Suíte Rio do Sangue: registro de uma associação AMCG no sudoeste do Cráton Amazônico, noroeste do estado de Mato Grosso

Jayme Alfredo Dexheimer Leite¹, Maria Zélia Aguiar de Sousa¹, Maria Elisa Fróes Batata² & Ana Cláudia Dantas da Costa¹

Resumo A Suíte Rio do Sangue (SRS) localiza-se na porção sudoeste do Cráton Amazônico, nos domínios da Província Rio Negro-Juruena ou Rondônia-Juruena, noroeste do estado de Mato Grosso. Ocorre sob a forma de um cinturão alongado de direção E-W, com aproximadamente 400 km de comprimento, que se estende desde as proximidades de Tabaporã até o oeste do município de Juína na divisa entre Mato Grosso e Rondônia. Esta suíte compõe-se pelas unidades Granito Fontanillas, Anortosito Castanheira, Charnockito-Mangerito São Roque, Granito Juara e Gabro Juína; o Granito Fontanillas é o termo *rapakivítico* da suíte. Os dados geocronológicos apontam para um intervalo de tempo de 7 Ma para sua formação, entre 1.54 e 1.47 Ga, o que é aproximadamente 230 Ma mais novo que o último evento colisional até então reconhecido na região (1.8-1.75 Ga). A assinatura isotópica de Nd mostra valores de ϵNd entre -2 e -6 com T_{DM} entre 2.35 Ga e 2.5 Ga. Baseado nas principais características da SRS é aqui sugerida sua correlação com as associações do tipo AMCG (anortositos, mangeritos, charnockitos e granitos *rapakivi*) mundialmente reconhecidas durante o Mesoproterozóico e tidas como oriundas de processos de fragmentação do Super-continente Colúmbia. Entre 1.47 e 1.4 Ga a SRS foi submetida a um importante evento metamórfico deformacional em condições de fácies anfibolito, responsável pela formação de corredores E-W de milonitos e *augen*-gnais. Finalmente, uma correlação com o magmatismo anorogênico do leste da Rondônia é proposta, dada as similaridades composicionais e de idades entre a SRS e a Suíte Serra da Providência.

Palavras-chave: AMCG, Suíte Rio do Sangue, Cráton Amazônico, Supercontinente, Columbia.

Abstract *Rio do Sangue Suite: register of an AMCG suite in southwest of the Amazonia Cráton - northwest of the Mato Grosso state.* The Rio do Sangue Suite (SRS) is located in the Southwest portion of Amazonian Craton, within the realm of the Rio Negro-Juruena Province or Rondônia-Juruena Province (1.85-1.75 Ga), extending over a E-W trending belt up to 400 km long in northwest of Mato Grosso State. This suite consists of five units namely: Fontanillas Granite, Castanheira Anortosite, São Roque Charnockite-Mangerite, Juara Granite and Juína Gabbro. The Fontanillas Granite is dominantly *rapakivi*-textured. Geochronologic data points to a 7 Ma interval for its formation between 1.54 and 1.47 Ga. The Nd isotopic signature is marked by ϵNd values between -2 to -6, with TDM between 2.35 and 2.5 Ga. The SRS evolved nearly 230 Ma after the main collision peak. Based on its main characteristics the SRS is here correlated to the well-known anorogenic AMCG suites which are globally distributed, especially during the Mesoproterozoic times and which are thought to have been evolved during extensional tectonic phases associated to the fragmentation of the Super-continent Columbia. Between 1.47 and 1.40 Ga the SRS is overprinted by tectono-metamorphic event in amphibolite facies conditions which generated an E-W trending belt of mylonite and augen gnaisses. A correlation between the anorogenic Serra da Providência Suite (1.6-1.54 Ga) in eastern Rondônia State and the SRS is made based on its compositional and geochronological similarities.

Keywords: AMCG, Rio do Sangue Suíte, Amazonian Craton, Super-Continent, Columbia.

INTRODUÇÃO As suítes do tipo AMCG - Anortositos, Mangeritos, Charnockitos e Granitos *rapakivi* - mostram distribuição em escala mundial, sendo reconhecidas na América do Norte, leste da Europa, Báltica, Norte da China e América do Sul (Windley 1989, Anderson & Morrison 1992 e Windley 1993). Dados geocronológicos indicam que estas suítes formaram-se em um intervalo temporal de 800 Ma, entre 1.8 Ga e 1.0 Ga, com a maior frequência registrada entre 1.6 Ga e 1.4 Ga (Haapala & Rämö 1999). Entretanto, alguns granitos *rapakivi* apresentam idades Arqueanas e Fanerozóicas. Fato notável é que as intrusões de

suítes AMCG pós datam o último pico metamórfico em sua área de ocorrência em torno de 200 Ma.

As suítes AMCG representam uma importante atividade magmática, anorogênica, bimodal, cuja origem tem sido intensamente debatida. De um lado, têm sido interpretadas como derivadas de processos extensionais oriundos da fragmentação de grandes massas continentais (Zhao *et al.* 2004), e de outro, como derivadas processos pós-colisionais como reflexo de zonas de subducção ativas em áreas adjacentes, de maneira semelhante ao que ocorre no Escudo da Fennoscândia (Ahäll *et al.* 2000). Vigneresse (2005)

1 - Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá (MT), Brasil. E-mail: jayme.a.leite@gmail.com, mzaguiar@terra.com.br, acdcosta@cpd.ufmt.br

2 - Universidade de Brasília, Programa de Pós-Graduação, Brasília, (DF), Brasil. E-mail: mefroes@terra.com.br

apresenta uma série de argumentos que demonstram as suítes AMCG como uma atividade única na evolução crustal e corrobora a sugestão de Zhao *et al.* (2004) de derivação destas suítes a partir da fragmentação de grandes massas continentais sem que se possa relacioná-la a algum período específico de colisão crustal ou a uma orogenia em larga escala. O mesmo autor ainda sugere que as associações do tipo AMCG pós datam o último pico de convergência entre 400 e 200 Ma.

No Cráton Amazônico granitos *rapakivi* de idade Mesoproterozóica têm sido reconhecidos no leste de Rondônia - Suíte Serra da Providência (Bettencourt *et al.* 1999, Payolla *et al.* 2002), em Roraima a sudoeste de Boa Vista - Suíte Serra da Prata-Mucajá (Fraga *et al.* 2003) e no sudoeste do Amazonas - Batólito Igarapé Preto e São Francisco (Abdallah 2008). Granitos *rapakivi* de idade mais antiga, entre 1.80 e 1.88 Ga, tem sido registrados na região de Carajás - granitos Jamon e Musa, e de Pitinga - granitos Madeira e Água Boa (Dall'Agnol *et al.* 1999). Típicas associações incluindo termos anortosíticos - AMCG - são por outro lado mais raros sendo, no entanto, reconhecido o Complexo AMG Mucajá (Fraga *et al.* 2003 e 2009), onde prescinde o termo charnockítico.

Este trabalho objetiva a caracterização petrográfica e geocronológica da Suíte Rio do Sangue (SRS), no médio noroeste de Mato Grosso, um representante típico das associações mesoproterozóicas AMCG, além de uma discussão sobre sua origem e possíveis correlações

com as unidades anorogênicas do leste da Rondônia.

GENERALIDADES A SRS ocorre ao longo de um cinturão de direção E-W com aproximadamente 400 km de comprimento e 60 a 80 km de largura desde a região de Tabaporã, a leste, até a divisa dos estados de Mato Grosso e Rondônia, a oeste de Juína. Do ponto de vista geotectônico, esta suíte aflora inteiramente nos domínios da Província Rio Negro-Juruena de Tassinari *et al.* (1996) ou Rondônia-Juruena de Santos *et al.* (2000), no sudoeste do Cráton Amazônico.

Ao longo deste cinturão, cinco unidades mostrando íntima associação espaço-temporal (Fig. 1 e Tab. 1) são propostas como pertencentes à SRS, a saber: Granito Fontanillas que inclui predominantemente os termos *rapakivíticos*, Anortosito Castanheira, Charnokito-Mangerito São Roque, Granito Juara e Gabro Juína.

Os contatos da SRS com unidades mais antigas da região - Complexo Tabaporã (1.928 Ma), Tonalito Jaupuíra (1.776 ± 2Ma) e Grupo Roosevelt (1.759 Ma) - caracterizadas por Leite & Saes (2003), são predominantemente feitos por extensas zonas de falha de direção E-W e WNW; entretanto xenólitos de unidades mais antigas têm sido registradas em rochas da SRS, fato que corrobora seu caráter intrusivo. As relações de contato com os granitos da Suíte Intrusiva Tatuí e do tipo Rio Branco não foram definidas neste trabalho, não se descartando a possibilidade de que os mesmos representem fácies

Figura 1 - Mapa (modificado de Leite *et al.* 2005) - (A) - Localização da área de estudo no contexto do Cráton Amazônico a sul da Sinéclise do Amazonas; (B) - Esboço geológico de partes da Folha SC-21 Juruena.

Tabela 1 - Dados geocronológicos disponíveis para a Suíte Rio do Sangue.

UNIDADE	IDADE
Granito Juara	1.475 ± 7 Ma (Leite <i>et al.</i> 2006)
Charnockito-Mangerito São Roque	1.532 ± 9 (Costa <i>et al.</i> em preparação)
Anortosito Castanheira	1.542 ± 11 (este trabalho)

distintas do Granito Fontanillas com os quais tem maior proximidade espacial. Para sul a SRS é recoberta pelos sedimentos Paleo-Mezozóicos da Formação Parecis.

Os contatos entre as unidades que compõe a SRS são normalmente mascarados por desenvolvimento de zonas de intensa deformação ou mais recentemente pela ação de processos erosivos e formação de mantos intempéricos. Entretanto, é nítido que tanto o Granito Juara quanto o Charnockito-Mangerito São Roque e o Anortosito Castanheira cortam o Granito Fontanillas na forma de diques de comprimento e espessuras variáveis. Já o Gabro Juína mostra contato brusco com todas as unidades da SRS.

A deformação imposta nos litotipos da SRS é do tipo dúctil-rúptil, de caráter heterogêneo e marcada pelo desenvolvimento de corredores quilométricos de milonitos e *augen*-gnaisse de direção WNW-ESE com mergulho variando de alto a baixo e com larguras também variáveis, mas que podem atingir centenas de metros. Em base as associações paragenéticas desenvolvidas, este evento deformacional ocorreu em tem-

peraturas compatíveis com aquelas da fácies anfibólito. Pelo fato de afetar as rochas da SRS e não atingir os sedimentos da Formação Dardanelos, cuja idade máxima para o início de sua sedimentação é de 1.4 Ga (Leite & Saes 2003), este importante registro deformacional desenvolveu-se em um restrito intervalo de tempo, entre 1.47 Ga e 1.40 Ga. O arcabouço estrutural impresso nas rochas da SRS ainda inclui sistemas de lineamentos estruturais de direção NNW e NW, interpretados a partir de imagens LANDSAT, e confirmados em nível de afloramentos, os quais se sugerem como sistemas secundários do cisalhamento principal E-W. Destes, o mais importante é a Falha do Rio dos Peixes que marca o limite sul da bacia da Formação Dardanelos.

CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES

Granito Fontanillas O Granito Fontanillas, que corresponde a um corpo de dimensões batolíticas (>200 km), é a unidade dominante desta suíte e sustenta um relevo suavemente ondulado tendo o distrito homônimo como sua área tipo. Consiste de sieno a monzogranitos rosa a vermelhos, que ocorrem na forma de grandes lajedos, blocos e matações subangulosos a tabulares, alongados segundo a direção E-W e WNW-ESE. Estes granitos são inequigranulares a, principalmente, porfiríticos, exibindo megafenocristais de feldspato alcalino de até 10 cm (Fig. 2A), ovóides, comumente manteados por filmes milimétricos de plagioclásio, caracterizando textura do tipo *rapakivi* (Fig. 2B). A matriz tem granulação média a grossa, com paragênese

Figura 2 - Fotografias do Granito Fontanillas ilustrando: A) Granito Fontanillas, isotrópico, com megacristais de feldspato alcalino; B) porfiroclastos de feldspato alcalino com textura rapakivi em zona de cisalhamento.

Figura 3 - Fotomicrografias do Granito Fontanillas ilustrando: A) anfibólio poiquilítico associado a feldspato, quartzo, biotita, opaco e zircão; B) feldspato alcalino pertítico com borda de plagioclásio caracterizando textura rapakivi. Polarizadores cruzados.

magmática constituída por plagioclásio, feldspato alcalino (às vezes pertítico com borda de plagioclásio; Fig. 3B), quartzo com graus variáveis de recristalização e extinção ondulante, biotita e hornblenda poiquilitica do tipo hastingsita (Fig. 3A), tendo como fases acessórias primárias titanita, opacos, allanita, zircão e como minerais de alteração rutilo, epidoto, sericita e argilominerais. São comuns injeções decimétricas a decamétricas pegmatíticas e aplíticas de composição simples (quartzo + feldspatos + micas), às vezes com cristais disseminados de até 1,5 mm de magnetita.. Quando deformadas, as rochas desta unidade resultam em *augen* gnaisses e milonitos porfiroclásticos. Nos termos miloníticos a textura *rapakivi* é parcialmente preservada em textura do tipo *flaser*, que corresponde a lentes de porfiroclastos de quartzo e feldspatos estirados de aspecto facoidal, às vezes associados a porfiroblastos de granada, separadas por matriz finamente recristalizada. A granada, poiquiloblástica, juntamente com epidoto, é interpretada como resultado de metamorfismo superimposto em condições de fácies anfibolito, associado ao evento deformacional.

Anortosito Castanheira O Anortosito Castanheira, termo volumetricamente menor da SRS, ocorre na região NW da cidade homônima (Garcia inédito), ocorre como dois diques isolados, intrusivos no Granito Fontanillas. Consiste de rochas faneríticas, maciças a pouco foliadas, preliminarmente caracterizadas por sua cor cinza a cinza-esbranquiçado, granulação média a grossa, textura inequigranular e alto percentual de plagioclásio (Fig. 4). Opticamente, apresentam textura cumulática a inequigranular hipidiomórfica, sendo constituídas por até 90% de cristais tabulares subédricos a anédricos de plagioclásio (bytownita a andesina; Fig. 5A) e menos de 10% de máficos magmáticos representados por augita e opacos e, subordinadamente, allanita, zircão e apatita. Quando deformados e metamorfizados ao longo de zonas de cisalhamento, domina a textura poiquiloblástica numa matriz granomatoblástica e observa-se a mineralogia primária substituída por hornblenda, quartzo, titanita, grana-

Figura 4 - Fotografia do Anortosito Castanheira onde se destacam poiquiloblastos de granada.

da e raro epidoto/clinozoizita, destacando-se porções mais ricas em anfibólio ou em granada poiquiloblástica (Fig. 5B) e titanita.

Charnockito-Mangerito São Roque Esta unidade constitui um corpo batolítico com dimensões aproximadas de 600 km², denominado Charnockito São Roque por Gomes & Uchôa (inédito) e redefinido como Charnockito-Mangerito São Roque por Leite *et al.* (2005) devido à sua associação com rochas de composição monzonítica com hiperstênio e mesopertita. As rochas desta unidade encontram-se em blocos e matacões que sustentam relevo de morros e morrotes em forma de meia laranja, compreendendo sieno/monzogranitos e monzonitos de cores cinza, amarelo, vermelho-arroxeadado a vermelho-alaranjado que variam de inequigranulares finos até porfiríticos com matriz de granulação de média a grossa (Fig. 6A-B-C). Caracterizam-se pela presença de ortopiroxênios, identificáveis apenas em microscopia, forte magnetismo, grãos arredondados de feldspato alcalino vermelho-intenso, quartzo cinza-enfumaçado e plagioclásio.

Figura 5 - Fotomicrografias do Anortosito Castanheira ilustrando: A) cristais tabulares de plagioclásio e grãos de hornblenda; B) granada poiquiloblástica, plagioclásio e allanita. Polarizadores cruzados em A e paralelos em B.

Sua paragénese magmática é constituída por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, piroxênios (Fig. 7A-C) (hyperstênio-bronzita), hornblenda, opacos, zircão e apatita, enquanto a secundária é composta, principalmente, por biotita, anfibólio, epidoto, talco, granada (Fig. 7B), opacos e rutilo. Os feldspatos alcalinos estão representados pelo ortoclásio e microclina, exibindo comumente intercrescimento pertítico nos charnockitos a mesopertítico nos mangeritos. Apesar de predominantemente isotrópica esta unidade tem registro de deformação heterogênea, com o desenvolvimento de foliação milonítica.

Granito Juara Esta unidade é representada por litotipos que descrevem relevo suavemente ondulado, aflorando em blocos e matacões tabulares a subangulosos

isolados, que variam de 3 a 100 m de comprimento, e por diques de dimensões variadas (de 50-60 m até quase 1 km) que ocorrem predominantemente na porção central do município homônimo, estendendo-se para oeste como uma faixa estreita e contínua até as imediações do rio do Sangue. Ocorrem intrudindo, mais comumente, as rochas do Granito Fontanillas (Fig. 8). Estes litotipos apresentam cores rosa e cinza e uma ampla variação composicional, granitos hololeucocráticos com menos de 5% de biotita, correspondentes a sienogranitos e hornblenda-biotita monzogranitos. Os fenocristais e porfiroclastos são de microclina e plagioclásio, e a matriz é formada essencialmente por quartzo, plagioclásio (oligoclásio) e microclina, tendo biotita e, às vezes, hornblenda como máficos primários.

Figura 6 - Fotografias do Charnockito-Mangerito São Roque ilustrando: A) bloco de estrutura isotrópica predominante nesta unidade; B) e C) amostras de mão, respectivamente, de charnockito com feldspato alcalino vermelho-intenso e de mangerito de cor mais amarelada.

Figura 7 - Fotomicrografias do Charnockito-Mangerito São Roque ilustrando: A) cristal de hyperstênio parcialmente substituído por hornblenda de textura drop-like quartz (fonte: CPRM-GO); B) porfiroclasto de plagioclásio com coroa formada por grãos muito finos de granada, hornblenda, biotita e opacos; C) cristal de hyperstênio de cor rosa com textura coronítica formada por hornblenda. Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita em A e paralelos em B e C.

Figura 8 - Fotografia de dique do Granito Juara no Granito Fontanillas.

A paragênese acessória magmática é formada por titanita, allanita, apatita, zircão e opacos, enquanto que epidoto, sericita/muscovita, calcita, granada (Fig. 9B), clorita, argilo-minerais, opacos e rutilo correspondem aos produtos de alteração. Os feldspatos alcalinos estão representados principalmente por microclina, às vezes pertítica (Fig. 9A) ou gráfica, e mais raramente pelo ortoclásio, detectados em duas gerações distintas, uma primária como porfiroclastos e outra de granulação fina e geminação em grade formada durante a deformação. Texturalmente predominam termos porfiríti-

cos e porfiroclásticos com matriz equi a inequigranular fina; no entanto, exemplares de textura inequigranular médio-grossa até pegmatítica também são encontrados. Quando deformados estes litotipos encontram-se protomilonitizados a milonitizados caracterizados pelo paralelismo de micas/clorita e por um arranjo de porfiroclastos com sombra de pressão, *ribbons* de quartzo numa matriz quartzo-feldspática recristalizada.

Gabro Juína As rochas máficas da Suíte Guadalupe definidas por Bizzi *et al.* (in Lacerda Filho *et al.* 2004) como pertencentes ao Complexo Xingu, foram redenominadas Gabro Juína por Lacerda Filho *et al.* (2004). Ocorrem em forma de *stocks* e diques, com afloramentos preferencialmente em blocos (Fig. 10A-B), caracterizadas como rochas gabróicas heterogeneamente deformadas, tendo associação espacial com o Granito Fontanillas. Os diques correspondem a corpos estreitos e tabulares de diabásio, enquanto gabros e dioritos de cores cinza a preto, granulação média a fina e texturas porfiríticas a porfiroclásticas constituem os *stocks*. Por vezes, os diques são de pequenas dimensões, discordantes, e se encaixam em planos de fraqueza provocados por deformação dútil que gerou fraturamentos de *trend* WNW – ESE. Segundo Lacerda Filho *et al.* (2004), nas proximidades dos contatos com rochas granitóides encontram-se faixas métricas de rochas híbridas que, sugerem processos de mistura de magmas máfico e félsico;

Figura 9 - Fotomicrografias do Granito Juara ilustrando: A) porfiroclasto de feldspato alcalino pertítico em matriz formada por quartzo, plagioclásio, microclina e biotita; B) granada poiquilítica associada a hornblenda. Polarizadores cruzados em A e paralelos em B.

Figura 10 - Fotografias A) e B): forma de ocorrência do Gabro Juína.

no entanto, a presença destes litotipos não foi verificada neste trabalho.

Diversas fácies de rochas gabróicas são observadas nesta unidade, de composição essencialmente gabro-norítica, que se diferenciam pela predominância de uma fase máfica específica, tais como olivina, ou orto e clinopiroxênio, ou ainda hornblenda naquelas metamorfizadas. Os olivina gabro-noritos apresentam textura subofítica (Fig. 11B) a intergranular média a grossa constituída essencialmente por ripas de plagioclásio, e por 10 a 15% de grãos anédricos arredondados de olivina magnesiânica com coronas formadas por piroxênio (Fig. 11A), por serpentina fibrosa disposta, às vezes, em arranjos radiais, por anfibólio da série actinolita-tremolita e ainda por iddingsita, que em estágios mais avançados de alteração, a substitui totalmente constituindo seus pseudomorfos. Ocorrem também prismas de augita e palhetas de biotita secundária, tendo ainda como fases acessórias ou de alteração: opacos, titanita, espinélio, apatita, epidoto, sericita e argilo-minerais. Litotipos sem olivina também são observados nesta unidade e caracterizados pela presença de aproximadamente 30% de prismas alongados a curtos de ortopiroxênio e clinopiroxênio, respectivamente, hyperstênio e augita, e por cristais tabulares imbricados de plagioclásio descrevendo uma textura subofítica a intergranular fina a média, tendo biotita e quartzo secundários. Uma fácies metamorfizada é identificada, correspondente a um metagabro-norito apresentando tonalidades mais esverdeadas provenientes do alto percentual de anfibólio, com variações no tamanho e na forma dos grãos, onde

a textura subofítica é parcialmente substituída pela nematoblástica. A paragênese primária é representada por plagioclásio (labradorita a andesina), hyperstênio, titanita e apatita, enquanto as fases metamórficas correspondem a diopsídio, granada, biotita e clorita. A hornblenda é o máfico mais abundante (Fig. 11C) e representa tanto fase primária como produto de uralitização do piroxênio, por vezes, coronítica, exibindo texturas do tipo *drop-like quartz*. Localmente observa-se textura simplectítica e pseudo-brokita, que ocorre nos traços de clivagens do clinopiroxênio como exsolução de óxido de titânio. Quartzodioritos também são identificados e apresentam texturas granonematoblásticas inequigranulares hipidiomórficas a xenomórficas finas a médias, constituindo-se por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, quartzo, clino e ortopiroxênio, hornblenda, biotita, titanita, apatita, opacos, zircão e também allanita.

GEOCRONOLOGIA E DADOS DE Nd Leite *et al.* (2005) apresentam dados geocronológicos adquiridos pela sistemática Pb/Pb para o Granito Juara indicando uma idade mínima de cristalização de 1475 ± 7 Ma; os dados de Nd para quatro amostras apresentam valores de ϵ_{Nd} entre -4,98 e -6,29 e $T_{(DM)}$ entre 2,35 e 2,5 Ga.

Neste trabalho uma amostra do Anortosito Castanheira foi datada pelo método U-Pb através da técnica LA-ICP-MS utilizando-se o Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS (Porto Alegre). A microsonda utilizada é um MC-ICP-MS Neptune (Thermo Finnigan), com a configuração dos copos de Faraday: Pb^{206} , Pb^{208} , Th^{232} e U^{238} , e MicS ^{202}Hg , $^{204}Hg+^{204}Pb$, ^{207}Pb . A

Figura 11 - Fotomicrografias da unidade Gabro Juína ilustrando: A) ripas de plagioclásio e cristais de piroxênio e olivina com textura em corona formada por piroxênio; B) textura subofítica constituída por ripas de plagioclásio, grãos de olivina coronítica e augita; C) cristais de hornblenda parcialmente alterados para biotita. Polarizadores cruzados em A e em B e paralelos à esquerda e cruzados à direita em C.

injeção de gás é feita com fluxo de gás principal (Ar) 15l/min, gás auxiliar (Ar) 0,8 l/min e gás de transporte de amostra (0,8 l/min (Ar)) + (45 l/min (He)). As condições de análise foram: Microssonda à Laser Tipo New Wave UP213, com comprimento de onda 213 nm, po-

tência 12.21 J/cm², taxa de repetição 10 Hz e tamanho do feixe (*spot*) 25 µm.

Treze cristais de zircão foram analisados, sendo que em dois deles foram datadas a borda e núcleo (Figs. 12F e K). Com o intuito de se averiguar possíveis

Figura 12 - Imagens MEV dos cristais Zr-074-: A) A-I-01; B) A-I-02; C) A-I-04; D) A-I-06; E) A-I-10; F) A-I-15; G) B-II-02; H) B-II-04; I) B-II-07; J) B-II-09; K) C-III-07; L) C-III-10; M) C-III-11. As imagens de A-F, G-J e K-M pertencem às famílias 1, 2 e 3, respectivamente. Em H, K, M imagens dos zircões ígneos (Zr-074-B-II-04: grão uniforme; Zr-074-C-III-07: núcleo mais antigo e Zr-074-C-III-11, gerado em 1542 ± 11 Ma).

diferenças nas idades classificou-se os cristais morfológicamente em 3 famílias distintas: i) prismas longos fraturados (relação C/L = 2,5/1; 16 cristais); ii) prismas curtos (C/L = 2/1; 14 cristais); iii) prismas fraturados, alguns quebrados, sendo que em i e ii os zircões variam de transparente a amarelo-claro, enquanto que em iii apresentam cor amarela (16 prismas). Estes grãos compuseram seções circulares de epóxi (*mount*), sendo ordenados em fileiras de acordo com as famílias. Após a secagem o *mount* foi polido com pastas diamantadas de diferentes gramaturas e, em seguida, levado ao microscópio para numeração e obtenção de fotografia dos cristais. Cada *mount* foi metalizado, através da deposição de um filme de carbono antes de serem submetidos à Microscopia Eletrônica de Varredura para obtenção de imagens de elétrons retro-espalhados (Fig. 12).

As imagens MEV (Fig. 12A-M), utilizadas para delinear a área mais adequada à aplicação do feixe iônico do laser, foram adquiridas no Laboratório de Microscopia Eletrônica da PUC-RS. Análise das imagens permitiu o reconhecimento de núcleo herdado (Fig. 12D); cristais maciços isentos de zonação, característicos de eventos metamórficos (Fig. 12E); e, principalmente, zoneamento interno de crescimento, evidenciado por bandas oscilatórias euédricas de tonalidades distintas, típicas de zircões ígneos, refletindo as mudanças físicas e químicas do magma onde o mineral cristalizou

e cresceu (Halden & Hawthorne 1993; Figs. 12H, K, M).

Os resultados obtidos estão resumidos na tabela 2, onde as idades variam entre 2203 Ma e 1473 Ma. O núcleo do zircão da figura 12K (denominado C-III-07) foi o único com idade de 2203 Ma, provavelmente herança do embasamento, corroborando dados U-Pb em zircão de Leite & Saes (2003) para rochas ao norte da região de Juara. O cristal da figura 12H (B-II-04), límpido e isento de zonação interna, mostrou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1473 ± 72 Ma. Os demais grãos datados fornecem valores em torno de 1550 Ma. O diagrama concórdia (Fig. 13) mostra as razões dos pontos analisados e indica uma idade concordante em 1542 ± 11 Ma, interpretada como de cristalização do anortosito.

Amarelo – erros maiores

1 - Amostras e padrão são corrigidas após Brancos de Pb e Hg

2 - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são corrigidas após detectada a presença de Pb comum. Pb comum é assumido na idade concordante $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$

3 - $^{235}\text{U} = 1/137,88 * \text{Utotal}$

4 - Padrão GJ-1

5 - Razão Th/U = razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} * 0,992743$

6 - Todos os erros na tabela são calculadas com 1 sigma (% para razões isotópicas, absoluta para idades)

Tabela 2 - Sumário das idades U-Pb em zircões da amostra CASME-09 (LAM-ICPMS-MC, LGI-UFRGS).

Spot number	Concordia 1					Concordia 2					Age(Ma)						$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	% Disc	f206
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Rho1	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Rho2	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	error			
Zr-074-A-I-02	3.56377	2.24	026832	1.44	0.64	3.72686	1.44	0.09633	1.72	0.84	1365	20	1542	35	1554	27	0.27	12	0.0023
Zr-074-A-I-04	3.42210	1.93	025783	1.33	0.69	3.87860	1.33	0.09626	1.40	0.95	1317	18	1509	29	1553	22	0.22	15	0.0001
Zr-074-A-I-10	3.45079	1.56	026270	1.02	0.65	3.80656	1.02	0.09527	1.18	0.87	1340	14	1516	24	1533	18	0.21	13	0.0003
Zr-074-A-I-15	3.43312	1.85	026275	1.26	0.68	3.80590	1.26	0.09476	1.36	0.92	1340	17	1512	28	1523	21	0.28	12	0.0000
Zr-074-B-II-02	3.18362	1.82	023996	1.40	0.77	4.16741	1.40	0.09622	1.16	1.20	1386	19	1453	26	1552	18	0.36	11	0.0002
Zr-074-B-II-04	3.38498	4.89	026600	0.57	0.12	3.75941	0.57	0.09229	4.86	0.12	1520	9	1501	73	1473	72	0.24	-3	0.0019
Zr-074-B-II-07	3.44059	1.79	025788	1.07	0.60	3.87774	1.07	0.09676	1.43	0.74	1479	16	1514	27	1563	22	0.25	5	0.0000
Zr-074-C-III-07b	3.16997	1.66	024255	1.02	0.61	4.12286	1.02	0.09479	1.32	0.77	1400	14	1450	24	1524	20	0.29	8	0.0002
Zr-074-A-I-01	3.35804	2.01	025401	1.53	0.76	3.93678	1.53	0.09588	1.29	1.19	1299	20	1495	30	1545	20	0.44	16	0.0007
Zr-074-A-I-06	3.59966	1.77	027299	1.35	0.76	3.66319	1.35	0.09564	1.14	1.18	1387	19	1549	27	1541	18	0.47	10	0.0001
Zr-074-A-I-15 núcleo	3.95240	2.41	029780	2.00	0.83	3.35793	2.00	0.09626	1.34	1.49	1680	34	1624	39	1553	21	0.51	-8	0.0003
Zr-074-C-III-10	3.62422	3.23	027357	2.70	0.84	3.65533	2.70	0.09608	1.77	1.52	1559	42	1555	50	1549	27	0.45	-1	0.0002
Zr-074-C-III-11	3.56872	1.73	027004	0.91	0.53	3.70314	0.91	0.09585	1.47	0.62	1541	14	1543	27	1545	23	0.44	0	0.0003
Zr-074-C-III-07a	6.89104	1.27	0.36197	0.46	0.36	2.76268	0.46	0.13807	1.19	0.39	1991	9	2098	27	2203	26	0.25	10	0.0002

Figura 13 - Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtido a partir das análises dos zircões da amostra CASME-09. Diagrama com dados de U/Pb em zircões da amostra CASME-09, obtidos com LAM-MC-ICP-MS fornecendo uma isócrona com intersepto superior em 1541 ± 11 Ma.

CONSIDERAÇÕES FINAIS A SRS é composta por cinco unidades que incluem granitos *rapakivi*, anortositos, chnockitos-mangeritos, granitos e gabros dispostos ao longo de um cinturão de direção predominante E-W com aproximadamente 400 km de comprimento por 60 km de largura.

A caracterização petrográfica evidencia o caráter bimodal da SRS, assim como identifica a presença de superimposição de um evento metamórfico-deformacional em condições de fácies anfibolito.

Dada a íntima relação espaço-temporal sugerem-se tais unidades como contemporâneas e co-genéticas derivadas de processos de fusão parcial de crosta continental pré-existente, envolvendo mistura com componente mantélico subordinado. A falta de minerais hidratados primários, tais como hornblenda, biotita e muscovita, e a presença de 2 a 3% de ortopiroxênio diagnosticada na unidade Charnockito-Mangerito São Roque, sugerem que estas rochas foram geradas por fusão parcial em ambiente anidro ou onde a água era insuficiente para promover a formação de paragênese hidratada. Isto pode sugerir a interveniência de uma pluma em zonas profundas, abaixo da base da crosta.

A composição isotópica das rochas da SRS, com idades $T_{(DM)}$ entre 2,35 e 2,5 Ga e $\epsilon\text{Nd}_{(1,47)}$ entre -4,98 e -6,29 permite a sugestão de que o componente crustal mais importante seria representado pelos tonalitos cálcio-alcálinos imediatamente a norte da SRS, de idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1.776 ± 2 Ma, $T_{(DM)}$ entre 2,21 e 2,65 Ga e $\epsilon\text{Nd}_{(1,77)}$ entre -0,56 e -2,76 Ga (Leite et al. 2006). Gabros e anortositos corresponderiam ao componente mantélico subordinado.

Os dados geocronológicos disponíveis, assim como aquele apresentado para o Anortosito Castanheira, embora com alto erro para o último (1.54 ± 11 Ma), indicam um intervalo de tempo de 7 Ma, entre 1.54 Ga e 1.47 Ga para a formação da SRS. Portanto, a formação da SRS pós data o último evento colisional - 1.77 Ga - em aproximadamente 230 Ma. Além disto, o evento de-formacional superimposto às rochas da SRS fica delimitado entre 1.47 e 1.4 já que a Formação Dardanelos não foi afetada pelo mesmo e a idade máxima para o início da sedimentação foi definida em 1.4 (Leite & Saes 2003).

A não identificação até o presente momento de um evento colisional em torno de 1.5 Ga corrobora a sugestão de que a SRS originou-se pela fragmentação de uma massa continental preexistente de pouca residência crustal, Tonalito Japuíra (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1.776 ± 2 Ma; Leite et al. 2006).

Os dados no seu conjunto permitem a caracterização da SRS como uma associação AMCG, anorogênica, bimodal, típica do Mesoproterozóico e gerada como resposta da fragmentação do Supercontinente Columbia.

Por fim, a correlação com a Suíte Serra da Providência no leste da Rondônia parece evidente já que a mesma engloba predominantemente granitos *rapakivi* com idades entre 1.6 e 1.54 Ga. Neste caso as dimensões desta suíte anorogênica se estenderia por aproximadamente 700 km de comprimento.

Agradecimentos Este trabalho foi realizado com apoio financeiro do projeto de pesquisa nº. 473117/03-7 do CNPq, processo FAPEMAT/UFMT Nº 3.2.2.30/02-2004E e com infra-estrutura da UFMT.

Referências

- Abdallah S. 2008. Distribuição e Ocorrência do Magmatismo Serra da Providência - Uma Associação Tipo AMCG na Porção Oeste do Cráton Amazônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, PR. *Anais*, Disponível em: http://www.cprm.gov.br/publique/media/evento_0225.pdf. Acessado em 24.11.2009.
- Åhäll K.I., Connelly J., 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.
- Anderson J.L. & Morrison J. 1992. The role of anorogenic granites in the Proterozoic crustal development of North America. In: Condie K.C. (ed.) *Proterozoic Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, p. 263-299.
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.B., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil: I. Reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Res.*, **95**:41-67.
- Dall’Agnol R., Costi H.T., Leite A.A.S., Magalhães M.S., Teixeira N.P. 1999. Rapakivi Granites From Brazil And Adjacent Areas. *Precambrian Research*, **95**:9-39.
- Fraga L.M., Dall’Agnol R., Macambira M.J.B. 2003. The Mucajá Anorthosite-Mangerite-Rapakivi Granite (AMG) Complex, North Amazonian Craton, Brazil. *Geophysical Research Abstracts*, **5**:14489, CD-ROM.
- Fraga L.M., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R., Costa J.B.S. 2009. 1.94–1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: Single-zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:247-257.
- Haapala I. & Rämö O.T. 1999. Rapakivi granites and related rocks, *Precambrian Res.*, **95**:1-7.
- Halden N.M. & Hawthorne F.C. 1993. The fractal geometry of oscillatory zoning in crystals: application to zircon. *American Mineralogist*, **78**:1113-1116.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C., Albuquerque M.C. 2004. *Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso*. Programa integração, atualização e difusão de dados da geologia. CPRM. 200 pp. + Mapas.
- Leite J.A.D. & Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências da USP, Série Científica*, **3**:113-127.
- Leite J.A.D., Sousa M.Z.A., Saes G.S., Macambira M.J.B., Batata M.E.F., Oliveira F.A. 2005. Evolução crustal de partes da porção sudoeste do Cráton Amazônico no Alto Estrutural Eugênia-Arinos, médio-noroeste de Mato Grosso: registro de acreção, fragmentação e reaglutinação de massas continentais. In: SBG-NCO, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 11, *Geologia e Mineração do Centro-Oeste*, Goiânia-GO, *Atas*, **1**:113-115.
- Leite J.A.D., Souza M.Z.A., Saes G.S., Batata M.E.F., Oliveira F.A., Menezes T., Freitas F.A.O., Gomes M.F., Uchôa J., Silva V.F., Silva D.R. 2006. Geologia, geocronologia e evolução crustal de partes da porção sul do Cráton Amazônico no Alto Estrutural Eugênia-Arinos, médio-noroeste de Mato Grosso. In: Viana R.R. & Fernandes C.J. (Org.). *Coletâneas Geológicas do estado de Mato Grosso: Geologia Regional*. Cuiabá, EDUFMT, (MT), p. 601- 686.
- Payolla B.L., Bettencourt J.S., Kozuch M., Leite Jr. W.B., Fetter A.H., Van Schumus W.R. 2002. Geological Evolution of the nasement rocks in the east-central part of the Rondonia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brasil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, **119**:141-169.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schumus W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. *Intern. Geology Review*, **38**(2):161-175.
- Vignerresse J.J. 2005. The specific case of the Mid-Proterozoic rapakivi granites and associated suite within the context of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, **137** (1-2):1-34.
- Windley B.F. 1989. Anorogenic magmatism and the Grenvillian Orogeny. *Can. J. Earth Sci.*, **26**:479-489.
- Windley B.F. 1993. Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections, *J. Geol. Soc. Lond.* **150**:39-50.
- Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S. 2004. A Paleo-Mezoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, **67**(1-2):91-123.

Manuscrito ID 10814

Submetido em 4 de março de 2008

Aceito em 9 de fevereiro de 2010