2,0	0,665	63,2948	0,0108	0,00E+00	2,48E-03	62,5599	98,8	1291,63	10,03
0981-02I	RO-14 A	muscovita	2,5	0,482	62,3037	0,0124	0,00E+00	3,29E-03	61,3294	98,4	1273,39	8,68
0981-02J	RO-14 A	muscovita	3,1	0,399	60,5117	0,0112	0,00E+00	1,23E-03	60,1464	99,4	1255,69	7,86
0981-02K	RO-14 A	muscovita	4,2	1,224	64,4358	0,0115	0,00E+00	1,86E-03	63,8863	99,1	1311,08	6,13
0981-02L	RO-14 A	muscovita	5,0	1,190	64,3892	0,0098	0,00E+00	-2,90E-04	64,4740	100,1	1319,63	6,43
0981-03A	RO-14 A	muscovita	0,2	0,011	66,6023	-0,1371	0,00E+00	-1,30E-01	104,9248	157,5	1827,99	150,20
0981-03B	RO-14 A	muscovita	0,3	0,134	58,9994	-0,0075	0,00E+00	1,13E-03	58,6623	99,4	1233,23	18,88
0981-03C	RO-14 A	muscovita	0,5	1,398	63,1063	0,0111	1,91E-03	2,01E-03	62,5105	99,1	1290,90	3,94
0981-03D	RO-14 A	muscovita	0,7	4,469	64,0452	0,0099	6,38E-03	3,35E-04	63,9461	99,8	1311,95	3,99
0981-03E	RO-14 A	muscovita	0,9	2,846	62,9165	0,0106	0,00E+00	6,98E-04	62,7094	99,7	1293,83	2,89
0981-03F	RO-14 A	muscovita	1,1	2,202	63,2458	0,0111	9,11E-03	7,77E-04	63,0165	99,6	1298,35	5,09
0981-03G	RO-14 A	muscovita	1,3	0,617	62,4431	0,0127	0,00E+00	4,40E-03	61,1434	97,9	1270,62	7,35
0981-03H	RO-14 A	muscovita	1,6	0,515	60,8589	0,0134	0,00E+00	3,50E-03	59,8229	98,2	1250,82	7,16
0981-03I	RO-14 A	muscovita	2,2	0,428	54,8897	0,0090	0,00E+00	1,28E-04	54,8512	99,9	1174,23	7,39
0981-03J	RO-14 A	muscovita	2,8	0,199	59,0234	0,0230	0,00E+00	1,23E-02	55,3798	93,8	1182,53	14,87
0981-03K	RO-14 A	muscovita	3,7	0,149	62,4831	0,0268	0,00E+00	1,48E-02	58,1011	93,0	1224,66	21,38
0981-03L	RO-14 A	muscovita	5,0	0,424	60,9850	0,0130	0,00E+00	5,04E-03	59,4952	97,6	1245,87	9,33
0982-01A	RO-18	anfíbido	0,2	0,002	15,7536	0,0857	1,81E+00	-9,13E-02	42,9263	272,2	976,10	270,90
0982-01B	RO-18	anfíbido	0,4	0,037	42,7178	0,0468	4,42E+00	4,92E-01	42,7178	46,0	142,64	18,35
0982-01C	RO-18	anfíbido	0,5	0,003	54,1890	0,1569	1,33E+01	-2,47E-01	129,3365	236,6	2077,30	405,60
0982-01D	RO-18	anfíbido	0,7	0,018	67,4850	-0,0338	8,24E+00	1,35E-02	64,4884	95,1	1319,84	133,12
0982-01E	RO-18	anfíbido	0,9	0,054	68,3364	-0,0092	1,05E+01	-7,83E-03	71,9675	104,6	1425,26	44,95
0982-01F	RO-18	anfíbido	1,1	0,846	62,5703	0,0151	1,02E+01	7,60E-03	61,5344	97,7	1276,44	5,55
0982-01G	RO-18	anfíbido	1,4	1,037	63,3399	0,0110	1,11E+01	2,27E-03	64,0081	100,3	1312,85	4,38
0982-01H	RO-18	anfíbido	1,6	0,078	62,8884	-0,1210	1,20E+01	-8,13E-03	66,7577	105,3	1352,48	29,59
0982-01I	RO-18	anfíbido	1,9	0,016	46,1020	0,1172	1,38E+01	1,20E-01	11,8554	25,5	324,28	163,99
0982-01J	RO-18	anfíbido	2,3	0,009	56,0796	0,1658	1,78E+01	1,85E-01	2,8063	4,9	82,73	425,53
0982-01K	RO-18	anfíbido	2,7	0,007	43,5210	0,2290	1,57E+01	2,90E-01	-41,4103	-94,2	-2127,29	1727,67
0982-01L	RO-18	anfíbido	3,3	0,009	62,8409	0,1286	2,60E+01	2,53E-01	-10,1283	-15,8	-334,77	740,24
0982-01M	RO-18	anfíbido	4,3	0,008	47,2311	-0,1418	2,52E+01	-5,74E-02	67,2844	140,2	1359,97	191,52
0982-01N	RO-18	anfíbido	5,0	0,043	59,6466	-0,0178	3,27E+01	-1,03E-02	66,6913	109,5	1351,53	48,73
0982-02A	RO-18	anfíbido	0,2	0,003	9,6555	0,1233	1,33E+00	5,58E-02	-6,7372	-69,7	-215,64	211,75
0982-02B	RO-18	anfíbido	0,4	0,002	14,4685	0,2659	3,56E+00	1,54E-01	-30,7358	-212,0	-1301,60	1060,16
0982-02C	RO-18	anfíbido	0,5	0,002	29,1593	0,0557	9,33E+00	1,53E-01	-15,3985	-52,5	-537,12	1381,71
0982-02D	RO-18	anfíbido	0,8	0,004	42,4982	0,1248	9,63E+00	-6,09E-02	61,6324	144,1	1277,90	353,65
0982-02E	RO-18	anfíbido	1,0	0,019	55,4224	-0,1777	8,11E+00	2,14E-02	50,0150	89,8	1096,48	120,81
0982-02F	RO-18	anfíbido	1,3	0,178	61,4559	0,0192	1,10E+01	8,48E-03	60,2534	97,4	1257,29	15,84
0982-02G	RO-18	anfíbido	1,6	0,823	63,6801	0,0145	1,12E+01	5,75E-03	63,3316	98,7	1302,97	5,04
0982-02H	RO-18	anfíbido	2,1	1,237	64,1939	0,0117	1,18E+01	4,00E-03	64,4352	99,6	1319,07	4,82
0982-02I	RO-18	anfíbido	2,7	0,041	58,0961	0,0685	1,16E+01	6,83E-02	39,1374	65,9	908,30	65,80
0982-02J	RO-18	anfíbido	3,5	0,013	51,2587	0,0466	1,08E+01	1,27E-01	14,7342	28,5	397,34	231,27
0982-02K	RO-18	anfíbido	4,4	0,012	55,7065	0,2306	1,25E+01	2,63E-01	-21,3151	-38,0	-795,10	643,82
0982-02L	RO-18	anfíbido	5,0	0,064	63,8622	0,0269	1,51E+01	2,10E-02	59,4222	92,1	1244,76	39,41
0982-03A	RO-18	anfíbido	0,2	0,001	61,3089	-2,6936	0,00E+00	-1,81E+00	595,8683	971,9	4320,09	1351,02
0982-03B	RO-18	anfíbido	0,4	0,002	-85,8422	1,6043	0,00E+00	2,15E+00	-720,4885	839,3	0,00	1934,39
0982-03C	RO-18	anfíbido	0,5	0,002	43,8515	-0,1927	1,79E+01	2,11E-02	52,0869	117,4	1130,20	808,68
0982-03D	RO-18	anfíbido	0,8	0,005	56,1858	0,0506	1,42E+01	5,53E-02	41,3360	72,9	947,95	485,67
0982-03E	RO-18	anfíbido	1,0	0,020	62,4243	0,1010	1,14E+01	3,52E-02	53,3235	84,8	1150,03	114,66
0982-03F	RO-18	anfíbido	1,3	0,071	63,8906	0,0163	1,15E+01	1,21E-02	61,6799	95,8	1278,61	35,58
0982-03G	RO-18	anfíbido	1,6	0,595	63,9073	0,0071	1,11E+01	-1,06E-03	65,5657	101,9	1335,41	7,10
0982-03H	RO-18	anfíbido	2,1	1,274	63,5557	0,0111	1,14E+01	3,80E-03	63,7990	99,7	1309,80	7,66
0982-03I	RO-18	anfíbido	2,6	0,030	64,3609	0,0621	1,62E+01	3,04E-02	57,2727	88,1	1211,94	82,40
0982-03J	RO-18	anfíbido	3,2	0,012	61,1702	0,1509	1,63E+01	1,11E+01	29,8641	48,3	730,75	262,35
0982-03K	RO-18	anfíbido	4,3	0,005	52,4619	0,0142	2,17E+01	1,14E+01	114,2265	192,7	1213,99	225,29
0982-03L	RO-18	anfíbido	5,0	0,048	65,0849	0,0473	2,07E+01	-5,42E-03	69,2505	105,0	1387,67	45,96
0984-01A	RO-19	anfíbido	0,2	0,004	35,6307	-0,1784	2,40E+00	-3,10E-01	127,7188	357,9	2061,80	224,03
0984-01B	RO-19	anfíbido	0,4	0,007	44,5866	-0,0404	2,49E+00	-1,59E-01	91,8846	205,8	1679,20	206,61
0984-01C	RO-19	anfíbido	0,5	0,018	62,0809	0,0935	6,50E+00	1,31E-01	24,0161	38,5	609,08	175,17
0984-01D	RO-19	anfíbido	0,7	0,015	36,3524	0,0694	4,93E+00	9,50E-02	8,7048	23,9	245,17	139,54
0984-01E	RO-19	anfíbido	0,9	0,032	46,4239	0,0627	4,46E+00	4,91E-02	32,3516	69,5	780,12	61,98
0984-01F	RO-19	anfíbido	1,1	0,068	57,5413	-0,0053	6,33E+00	7,38E-04	58,0596	100,5	1224,02	34,93
0984-01G	RO-19	anfíbido	1,3	0,272	61,0015	0,0189	8,57E+00	8,48E-03	59,5021	97,0	1245,97	11,14
0984-01H	RO-19	anfíbido	1,7	2,321	63,7888	0,0116	9,07E+00	2,99E-03	63,9991	99,7	1312,72	3,36
0984-01I	RO-19	anfíbido	1,9	1,128	63,9248	0,0153	9,22E+00	4,64E-03	63,6610	99,0	1307,79	4,14
0984-01J	RO-19	anfíbido	2,3	0,205	63,4534	0,0092	8,62E+00	-1,32E-03	64,8882	101,7	1325,63	16,19
0984-01K	RO-19	anfíbido	2,7	0,002	52,6581	0,4113	2,02E+01	-1,34E-02	59,0191	110,6	1238,65	931,30
0984-01L	RO-19	anfíbido	3,4	0,008	68,3602	-0,1141	8,07E+00	-2,43E-01	141,4750	205,9	2189,52	209,76
0984-01M	RO-19	anfíbido	4,4	0,034	63,2198	0,0314	1,11E+01	5,80E-03	62,8323	98,7	1295,64	67,13
0984-01N	RO-19	anfíbido	5,0	0,269	63,2348	0,0118	1,19E+01	4,21E-03	63,4157	99,5	1304,20	12,26
0984-02A	RO-19	anfíbido	0,3	0,009	45,0720	0,1463	4					

Um conjunto de 14 amostras do ortogneisse foi datado via Rb-Sr isocrônico em rocha total (RO-15; monzogranito e anfibolito - facies máfico e félsico), definindo idade de  $1360 \pm 45$  Ma e razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0,7040 \pm 0,0012$  (MSWD = 9,2) – Figura 3. A inclusão nesta isócrona do dado analítico do aplito, já referido, não altera a idade ( $1360 \pm 13$  Ma), mas diminui significativamente o erro da isócrona. Contudo, pelo fato de se tratar de uma intrusiva quartzo-feldspática com porfiroblastos de granada e muscovita, cuja colocação é subconcordante em relação à foliação milonítica regional, essa idade sinaliza, também, a época do metamorfismo dinâmico. Essa situação é também observada em vários afloramentos da região, onde ocorrem bolsões de aplitos e leucogranitos gerados por fusão parcial das encaixantes pelíticas.

As idades Rb-Sr e U-Pb, já indicadas, são comparáveis, dentro do erro, com idades U-Pb em zircão e Rb-Sr em rocha total da Suíte Intrusiva Alto Candeias, respectivamente:  $1346 \pm 5$  Ma e  $1338 \pm 4$  Ma (Bettencourt *et al.*, 1999),  $1333 \pm 11$  Ma (Santos *et al.*, 2002) e  $1358 \pm 74$  Ma (Rb-Sr; Priem *et al.*, 1989). Estes registros radiométricos são consistentes com as interpretações anteriores que admitem a existência de episódios tectonomagmáticos com grande distribuição geográfica em Rondônia.

As três amostras (um leucogranitóide e dois anfibolitos), datadas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (vide Figura

4), ocorrem num contexto geológico regional representado por paragneisses e xistos da Suíte Metamórfica Colorado (facies anfibolito superior). A presença de sillimanita em pelitos desta unidade indica uma paragênese metamórfica com temperaturas compatíveis com a segunda isógrada da sillimanita, da ordem de  $720-750$  °C (Rizzotto, 1999).

A intercalação de xistos, hematita-quartzitos e xistos manganésíferos com lentes subordinadas de anfibolitos constituem pequenas serras na região de Colorado do Oeste. Estas rochas exibem dobramento isoclinal e transposição das estruturas primárias para a vertical. Os leucogranitos anatóticos (pegmatóides e aplíticos) ocorrem na forma de bolsões e lentes, além de pequenos corpos alongados subconcordantes com a foliação milonítica regional de direção  $N40^\circ - 60^\circ W$ , sendo possivelmente derivados dos metassedimentos, conforme já mencionado.

Cristais de muscovita de um leucogranito aplítico (RO-14) foram datados por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Figura 4), que representa uma segregação tardia ao longo do plano discordante à foliação dos anfibolitos. Dos três grãos de muscovita analisados, dois produziram idades plateau de  $1312 \pm 3$  Ma (grão 1) e  $1303 \pm 2$  Ma /  $1305 \pm 2$  Ma (grão 2), muito embora somente 6 incrementos de temperatura (steps) tenham sido realizados (Tabela 3). O grão 3 apresentou um espectro isotópico heterogêneo, cuja idade integrada é de  $1289 \pm 2$  Ma. Portanto, não será aqui mais considerado.

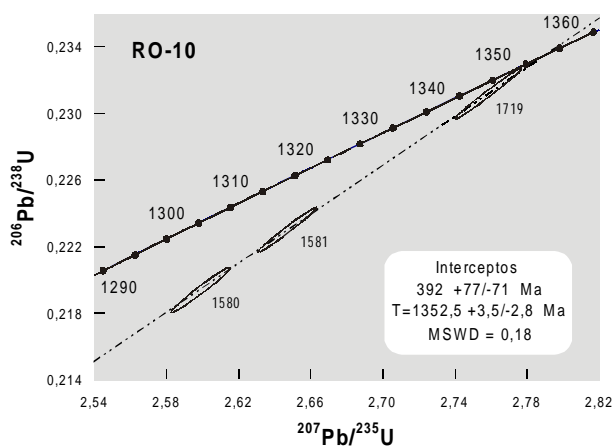


Figura 2. Diagrama Concórdia para zircões do leucogabro RO-10.

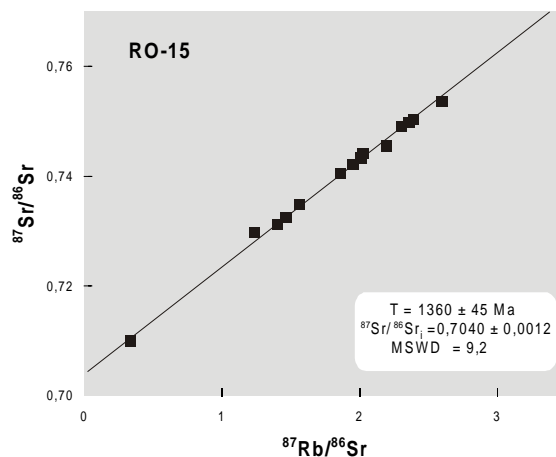


Figura 3. Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para ortogneisse (RO-15).

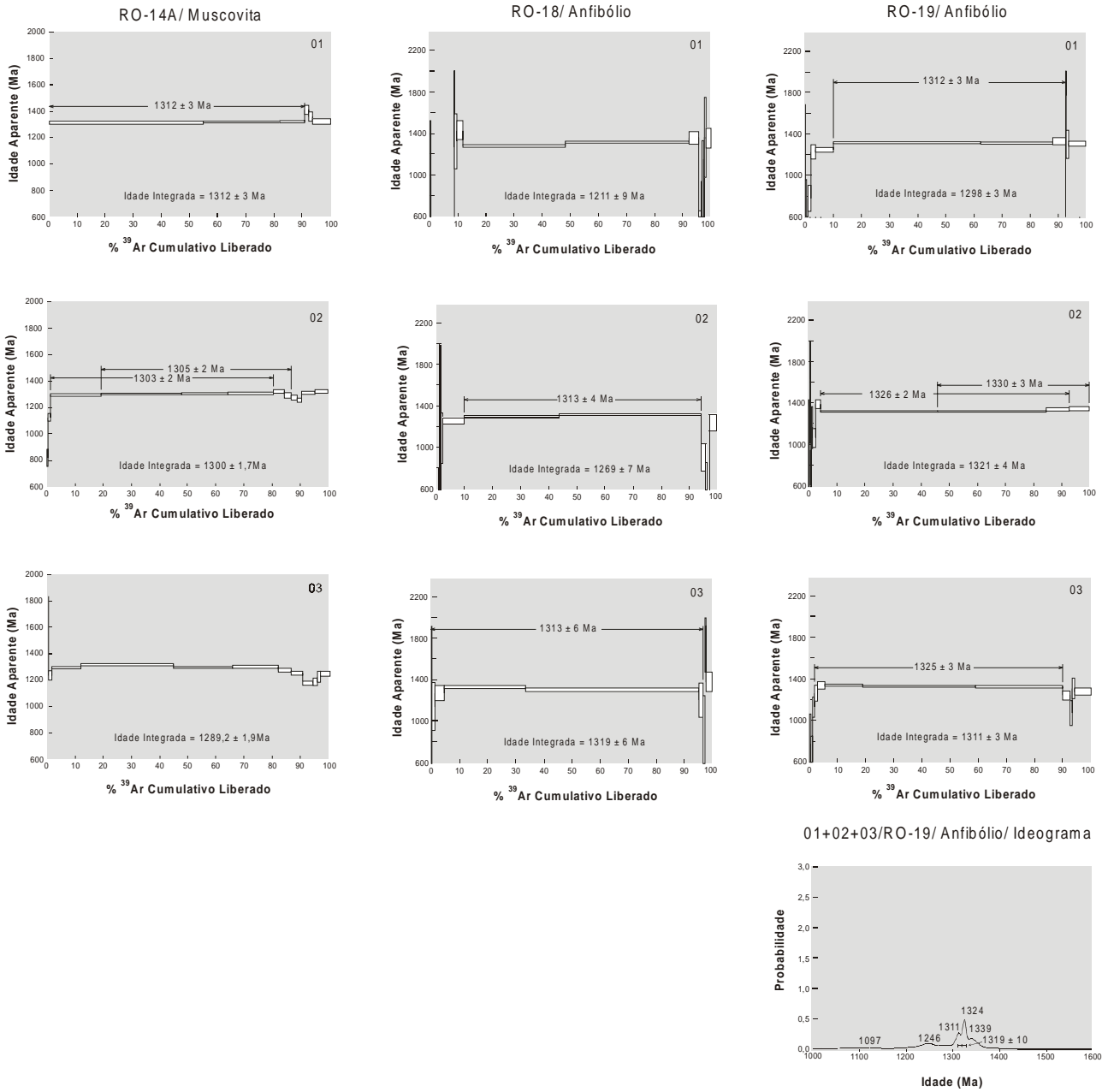


Figura 4. Diagramas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (mineral) para granitóide (R0-14A) e anfibólitos (R0-18 e 19)

Hornblenda de duas amostras de anfibolito (R0-18 e 19), relativamente próximos entre si, produziram as seguintes idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Figura 4):

**R0-18:** duas análises (# 2, 3) indicaram idades plateau de  $1313 \pm 4$  Ma e  $1313 \pm 6$  Ma, cabendo destacar que os steps de baixa e alta temperatura (ca. 20% da liberação total de  $^{39}\text{Ar}$ ) apresentaram distúrbio isotópico. O terceiro grão (#1) apresentou espectro heterogêneo e sua idade integrada é de  $1211 \pm 9$  Ma;

**R0-19:** os três grãos produziram idades plateau:  $1312 \pm 3$  Ma;  $1325 \pm 3$  Ma; e  $1326 \pm 2$  Ma/  $1330 \pm 3$  Ma. Em função disso, foi elaborado um ideograma (o qual considera todos os steps de cada análise para o cálculo da probabilidade estatística do resultado), e a idade média ponderada para os três grãos é de  $1319 \pm 10$  Ma, a qual é considerada como mais representativa desta rocha. Esta idade, por sua vez, é comparável dentro do erro com as idades individuais (plateau) tanto para amostras 18 e 19, como para um dos grãos da amostra R0-14A.

A idade de  $1319 \pm 10$  Ma representa, portanto, a melhor estimativa da época de resfriamento metamórfico regional, já que é consubstanciada pelos dados analíticos geocronológicos obtidos em minerais diferentes (muscovita e hornblenda), provenientes de rocha granítica e anfibolitos, que possuem expressão significativa no contexto do setor SE de Rondônia. Cabe também ressaltar o vínculo das amostras à geração das segregações anatéticas, conforme observado nos afloramentos estudados. Esta interpretação é consistente com a evolução da Província Rondoniana/ San Ignácio (região centro-leste de Rondônia), conforme acervo geocronológico disponível (e.g., Teixeira *et al.*, 1989; Tosdal & Bettencourt, 1994; Bettencourt *et al.*, 1999; Tassinari *et al.*, 2000).

Em adição, Payolla *et al.*, (2002), com base em geocronologia U-Pb (monazita) e Sm-Nd (rocha total e granada), estabeleceram um pico metamórfico (anfíbólito alto) para rochas dessa região com idade entre 1330 - 1300 Ma, interpretado como sendo o clímax da orogenia Rondoniana-San Ignácio. Idades U-Pb SHRIMP semelhantes (1324 e 1339 Ma) foram também reportadas em zircões, com bordas metamórficas, de rochas da porção oeste do Batólito Serra da Providência (Santos *et al.*, 2002). Este conjunto de datações, integradas ao acervo de idades disponível no estado de Rondônia (incluindo dados em granitos rapakivi) ratifica, portanto, a história poliorogênica do setor SW do Cráton Amazônico, caracterizado por episódios sucessivos de magmatismo (e.g., associações AMCG),

metamorfismo e deformação que se iniciaram por volta de 1,75 Ga e findaram somente há 970 Ma atrás.

De outra parte, o padrão geocronológico detectado no presente estudo (ca. 1,35 Ga), distingue-se das idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , reportadas em rochas gnáissicas de idade paleo à mesoproterozóica da província Rio Negro-Juruena, no estado de Rondônia, próximo à cidade de Ariquemes (Bettencourt *et al.*, 1996; Tohver *et al.*, 2001a). Com efeito, as idades plateau obtidas em pares minerais são sistematicamente mais jovens: hornblenda ( $1156 \pm 36$  Ma e  $1149 \pm 35$  Ma) e biotita ( $1001 \pm 33$  Ma e  $912 \pm 30$  Ma). Em adição, duas idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau de 1160 Ma (hornblenda) e 1090 Ma (biotita), obtidas em rochas graníticas miloníticas da região do rio Jamari (Tohver *et al.*, 2001b) na porção ocidental de Rondônia, integram-se também neste padrão. Em suma, trata-se de conjunto significativo de idades, distribuídas em uma extensa região, que revelam a grande amplitude e os efeitos da orogenia Sunsás/Aguapeí. Nesse sentido, refletem a etapa de resfriamento crustal decorrente de retrabalhamento (metamorfismo e deformação) do substrato cristalino, bem além dos limites do Terreno Nova Brasilândia. Portanto, esse conjunto de dados radiométricos representa um evento mais jovem, superimposto no substrato da Província Rondoniana/San Ignácio.

Considerando-se o conjunto de idades comparativamente à Província Grenville (e.g., Anderson, 1988) verifica-se que há diferenças entre os respectivos padrões, que apontam para o caráter diacrônico de processos de extensão crustal e tectonotermiais superimpostos no paleocontinente (Laurentia e Amazônia), resultado da colisão entre os cinturões Grenville e Sunsás no período entre 1,2 e 1,0 Ga.

Muito embora seja disponível somente a idade do magmatismo máfico e do metamorfismo regional na região de Colorado do Oeste, os resultados apontam para um evento anterior à extensão continental que gerou o rift e a sedimentação do Grupo Nova Brasilândia (Terreno Nova Brasilândia). Esse evento seria contemporâneo à colocação da Suíte Intrusiva Alto Candeias, estando bem representado no setor norte de Rondônia. Alternativamente, a existência de magmatismo máfico com idade de 1,35 Ga pode representar episódio precoce de rifteamento (marcando o início de processo de extensão continental), precedente à tectônica crustal que condicionou a deposição do Grupo Nova Brasilândia a partir de 1215 Ma atrás. Por outro lado, na concepção de Santos *et al.* (2001), apoiada em datações U-Pb, uma orogenia precoce relativa ao Ciclo Sunsás, teria ocorrido no período entre 1320 e 1350 Ma, à qual as unidades máficas e félsicas aqui investigadas po-

deriam estar vinculadas. Contudo, tal interpretação contrapõe-se a de outros modelos evolutivos que tem associado as rochas com idades entre 1,35 - 1,33, no setor norte de Rondônia, a efeitos distais da etapa tardia da orogenia Rondoniana-San Ignácio.

## CONCLUSÕES

As datações obtidas no presente trabalho:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ( $1319 \pm 10$  Ma) e U-Pb ( $1352 \pm 4 / -3$  Ma) em rochas ígneas e anfibolitos, bem como a idade isocrônica Rb-Sr em ortogneisses (*ca.*  $1360 \pm 45$  Ma), correspondem a registros na porção SE de Rondônia que remontam à etapa tardia da orogênese Rondoniana-San Ignácio. Esta orogênese inclui eventos definidos em território boliviano (Litherland *et al.*, 1986): metamorfismo regional de rochas supracrustais (Supergrupo San Ignácio; 1,34 Ga) e colocação de granitóides sintectônicos (1,32 Ga).

Portanto, os dados radiométricos e geológicos aqui apresentados permitem sugerir a atuação de um evento tectono-magmático no extremo SE de Rondônia, no período entre 1,36 - 1,32 Ga, previamente não suspeitado no Terreno Nova Brasilândia. Este registro paleotectônico, por outro lado, é anterior à evolução do Grupo Nova Brasilândia, conforme concebido de Rizzotto (1999), que também se encontra presente neste Terreno.

Finalmente, idades semelhantes aos registros geocronológicos obtidos no presente trabalho são encontradas em rochas intrusivas no embasamento policíclico da porção centro-leste e sudoeste de Rondônia, dentre as quais granitos da Suíte Intrusiva Alto Candeias (1346 a 1333 Ma). Do mesmo modo, metamorfismo relacionado ao evento 1,36 - 1,32 Ga está caracterizado em bordas metamórficas de zircões (1324 e 1339 Ma) das rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Contudo, face ao pequeno número de datações, a caracterização inequívoca de uma orogenia nesse período de tempo é ainda discutível, conforme já comentado.

Em suma, os dados de campo e geocronológicos disponíveis definiram a existência de magmatismo máfico-félsico com idade entre 1360 e 1337 Ma, com metamorfismo superimposto em torno de 1320 Ma. Após esse evento, a evolução crustal do SW do Cráton Amazônico foi marcada por um período de extensão continental (intraplaca) ligado à criação da bacia Nova Brasilândia. O desenvolvimento desta bacia ocorreu em dois estágios (Rizzotto, 1999):

1. rifteamento da crosta continental com desenvolvi-

mento de uma margem passiva. Contribuição de magmatismo toleítico do tipo P-MORB com geração de proto-oceano, episódio este contemporâneo à sedimentação clástica de natureza turbidítica;

2. inversão da bacia por atuação de um binário de direção N45°E / S45°W. Nessa fase ocorreu encurtamento crustal, dobramentos e desenvolvimento de foliação e xistosidade penetrativas. Posteriormente, por colapso orogênico, bacias desenvolveram-se no domínio em fase de estabilização (Fm. Palmeiral, Gr. Aguapeí, Gr. Huanchaca), concomitante com atividade plutônica granítica terminal (Suíte Granítica Rio Pardo;  $1005 \pm 41$  Ma). Estas intrusivas apresentam similaridades com os granitos do tipo A e com os "Younger Granites" de Rondônia.

Desta forma, o conjunto global de informação no SW do Cráton retrata episódios sucessivos de magmatismo, metamorfismo e deformação que se iniciaram por volta de 1,75 Ga e expiraram há 970 Ma atrás, comprovando o caráter multi-orogênico da evolução crustal. A partir disso, pode-se concluir que o domínio comportou-se como margem de placa desde o Estateriano até o quebraamento do Supercontinente Rodínia no Toniano.

## AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa é decorrente de vários projetos com recursos de agências de fomento, às quais os autores agradecem: FAPESP (2000/08033-5, 2000/04208-5; 2001/05419-2 e 98/3621-4) convênio PRONEX 41.096.0899.00. Este trabalho é uma contribuição ao projeto IGCP/UNESCO 426 (Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, S. L. (1988) Interpretation of K-Ar mineral dates of the Grenville orogenic belt. *American Journal of Sciences*, v. 288, p.701-734.
- BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O.; SATO, K.; SPROESSER W. M. (1995) A Metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos; aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, n. 2, p. 221-237.
- BETTENCOURT, J. S.; ONSTOTT, T. C.; De JESUS, T.; TEIXEIRA, W. (1996) Tectonic interpretation of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages on country rocks from the central sector of



- the Rio Negro-Juruena province, southwest Amazonian Craton. *International Geology Reviews*, v. 38, p. 42-56.
- BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; RIZZOTTO, G. J.; PACCA, I. G. I.; D'AGRELLA FILHO, M. S. (2002) Perfil geocronológico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em rochas paleo- e mesoproterozóicas da região Centro-Norte de Rondônia: inferências tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, 2002. *Anais*. João Pessoa, SBG-NO. p. 296.
- BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE, W. B. JR.; PAYOLLA, B. L. (1999) Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil. – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, v. 95, p. 41-67.
- CORFU, F. (1996) Multi-stage zircon and titanite growth and inheritance in an Archean gneiss complex, Winnipeg River subprovince Ontario. *Earth Planetary Science Letters*, v. 141, p. 175-186.
- CUMMING G. L.; RICHARDS J. R. (1975) Ore lead ratios in a continuously changing earth. *Earth Planetary Science Letters*, v. 28, p. 155-171.
- GERALDES, M. C.; VAN SCHMUS, 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*, v. 111, n. 1-4, p. 91-128.
- GOWER, C. F. (1996) The evolution of the Grenville province in eastern Labrador, Canada. In: BREWER, T. S. (ed.) *Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region*. London, Geological Society of London, p. 197-218. (Geological Society Special Publications, 112).
- JONES, J. P. (1985) The Southern border of the Guaporé Shield in western Brazil an Bolivia: an interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, v. 28, p. 111-136.
- KROGH, T. E. (1973) A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 485-494.
- KROGH, T. E. (1982) Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637-649.
- LITHERLAND, M.; ANNELS, R. N.; APPLETON, J.; BERRANGE, J.; BLOOMFIELD, K.; BURTON, C.; DARBYSHIRE, D. P. F.; FLETCHER, C. J. N.; HAWKINS, M. P.; KLINK, B. A.; MITCHEL, W. I.; O'CONNOR, E. A.; PITFIELD, P. E. J.; POWER, G.; WEBB, B. C. (1986) The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. *Overseas Memoir*, v. 9, p. 1- 153.
- LUDWIG, K. R. (1998) *Isoplot/Ex*. (v. 1.00b): a geochronological toolkit for Microsoft excel. Berkeley, Geochronology Center. 45p. (Special Publication 1).
- LUDWIG, K. R. (1999) *User's Manual dfor Isoplot/Ex – version 2.10*. - a geochronological Toolkit for microsoft excel. Berkeley Geochronology Center. Special publication 1.
- MCDUGALL, I.; HARRISON, T. M. (1999) *Geochronology and thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method*. 2 ed. Oxford, Oxford University Press. 269 p.
- PACES, J. B.; MILLER, J. D. (1993) Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinental rift system. *Journal Geophysical Research*, v. 98, p. 13997-14013.
- PARRISH, R. R. (1987) An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Isotope Geosciences*, v. 66, p. 99-102.
- PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S.; KOZUCH, M.; LEITE JUNIOR, W.; FETTER, A.; VAN SCHMUS, R. (no prelo) Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of Rondonia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*.
- PRIEM, H. N. A.; BON, E. H.; VERDURMEN, E. A.; BETTENCOURT, J. S. (1989) Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian Craton), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, n. 2, p. 163-170.
- RIZZOTTO, G. J. (1999) *Petrologia e ambiente tectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO*. Porto Alegre, 136 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- RIZZOTTO, G. J. (2001) Reavaliação do Ciclo Orogênico Sunsas/Aguapeí no Sudoeste do Cráton Amazônico. In: WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE OF THE ART, São Paulo, 2001. *Extended Abstracts*. São Paulo, IGc-USP, 66-67.
- SANTOS, J. O.; HARTMAN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON; 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, p. 453-488.
- SANTOS, J. O. S.; RIZZOTTO, G. J.; HARTMAN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. (2001) Ages of sedimentary basins related to the Sunsás and Juruena orogenies, Southwest Amazon Craton established by zircon U-Pb geochronology. In: WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE OF THE ART, São Paulo, 2001. *Extended Abstracts*. São Paulo, IGc, p. 114-118.
- SCANDOLARA, J. E.; AMORIM, J. L. DE; RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L. DO E. S.; BAHIA, R. B. C. (1999) Compartimentação tectônica-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG-Núcleo Norte, p. 282-285.
- STEIGER, R. H.; JÄGER, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. (2000) The Amazonian Craton. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 41-96.
- TEIXEIRA, W. (1990) The Proterozoic mafic dyke swarms and alkaline intrusions in the Amazonian craton, South America, and their tectonic evolution based on Rb-Sr, K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. In: PARKER, A. H. J.; ROCKWOOD, P. C.; TUCKER, D. H. (eds.) *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Rotterdam, A. A. Balkema, p. 285-293.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. (1989) A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, p. 213-337.
- TOHVER, E.; VANDER PLUIJM, B. A.; SCANDOLARA, J. E.; RIZZOTTO, G. J. (2001a) A reassessment of the tectonics and paleogeography of the Grenville-aged Sunsás-Aguapeí belt, SW Amazon Craton: new paleomagnetic and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data. In: WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE OF THE ART, São Paulo, 2001. *Extended Abstracts*. São Paulo, IGc, p. 151-153.
- TOHVER, E.; VANDER PLUIJM, B. A.; VANDER VOO, R.; RIZZOTTO, G. J.; 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*, v. 199, p. 185-200.
- TOSDAL, R. M.; BETTENCOURT, J. S. (1994) U-Pb zircon ages and Pb isotopic compositions of middle Proterozoic Rondonian massifs, southwestern margin of the Amazon Craton, Brazil. In: GEOLOGICAL CONGRESS, 7., Concepcion, 1994. *Actas*. Concepcion, Universidad de Concepcion. v. 2, p. 1538-1541
- VASCONCELLOS, P. M. de P.; ONOE, A. T.; KAWASHITA, K.; SOARES, A. J.; TEIXEIRA, W. (2002)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology at the Instituto de Geociências, USP: Instrumentation, Analytical Procedures, and Calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, n. 2, p. 297-342.