Estruturas sinmagmáticas e idade de zircão de granitos (evaporação de Pb) paleoproterozóicos da parte leste do domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas

Carlos Eduardo de Mesquita Barros¹, Moacir José Buenano Macambira², Márcia Cristina da Cruz Santos⁴, Daniela Cristina C. Silva³, Luis Carlos Melo Palmeira⁴ & Mike Macedo Sousa⁴

Resumo Ao longo da rodovia Transamazônica, entre as localidades de Novo Repartimento e Belo Monte (Favânia) afloram monzogranitos, granodioritos, tonalitos, sienogranitos e quartzo dioritos. Estas rochas têm foliação penetrativa na escala regional, cuja trajetória tem direção N60°W a WNW-ESE e mergulhos normalmente altos. Na escala mesoscópica são descritos bandamentos magmáticos rítmicos subverticais e subhorizontais, os quais refletem fluxo ligado à ascensão e preenchimento de câmaras magmáticas. Estas superfícies evoluem para foliação secundária de alta temperatura e para zonas miloníticas. Na escala microscópica nota-se a transição dos estágios de mais alta temperatura para as foliações de temperaturas menores. O achatamento de enclaves máficos, a presença de veios aplíticos precoces deformados e tardios menos deformados, a presença de orientações preferenciais em rochas pouco deformadas indicam regimes de deformação progressiva e temperaturas decrescentes. Os simplectitos formados pela corrosão de cristais de biotita e anfibólio são feições indicadoras de que granitos se coloram concomitantemente a esforços compressivos, inicialmente com fortes componentes de achatamento coaxial. Os veios sinplutônicos de aplitos teriam se colocado em níveis crustais relativamente rasos e teriam sido formados por segregação controlada por esforços. Nas rochas fortemente recrystalizadas os baixos ângulos de caimento das lineações sugerem um caráter transcorrente para a deformação. Porfiroclastos do tipo sigma em milonitos indicam movimentos sinistrais e o deslocamento de veios por bandas de deformação evidencia movimento destrai. As estruturas destas rochas permitem compará-las aos granitos sintectônicos de arcos magmáticos associados a colagens de terrenos. A idade de 2076 ± 6 Ma obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão marca a fase final de granitogênese do ciclo Transamazônico na parte sul da Província Maroni-Itacaiúnas.

Palavras-chave: granitos sintectônicos, geologia estrutural, geocronologia de zircão, Província Maroni-Itacaiúnas, ciclo Transamazônico.

Abstract *Synmagmatic deformation and zircon dating of the Paleoproterozoic granites from the eastern part of the Bacajá domain, Maroni-Itacaiúnas province.* Along Transamazônica road, between Xingu River and Novo Repartimento village, (eastern Bacajá domain), one has described predominant syenogranites, monzogranites and granodiorites, tonalites, syenogranites and quartz diorites. These rocks are rather homogeneously deformed in the regional scale and present foliation trajectories striking N60°W and WNW-ESE. In outcrop both subvertical and flat lying igneous layering can be found. These primary surfaces pass laterally to high temperature secondary foliation and also to conformable mylonite zones. The development of these structures was controlled by progressive deformation under decreasing temperature regime, so that one can ascertain the syntectonic emplacement of these granitoids during regional shortening stresses. Rhythmic primary layering with flat-lying and vertical dips would be created by laminar flow, probably during ascending and filling of magma chamber. Aplite veins translate shallow-level emplacement and would have been formed through stress-controlled segregation. Simplectites formed by corrosion of biotite and amphibole indicate that granites emplacement occurred under compressive stresses, with early coaxial flattening components. In strongly deformed rocks low-plunge lineations indicate late strike-slip components. Sigma-type porphyroclasts found in mylonites point to sinistral movement whereas the displacement of aplite veins indicates destrai shear sense. Pb-evaporation dating of a granite sample yielded an age of 2076 ± 6 Ma that marks the end of the Transamazonian cycle in the southern part of the Maroni-Itacaiúnas Province. The structures and the widespread occurrence of the studied granites are similar to those observed in other Paleoproterozoic magmatic-arc environments developed during soft amalgamation of continental plates.

Keywords: syntectonic granites, structural geology, zircon geochronology, Maroni-Itacaiúnas Province, Transamazonian cycle.

1 - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, Brasil. E-mail: cadubarros@ufpr.br

2 - Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, Brasil. E-mail: moamac@ufpa.br

3 - Pós-Graduanda do Curso de Geologia da Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, Brasil. E-mail: danikris@bol.com.br

4 - Graduandos do Curso de Geologia da Universidade Federal do Pará E-mail: lpalmeira@pv.cprm.gov.br, mikemsousa@hotmail.com,

INTRODUÇÃO O nível de conhecimento da geologia da região situada ao longo da rodovia Transamazônica, entre as localidades de Novo Repartimento e Belo Monte, pode ser considerado preliminar, embora avanços tenham sido alcançados nos últimos anos (João *et al.* 1987, Faraco *et al.* 2005, Vasquez *et al.* 2005). O desconhecimento em detalhe de boa parte desta área, denominada informalmente de domínio Bacajá, trouxe dúvidas no que diz respeito aos limites das províncias Maroni-Itacaiúnas, de idade paleoproterozóica, e Amazônia Central. Não se sabia até então se as áreas correspondentes ao domínio Bacajá representavam ou não uma continuidade da Província Metalogenética de Carajás, onde afloram principalmente rochas granitóides e supracrustais arqueanas, e rochas granitóides paleoproterozóicas (Macambira & Lafon 1995). Cordani *et al.* (1984) propuseram que o limite entre estas duas províncias estaria ao norte da Serra dos Carajás, merecendo, todavia, uma definição mais precisa. A hipótese de que o limite entre as duas províncias acima mencionadas esteja ao norte da região de Carajás tem sido defendido por Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000).

O magmatismo granítico paleoproterozóico representa um processo de escala global (Goodwin 1997) registrado, por exemplo, nos continentes africano (Pons *et al.* 1995, Gasquet *et al.* 2003) e norte-americano (Karlstrom & Williams 1995). No Cráton Amazônico está presente na Guiana Francesa (Vanderhaeghe *et al.* 1998, Norcross *et al.* 2000, Delor *et al.* 2003) e em vários domínios do território brasileiro como na Província Tapajós (Lamarão *et al.* 2002), na região do rio Xingu (Santos *et al.* 1988, Vasquez *et al.* 2005), nos estados de Roraima (Reis *et al.* 2003) e Amapá (Avelar *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2003), além do Cráton São Luís (Klein *et al.* 2005).

Tendo em vista a escassez de informações detalhadas sobre as rochas que afloram na rodovia Transamazônica, realizou-se um perfil ao longo de cerca 250 quilômetros pela rodovia entre o Município de Novo Repartimento, às margens do Rio Tocantins, e a localidade de Favânia, às margens do Rio Xingu (Fig. 1). Duas áreas a sul e a norte do município de Pacajá, totalizando aproximadamente 400 km² foram selecionadas para trabalhos de semidetalhe. Neste trabalho são apresentados dados geocronológicos obtidos pelo método Pb-Pb em zircão (evaporação) de rochas granitóides do domínio Bacajá. São descritas e discutidas com mais detalhe, quanto à origem, as estruturas presentes nos granitos, objetivando-se estabelecer a relação temporal entre magmatismo e deformação.

GEOLOGIA REGIONAL Estudos petrográficos e litoquímicos preliminares foram realizados em programas de mapeamento do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (João *et al.* 1987) na região de Altamira, situada mais a oeste. Naquela ocasião foram distinguidas as seguintes unidades litoestratigráficas: Granolito Bacajaí, Suíte Metamórfica Três Palmeiras, Granodiorito Anapu, Granodiorito Oca, Granito João Jorge. Naquela

ocasião, algumas unidades foram consideradas tentativamente como tendo idade arqueana ou paleoproterozóica. Unidades paleozóicas de rochas sedimentares também foram descritas por aqueles autores. Recentemente trabalhos de reconhecimento regional foram apresentados por Faraco *et al.* (2005) e Vasquez *et al.* (2005). Faraco *et al. op. cit.* descrevem diversas unidades litoestratigráficas dispostas em domínios alongados na direção NW-SE e WNW-ESE. A Suíte Granulítica Direita, de idade incerta, seria formada por granulitos quartzo-feldspáticos foliados que possuem hiperstênio e biotita marrom avermelhada. O Complexo Charnockítico Bacajaí aflora a sul da folha Belém e compreende rochas quartzo-feldspáticas com hiperstênio, biotita e diopsídio, e que apresentam assinatura cálcio-alcalina rica em potássio (João *et al.* 1987). Rochas máficas/ultramáficas e formações ferríferas bandadas estão intercaladas àqueles charnockitos. Rochas portadoras de granada, biotita e sillimanita aflorando em uma faixa de 120 km por 10 km foram abrigadas sob a denominação de Complexo Kinzigítico Ipiacava. O Piriclasito Rio Preto é formado por granulitos máficos cálcio-alcalinos, cuja cristalização teria sido controlada por altas temperaturas (720 – 840 °C) e altas pressões (9 e 10 kbar). O Complexo Enderbítico Cajazeiras abriga rochas de composição variada e metamorfismo de fácies granulito (4 a 6 kbar; 700 a 800 °C) e assinatura cálcio-alcalina, semelhante àquela verificada em rochas de arcos de ilha. Segundo Faraco *et al.* (2005) muitas destas unidades acima mencionadas foram afetadas por zonas de cisalhamento com metamorfismo associado. Unidades metavulcanossedimentares seriam representadas pelas seguintes unidades: Grupo Misteriosa, Grupo São Manuel, Anfibolito Itatá, Micaxisto Bacajá e Complexo Valentin. Os granitóides de composição monzogranítica a granodiorítica foram separados em outros corpos (Felício Turvo e Bacajá), além dos já descritos por João *et al.* (1987). Algumas datações pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão forneceram para estas rochas graníticas idades de 2070 Ma (Souza & Kotschoubey 2005, Macambira *et al.* 2001, 2003). Uma grande quantidade de dados geocronológicos foi obtida por Vasquez *et al.* (2005) na região do Iriri-Xingu, a oeste da área estudada no presente trabalho. As datações de zircão por evaporação de Pb obtidas por Vasquez *et al.* (2005) apontam idades de 2,22 a 1,99 Ga para os granitóides da área. Aqueles autores mencionam a presença de feições estruturais desenvolvidas por fluxo magmático nas rochas granitóides da região do Iriri-Xingu, muitas delas anteriormente interpretadas como feições metamórficas e migmatíticas.

Mais a norte da Bacia do Amazonas, têm sido obtidas idades Sm-Nd (Sato & Tassinari 1997) que apontaram para a presença de granitos paleoproterozóicos (2,2 Ga), na região de Cupixi, sul do Estado do Amapá. Aqueles autores descreveram tonalitos com idades T_{DM} mais antigas (3,1 Ga e 3,06 Ga), indicativas de fragmentos crustais arqueanos na região. Na área estudada, algumas idades T_{DM} apontam para a presença de rochas juvenis ($T_{DM} = 2,25$ a 2,35 Ga; $\epsilon_{Nd} = +0,85$) e de

Figura 1 - Localização da área estudada ao longo da rodovia Transamazônica entre a cidade de Novo Repartimento e a localidade de Favânia (Belo Monte, margens do rio Xingu).

rochas formadas provavelmente pelo retrabalhamento de material crustal continental ($T_{DM} = 2,57\text{Ga}$; $\epsilon_{Nd} = -0,60$) mais antigo (Macambira *et al.* 2003).

GEOLOGIA ESTRUTURAL Os granitos da parte leste do domínio Bacajá, objeto dos estudos aqui reportados, têm uma foliação desenvolvida em intensidades variáveis e distribuição regional. Entre estas feições serão apresentados acamamentos magmáticos primários (S_0), foliações secundárias desenvolvidas ainda na presença de líquido (S_1), zonas de cisalhamento (S_{1m}) de alta temperatura, além de dobras e ondulações. Também serão discutidos os significados de feições microscópicas presentes nas rochas granitóides.

Trajetoórias de foliação Entre Novo Repartimento e Belo Monte (nas margens do Rio Xingu), nos domínios das rochas granitóides, a foliação tem trajetória WNW-ESE, que muda lateralmente para $N60^\circ\text{W}$ com mergulho subvertical predominante. Esta foliação é penetrativa nas escalas regional e mesoscópica, de tal modo que rochas isotrópicas são raras. Na porção mais oriental do perfil realizado, a foliação tende a mostrar

uma trajetória WNW-ESE, ao passo que na porção mais ocidental, a foliação mostra direção $N60^\circ\text{W}$ (Fig. 2). Esta trajetória de foliação é concordante com o que se tem observado regionalmente mais ao sul, na área de ocorrência das rochas metavulcano-sedimentares da formação Bacajá (João *et al.* 1987) e mais ao norte do Estado do Pará e sudoeste do Estado do Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2003).

Estruturas mesoscópicas Na escala mesoscópica as seguintes feições estruturais podem ser observadas: acamamento primário (S_0), foliação secundária (S_1), zonas miloníticas (S_{1m}), ondulações e dobras. Na maioria das vezes há paralelismo entre o acamamento primário e a foliação secundária e, em algumas rochas, este paralelismo torna difícil distinguir as superfícies S_0 e S_1 .

ACAMAMENTOS PRIMÁRIOS (S_0) E FOLIAÇÃO SECUNDÁRIA (S_1) O acamamento primário (S_0) é rítmico e caracterizado pela alternância de níveis ricos em minerais ferromagnesianos e níveis predominantemente quartzo-feldspáticos. Este acamamento apresenta altos ângulos de mergulho (Fig. 3a) e direção WNW-

Figura 2 - Mapa de trajetórias de foliação e diagrama de pólo das rochas estudadas (Província Maroni-Itacaiúnas).

ESE. Acamamentos primários com baixo ângulo de mergulho ou com mergulho subhorizontal também são relativamente comuns (Fig. 3b). Quando o acamamento magmático é subvertical, a foliação secundária tende a ser concordante a ele. De modo localizado, o acamamento primário é afetado por falhas direcionais que se distinguem pela cicatrizações de seus planos (Fig. 3c). Superfícies semelhantes foram descritas por Vigneresse *et al.* (1996) em granitos do Cráton Oeste Africano, e foram denominadas de falhas protoclásticas. Segundo aqueles autores, estes planos representam locais de movimentação desenvolvidos em meio não completamente consolidado. A foliação secundária (S_1) é desenhada pela orientação preferencial de minerais ferromagnesianos, pelo achatamento de cristais de quartzo e pelo alongamento de encaves quartzo dioríticos. Em rochas de textura grossa ou porfíricas, a foliação secundária é marcada pela orientação preferencial dos fenocristais de feldspatos (Fig. 3d), os quais podem coexistir com alguns fenocristais dispostos aleatoriamente. Ressalta-se que em muitos casos há apenas orientação preferencial sem deformação intracristalina proeminente.

LINEAÇÃO MINERAL Apenas as rochas granitóides

moderada a fortemente deformadas apresentam lineação mineral. Nas primeiras, a lineação é incipiente e nas últimas a lineação é mais bem desenvolvida e marcada por minerais máficos alongados ou por agregados quartzo-feldspáticos (lineação em *ribbon*). A lineação tem geralmente direção para 310° e baixos ângulos de caimento que variam de 20° a 30° (Fig. 2).

VEIOS APLÍTICOS E PEGMATÓIDES Veio aplíticos e pegmatóides são bastante frequentes, têm espessuras centimétricas a decimétricas, e comprimentos decimétricos a métricos. A orientação destes veios é concordante ou discordante ao acamamento primário e à foliação secundária e, internamente, sua foliação é paralela à foliação S_1 da rocha que lhes hospedam. Os veios discordantes estão por vezes levemente ondulados ou fortemente dobrados. Em alguns casos, o veio quartzo-feldspático grosso tem megacristais euédricos de anfibólios, sem deformação e com orientação preferencial concordante com a foliação da rocha hospedeira. Os veios aplíticos são localmente afetados por finas bandas de cisalhamento, ao longo das quais se nota a presença da fração aplítica. Isto sugere que houve deformação rotacional, e que as bandas de cisalhamento

Figura 3 - Estruturas em granitos plaeoproterozóicos (Província Maroni-Itacaiúnas). a) Acamamento ígneo subhorizontal. b) Acamamento ígneo de alto ângulo. c) Falha protoclastica que afetou acamamento ígneo. d) Foliação magmática secundária marcada pela orientação preferencial primária de cristais não deformados de feldspato potássico.

podem ter funcionado como zonas de coleta de líquido mais diferenciado. Veios pegmatóides paralelos à foliação secundária podem apresentar zoneamento marcado pela presença de cristais de granulação muito grossa na parte central do veio e de material leucocrático de granulação relativamente mais fina ao longo das bordas do veio.

DOBRAS E ONDULAÇÕES Um tipo particular de dobra, observado de modo localizado, é visto em porções interdigitadas de material granítico e de material quartzo diorítico. Nas proximidades do contato entre estas porções há estruturas de fluxo dobradas apenas nas proximidades do contato entre as duas porções (Fig. 4a). Muito provavelmente estas dobras se desenvolve-

ram durante o fluxo promovido pela interação dos dois magmas. Estas dobras, presentes no quartzo diorito, têm ápice voltado para o granito, o que poderia sugerir um comportamento relativamente menos viscoso do material mais máfico e sua tendência a migrar na direção do granito. Nos locais onde o acamamento é subhorizontal ou tem baixo ângulo de mergulho, pode haver ondulações suaves marcadas pelos níveis de ondulados ricos em fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio (Fig. 4b). As dobras da superfície primária S_0 podem ainda ser afetadas por uma foliação secundária (S_1) de plano axial subvertical incipiente a forte, e definida pela orientação preferencial de cristais de minerais ferromagnesianos e pelo achatamento de agregados quartzo-feldspáticos. Veios aplíticos precoces, discordantes da

Figura 4 - Estruturas em granitos paleoproterozóicos que afloram entre Novo Repartimento e o Rio Xingu (Província Maroni-Itacaiúnas). a) Interdigitação de granito e quartzo diorito. Notar dobra em acamamento ígneo na porção mais escura (quartzo diorito). b) Acamamento ígneo subhorizontal afetado por dobras abertas.

foliação da rocha hospedeira, podem estar deformados e exibir padrões de dobras ptigmáticas com geometria suave a isoclinal. No mesmo afloramento podem ser encontrados veios aplíticos precoces e mais deformados e veios tardios e de composição semelhante, porém muito fracamente deformados e isentos de dobras.

MILONITOS E ULTRAMILONITOS Bandas miloníticas com espessuras métricas a decimétricas ocorrem localmente. A orientação destas zonas miloníticas é concordante com a direção das estruturas na escala regional. Como as lineações são pouco evidentes, ao contrário da forte foliação, estes tectonitos se classificam como sendo do tipo S>L (Figs. 5a, b). Critérios cinemáticos tais como porfiroclastos assimétricos (tipo sigma) de feldspato indicam sentido de movimentação sinistral em zonas miloníticas (Fig. 5c). Em zonas de cisalhamento menores, tardias, mas desenvolvidas durante a história de cristalização do magma granítico, observa-se que veios aplíticos são deslocados por movimento dextral (Fig. 5d).

Microestruturas

DEFORMAÇÃO NO ESTÁGIO NÃO COMPLETAMENTE CONSOLIDADO (ALTA TEMPERATURA) As rochas granitóides que preservam feições de alta temperatura são aquelas que mostram na escala macroscópica acamamentos primários e foliação fraca, marcada pela discreta orientação dos minerais, sobretudo dos minerais máficos e dos feldspatos, mas também do quartzo (Fig. 4e). Minerais com forma prismática, tais como feldspatos e minerais máficos, quando imersos em magma submetido a fluxo laminar, tendem a sofrer rotação e alinhamento paralelo aos planos de acamamento rítmico (Vigneresse *et al.* 1996).

As principais feições deformacionais no quartzo são representadas pela orientação preferencial fraca a moderada, extinção ondulante moderada a forte, formação inicial de subgrãos/novos grãos (Fig. 6a). Os cristais de plagioclásio podem exibir apenas inci-

piente orientação preferencial e, de modo localizado, encurvamento de maclas (*kink bands*). Nota-se ainda recrystalização incipiente em alguns cristais e microfraturas. Os cristais de feldspato potássico raramente mostram orientação preferencial e comumente apresentam extinção ondulante e pertitas em chama. Alguns grãos exibem recrystalização incipiente e fraturas discretas. A biotita apresenta orientação preferencial fraca à moderada e raramente *kink bands*. Os cristais de hornblenda nos granitos estudados podem ter orientação preferencial fraca à moderada, mas as feições deformacionais intracristalinas não são observadas. Cristais de anfíblio e biotita foram parcialmente dissolvidos em suas faces paralelas à foliação, o que deu origem a simplectitos formados por cristais vermiformes muito finos de opacos e titanita (Figs. 6 b, c).

DEFORMAÇÃO NO ESTADO SÓLIDO (ALTA TEMPERATURA) As rochas neste estágio mostram foliação moderada a forte e definida pela forte orientação preferencial dos minerais e pela presença de finos níveis algo descontínuos, ora preferencialmente ricos em quartzo e feldspatos, ora com maior quantidade de minerais máficos.

Neste estágio os cristais de quartzo se mostram alongados, com extinção ondulante forte, subgrãos com formas interdigitadas e moderada a forte recrystalização, a qual dá origem aos agregados alongados de neoblastos (*ribbons*). Por vezes, estes agregados de neoblastos têm formas onduladas por se amoldarem aos porfiroclastos de feldspatos. Os cristais de feldspato potássico têm orientação preferencial moderada, formas alongadas, amendoadas ou arredondadas. Pertitas em chama passam a ser mais abundantes e tendem a ser paralelas à direção de maior encurtamento, e muito provavelmente, ocupam posições de fendas de tensão no retículo cristalino, tal como discutido por Pryer & Robin (1996) e Barros *et al.* (2001). Localmente, mirmequitas ocorrem na microclina em faces paralelas à direção de extensão, de modo muito semelhante às feições de dis-

Figura 5 - Estruturas em granitos paleoproterozóicos da Província Maroni-Itacaiúnas. a) Foliação forte marcada pela orientação preferencial de cristais de feldspatos, biotita/anfibólio e pelo achatamento do quartzo. b) Granito ultramilonítico ($S > L$). c) Granito com foliação milonítica. Notar porfiroclasto assimétrico (σ) que indica movimento sinistral. d) Zona de cisalhamento dextral com coleta de material aplítico não completamente consolidado.

solução controladas por estresse, descritas por Hibbard (1987) em granitos deformados na presença de magma residual. Alguns porfiroclastos mostram recristalização incipiente em suas bordas, o que resulta em feições do tipo manto de neoblastos e núcleo. O plagioclásio ocorre como cristais arredondados ou amendoados e com orientação preferencial moderada. Os cristais de biotita possuem forte orientação preferencial, e se dispõem em finos níveis descontínuos que se amoldam entre porfiroclastos de feldspatos e quartzo. Observa-se em alguns cristais de biotita a presença de *kink bands*. Os cristais de hornblenda podem mostrar forte orientação preferencial e, de modo localizado, finas caudas de recristalização marcada por neoblastos finos e orientados ao longo da foliação.

ESTRUTURAS MILONÍTICAS DE ALTA TEMPERATURA Nos milonitos observa-se uma foliação mais bem definida pelos minerais máficos, pelo achatamento de grãos de quartzo e, ou ainda por níveis ricos em

máficos alternados com níveis quartzo-feldspáticos. Sob altas temperaturas, teriam resultado estruturas do tipo *augen* em ortognaisses fortemente foliados. Nas rochas ultramiloníticas a intensa recristalização dinâmica causou marcante redução do tamanho dos grãos e produziu uma matriz fina (Fig. 6d) na qual há níveis de finos neoblastos que se amoldam aos porfiroclastos de feldspato. Os cristais de quartzo são muito achatados, recristalizados e constituem *ribbons* fortemente orientados ou agregados de finos neoblastos que compõem a matriz milonítica. Por vezes os agregados de neoblastos de quartzo formam foliações oblíquas que indicam componentes não coaxiais da deformação. As bandas de deformação no quartzo são comuns, porém, os agregados de neoblastos poligonais passam a predominar. Os cristais de feldspato potássico têm orientação preferencial moderada a forte, formas amendoadas e arredondadas. A formação de neoblastos é mais importante e as texturas em manto e núcleo também são vistas. A deformação do plagioclásio se traduz pela forte orien-

Figura 6 - Fotomicrografias de granitos paleoproterozóicos da Província Maroni-Itacaiúnas. a) orientação preferencial de cristais pouco deformados (luz polarizada). b) simplectito resultante da corrosão de anfibólio (luz polarizada). c) simplectito resultante da corrosão de biotita (luz natural). d) ultramilonito mostrando microfraturas em porfiroclasto de feldspato potássico (luz polarizada).

tação preferencial dos porfiroclastos, pela extinção ondulante, *kink bands* e abundantes neoblastos. Feições de deformação rúptil (Fig. 6d) podem ser observadas em porfiroclastos de feldspatos parcialmente recristalizados. A biotita ocorre em finos níveis recristalizados quase contínuos, levemente ondulados ao redor dos porfiroclastos de feldspato. Os cristais de biotita podem apresentar incipiente extinção ondulante e *kink bands*.

GEOCRONOLOGIA DE ZIRCÃO (EVAPORAÇÃO DE Pb) A amostra datada é um titanita-biotita granodiorito (MCM 55) coletado nas proximidades de Novo Repartimento (Figs. 1 e 3) (coordenadas 4°12'53"S e 49°59'27"W). Esta rocha tem cor cinza e matriz fina a média, a qual sustenta alguns fenocristais de feldspato potássico. Há uma foliação moderada a forte marcada pela orientação preferencial dos minerais ferromagnesianos e dos feldspatos, além do forte achatamento dos cristais de quartzo. O titanita-biotita granodiorito é cortado por alguns veios aplíticos e pegmatóides quartzo-feldspáticos. A datação dos cristais de zircão foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará. Para a obtenção dos cristais de zircão foram seguidos os procedimentos habituais de trituração, pulverização, lavagem, peneiramento, separação magnética no separador

Frantz, elutriação e separação em bromofórmio. A seleção dos melhores grãos foi realizada com o auxílio de uma lupa binocular. Os cristais de zircão selecionados são muito finos, euédricos, pouco metamictizados, com zoneamento incipiente ou ausente, e fraturas discretas ou ausentes. Para a datação de zircão por evaporação de Pb seguiu-se o método de Kober (1987). Os cristais foram depositados em filamentos de Re ("evaporação"), introduzidos em um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 e submetidos a etapas de evaporação a diferentes temperaturas (1450 °C, 1500 °C e 1550 °C). Outro filamento ("ionização") recebe o Pb evaporado e, posteriormente a cada evaporação, é aquecido para ionizar os isótopos de Pb nele depositados. O cálculo da idade é feito após correções do Pb comum inicial, baseadas no modelo de evolução do Pb em estágio duplo (Stacey & Kramers 1975) para os blocos de razões isotópicas com razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ acima de 0,0004, a fim de reduzir a interferência de Pb comum. Após tratamento dos dados, segundo critérios estabelecidos por Gaudette *et al.* (1998), os resultados finais são apresentados com desvios de 2σ .

Os resultados analíticos de quatro cristais de zircão da amostra MCM 55 (362 razões isotópicas) forneceram um valor médio de 2076 ± 6 Ma (Tab. 1), interpretado como a idade de cristalização desses cristais

Tabela 1 - Resultados analíticos dos cristais de zircão da amostra MCM55.

* etapa eliminada; # etapa eliminada devido à razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. Razões isotópicas xxx/yyy, onde xxx é o total de razões isotópicas usadas no cálculo da idade média e yyy é o total de razões isotópicas medidas.

Cristal	Temp. evap. (°C)	Razões isotópicas	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c \pm 2\sigma$	Idade (Ma) $\pm 2\sigma$
MCM55/1	*1500	0/90	0,000386 $\pm$ 12	0,13910 $\pm$ 201	0,12276 $\pm$ 42	2069 $\pm$ 5
	1550	88/88	0,000287 $\pm$ 7	0,10553 $\pm$ 30	0,12806 $\pm$ 19	2072 $\pm$ 3
	1580	86/86	0,000257 $\pm$ 4	0,10088 $\pm$ 58	0,12815 $\pm$ 20	2073 $\pm$ 3
MCM55/2	#1450	0/36	0,000984 $\pm$ 152	0,14959 $\pm$ 1483	0,13088 $\pm$ 84	2110 $\pm$ 11
MCM55/3	#1450	0/36	0,001874 $\pm$ 149	0,28038 $\pm$ 644	0,11524 $\pm$ 88	1884 $\pm$ 14
	1500	82/82	0,000014 $\pm$ 3	0,34568 $\pm$ 123	0,12918 $\pm$ 20	2087 $\pm$ 3
MCM55/5	1500	84/84	0,000177 $\pm$ 9	0,47825 $\pm$ 108	0,12821 $\pm$ 18	2074 $\pm$ 2
MCM55/8	1500	22/22	0,000106 $\pm$ 14	0,07641 $\pm$ 176	0,12890 $\pm$ 63	2083 $\pm$ 9
MCM55/9	#1470	0/68	0,004135 $\pm$ 199	0,43085 $\pm$ 2989	0,11454 $\pm$ 66	1873 $\pm$ 10
		Totais 362/592				Idade média 2076 $\pm$ 6

e de colocação dos granitóides. Um quinto cristal forneceu uma idade maior (2110 ± 11 Ma), provavelmente correspondendo um grão herdado de uma etapa mais precoce do magmatismo de longa duração da Província Maroni-Itacaiúnas.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES O padrão de estruturas dos granitos paleoproterozóicos que afloram no domínio Bacajá refletem contemporaneidade entre a deformação regional e a colocação de grande volume de magma intermediário a félsico, ou seja, as intrusões são sintectônicas, o que confirma a hipótese de João *et al.* (1987). A evolução estrutural destes granitos é marcada pelo aumento da deformação e pela diminuição da temperatura, como evidenciado pelas estruturas precoces de alta temperatura que gradam para feições de temperaturas moderadas e relativamente baixas, tal como discutido por Miller & Paterson (1994). As estruturas precoces se desenvolveram em um meio com pequena quantidade de cristais comparativamente ao volume de magma. Como a compreensão destas estruturas nem sempre representa tarefa simples, podem surgir dúvidas no estabelecimento da relação temporal entre magmatismo, deformação e metamorfismo, levando muitas vezes a se confundir rochas magmáticas sintectônicas com rochas metamórficas, tais como migmatitos. No caso dos granitos paleoproterozóicos estudados que afloram na Província Maroni-Itacaiúnas, o conjunto de estruturas permite descartar até o presente momento a presença de feições relacionadas à migmatização.

A penetratividade, em escala regional, da foliação impressa nos granitos e a homogeneidade desta foliação na escala de afloramento são feições muito comuns em cinturões plutônicos sintectônicos, geralmente encontrados em arcos magmáticos (Pitcher 1987). O grande volume de magma que foi gerado e colocado

no Paleoproterozóico da Província Maroni-Itacaiúnas, representado atualmente por um cinturão plutônico, deve certamente ter modificado os regimes térmicos, no sentido de aumentar os gradientes termais e manter um comportamento dúctil em escala regional. Sob estas condições seria favorecido o desenvolvimento de uma foliação homogênea em um meio de comportamento plástico (Gapais 1989). Estes padrões de deformação têm sido descritos em diferentes continentes em terrenos arqueanos (Delor *et al.* 1991, Althoff *et al.* 2000, Barros *et al.* 2001), paleoproterozóicos (Pons *et al.* 1995, Delor *et al.* 2003, Gasquet *et al.* 2003, Vasquez *et al.* 2005), neoproterozóicos (Neves *et al.* 2005, Pons *et al.* 2006) e jurássicos (Vernon *et al.* 1989). São, porém, marcantes as semelhanças das feições estruturais magmáticas das rochas do domínio Bacajá com aquelas descritas nos terrenos birimianos do Cráton Oeste Africano (Pons *et al.* 1995).

O paralelismo entre a atitude de acamamentos magmáticos, de foliações de estágios mais avançados de consolidação dos magmas e de zonas miloníticas representa um critério para a caracterização da natureza sintectônica dos granitos (Castro 1987, Vernon *et al.* 1989, Miller & Paterson 1994, Paterson *et al.* 1998). Orientações preferenciais de minerais isentos de forte deformação são critérios importantes na identificação de tramas magmáticas (Paterson *et al.* 1989, 1998). A origem destas estruturas precoces tem ligação com a rotação rígida de cristais prismáticos em um meio líquido (Vigneresse *et al.* 1996). Neste sentido, tramas precoces se desenvolvem de modo mais efetivo, no estágio não completamente consolidado, quando a quantidade de cristais não é elevada. Tramas magmáticas neste estágio são ainda mais facilitadas quando há cristais com hábitos prismáticos e cujos eixos maior e menor resultam em razões superiores a 3:1, a exemplo de feldspa-

tos, anfibólio e biotita. Estas orientações se desenvolveriam em condições correspondentes ao intervalo entre o *limiar de escape de magma* e o *limiar de rotação rígida* (cf. Vigneresse *et al.* 1996).

A relativa frequência de veios aplíticos sinplutônicos pode ter relação com a deformação e com o nível de colocação final dos granitos. Vigneresse *et al.* (1996) discutem a capacidade de segregação de frações mais diferenciadas em magmas félsicos como o resultado da atuação de esforços. Segundo aqueles autores, um meio não completamente consolidado seria comparado a um arcabouço constituído por cristais. Através deste meio pode haver interconexão do material líquido, segregação induzida pelo *stress* e desenvolvimento dos veios. Nas rochas estudadas, a grande variação na intensidade da deformação de veios seria explicada pela sucessão de pulsos durante a atuação de esforços. Isto também constitui um critério de contemporaneidade entre o magmatismo e a deformação (Gower 1993). Nas fases mais tardias da evolução estrutural, a criação de espaços seria facilitada pelo desenvolvimento de pequenas zonas de cisalhamento, as quais podem se constituir em locais de coleta de frações de líquido mais diferenciado. A criação de espaços, representados por fraturas, podem se desenvolver em meio não completamente consolidado, cuja quantidade de magma é inferior a cerca de 30%, valor este que corresponde ao *limiar reológico crítico* de Arzi (1976) ou ao *limiar de fechamento de partículas* de Vigneresse *et al.* (1996). Quando há numerosos veios de aplitos e de frações pegmatóides que cortam o granito, o resultado final pode se assemelhar a migmatitos, porém esta interpretação pode, portanto, induzir, induzir a considerações errôneas relacionadas à evolução e à litoestratigrafia da área.

Em granitos sintectônicos, a evolução microestrutural do quartzo é marcada pelo desenvolvimento inicial de subgrãos e novos grãos com limites lobados e numa fase posterior pela formação de novos grãos com dimensões e formas semelhantes a dos subgrãos (Gapais & Barbarin 1986). O primeiro tipo de novos grãos seria produto da migração de limites de grãos, em temperaturas relativamente elevadas, ao passo que o segundo tipo de novos grãos, muito comum em milonitos, traduz mecanismos de rotação de subgrãos sob temperaturas comparativamente menores. Assim, o comportamento reológico do quartzo tem grande influência na história de deformação progressiva sob regimes de temperatura decrescente, característico de rochas magmáticas sintectônicas (Miller & Paterson 1994). Nas rochas granitóides paleoproterozóicas do domínio Bacajá, os cristais de quartzo mostram evolução similar àquela discutida por Gapais & Barbarin (1986).

Outra feição microestrutural das rochas estudadas diz respeito aos simplectitos formados pela corrosão da biotita e anfibólio. O fato de estas microestruturas se desenvolverem em faces de cristais paralelos à foliação, perpendiculares aos esforços, tem sido relatado por outros autores (Brodie 1995) e particular-

mente em corpos graníticos sintectônicos arqueanos da Província Mineral de Carajás (Barros *et al.* 2001). Segundo aqueles autores, os simplectitos indicariam a natureza coaxial dos esforços e também sugerem uma origem em meio não completamente consolidado. Esta segunda observação é suportada pela dificuldade de encontrar um equilíbrio no balanço de massa entre os minerais dissolvidos (anfibólio ou biotita) e os minerais (albita e titanita) que formam os simplectitos. Isto significa que elementos químicos devem ter sido transportados ou por um líquido residual ou por uma fase fluida intergranular. O estresse imposto nas faces dos cristais aumentaria a energia cinética e ao mesmo tempo favoreceria processos de dissolução controlada pela pressão (*pressure solution*). Feições muito semelhantes aos simplectitos acima mencionados foram descritas em granitos (Hibbard 1987) e em materiais sintéticos (Dell'Angelo & Tullis 1988). Com a atuação dos esforços, o magma intersticial tende a ser expulso e torna-se assim capaz de transportar os componentes da parte dissolvida do mineral. Estudos experimentais realizados por Dell'Angelo & Tullis (1988) mostraram haver dissolução de minerais em faces normais aos esforços quando da presença de magma. Os componentes dissolvidos teriam sido transportados e em seguida depositados sob a forma de megacristais de minerais máficos que se encontram hospedados em veios de aplitos e pegmatitos quartzo-feldspáticos. Finalmente, nos granitos paleoproterozóicos do domínio Bacajá da Província Maroni-Itacaiúnas, a formação de opacos e titanita, respectivamente, a partir da corrosão de biotita e anfibólio, além de reforçar o caráter sinmagmático da deformação, indica que durante a cristalização, o abaixamento de temperatura foi seguido do aumento da fugacidade de oxigênio.

A deformação controlada por componentes de achatamento nos estágios mais precoces na história de cristalização de magmas, correspondente ao *limiar de percolação rígida* de Vigneresse *et al.* (1996), tem sido observada por Neves *et al.* (2005) e Pawley & Collins (2002), e reflete a partição da deformação em um meio de comportamento global plástico apresentado pelo magma em consolidação. Em alguns locais, nos quais a deformação foi acomodada por zonas miloníticas de espessura métrica, componentes sinistrais são identificados. Esta evolução cinemática poderia traduzir os esforços de escala regional ou representar zonas de instabilidade mecânica, comuns em granitos sintectônicos. As zonas de instabilidade mecânica podem ter movimento algo aleatório e em certa medida independente dos esforços regionais (cf. Gapais 1989).

O conjunto de granitos sintectônicos e rochas associadas que afloram ao longo da rodovia Transamazônica constituem um cinturão plutônico de extensão regional e guardam semelhanças estruturais com cinturões plutônicos relacionados a zonas de subducção ou que podem ter evoluído para zonas de colagem atenuada (*soft collision*). A idade paleoproterozóica obtida nas rochas estudadas (2076 ± 6 Ma) permite estabelecer as relações de contemporaneidade entre magmatismo

granítico e deformação compressiva relacionada a encurtamento horizontal regional ocorrido no final do ciclo Transamazônico. Os dados apresentados permitem confirmar a hipótese de Cordani *et al.* (1984) para a região estudada, a qual defende a presença de uma província geocronológica (Província Maroni-Itacaiúnas) mais nova do que a Província Mineral de Carajás, situada mais a sul.

Agradecimentos Este trabalho foi realizado com re-

ursos do CNPq – Edital Universal (476623/2001-4), CNPq – PNOPG (550739/01-7), UFPA – PROINT (2000), PRONEX (662103/1998-0). O primeiro (300890/91-5) e o segundo (311611/2006-0) autores agradecem ao CNPq pelas bolsas de Produtividade e Pesquisa. Agradecemos ao CNPq pelas bolsas de iniciação científica (PIBIC – UFPA) aos estudantes que participaram deste trabalho. Os autores agradecem as valiosas contribuição e críticas feitas pelos professores Luiz José Homem D’El-Rey Silva e Maurício Carneiro.

Referências

- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M., 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Res.*, **104**:187-206.
- Arzi A.A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**:173-184.
- Avelar V.A., Lafon J.M., Delor C. 2001. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Amapá. Implicações para a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, *atas*, (CD-ROM).
- Barros C.E.M., Barbey P., Boullier A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, **343**:93-109.
- Brodie K.H. 1995. The development of oriented symplectites during deformation. *J. metamorph Geol.*, **13**:499-508.
- Castro A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geol. Rundsch.*, **6**(1):101-124.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Kawashita K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**:6-11.
- Dell’Angelo L.N. & Tullis J. 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *J. metamorph Geol.*, **6**:495-515.
- Delor C., Burg J.P., Clarke G. 1991. Relations Diapirism-Métamorphisme dans la Province du Pilbara (Australia occidentale): implications pour les régimes thermiques à l’Archéen. *C. R. Acad. Sci.*, **312**:257-263.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Théveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, **2-3-4**:5-57.
- Faraco M.T.L., Vale A.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Ferreira A.L., Oliveira M., Marinho P.A.C. 2005. Levantamento geológico da região ao norte da Província Carajás. In: A. Horbe & W. Souza (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 4, p.16-31.
- Gapais D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17**:1144-1147.
- Gapais D. & Barbarin B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, **125**:357-370.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, **11**(4):351-363.
- Gasquet D., Barbey P., Adou M., Paquette J.L. 2003. Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d’Ivoire): evidence for 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa?. *Precambrian Res.*, **127**:329-354.
- Goodwin A.M. 1997. *Principles of Precambrian Geology*. San Diego, Academic Press, 327 p.
- Gower C.F. 1993. Syntectonic minor intrusions or synemplacement deformation? *Can. J. Earth Sci.*, **30**:1674-1675.
- Hibbard M.J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma system: granitic gneisses and their tectonic implications. *J. Geol.*, **95**: 543-561.
- João X.S.J., Vale A.G., Lobato T.A.M. 1987. *Folha SA.22-Y-D, Altamira*. Projeto especial mapas de recursos minerais de solos e de vegetação para a área do programam Grande Carajás. Subprojeto Recursos Minerais, Brasília, DNPM/CPRM, 31 p.
- Karlstrom K.E. & Williams M.L. 1995. The case for simultaneous deformation, metamorphism and plutonism: an example from Proterozoic rocks in central America. *J. Struct. Geol.*, **17**(1):59-81.
- Klein E.L., Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S. 2005. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Res.*, **8**(2):177-186.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**:63-71.
- Lamarão C.N., Dall’Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Res.*, **119**(1-4):189-223.
- Macambira M.J.B., Barros C.E.M., Silva D. & Santos M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás; evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico

- no sudeste do Cráton Amazônico. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 7, *atas*, CD-ROM.
- Macambira M.J.B., Silva, D.C.C., Scheller T., Barros C.E.M. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at the north of the Carajas Mineral Province. In: CBPM, Simp. Sul-Amer. Geol. Isotópica, 4, Salvador, vol. 1, p. 205-206.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Mus. Par. Em. Goeldi*, 7:263-288.
- Miller R.B. & Paterson S.R. 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation implications from the Mount Stuart Batholith, Washington. *J. Struct. Geol.*, 16:853-865.
- Neves S.P., Mariano G., Beltrão B.A., Correia P.B. 2005. Emplacement and deformation of the Cachoeirinha pluton (Borborema province, NE Brazil) inferred through petrostructural studies: Constraints on regional strain field. *J. S. Am. Earth Sci.*, 19(2):127-141.
- Norcross C.E., Davis D.W., Spooner E.T.C., Rust A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precamb. Res.*, 102:69-86.
- Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11:349-363.
- Paterson S.R., Fowler Jr., T.K., Schmidt K.L., Yoshinobu A.S., Yuan E.S., Miller R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44:53-82.
- Pawley M.J. & Collins W.J. 2002. The development of contrasting structures during the cooling and crystallization of a syn-kinematic pluton. *J. Struct. Geol.*, 24:469-483.
- Pitcher W.S. 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundsch.*, 76(1):51-79.
- Pons J., Barbey P., Dupuis D., Leger J.M. 1995. Mechanism of pluton emplacement and structural evolution of 2.1 Ga juvenile continental crust: The Birimian of southwestern Niger. *Precambrian Res.*, 70:281-301.
- Pons J., Barbey P., Nachit H., Burg J.P. 2006. Development of igneous layering during growth of pluton: the Tarçouate Laccolith (Morocco), *Tectonophysics*, 413:271-286.
- Pryer L.L. & Robin P.Y.F. 1996. Differential stress control on growth and orientation of flame perthite: a paleostress-direction indicator. *J. Struct. Geol.*, 18:1151-1166.
- Rosa-Costa L.T., Ricci P.S.F., Lafon J.M., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L., Macambira E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northern Pará, Brazil – southeastern Guyana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4:101-120.
- Reis N.J., Fraga L.M., Farias M.S.G., Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima. *Géologie de la France*, 2-3-4:121-134.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D. I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Amazon Craton Provinces based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488.
- Santos M.V., Tassinari C.C.G., Souza Filho E.E., Teixeira W., Ribeiro A.C.O., Payolla B., Vasconi A. 1988. Litoestratigrafia das rochas precambrianas na Bacia do Médio Rio Xingu, Altamira, Pará. In: SBG, Congr. Lat. Amer. Geol., 7, *Extended Abstracts*, p.363-367.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseado em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. FINEP-SBG-NO, p. 91-129.
- Souza V.S. & Kotschoubey B. 2005. Geologia e mineralizações auríferas do Garimpo Manelão, Região do Médio Rio Bacajá. In: A. Horbe & W. Souza (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 4, p.16-31.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207-221.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J.J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Res.*, 92:165-193.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da região Iriri-Xingu, Estado do Pará: novos dados geológicos e geocronológicos. In: A. Horbe & W. Souza (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 4, p.16-31.
- Vernon R.H., Paterson S.R., Geary E.E. 1989. Evidence for syntectonic intrusion of plutons in the Bear Mountains fault zone, California. *Geology*, 17:723-726.
- Vignerresse J.L., Barbey P., Cuney M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallisation with application to felsic magma segregations and transfer. *J. Petrol.*, 37:1579-1600.

Manuscrito AE-055/2006

Submetido em 06 de novembro de 2006

Aceito em 21 de agosto de 2007