

Renato Dantas Neder

"Depósitos de sulfeto maciço associados a rochas vulcânicas: O caso do depósito Zn-Pb do Expedito, Aripuanã, MT, Brasil"

Os depósitos de sulfeto maciço de filiação vulcânica constituem importantes fontes de chumbo, zinco, cobre e metais preciosos em vários países do mundo. Este estudo é uma contribuição para um melhor entendimento da origem dos depósitos de sulfeto maciço a Zn-Pb da Serra do Expedito, município de Aripuanã, Mato Grosso, Brasil. Esses depósitos localizam-se na porção SW do Cráton Amazônico e são associados às rochas vulcânicas e plutônicas félsicas, de idade Paleoproterozóica, relacionadas ao Magmatismo Teles Pires. Os trabalhos compreenderam mapeamento geológico, descrição de testemunhos de sondagem, estudos litogeoquímicos e geocronológicos, análises petrográficas e de microsonda eletrônica de minerais de minério, encaixantes e zona de alteração hidrotermal, bem como, aplicações de geoquímica isotópica de Sr e Pb no estudo da gênese do depósito do Expedito. Os estudos litogeoquímicos indicaram o enquadramento das rochas ácidas no tipo A, origem anorogênica ou pós-orogênica, possivelmente resultante de ativação mantélica durante um evento extensional de grande duração, em ambiente ensialico. Foram obtidas idades Shrimp U-Pb em zircões de 1762 ± 6 Ma para as rochas extrusivas e de 1755 ± 5 Ma para as rochas plutônicas. As rochas vulcânicas encaixantes do depósito incluem tufos de cristal e lapilli que são interpretados como registros distais subaquáticos de um centro vulcânico de localização desconhecida. Evidências de campo sugerem que os corpos de minério conformam um cinturão mineralizado ao longo de um sistema de falhas que canalizaram os fluidos hidrotermais e a deposição de sulfetos. Esses corpos apresentam uma paragênese metálica constituída de pirita, pirrotita, esfalerita, galena, calcopirita e arsenopirita subordinada. Por outro lado, apresentam uma alteração hidrotermal atípica com abundante clorita localmente associada a actinolita e magnetita. Estudos de química mineral indicaram um evento principal de formação do depósito no intervalo 300-350°C em condições de pressões parciais de O₂ e S₂ elevadas. Porções do minério foram submetidas a aquecimento e interação de fluido que deram origem à formação da assembléia de alteração cálcio-silicática e magnetita. Foram obtidas idades modelo de chumbo em galena em torno de 1.75 Ga que indicam contemporaneidade entre o evento vulcânico-plutônico e a deposição do sulfeto maciço. A ocorrência de um episódio pós-mineralização a 1.1 Ga foi demonstrado pela composição isotópica de chumbo e K-feldspato e uma isócrona Rb-Sr em lixiviados de esfalerita. As composições isotópicas de estrôncio e carbonato são claramente indicativas de sua origem hidrotermal e confirmam, em combinação com as elevadas razões isotópicas de chumbo em galena, a origem dos fluidos hidrotermais em reservatórios da Crosta Superior. Esses dados em conjunto conduzem à conclusão de que a deposição das rochas encaixantes ocorreu em ambiente sub-aquático e o depósito de sulfeto maciço se formou em níveis crustais epizonais, ao longo de zonas de falhas sin-vulcânicas que funcionaram como canais para os fluidos mineralizantes de origem plutônica e supra-crustal. Esses processos são coerentes com o enquadramento do depósito do Expedito no modelo VHMS - Volcanic Hosted Massive Sulfide.

Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo

24. 05. 2002

REAVALIAÇÃO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA EM TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS BRASILEIROS COM BASE EM NOVOS DADOS U-Pb SHRIMP, PARTE III: PROVÍNCIAS BORBOREMA, MANTIQUEIRA MERIDIONAL E RIO NEGRO-JURUENA(*)

LUIZ CARLOS DA SILVA¹, RICHARD ARMSTRONG², MÁRCIO MARTINS PIMENTEL³,
JAIME SCANDOLARA⁴, GILBERTO RAMGRAB⁴, WILSON WILDNER⁴,
LUIZ ALBERTO DE AQUINO ANGELIM⁴, ANTÔNIO MAURÍLIO VASCONCELOS⁴,
GILMAR RIZZOTO⁴, MÁRCIO LUIZ DO ESPÍRITO SANTO QUADROS⁴,
ANDRÉA SANDER⁴ & ANA LÚCIA ZUCATTI DE ROSA⁵

Abstract REASSESSMENT OF THE GEOLOGIC EVOLUTION OF SELECTED PRECAMBRIAN TERRANES IN BRAZIL, BASED ON NEW SHRIMP U-Pb DATA, PART III: BORBOREMA, SOUTHERN MANTIQUEIRA AND RIO NEGRO-JURUENA PROVINCES This paper discusses new SHRIMP U-Pb data for 17 key-exposures (mostly granites and orthogneisses) from the Borborema, Southern Mantiqueira (Pelotas Orogen) and Rio Negro-Juruena provinces. In the Borborema Province (Ceará state) two samples from the Cruzeta Complex TTG orthogneisses, ascribed to the Paleoproterozoic basement, were studied. One revealed Paleoproterozoic crystallization minimum age of ca. 3270 Ma. Accordingly, the gneiss is interpreted as the oldest continental crustal remnant already recognised in Ceará. The other sample, from the Saboeiro-Aiuaba Granite gave a crystallization age of ca. 625 Ma, suggesting the correlation of this syn-orogenic pluton with the Brasileiro II orogenic system (climax at 630 Ma). In the Paraíba state the granodioritic gneiss pluton ascribed to the Mesoproterozoic Sumé Complex showed a crystallization age of ca. 640 Ma, also indicating that its evolution is associated with the Brasileiro II orogenic system. In the Pernambuco state one widespread orthogneissic unit within the Pernambuco-Alagoas Massif (Belém do São Francisco Complex), mapped as a component of the Mesoproterozoic Cariris Velho Orogen, yielded a crystallization age of ca. 2079 Ma and metamorphic overprinting at ca. 655 Ma (1 σ), without evidence of a Mesoproterozoic (Cariris Velhos) reworking. In the southern part of the province, near the northern margin of the São Francisco Craton, the Santa Maria da Boa Vista (S-type) orthogneiss yielded a crystallization age of ca. 3070 Ma. In the southern Mantiqueira Province/Pelotas Orogen a foliated granitic pluton (mylonitic) from the Florianópolis Batholith showed Paleoproterozoic protolith age of ca. 2175 Ma and imprecise Brasileiro age on reprecipitated overgrowths. Both results match previous ages obtained on the orthogneisses protoliths from the Águas Mornas complex, the main exposure of reworked basement within the batholith. The large, zoned calc-alkaline pluton of the Marum Suite, confirmed its complex post-collisional history relatively to the ca. 650-630 Ma Pelotas Orogen. Two tonalitic rocks yielded crystallization ages of ca. 611 Ma and ca. 608 Ma, whereas a granitic end member a crystallization age of ca. 580 Ma. An attempt to determine the age of rifting that originated the post-collisional foreland Itajaí Basin, a resedimented volcanoclastic felsic layer was investigated. The CL imagery revealed a very heterogeneous zircon population with a dominant detrital group ranging in age between ca. 1730-1800 Ma. One euhedral volcanic crystal, yielded an apparent age of ca. 608 Ma, interpreted as the best estimate age for the onset of the Itajaí volcanic-sedimentary basin, and a minimum age for the volcanogenic episode. In the SW domain of the Rio Negro-Juruena Province in Mato Grosso state, a pluton related to the Aripuanã Granitic Suite, revealed a crystallization age of ca. 1540 Ma. As the granite is related to Au and Cu-Zn hydrothermal mineralization, this precise geochronologic constraint on its emplacement age is also an important clue for exploratory purposes. In the central domain of the province, in Rondônia state, two orthogneissic units exposed in the vicinities of Ariquemes and Mutum-Paraná were dated at ca. 1660 Ma and ca. 1728 Ma respectively, and attributed to the Jamari Complex. In the same domain, two mylonitic leucogranites exposed close to Cacoal and Espigão do Oeste, belonging to the Serra da Providência Intrusive Suite yielded crystallization ages of ca. 1522 Ma and ca. 1545 Ma, respectively. The former, showed also solid-state external overgrowths dated at ca. 1400 Ma, owing to recrystallizing processes at the roots of deep seated mylonitic shear zones. Finally, two orthogneissic units with crystallization ages of ca. 1555 Ma and ca. 1545 Ma - coeval with the crystallization age of the Serra da Providência Intrusive Suite - showed metamorphic overgrowths aged at ca. 1325 Ma, suggestive of overprinting by a regional metamorphic event, not reported in previous works on the suite, but already recognised in other associations in the region.

Keywords: SHRIMP U-Pb, Borborema Province, Rio Negro-Juruena Province

Resumo Esse artigo apresenta os resultados de 17 análises U-Pb SHRIMP em zircão de afloramentos-chaves de plutons graníticos e ortogneisses das províncias Borborema, Mantiqueira meridional (Orógeno Pelotas) e Rio Negro-Juruena. Na Província

(*) Os seguintes documentos citados no texto: Tabela 1 - localização geográfica das amostras; Tabelas 3 a 21 - resultados analíticos completos; descrição dos métodos e procedimentos analíticos podem ser acessados como anexos do artigo no no site www.sbgeo.org.br ou obtidos com o Autor Sênior. 1 - CPRM/IG-UnB (Pesquisador Associado)/Pesquisador do CNPq; 2 - Research School of Earth Sciences - RSES, Australian National University - ANU, Canberra, Austrália; 3 - IG/UnB/Pesquisadores CNPq; 4 - CPRM
Autor correspondente: luizcarlos@ancef.gov.br

Tabela - 2 Síntese dos resultados obtidos

Amostra	Localidade	Classificação petrográfica	Designação litoclastográfica	Idade aproximada previamente admitida	Idade de Cristalização SHRIMP (Ma)	Idade metamórfica SHRIMP (Ma)
PROVÍNCIA BORBOREMA						
<i>Inliers do embasamento paleoarqueno retrabalhado CE</i>						
REFO 09	NW de Boa Viagem	HB-BT tonalito gnáissico	Complexo Cruzeta	2150 Ma	3270±5	
<i>Sistema orogênico Brasileiro II CE</i>						
REFO 19	Proximidades de Saboeiro	HB-BT granodiorito foliado	Granodiorito Saboeiro	?	624±9	
<i>Inliers do embasamento mesoarqueno retrabalhado/Cráton do São Francisco PE/BA</i>						
LA 21	ESE de Santa Maria da Boa Vista	CN-BT Gnaiss granítico (tipo S)	Ortognaiss Santa Maria da Boa Vista	?	3072±5	870±330 ii
<i>Inliers do embasamento paleoproterozóico retrabalhado PE</i>						
LA 13	Proximidades de Floresta	BT granodiorito gnáissico	Complexo Belém do São Francisco	1070 Ma	2079±34	576±96 ii 655±27 (1σ)
<i>Sistema orogênico Brasileiro II PB</i>						
LA 04	Proximidades de Sumé	HB granodiorito foliado	Complexo Sumé	mesoproterozóica	640±6	
PROVÍNCIA MANTIQUEIRA MERIDIONAL (ORÓGENO PELOTAS)/SISTEMA OROGÊNICO BRASILIANO II						
<i>Inliers do embasamento paleoproterozóico retrabalhado SC</i>						
LC 07	Ponta do Cora Mar ou do Cabeço	BT granito foliado	Complexo Aguias Mornas	neoproterozóica?	2174±22?	868±330 ii
<i>Granitóides pós-collisionais SC</i>						
LC 05	Vargem Grande	HB-BT tonalito	Tonalito Forquilha	neoproterozóica	611±3	
LC 04	Estrada Rancho Queimado-Forquilha	Hornblenda microtonalito alterado	Tonalito Forquilha	neoproterozóica	608±7	
LC 06	Alto Varginha	HB-BT granodiorito alterado	Granito Alto Varginha	neoproterozóica	579±8	
<i>Vulcanismo félsico da bacia (tardi a pós-tectônica) do Itajaí SC</i>						
LC 63	Gaspar	Tufto	Grupo Itajaí	neoproterozóica/ cambriana	606±8 (1σ) zircão vulcânico (Idade Máxima de abertura)	ca.1790 (Idade máxima de fonte)
CRÁTON AMAZÔNIA CIDENTAL/PROVÍNCIA RIO NEGRO-JURUENA						
<i>Granito Aripuanã MT</i>						
MQ 33	Proximidades de Aripuanã	Granito foliado	Granito Aripuanã	1270 Ma	1537±8	
<i>Embassamento mesoproterozóico RO</i>						
JS 15	N-NE Ariquemes	HB-BT gnaiss granítico	Complexo Jamari	1750 Ma	1661±11	443±20 ii
JS 26	Mutum-Paraná	Gnaiss quartzo-diorítico	Complexo Jamari		1728 ± 15	913 ± 67 ii
<i>Magmatismo pós-Jamari (< 1600 Ma) RO</i>						
JS 32	SE de Cacoal	Leuco granito milonítico	Suíte Intrusiva Serra da Providência	1550 Ma	1522±10	1394±5
JS 19	NE de Espigão do Oeste	Leuco granito milonítico	Suíte Intrusiva Serra da Providência	1550 Ma	1545±8	
JS 16	N-NE Ariquemes	BT gnaiss granodiorítico	Gnaiss Granodiorítico do Norte de Ariquemes	1550 Ma	1535±19 (1σ)	1321±27 7742±11 (1σ)
JS 01	N-NE Ariquemes	GD-HB-BT gnaiss granítico	Gnaiss Granítico do Norte de Ariquemes	1550 Ma	1535±27	1332±11

ii = Intercepção inferior; HB= hornblenda; BT=biotita, GD = granada; CN= cianita; PE/CE/PB/BA/RO/MT/SC = estados de Pernambuco, Ceará, Paraíba, Bahia, Rondônia, Mato Grosso, Santa Catarina

te dada pela orientação de hornblenda e biotita.

Os resultados analíticos de 9 spots em 9 cristais de zircão constam da Tabela 3 e do diagrama da Figura 2a. A maioria dos dados são fortemente discordantes. A razão média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida em 4 spots provenientes de uma mesma população de zircões magmáticos (MSWD=0.75) forneceu uma idade aparente de 3270 ± 5 Ma, interpretada como a idade mínima de cristalização do

protólito.

As imagens de CL mostram cristais zonados, com margens metamórficas de alta luminescência (baixo U) que substituem parte de núcleos magmáticos. Uma delas (spot 1.1) forneceu idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ discordante de 2084 ± 14 Ma de significado incerto.

A existência de remanescentes de crosta paleoarqueana no

evidências de retrabalhamento, apresentou idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparente de 606 ± 8 Ma (1σ) (Fig. 10b). Apesar de moderadamente discordante (8%), esse resultado pode ser interpretado como a idade máxima de abertura da bacia e do evento vulcânico. O *spot* 6.1, obtido em zircão ígneo (vulcânico?) fraturado (detritico) forneceu resultado concordante de 642 ± 10 Ma (1σ).

A idade de *ca.* 606 Ma situa-se no intervalo de 570-610 Ma obtido em rochas plutônicas alcalinas da Suíte Granítica Serra do Mar, em Santa Catarina e no Paraná, relacionada ao colapso do Orógeno Pelotas (e.g. Silva et al. 2002). A presença de uma população detritica dominante, com idades entre 1800-1730 Ma, sugere que a rocha é *misssstura* de produtos juvenis e detritos sedimentares, mesmo na ausência de estruturas primárias. Como não se conhecem exposições de rochas magmáticas com essas idades na região, fontes mais remotas devem ser investigadas.

PROVÍNCIA RIO NEGRO-JURUENA MT/RO A província situa-se na porção meridional do Cráton Amazonas (Tassinari & Macambira 1999, Santos et al. 2000). Seis amostras do domínio central da mesma, em Rondônia, e uma do domínio oriental, em Mato Grosso, foram selecionadas para este estudo (Fig. 5).

Granito Aripuanã (Amostra MQ 33) MT O Granito Aripuanã, localmente designado como Granito Rio Branco, é um *stock* com cerca de 20 km de diâmetro (Fig. 5). Outros corpos da borda N da Bacia dos Caiabís/Dardanelos podem a ele se relacionar, devido às semelhanças composicionais, geofísicas e de modo de ocorrência. São plútons com incipiente textura de fluxo magmático, intrusivos na associação metavulcano-sedimentar deformada do Grupo Roosevelt, onde uma datação U-Pb (SHRIMP) forneceu idade de cristalização de 1740 ± 8 Ma (Santos et al. 2000).

Ao microscópio, a amostra é de uma fácies sienogranítica porfirítica de granulação grossa, com fenocristais euédricos de feldspato potássico peritítico imersos em matriz grossa de quartzo, plagioclásio, biotita e titanita. A ocorrência de fácies microporfiríticas a porfiríticas sugere que o posicionamento do plúton ocorreu em nível crustal raso.

Os dados analíticos de 11 *spots* de 11 cristais constam da Tabela 12 e do diagrama concórdia da figura 6a. Os dados obtidos em 9 *spots*, pertencentes à mesma população de cristais magmáticos (MSWD = 0.81) formam um agrupamento concordante com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1538 ± 7 Ma, interpretada como a de cristalização magmática. Outra tentativa de aproximação da idade consta da figura 6a, na qual os resultados de 12 *spots*, pertencentes à mesma população de cristais magmáticos (MSWD = 0.86) formam um agrupamento alinhado em uma discórdia com intercepto superior de 1537 ± 8 Ma, interpretado como a idade de cristalização, e intercepto inferior impreciso de 92 ± 290 Ma, que sugere perda de Pb em tempo recente.

O magmatismo e as mineralizações associadas ao Granito Aripuanã têm sido atribuídas à evolução da seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Roosevelt, encaixante do plúton. Um metamonzogranito associado a esse grupo forneceu a idade de 1755 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP), e um metadacito da seqüência vulcânica a idade de 1762 ± 6 Ma (Neder et al. 2000). O resultado de *ca.* 1540 Ma aqui obtido permite, pela primeira vez, a correta hierarquização estratigráfica dessa associação granítica e sugere seu vínculo com fases tardias da evolução do Orógeno Cachoeirinha (*ca.* 1570-1537 Ma) de Teixeira et al. (2000). Além das implicações estratigráficas, essa idade é importante também do ponto de vista exploratório, devido à possível associação des-

se plúton com depósitos auríferos e de sulfetos de Cu-Zn hidrotermais tardios. A idade de *ca.* 1540 Ma do granito, cerca de 200 ma. mais jovem que o vulcanismo do Grupo Roosevelt, abre a possibilidade da mineralização da serra do Expedito ser hidrotermal, com fluidos advindos do Granito Aripuanã, e não do tipo VMS, como sugerido na literatura. Do ponto de vista exploratório, esta descoberta favorece o investimento em outros batólitos do noroeste do Mato Grosso, comagnáticos com o Granito Aripuanã.

Embasamento Estateriano da Província Rio Negro-Juruena em RO Em Rondônia, o embasamento da Província Rio Negro-Juruena compreende o Complexo Jamari, o qual consiste principalmente de gnaisses policíclicos félsicos a intermediários, metamorfisados e migmatizados na fácies anfibolito, localmente granulito. Também ocorrem cinturões vulcano-sedimentares, complexos máfico-ultramáficos e repetidas intrusões de granito do tipo-A (Fig. 5). A província encerra prolongada história acrescional, dada por sucessivos episódios no intervalo entre 1800 a 1550 Ma (Santos et al. 2000), com idades-modelo de 2200 a 1990 Ma (Payolla et al. 2002), representadas por protólitos mantélicos e por misturas de material juvenil e reciclado.

O Complexo Jamari tem ampla distribuição na porção centro-oriental de Rondônia e compreende ortognaisses graníticos, granodioríticos, tonalíticos e quartzo-dioríticos, com intercalações lenticulares subordinadas de enderbitos, gnaisses calcissilicáticos, granada-biotita-sillimanita gnaisses, mica xistos e raros anfibolitos. Dados isotópicos em zircões detriticos de paragnaisses permitem estimar a idade máxima da deposição em *ca.* 1673 Ma (Payolla et al. 2002). A idade mínima da abertura da bacia é dada por granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência, datados de *ca.* 1570 Ma. Os gnaisses tonalíticos são cálcio-alcalinos de médio a alto potássio, semelhantes aos granitos de arco (Payolla et al. 2002) e metamorfizados na fácies anfibolito superior. Dois ortognaisses foram escolhidos para datação neste projeto (amostras JS 15 e JS 26).

Várias suítes graníticas do tipo A, com textura rapakivi (Bettencourt et al. 1999) e diferentes idades, características petrológicas e composição geoquímica intrudiram as rochas do embasamento durante o Mesoproterozóico. Dentre essas, destaca-se a Suíte Intrusiva Serra da Providência, da qual amostrou-se 2 plútons (amostras JS 19 e JS 32) cartografados por Bizzi et al. (2002), e 2 outros a ela relacionados (amostras JS 16 e JS 01) para investigar a idade do plutonismo granítico pós-Jamari (<1600 Ma).

GRANADA-TITANITA-HORNBLENDA-BIOTITA GNAISSE (COMPLEXO JAMARI) (AMOSTRAS JS 15) É um ortognaisse de granulação grossa, composicionalmente bandado e parcialmente migmatizado. Ao microscópio é um gnaisse granítico, foliado, com granada, titanita, hornblenda e biotita acessórias.

Os resultados analíticos de 10 cristais constam da Tabela 13 e do diagrama concórdia da figura 6b. Os dados obtidos em 9 *spots*, pertencentes à mesma população de cristais magmáticos (MSWD = 0.92) formam um agrupamento discordante que se alinha em discórdia com intercepto superior de 1661 ± 11 Ma, interpretado como a idade de cristalização magmática. O intercepto inferior muito impreciso de 443 ± 240 Ma, sugere perda de Pb em evento pós-magmático (alteração hidrotermal?).

QUARTZO-DIORITO GNAISSICO/COMPLEXO JAMARI (AMOSTRA JS 26) Amostra de granulação grossa e com foliação milimetricamente espaçada. Ao microscópio é um gnaisse quart-

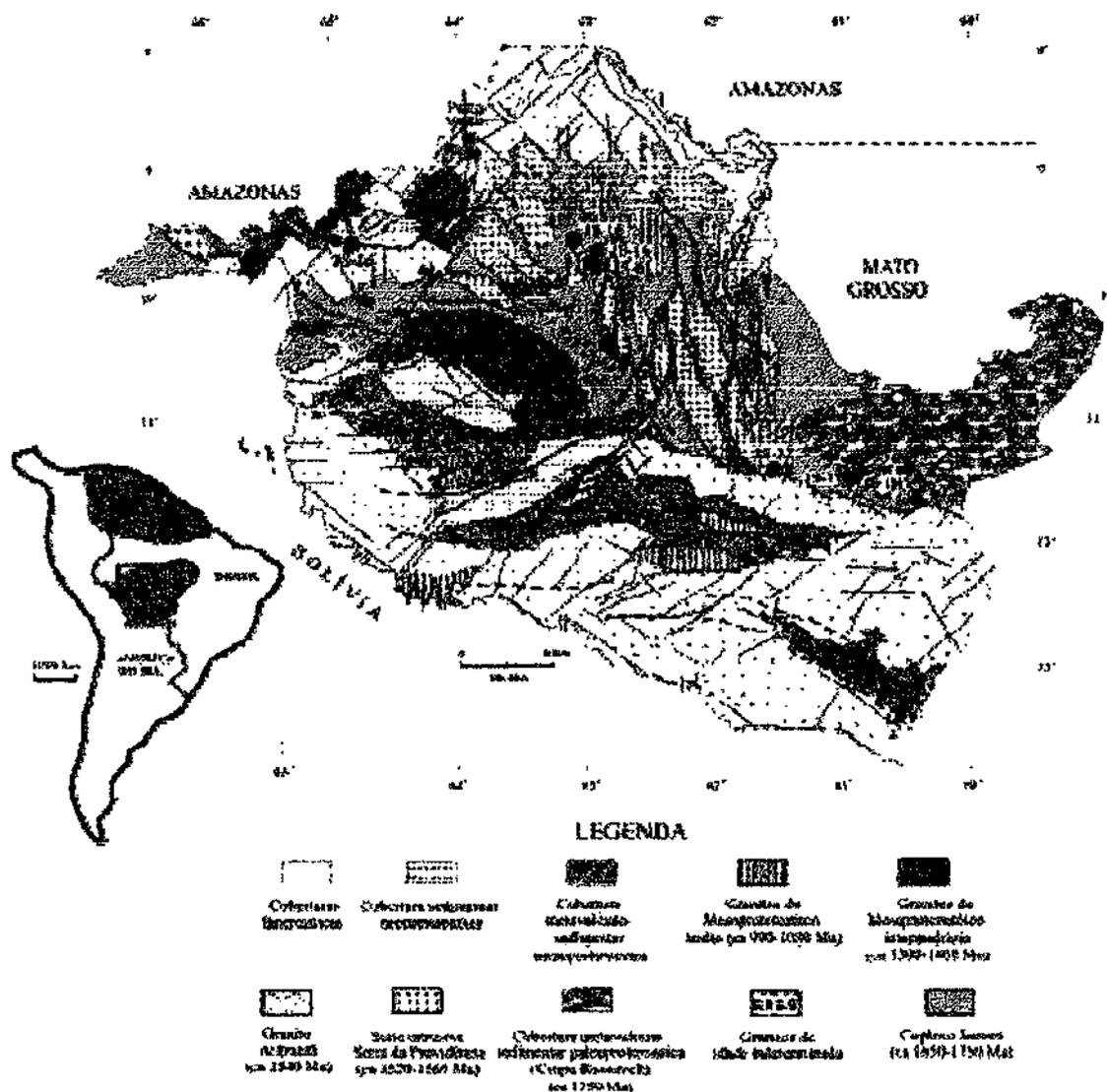


Figura 5 - Mapa tectono-geológico simplificado da Província Rio Negro-Juruena, com a localização das amostras

zo-diorítico com textura recuperada granoblástica-poligonal. Os resultados analíticos de 10 cristais constam da Tabela 14 e do diagrama concórdia da Figura 6c. Os dados de 10 *spots* pertencentes à mesma população de cristais magmáticos (MSWD = 0,31) formam um agrupamento discordante alinhado segundo uma discordância com intercepto superior de 1728 ± 15 Ma, interpretado como a idade de cristalização magmática. O intercepto inferior de 913 ± 67 Ma, sugere perda de Pb por metamorfismo em ca. 1000 Ma. O episódio magmático mais antigo de Rondônia está registrado em ortognaisses tonalíticos, quartzo-dioríticos e enderbíticos, que forneceram idades de cristalização U-Pb de 1750 ± 24 Ma, 1761 ± 3 Ma e 1730 ± 22 Ma, respectivamente (Payolla *et al.* 2002, Santos *et al.* 2002). Dados isotópicos Sm-Nd, relativamente uniformes, forneceram idades-modelo entre 2060 e 2200 Ma, com $E_{\text{NRD}} = -1,51$ a $+0,18$ (Payolla *et al.* 2002). A idade de 1728 Ma aqui obtida no

gnaisse quartzo-diorítico (amostra JS 26) se situa no intervalo de idade dos demais ortognaisses da região (1750-1730 Ma), com metamorfismo em 913 ± 67 Ma.

BIOTITA GRANITO GNAISSE DE CACOAL/SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PROVIDÊNCIA (AMOSTRA JS 32) A amostra é de leucogranito de granulação grossa, homogêneo, foliado, porfiroclástico. Ao microscópio a composição é sienogranítica, com textura protonilonítica a porfiroclástica e consiste de uma matriz quarzo-feldspática granoblástica, recuperada com porfiroclastos orientados de ortoclásio perfitico.

Os resultados de 10 *spots* em 10 cristais constam da Tabela 15 e do diagrama concórdia da Figura 6d. Quatro *spots* obtidos em núcleos magmáticos de uma mesma população (MSWD = 0,97) formam um agrupamento concordante com idade concórdia

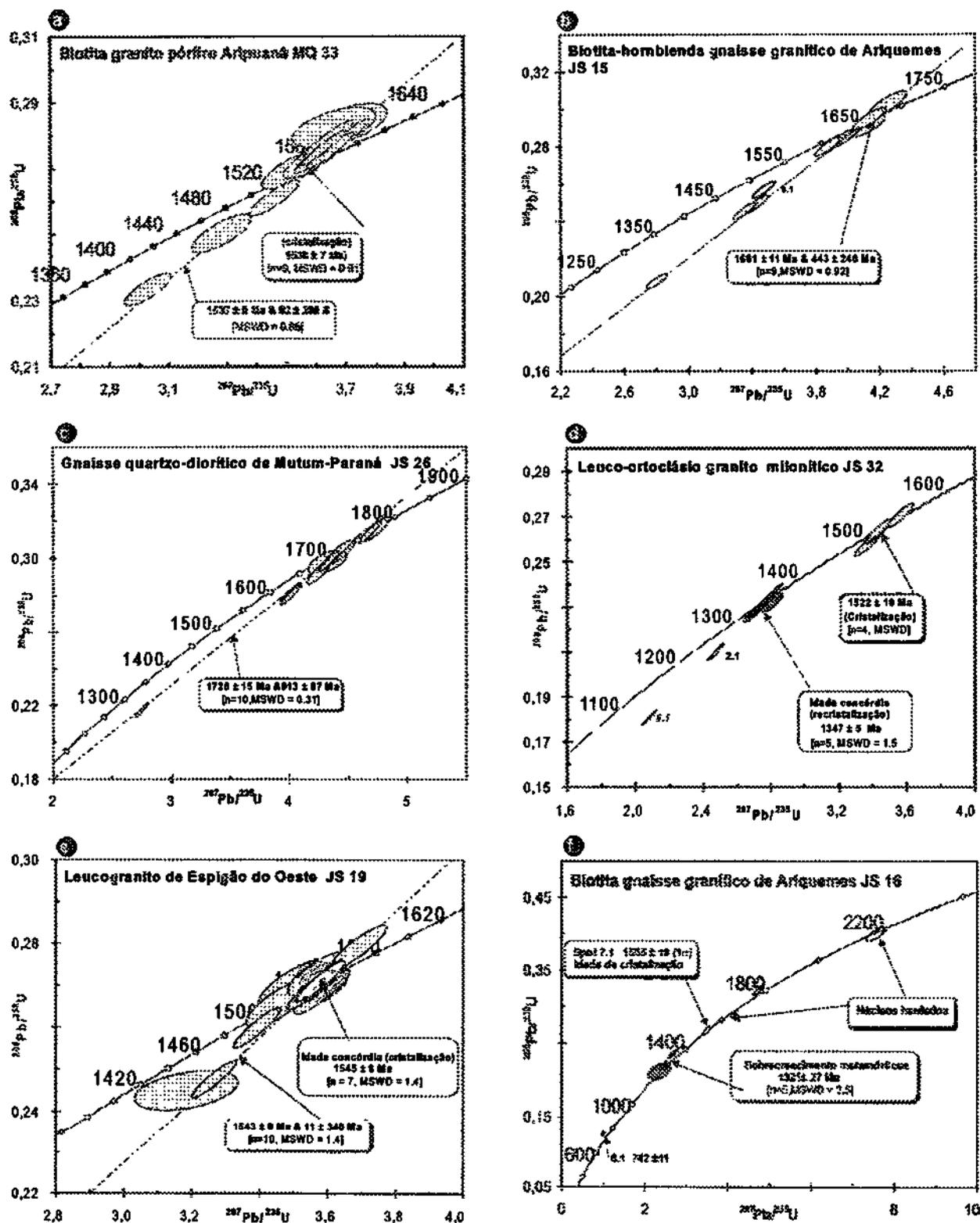


Figura 6 - Diagramas concórdia das amostras da Província Rio Negro-Juruena: a) MQ 33; b) JS 15; c) JS 26; d) JS 32; e) Js19/f) JS 16

(concordia age) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1522 ± 4 Ma, interpretada como a idade de cristalização magmática. Cinco spots obtidos em sobrecrecimentos metamórficos de uma mesma população (MSWD = 1.5) extremamente rica em U (até 3889 ppm) e muito pobre em Th formam um agrupamento concordante com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente de 1349 ± 5 Ma. Apesar dos teores de U muito elevados, que tornam parte das análises suspeita, a reprodutibilidade do resultado de ca. 1350 Ma permite interpretá-lo como a idade do metamorfismo.

LEUCOGRANITO GNÁISSICO DE ESPIGÃO DO OESTE/SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PROVIDÊNCIA (AMOSTRA JS 19) A amostra é de leucogranito estrutural, textural e composicionalmente idêntico ao da amostra anterior (JS 32). Os resultados analíticos de 10 spots em 10 cristais constam da Tabela 16 e do diagrama concórdia da figura 6e. Os dados de 7 spots, pertencentes à mesma população magmática (MSWD = 1.4), formam um agrupamento concordante com idade concórdia (concordia age) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1545 ± 8 Ma, interpretada como a melhor aproximação da idade de cristalização. Outra tentativa de aproximação da idade consta da figura 6e, na qual resultados de 10 spots, pertencentes à mesma população de cristais magmáticos (MSWD = 1.4) formam um agrupamento alinhado em uma discórdia com intercepto superior de 1543 ± 8 Ma, interpretado como a idade de cristalização do magma, e intercepto inferior impreciso sugestivo de uma perda de Pb pós-magmática, em tempo diferente do recente.

BIOTITA GNAISSE GRANÍTICO (AMOSTRA JS 16) Trata-se de gnaisse leucogranítico, granoblástico, grosso e foliado. Ao microscópio exibe textura recuperada granoblástica, com pronunciada orientação de quartzo, feldspatos e micas.

Os resultados analíticos de 10 spots em 10 cristais constam da Tabela 17 e do diagrama concórdia da figura 6f. Um grupo principal de 5 análises, obtidas em cristais metamórficos de população relativamente uniforme (MSWD = 2.5) forneceu o resultado de 1321 ± 27 Ma, interpretado como a idade do metamorfismo regional. O spot 7.1, obtido em domínio magmático forneceu a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

de 1555 ± 19 Ma (1σ), cujo valor pode ser interpretado como a idade aproximada da cristalização do protólito. Idades aparentes de até ca. 2170 Ma obtidas em núcleos herdados e xenocristais sugerem contaminação do magma por crosta mais antiga. O spot 6.1, de idade aparente 742 Ma (1σ), obtido em domínio metamórfico de alta razão U/Th, tem significado duvidoso.

GRANADA-BIOTITA-ANFIBOLIO GRANITO GNÁISSICO (AMOSTRA JS 01) Trata-se de granada-biotita anfibólio gnaisse granítico bandado. Bandas claras com quartzo, feldspato-K e provavelmente albita com espessura em torno de meio a 1 cm alternando com bandas máficas finas que não ultrapassam de 0,5 cm de largura, compostas por biotita e principalmente anfibólio que conferem à rocha um bandamento milimétrico regular, indicando deformação e recristalização em condições de strain moderado a alto. As bandas quartzo-feldspáticas invariavelmente contêm cristais tardicinemáticos de granada de até 1 cm de diâmetro.

Os resultados analíticos de 20 spots em 14 cristais constam da Tabela 18 e do diagrama concórdia da figura 7. Quatro análises obtidas em domínios magmáticos de uma população uniforme (MSWD = 1.7) forneceu um agrupamento com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1535 ± 27 Ma. Nove análises obtidas em sobrecrecimentos metamórficos de uma população uniforme (MSWD = 1.7) forneceu a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1332 ± 11 Ma, interpretada com a idade do metamorfismo. Quatro spots situados em núcleos magmáticos herdados forneceram resultado aproximado de 1650 Ma, interpretado como uma aproximação da idade da crosta continental intrudida pelo magma e equivale a idades de ortognaisses do Complexo Jamari.

Os quatro plútons forneceram idades de cristalização entre ca. 1520 e ca. 1550 Ma o que os discrimina dos metagranitóides e ortognaisses do Complexo Jamari. As amostras JS 32 e JS 19 têm sido cartografadas como pertencentes à Suíte Intrusiva Serra da Providência. São ortoclásio leuco-sienogranitos protomiloníticos, cujas características petrogenéticas somadas à presença de fenocristais remanescentes de ortoclásio perítico e o caráter leucocrático, sugerem tratar-se de granitos do tipo A. As idades de cristalização entre ca. 1522 Ma e ca. 1545 Ma situam-se no intervalo de ca. 1606 Ma e ca. 1532 Ma obtido em outros plútons da suíte (Bettencourt *et al.* 1999) o que confirma a sua correlação. A idade de ca. 1350 Ma obtida em sobrecrecimento metamórfico em zircão da amostra JS 32, indica recristalização da intrusão sob condições crustais profundas, possivelmente associada a um evento deformacional/metamórfico regional. A idade de ca. 1522 Ma obtida na amostra JS 16, apesar de resultante de apenas um único spot em cristal magmático, pode ser considerada como a idade de cristalização, por ter reprodutibilidade em outros plútons da suíte. A idade de ca. 1320 Ma em sobrecrecimentos sugere a recristalização do granitóide protomilonítico nas raízes de uma zona de cisalhamento.

As amostras JS 16 e JS 01 são de ortognaisses da fácies anfibólito, cuja textura granoblástica-alongada recuperada é característica de médio a alto grau metamórfico. Assim, apesar das idades de cristalização (ca. 1555-1535 Ma), equivalentes com as obtidas nas amostras da Suíte Intrusiva Serra da Providência, sua correlação com esta suíte merece confirmação por meio de dados litogeoquímicos, face às distintas composições petrográficas. Ademais, as idades de sobrecrecimento metamórfico em ambas (ca. 1330 Ma) indicam que o evento metamórfico regional impresso nesses gnaisses ocorreu cerca de 70 m.a. após a milonitização e recristalização da suíte, datada em ca. 1350 Ma, na amostra JS-32.

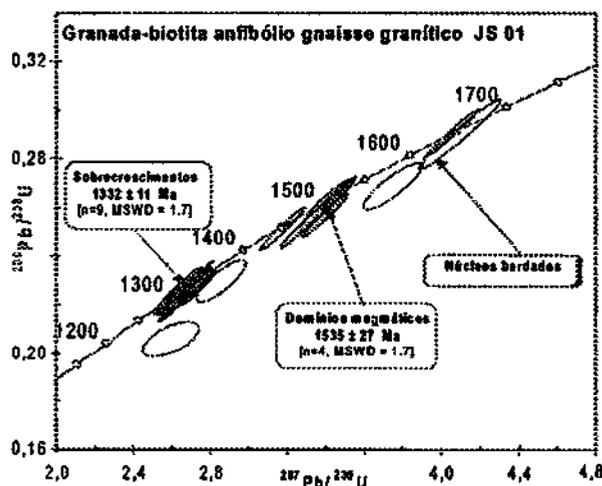


Figura 7 - Diagrama concórdia da amostra JS 01, Província Rio Negro-Juruena.

CONCLUSÕES As principais interpretações e conclusões decorrentes deste trabalho podem ser assim sintetizadas:

Na Província Borborema:

- 1 - identificação de remanescentes de ortognaisses TTG paleoarqueanos (ca. 3270 Ma) relacionados ao Complexo Cruzeta no Ceará, anteriormente datados em ca. 2150 Ma;
- 2 - identificação de magmatismo orogênico ligado ao sistema de orógenos Brasileiro II, datado em ca. 625 Ma no Granodiorito Saboeiro no Ceará e em 640 Ma no Complexo Sumé na Paraíba, anteriormente cartografados, respectivamente, como unidades paleo- e mesoproterozóicas;
- 3 - definição da idade de ca. 2100 Ma de um ortognaisse do Complexo Belém do São Francisco, no Maciço Pernambuco-Alagoas em Pernambuco, anteriormente interpretado como parte de um arco mesoproterozóico do Orógeno Cariris Velho;
- 4 - identificação de uma unidade mesoarqueana, com ca. 3070 Ma (Ortognaisse Santa Maria da Boa Vista) na extremidade sul da Província Borborema.

Na Província Mantiqueira Meridional/Orógeno Pelotas:

- 5 - identificação de *inliers* retrabalhados do embasamento com ca. 2170 Ma/600 Ma na extremidade NE do Batólito Florianópolis,

correlacionável ao Complexo Águas Mornas;

- 6 - identificação de duas fases graníticas (ca. 610-580 Ma) no plúton zonado cálcio-alcalino Maruim, relacionado ao magmatismo tardi a pós-colisional do orógeno;
- 7 - estabelecimento da idade mínima (ca. 606 Ma) do vulcanismo piroclástico da bacia pós-colisional do Itajaí, e da idade máxima (ca. 643 Ma) da abertura da bacia.

Na Província Rio Negro-Juruena

- 8 - identificação da idade de cristalização em ca. 1540 Ma do granito Aripuanã (MT) e de dois granitos miloníticos em ca. 1545-1522 Ma da Suíte Serra da Providência (RO).
- 9 - reconhecimento de ortognaisses cronocorrelatos (ca. 1555-1535 Ma) com a Suíte Serra da Providência, mas que registram recristalização metamórfica em ca. 1330 Ma.
- 10 - reconhecimento de dois ortognaisses do embasamento da província em Rondônia, datados em ca. 1728 Ma e 1661 Ma e que se correlacionam com o Complexo Jamari.

Agradecimentos Ao Dr. Luiz Augusto Bizzi, Diretor de Geologia e Recursos Minerais da CPRM pelo apoio à execução destes estudos, materializados nos artigos que constam deste fascículo. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Almeida F.F.M de, Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Ear. Sci. Rev.*, 17:1-29.
- Basei M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo. 186p.
- Basei M.A.S. 2000. *Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul e oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano*. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo. 123p.
- 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 – Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Prec. Res.*, 95:41-67.
- Bittencourt M.F. & Nardi L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasileiro magmatism in southernmost Brazil. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 65 (Supl.1), p.4-16.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Baars F.J., Gonçalves J.H., Delgado I.D.M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S., Silva L.C., Vidotti R.M. 2002. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. 2003. CPRM, Editora da Universidade de Brasília. Brasília.
- Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-ambriano Nordeste*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo São Paulo. Tese (Doutorado), 198p. (Inédito)
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasileiro-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22:155-166.
- Brito Neves B.B., Santo E.J., Van Schum R. 2000. Tectonic history of Borborema Province. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. p. 151-182.
- Compston W., Williams I.S., Meyer C. 1984. Geochronology of zircons from the lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe. *J. Geoph. Res.*, 89 (Supp. B):525-534.
- Compston W., Williams I.S., Kirschvink J.L., Zichao Zh., Guogan M. 1992. Zircon ages for the Early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc. London*, 149:171-184.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2002. Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. 1 DVD.
- Fetter A. H. 1999. *U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints on the Crustal Framework and Geologic History of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of Gondwana*. Dep. Geol. Graduate School, Un. Kansas, Kansas, Ph.D. Thesis, 164 p.
- Gresse P., Chemale Jr. F., Silva L.C., Walraven F., Hartmann L.A., 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African/Brasileiro collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research* 8: 157-171.
- Krebs A.S.J., Caldasso A.L.S., Lopes R.C. 1988. Interpretação preliminar da seqüência deposicional da Bacia do Belém. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém. *Anais. SBG*, v.2, p.592-605.
- Krebs A.S.J., Silva M.A.S., Dias A.A., Lopes R.C., Camozzato E. 1990. O Grupo Itajaí na Folha Botuverá (SC): modelo geométrico/cinematográfico e relações com o cinturão metavulcano-sedimentar Brusque – instalação, preenchimento e inversão da bacia. In: Cong. Bras. Geol., 36, Natal. *Anais. SBG*, v.6, p. 2966-2975.
- Lima, M.I.C., Gava A., Fernandes P.E.C.A., Pires J.L., Siga Jr. O. 1985. *Projeto ferro titanado de Floresta*. Salvador, Minérios de Pernambuco/Projeto Radambrasil, 3v, Geologia.
- Litherland M., Annelis R.N., Appleton J.D., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Mitchell W.L., O'Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G., Webb

- B.C. 1989. *The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield*. Overseas Memoir 9, British Geological Survey, 153p.
- Ludwig K.R. 2001a. Squid I.02. A user's manual. BGC Special Publ. 2., Berkeley, 19p.
- Ludwig K.R. 2001b. User's manual for Isoplot/Ex v. 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publication 1a, Berkeley, 55p.
- Medeiros V.C. & Torres H.H.F. 1999 *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sumé. Folha SB.24-Z-D-V. Estados da Paraíba e Pernambuco.* Escala 1:100.000 – Brasília: CPRM. 88p.
- Neder R., Figueiredo B.R., Collins C., Leite J.A.D., 2000. The Expedito massive sulfide deposit, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, 30:222-225.
- Oliveira J.F. & Cavalcante J.C. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Mombaça – Folha SB.24-V-D-V. Estado do Ceará* – Escala 1:100.000 Brasília, DNPM/CPRM. 240p. 2 mapas.
- Payolla B.L., Bettencourt J.S., Kozuch M., Leite W.B., Fetter A.H., VanSchmus W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Prec. Res.* 119:141-169.
- Paces J.B. & Miller J.D. 1989. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. *J. Geophys. Res.* 98B:13997-14013.
- Rostirola S.P. & Alkimim F.F. 1992. O Grupo Itajaí, SC: hipótese de evolução geotectônica no contexto de bacia de antepaís (foreland). In: Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo, Resumos Expandidos, 1:550-551.
- Santos C.A. & Silva Filho M.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética preliminar. Escala 1:100.000 folha SC.24-V-A-VI Riacho do Caboclo. Estado de Pernambuco.* Brasília: DNPM/CPRM, 113p. 2 mapas.
- Santos E. J. 1995 O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese (Doutorado), 219 p. (Inédito).
- Santos E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 6:47-50.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.L., Mc Naughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology: *Gondw. Res.*, 3:453-488.
- Santos E. J., Van Schmus W. R., Brito Neves B. B. 1994. Investigação geocronológica U/Pb e Sm/Nd em zona de colisão múltipla de arcos na Região de Floresta (PE), faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Balneário de Camboriú, *Resumos Expandidos*, 1:247-249.
- Sengör A.M.C. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Thetyan perspective. *Ear. Sci. Rev.*, 27:1-201.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.L., Mc Naughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology: *Gondw. Res.*, 3:453-488.
- Santos E.J., Van Schmus W.R., Brito Neves B.B. 1994. Investigação geocronológica U/Pb e Sm/Nd em zona de colisão múltipla de arcos na Região de Floresta (PE), faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Balneário de Camboriú, *Resumos Expandidos*, 1:247-249.
- Santos J.O.S., Rizzoto G.J., Potter P.E., Hartmann L.A., Easton R.M., McNaughton N.J. 2002. The Sunsas Orogenic Cycle in western Amazon Craton, South America and correlation to the Grenville Cycle of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrital and igneous zircon. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 41, João Pessoa, *Anais*, p. 335.
- Silva L.C. 1987. Geologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. In: Silva, L.C. da & Bortoluzzi, C.A. (eds.) *Texto Explicativo para o Mapa Geológico de Santa Catarina 1:500.000*. DNPM/SCTME, Florianópolis, p. 11-90.
- Silva L.C. 1999. *Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano.* Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS. Porto Alegre, 243p. (Inédito).
- Silva L.C. & Dias A.A. 1981. Projeto Timbó-Barra Velha. Porto Alegre. Brasil, Conv.DNPM/CPRM, 282p. (Mapas).
- Silva L.C., McNaughton N.J., Vasconcelos A.M., Gomes J.R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in southern state of Ceará, Borborema Province, Brazil: Archean TTG accretion and proterozoic crustal reworking. In: Intern. Simp. Granites and Associated Mineralizations, 2, Salvador, *Extended Abstracts*, 280-281.
- Silva L.C., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 1999. SHRIMP U-Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *Intern. Geol. Rev.* 41:531-551.
- Silva L.C., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I. 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dates Neoproterozoic overprinting in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *Am. Mineral.*, 85:649-667.
- Silva L.C., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Basiliano/Pan-African systems of orogens. *Prec. Res.* (submetido).
- Smith J.B., Barley M.E., Groves D.L., Krapez B., McNaughton N.J., Bickle M.J., Chapman H.J. 1998. The Scholl shear zone, West Pilbara: evidence for a terrane boundary structure from integrated tectonic analyses, SHRIMP U-Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. *Prec. Res.*, 88:143-171.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.
- Teixeira W., Sabaté J.P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 101-138.
- Tohver E., van der Pluijm B.A., van der Voo R., Rizzoto G.A., Scandolara J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon Craton at 1,2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Ear. Planet. Sci. Lett.*, 199:185-200.
- Wildner W., Ramgrab G.E., Zanini L.F.P., Branco P.M., Camozato E. 1990. Suíte Intrusiva Marumim; um batólito cálcio-alcalino zonado no Escudo Catarinense. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Natal. SGB, *Anais*, 4:1821-1836.
- Williams L.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.L. Ridley (eds.) *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. SBG, *Rev. in Econ. Geol.*, 7:1-35.

Manuscrito A-1334

Recebido em 15 de março de 2002

Revisão dos autores em 20 de dezembro de 2002

Revisão aceita em 23 de dezembro de 2002

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO - UFMT
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA - ICET
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA GERAL - DGG
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
NÚCLEO DE GEOFÍSICA E ESTUDOS AMBIENTAIS - NGEA
TCC EU_TU_ELE

*Costa e Hosni 1992
regime extensional - 1,8 a 1,4 Ga - comprimento onda de
o processo de inversão no final do período mesozoico*

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA PRELIMINAR DO CONTEXTO
GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL DO TRABALHO DE
CONCLUSÃO DE CURSO

*granitos Serrão da providência - 1,57-1,53
granitos intrusivos - 1,755 ± 5 m.a.
volcânicos do tipo de Chapadão - 1,762 ± 6 m.a.*

ELVIS KLEY PEREIRA ALVES
IVANDRO SCHOENHERR
WANDERLY LUIZ PEDROLLO BASSO JUNIOR

Cuiabá, junho de 2004

1.0 Contexto Geotectônico

As rochas da área em estudo encontram-se inseridas na porção sudoeste do Cráton Amazônico, dentro da Província geocronológica Rio-Negro – Juruena segundo Tassinari *et al.* (1996), ou Rondônia – Juruena segundo Santos *et al.* (2000), a idéia mais aceitável para a origem do Cráton Amazônico é a adição sucessiva de províncias tectônicas a um núcleo arqueano.

A província Rio Negro – Juruena possui a idade média de 1.8 – 1.55 Ga e é composta na sua porção mais basal por gnaisses-graníticos e granitóides de composições granodioríticas e tonalíticas. Foram observadas seqüências supracrustais de composições dacíticas, riolíticas a andesitos, tufos, brechas vulcânicas, argilitos, arenitos e Formações ferríferas bandadas. (Tassinari *et al.*, 1996 *in* Uchoa & Gomes, 2004).

As rochas da região apresentam em grande parte idades Proterozóicas e foram basicamente definidas como: Suíte Intrusiva Roosevelt, Granito Aripuanã, Suíte Intrusiva Serra da Providência, Grupo Caiabis (Formação Dardanelos, Formação Arinos e Alcalinas Canamã). São Romão e São Pedro.

2.0 Geologia Regional

2.1 Suíte Vulcânica Roosevelt

A Suíte Vulcânica Roosevelt constitui um importante conjunto de rochas que têm distribuição confinada à bacia hidrográfica do rio que lhe empresta o nome, na porção nordeste do estado de Rondônia. A primeira referência bibliográfica da existência de rochas vulcânicas ácidas na região do médio/alto rio Roosevelt é atribuída a Leal *et al.* (1978), que as correlacionam ao vulcanismo ácido Iriri do Grupo Uatumã e a denominam de Formação Roosevelt. Liberatore *et al.* (1972) descrevem, sob a designação informal de Efusivas Ácidas, rochas

segundo ??

??

aproximadamente 1.5-1.8 Ga

riolíticas no baixo rio Roosevelt correlacionando- as àquelas descritas por Almeida & Nogueira Filho(1959) como Quartzo-Pórfiro do Aripuanã.

Este terreno é constituído por uma seqüência metavulcano-sedimentar incluindo grande ^{???} quantidade de corpos granitóides e rochas vulcânicas com composições que variam desde termos ácidos até intermediários, além de coberturas sedimentares meso/neoproterozóicas. O conjunto, executando-se as ^{???} coberturas terrígenas neoproterozóicas, foi afetado por um evento compressional que culminou com a instalação de transcorrências sinistrais E-W/SW - NE, em condições de baixo grau metamórfico. } suíte??

As vulcânicas do Domínio Roosevelt incluem piroclásticas, riolitos andesitos, dacitos e ignimbritos. Dados Rb/Sr registram o intervalo 1.5 - 1.6/1.7 Ga. A utilização da metodologia U/Pb (Shrimp) fornece uma idade de 1.74 Ga., enquanto a técnica Sm/Nd apresenta resultados T_{DM} 1.70 Ga. que??

Sob a designação de Suíte Vulcânica Roosevelt, incluem-se rochas de derrame e piroclásticas de composição ácida dominante, variando de riolitos a dacitos, com rochas intermediárias extremamente subordinadas. Os dacitos são, aparentemente, de ocorrência predominante, exibindo cores cinza a marrom e textura porfírica característica. Os riolitos mostram cores rosadas, até cinza-escuro, com textura pófira a microporfírica. Os andesitos, de ocorrência muito restrita, possuem coloração cinza com tonalidades esverdeadas, textura afanítica ou microporfírica e, devido à sua composição mineralógica, refletem bastante bem as transformações metamórficas de baixo grau, que se desenvolveram sobre esta suíte.

Dentre as rochas piroclásticas predominam os *lapilli* tufos e os tufos à cinza, com ignimbritos associados, apresentando-se, normalmente bandados, com texturas pófiras a microporfíricas e cores que variam de tons acastanhados até acinzentados, raramente rosados.

Com relação à composição química/mineralógica, nas rochas piroclásticas os termos dacíticos são mais abrangentes, secundariamente acompanhados pelos riolíticos. Amostras desta unidade litoestratigráfica datadas pelo método Rb/Sr mostram valores grosseiramente ajustados a um intervalo entre 1,50Ga e 1,60Ga.

Uma isócrona de referência em rocha total, elaborada com os seis pontos constantes em tabela anexa, forneceu ao conjunto litológico uma idade em torno de 1,60Ga. As evidências de campo sugerem uma possível relação de parentesco petrológico entre a Suíte Vulcânica Roosevelt e a Suíte Intrusiva Serra da Providência (co-genéticas e contemporâneas), e ambas se constituem, juntamente com vestígios do Complexo Jamari, no embasamento da seqüência epiplataformal conhecida como Grupo Beneficente.

3/20

2.2 Granito Rio Branco

O Granito Rio Branco constitui um corpo de forma circular, com dimensões batolíticas (> 150 Km²) e ocorrendo principalmente, na forma de lajeados de dimensões variadas e secundariamente como matacões arredondados com diâmetros de até 3m. a esfoliação esferoidal é comumente encontrada neste Granito.

Segundo Paula & Paulo, 2003, o caráter intrusivo deste Granito é identificado em duas situações. Na primeira, é identificado diques de espessuras centimétricas intrudindo uma seqüência de tufos bandados, e na segunda situação há presença comum de xenólitos vulcânicos imersos na fácies porfirítica do granito. Adicionalmente, percebe-se o desenvolvimento de porfiroblastos em xenólitos, possivelmente relacionados ao metamorfismo de contato.

2.3 Suíte intrusiva Serra da Providência

A denominação de Suíte Intrusiva Serra da Providência foi proposta para identificar um expressivo conjunto de corpos granitóides que ocupa uma importante porção na parte sul-sudoeste do Domínio Roosevelt, sendo representada principalmente pelo Batólito Serra da Providência no estado de Rondônia e vários *stocks* que se estendem aos estados de Mato Grosso e

Amazonas. Rochas básicas, mangeríticas e charnockíticas foram recentemente incluídas na suíte por Bettencourt *et al.* (1995) e Rizzotto *et al.* (1996).

Os granitos, charnockitos e as rochas básicas associadas são predominantemente maciços, embora ocorram corpos com foliação ígnea superimposta por foliação milonítica. Assim sendo, essa foliação ígnea indica que as rochas cristalizaram ainda sob um campo tensional, por tanto, caracterizando-as como corpos tardios pós-tectônicos.

As condições da temperatura de metamorfismo nestas zonas são compatíveis com a fácies xisto-verde superior a anfíbolito superior.

Dentro do contexto dos corpos fracamente deformados, no Batólito Serra da Providência, foram caracterizadas quatro fácies, que mostram variações nos seus aspectos texturais, mineralógicos e composicionais, apresentando como principal característica a textura rapakivi. Os tipos mais freqüentes são os biotita granitos porfiríticos cinza-rosados, seguidos dos anfíbólio-biotita granitos (piterlitos), granitos pórfiros e sienogranitos gráficos equigranulares.

A fácies mais restrita em área é representada por matacões de viborgitos que exibem feições diagnósticas de mistura (*mingling* e *mixing*) de magmas coexistentes (ácido/básico). Os anfíbólio-biotita granitos (piterlitos) são claramente identificáveis, tanto em campo como em imagem de satélite, constituindo um relevo arrasado onde destacam-se apenas alguns matacões. Possuem fenocristais euédricos de microclínio, ocorrendo freqüentemente manteados por uma fina auréola de plagioclásio. A presença de enclaves máficos quartzo-dioríticos é bastante freqüente nesta fácies.

Os granitos pórfiros são restritos, ocorrendo como *stocks* e maciços isolados que constituem relevo bastante elevado. Texturalmente são muito homogêneos, de composição monzogranítica a sienogranítica, transicionando para granitos de textura gráfica/granofírica. Possui a idade mais jovem obtida na suíte, através do método U/Pb em zircão (1.554Ma).

No contexto dos granitos deformados ocorre uma ampla variação nas características estruturais e texturais das rochas, desde tipos fracamente foliados até protomilonitos e milonitos bandados.

Os protomilonitos são mais freqüentes na borda oeste do Batólito Serra da Providência e em largas zonas da associação charnockito-granito. As rochas protomiloníticas foram originadas por uma estrutura transpressiva de direção nor-noroeste e cinemática sinistral (Scandolara, 1998).

A leste do batólito, estreitas faixas de cisalhamento originaram protomilonitos e milonitos. Apesar da intensa deformação que marcam estas rochas, a textura rapakivi ainda encontra-se preservada localmente.

O posicionamento estratigráfico da Suíte Intrusiva Serra da Providência foi sugerido com base em dados geocronológicos obtidos pelo método Rb/Sr em rocha total, que forneceu uma idade média de $1.400 \pm 57\text{Ma}$.

Os dados geoquímicos mostram que os granitos da suíte são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos. Essa suíte granítica não apresenta somente analogia textural com os granitos rapakivi, mas também uma assinatura geoquímica perfeitamente compatível. São classificados como tardi-orogênicos, com algumas amostras (fácies sienogranito) plotando no campo dos granitos pós-tectônicos.

2.4 Grupo Caiabis

As rochas dessa unidade foram descritas pela primeira vez por Lima *et al.* (1975) como sendo um espesso pacote vulcano-sedimentar distribuído no âmbito do Projeto Apiacás – Caiabis.

Silva *et al.* (1980) denominaram de Grupo Caiabis a esse pacote vulcano-sedimentar que ocupa o interior do *graben* do Caiabis. Nesta unidade são incluídas as Formações Dardanelos e Arinos, onde os vulcanitos básicos da última intercalam-se aos sedimentos clásticos da primeira.

2.4.1 Formação Dardanelos

Almeida & Nogueira Filho (1959) *in* Silva *et al.* (1980), denominam Formação Dardanelos às camadas vulcano-clásticas levemente metamorfisadas que ocorrem ao longo da Serra do Caiabis. São sedimentos e metassedimentos representados por quartzitos tufáceos conglomeráticos, tufos e, em parte, ignimbritos, tendo como fonte o complexo cristalino e os derrames riolíticos e piroclásticos associados, depositados em ambiente de rápida erosão e transporte de materiais.

Segundo Silva *et al.* (1974), a Formação Dardanelos está posicionada estratigraficamente acima do Sienito Canamã e abaixo dos diques de diabásio tipo Cururu, ocupando as grandes feições geomorfológicas da Chapada dos Dardanelos e Serra dos Caiabis.

Estes mesmos autores, discordando dos conceitos propostos por Almeida & Nogueira (1959) defendem que essa unidade não corresponde a uma seqüência vulcano-sedimentar, mas a um espesso pacote contendo conglomerados polimíticos, arcoseanos e que repousam sobre os derrames riolíticos da Formação Iriri do Grupo Uatumã.

Saes *et al.* (2001), descreve a megasseqüência Dardanelos – Palmeiral, aflorante nas bacias Caiabis – Aripuanã como depósitos de cascalhos aluviais grossos e areias de sistemas de rios entrelaçados com dunas eólicas espalhadas, intercalações de *shabkas* litorâneas e areias marinhas rasas (tempestitos). Dados de paleocorrentes indicam a existência contemporânea de uma margem continental à oeste. Esta megasseqüência é afetada na borda sul da bacia do Caiabis por intenso cisalhamento de cavalgamento e, provavelmente falhas transcorrências com *trend* WNW, indicando transporte de massa para o norte, sendo que sua expressão mais marcante é a falha do Rio dos Peixes.

Segundo Leite & Saes (2003), no Graben do Caiabis, a Formação Dardanelos está recobrendo lavas riodacíticas ou faz contato por falhas com rochas do embasamento ou fácies plutônicas do evento Teles Pires/Roosevelt. Esta unidade é composta por conglomerados polimíticos na base e arenitos seixosos em direção ao topo, sugerindo um contexto deposicional costeiro com face praial e dunas eólicas costeiras.

Segundo Filho *et al* (2001), a Formação Dardanelos é a parte basal do Grupo Caiabis, constituindo uma seqüência de arenitos vermelhos às vezes arcoseanos, com estratificações cruzadas e plano paralelas, siltitos e argilitos avermelhados, e conglomerados polimícticos basais e intraformacionais.

2.4.2 Formação Arinos

Leal *et al.* (1978) *in* Silva *et al.* (1980), descreve essa unidade como sendo correspondente às efusivas básicas intercaladas nos arenitos da Formação Dardanelos que ocorrem na Serra do Caiabis, porém, é mais jovem que o Grupo Caiabis.

A Formação Arinos foi mencionada pela primeira vez por Teixeira (1978) *in* Silva *et al.* (1980) que, por meio de análises radiométricas K/Ar e Rb/Sr, define para esse magmatismo básico-alcálico, quatro conjunto de rochas básicas de idade pré-cambriana. Esses conjuntos são significativos de eventos terminais de cinturões móveis regionais e/ou magmatismo reflexo de sua atuação em áreas já cratonizadas. Os litotipos desta unidade formam dois patamares separados entre si por camadas areníticas da Formação Dardanelos, estratigraficamente situa-se acima do Granito Serra da Providência e abaixo do Arenito Fazenda Casa Branca.

2.7 Alcalinas Canamã

Segundo Silva *et al.* (1974) essa unidade é composta por rochas alcalinas que ocorrem como um complexo anelar localizado no município de Aripuanã, noroeste do estado de Mato Grosso.

São os processos de ativação plataformal do tipo autônoma os responsáveis pela intrusão desses corpos álcali-sieníticos, manifestação que se estabeleceu concomitantemente e/ou logo após às efusões básicas-alcálicas que representam a Formação Arinos. Shcheglov, (1968, 1970) *in* Silva *et al.* (1980).

Ocorre como uma intrusão álcali-sienítica afetando as rochas do Grupo Beneficente e representam os termos plutônicos do Grupo Caiabis, estando estratigraficamente acima da Formação Dardanelos e dos Basaltos da Formação Arinos e abaixo do Arenito Fazenda Casa Branca.

Autor ??

2.8 Granito Novo Horizonte

Segundo Uchôa & Gomes (2004) são rochas de textura equigranular fina, média a porfirítica e coloração cinza-esbranquiçada, constituído principalmente por quartzo, plagioclásio e biotita, apresentando raramente xenólitos de rochas máficas ricas em biotita com bordas arredondadas indicando corrosão magmática. O quartzo é azulado, subarredondado, ocorrendo tanto na matriz como em fenocristais, o plagioclásio ocorre também tanto na matriz como em fenocristais que variam de 1 a 4 cm, em prismas curtos e tabulares, por vezes zonados formando núcleos bordejados por feldspato alcalino. Uma intensa epidotização é perceptível nos cristais nos locais onde as rochas estão mais alteradas. A biotita é abundante e forma aglomerados máficos associados à pirita, outras vezes essa pirita é lixiviada caracterizando "Box Works", quando em cristais isolados, a biotita apresenta-se fortemente cloritizada.

Os granitos desta unidade são predominantemente isotrópicos, apresentando raramente efeitos de deformação dúctil, localizadas na porção sul do batólito. Neste caso, são rochas que apresentam uma leve orientação expressa pela alternância de níveis máficos e constituídos por biotita e níveis quartzo-feldspáticos. As feições de deformação rúptil que são persistentes nesta unidade, estão representadas por sistemas de fraturamento, alguns deles preenchidos por quartzo leitoso, que sustentam morros alinhados com direção preferencial NW. As relações de contato desta unidade não são claramente observadas em campo, porém, a sua isotropia em comparação aos granitos deformados, sugere que são as rochas intrusivas mais jovens da litoestratigrafia de Castanheira.

2.9 Granito São Romão

Granito fino, deformado, caracterizado por metabiotita monzogranito porfirítico, metamicrogranito com magnetita e metagranada-biotita granito. Mostra idade modelo Sm-Nd de 2,10 Ga. (Filho *et al* (2001)).

2.10 Granito São Pedro

Segundo Filho *et al* (2001), o Granito São Pedro é um granito deformado alongado na direção NW-SE a EW. Inclui metabiotita-granada granito porfirítico, metahornblenda-biotita granito e metagranada granito, geralmente com enclaves de metaquartzo diorito, metamicroquartzo monzonito e hornblendito. A idade U-Pb SHRIMP é de 1,78 Ga e as idades modelo Sm-Nd estão entre 2,06 e 2,14 Ga.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

SAES G. S.; LEITE J. A. D.; MACAMBIRA M. B., 2001. *Stratigraphy and sedimentary environments of Proterozoic Sequences in Cachimbo and Caiabi/Aripuanã Basin, Amazon Craton, Brazil*. Workshop "Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art". P119.

SANTOS et al. 1977. O Grupo Beneficente, Belém, Projeto RADAMBRASIL, 7p (Relatório Interno do Radambrasil, 128 – G).

SILVA G. G.; LEAL, J. W. L.; MONTALVÃO, R. M, G.; BEZERRA, P. E. L.; PIMENTA, O. N. S.; TASSINARI, C. G. G.; FERNANDES, C. A. C., 1980. Folha SC. 21 Juruena. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro: DNPM, p. 21-116 (Levantamento de Recursos Naturais, v. 20)

UCHÔA, J.C.F.; GOMES, M. F., 2004. Contribuição ao conhecimento geológico da região de Castanheira, médio noroeste de Mato Grosso, 135p (Trabalho de Conclusão de Curso). Cuiabá, UFMT.

Mapeamento Geológico do estado de Rondônia

FILHO J. V. L.; SOUZA J. O.; OLIVEIRA Cipriano C.; RIBEIRO Pedro S. E; BOAS Paulo F. V.; ALBUQUERQUE Mário C.; FRASCA Antônio A. S.; BORGES Felício R; MORETON Luiz C.; MARTINS Edson G.; CAMARGO Maria A.; VALENTE Cidney R.; PIMENTE Márcio M.; BOTELHO Nilson F. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta) 4p (Resumo).

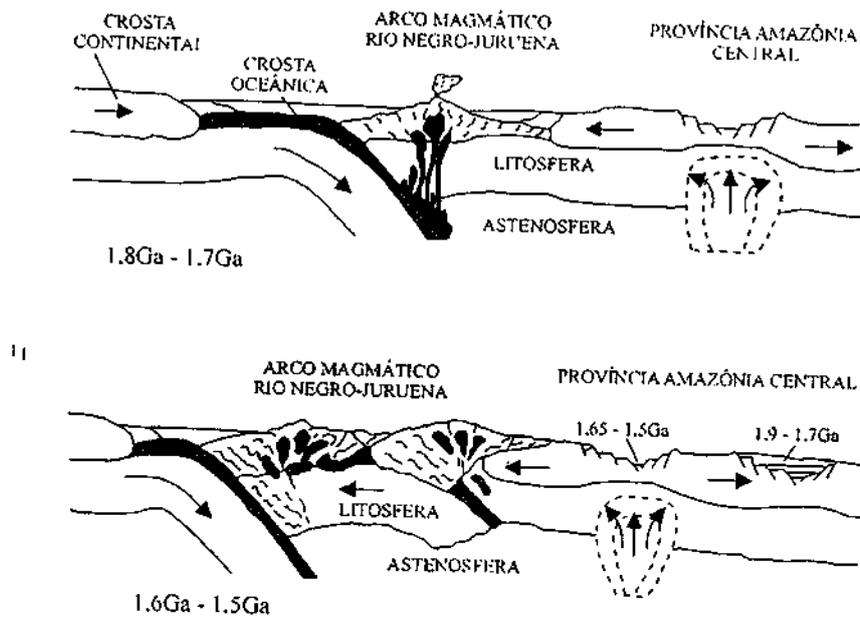


Fig. 46 - Modelo tectônico para o desenvolvimento da Orogênese Rio Negro-Juruena, Cráton Amazônico (segundo Tassinari *et al.*, 1996)

ouro, tanto aluvionares quanto primárias, são amplamente distribuídas na província, por mais de 500 km, em especial ao longo da borda sul do Gráben do Cachimbo, com direção WNW. A maioria dessas mineralizações é ainda pouco estudada. A exploração iniciou-se em 1966, com a descoberta de ouro, por garimpeiros, no Rio Juruena. As produções oficiais e estimada de garimpos em depósitos aluvionares, entre 1982 e 1995 (DNPM), foram de 112 t e 148 t de ouro, respectivamente (áreas de Peixoto de Azevedo, Colider, Matupá, Terra Nova do Norte, Guarantã do Norte, Alta Floresta, Apiacás, Paranaíta e Aripuanã).

Paes de Barros *et al.* (1999) dividiram as ocorrências de mineralizações de ouro em quatro diferentes distritos: Peixoto de Azevedo, Teles Pires, Cabeça e Aripuanã.

Segundo esses autores, na área de Peixoto de Azevedo, que se estende da região do entorno dessa cidade até a região de Alta Floresta, importantes mineralizações de ouro estão alojadas em bandas de cisalhamento e em estruturas extensionais de direção NNW e WNW. As zonas de cisalhamento dúcteis podem ser caracterizadas como persistentes lineamentos sustentados principalmente por quartzomilonitos com desenvolvimento de ampla alteração pervasiva do tipo silicificação, cloritização, sericitização, epidotização e propilitização. Dezenas de mineralizações estão alojadas em fraturas de cisalhamento, como nas ocorrências de Parafba, Cubu, Pezão, Edu, Edson Goiano, Mineiro e outros. Na ocor-

rência de Serrinha do Guarantã há mineralizações em forma de veios encaixadas em talco-clorita-xistos que constituem megaenclaves de natureza ultramáfica.

Depósitos vinculados a apófises e *stocks* graníticos, frequentemente relacionados ao magmatismo Teles Pires, ocorrem como veios, venulações e *stockworks*, como nos garimpos de Pé Quente, Trairão, Aluizio, Nauram, dentre outros. A área de Teles Pires (Paes de Barros *et al.* 1999) distribui-se em uma faixa de direção EW a NW-SE desde Paranaíta, passando por Apiacás, até o Rio Juruena, por mais de 200 km de extensão. De forma geral, as mineralizações nessa região relacionam-se a uma assembléia granítica pré-magmatismo Teles Pires, configurando corpos batolíticos representados por biotita monzogranitos equigranulares cinza-claros. Nas proximidades das zonas mineralizadas ocorrem, nas fácies mais alteradas, grandes cristais de quartzo azulado associado a uma paragênese de epidoto, clorita e pirita. As mineralizações auríferas conhecidas aparecem na forma de veios de quartzo sulfetados e de disseminações alojadas em bandas de cisalhamento múltiplas e pouco espaçadas. Um outro contexto das mineralizações ocorre na região garimpeira do Planeta, onde as mineralizações de ouro estão posicionadas na zona de contato de biotita granito Teles Pires com granitos do embasamento. Constatou-se também mineralização associada a subvulcânicas ácidas com bolsões e disseminações de pirita com teores superiores a 10 g/t.

Na região do Cabeça, as mineralizações auríferas ocorrem em ambiente de uma provável seqüência vulcano-sedimentar em variados estágios de cataclase, localmente intrudida por granitóides pré-Teles Pires. Essa seqüência está condicionada a uma zona de cisalhamento dúctil N70-80W. Corpos filonéanos auríferos de pequena largura e alto teor estão alojados ao longo das direções N20-30E e N5-15W.

A mineralização primária de ouro na Província Alta Floresta pode ser dividida em três tipos: (1) veios de quartzo hospedados em zonas de cisalhamento, (2) tipo pórfiro ou disseminado e (3) *stockwork*. Esses tipos são exemplificados nas ocorrências do Paraíba, Matupá e Novo Planeta, respectivamente. Mineralizações de ouro e metais básicos são descritas na região de Aripuanã, Moreru e Pedra Preta (Fig. 45).

1.2.4.1 Mineralização Au do tipo Velo de Quartzo hospedado em zona de cisalhamento

É relacionada a uma zona de cisalhamento dúctil de direção regional NW-SE que corta toda a província. Essa zona de cisalhamento tem largura de vários quilômetros, envolvendo algumas dezenas de filões importantes de ouro e centenas de veios menores. Esse tipo de mineralização é exemplificado na mina subterrânea do Paraíba, que tem sido considerada a mais importante área de veios hospedados em zona de cisalhamento, com reserva de $\approx 4,3$ t de ouro (Paes de Barros, 1994). As zonas de filões e vênulas de quartzo têm direções preferenciais de N20-60E, NNE, N30-60W e E-W. O filão (*lode*) Paraíba apresenta uma rede de veios de quartzo portadores de ouro e cobre, os quais exibem bandas paralelas com diferentes quantidades de sulfetos (Jica/MMAJ, 1999).

1.2.4.2 Mineralização Au do tipo Pórfiro (disseminado)

O Depósito de Ouro de Serrinha encontra-se associado ao Granito Serrinha do Matupá, situado no extremo norte do Mato Grosso.

Esse granito, datado em 1872 ± 12 Ma por Pb-Pb em zircão, apresenta-se como um corpo de biotita monzogranito, equigranular a porfírico, com rara hornblenda e magnetita, ilmenita, titanita, zircão, fluorapatita, allanita e monazita como minerais acessórios (Moura, 1998; Botelho e Moura, 1998).

O Granito Matupá é calcialcalino, metaluminoso a peraluminoso, semelhante aos granitos do tipo I oxidado, gera-

dos em ambiente de arco vulcânico ou pós-colisional (Fig. 47). Geoquimicamente é caracterizado por $\text{SiO}_2 = 68-75\%$, $\text{MgO}/\text{TiO}_2 = 2,56$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13-14\%$, $\text{CaO} = 1-2\%$, apresentando conteúdo elevado de Ba e Sr, quantidades moderadas de Zr e Rb e baixos teores de Nb, Y, Ta, Ga, Zn, F, Cs e Li. O estado de oxidação dos magmas constitui um caráter fundamental em relação ao potencial mineralizante das rochas graníticas, as mineralizações Cu-Au sendo associadas aos tipos mais oxidados. Nesse sentido, a Província Au de Alta Floresta possui muitas semelhanças com a Província Au de Tapajós (Coutinho *et al.* 1998). Segundo Botelho e Moura (1998), os granitos calcialcalinos da província apresentam elevadas razões MgO/TiO_2 (2,6), concentrações moderadas de Zr (100-249 ppm) e baixos teores de Nb (15 ppm) e de Y (9 ppm), além de mostrar importante fracionamento das terras raras ($\text{La}/\text{Yb} = 30$) e fracas anomalias de Eu.

O Granito Matupá foi afetado por intensa alteração hidrotermal, a qual se manifesta inicialmente por intensa microclinização. À fase de alteração hidrotermal inicial, sucederam-se fases de albitização, cloritização, sericitização, piritização e carbonatação (Moura, 1998). A mineralização de ouro no Depósito Serrinha é disseminada e restringe-se às áreas de mais intensa alteração hidrotermal do Granito Matupá. Os teores de ouro aumentam com a piritização. Magnetita hidrotermal e rutilo acompanham normalmente a pirita. O minério possui baixos teores de Ag, Cu, Pt, Pd, Te, Se, Mo, Bi e Sn.

Dois gerações de ouro e três de pirita foram identificadas por Moura (1998):

- i) Ouro associado à pirita precoce, com elevada razão Au/Ag;
- ii) Ouro associado à segunda geração de pirita, com enriquecimento relativo em Ag e ocorrência de minerais de Te, Bi, Ag e Pb, como tetradimita, hessita, tsumoíta, altaíta e aikinita;
- iii) Terceira geração de pirita desprovida de ouro.

O ouro aparece na forma nativa, incluso e preenchendo as fraturas das duas primeiras gerações de pirita.

Os valores dos isótopos de enxofre obtidos para as piritas de Serrinha variam de +1,3‰ a +3,5‰, sendo compatíveis com um fluido mineralizante oriundo do próprio granito.

O estudo das inclusões fluidas colocou em evidência circulação de fluidos pertencentes inicialmente ao sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2-(\text{CH}_4)$, CO_2 e $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ com temperatura de 330°C e pressão variando de 0,5 a 1,3 kb, resultando provavelmente de processos de imiscibilidade (Moura, 1988). A evolução final do sistema hidrotermal (Fig. 48) foi dominada por mistura de fluidos salinos e meteóricos

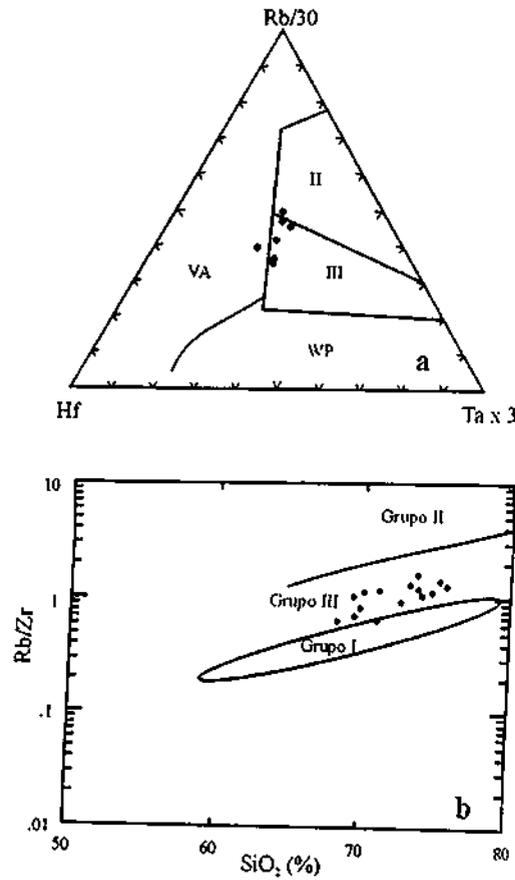


Fig. 47 - Distribuição das amostras do Granito Matupá nos diagramas de Harris *et al.* (1986). (a): arco vulcânico (VA), intra-placa (WP), sincolisional (II) e tardi a pós-colisional (III); (b): Grupo I (arco vulcânico), Grupo II (sincolisional) e Grupo III (tardi a pós-colisional).

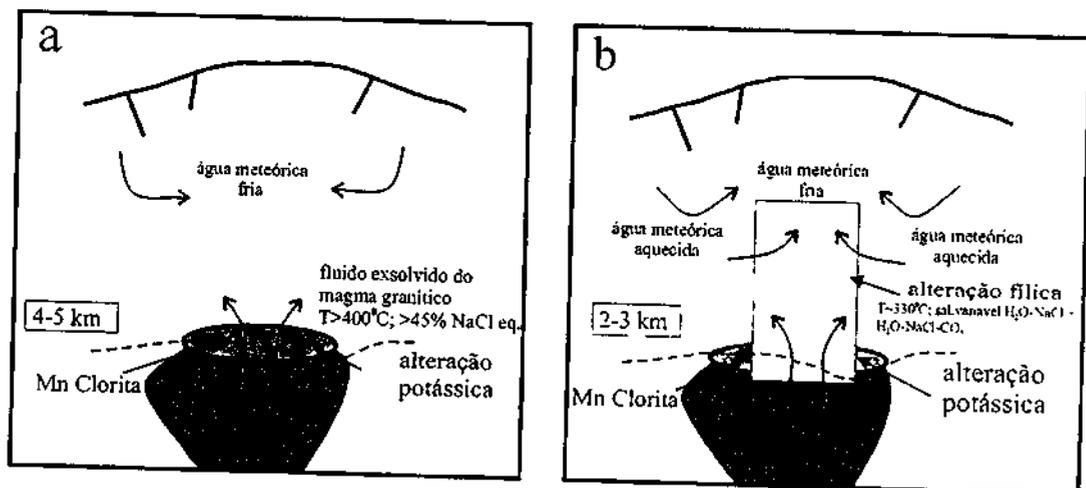


Fig. 48 - Modelo de circulação dos fluidos para o Depósito Au Serrinha no Granito Matupá (segundo Moura, 1998).

e de fluidos ricos em cálcio. O transporte do ouro ocorreu provavelmente na forma de complexos cloretados, em fluidos oxidados, altamente salinos e ácidos, a precipitação do ouro acontecendo em decorrência da diminuição da temperatura, imiscibilidade e/ou do aumento do pH.

Segundo Moura (1998), e Botelho e Moura (1998), as características da mineralização de ouro do Depósito Serrinha sugerem a classificação dele como do tipo ouro pórfiro (Sillitoe, 1991).

1.2.4.3 Mineralização Au de Tipo *Stockwork*

É relacionada à Sítio Intrusiva Teles Pires e controlada por lineamentos regionais ou zonas de cisalhamento. Esse tipo de mineralização é visto na área de Novo Planeta, na borda de um monzogranito do tipo Teles Pires, alongado E-W, que coincide com marcante zona de cisalhamento segundo essa mesma direção. Esse monzogranito é intrudido em granitóides do embasamento e em vulcânicas Teles Pires, evidenciado pela presença de diques e apófises do corpo intrusivo (Jica/MMAJ, 1999; Veiga, 1988). Segundo Botelho e Moura (1998), Botelho *et al.* (1997), esses granitos mostram um caráter alcalino oxidado acentuado e podem, a exemplo dos granitos calcialcalinos, também ser caracterizados como granitos de arcos vulcânicos, o que permite explicar as relações deles com numerosos depósitos e ocorrências de ouro associados.

1.2.4.4 Depósitos Pb-Zn-Cu-Au de Aripuanã

* Contexto geológico

Na área da Serra do Expedito, cerca de 14 km ao norte de Aripuanã, mineralizações de metais básicos e ouro ocorrem associadas a uma seqüência vulcano-sedimentar, com predomínio de rochas vulcânicas e, secundariamente, sedimentos detríticos e químicos, de certa forma também relacionados ao processo vulcânico (Fig. 49 e Fig. 50). Essa seqüência apresenta-se deformada, metamorfozada em fácies xisto-verde e intrudida por granitos de tendência alaskítica (Granito Aripuanã). Tanto a seqüência vulcano-sedimentar, como o Granito Aripuanã, estão estruturados segundo a direção NW-SE e acompanhados de zonas de cisalhamento também segundo essa direção. O nome dessa seqüência vulcano-sedimentar, Roosevelt-Aripuanã, foi em parte proposto (J. Scandola, informação verbal) mediante a utilização de denominação anterior dada por Leal *et al.* (1978). Esses autores reconheceram nessa região as Vulcânicas Roosevelt, que se estendem

para oeste, no vale do Rio Roosevelt. Em trabalho de prospecção realizado pela Empresa de Mineração Rio Aripuanã Ltda., na Serra do Expedito (Costa, 1999), a Seqüência Roosevelt-Aripuanã é correlacionada ao Supergrupo Uatumã e posicionada sobre o Complexo Xingu (granitóides, dioritos, xistos). A Seqüência Vulcano-Sedimentar Roosevelt-Aripuanã encontra-se recoberta por rochas sedimentares, principalmente psamíticas, da Formação Dardanelos. Neder *et al.* (2000) obtiveram duas datações geocronológicas (U-Pb, SHRIMP) para as rochas da área da Serra do Expedito: uma amostra de um dacito intercalado na Seqüência Roosevelt-Aripuanã foi datado em 1762 ± 6 Ma e uma amostra do Granito Aripuanã em 1755 ± 5 Ma. Em área contígua, a oeste da Serra do Expedito, datações obtidas por M. Pimentel, da Universidade de Brasília, indicam idade U-Pb convencional de 1770 Ma tanto para as vulcânicas Roosevelt como para o Granito Aripuanã (informação verbal de J. Marques da Empresa AngloAmerican). Esses resultados sugerem um caráter cogenético para essas rochas e, por outro lado, permitem estabelecer uma correlação com o magmatismo Teles Pires, aflorante na borda sul da Serra do Cachimbo, e comumente incluído por diversos autores no Supergrupo Uatumã. A oeste de Aripuanã ainda ocorre um granito alcalino de forma circular em torno do qual as unidades da Seqüência Roosevelt-Aripuanã estão amoldadas, o que sugere uma idade menor para essa intrusão.

Na área da Serra do Expedito, Costa (1999) relata uma predominância de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias sobre as sedimentares na Seqüência Roosevelt-Aripuanã. Três unidades litológicas principais foram reconhecidas da base para o topo:

- a) Uma seqüência vulcânica basal de natureza ácida a intermediária, incluindo derrames de lavas e camadas tufáceas;
- b) Uma seqüência intermediária transicional;
- c) Uma seqüência sedimentar superior de metargilitos, meta-tufos e *metacherts* interestratificados.

As vulcânicas félsicas ocupam principalmente as partes sul e sudeste da área de pesquisa e, subordinadamente, o setor noroeste, onde aparecem em lentes descontínuas intercaladas no pacote de rochas sedimentares.

As vulcânicas félsicas basais são representadas por lavas de composição riodacítica a dacítica, e por tufos porfiríticos. Intercalam-se camadas de lapilli-tufos e de tufos de cristal, além de cinzas vulcânicas foliadas, as quais podem gradar para os sedimentos do pacote. A petrografia dessas rochas é complicada por causa da semelhança delas com rochas sedimentares, possibilitando a inclusão de siltitos, de argilitos e mesmo de grauvacas finas nas unidades vulcânicas. Os tufos de maneira geral têm matriz sericitizada. As feições mais notáveis nessas litologias são uma epidotização do compo-

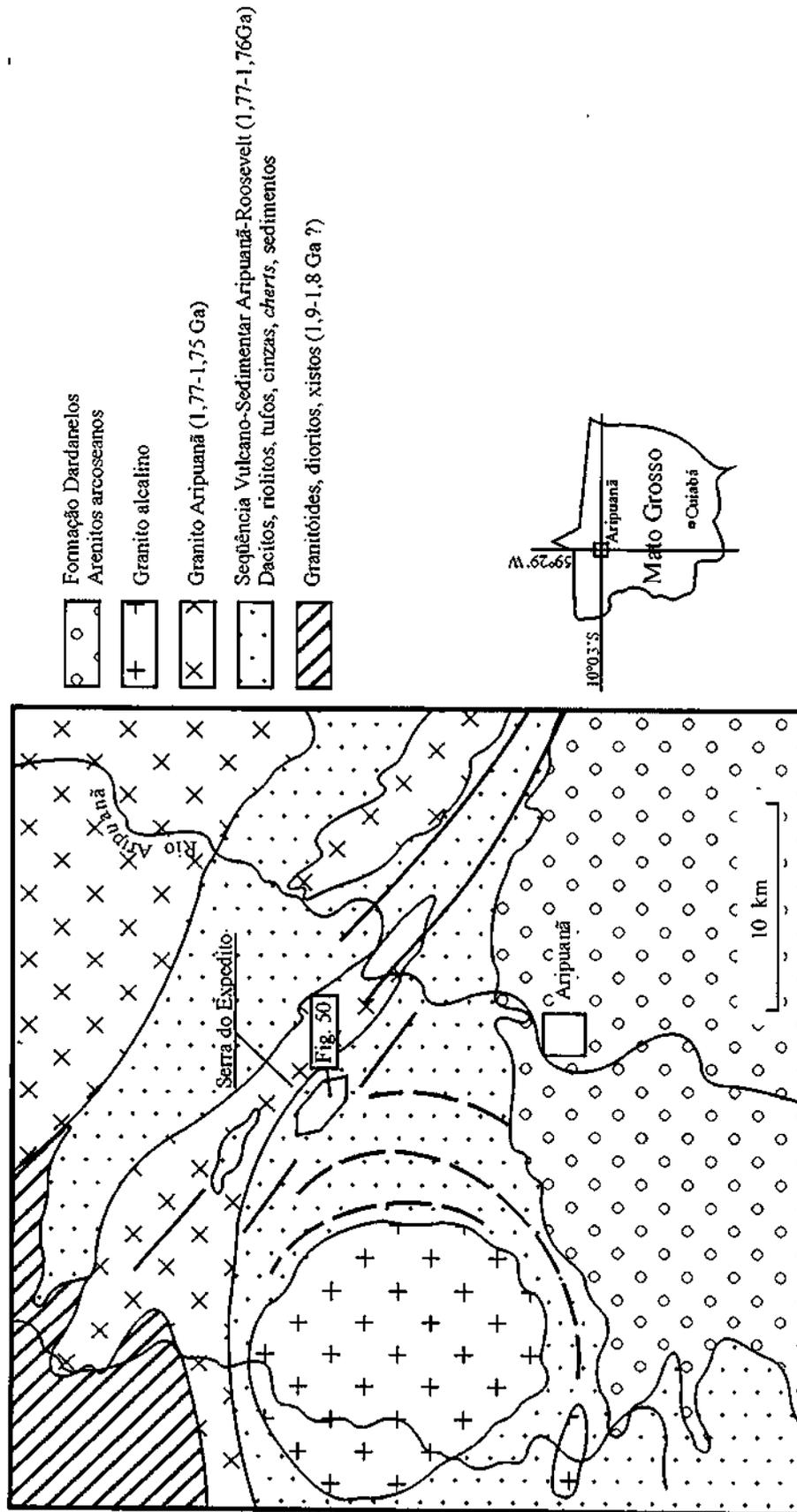


Fig. 49 – Mapa geológico regional da área de Aripuanã, norte do Mato Grosso (segundo Costa, 1999).

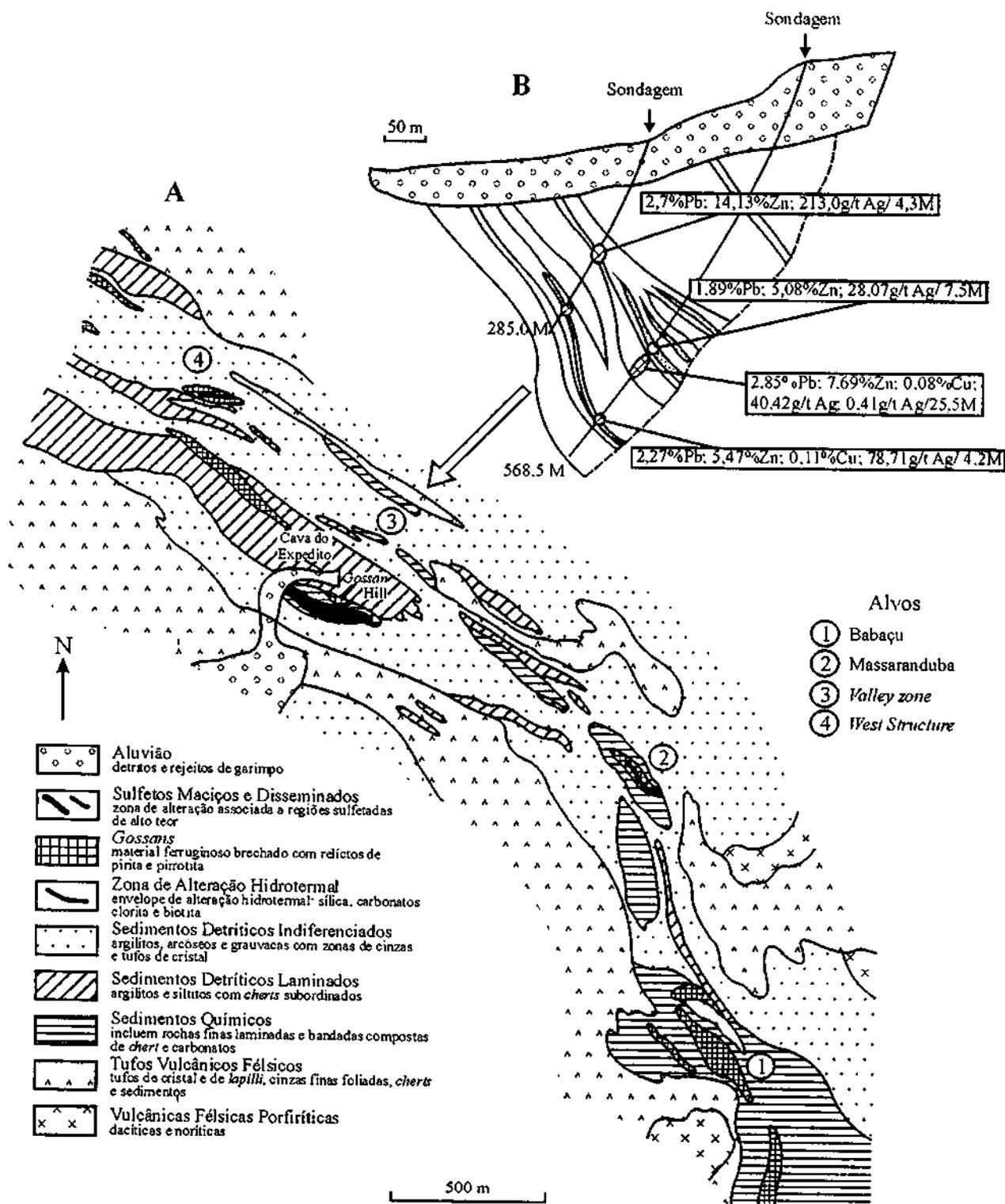


Fig. 50 – (A) Mapa geológico da Sequência Vulcano-Sedimentar da Serra do Expedito, mineralizada com sulfetos de Zn, Pb, Ag, Cu e Au (segundo Costa, 1999). Ver localização na Fig. 49. (B) Seção transversal na Valley Zone com indicação dos teores das mineralizações em diversos níveis.

nente microcristalino feldspático e um grande número de bandas de material carbonático amorfo. Dacitos e riódacitos têm textura porfírica com matriz microcristalina geralmente sericitizada.

A seqüência sedimentar de topo, com ~500 m de espessura, é formada por sedimentos de granulação fina a média, sendo composta de argilitos arcósiolos avermelhados, por vezes bastante endurecidos por cimento silicoso, siltitos, arcósiolos, grauvas, sedimentos químicos e leitos vulcânicos intercalados. Os sedimentos químicos são *cherts* finamente laminados, criptocristalinos, provavelmente representando exalitos que ocorrem em lentes descontínuas. Também ocorrem metacalcários e brechas escarníticas.

Essa assembléia litológica tem estruturação geral N50°-60°W, com mergulhos na superfície entre 35° e 70° NE. Em escala de afloramento ocorrem com frequência dobras isoclinais com variações bruscas de atitude. A magnetometria terrestre indica a existência de uma grande falha E-W, imediatamente ao norte de *Gossan Hill*, coincidente com proeminente feição topográfica. Há evidências de que o dobramento antecede os falhamentos de orientação E-W.

* Mineralizações

Os trabalhos de pesquisa revelaram uma faixa de rochas vulcânicas e sedimentares, orientada NW-SE, hospedeira de mineralização sulfetada de Zn, Pb, Ag, Cu e Au de extensão superior a 10 km, ultrapassando os limites pesquisados. Nessa faixa foram identificadas quatro zonas mineralizadas denominadas *West Structure*, *Valley Zone*, *Masaranduba* e *Babaçu*. Essas mineralizações, que ocorrem na forma de lentes de sulfetos maciços ou semimaciços, têm normalmente expressão superficial na zona oxidada sob a forma de *gossans*. A mineralização econômica, porém, restringe-se ao minério sulfetado (não-oxidado e não-aflorante). Os corpos sulfetados subaflorantes foram muito bem delineados por intensa campanha de sondagens.

A campanha de prospecção da Mineração Aripuanã deve ser creditado o mérito da descoberta de um novo ambiente metalogenético altamente prospectivo para metais básicos, no âmbito de uma seqüência vulcano-sedimentar datada em ~1,75Ga.

Trincheiras em alguns *gossans* resultaram em valores de 1,3% Pb; 0,3-0,4% Zn; e 0,4-3,4 g/t Au. *Gossan Hill* é reconhecida como a expressão superficial da mineralização sulfetada da *Valley Zone*, que compreende pirita e pirrotita disseminadas a maciças com mineralização de sulfetos de Pb e Zn, contidos em um envelope de intensa alteração, com clorita, biotita e magnetita. As pesquisas da Mineração Aripuanã iniciaram-se na cava do Expedito, onde garimpeiros

trabalharam mineralizações sulfetadas associadas com veios de quartzo em zona de cisalhamento de 6 m de largura, orientação NW-SE e mergulho para NE, em associação com rochas aparentemente de origem sedimentar. Dessa escavação estima-se que a extração de 2650 Moz de Au (75 kg), a partir de um minério com teores máximos de 160 g/t Au.

Um programa de cerca de dezesseis mil metros de sondagens demonstrou que a mineralização sulfetada normalmente ocorre na unidade intermediária félsica ou na base da unidade sedimentar. A mineralização é, no geral, concordante com a estratigrafia, porém podem ocorrer remobilizações em estruturas que a cortam. Os sulfetos ocorrem em zonas com forte alteração clorítica, sericitica e calcissilicática, biotitização e magnetita disseminada com intensidade variável. Segundo Costa (1999), as evidências disponíveis permitem a interpretação de que a mineralização foi originalmente estratiforme (*stratabound*). Compressão dirigida para SW levou ao dobramento com formação de um anticlinal nas vizinhanças de *Gossan Hill*. Uma foliação regular e, possivelmente, efeitos de cisalhamento, desenvolveram-se subparalelamente, cortando transversalmente a direção do acamamento. Como resultado ocorreu então a remobilização da mineralização em estruturas paralelas à foliação. A mineralização continua aberta para leste e em profundidade. Ocorrem, ainda, zonas de brechação e *stringers* silicificados sugerindo zonas alimentadoras do sistema gerador da mineralização (*feeders* ou *stockworks*). Ainda segundo Costa (1999), a predominância da pirrotita e da magnetita indicam ambiente genético e deposicional relativamente pobre em enxofre, o que, associado à ocorrência de sedimentos químicos e de uma assembléia calcissilicática dentro da seqüência mineralizada, sugere afinidades com depósitos do tipo VMS. Entretanto, a morfologia dos depósitos de Aripuanã e a geologia dos sedimentos hospedeiros também apresentam características comuns aos depósitos Sedex.

Conclui-se, portanto, que a gênese do Depósito de Sulfetos Polimetálicos de Aripuanã é ainda objeto de discussão, uma vez que, no âmbito atual dos conhecimentos, exhibe dupla característica: de um lado, analogia com os depósitos do tipo Sedex (sedimentar-exalativo) e, de outro, semelhança com os depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos do tipo VMS. A presença de horizontes mineralizados empilhados, associados a zonas de cisalhamento, com veios de quartzo, *stockworks* e mineralização de Au e Cu, sugere adicionalmente um modelo de mineralização cíclica, alimentada a partir de *vents* ricos em Cu e Au, com potencial para a extensão da mineralização conhecida, e mesmo para a identificação de outros horizontes

mineralizados (Costa, 1999). Segundo J. Nigel Grant da AngloAmerican (Press Release, Karmin Exploration Inc. nº 2000-03), o condicionamento do Depósito de Aripuanã tem similaridades com o do Distrito de Flin Flon, no Canadá.

Neder *et al.* (2000) admitem que a íntima associação das lentes de minério com as rochas vulcânicas sugere uma origem exalativa. No entanto, e segundo também esses autores, a ausência de típicas texturas exalativas, a intensa alteração calcissilicática e o caráter sindeformacional do depósito não coadunam com o clássico modelo VMS. Por isso eles propõem um modelo de substituição hidrotermal epizonal relacionado a uma intrusão.

A reserva total (medida + inferida) para um teor de corte de 3% de Zn é da ordem de 12,7 milhões de toneladas com teores de 1,60% Pb; 7,89% Zn; 0,08% Cu; 54,21 g/t Ag e 0,22 g/t Au. As reservas estimadas são da ordem de 40 milhões de toneladas com teores de 7,5 a 8,5% Zn (Mário Costa, informação verbal).

1.2.4.5 Depósito Au de Moreru

Na área Cedro Bom, vale do Rio Moreru, situada a cerca de 250 km a NNW da cidade de Aripuanã, Pinho e Chemale (1998) e Pinho *et al.* (1999) descrevem vulcânicas ácidas (1,81Ga) e rochas piroclásticas com mineralização de Au associada à pirita, calcopirita, galena e ilmenita. Os sulfetos ocorrem na forma disseminada ou em bandas maciças em corpos subvulcânicos e em veios de quartzo-carbonato-clorita que cortam os riolitos. Coutinho *et al.* (1998b), por outro lado, relatam a existência de uma zona rica em sulfetos e ouro nas áreas denominadas Zona de Baixa Pressão e Danuza (Fig. 51), próximo à área de Cedro Bom.

A maior parte da região é representada por rochas vulcânicas do Grupo Teles Pires, o qual é coberto a NE por arenitos e conglomerado basal do Grupo Beneficente. Um ignimbrito do Grupo Teles Pires foi datado em 1,81Ga (U-Pb) por Pinho *et al.* (1999). Segundo Coutinho *et al.* (1998b), o Grupo Teles Pires, na região do Rio Moreru, é composto, nas suas partes mediana e superior, de lavas riolíticas e andesíticas, e de rochas vulcanoclásticas. Na sua porção basal ocorrem mais comumente vulcânicas básicas. Ocorrem também intercalações de rochas epiclásticas representadas principalmente por *debris-flows*, arenitos e siltitos. A área é cortada por diversas falhas orientadas principalmente NS e NE-SW.

Na área da Zona de Baixa Pressão foram realizados dois furos de sonda, de aproximadamente 240 metros cada um, cujo perfil típico é representado por uma seqüência

de rochas vulcanoclásticas félsicas com intercalações de andesitos, rochas máficas e com finas camadas de rochas sedimentares. Alterações hidrotermais representadas principalmente por epidotização, feldspatização e sericitização são comuns. Em geral essas alterações estão associadas a zonas de falhas subverticais que apresentam alta concentração de veios de carbonato. Os sulfetos (principalmente a pirita com alguma arsenopirita, calcopirita e galena) podem representar até 40% do volume da rocha. Em alguns intervalos, os resultados de análises químicas indicam enriquecimento em ouro. Os teores mais elevados de Cu ocorrem entre 174 e 190 m com 2136 ppm Cu, e os teores mais altos de Pb e Zn entre 138 e 142 m com 2219 ppm Pb e até 1513 ppm Zn. Os teores de sulfetos e ouro aumentam com a profundidade, e é possível que os furos somente tenham cortado a zona de *stockwork* de um depósito vulcanogênico maior (Coutinho *et al.* 1998b).

Três diferentes tipos de mineralização de ouro são identificados na região de Moreru:

- i) O tipo filoneano com veios de quartzo ricos em sulfetos e em ouro, geralmente encaixados em rochas vulcânicas félsicas, hidrotermalmente alteradas. Essa mineralização é bem caracterizada no garimpo abandonado "Filão", localizado a cerca de 5 km ao sul de Cedro Bom;
- ii) O segundo tipo é observado na Zona de Baixa Pressão, onde o ouro se associa a sulfetos em rochas vulcânicas félsicas com pouca deformação mas elevada alteração, e apresenta, de acordo com Coutinho *et al.* (1998b), potencial para grandes depósitos de ouro (tipo disseminado?);
- iii) O terceiro tipo é aluvial e coluvial.

1.2.4.6 Depósitos Cu de Terra Preta

Na área de Terra Preta, cabeceira do Rio Sucunduri, (Fig. 45), Carvalho e Figueiredo, (1982) descrevem uma seqüência marinha do Grupo Beneficente constituída das seguintes unidades litoestratigráficas (Fig. 52):

- 1) Unidade I, detrítica basal, com mais ou menos 220 m de espessura, e formada por conglomerados e arenitos. Os conglomerados basais (E = 13 a 60 m) mostram seixos arredondados, de 5 a 45 cm de diâmetros, de riolitos, tufos e quartzo, numa matriz arcossiana cinza-claro a cinza-médio, e acamadamento gradacional. Gradam para quartzo arenitos e arcósios com estratificações cruzadas e marcas de ondas. Apresentam níveis métricos ricos em glauconita.
- 2) Unidade II (215 m), clastoquímica, em contato abrupto com a unidade anterior, é constituída por intercalações

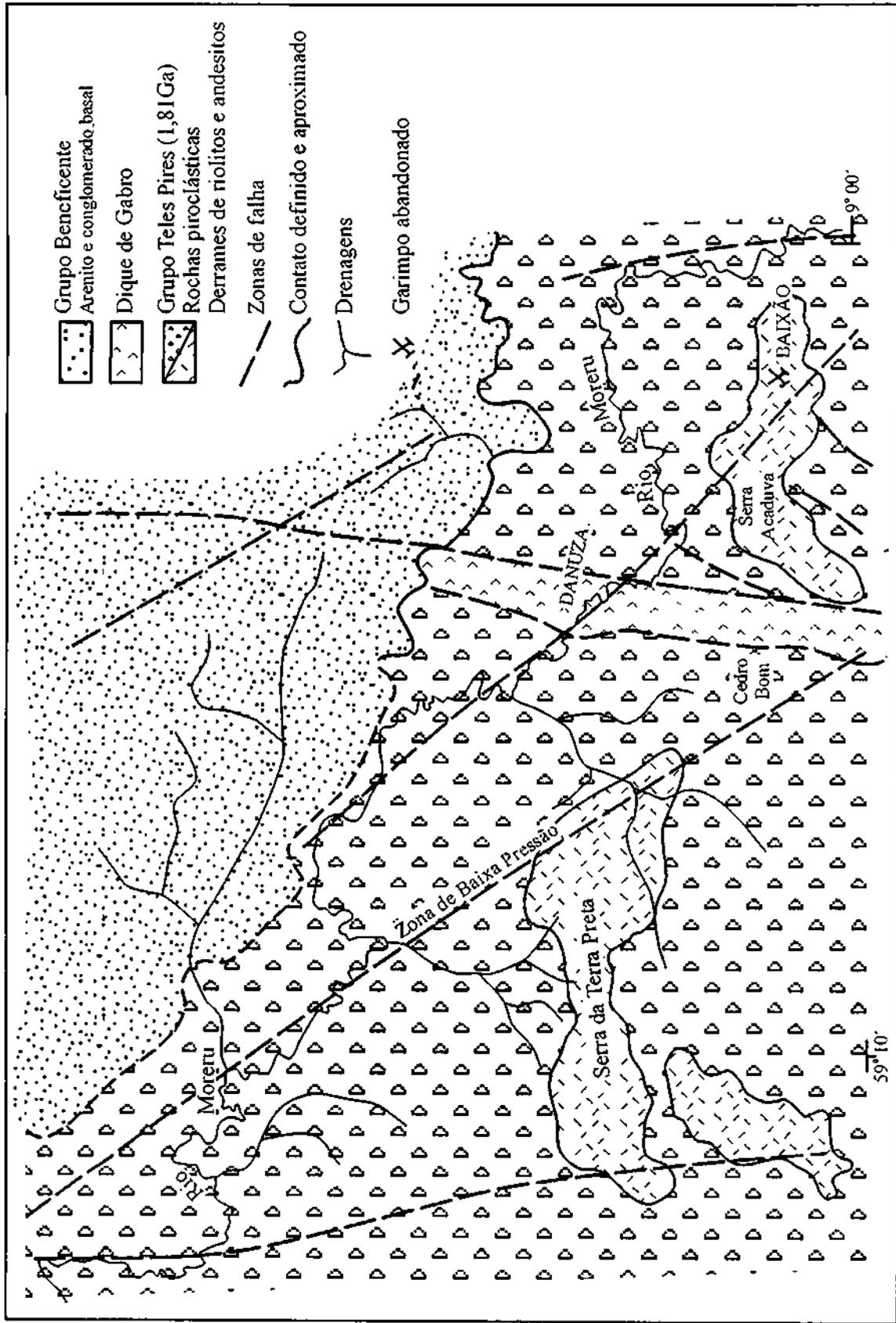


Fig. 51 - Mapa geológico da área do Rio Moretu, Mato Grosso (segundo Coutinho et al., 1998b; Pinho et al., 1999). Ver localização na Fig. 45.

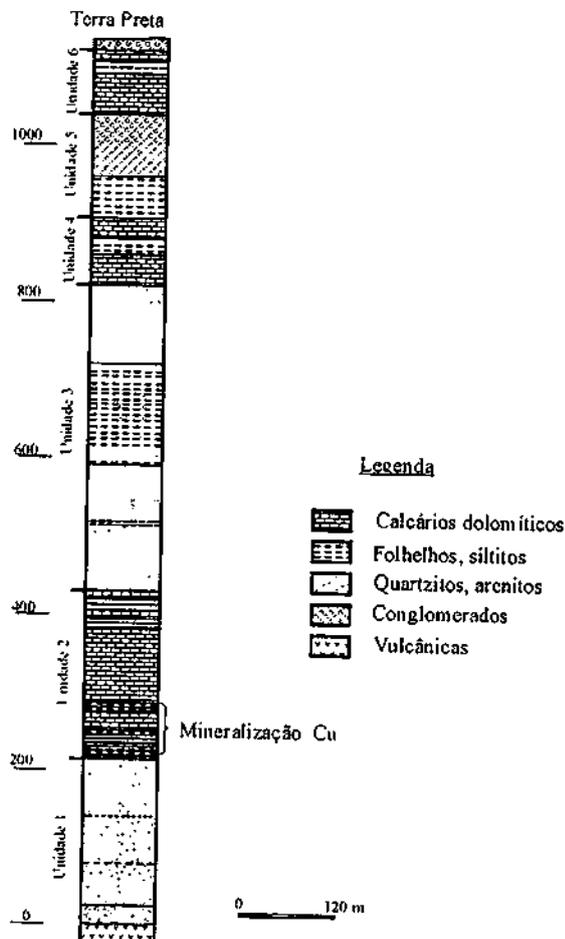


Fig. 52 - Coluna litoestratigráfica do Grupo Beneficente na região de Terra Preta (Cu), (segundo Carvalho e Figueiredo, 1982).

de calcarenitos, arenitos róseos e argilitos escuros na zona de transição, passa a calcarenitos e dolarenitos maciços com intercalações de argilitos carbonosos e camadas com estruturas estromatolíticas, na zona intermediária, e termina, na zona superior, com intercalações de argilito cinza, calcarenitos, dolarenitos, dolomitos estromatolíticos e arenitos finos.

- 3) Unidade III (390 m), clástica intermediária, é caracterizada por arenitos róseos a avermelhados, finos a médios, quartzosos a feldspáticos, com marcas onduladas e estratificações cruzadas, passando para siltitos e argilitos e, finalmente, para arenitos cinza a róseos.
- 4) Unidade IV (90 m), clastoquímica intermediária, é dominada por dolarenitos, dolomitos estromatolíticos,

calcários oolíticos, brechas intraformacionais e silixitos, intercalados com níveis de arenitos e siltitos.

A mineralização de cobre situa-se no topo da unidade I clástica basal, e na base da unidade II clastoquímica inferior. Ocorre na forma de calcopirita e bornita, acompanhadas por pirita, galena, esfalerita e magnetita. É direta ou indiretamente associada à presença de magnesita, barita e colofana.

Essa mineralização encontra-se em arenitos compactos escuros, em arenitos calcíferos e argilitos, em calcarenitos e em camadas maciças de calcários magnesianos com barita e estromatólitos. Os teores encontrados são muito variáveis, entre 0,1 e 3% Cu, chegando a constituir horizontes mineralizados de 7 m de espessura com 0,35% Cu. As mineralizações mais importantes parecem se concentrar perto dos paleocaltos e nas paleobacias fechadas. Essas características levaram os geólogos da Mineração Morro Vermelho a comparar as mineralizações de Terra Preta com os depósitos da *Copper Belt* da Zâmbia (Roan Inferior do Superggrupo Katanga).

1.2.5 Distrito Aurífero do Alto Jauru

O Distrito do Alto Jauru, incluído na Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,5Ga), situa-se no Mato Grosso, porção sudoeste do Cráton Amazônico (Fig. 53). Esse distrito está estruturado em três faixas vulcano-sedimentares orientadas N25W, separadas por granito-gnaisses e denominadas, de leste para oeste, Cabaçal, Araputanga, Jauru ou Quatro Meninas (Fig. 54), constituindo o *Greenstone Belt* do Alto Jauru (Monteiro *et al.* 1988). A seqüência vulcano-sedimentar é dividida em três unidades:

- 1) Unidade basal vulcânica máfico-ultramáfica da Fm. Mata Preta;
- 2) Unidade intermediária vulcânica ácida da Fm. Manoel Leme;
- 3) Unidade superior sedimentar da Fm. Rancho Grande.

Essa seqüência é intrudida por rochas plutônicas gnaissificadas de composição tonalítica. A sua idade situa-se entre 2,0 e 1,7Ga (Gerald *et al.* 1996; Pinho, 1996). O Depósito Au de Cabaçal, associado a uma faixa vulcano-sedimentar formada em ambiente de arco de ilha (Pinho *et al.* 1997), está hospedado em uma seqüência de tufos e rochas vulcanoclásticas intercalados com níveis de *chert* da Fm. Manoel Leme (Monteiro *et al.* 1988). Três principais tipos de mineralização têm sido reconhecidos:

- i) Associada à zona de cisalhamento;
- ii) Tipo sulfeto vulcanogênico maciço (VMS);
- iii) Disseminada em corpos de tonalito (Pinho *et al.* 1997).

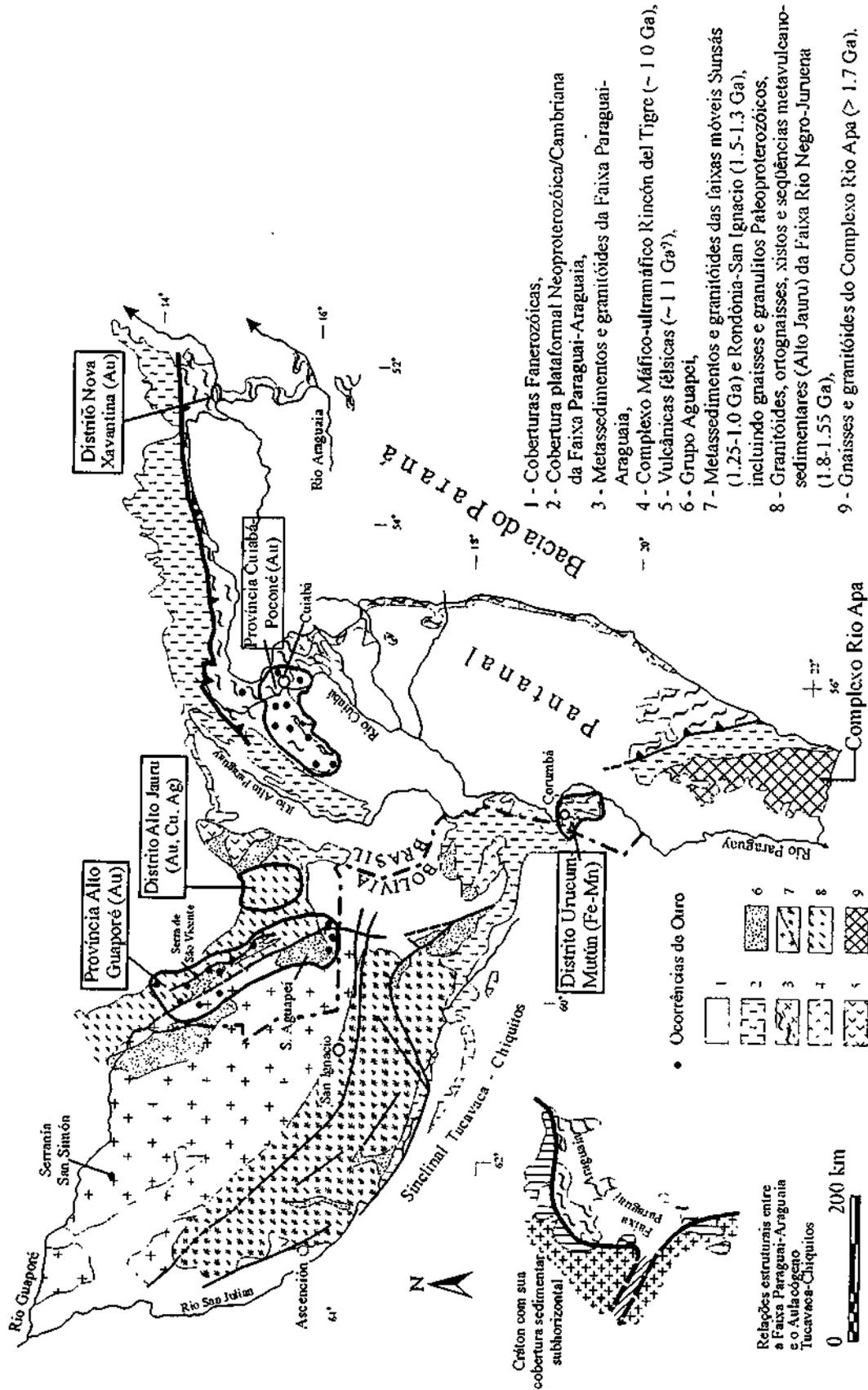


Fig. 53 - Mapa geológico esquemático da porção sudoeste do Cráton Amazônico e das faixas Paraguai e Araguaia, com a localização das províncias Alto Guaporé e Cuiabá-Poconé e dos distritos Alto Jauru, Nova Xavantina e Urucum-Mutun (modificado segundo Trompette, 1994; Litherland, 1986; Schobbenhaus *et al.*, 1981; Tassinari e Macambira, 1999 e outras fontes referidas no texto).

A mineralização, que se apresenta disseminada, bandada, venulada, brechóide e maciça, é composta por sulfetos, como calcopirita, pirita, pirrotita, marcassita, esfalerita, cubanita, galena e molibdenita em associação com selenetos, teluretos e ligas Au-Ag e Au-Bi (Pinho, 1996; Pinho *et al.* 1997). As reservas totais do Depósito de Cabaçal foram estimadas em 1,8 Moz Au; 0,6 Moz Ag; e em 43 mil t Cu (Souza, 1988). Os dados petroquímicos (Fig. 55a) apresentados por Pinho *et al.* (1997) permitem evidenciar uma zonação geotectônica das faixas vulcano-sedimentares (Fig. 55b):

- A Faixa Quatro Meninas (ou Jauru) representa basaltos toleíticos de fundo oceânico;
- A Faixa Araputanga, para a qual não há ainda dados geoquímicos consistentes, é constituída essencialmente

por basaltos toleíticos com estruturas em *pillow*:

- A Faixa Cabaçal mostra um caráter bimodal com a seqüência vulcânica máfica basal sendo composta de basaltos toleíticos, e a seqüência vulcânica félsica intermediária apresentando um caráter calcialcalino. Essas características evidenciam, para o Depósito de Cabaçal, um ambiente de arco de ilha bem definido.

1.2.6 Província Aurífera do Alto Guaporé

Na porção sudoeste do Cráton Amazônico (Fig. 53), observa-se, entre 1,2 e 1,0Ga, a individualização da margem passiva Sunsás, a qual representa uma zona de expansão

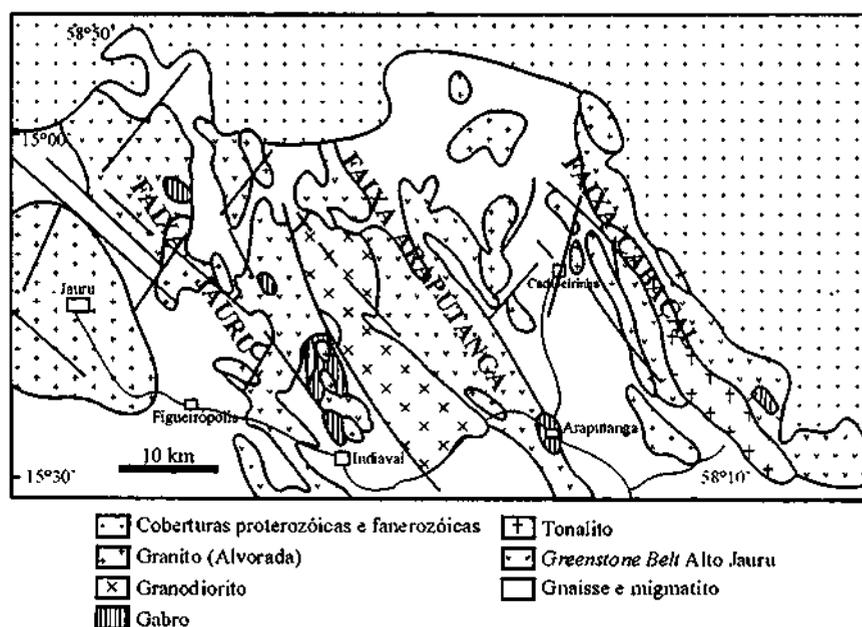


Fig. 54 – Mapa geológico esquemático do Distrito Alto Jauru (segundo Monteiro *et al.*, 1988). Ver situação na Fig. 53.

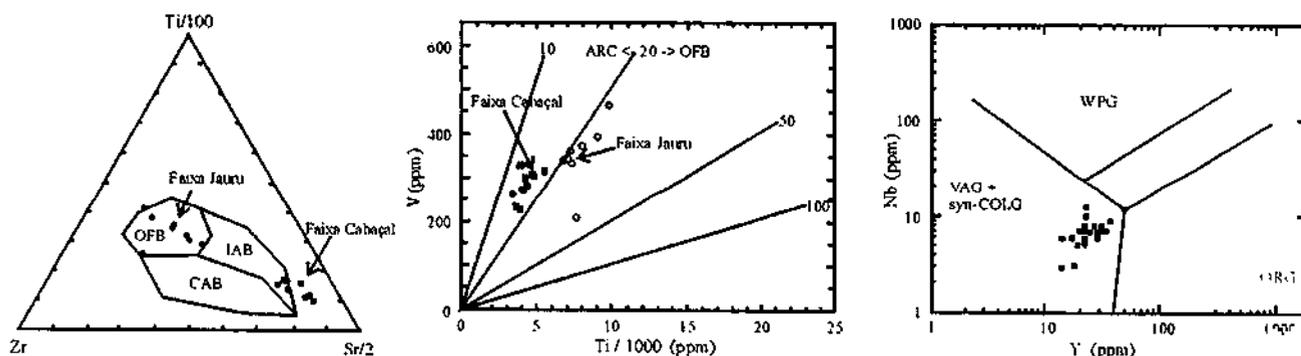


Fig. 55a – Diagramas geoquímicos característicos das rochas vulcânicas do Alto Jauru (segundo Pinho *et al.*, 1997).

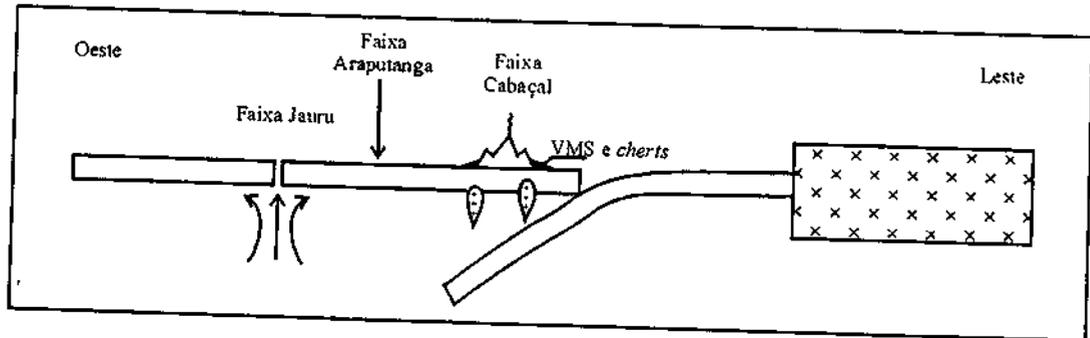


Fig. 55b – Modelo geotectônico para o Distrito do Alto Jauru (segundo Pinho *et al.*, 1997)

oceânica entre Amazônia e Laurentia, e o desenvolvimento do aulacógeno Aguapeí por rifteamento intracontinental (Sães e Fragoso Cesar, 1994; Sães, 1999). O fechamento dessa bacia, decorrente da colisão dos crátons Amazônico e Grenvillia, provocou a formação do cinturão colisional Grenville-Sunsás, a inversão do rifte Aguapeí e a amalgamação do Supercontinente Rodínia em 1,0Ga (Fig. 56).

A deformação tectônica relacionada ao Evento Sunsás reflete-se no desenvolvimento de um extenso cinturão de cisalhamento orientado N20W, de caráter dextral, que afeta particularmente a zona central do rifte Aguapeí, e ao qual são associados os principais depósitos e ocorrências de ouro.

A Província Aurífera do Alto Guaporé (Sães *et al.* 1991; Silva e Rizzotto, 1994; Geraldès *et al.* 1996; Sães, 1999), explorada inicialmente pelos bandeirantes, no século XVIII, conheceu a partir da década de 1980 um novo período de prospecção e exploração por garimpeiros e empresas de mineração. Os depósitos de ouro distribuem-se em três áreas mais representativas, caracterizadas pela Mina de São Vicente e o Depósito de São Francisco Xavier, ao norte; pelo Complexo Lavrinha, no centro; e pelo Depósito Pau-a-Pique, ao sul (Fig. 57).

As mineralizações auríferas são associadas a veios de quartzo que se encontram hospedados em zonas de cisalhamento, situadas no contato dos metassedimentos do Grupo Aguapeí com os granito-gnaisses do embasamento, ou encaixadas na própria Seqüência Aguapeí. Os veios de quartzo mineralizados apresentam texturas *comb*, substituição e sacaroidal.

A Mina de Pau-a-Pique, que produziu, de 1987 a 1991 cerca de 1 t Au com minério apresentando teores médios de 4 g/t Au (atingindo localmente até 20 g/t Au), localiza-se numa zona de cisalhamento orientada N10W/70SW afetando igualmente as rochas tonalíticas do embasamento, bem como os arenitos e os conglomerados do Grupo Aguapeí, os quais se encontram intensamente milonitizados (Sães, 1999). Os veios de quartzo aurífero, com espessuras

de 2 a 50 cm, preenchem fraturas de tensão com padrão ramificado ou anastomosado, as quais são envolvidas por halos de alteração hidrotermal, compostos por cubos de pirita, turmalina, magnetita e sericita.

Na área da Lavrinha, a mineralização é condicionada por um espesso pacote de milonitos hidrotermalizados com veios de quartzo sulfetados e auríferos, situados na superfície de descolamento cobertura sedimentar/granitóides do embasamento. O ouro está associado à pirita e à magnetita, acompanhadas por sericitização pervasiva, além de epidoto, rutilo, clorita e carbonato subordinados. A mineralização, com temperatura entre 300 e 330°C, foi datada por K-Ar no intervalo de 918 a 964Ma (Geraldès *et al.* 1996).

Na Mina de São Vicente, explorada a céu aberto, os veios de quartzo sulfetados e auríferos são encaixados numa zona de cisalhamento de alto ângulo que afeta arenitos e conglomerados do Grupo Aguapeí. Duas fases de mineralização (Fig. 58) foram evidenciadas:

- i) Uma primeira fase sindeformacional, com ouro fino associado a zonas cloríticas, cujos teores giram em torno de 0,6 g/t Au;
- ii) Uma segunda fase, extensional, com ouro mais grosso associado à sílica e aos sulfetos, com teores médios da ordem de 1,0 g/t Au. Nos sulfetos, a pirita é predominante, enquanto calcopirita, galena e arsenopirita são subordinadas.

1.2.7 Província Estanífera de Rondônia

Descoberta em 1952, no então Território de Rondônia (Fig. 59), a cassiterita tem sido explorada até hoje por garimpeiros e por companhias de mineração. A produção total estimada até 1995 foi de aproximadamente 220 mil t de estanho. A produção anual foi da ordem de 7.500t de estanho, a partir dos distritos mineiros de Bom Futuro e Santa Barbara, ainda em operação (Bettencourt *et al.* 1997).

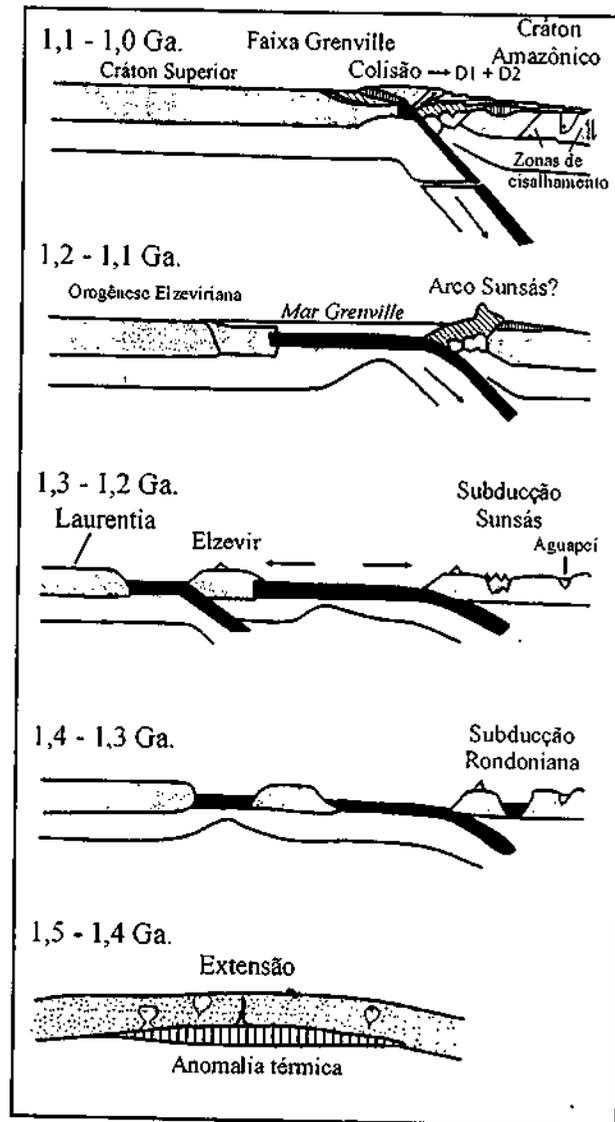


Fig. 56 – Modelo de evolução durante o Mesoproterozóico indicando a relação entre Grenvillia e Amazônia (segundo Sadowski e Bettencourt, 1996; Sães e Fragoço Cesar, 1994).

Os primeiros estudos dos granitos e das mineralizações estaníferas associadas foram feitos por Kloosterman (1968) que os denominou *Younger Granites of Rondônia* (YGR). A esses estudos seguiram-se os trabalhos de Leal *et al.* (1976), Litherland *et al.* (1986), Priem *et al.* (1989), Teixeira *et al.* (1989), Sadowski e Bettencourt (1996) e as sucessivas sínteses elaboradas por Bettencourt *et al.* (1987, 1998, 1995, 1997, 1999).

Utilizando critérios geológicos, mineralógicos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos, Bettencourt *et al.*

(1997) distinguiram sete suítes de granitos Rapakivi denominadas: Serra da Providência (1,6Ga), Santo Antônio (1,4Ga), Teotônio (1,38Ga), Alto Candeias (1,34Ga), São Lourenço-Caripunas (1,3Ga), Santa Clara (1,08Ga) e *Older Granites of Rondônia* (0,99Ga).

A maior parte dos granitos Rapakivi consiste de sienogranitos e monzogranitos com biotita e anfibólio. São geralmente subalcalinos, possuem caráter metaluminoso a ligeiramente peraluminoso e mostram características geoquímicas próprias de granitos anorogênicos de tipo A e de granitos intraplacas.

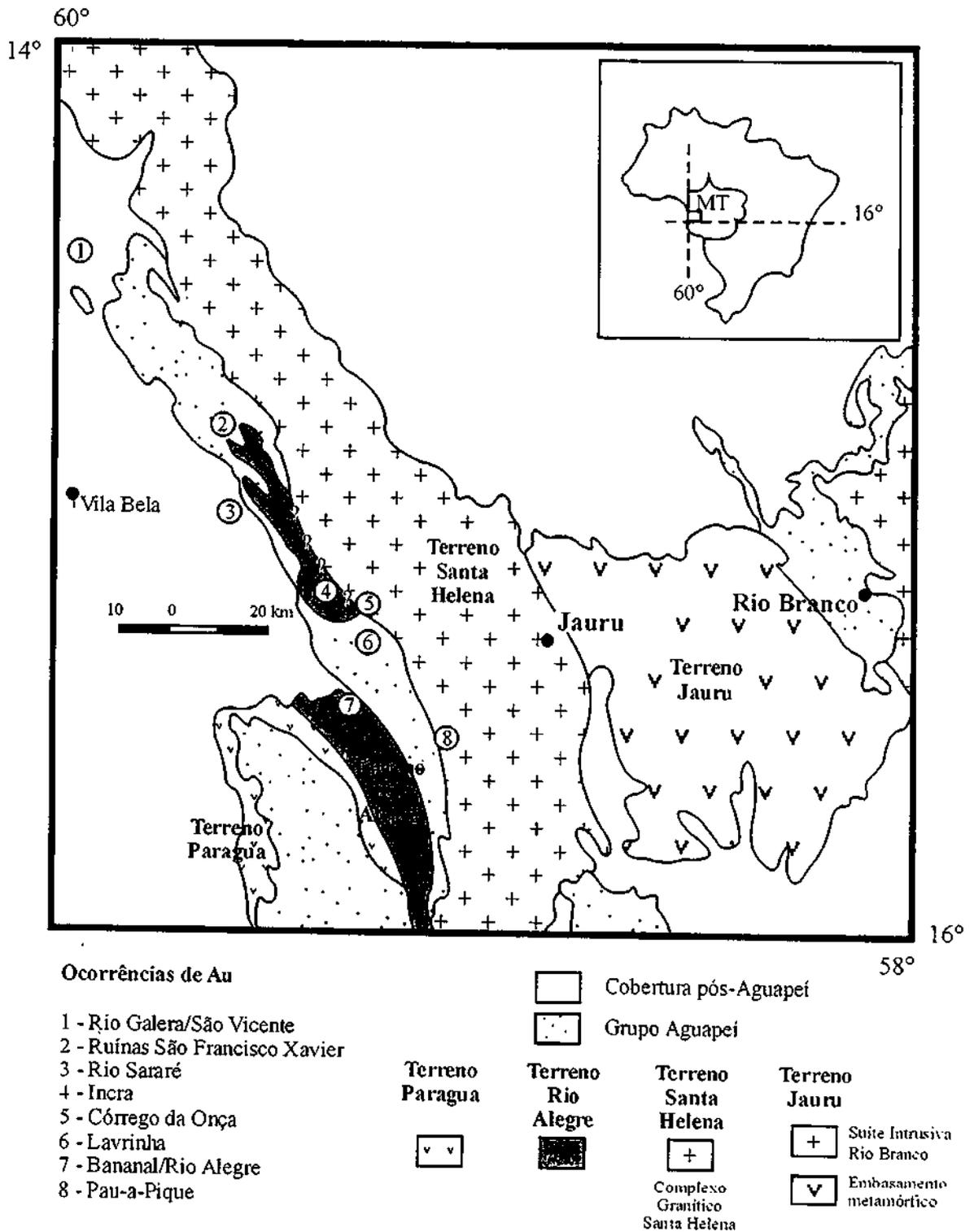


Fig. 57 – Mapa de localização das principais ocorrências auríferas da Província Guaporé (segundo Sães, 1999).

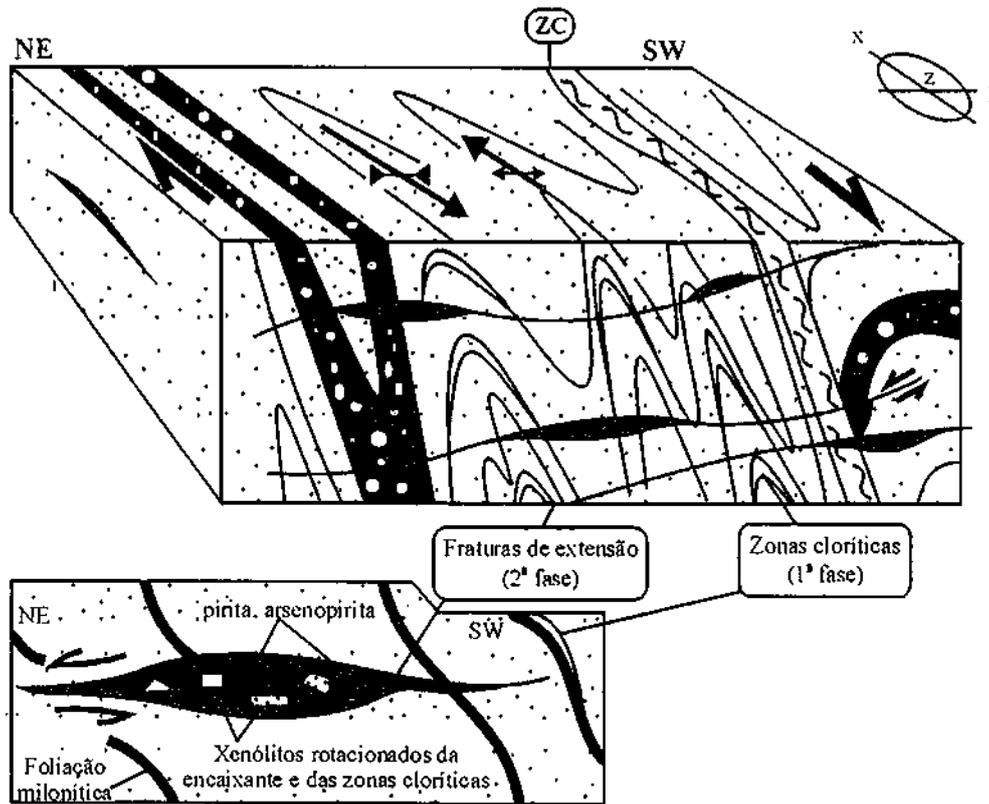


Fig. 58 – Tipologia da Mineralização Aurífera do Morro de São Vicente, município de Vila Bela da Santíssima Trindade (segundo Sães, 1999).

Os depósitos Sn e metais associados (W, Sn, Ta, Cu, Zn, Pb) são especialmente ligados às últimas fases graníticas das suítes São Lourenço-Caripunas (SLC) e *Younger Granites* de Rondônia (YGR).

1.2.7.1 Depósitos Sn da Suíte São-Lourenço-Caripunas (SLC)

As rochas plutônicas e vulcânicas dessa suíte (Priem *et al.* 1989; Bettencourt *et al.* 1995, 1997) são representadas essencialmente por sienogranitos e alcali-feldspato granitos com biotita predominante e hornblenda, augita e fayalita subordinadas. Os minerais acessórios são principalmente zircão, apatita, ilmenita, fluorita e, mais raramente, magnetita, esfeno e allanita.

A mineralização é espacialmente associada a biotita sienogranitos e alcali-feldspato granitos equigranulares, finos a médios, na forma de greisens com cassiterita e veios de quartzo com cassiterita, wolframita subordinada e sulfetos de Cu-Pb-Zn-Fe.

1.2.7.2 Depósitos Sn da Suíte *Younger Granites* de Rondônia (YGR)

Os YGR ocorrem principalmente nos maciços de Massangana, Ariquemes, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá que se concentram na porção central da província (Fig. 59).

Três exemplos de depósitos Sn da Suíte YGR foram escolhidos para ilustrar os principais tipos de mineralizações aparecendo na província: Maciço Massangana, Maciço Santa Bárbara e Distrito Bom Futuro.

1.2.7.2.1 Maciço Massangana

Quatro fases intrusivas foram diferenciadas por Bettencourt *et al.* (1997) no Maciço de Massangana (Fig. 60):

- Fase Massangana, precoce e dominante, constituída por biotita granitos grossos, porfíricos com megacrístais tabulares e ovóides de K-feldspato;

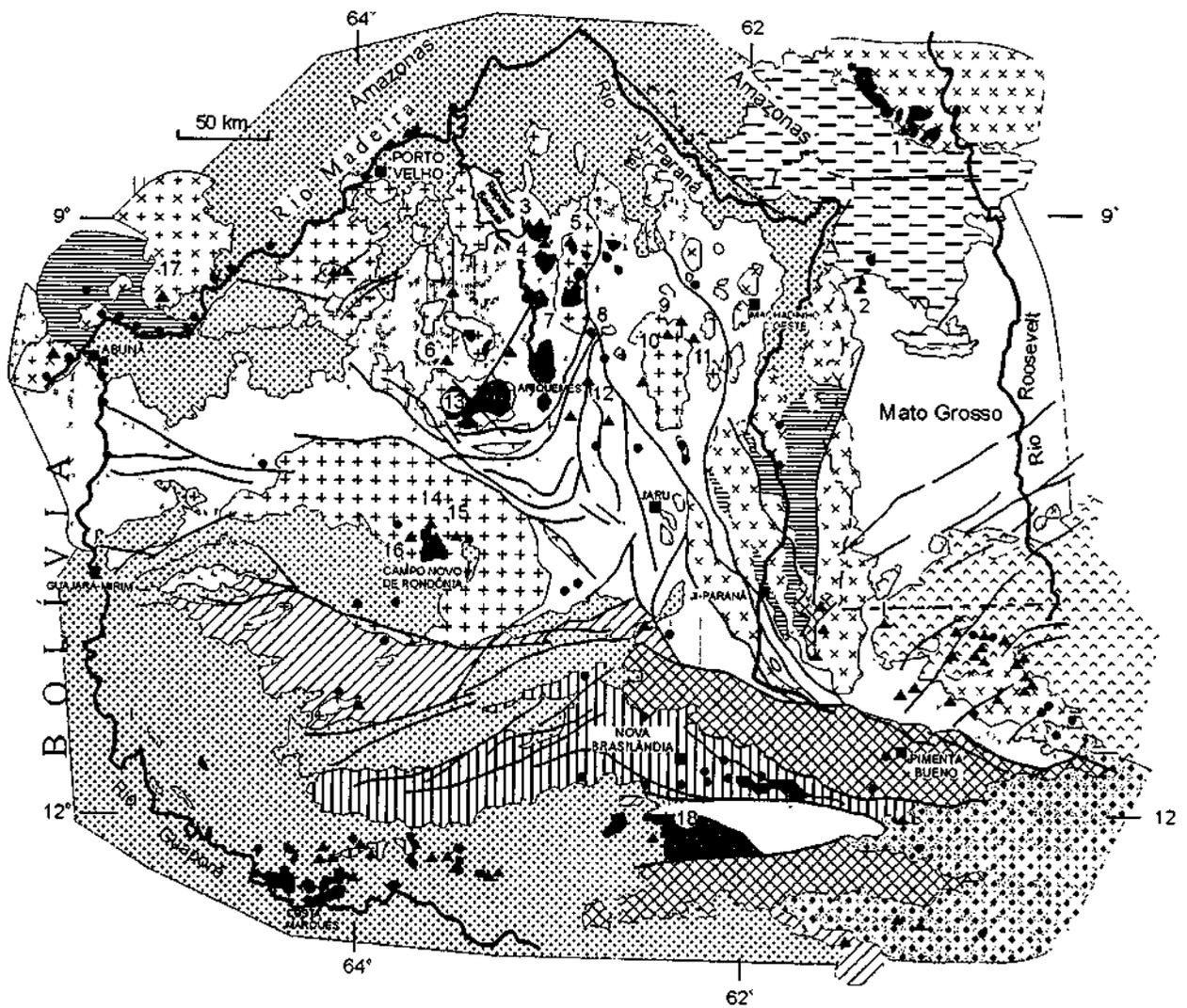


Fig. 59a -- Mapa geológico da Província Estanfêra de Rondônia (simplificado de Scandola *et al.*, 1987)

- Fases Bom Jardim e São Domingos, compostas por biotita granitos equigranulares, grossos, médios e finos, com raros fenocristais de K-feldspato;
- Fase Tabocá tardia, representada essencialmente por hornblenda sienitas e quartzo sienitas que cortam os granitos Bom Jardim.

A mineralização primária está associada aos granitos Bom Jardim e São Domingos, e é encontrada essencialmente na forma de veios de quartzo com cassiterita dominante e wolframita subordinada, de greisens com cassiterita, pegmatitos com berilo, topázio, cassiterita e columbo-tantalita subordinada.

A cassiterita foi explorada em *placers* aluvionares por trinta anos, junto com grandes cristais de topázio azul.

1.2.7.2.2 Maciço Santa Bárbara

Com uma forma subcircular de mais ou menos 5 km de diâmetro, o Maciço de Santa Bárbara (Fig. 61) é constituído por três unidades graníticas principais (Bettencourt *et al.* 1997):

- Biotita-alcalifeldspato granito equigranular, grosso a médio (Serra Azul);
- Biotita-alcalifeldspato granito porfirítico (Serra do Cícero);
- Biotita-alcalifeldspato granito, médio a fino (Santa Bárbara).

Diversos tipos de alteração tardia a pós-magmática, como microclinização, albitização, greisenização, silicificação e argilização foram reconhecidos, principalmente no Granito Santa Bárbara, ao qual a mineralização é espacial-

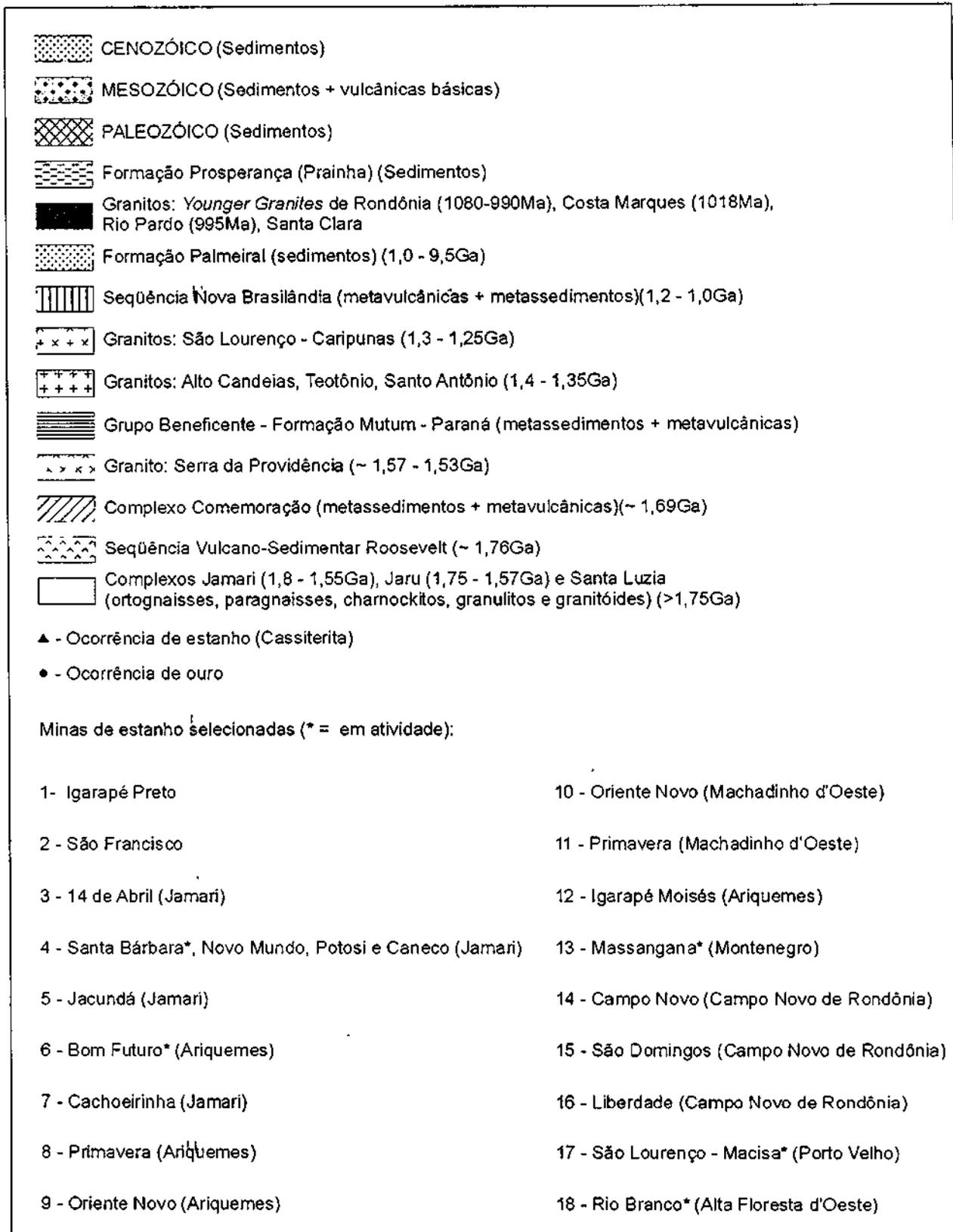


Fig. 59b – Legenda do mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia.

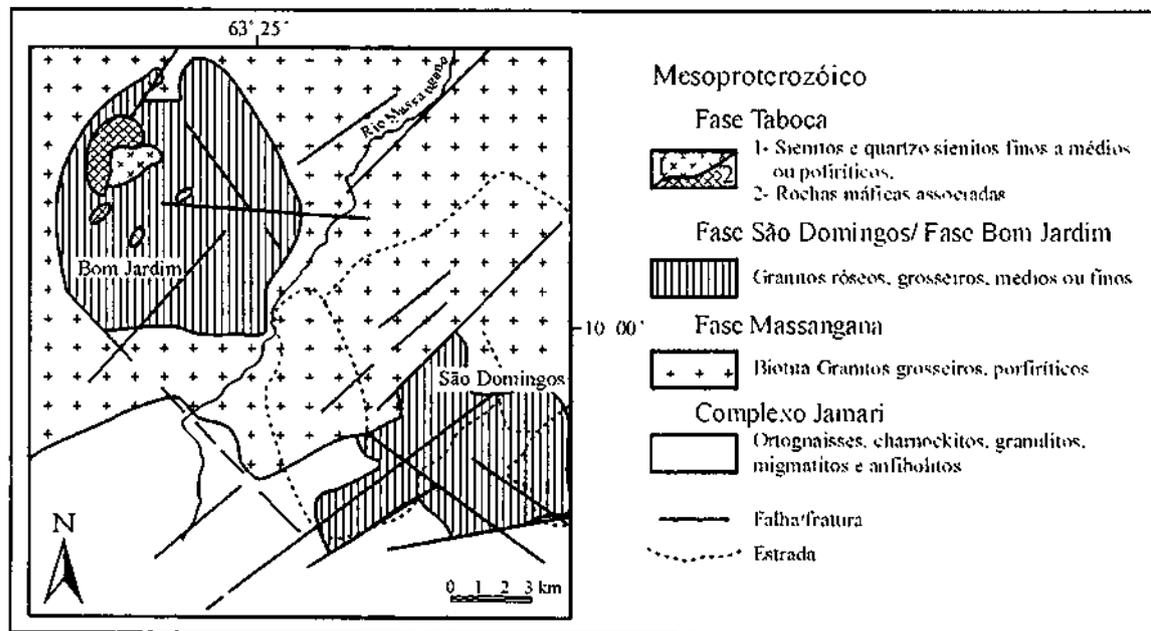


Fig. 60 – Mapa geológico de parte do Maciço Massangana e área adjacente (segundo Bettencourt *et al.*, 1997).

mente relacionada. Ocorre na forma de corpo de greisens com cassiterita. Li-micas e topázio, e em forma de veios de quartzo com cassiterita e wolframita subordinada orientados preferencialmente NE. Na Serra da Onça, corpos de greisens e veios de quartzo semelhantes aos conhecidos no Granito Santa Bárbara são encaixados nos gnaisses do embasamento. Nessa área a cassiterita foi explorada em *placers* aluvionares.

1.2.7.2.3 Distrito Bom Futuro

O Distrito Bom Futuro é formado por duas colinas isoladas numa região plana, denominadas Bom Futuro (Fig. 62a) e Palanqueta (Fig. 62b).

a) Bom Futuro – Constitui um relevo residual com 100 m de desnível em forma de bumerangue, onde a cassiterita é intensamente explorada desde 1987. A estrutura compreende dois centros subvulcânicos encaixados em gnaisses e em anfíbolitos, que definem um sistema de dois *pipes* interligados por um conduto de mais ou menos 25 m de largura (Villanova e Franke, 1995). Um corpo em forma de dique, composto por topázio-quartzo-feldspato pórfiro (riolito) ocorre sobretudo no *pipe* oriental. A cassiterita é encontrada em associação com veios e vênulas de quartzo dispostos geralmente

em forma anelar, os quais mergulham para fora, e com uma estrutura em *stockwork*. Nessa colina, destacam-se as fácies de brechas subvulcânicas suportadas pelos clastos e/ou pela matriz. Os clastos são compostos por fragmentos angulosos de gnaisses, anfíbolitos, granitos e rochas ácidas subvulcânicas, cujo tamanho varia de alguns centímetros a vários metros, envolvidos por uma matriz de topázio-quartzo-feldspato pórfiro.

b) Palanqueta – Com uma forma semicircular, essa colina é composta de três fácies graníticas: granito porfírico, granito fino e albíta granito, aos quais são associados corpos de greisens (Silva *et al.*, 1995). A fácies predominante é o albíta granito de cor rósea, com textura porfírica e fenocristais subédricos a eudédricos de quartzo, microclínio, topázio, mica verde a marrom, fluorita, minerais opacos e cassiterita. Os greisens são constituídos principalmente por quartzo, Li-mica, topázio, fluorita e menores proporções de sulfetos (galena, esfalerita, calcopirita), cassiterita e, localmente, wolframita.

Numa tentativa de síntese, Bettencourt *et al.* (1997) concluem que a suíte subalcalina dos YGR apresenta três fácies graníticas distintas:

a) Fase precoce, somente identificada no Maciço de Massangana, formada por biotita sienogranitos grossos, com

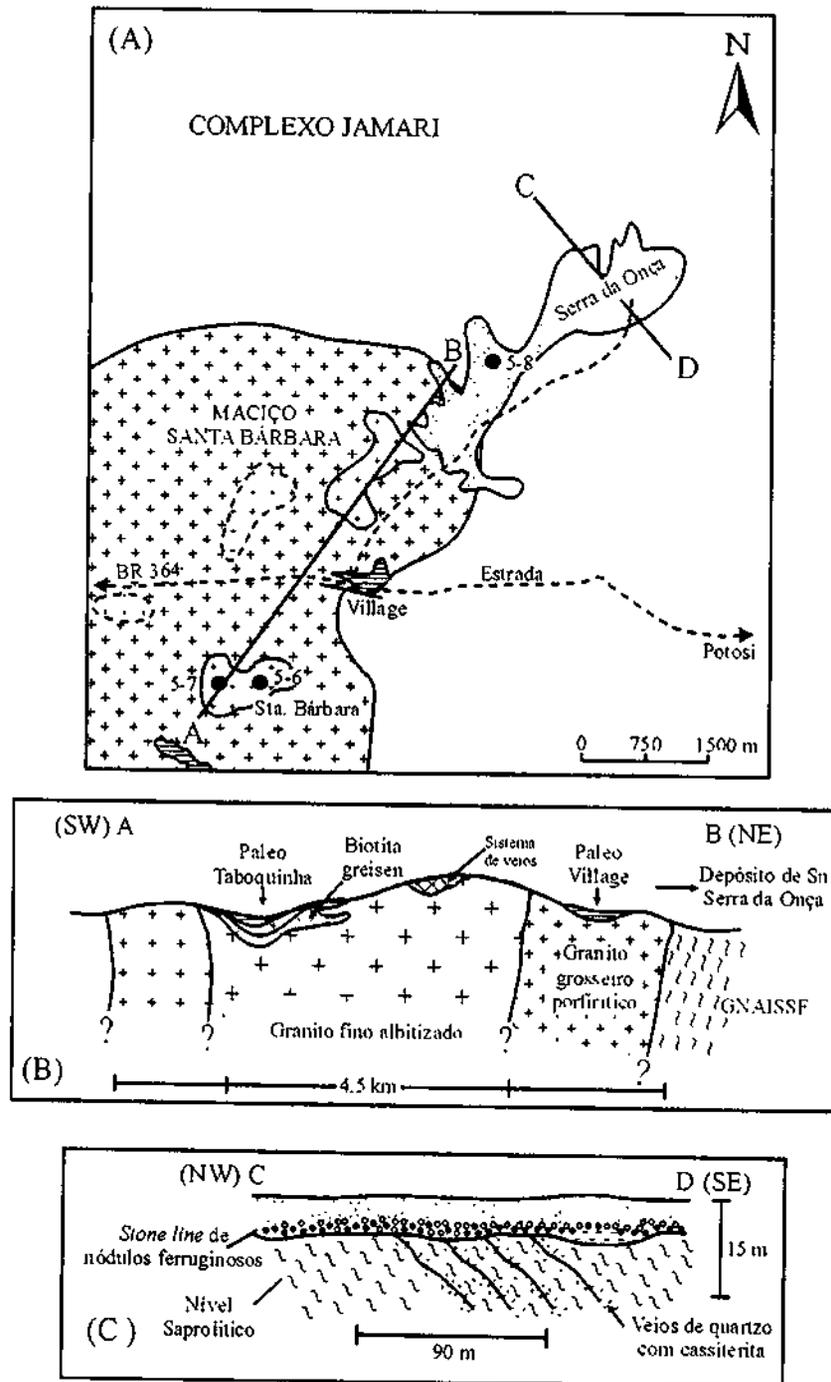


Fig 61 – Mapa e seções geológicas do Maciço Santa Bárbara (segundo Bettencourt *et al.*, 1997). (A) Mapa geológico; (B) Seção ilustrativa das mineralizações primárias e secundárias de cassiterita; (C) Seção do depósito de Serra da Onça.

- hornblenda subordinada e minerais acessórios tais como zircão, apatita, ilmenita, magnetita e fluorita.
- b) Fase intermediária, composta essencialmente de sienogranitos e alcali-feldspato granitos médios a finos, equigranulares, com biotita e, localmente, hornblenda, cujos minerais acessórios mais comuns são zircão, monazita, ilmenita e fluorita.
 - c) Fase tardia, compreendendo principalmente topázio-Li mica-albita granitos e topázio-quartzo-feldspato pórfiros.

As principais mineralizações de estanho e metais associados são espacialmente relacionadas a essas duas últimas fases, sobretudo na forma Li-mica-albita granitos com cassiterita disseminada e columbo-tantalita menor; pegmatitos com topázio, berilo, cassiterita e columbo-tantalita subordinada; corpos de greisens com cassiterita; veios de quartzo com cassiterita e wolframita; veios de quartzo com sulfetos de Cu-Pb-Zn-Fe.

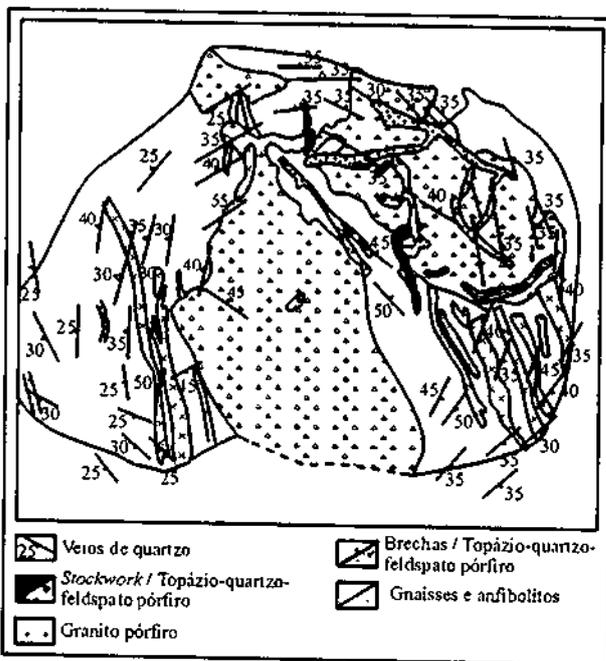


Fig. 62a – Mapa geológico de Bom Futuro (segundo Bettencourt *et al.*, 1997).

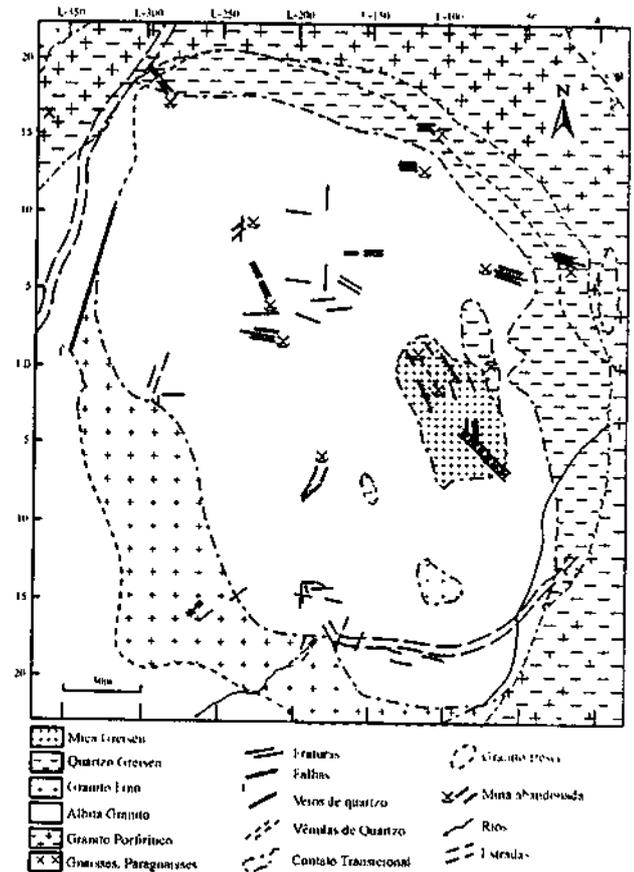


Fig. 62b – Mapa geológico da Palanqueta (segundo Bettencourt *et al.*, 1997).

Geocronologia Pb/Pb de Zircões Detríticos e Análise Estratigráfica das Coberturas Sedimentares Proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico

Jayme Alfredo Dexheimer Leite & Gerson Souza Saes

Depto. de Recursos Minerais - CRÁTON - Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Metalogenia - UFMT
Av. Fernando Correa da Costa s/n, CEP 78000-000, Cuiabá, MT, BRA

Palavras-chave: coberturas proterozóicas, Cráton Amazônico, Geocronologia Pb/Pb, ambientes deposicionais.

RESUMO

A análise estratigráfica e dados radiométricos obtidos pelo método Pb/Pb de evaporação em zircões detríticos das coberturas proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico conduziu ao reconhecimento de duas seqüências deposicionais principais limitadas por discordância regional através de toda a extensão deste segmento do Cráton. A seqüência mais antiga (Grupo Beneficente) assenta sobre as vulcânicas Teles Pires na Bacia do Cachimbo através de discordância angular e erosiva. É constituída por uma unidade inferior de clásticos grosseiros aluviais (Unidade Terrigena) cujas principais fontes de zircões detríticos situam-se nas vulcânicas ácidas a intermediárias paleoproterozóicas da Seqüência Teles Pires sotoposta e no núcleo arqueano da Província Amazônia Central a leste. Este pacote basal foi acumulado em leques aluviais e rios arenosos de padrão entrelaçado. As idades Pb/Pb obtidas em zircões detríticos das facies conglomeráticas da base desta unidade indicaram a idade máxima de 1,74 Ga para o início da sua deposição. Na borda sul da Bacia do Cachimbo esta unidade inferior é recoberta concordantemente por clásticos finos e carbonatos, acumulados em ambiente marinho raso epicontinental, com ondas e tempestades como processos deposicionais dominantes. Neste setor, os estratos do Grupo Beneficente mergulham 35°/180 e são recobertos por uma seqüência de rochas siliciclásticas horizontalizadas, ricas em detritos dos sedimentos sotopostos e correlacionada à formação Dardanelos. Contudo, a Seqüência Dardanelos aflora principalmente na Bacia Caiabis/Aripuanã, a sul do Cachimbo e nas bacias proterozóicas de Rondônia, Mato Grosso e Bolívia (coberturas Guajará Mirim, Aguapeí e Sunsas). Na Bacia Caiabis/Aripuanã, consiste de areias e cascalhos aluviais com fontes dos clastos predominantemente sedimentares e depositados em sistemas de rios entrelaçados, com freqüentes intercalações de areias de dunas eólicas, sabkhas litorâneas e areias de mar raso (tempestitos), cujos dados de paleocorrentes indicam a existência contemporânea de uma margem continental a oeste da região. A idade máxima do início de sua deposição é indicada pelos zircões detríticos mais jovens dos conglomerados basais, para os quais foi obtido o valor de 1,3 Ga. O Grupo Aguapeí aflora extensivamente no sudoeste de Mato Grosso, noroeste de Mato Grosso do Sul e oriente boliviano e é composto por uma seqüência transgressiva-regressiva que preenche um rift intracontinental de complexa história geológica. Os zircões detríticos separados de seu conglomerado basal apontam uma idade mais jovem de 1,35 Ga, interpretada como a idade máxima para o início de sua deposição. Os dados radiométricos e geológicos obtidos possibilitam o reconhecimento de no mínimo, duas coberturas sedimentares proterozóicas principais, as seqüências deposicionais Beneficente e Dardanelos, que recobrem o sudoeste do Cráton Amazônico, ambas resultando de estiramento crustal e rifteamento nos intervalos 1,7 - 1,3 Ga e 1,3 - 1,0 Ga, respectivamente.

Keywords: Proterozoic covers, Amazon Craton, Pb/Pb geochronology, sedimentary environments, sequence stratigraphy.

ABSTRACT

The stratigraphic analysis and radiometric data obtained by the Pb/Pb evaporation method on detrital zircons from Proterozoic sedimentary covers of the southwestern Amazon Craton led to the recognition of two major depositional sequences bounded by a regional unconformity across this entire cratonic segment. The older one, the Beneficente Sequence, fills the Cachimbo Basin and comprises a basal coarse clastic alluvial unit (Terrigenous Unit), with its source areas in the

Archean Central Amazonian Province and the Teles Pires Paleoproterozoic Volcanics. An extensional intracontinental rift system context is envisaged for its deposition. This unit is conformably followed by a shallow epeiric marine incursion over the entire SW part of the craton, that deposited stromatolitic limestones, dolomites, marls, siltstones and black shales (Clastic-Chemical Unit). The lithologies and sedimentary structures of this package suggest a shallow tropical sea, with waves and storms as the dominant depositional agents. The maximum depositional age of this sequence is constrained by the younger 1.74 Ga Pb/Pb age of detrital zircons studied from its basal conglomerates. At the southern border of Cachimbo Basin the Beneficente strata are inclined 35° to south and are overlain by flat-lying siliciclastic beds of Dardanelos Sequence, containing pebbles of silicified carbonates, derived from the erosion of the topmost beds of Beneficente Sequence. Nevertheless, the Dardanelos Sequence fills mainly the Caiabís/Aripuanã Basin and the proterozoic basins of Rondonia, Mato Grosso and Bolívia (Guajará Mirim, Aguapeí and Sunsas covers). In the Caiabís/Aripuanã basin, the sequence consists of coarse alluvial gravels and sands derived predominantly from sedimentary sources and deposited in braided river systems with associated widespread eolian sand dunes and shallow marine (sandy tempestites) incursions. The WSW dominant fluvial palaeocurrent direction, indicate the existence of a westward continental margin at the time of deposition. Pb/Pb ages derived from detrital zircons in basal conglomerates constrain the maximum age of deposition to ca. 1.4 Ga. The Aguapeí Group crops out extensively in southwestern Mato Grosso, northwestern Mato Grosso do Sul and eastern Bolívia and consists of a transgressive-regressive sequence filling an intracontinental rift of complex geologic evolution. Detrital zircons separated from basal conglomerates yield an age younger than 1.35 Ga, as the maximum age for the beginning of deposition. Radiometric and geologic data point to at least two major Proterozoic sedimentary covers, the Beneficente and Dardanelos depositional sequences, overlying the southwestern Amazon Craton, resulting from crustal stretching and rifting between 1.7-1.3 Ga and 1.3-1.0 Ga.

INTRODUÇÃO

A análise das coberturas sedimentares proterozóicas do Cráton Amazônico tem sido marcada pelo enfoque estratigráfico clássico, com o estabelecimento de colunas locais, apoiadas na descrição litológica das unidades em detrimento dos processos e ambientes deposicionais que registram. Estas colunas, balizadas cronologicamente por datações radiométricas obtidas em rochas vulcânicas contemporâneas (vulcanismo Iriri-Uatumã) e no seu embasamento, configuram um quadro tectono-estratigráfico regional coerente, com as coberturas mais antigas assentando sobre um núcleo central arqueano (Província Amazônia Central de Teixeira *et al.*, 1989) e as idades diminuindo em direção às faixas móveis desenvolvidas marginalmente àquele núcleo. Contudo, a quase completa ausência de estudos sedimentológicos, paleogeográficos, de facies e ambientes deposicionais, de padrão de paleocorrentes e proveniência dos sedimentos, têm-se refletido na dificuldade de estabelecimento de correlações regionais, bem como na generalidade dos termos para referir-se a estas bacias, como por exemplo, coberturas de plataforma. Montalvão *et al.* (1984) discriminaram tectonicamente estas bacias em dois grupos. O primeiro, formado no intervalo de 1,9 - 1,6 Ga, teria se desenvolvido em dois ou três estágios:

1. um estágio de rift ou aulacógeno, com adelgaçamento crustal, falhamentos de altos mergulhos, abatimento de blocos e manifestações magmáticas associadas. Os grupos Surumu/Iricoumé, Uatumã e Iriri representam a evolução acima, sendo constituídos por vulcânicas ácidas a interme-

diárias, extravasadas em 1,9 - 1,8 Ga sobre os núcleos arqueanos da Amazônia Central (Pakaraima e Xingu de Brito Neves, 1993);

2. estágio de sinéclise, com subsidência lenta, afetando o domínio do rift e vastas áreas adjacentes;

3. estágio de subsidência lenta, restrito a algumas bacias e marcado por coberturas tabulares horizontais ou subhorizontais. A sedimentação desenvolvida nestes estágios está representada pelos grupos Roraima, Gorotire, Beneficente, Prosperança, Acari e Cubencranquém, compostos por sedimentos continentais fluviais e marinho rasos, acumulados em bacias assimétricas e localmente grábens simétricos, como o do Cachimbo (Costa & Hasui, 1992). O segundo grupo corresponde a grábens preenchidos por *red beds* desenvolvidos no intervalo 1,6 - 1,4 Ga, representado pelas formações Dardanelos, Prainha e Palmeiral.

MÉTODOS DE ESTUDO

Este trabalho apresenta os resultados preliminares de um programa de pesquisa enfocando as coberturas proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico. Foram examinadas as exposições do Grupo Beneficente na borda sul da Bacia do Cachimbo, a norte de Alta Floresta e na Serra Formosa, da Formação Dardanelos na Bacia Caiabís/Aripuanã e do Grupo Aguapeí na região sudoeste de Mato Grosso (Figura 1), enfatizando-se a análise estratigráfica (facies, seqüências, ambientes, paleocorrentes e proveniência), e a coleta de amostras para obtenção de idades Pb/Pb em zircões detriticos extraídos dos conglomerados basais de cada seqüência estudada.

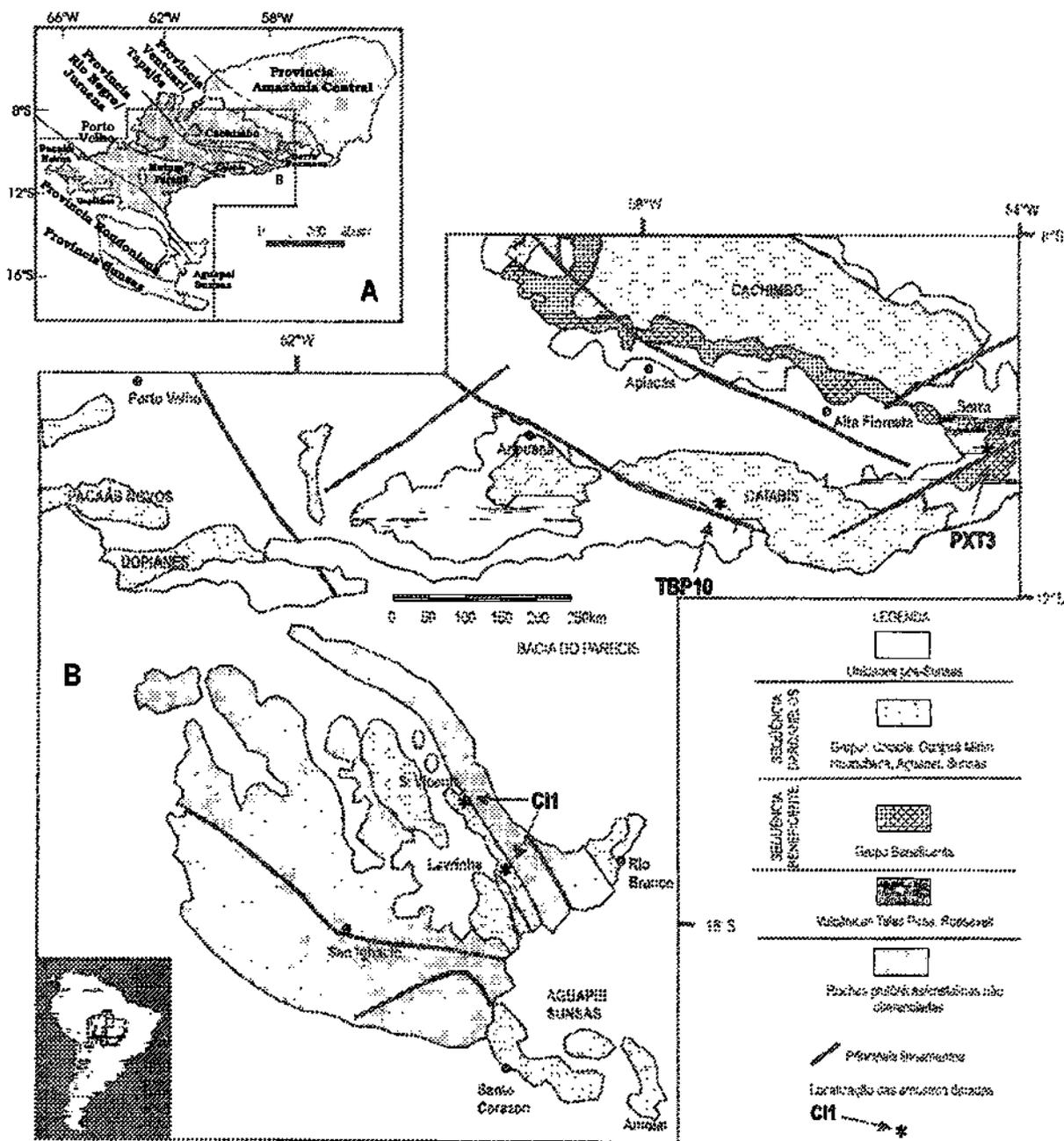


Figura 1. Esboço geológico do sudoeste do Cráton Amazônico. A - Localização da área em relação à estruturação cronotectônica do sul do Cráton (Tassinari et al.1996); B - Distribuição das bacias proterozóicas e localização das amostras datadas.

O conceito de seqüências adotado para a análise das coberturas foi expresso em diversas publicações nas três últimas décadas como "uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados e truncados em seu topo e sua base por discordâncias ou suas concordâncias relativas" (Payton, 1977). As seqüências Beneficente e Dardanelos conforme adotadas neste trabalho, correspondem a ciclos de 1ª ordem de magnitude (> 50 Ma), ou às seqüências de Sloss (1963), e estão limitadas por discordância regional produzida por movimentos tectônicos (Vail *et al.*, 1992; Della Fávera, 2001).

As populações de zircões foram extraídas dos conglomerados basais por peneiramento, separação com líquidos pesados e *hand picking*. As análises isotópicas foram realizadas em espectrômetro de massa Thermo Finnigan no Laboratório Isotópico da Universidade Federal do Pará (PARÁ-ISO). A técnica analítica utiliza dois filamentos posicionados frente a frente, sendo um filamento de evaporação, o qual contém o zircão e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. Normalmente são realizadas três etapas de evaporação. A primeira, a 1450°C, a segunda a 1500°C e a terceira, a 1550°C. Mais raramente, dependendo da quantidade de Pb que o zircão contém, podem ser realizadas até cinco etapas de evaporação.

Nas idades obtidas em diferentes etapas de evaporação, observa-se um aumento no sentido das etapas de mais alta temperatura. Quando isso ocorre, são consideradas apenas as idades obtidas em temperaturas mais altas, pois o Pb analisado é proveniente das porções mais retentivas do cristal de zircão e, portanto, mais representativas da idade de cristalização do mineral. Os resultados são apresentados com desvios a 2σ ; as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Os dados obtidos são tratados estatisticamente segundo critérios metodológicos estabelecidos no PARÁ-ISO. Entre eles destacam-se os seguintes:

1. os blocos com razões isotópicas $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004 são desprezados, para tornar mínima a correção de Pb de contaminação ou inicial;
2. são eliminados blocos com desvios superiores a 2σ em relação à média das idades dos zircões;
3. faz-se, além disso, a eliminação subjetiva, onde são desprezados blocos, etapas de evaporação, ou zircões que apresentem idades discordantes da média das idades obtidas nas temperaturas mais altas da maioria dos zircões.

Os resultados geocronológicos obtidos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb/Pb em

zircão) apresentam, em geral, valores similares às idades fornecidas pelo método U/Pb em zircão (Kober, 1987; Andsdell & Kyser, 1991). Dessa forma, as idades Pb/Pb em zircão podem ser interpretadas como indicativas da idade de cristalização do zircão. Porém, como se tratam de idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, é importante ressaltar que o resultado geocronológico pode ser menos exato quando comparado ao método U/Pb por não se ter uma referência como a curva concórdia. Portanto, a rigor, essas idades devem ser consideradas como idades "mínimas" de cristalização dos zircões analisados (Gaudette *et al.*, 1998). A integração dos dados obtidos pela análise estratigráfica e geocronológica permitiu configurar um novo cenário para a origem e evolução das bacias proterozóicas da Amazônia Ocidental a sul da sinéclise paleozóica, com repercussões sobre os modelos da história evolutiva do embasamento sobre o qual assentam.

A SEQÜÊNCIA BENEFICENTE

Estratigrafia

Almeida & Nogueira Filho (1959) denominaram de Grupo Beneficente os sedimentos observados nos vales dos rios Aripuanã e Dardanelos, preenchendo principalmente o denominado Gráben do Cachimbo (Costa & Hasui, 1987), constituído por um conjunto de sedimentos marinhos de águas rasas, representado por duas litofácies, uma inferior de natureza psamítica e outra superior predominantemente pelítica. Na região do alto Rio Sucunduri, no sul do Amazonas Carvalho e Figueiredo (1982) caracterizaram o Grupo Beneficente como uma seqüência transgressiva-regressiva com cerca de 1000m de espessura. O Grupo Beneficente assenta sobre riolitos, riocacitos, ignimbritos e piroclásticas da Seqüência Vulcânica Teles Pires. Estas vulcânicas produziram uma isócrona Rb-Sr em rocha total de ~1,65 Ga e de acordo com Tassinari *et al.* (1996), estão relacionadas a um ambiente de *rift* continental, recobrimdo a Província Amazônica Central como uma bacia de *foreland* do Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena. Idades convencionais U/Pb obtidas recentemente para ignimbritos na borda sul do Cachimbo (Pinho *et al.*, 2001), apontam o intervalo de 1,77 - 1,78 Ga para o evento vulcânico Teles Pires.

Neste estudo, a Seqüência Beneficente foi examinada na borda sul da Bacia do Cachimbo e está constituída por duas unidades litoestratigráficas principais, denominadas informalmente de Unidade Terrígena (com seção tipo na Serra Formosa) e Unidade Clasto-química, aflorando extensivamente a norte de Alta Floresta no vale do Teles Pires e na Serra dos Apiacás, a norte da cidade homônima (Figura 1). A Unidade Terrígena assenta em discordância angular e erosiva

sobre as vulcânicas dacíticas/riodacíticas Teles Pires. Inicia-se por espessas (>5m) camadas de conglomerados maciços com os clastos variando de 5mm até 1m. Estes são predominantemente de rochas vulcânicas da pilha subjacente (85%), seguido por clastos de quartzo-arenitos (10%) e quartzo leitoso (5%), não se observando rochas do embasamento granito-gnáissico. Os conglomerados mostram gradação normal e granodecrescência ascendente, acompanhada pela redução dos seixos em relação à matriz para o topo da sucessão (Figura 2). A matriz é composta por areia lítica grossa/muito grossa avermelhada, friável. Níveis de arenitos líticos, passando a quartzo-arenitos grossos, avermelhados, com laminação plano-paralela e cruzada, intercalam-se e terminam por recobrir o pacote conglomerático, dominando a parte superior da unidade, juntamente com espessos pacotes de lamitos vermelhos maciços. As feições acima sugerem que a Unidade Terrígena tem sua origem ligada à acumulação de clastos grossos em sistemas de leques aluviais, desenvolvidos no sopé de escarpas na borda de bacias tafrogênicas, temporalmente sucessoras do evento distensivo responsável pelo extravasamento das lavas Teles Pires. A sua parte superior (quartzo-arenitos e lamitos) pode estar relacionada às facies desenvolvidas nas planícies aluviais associadas à porção distal dos leques.

A norte de Alta Floresta o Grupo Beneficente é composto por lamitos avermelhados com intercalações de rochas carbonáticas e arenitos finos micáceos, em estratos mergulhando em torno de 35° para sul. As rochas carbonáticas são maciças, em leitos decimétricos com topo ondulado e os lamitos e arenitos associados apresentam estratificações cruzadas por fluxo oscilatório em diversas escalas. A seção do Rio Ximari, a norte de Apiaçás é composta por calcários estromatolíticos na base, passando a calcários maciços, escuros, com intercalações rítmicas de folhelhos negros e cinza no topo (Barros & Silva, 2001). Este conjunto essencialmente pelito-carbonático atesta a incursão de mares epicontinentais, reflexo da atenuação dos esforços distensivos do estágio tafrogênico anterior e a instalação de um regime de subsidência flexural sobre grandes áreas da crosta continental do sudoeste da Amazônia durante o Mesoproterozóico (Calaminiano/Ectasiano: 1,6 - 1,2 Ga).

Geocronologia Pb-Pb

Amostra PXT3 - Grupo Beneficente/Unidade Terrígena

Foram examinados cerca de 120 grãos de zircão detrítico, separados tanto de seixos como da matriz dos conglomerados da base da seção de Serra Formosa (coordenadas:

10°17'42"S-54°11'46"W). Os cristais de zircão variam de euédricos, zonados com terminações piramidais bem definidas a arredondadas, isentos de estruturação interna e maciços, sugerindo diferenças significativas em termos de transporte. Seis cristais de zircão foram analisados e seus resultados são apresentados na Tabela 1 e plotados na Figura 3. Os resultados obtidos sugerem uma proveniência híbrida dos clastos dentro do intervalo de idade entre 2,6 Ga e 1,71 Ga. Os resultados são indicações de idades mínimas, especialmente aqueles em que a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é maior do que 0,0009, posto que acarreta em grande correção da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Este é o caso dos zircões PXT3/03, 07 e 09. Desta forma, os dados permitem sugerir a existência de pelo menos três fontes distintas para a unidade estudada. A primeira, de idade Arqueana (2646 Ma), é sugestiva de fontes situadas a leste-nordeste, nos domínios da Província Amazônica Central; a segunda, em torno de 1887 Ma, deve ser relacionada aos granitóides da Província Ventuari-Tapajós no sul do Pará e a terceira, com idade de 1729 ± 48 Ma, está, dentro do erro, muito próxima da idade de 1790 Ma para as rochas vulcânicas da base da Serra Formosa (Leite *et al.*, 2001), as quais representam as principais fornecedoras de clastos para a construção da unidade. Os dados em torno de 1960 e 1920 Ma têm sua interpretação prejudicada, em função dos altos valores da razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. No entanto, idades semelhantes estão descritas dentro dos domínios da província Ventuari-Tapajós na porção sul do Pará, o que sugeriria a existência de uma fonte adicional para o Grupo Beneficente. A idade mais jovem, em torno de 1730 Ma, é sugerida como representativa da idade máxima para o início da sedimentação do Grupo Beneficente. Não obstante o número restrito de dados esta hipótese está de acordo com a sobreposição do Grupo Beneficente aos vulcanitos Teles Pires, bem como, com sua sotoposição em relação à Formação Dardanelos.

A SEQÜÊNCIA DARDANELOS

Estratigrafia

Os dados litológicos e geocronológicos, as relações estratigráficas, e o condicionamento estrutural das coberturas proterozóicas disponíveis no momento, levaram os autores do presente estudo a propor a crono-correlação e agrupamento de várias unidades regionalmente distribuídas no sudoeste do Cráton, sob a denominação de Seqüência Dardanelos, abrigando os depósitos relacionados aos grupos Caiabis, Guajará Mirim, Aguapé e Sunsas (Figura 1). Neste trabalho a Seqüência Dardanelos foi estudada na área clássica do Gráben de Caiabis, na Serra Morena a sul de

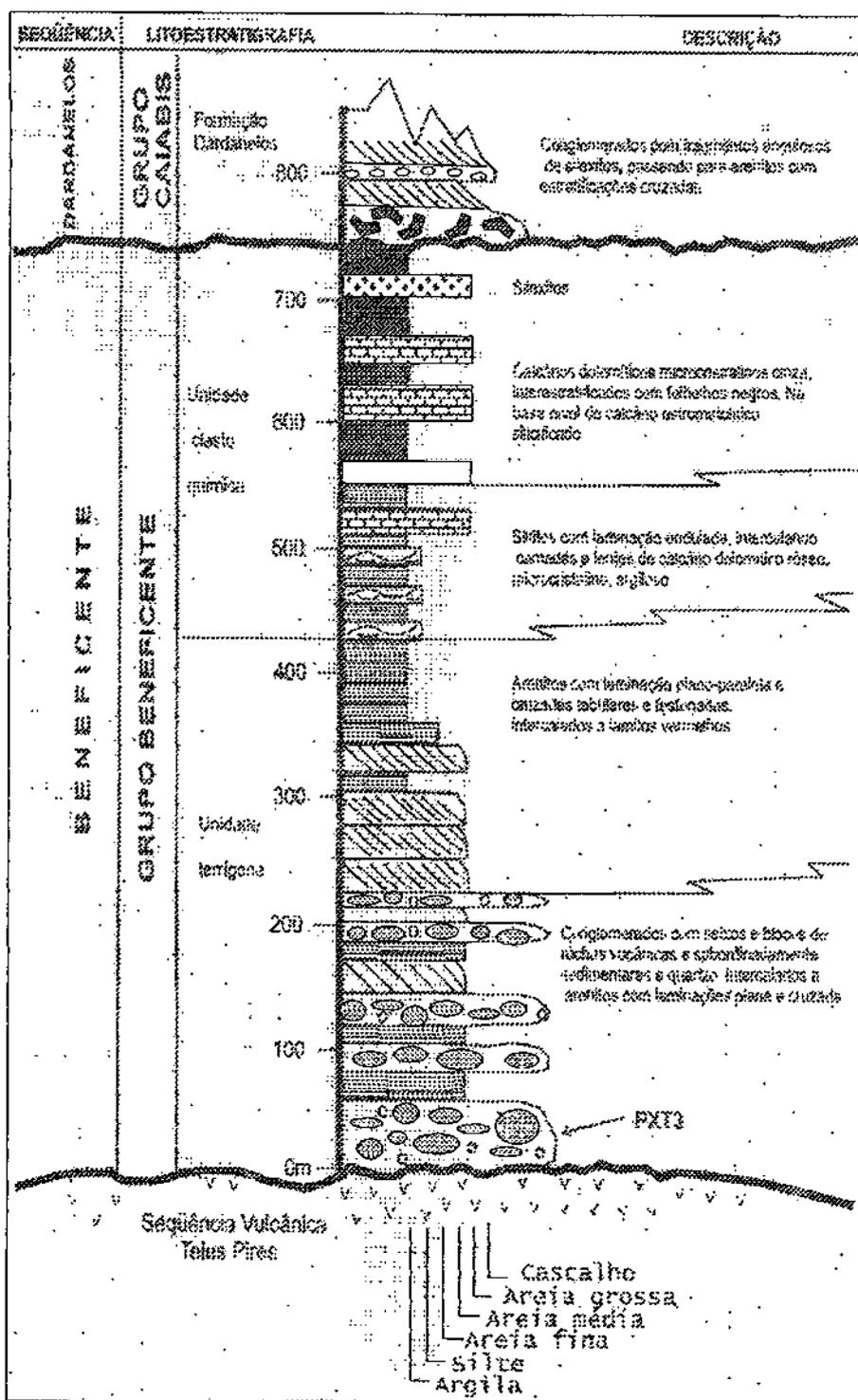


Figura 2. Seção colunar composta da Seqüência Beneficente na borda sul da Bacia do Cachimbo destacando a posição estratigráfica da amostra datada.

Tabela 1. Resultados analíticos dos zircões da amostra PXT3 (Seqüência Beneficente).

Zircão	Temperatura de Evaporação (°C)	Razões Útil/Total	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
PXT3/03	1450	32/32	0,006294±319	0,44119±471	0,20364±135	0,12010±366	1958±54
PXT3/05	1500	32/50	0,000567±193	0,19133±87	0,11365±32	0,10584±278	1729±48
PXT3/06	1450	18/18	0,000548±60	0,20681±167	0,18592±140	0,17919±159	2646±15
PXT3/07	#1500	0/18	0,001060±146	0,18691±175	0,11943±93	0,10495±224	1714±39
PXT3/08	1450	84/84	0,000921±37	0,20137±223	0,12701±84	0,11461±62	1874±10
	1500	70/70	0,000211±11	0,17967±63	0,11786±59	0,11497±68	1880±11
PXT3/09	#1450	0/34	0,009130±255	0,57315±862	0,24025±166	0,11751±318	1919±49

- Etapa eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004; c - Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida para Pb comum.

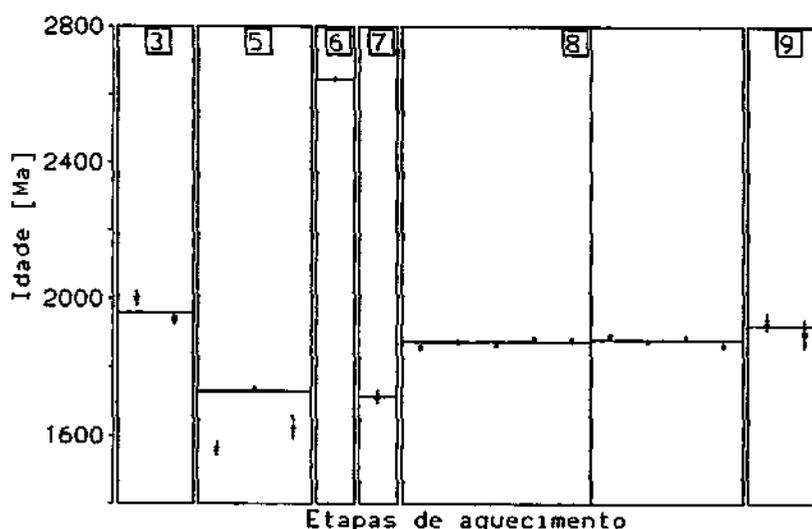


Figura 3. Diagrama idade (em Y) versus etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão da amostra PXT3. • - bloco válido de razões isotópicas; X - bloco eliminado por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. Desvio analítico a 2σ .

Aripuanã e na Bacia Aguapeí, em suas exposições nas serras quartzíticas do sudoeste de Mato Grosso.

O Grupo Caiabis (Silva, 1980) é constituído pelas formações Arinos e Dardanelos, estando condicionado à estrutura denominada Gráben do Caiabis, ao sul do Gráben do Cachimbo. A Formação Arinos é composta por basaltos alcalinos e calci-alcalinos intercalados aos arcóseos da base da Formação Dardanelos e sua idade é balizada por datações K/Ar entre 1,4 e 1,2 Ga (Montalvão *et al.*, 1984). A Formação Dardanelos (Almeida & Nogueira Filho, 1959) foi definida no Rio Aripuanã, nas cachoeiras de Dardanelos e Andorinhas, e é composta por arenitos feldspáticos e arcóseos,

conglomerados polimíticos e grauvas vulcânicas, representantes de uma sedimentação eminentemente continental (Bezerra, 1984). Na Serra Morena, a Seqüência Dardanelos consiste de uma cobertura tabular horizontalizada, predominantemente siliciclástica, recobrimdo em discordância angular a Seqüência Vulcano-sedimentar Roosevelt (Leal *et al.*, 1978; Scandola *et al.*, 1999), sucessão de vulcânicas riodacíticas, vulcanoclásticas e sedimentos químico-exalativos (*bifs*) metamorfisados em grau baixo e dobrados segundo a direção geral E-W, para a qual foram obtidas idades SHRIMP de 1,74 Ga (Santos *et al.*, 2000) e 1,76 Ga (Neder *et al.*, 2000).

No Gráben do Caiabís e na Serra Morena (Bacia Caiabís/Aripuanã), esta seqüência assenta sobre lavas riodacíticas ou faz contato por falhas com rochas do embasamento ou facies plutônicas do Evento Teles Pires/Roosevelt. Neste perfil (Figura 4), a Seqüência Dardanelos inicia-se por um horizonte de ortoconglomerados, com seixos arredondados de até 50cm, exclusivamente de rochas sedimentares, com absoluto predomínio de quartzo-arenitos silificados. A matriz é composta por areia média a grossa, quartzosa. Este pacote é capeado por um conjunto de arenitos seixosos com cruzadas tabulares e arenitos médios a finos apresentando ora estratificação *hummocky*, ora cruzadas de baixo ângulo, lâminas com linhas de grãos (queda de grãos) e gradação inversa (fluxo de grãos). Esta associação sugere um contexto deposicional costeiro com a preservação das facies fluviais, face de praia e de dunas eólicas costeiras, atestando a repetição de diversos pulsos de subida relativa do nível do mar durante a acumulação do pacote.

As primeiras referências aos metassedimentos proterozóicos do sudoeste de Mato Grosso devem-se a LASA S/A (1968) que correlacionou estas rochas ao Grupo Cubencranquém de Barbosa *et al.* (1966). Figueiredo & Olivatti (1974) denominaram de Unidade Aguapeí uma seqüência tripartite, constituída pelas subunidades: inferior (metaconglomerados oligomíticos e quartzitos); média (ardósias, metasiltilitos e filitos) e superior (metarenitos feldspáticos, metassiltitos e ardósias). Atribuíram ao conjunto uma espessura de cerca de 800m e deposição em ambiente marinho de plataforma transgressiva-regressiva. Souza & Hildred (1980) elevam a sucessão à categoria de grupo, composto pelas formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina (Figura 5). Litherland *et al.* (1986) mapearam a porção boliviana desta bacia, identificando seus principais elementos tectônicos e estratigráficos, denominando os grupos Sunsas, Huanchaca e Vibosi. Estudos realizados durante a última década no sudoeste de Mato

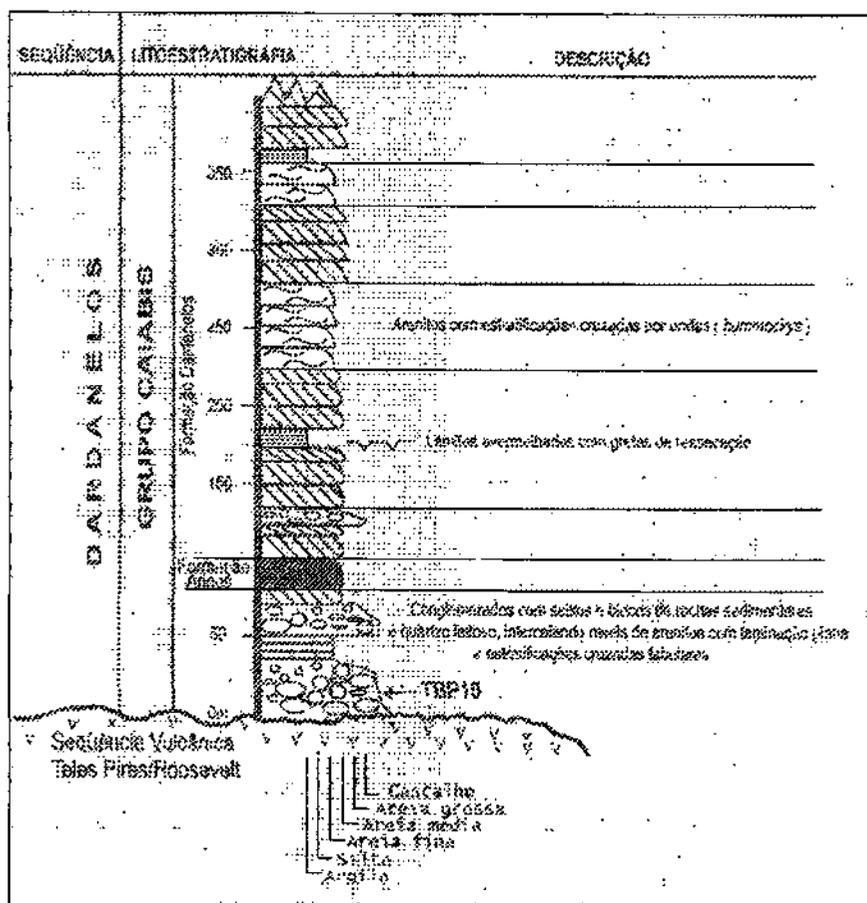


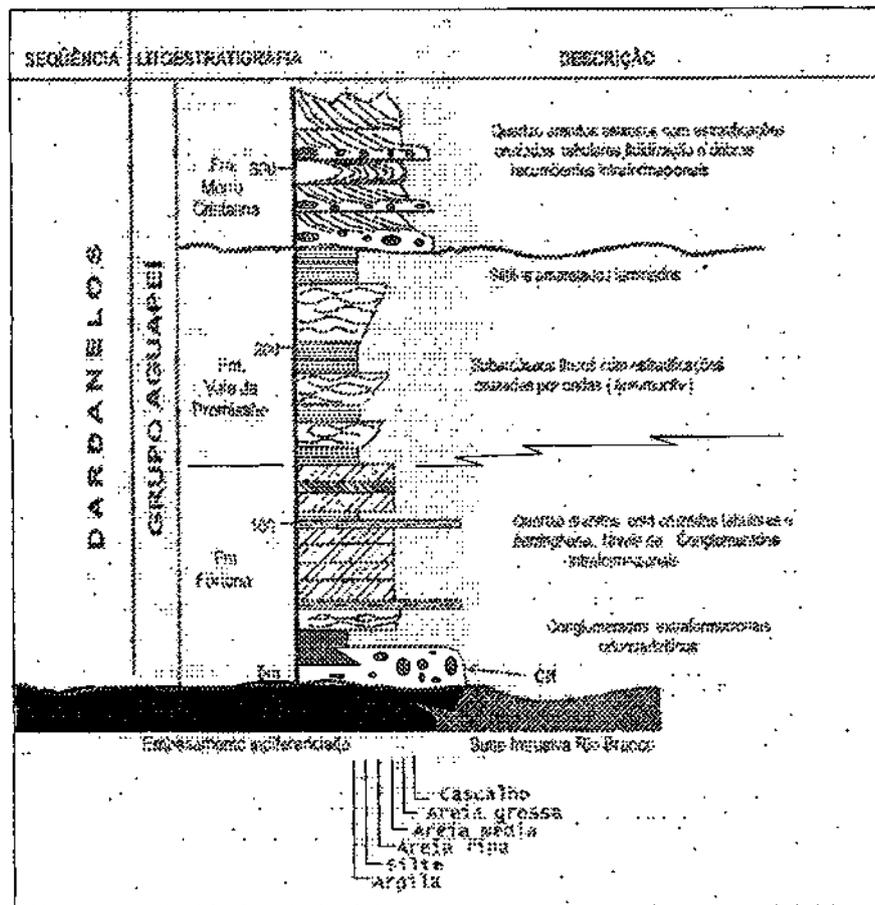
Figura 4. Seção colunar composta da Seqüência Dardanelos na Bacia Caiabís/Aripuanã, destacando a posição estratigráfica da amostra datada.

Grosso (Saes & Leite, 1993, Saes & Fragoso Cesar, 1994; Saes, 1999) admitem que a evolução destas coberturas se deu por rifteamento no Mesoproterozóico tardio, com o desenvolvimento de duas bacias intimamente relacionadas:

1. a Margem Passiva Sunsas, instalada na borda sul do Cráton;
2. o Aulacógeno Aguapeí, compartimentado em uma Zona Central e zonas marginais.

O Aulacógeno evoluiu através de três estágios deposicionais, que refletem no interior continental as fases do Ciclo de Wilson. O estágio *rift* (Fm. Fortuna) é marcado pela acumulação de fanglomerados e areias imaturas, depositados principalmente ao longo da Zona Central do aulacógeno e configurando um padrão de preenchimento longitudinal, com a dispersão dos sedimentos se dando de

NNW para SSE. Ao final do estágio *rift*, a sedimentação migra em direção às zonas marginais do aulacógeno, como resultado da transição do regime de estiramento crustal e subsidência mecânica, para subsidência flexural. No estágio sinéclise subsequente (Fm. Vale da Promissão), a bacia subsidia e acomoda espessa seção de sedimentos marinhos rasos (tempestitos), passando distalmente a marinho profundo na região de Santo Corazón (turbiditos), marcando provavelmente a região onde o *rift* intercepta a margem continental e se abre em uma bacia oceânica em expansão. O final do Mesoproterozóico (~ 1,0 Ga), é marcado pela colisão do sul da Amazônia com a Laurentia (Sadowski & Bettencourt, 1996), resultando na amalgamação final do Supercontinente de Rodínia. Esta colisão se reflete no interior do antepaís, deformando, metamorfizando e afetando por intenso hidrotermalismo os depósitos da Zona Central do Aulacógeno Aguapeí. Nas zonas marginais este evento (Estágio de Inversão) é marcado pela deposição de areias e



cascalhos em sistemas aluviais e eólicos (Fm. Morro Cristalina), com paleocorrentes dirigidas para WNW e proveniência dos soerguimentos da porção central do aulacógeno, constituindo assim típicas cunhas clásticas pós-colisionais (Sengor *et al.*, 1978).

Geocronologia Pb-Pb

Amostra – TBP10 – Grupo Caiabis/Formação Dardanelos

Cerca de 90 zircões detriticos foram separados de uma amostra do conglomerado basal da Formação Dardanelos que aflora na margem do Rio dos Peixes, 70 km a norte de Juara (coordenadas: 10°57'27"S-54°04'55"W). A população de zircões apresenta-se como prismas longos e curtos com terminações piramidais e zonações bem definidas. Outros grãos são bem arredondados sem estruturação interna.

Treze grãos foram submetidos à metodologia de evaporação e os resultados (Tabela 2 e Figura 6) também sugerem a existência de fontes híbridas para a Formação Dardanelos, cujas idades variam entre 1,98 Ga a 1,38 Ga. Os resultados da primeira etapa de evaporação para os grãos TBP10/ e TBP10/10 e de todas etapas do grão TBP/13 não são utilizados nesta interpretação, por apresentarem altas razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. O restante dos dados permite a sugestão de pelo menos cinco grupos de idades distintas para as possíveis fontes. Os dois grupos de idades mais antigas, 1,98 Ga e o intervalo de 1,81 Ga a 1,75 Ga sugerem ser representativos do retrabalhamento do Grupo Beneficente, o que é corroborado pela existência dos clastos desta unidade nos conglomerados da Formação Dardanelos. Das três idades mais jovens, 1,50 Ga, 1,44 Ga e 1,38 Ga, apenas a mais jovem encontra uma provável rocha fonte reconhecida, as Alcalinas Canamã. Silva (1980) apresenta duas idades K/Ar obtidas em soleiras basálticas (Formação Arinos) intercaladas à Formação Dardanelos, uma de 1,4 Ga e outra mais jovem em torno de 1,2 Ga. Estes dados impõem necessariamente à idade Pb-Pb mais jovem, um certo grau de discordância, o que é impossível de verificação nesta metodologia. Assim, sugere-se a idade de 1,44 Ga, supostamente concordante, posto que é repetida em três grãos analisados (TBP10/2, 10/9 e 10/12), como representativa da idade máxima para o início da sedimentação da Formação Dardanelos. Esta idade sugere também uma provável correlação com as coberturas depositadas no oeste da Rondônia (Pacaás Novos e Uopianes) (Bahia, 1997) e no sudoeste de Mato Grosso e oriente boliviano (Aguapeí, Huanchaca e Sunsas) (Litherland *et al.*, 1986; Saes & Leite, 1993; Saes & Fragoso César, 1994; Saes, 1999; Santos *et al.*, 2001).

Amostra CL1 – Grupo Aguapeí-Formação Fortuna

Um total de 70 grãos de zircões detriticos foi separado de uma amostra dos conglomerados basais da Formação Fortuna, que ocorrem na parte norte da Serra de São Vicente, na cava sul da mina de ouro da Mineração Santa Elina (coordenadas: 14°30'45"S-59°47'50"W) e no Garimpo da Lavrinha, a sul de Pontes e Lacerda (coordenadas: 15°20'08"S-59°20'08"W). Esta população de zircões está representada por cristais prismáticos longos com faces piramidais bem definidas e zonação euedral. Alguns cristais são muito arredondados e não exibem qualquer estruturação interna. Nove cristais de zircão foram analisados e os resultados estão apresentados na Tabela 3 e plotados no diagrama da Figura 7.

Os dados da primeira etapa de evaporação dos zircões CL1/01, CL1/03, CL1/04, CL1/06, CL1/08 e CL1/09 juntamente com aqueles de todas as etapas do zircão CL1/05 não foram utilizados nesta interpretação por apresentarem altas razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. O restante dos dados permite a sugestão de fontes híbridas para esta unidade, cobrindo o intervalo de tempo entre 1,50 Ga e 1,34 Ga. Cinco grupos de idade foram individualizados, os quais indicam um amplo espectro de possíveis fontes. A idade mais antiga de 1,50 Ga embora obtida em um único cristal tem como fontes possíveis as rochas pertencentes ao arco magmático Cachoeirinha de Geraldês *et al.* (2001), no SW de Mato Grosso, rochas pertencentes a Suíte Alto Candeias (Bettencourt *et al.*, 1999) na região central da Rondônia e também rochas associadas ao Ciclo San Ignacio no oriente boliviano (Litherland *et al.*, 1986). As idades entre 1,46 Ga e 1,40 Ga sugerem a participação do Granito Santa Helena em Mato Grosso, granitóides do Complexo Pensamiento na Bolívia e de suítes granitóides da Rondônia. A mais jovem, em torno de 1,34 Ga marca a idade máxima para o início da sedimentação Aguapeí, próxima daquela apresentada por Santos *et al.* (2000 e 2001), reforçando a possibilidade de correlação com as coberturas depositadas a oeste na Rondônia (Pacaás Novos e Uopianes) (Bahia, 1997) e no norte de Mato Grosso (Dardanelos, este trabalho).

CONCLUSÕES

A metodologia Pb-Pb de evaporação é uma ferramenta rápida e de baixo custo, disponível em laboratório nacional e que foi apresentada neste trabalho como forma de identificação da idade máxima para o início da sedimentação das coberturas proterozóicas do SW do Cráton Amazônico. A representatividade das idades obtidas foi discutida tanto

Tabela 2. Resultados analíticos dos zircões da amostra TBP10 (Sequência Dardanelos).

Zircão	Temperatura de Evaporação (°C)	Razões Útil/Total	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
TBP10/1	#1450	0/36	0,001271±36	0,25784±441	0,12779±53	0,11036±47	1806±8
	#1500	49	0,000447±50	0,21214±629	0,11713±99	0,11075±26	1812±4
	#1550	0/46	0,000606±32	0,24922±386	0,1187±106	0,11077±65	1812±11
	#1580	0/88	0,000521±55	0,25671±477	0,11871±108	0,11070±34	1811±6
TBP10/2	1500	90/90	0,000146±6	0,14074±183	0,09294±18	0,09090±20	1445±4
TBP10/3	1450	16/16	0,000052±28	0,13624±80	0,08846±45	0,08774±45	1377±13
	1500	88/88	0,000045±4	0,13106±32	0,08863±19	0,08800±18	1383±4
TBP10/4	#1450	0/20	0,001101±63	0,21619±338	0,12678±224	0,11013±58	1802±9
	1500	36/86	0,000349±11	0,25816±182	0,11506±37	0,11028±34	1804±6
	1550	82/82	0,000125±11	0,28775±65	0,11218±17	0,11042±20	1807±3
TBP10/5	1450	18/18	0,000180±30	0,28126±200	0,12339±61	0,12099±73	1971±11
	1500	48/48	0,000037±9	0,30065±270	0,12144±44	0,12095±43	1971±8
	1550	86/86	0,000000±0	0,32670±254	0,12207±27	0,12207±27	1987±4
TBP10/6	1550	86/86	0,000036±4	0,09675±30	0,10875±17	0,10827±18	1771±3
TBP10/7	1500	88/88	0,000018±5	0,20146±84	0,10929±23	0,10906±23	1784±4
	1550	88/88	0,000019±5	0,21230±52	0,10922±26	0,10896±32	1782±5
TBP10/8	1450	36/52	0,000331±65	0,19699±216	0,11422±32	0,10966±57	1794±9
TBP10/9	1450	18/18	0,000103±30	0,15763±120	0,09179±51	0,09035±66	1433±14
	1500	86/86	0,000039±5	0,14961±66	0,09134±18	0,09084±15	1444±3
TBP10/10	#1450	0/18	0,000767±472	0,12480±213	0,09799±115	0,08729±677	1367±149
	1500	86/86	0,000093±10	0,13009±80	0,09518±27	0,09386±29	1506±6
TBP10/11	1500	88/88	0,000046±5	0,11791±48	0,10800±17	0,10734±19	1755±3
TBP10/12	1450	16/16	0,000057±8	0,12327±87	0,09163±70	0,09084±71	1443±15
	1500	36/36	0,000028±2	0,14258±90	0,09143±24	0,09104±24	1448±5
TBP10/13	#1450	0/18	0,000495±50	0,68517±523	0,09318±100	0,08625±123	1344±28
	#1500	0/84	0,000565±20	0,65456±190	0,09450±26	0,08655±30	1351±7

- Etapa eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004; c - Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida para Pb comum.

Figura 6. Diagrama idade (em Y) versus etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão da amostra TBP10. ● - bloco válido de razões isotópicas; X - bloco eliminado por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. Desvio analítico a 2σ .

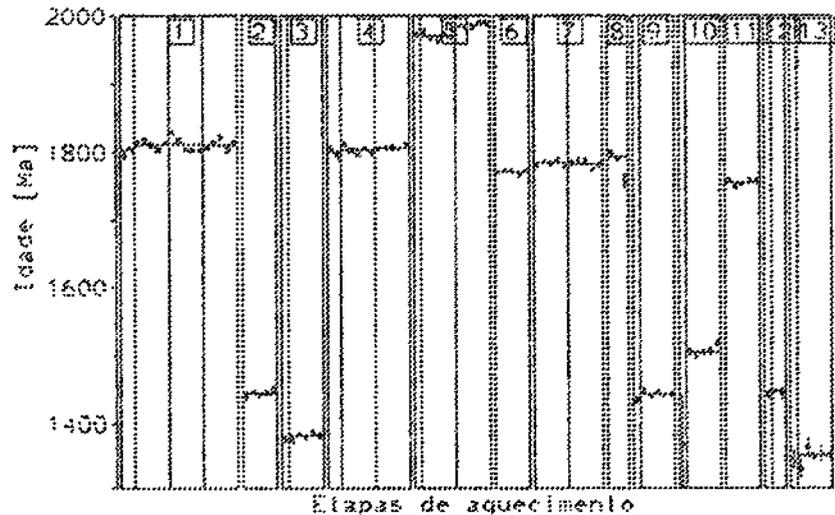


Tabela 3. Resultados analíticos dos zircões da amostra CL1 (Grupo Aguapef).

Zircão	Temperatura de Evaporação (°C)	Razões Útil/Total	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
CL1/01	#1450	0/88	0,000663±52	0,20658±406	0,09814±57	0,08867±26	1397±6
	1500	82/82	0,000054±3	0,16450±38	0,09131±16	0,09053±16	1437±3
	1550	86/86	0,000085±5	0,16918±39	0,09199±12	0,09078±13	1442±3
CL1/02	1500	18/18	0,000248±62	0,16623±179	0,09374±155	0,09029±178	1432±38
CL1/03	#1500	0/88	0,001027±19	0,15193±52	0,10599±18	0,09176±34	1463±7
	1550	86/86	0,000101±12	0,11874±43	0,09310±25	0,09166±32	1461±7
CL1/04	#1450	0/18	0,000874±80	0,15100±160	0,10514±219	0,09304±249	1489±51
	1500	36/36	0,000078±10	0,12961±48	0,09463±29	0,09354±32	1499±7
CL1/05	#1500	0/68	0,001084±46	0,10105±98	0,10660±49	0,09115±72	1450±15
	#1550	0/90	0,001012±25	0,12687±112	0,10508±23	0,09115±36	1450±8
CL1/06	#1450	0/90	0,003528±25	0,26077±97	0,13689±28	0,08831±43	1389±9
	1500	82/82	0,000257±17	0,17061±67	0,09726±23	0,09336±21	1496±4
	1550	90/90	0,000058±3	0,17556±111	0,09475±19	0,09394±21	1507±4
CL1/07	1500	50/50	0,000051±19	0,21893±147	0,08718±39	0,08652±27	1350±6
CL1/08	#1450	0/50	0,003177±189	0,33961±444	0,12980±251	0,08514±158	1319±36
	1500	34/86	0,000375±82	0,28917±342	0,09056±135	0,08623±30	1344±7
CL1/09	#1450	0/32	0,002647±52	0,20270±643	0,12266±163	0,08599±89	1338±20
	1500	70/88	0,000345±26	0,10688±125	0,09100±61	0,08632±22	1346±5
	1550	88/88	0,000031±8	0,10888±56	0,08705±17	0,08662±20	1352±4

- Etapa eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004; c - Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida para Pb comum.

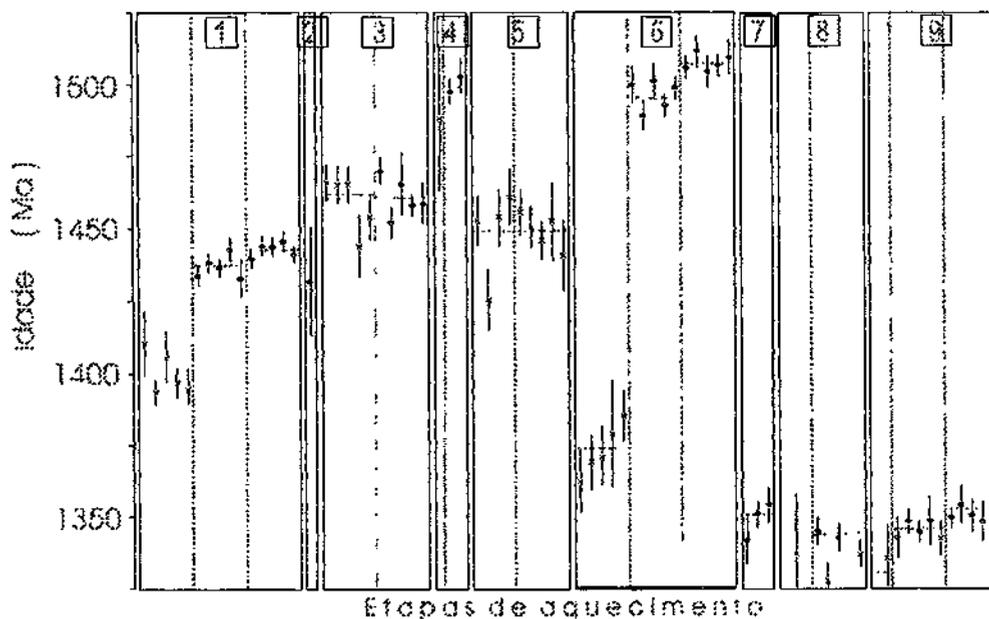


Figura 7. Diagrama idade (em Y) versus etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão da amostra CL1. • - bloco válido de razões isotópicas; X - bloco eliminado por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. Desvio analítico a 2σ .

em base às razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ quanto na precisão, de tal forma, que os dados utilizados são considerados como representativos da idade mínima do seu protólito (Gaudette *et al.*, 1998). Além disto, quando possível, os dados obtidos foram comparados com outros existentes na literatura e quando coincidentes, permitem calibrar a época do início de cada ciclo sedimentar.

Do ponto de vista interpretativo, os resultados obtidos, mesmo levando-se em consideração o número reduzido de análises, sugerem que as coberturas proterozóicas evoluíram através de pelo menos, dois distintos pulsos tafrogênicos (conforme preconizado por Montalvão *et al.*, 1984), superpostos e separados temporalmente por cerca de 400 Ma. As bacias tafrogênicas precoces, evoluídas logo após a erupção das lavas Teles Pires, estão representadas pela Sequência Beneficente na Serra Formosa. Estes sedimentos foram afetados por um ou mais eventos transpressivos regionais no intervalo 1,72 - 1,36 Ga, responsáveis por zonas de cisalhamento WNW, dobras descontínuas e basculamento das camadas. Após 1,36 Ga a região foi submetida a novo pulso tafrogênico, com a instalação de rifts tardios, provavelmente durante o Ciclo Sunsas (Litherland *et al.*, 1986), no qual foi acumulada a Sequência Dardanelos, incluindo as unidades litoestratigráficas conhecidas como grupos Caiabis, Guajará Mirim, Aguapeí, Huanchaca e Sunsas. A implantação deste sistema de rifts mais jovens foi acompanhada por extensivo retrabalhamento dos depósitos mais antigos, não raro propiciando o desenvolvimento de superfícies regionais de discordância que estabeleceram importantes *markers* da evolução tectônica e estratigráfica deste setor do Cráton Amazônico.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado graças ao apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Processos CNPq 420025/99-5 e 420093-01) e a Fapemat (Processo 3.5.2.77/07-1999). Os autores também agradecem ao Prof. Moacir Buenano Macambira, pelas facilidades na utilização do Laboratório de Geologia Isotópica e pelo auxílio na interpretação dos resultados. Aos revisores da revista de Geociências da USP, A. R. S. Fragoso Cesar, B. B. Brito Neves e à Profª Maria Zélia Souza Aguiar do DRM-UFMT, pelas sugestões e críticas ao manuscrito original.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; NOGUEIRA F., J. U. (1959) Reconhecimento geológico do Rio Aripuanã. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro*, v. 199, p. 1-43.
- ANDSDELL, K. M.; KYSER, T. K. (1991) Plutonism, deformation and metamorphism in Proterozoic Flin Flon Greenstone belt Canada. Limits on timing by the zircon Pb evaporation technique. *Geology*, v. 18, n. 5, p. 518-521.
- BAHIA, R. B. C. (1997) *A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, oeste de Rondônia*. Belém, 88 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Para.
- BARROS, A. J. P.; SILVA, G. J. (2001) *Avaliação do potencial das rochas carbonáticas do Rio Ximari*. Metamat, 67p. (Relatório Interno).
- BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE JR., W. B.; PAYOLLA, B. L. (1999) Mezoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil-I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, v. 95, p. 41-67.
- BEZERRA, P. E. L. (1984) Cronoestratigrafia das coberturas proterozóicas do Cráton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã (Amazônia Legal). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v. 3, p. 2125-2138.
- BRITO NEVES, B. B. (1993) De Rodínia a Gondwana. São Francisco/Congo: Placa, continente/ península, cráton e antepaís. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. *Anais*. Salvador, SBG, p. 33-34.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. (1992) Aspectos tectônicos fundamentais do Proterozóico Médio na Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 4, p. 481-486.
- CARVALHO M. S.; FIGUEIREDO A. J. A. (1982) Caracterização lito-estratigráfica da bacia de sedimentação do Grupo Beneficente no alto Rio Sucunduri. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. *Anais*. Belém, SBG, p. 26-44.
- DELLA FÁVERA, J. C. (2001) *Fundamentos de estratigrafia moderna*. Rio de Janeiro, EDUERJ. 264p.
- FIGUEIREDO, A. J. A.; OLIVATTI, O. (1974) *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia, DNPM/CPRM, 173p. (Relatório Final Integrado).
- 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 Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 351-363.
- GERALDES, M. C.; VAN SCHMUS, W. R.; KONDIE, 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, p. 91-128.
- LASA-ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A (1968) *Levantamento fotogeológico do Centro-Oeste de Mato Grosso*. LASA, Rio de Janeiro. 77p. (Relatório 153).
- LEAL, J. W. L.; SILVA, G. H.; SANTOS, D. B.; TEIXEIRA, W.; LIMA, M. I.; FERNANDES, C. A. C.; PINTO, A. (1978) *Geologia*. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.20 Porto Velho. Brasília, DNPM p.1-184 (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- LITHERLAND, M.; ANNELLS, R. N.; APLETON, J. D.; BERRANGÉ, J. P.; BLOOMFIELD, K.; BARTON, C. C. J.; DARBYSHIRE, D. P. F.; FLETCHER, C. J. N.; HAMKINS, M. P.; KLINK, B. A.; LLANOS, A.; MITCHELL, W. I.; O'CONNOR, F. A.; PITFIELD, P. E. J.; POWER, G.; WEEB, B. C. (1986) The geology and mineral resources of the bolivian precambrian shield. *Overseas Memoir*, v. 9, p.1-153.
- MONTALVÃO, R. M.; BEZERRA, P. E. L.; DRAGO, V. A.; CUNHA, B. C. C. (1984) Cobertura de plataforma da Amazônia, sua sedimentação e evolução tectônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, p.2101-2114.
- KOBER, B. (1987) Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 63-71.
- PAYTON, C. E. (1977) Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. *American Association Petroleum Geologists. Memoir*, v. 26, p.1-156.
- PINHO, M. A. S. B.; VAN SCHMUS, W. R.; CHEMALE JR. F. (2001) Nd isotopic compositions, U/Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the southwestern Amazonian Craton – Mato Grosso – Brazil. In: WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SWAMAZON CRATON: STATE OF ART. São Paulo, 2001. *Extended Abstracts*. São Paulo, IGc. p.83-86.
- SAES, G. S.; LEITE, J. A. D. (1993) Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e oriente boliviano. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, n. 1, p. 31-37.
- SAES, G. S.; FRAGOSO CESAR, A. R. S. (1994) The Aguapeí basin: A Grenville age aulacogen of the Sunsas orogen. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriu, 1994. *Boletim de Resumos*. Camboriu, SBG, p. 207-209.
- SAES, G. S., (1999) *Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1.2-1.0Ga) e dos terrenos de seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. São Paulo, 137p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. L.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. (2000) A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, n. 4, p. 453-488.
- SANTOS, J. O. S.; RIZZOTTO, G.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. (2001) Ages of sedimentary basins related to the Sunsas and Juruena orogenies, southwestern AMAZON Craton established by zircon U-Pb geochronology. In: WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SWAMAZON CRATON: STATE OF THE ART, São Paulo, 2001. *Extended Abstracts*. São Paulo, IGc. p.114-119.
- SADOWSKI, G. R.; BETTENCOURT, J. S. (1996) Mesoproterozoic tectonic correlations between east Laurentia and western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, v. 76, p. 213-227.
- SCANDOLARA, J. E.; AMORIM, J. L. J.; RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C. (1999) Compartimentação tectônica-estratigráfica pré-Cambriana de Rondônia: Subsídios para modelos evolutivos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus, SBG, p.282-285.
- SENGOR, A. M. C. (1995) Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In: BUSBY C. J.; INGERSOLL, R. V. (eds.) *Tectonics of sedimentary basins*. Cambridge, Blackwell Science, p. 53-117.
- SILVA, G. H. (1980) *Geologia*. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SC 21 Juruena. Rio de Janeiro, MME. p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- SLOSS, L. L. (1963) Sequences in the cratonic interior of North. *American Geological Society Bulletin*, v. 74, p. 93-114.
- SOUZA, E. P.; HILDRED, P. R. (1980) Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí em Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriu, 1980. *Anais*. Camboriu, SBG v. 2, p. 587-598.
- STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; VAN SCHMUS, 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. *International Geology Reviews*, v. 38, p. 161-175.
- TELXEIRA, 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. 213-227.
- VAIL, P. R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S. A.; EISNER, P. N.; PEREZ-CRUZ, C. (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) *Cycles and events in stratigraphy*. Berlin, Springer Verlag, p. 617-659.

TANTALUM

Tantalum ores are found primarily in Australia, Canada, Brazil, and central Africa, with some additional quantities originating in southeast Asia. The average yearly growth rate of about 8 to 12% in tantalum demand since about 1995 has caused a significant increase in exploration for this element. Tantalum minerals with over 70 different chemical compositions have been identified. Those of greatest economic importance are tantalite, microlite, and wodginite; however, it is common practice to name any tantalum-containing mineral concentrate as 'tantalite' primarily because it will be processed for the tantalum values and is sold on that basis. Tantalum mineral concentrates may contain from two to more than five different tantalum-bearing minerals from the same mining area. The sale of tantalum mineral concentrates is based on a certified analysis for the tantalum oxide they contain, with a range from 10 or 15 to over 60% depending on the mine source.

The single largest source of tantalum mineral concentrates is the production by Sons of Gwalia Ltd. from its Greenbushes and Wodgina mines in Western Australia. These two mines combined produce between 25 and 35% of the world's supply, with production in 2001 reported at approximately 1.8 million pounds. Additional operating mines are the Tanco Mine (Cabot) in Manitoba, Canada, the Kenticha Mine (Ethiopia Minerals Development Authority) in Ethiopia, the Yichun Mine in China, and the Pitinga Mine (Paranapanema) and Mibra Mine (Metallurg) in Brazil. Additional quantities are available from Brazil through the processing of small alluvial deposits by prospectors and in numerous countries in Africa, such as Rwanda, Namibia, Uganda, DRC-Kinshasa, Zaire, Gabon, Nigeria, South Africa, and Burundi. Mining investment in Africa has been curtailed due to political instability and associated risk.

The central African countries of Democratic Republic of the Congo (DRC-Kinshasa) and Rwanda and their neighbours used to be the source of significant tonnages. But civil war, plundering of national parks and exporting of minerals, diamonds and other natural resources to provide funding of militias has caused the Tantalum-Niobium International Study Center to call on its members to take care to obtain their raw materials from lawful sources. Members should refrain from purchasing materials from regions where either human welfare or wildlife are threatened.

The downsizing of the tin industry in southeast Asia and elsewhere over the period of 1980 through about 1990 has led to the reduction of tantalum oxide units available from tin slags, a by-product of the smelting of cassiterite ore concentrates for tin production. Although some tin slags are available from new tin production, the primary source today is from the digging up of old dump areas containing 1.5 to about 4.0% tantalum oxide. It should be noted that struverite concentrates have been available from this general area containing 9-12% tantalum oxide.

Scrap recycling generated within the various segments of the tantalum industry accounts for about 20 to 25% of the total input each year.

Extraction/refining

The extraction and refining of tantalum, including the separation from niobium in these various tantalum-containing mineral concentrates, is generally accomplished by reacting the ores with a mixture of hydrofluoric and sulfuric acids at elevated temperatures. This causes the tantalum and niobium values to dissolve as complex fluorides, and numerous impurities that were present also dissolve. Other elements such as silicon, iron, manganese, titanium, zirconium, uranium, thorium, rare earths, etc. are generally present. The filtration of the digestion slurry, and further processing via solvent extraction using methyl isobutyl ketone (MIBK) or liquid ion exchange using an amine extractant in kerosene, will produce highly purified solutions of tantalum and niobium. Generally, the tantalum values in solution are converted into potassium tantalum fluoride (K_2TaF_7) or tantalum oxide (Ta_2O_5). The niobium is recovered as niobium oxide (Nb_2O_5) via neutralization of the niobium fluoride complex with ammonia, forming the hydroxide, followed by calcination to the oxide.

The primary tantalum chemicals of industrial significance, in addition to K_2TaF_7 and Ta_2O_5 are tantalum carbide (TaC), tantalum chloride ($TaCl_5$), and lithium tantalate ($LiTaO_3$).

Tantalum metal powder is generally produced by the sodium reduction of the potassium tantalum fluoride in a molten salt system at high temperature. The metal can also be produced by the carbon or aluminum reduction of the oxide or the hydrogen or alkaline earth reduction of tantalum chloride. Capacitor grade powder is produced by the sodium reduction of potassium tantalum fluoride. The choice of process is based on the specific application and whether the resultant tantalum will be further consolidated by processing into ingot, sheet, rod, tubing, wire, and other fabricated articles.

Capacitor grade tantalum powder provides about 60% of the market use of all tantalum shipments. Additional quantities are consumed by tantalum wire for the anode lead as well as for heating elements, shielding, and sintering tray assemblies in anode sintering furnaces.

The consolidation of metal powder for ingot and processing into various metallurgical products begins with either vacuum arc melting or electron beam melting of metal feedstocks, comprised of powder or high purity scrap where the elements with boiling points greater than tantalum are not present. Double and triple melt ingots achieve a very high level of purification with regard to metallics and interstitials. Ingots are used to produce the various metallurgical products named earlier. Ingot stock is also used for the production of such alloys as tantalum-10% tungsten. Ingot and pure scrap are used in the production of land and air-based turbine alloys.

674 000 00 00

0000 00 00



0000 00 00

0000 00 00

0000 00 00

0000 00 00

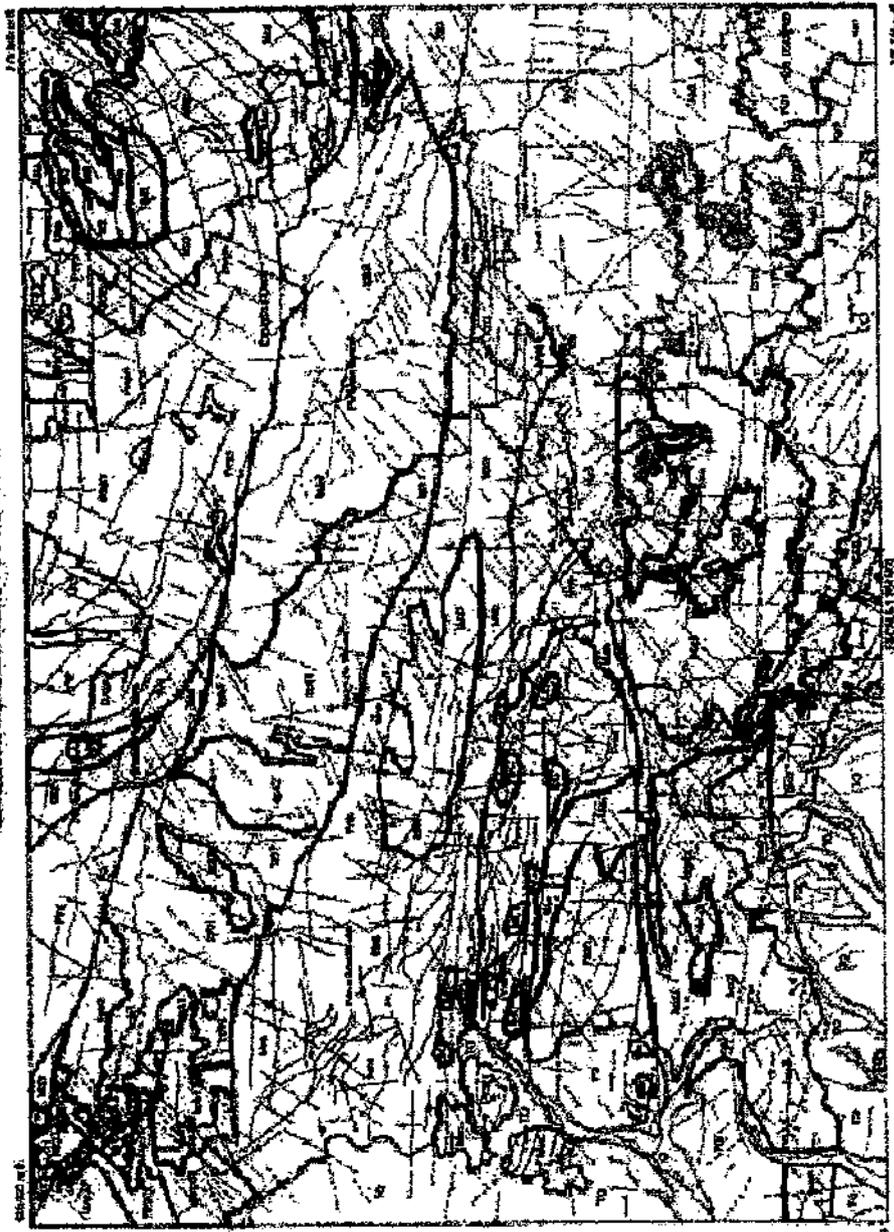
0000 00 00

0000 00 00

0000 00 00

671230-11

1:50,000



671230-11

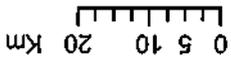
671230-11

1:50,000

671230-11

1:50,000

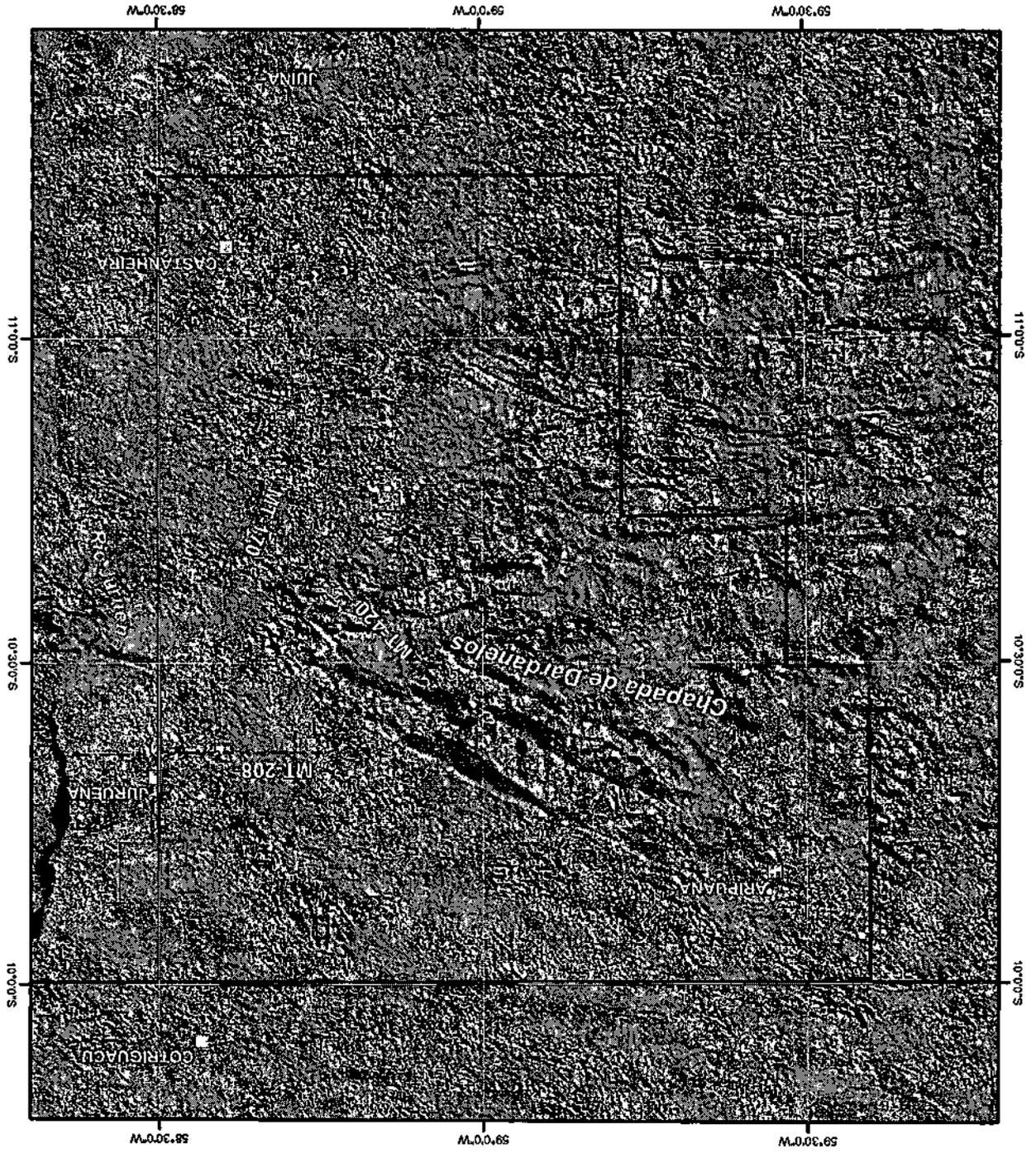
JOINT BASIC EXPLORATION
 SCHEME IN DEVELOPING
 COUNTRIES (JBES)
 PROJETO COBRE E MANGANÊS
 NA REGIÃO DE ARIQUANÃ
 METAMAT
 Companhia Matogrossense de Metamat
 JOGMEC
 Japan Oil, Gas and Metals
 National Corporation



1:1,000,000

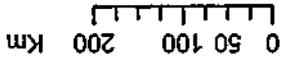


- Legenda**
- Area Projeto Cobre/Manganes
 - Sedes Municipais
 - Estradas Estaduais
 - Estradas Secundarias





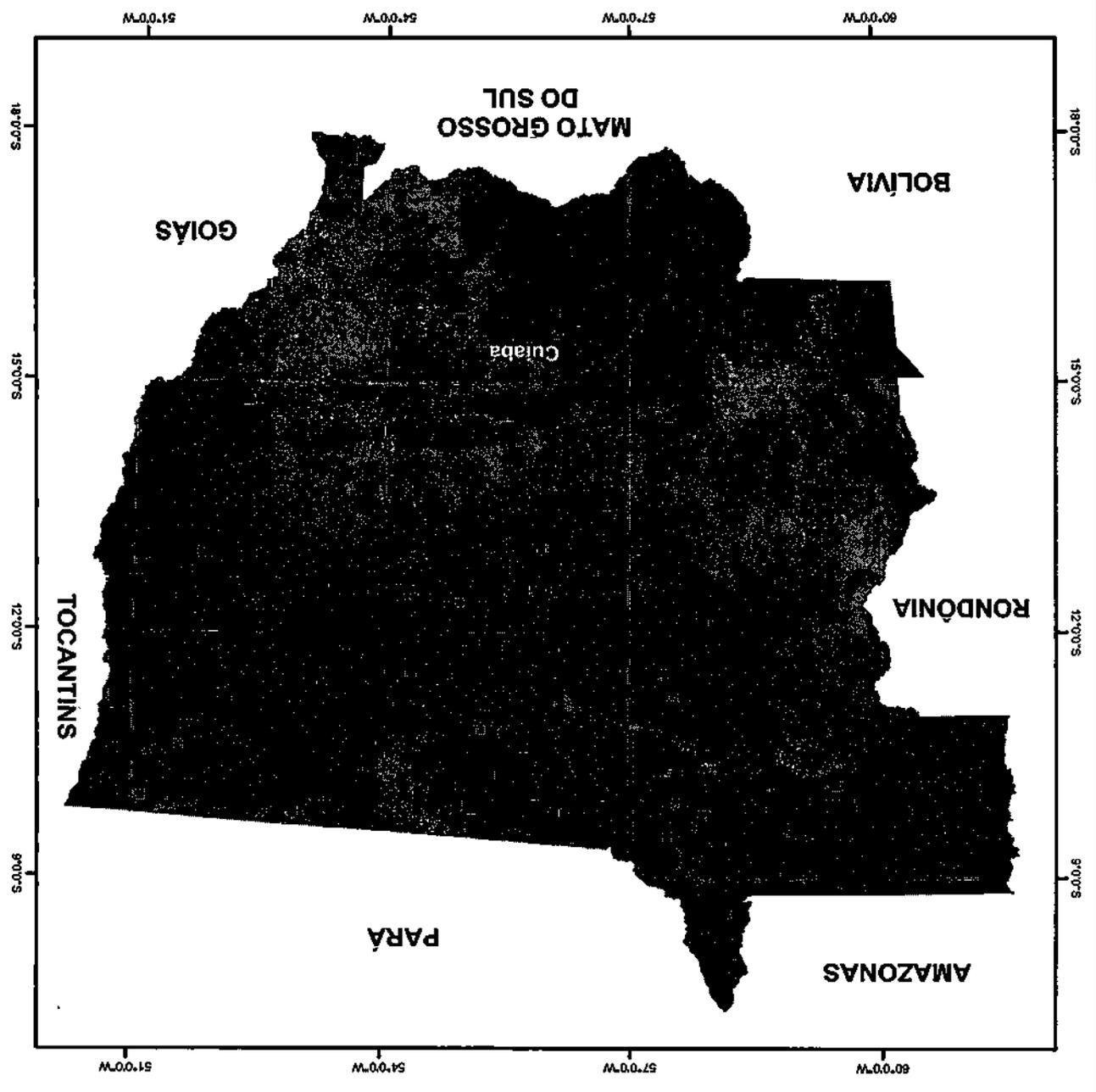
**JOINT BASIC EXPLORATION
SCHEME IN DEVELOPING
COUNTRIES (JBES)
PROJETO COBRE E MANGANÊS
NA REGIÃO DE ARIQUANÃ
METAMAT
Companhia Matogrossense de Metamat
JOGMEC
Japan Oil, Gas and Metals
National Corporation**



1:8,000,000



Legenda
 ■ Sedes Municipais
 □ Area Projeto Cobre/Manganês



THE EXPEDITO MASSIVE SULFIDE DEPOSIT, MATO GROSSO

RENATO DANTAS NEDER¹, BERNARDINO RIBEIRO FIGUEIREDO², CHARLES BEAUDRY³, CHRIS COLLINS³ AND JAYME ALFREDO DEXHEIMER LETTE⁴

ABSTRACT The Expedito massive sulfide Pb-Zn deposit is located 14 Km north of the Aripuanã town, in the northwestern portion of the State of Mato Grosso, western Brazil. The deposit occurs within a thick pile of acid to intermediate volcanic rocks and co-genetic intrusions of the Uatumã Group. These rocks are believed to be related to Mesoproterozoic intracontinental rift, supported by U-Pb zircon age of dacitic volcanics ($1,762 \pm 6$ My.) and of a granite ($1,755 \pm 5$ My.). The deposit is hosted by a horizon of dacitic lapilli and crystal tuff interlayered with massive dacitic porphyritic flows and carbonate and chert layers. The deposit consists of several discordant and discontinuous lenses of massive to semi-massive pyrrhotite, pyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite, and arsenopyrite. Sulfides also occur disseminated or in veins. There are two types of ores: sphalerite-rich, more prominent, and chalcopyrite-rich with high Cu-Au grades. These deposits are enveloped by a hydrothermal alteration halo consisting of chlorite, biotite, and a peculiar assemblage of calc-silicate minerals associated with carbonate. Magnetite-rich zones overprint the massive sulfides and suggest post-depositional sulfide replacement. The ore lenses are intimately associated with the volcanic rocks, suggesting an exhalative origin. However, the absence of typical exhalative textures, intense calc-silicate alteration, and syn-deformational character of the deposits do not fit the classical VMS model. Therefore, an intrusion-related, epizonal hydrothermal replacement model is proposed.

Keywords:

INTRODUCTION The Expedito Deposit is located in the Aripuanã District, western Mato Grosso State, Brazil, approximately 700 km northwest of Cuiabá (Fig. 1). The deposit was discovered through the drilling of a gold quarry worked since the early '80s by *garimpeiros*. It includes three orebodies named Valley, Massaranduba e Babagn, set along a 4 km long NW-SE trending sigmoidal fold belt, plunging northwestwards. The orebodies crop out as gossans formed by oxidation of the primary sulfide lenses (Fig. 2). Total resources of the Valley Deposit are 11.65 million metric tons @ 6.29% Zn, 2.25 wt% Pb, 0.07 wt% Cu, 65 g/t Ag, 0.25 g/t Au. (Ambrex, Public News Release 1998).

The deposit occurs at the western portion of the Guapore Shield, and is related to plutonic and volcanic rocks of the Uatumã Group, which possibly accumulated in an intra-continental rift (Almeida

1974). Volcanic activity was accompanied and followed by the deposition of a thick shallow marine to fluvial sedimentary sequence.

U-Pb Shrimp dating of zircon from volcanic and intrusive rocks, both related to the mineralization, yield ages of $1,762 \pm 6$ Ma and $1,755 \pm 5$ Ma respectively.

The Expedito deposit consists of an unique economic concentration of Zn-Pb-(Cu-Ag-Au) hosted by the acid volcanic rocks of the Uatumã Group. The purpose of this study is to describe the geologic environment and main features of the Valley Deposit orebody.

LOCAL GEOLOGY The Expedito deposit is hosted by unmetamorphosed acid volcanic rocks and minor chemical and epiclastic sediments of the Iriiri Formation, which belongs to a part of the Uatumã Group. The volcanic succession is dominantly pyroclastic, and includes rocks of rhyolitic, dacitic and rhyodacitic composition.

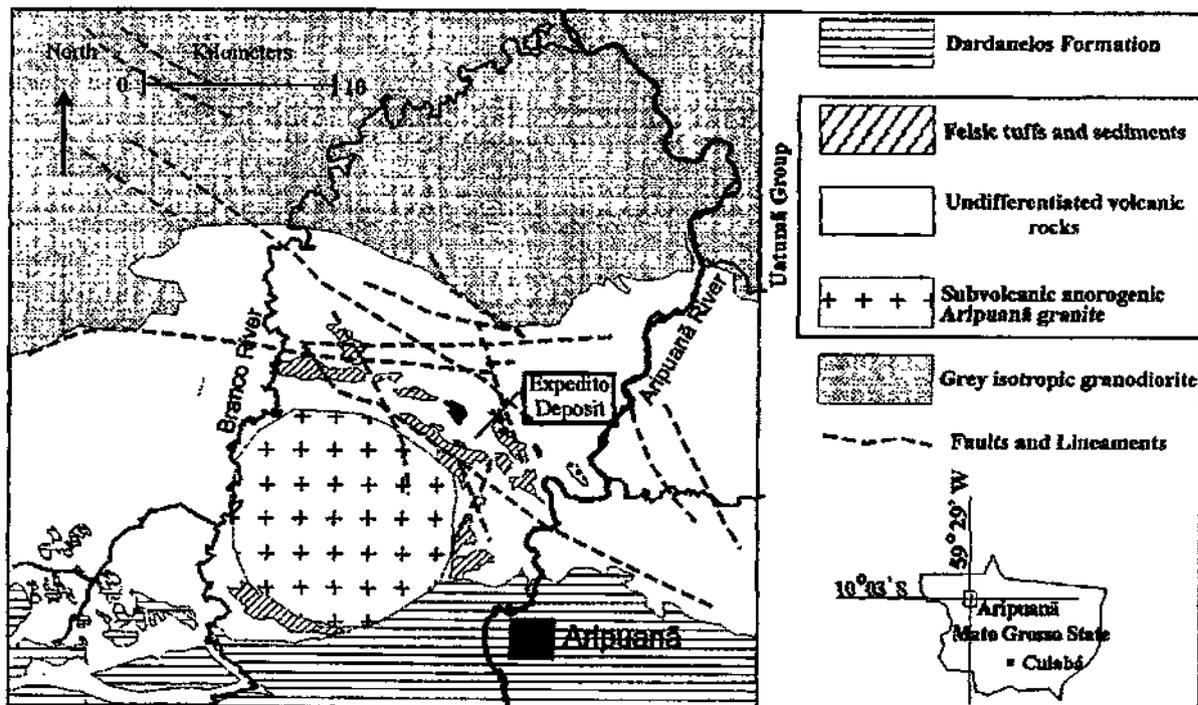


Figure 1. Location map and regional geology of the Aripuanã Region

- 1 Instituto de Geociências-Unicamp-P.O.Box 6152- 13081-652 Campinas - Brazil - rdnedr@uol.com.br
- 2 Instituto de Geociências-Unicamp-P.O.Box 6152- 13081-652 Campinas - Brazil - bernad@igc.unicamp.br
- 3 Noranda Exploração Mineral Ltda - Rua da Candelária, 9 - Rio de Janeiro - Brazil - beaudrye@normin.com
- 4 Universidade Federal de Mato Grosso - DRM - Av. Fernando Correa s/n - Cuiabá - Brazil - jayme@cpd.ufmt.br

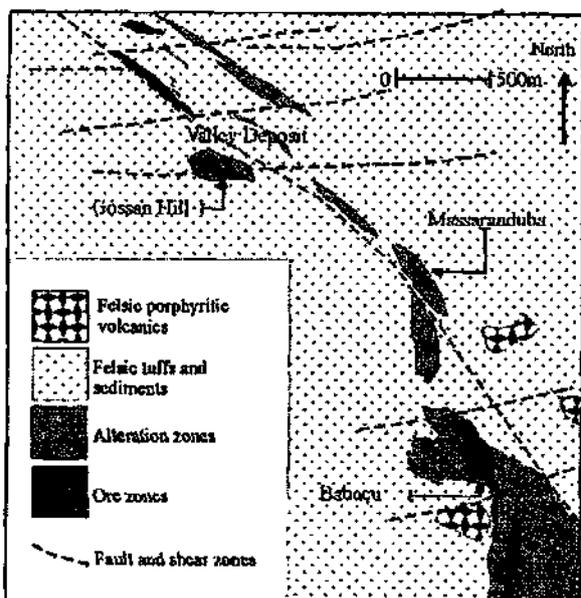


Figure 2. Simplified Geology of the Area of the Expedito Deposit (modified from Collins et al 1998)

Table 1- Average chemical composition of least altered rocks, (n) = number of samples

	Basalt (5)	Dacite (25)	Rhyolite (30)
SiO ₂	48.68	68.71	73.40
TiO ₂	0.80	0.43	0.19
Al ₂ O ₃	15.29	13.77	11.10
Fe ₂ O _{3T}	12.94	4.03	2.05
MnO	0.24	0.21	0.08
MgO	8.50	1.44	1.14
CaO	11.26	1.32	0.86
Na ₂ O	2.01	1.92	2.23
K ₂ O	0.81	4.45	3.81
P ₂ O ₅	0.08	0.10	0.04
LOI	1.52	1.28	1.08
Total	100.22	99.26	99.53
Ba	273	1057	890
Rb	55	135	97
Sr	205	72	31
Nb	1.3	14.5	11.4
Zr	40	264	169
Y	23	39	35
Th	1.14	4.54	5.19
Cr	267	2	1
Ni	1	2	0
V	5	19	1
Cu	12	3	4
Pb	15	2	3
Zn	10	11	3

Towards the northwest of the deposit, the host sequence strikes N55W, inflecting to N15W in the southeastern portion, and dips usually moderate to steep to southwest. Minor folds have an axial plane trending EW and dipping moderately to the north, with axis plunging moderately to northwest. Only one phase of deformation is evident in the area and its intensity increases towards the proximity of the major faults that host the deposit. Although orebodies and host rock have similar strike, the former dip crosscutting the host rocks. This discordant relation is better observed at the contact between ore and less deformed laminated rocks.

The dominant host-rock of the orebodies is a fine to coarse-grained ash, lapilli, and crystal tuffs with minor intercalation of sericitized feldspathic siltstone. All rock types are grayish-green to brownish-red and are composed mainly of quartz and feldspar with rare lithic fragments, ranging from fine grained to lapilli. Rounded quartz are frequent may have formed by filling vesicles of pumice fragments. Crystal tuffs are porphyritic, with millimetric euhedral feldspar crystals and centimetric rounded quartz set in an ash size and sericitized groundmass, occasionally with microspherulites.

A chemical sedimentary unit occurs along the strike of the Expedito deposit. The horizon consists of chert and carbonate with subordinate silty and clayey laminae suggesting subaqueous deposition. The extension of this unit outside the prospect area is still unknown.

The felsic massive volcanic rocks are silicified and their composition falls within the range of rhyolite and dacite. They are characteristically yellow and porphyritic. Phenocrystals include corroded and euhedral quartz, sericitized orthoclase, plagioclase and chloritized biotite within a sericitized and recrystallized quartz-feldspar groundmass.

Sub-alkaline (tholeiitic) basalts occur regionally in close association with quartz and feldspar porphyry and rhyolitic volcanics, suggesting a bimodal volcanism.

Geochemical data of local and regional rocks indicate the immobility of Ti, Zr, Nb and Y as predicted in literature (e.g. Pearce and Cann 1973, Floyd and Winchester 1975). Chemical classification of weakly altered rocks (LOI < 2%) based on the relationships between these elements (Table 1, Fig.3), corroborates the presence of a bimodal volcanic pile. Figure 4 indicates that these rocks are not only sub-alkaline but also co-magmatic.

THE VALLEY DEPOSIT The Gossan Hill is an exposure of oxidized ore more than 40m thick. The soil anomalies have more than 500 ppb Au and 0.5% of Pb. Underground, deposit consists of several discordant tabular bodies enveloped by shear and breccia zones. In general, the most significant ore zones are rimmed by a breccia, suggesting that a fault controlled the mineralization. Unlike barren and unaltered country-rocks, the orebodies and the alteration zone are intensely deformed.

The massive sulfide bodies consist of pyrite, sphalerite, pyrrhotite, and galena, disseminated or in bands, together with minor amounts of chalcocopyrite. Semi-massive bodies have a compositional banding given by the alternation of zones rich in pyrite or pyrrhotite and sphalerite-rich levels. Although resembling a syngenetic feature, no primary sedimentary textures or structures were observed within the sulphide zones. Disseminated sulfides occur as veinlets, stringers, and open-space filling, including boxwork and crustiform veins.

Selected ore samples with Zn > 3% and Cu > 0.3%, show that there is a high positive correlation between Pb and Ag, a moderate positive correlation between Zn and Pb and Au and Cu, and a negative correlation between Cu-Zn, Cu-Pb and Cu-Ag. This suggests a met-allogenic relationship common to Archean VMS deposit (Knuckey et al. 1982, Piche and Guha 1991) (Table 2).

In decreasing order of abundance, the ore minerals are pyrite, pyrrhotite, sphalerite, galena, chalcocopyrite, carbonates, magnetite, arsenopyrite, and cassiterite. Fine-grained sphalerite presents a distinct met-allylic luster, while less frequent coarse-grained crystals are brown with a glassy luster and suggest two generations. Galena occurs in veins, segregation, or inclusion in sphalerite. The majority of the galena crystals are fine-grained, but coarse crystals also occur in veinlets or in cavity-fillings. Electron microprobe analysis indicated that galena contains trace amounts of silver. Chalcocopyrite is rare in the Zn-rich ore. In the Cu-rich zones, chalcocopyrite occurs associated with pyrrhotite, filling dilatational fractures and rimming pyrite. Pyrite is fine-grained and subhedral, and when euhedral, displays corroded boundaries. Pyrrhotite occurs either as granular crystals or as linear

blebs in sphalerite. Magnetite is subhedral and replaces sulfides in a characteristic "porphyroblastic" texture. Carbonates fill fractures and post-ore veins. Cassiterite is rare and occurs as microcrystalline grains recognized only in SEM analyses.

A widespread alteration zone, reaching up to 200 m, resulted from the channeling of hydrothermal fluids through the shear and fault zones (Fig.5). The zones are concordant with the sulfide lenses, and consist of chlorite with variable proportions of biotite, tremolite-actinolite, magnetite, and carbonates. Alteration is zoned and consists of:

1)-An outer shell with porphyroblastic biotite in a fine grained chlorite-biotite groundmass;

2)-Calc-silicate alteration (tremolite-actinolite) coupled with carbonatization and silicification. In hand specimens, this zone is mottled, occasionally brecciated, and contains granoblastic and acicular amphibole. Rocks from this zone have locally a talk-like appearance;

3)-A distinctive chlorite-magnetite halo with porphyroblastic magnetite, partially replacing sulfides;

4)-A core of breccia hosting the major Zn-(Pb) lenses.

Lead isotopes of galena from the Valley deposit (Table 3), when interpreted under the Stacey and Kramers two-stage model, yield model ages of 1.76, 1.82 and 1.99 M.y. The first two agree with the ages of zircon from barren igneous country rocks. These data adhere to the upper crust evolution curve of Zartman and Doe (Version II) (1981) (Fig.6).

DISCUSSION The general lack of detrital sedimentary structures and the widespread occurrence of cherts suggest that the host rock accumulated in a sub-aqueous environment. The intercalation of thin and rhythmically laminated tuffs within thick homogeneous intervals of pyroclastic rocks may have resulted from oscillating intensity of the volcanic activity. Laminated intervals may represent reworked tuffs and exhalites.

The clear association of the orebodies with a brittle deformation zone and the lack of consistent evidence of sea-floor discharge of sulfides, preclude the syngenetic models. The filling of the breccia matrix by hydrothermal minerals is characteristic of hydraulic explosion breccias, formed during fluid expansion triggered by underground phase separation (Hedenquist et al. 1985). Likewise, crustiform veins and veinlets are typical of the same conditions. This evidence suggests that the mineralization took place at shallow crustal levels, possibly connecting to the surface.

Satellite image interpretation together with regional mapping and field and petrographic observation show that the circular structure (Fig. 1) represents a multiphase granitic intrusion emplaced in epizonal conditions. The deposition and preservation of a thick tuffaceous sequence requires topographic depressions, which could represent subsidence structures resulting from magmatic evacuation. The structure could possibly represent a caldera intruded by shallow pluton(s) during the resurgent stages, as suggested by the intimate spatial and chronological association of the volcanic pile with granites.

The orebodies are associated with zones of hydrothermal alteration controlled by syn-deformational faults, which, together with the isotopic data, indicates that accumulation of the host volcanic sequence deformation, granite emplacement, mineralization, alteration, and the fault system was contemporaneous. The overprinting of distinct alteration assemblages could be explained by successive reactivation of the synvolcanic faults, which in their turns would control the variable intensity of the hydrothermal alteration indicated by different styles of metasomatic replacement.

Under this interpretation, one single volcanic episode could, during early stages, chloritize and develop carbonate open-space filling during faulting, in a typical propylitic process. Later stages would be represented by a more intense reactivation and high temperature reactions, resulting in a calc-silicate assemblage, typically stable at temperatures above than 350°C (Winkler 1974). High-temperature alteration could also explain the magnetite-chlorite association that replaces the sulfides.

The calc-silicate alteration assemblage is intimately associated with the orebodies, as indicated by their simultaneous occurrence at the intersection of syn-volcanic faults with a carbonate-rich chemical-sedimentary unit. In spite of being volcanic-related deposits, they are probably not exhalative. They may have formed by reaction of acid magmatic-hydrothermal fluids released from a coeval granite and flushed along faults formed by accommodation of the country rocks during the final stage of emplacement of the intrusion. Even not being exhalative, the Valley Deposit, the synchronism between volcanism, sedimentation, granite emplacement, faulting, alteration, and mineralization in a sub-aqueous environment favors the occurrence of syngenetic volcanic-associated deposits in this region.

Acknowledgements To Noranda Exploracao Mineral Ltda. for the permission to publish its private data. To Mineracao Aripuanã Ltda, especially to geologist Mario Jorge Costa. To CNPQ and the Multi User SEM laboratory (IG-UNICAMP) funded by FAPESP (Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de Sao Paulo) for grant #95/06401-7

References

- Almeida F.M. 1974. Evolução Tectônica do Craton do Guaporé Comparada com o Escudo Brasileiro. *Rev. Bras. Geosc.* 4:191-204.
- Collins C. and Monteiro H. 1998. Technical report on the Exploration Work on The Aripuanã property. Noranda Mineração, Intern Report.
- Floyd P. A. and Winchester J. A. 1975. Magmatic type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Letters*, 27:214-218.
- Hedenquist J. W. and Henley R. W. 1985. Hydrothermal eruption in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: Their Origin, associated breccias and relation to precious metal mineralization. *Earth Geology*, 80:1640-1668.
- Irvine T.R. and Baragar W.R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. Jour. Earth Sci.* 8, 523-548.
- Krueger M.J., Corbett C.D.A., Rivett G. 1982. Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Quebec., in Hutchinson, R.W., Spence, C.D. and Franklin, J.M., Proterozoic sulphide deposits, Geological Association of Canada, Special Paper 25: 255-295.
- Pearce J.A. and Cann J.R. 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12: 339-349.
- Piché M., Guha, J., Bouchard G., Bonenfant A. 1991. Met allogenic and exploration significance of the deformation affecting the ore host stratigraphy and the VMS deposits of the Matagami Camp, Quebec. In: Program with Abstracts - Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, 16: 99.
- Stacey J. S. and Kramers J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 26:207-221.
- Winchester J. A. and Floyd P.A. 1971. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geology*, 20: 325-342.
- Winkler H. G. F. 1974. Petrogenesis of metamorphic rocks, in Froese, ed., *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer-Verlag, 74-80.
- Zartman R. E. and Doe B. R., 1981. Plumbotectonics: the model. *Tectonophysics*, 75: 135-162.

Contribution IGC-074

Received February 28, 2000

Accepted for publication April 20, 2000

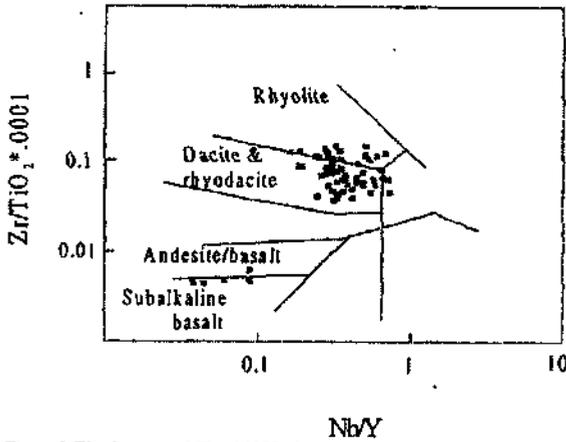


Figure 3 - Winchester and Floyd 1977, discriminant plots for representative volcanic rocks of the Espedito District.

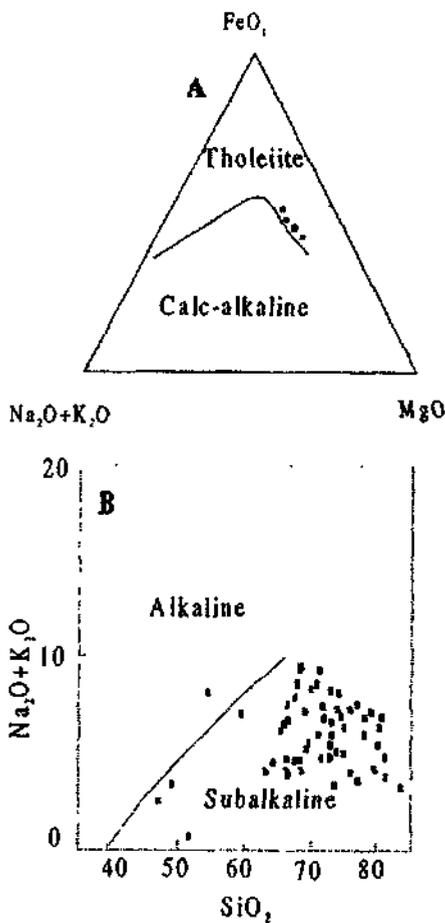


Figure 4 - Magmatic affinity of volcanic rocks: (A) AFM diagram for basalts and (B) Total Alkali X SiO₂ diagram of basalts and felsic rocks (Fields according Irvine and Baragar 1971)

Table 2 - Correlation matrix of ore samples (288 Samples)

	Cu	Pb	Zn	Ag
Au	0.42	-0.07	-0.12	-0.03
Ag	-0.14	0.92	0.41	
Zn	-0.29	0.53		
Pb	-0.24			

Table 3 - Isotopic composition of galena crystals

Sample	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
F16/219	15.861	15.414	35.575
F19/257	15.835	15.440	35.685
F25/207	16.004	15.652	36.302

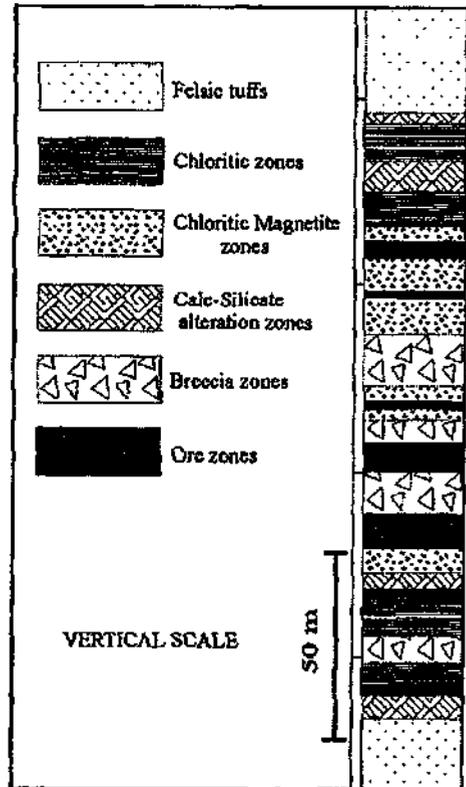


Figure 5 - Sketch of relationship of mineralization and alteration zone

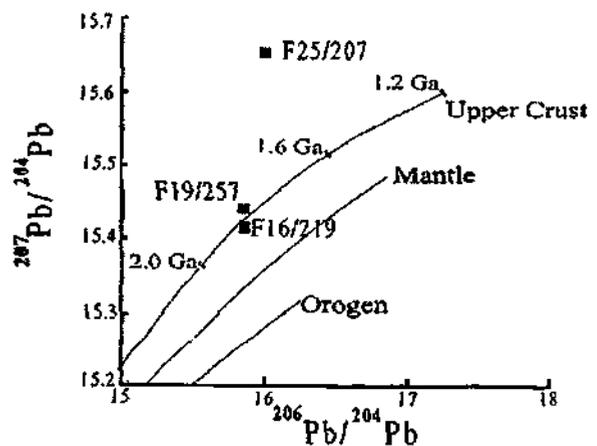


Figure 6 - Pb isotopic reservoir growth curves of the plumbotectonic model (Zartman and Doe 1981) (Version II), applied to the Espedito sulfide deposits

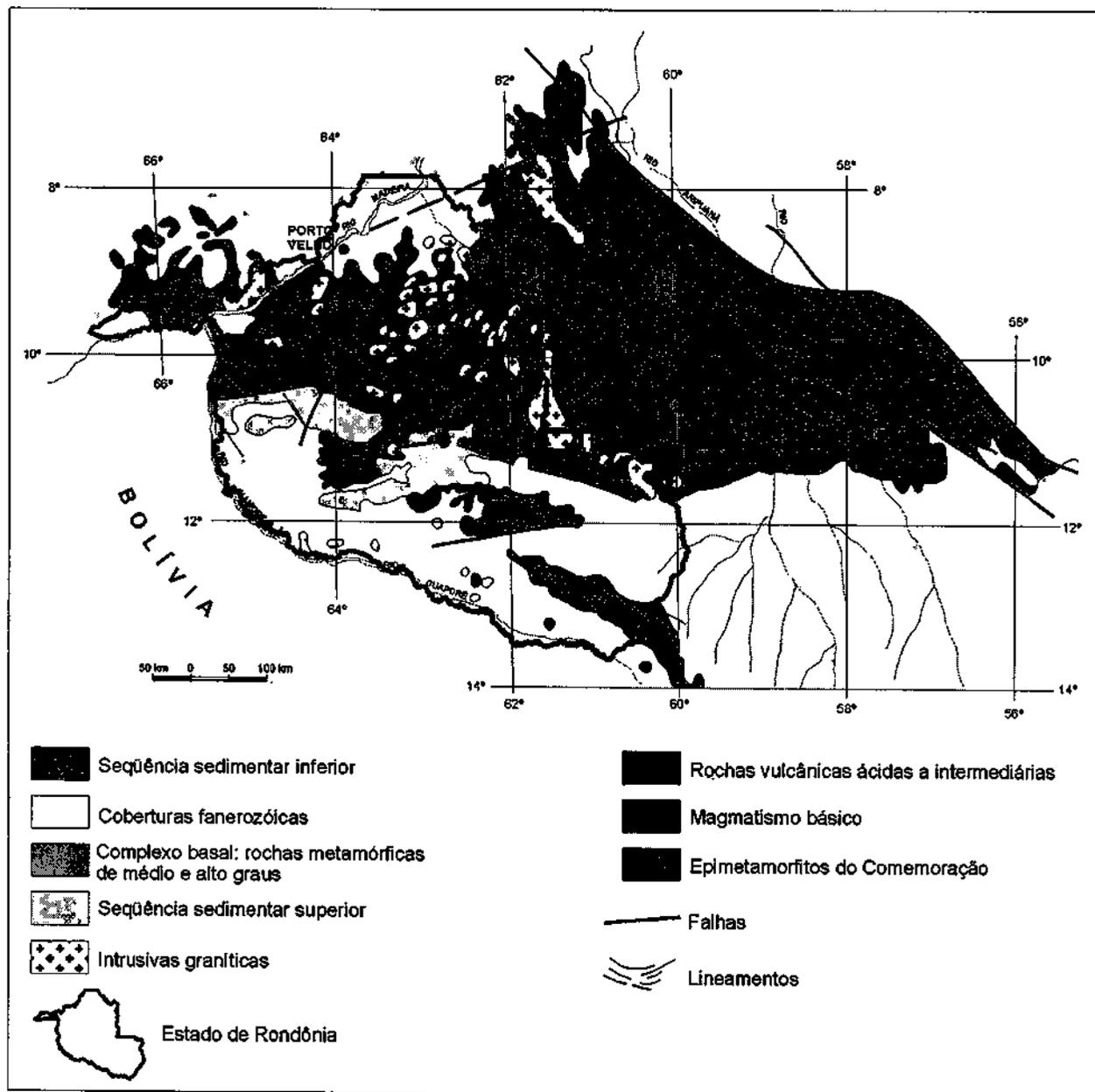


Figura 2.3 - Mapa geológico da Subprovincia Madeira (modificado de Amaral, 1974; Leal et al., 1978; Santos et al., 1979).

definidos, não coincidindo com grandes descontinuidades geológicas claramente identificadas, o que permite classificá-los apenas como convencionais.

A análise integrada dos dados petrológicos, petrográficos, geocronológicos, geofísicos e estruturais disponíveis, permitiu a elaboração de um esboço

tectono-estratigráfico aplicável ao estado de Rondônia (figura 2.4), de onde depreende-se que ainda há limitações para o estabelecimento de compartimentações tectônicas como as propostas pelos diversos autores que discorrem sobre a geologia da região, embora o contexto regional seja nitidamente compatível com o de um *mobile belt* ou

"faixa móvel". Contudo, é importante ressaltar que a complexidade geométrica e cinemática, além dos produtos de retrabalhamento, é fator complicador quando se trata de modelar faixas móveis proterozóicas e, no caso da região em questão, é de aceitação quase unânime pelos geocientistas que sobre ela se debruçam, que o quadro geotectônico do sudoeste do Cráton Amazônico é retrato de sucessivas reativações relacionadas a episódios orogênicos de atuação paulatinamente mais ocidental à medida que o Período Pré-Cambriano vai chegando ao seu final.

Em razão de tais limitações (parco conhecimento geográfico-geológico das faixas com relação à

sua extensão real e conexões), os autores propõem para a identificação da região objeto, e no âmbito desta nota explicativa, a aplicação da denominação "Faixa Orográfica Policíclica Guaporé", considerando o sentido genérico do termo (extensa zona tectônica que envolve um amplo segmento litosférico, palco de deformações policíclicas, relações metamórficas complexas, granitização significativa, migmatização sin-tectônica e retrabalhamento crustal, produto de uma evolução segundo processos superimpostos no curso de um ou mais ciclos orogênicos).

A estruturação da coluna litoestratigráfica pré-cambriana (figura 2.5) foi estabelecida com base

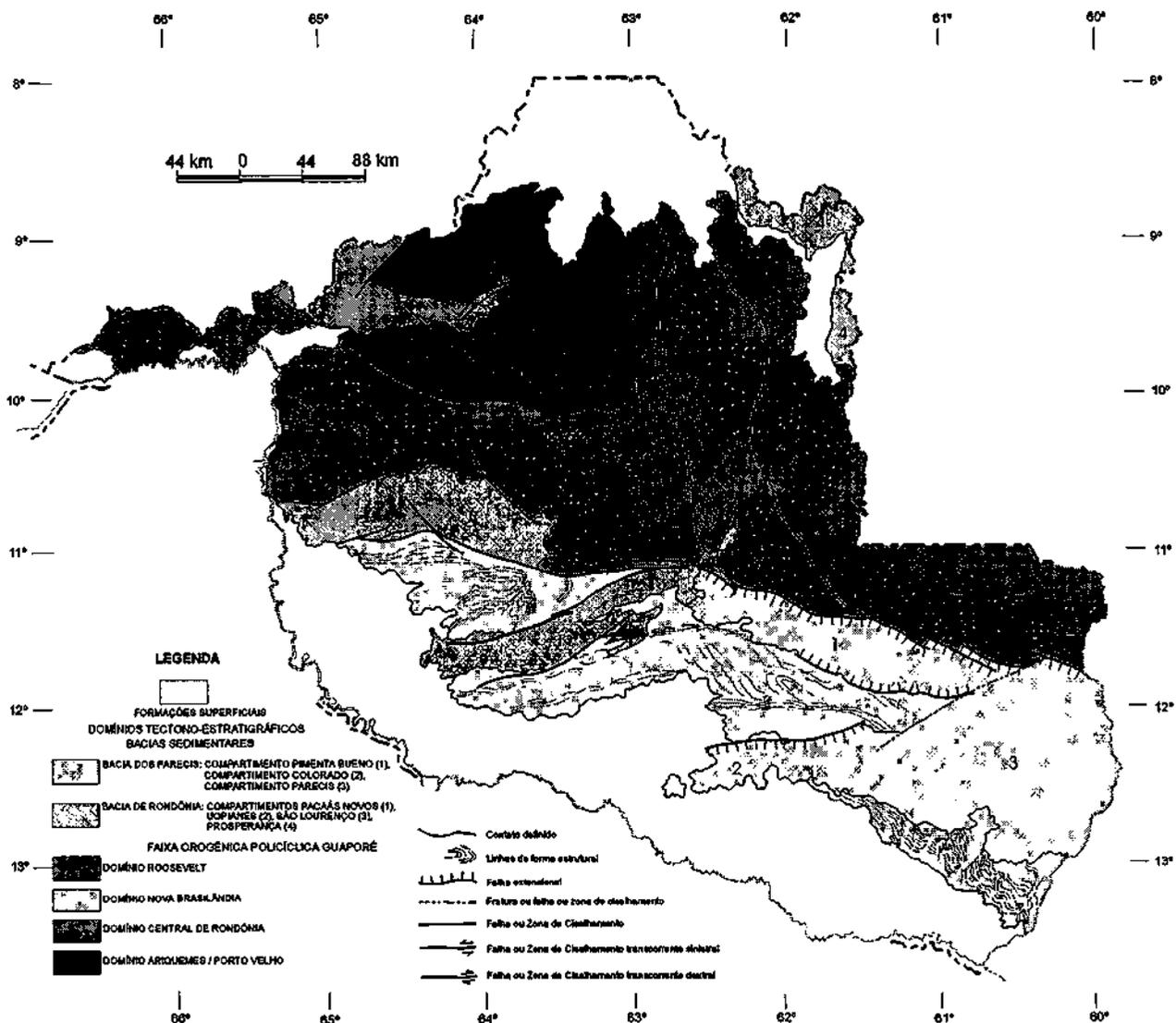


Figura 2.4 - Esboço tectono-estratigráfico do estado de Rondônia.

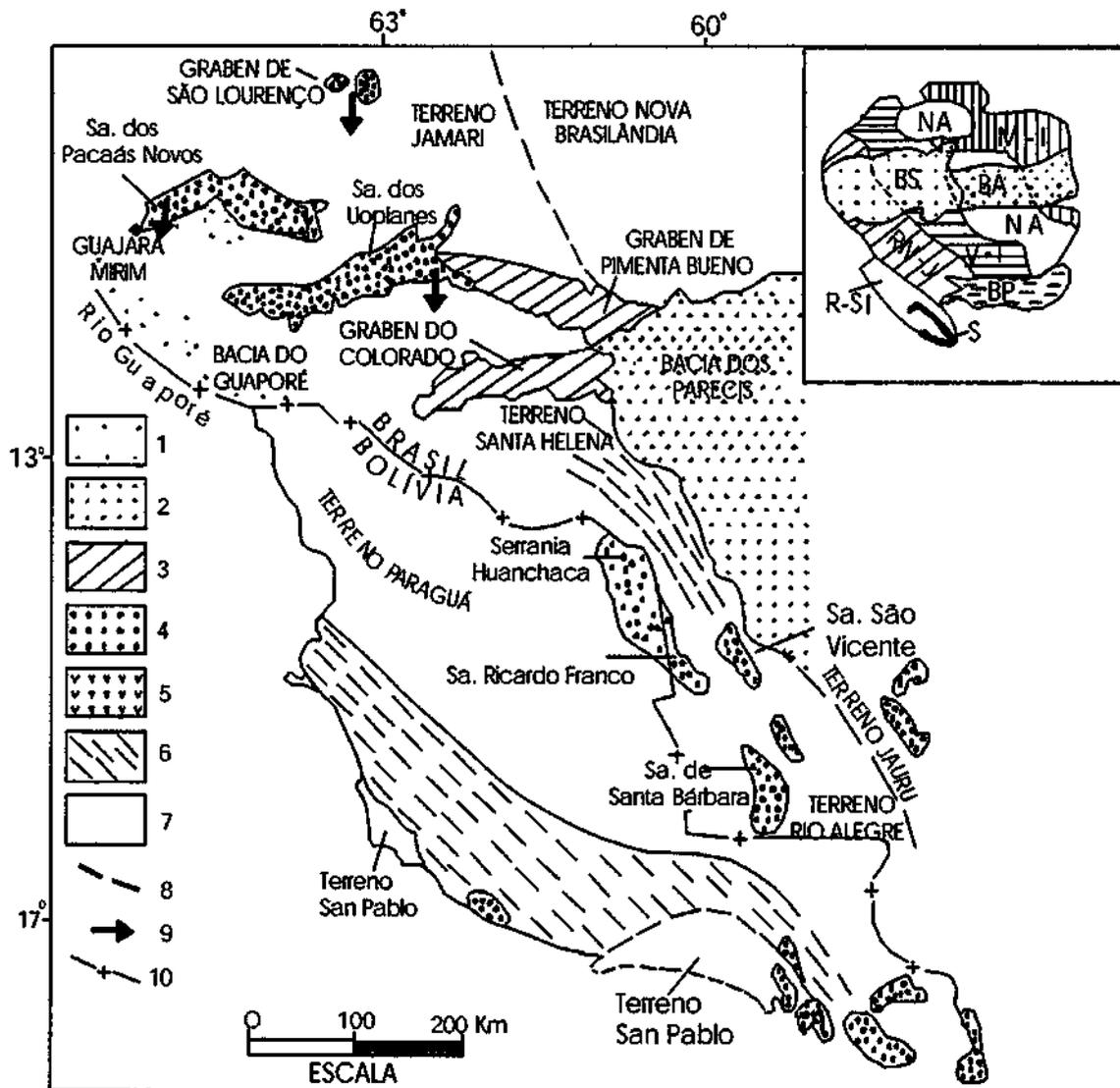


Figura 1 - Bacias sedimentares do setor sudoeste do Cráton Amazônico. Legenda: 1 - Cenozóico: Bacia do Guaporé; 2 - Mesozóico: Bacia dos Parecis; 3 - Paleozóico: Fossa Tectônica de Rondônia; 4 - Proterozóico: Bacia de Rondônia (seras dos Pacaás Novos e Uopianas) e seqüências correlativas da Formação Palmeiral; 5 - Formação Nova Floresta (930 Ma); 6 - Cinturões móveis do embasamento; 7 - Terrenos do embasamento; 8 - Limite entre terrenos; 9 - Paleo-correntes; 10 - Fronteira internacional. Modificado de Menezes et al, 1993 e Saes, 1999. Encarte: Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico: NA - Núcleo Arqueano; M - I - Maroni - Itacaiunas; V - T - Ventuari - Tapajós; RN - J - Rio Negro - Juruena; R - SI - Rondoniana - San Ignácio; S - Sunsas, BA - Bacia do Amazonas; BS - Bacia do Solimões; BP - Bacia dos Parecis. Modificado de Tassinari & Macambira, 1999.

ASPECTOS TECTÔNICOS FUNDAMENTAIS DO PROTEROZÓICO MÉDIO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA

ABSTRACT FUNDAMENTAL MIDDLE PROTEROZOIC TECTONIC FEATURES AT THE BRAZILIAN AMAZON REGION. The varied volcanic, plutonic and sedimentary rocks of middle Proterozoic age are related to an extensional tectonic event which affected all the Brazilian Amazon region. The geometry and kinematics of the structural features and the basin fillings allowed to recognize two major extensional compartments. Several sets of NW-SE to WNW-ESE-trending normal faults with dips towards NE in the Eastern Compartment are observed, which formed half-graben; some normal faults inclined to SW and form local symmetric grabens, like that of the Cachimbo. The transfer faults have consisted NE-SW direction, parallel to the extension axis. The K-Ar and Rb-Sr radiometric data point out younger ages from NE to SW, what is seen as due to the propagation of the normal faults by footwall collapse in that sense. The Western Compartment normal faults sets with E-W direction, mostly dipping to N. The transfer faults have N-S trend, parallel to the direction of the extension axis. As the Udwogk units present younging from S to N, one may infer the development of the fault system by hanging-wall collapse in that sense. The Eastern and Western Compartments and western compartments are separated by the Boa Vista-Caracará Transfer zone. The normal faults of both compartments and the Boa Vista-Caracará Transfer zone have coincident trends with the direction of earlier basement anisotropies. Such observation supports a reactivation of pre-existent structures as an important factor for the extensional movements and lithosphere stretching factor was higher than 2, but lower than 5, and it did not reach the value necessary for generation of oceanic crust. The extensional event inverted to a compressive one at the beginning of the Upper Proterozoic, more noticeable in the Western Compartment. The normal faults were reactivated as thrusts and the transfer zones as lateral ramps.

Keywords: Middle Proterozoic, Amazon, sedimentary basin, extensional tectonics, Boa Vista-Caracará transfer zone, western compartment, eastern compartment.

RESUMO As variadas rochas vulcânicas, plutônicas e sedimentares do Proterozóico Médio da Amazônia brasileira relacionam-se com um evento termo-tectônico distensivo de abrangência regional. A geometria e a cinemática dos elementos estruturais e a natureza das unidades sedimentares permitem individualizar dois compartimentos extensionais principais. O Compartimento Oriental compreende vários feixes de falhas normais de direções NW-ESE emergulhos para NE, que compõem a arquitetura das bacias de tipo hemigraben; falhas normais de direções inclinadas para SW definem, localmente, estruturas simétricas, como o Graben do cachimbo. As falhas de transferência orientam-se sistematicamente na direção NE-SW. Os dados geocronológicos disponíveis sugerem idades dos litotipos cada vez mais jovens de NE para SW, indicando que a movimentação extensional progrediu de NE para SW, com o colapso da lapa (pisso). O Compartimento Ocidental inclui feixes de falhas normais E-W inclinadas preferencialmente para N e falhas de transferência orientadas na direção N-S. Como as unidades litológicas tornam-se mais jovens à medida que se caminha para norte, pode-se deduzir por colapso da lapa (pisso). O Compartimento Ocidental inclui feixes de falhas normais. Nos dois compartimentos, bem como a Zona de Transferência Boa Vista-Caracará, têm direções coincidentes com as das anisotropias pré-existentes do embasamento das bacias, indicando a reativação de estruturas antigas como um aspecto importante da tectônica distensiva das bacias, conclui-se que o fator de estiramento foi superior a 2, mas não alcançou 5, esperado em estágios de formação de crosta oceânica. Esse evento extensional do Proterozóico Médio inverteu para compressão no limiar do Proterozóico Superior, em particular no compartimento ocidental. As falhas normais foram reativadas em cavalgamentos e as zonas de transferência funcionaram como rampas laterais.

Palavras-chaves: Proterozóico Médio, Amazônia, bacias sedimentares, tectônica distensiva, Zona de Transferência Boa Vista-Caracará, Compartimento ocidental, Compartimento oriental

INTRODUÇÃO As unidades litológicas mesoproterozóicas da Amazônia brasileira, a oeste da área dos Cinturões Orogênicos Paraguai e Araguaia, são representadas essencialmente por um conjunto de vulcanites ácidas a intermediárias, plutonites ácidas a básicos e alcalinos, e rochas sedimentares de ambientes continentais e marinhos, formados no intervalo 1,9-0,9 Ga, essencialmente no Proterozóico Médio.

Tais unidades foram descritas em muitos trabalhos, que se dispensa aqui relacionar, e algumas sínteses foram já apresentadas (p. ex., Gibbs & Barron 1983, Hasui & Almeida 1985). O exame do acervo de informações mostra a existência de designações variadas apresentadas para unidades de áreas diversas, bem como correlações distintas, em geral com base em comparações de litotipos e/ou levando em conta dados radiométricos, na maior parte preliminares, apresentados pelo Projeto Radam,

e alguns trabalhos posteriores. Essa situação reflete o nível geral ainda de reconhecimento de abordagem de tais unidades dispersas ao longo de vastíssima extensão territorial de difícil acesso e a elaboração de um quadro estratigráfico regional que necessariamente requer ainda a introdução de critérios subjetivos; as discussões nesse sentido já foram levadas até a exaustão em numerosos trabalhos publicados, sem alcançarem consenso, por falta de dados mais acurados, não cabendo aqui retomá-las. Independentemente das controvérsias e dispensando-se a apresentação de mais uma proposta estratigráfica, todos os familiarizados com a realidade do terreno reconhecem que a geração de tais unidades envolveu movimentação de falhas, formação de bacias por abatimentos de blocos e ascensão de materiais magmáticos, sob a égide de um tectonismo de abrangência regional.

* Departamento de Geologia, Universidade Federal do Pará, Caixa Postal 1611, CEP 66099-970, Belém, PA, Brasil

** Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Campos do Rio Claro, Caixa Postal 178, CEP 13500-970, Rio Claro, SP, Brasil

Por meio dessas manifestações, pode-se caracterizar esse tectonismo que atuou durante o Proterozóico Médio na Amazônia brasileira, à luz dos modernos conceitos. Este trabalho tem por objetivo abordar algumas feições reconhecidas mais recentemente em trabalhos de campo, em termos da evolução tectono-magmática-sedimentar regional.

O QUADRO TECTÔNICO DELINEADO EM TRABALHOS ANTERIORES Os falhamentos, os embaciamentos com preenchimentos sedimentares ou vulcanosedimentares, o vulcanismo ácido/intermediário, o plutonismo ácido/básico e alcalino do Proterozóico Médio são vistos como manifestações de processos tectônicos que, em trabalhos anteriores, foram apenas esboçados em seus traços mais gerais e de modos diferentes. As várias propostas de interpretação giram em torno de duas concepções básicas.

Numa primeira visão, o proterozóico médio da Amazônia brasileira foi considerado em termos de um tipo novo de manifestação tectônica na história do planeta, referido como de reativação de plataforma, afetando o megacontinente mesoproterozóico: a plataforma, que se consolidara antes, teria sido afetada por um evento há 1,7 - 1,4 Ga e outro análogo teria ocorrido na região de Rondônia, em torno de 1,0 Ga (Almeida 1974). Em seguida, com novos dados geocronológicos, os referidos processos foram interpretados em termos de três eventos: Paraense (1,7-1,5 Ga), Madeirense (1,4 - 1,2 Ga) e Rondoniense (1,0 - 0,9 Ga), separados por intervalos de estabilidade tectônica e incidindo em faixas largas e longas de direção NW-SE, com migração dos processos de NE para SW (Amaral 1974). Posteriormente, esses três eventos tectônicos foram considerados como marcos de épocas de recrudescimento de um único evento distensivo intraplaca de longa duração (Issler & Lima 1987).

Os processos atribuídos à reativação de plataforma são aqueles que se relacionam com a primeira metade do Ciclo de Wilson (soerguimento e rifteamento que progride até abertura de oceano), envolvendo elevação de isotermas, criação de relevo, instabilização tectônica, deslocamentos horizontais de massas crustais e mobilização magmática; como tais, eles devem ser vinculados a efeitos de plumas do manto. Com base nessa visão, Bridgwater *et al.* (1974) consideraram uma megapluma mantélica para explicar os processos ocorridos no Hemisfério Norte durante o Proterozóico Médio, análogos aos da mesma era na Amazônia, como já observara Almeida (1974), sem chegar ao estágio de abertura oceânica. Esse modelo foi evocado para explicar o quadro regional aqui em pauta (Hasui *et al.* 1984) e nessa concepção a tectônica é do tipo distensivo.

Uma interpretação diferente foi aventada em termos de cinturões moveis (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Neves 1982), admitindo a possível existência de um núcleo arqueano (Província da Amazônia Central), em torno do qual se teriam desenvolvido o Cinturão Maroni-Itacaiunas a nordeste e norte (2,2 - 1,3 Ga), o Cinturão Rio Negro-Juruena a sudoeste (1,7 - 1,4 Ga) e o Cinturão Rondoniano mais a sudoeste (1,4 - 1,0 Ga). A Província da Amazônia Central teria tido comportamento paraplataformar em eventos de reativação reflexa ligados ao desenvolvimento dos cinturões móveis entre 1,9 e 1,3 Ga. O Cinturão Rondoniano seria ensialítico, representado por supra-crustais mesoproterozóicas e um embasamento retrabalhado, bem como intrusões sin a pós-tectônicas e granitos cratônicos. O Cinturão Rio Negro-Juruena seria formado por rochas grani-tóides, talvez de um arco magmático. Nessa interpretação, os produtos litoestruturais do Proterozóico Médio teriam resultado de eventos sucessivos marcados por regimes distensivos, compressivos e transcorrentes, com os quais os dados de campo não se coadunam.

Especificamente em relação às bacias mesoproterozóicas, foi apresentada uma tentativa de caracterizá-las tectonicamente (Montalvão *et al.* 1984). As bacias formadas no intervalo

1,9 - 1,6 Ga teriam se desenvolvido em dois ou três estágios tectônicos: (1) um estágio de rifte ou aulacógeno, com adelgaçamentos crustais, abatimentos de blocos controlados por falhas de altos mergulhos e manifestações magmáticas associadas, seguido de (2) um estágio de sinéclise, com arqueamento lento, para baixo, afetando o domínio do rifte ou aulacógeno e vastas áreas adjacentes e, por fim, (3) um estágio de subsidência muito lenta, ocorrendo em algumas bacias, marcado por coberturas tabulares horizontais ou subhorizontais. Por sua vez, as bacias desenvolvidas no intervalo 1,6 - 1,4 Ga corresponderiam a grábens preenchidos por *red beds*. Essa interpretação assume uma série de premissas e correlações ainda por comprovar.

ESTRUTURAS E TECTÔNICA A análise geométrica e cinemática dos elementos estruturais e as características e distribuição geográfica das unidades litológicas permitem de vir a região da Amazônia brasileira em dois grandes compartimentos estruturalmente distintos (Fig. 1), referidos aqui como Oriental e Ocidental.

Compartimento Oriental O Compartimento Oriental foi descrito por Costa *et al.* (1991a). É limitado pelo Cinturão Araguaia, a leste, pelos sedimentos da ilha do Bananal, a sudeste e pela Zona de Transferência Boa Vista-Caracará, a noroeste. A Bacia do Amazonas superimpôs-se a esse compartimento, dividindo-o em dois setores.

Sua constituição litológica inclui vulcânicas ácidas/intermediárias enfeixadas no Grupo Uatumã e sedimentos continentais e marinhos reunidos nas Formações Beneficente, Prosperança, Acari, Gorotire e Cubencranquem. Tais unidades encontram-se depositadas em bacias assimétricas, mas localmente reconhecem-se grábens simétricos, como o do Cachimbo. Corpos graníticos dos tipos Velho Guilherme, Carajás, Teles Pires etc. associam-se a esse contexto.

A arquitetura geral das bacias é dada por 1. vários feixes de falhas normais de direções NW-SE e WNW-ESE e mergulhos voltados para o lado norte, com exceção do feixe da borda nordeste do Gráben do Cachimbo, que mergulha para SW (Fig. 2). As informações obtidas no canto sudeste do Compartimento indicam que as falhas normais têm perfis listricos e afetam tanto o embasamento como as coberturas, sugerindo vários pulsos de movimentação na progressão da distensão. Com base nessa informação, foi admitido o modelo listrico para os demais feixes de falhas; 2. transcorrências dextrais e sinistrais orientadas preferencialmente nas direções NE-SW e ENE-WSW, que seccionam as falhas normais e as diferentes unidades litológicas.

Indicadores de deslocamentos ao longo das falhas normais estão orientados sistematicamente na direção NE-SW, com variações para ENE-WSW, marcando a direção NE-SW do eixo extensional. O padrão de fraturas de cisalhamento associadas sugere a atuação de um binário sinistral de direção em torno de N-S ou, alternativamente, dextral de direção E-W, qualquer dos casos implicando distensão na direção NE-SW. Nesse contexto, as falhas transcorrentes NE-SW devem representar acomodações na direção de estiramento máximo e podem ser classificadas como falhas de transferência (Gibbs 1984).

As datações existentes indicam que as unidades litológicas desse Compartimento, no geral, são mais jovens de NE para S W. Como a direção do eixo extensional é aproximadamente NE-SW, deduz-se que as bacias evoluíram de NE para S W, obviamente através do modelo de colapso da lapa (ou piso) e pode-se falar em adelgaçamento litosférico progredindo em direção a S W.

Na região do Cachimbo, há registros de empurrões e de amplas dobras associadas (Lima 1986), que, ao invés de serem atectônicas, como sugerido por Montalvão *et al.* (1984), indicam que o Compartimento Oriental experimentou inversão positiva fraca a moderada (Fig. 3).

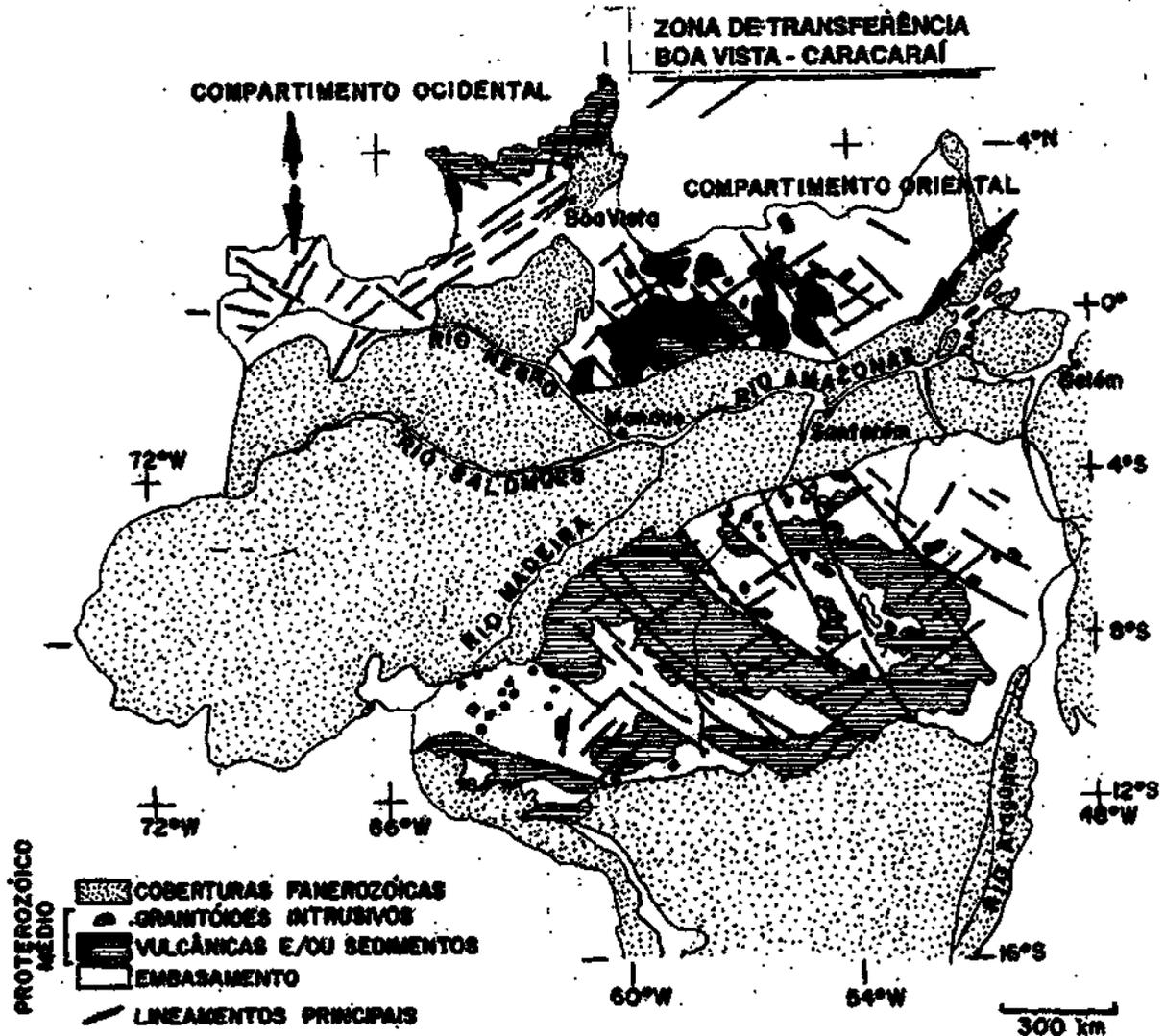


Figura 1 - Mapa geológico simplificado do Proterozóico Médio da Amazônia brasileira. As setas indicam a direções de distensão nos dois compartimentos separados pela Zona de Transferência Boa Vista-Caracarái

Figure 1 - Simplified geologic map of the Middle Proterozoic of the Brazilian Amazon. The arrows indicate extension trends in both compartments which are separated by the Boa Vista-Caracarái

Compartimento Ocidental O Compartimento Ocidental foi descrito por Costa *et al.* (1991 Ib). É limitado a sudeste pela Zona de Transferência Boa Vista-Caracarái, tendo continuidade nos países vizinhos a norte e nordeste. Suas unidades litológicas são granites e rochas vulcânicas do Grupo Surumu e sedimentos do Supergrupo Roraima.

Os elementos estruturais que definem a geometria interna desse compartimento, presentes tanto nas unidades formadas durante a movimentação extensional quanto no embasamento, são feixes de lineamentos orientados nas direções E-W e WNW-ESE, que correspondem a falhas normais e cavalgamentos rúptil-dúcteis. Nesse caso, as depressões que acolheram ps produtos litológicos desse compartimento encontram-se invertidas.

Nos locais onde a inversão não foi acentuada, em particular na parte norte do compartimento, reconhecem-se falhas normais inclinadas sistematicamente para N, mas há falhas menores mergulhando para S. Verifica-se também que outras feições ligadas a distensão ainda podem ser caracterizadas, como a

discordância entre os sedimentos Roraima e as rochas vulcânicas Surumu, bem como as direções de paleocorrentes dos sedimentos marinhos da Formação Verde. O exercício de restauração das relações geométricas entre as unidades litológicas durante a distensão e da arquitetura das bacias é ilustrado na figura 4. O modelo que melhor se ajusta às observações de campo envolve colapso da capa (ou teto), isto é, individualização progressiva do gráben de S para N. Nesse quadro, as falhas transcorrentes N-S representam zonas de transferência.

A ausência de rochas vulcânicas Surumu na região centro-norte da Venezuela e a simetria dos sistemas fluviais do Supergrupo Roraima sugerem a implantação de bacias inicialmente assimétricas que, depois, evoluíram para grábens na progressão da deformação para N (Fig. 5).

As estruturas de inversão são representadas por cavalgamentos rúptil-dúcteis, presentes em particular nas interfaces dos conjuntos embasamento/Surumu e Surumu/Roraima. A movimentação associada aos planos de deformação concentrada impôs dobramentos e deslocamentos de N para S nos pacotes

vulcânicos e sedimentares (Fig. 6). Dentro das zonas de cavalgamento, as rochas sofreram transformações mineralógicas em fácies xisto-verde e ganharam uma foliação incipiente. As mesmas características mineralógicas e estruturais são vistas nas rochas ao longo das falhas transcorrentes N-S, indicando que as falhas de transferência funcionaram como rampas (ou lanços) laterais durante a inversão positiva fraca a moderada.



Figura 2 - Seção esquemática ilustrando a arquitetura crustal da fase extensional mesoproterozóica do Compartimento Oriental Modificado de Costa et al. (1991a). Sem escala
Figure 2 - Schematic section showing the crustal architecture of the Middle Proterozoic extension phase of the eastern compartment Modified from Costa et al. (1991 a). Without scale

Nos locais onde os cavalgamentos são numerosos e pouco espaçados, como nas adjacências da Vila Mutum, a deformação é acomodada através de dobras que variam de abertas, com topo chato ou não, a isoclinais.

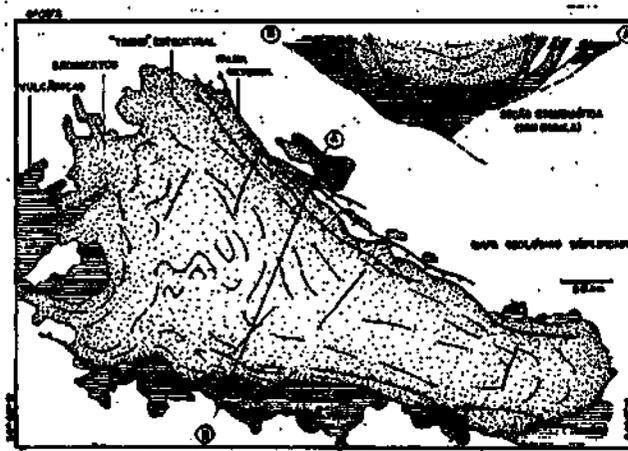


Figura 3 - Mapa geológico simplificado da região da Chapada do Cachimbo. A seção AB esquematiza a geometria da bacia invertida. Modificado de Lima (1986)
Figure 3 - Simplified geologic map of the Cachimbo region. The AB section shows the geometry of the inverted basin. Modified from Lima (1986)

Relações entre os compartimentos As diferenças estruturais entre os dois compartimentos são, resumidamente:
1. No Compartimento Oriental, as falhas normais evoluíram por colapso do piso, com um eixo extensional de orientação NE-SW. No Compartimento Ocidental, o eixo extensional foi submeridiano e as falhas normais desenvolveram-se de S para N, seguindo o modelo de colapso do teto;
2. as estruturas extensionais do Compartimento Ocidental foram reativadas em cavalgamentos no final do Proterozóico

Médio, enquanto a movimentação extensional avançava para SW no Compartimento (Mental, mas, neste, em seguida, também ocorreu inversão positiva;



Figura 4 - Seção esquemática ilustrando a geometria da bacia que acolheu as rochas vulcânicas Surumu e os sedimentos Roraima no Compartimento Ocidental em Roraima. Modificado de Costa et al. (1991b)

Figure 4 - Schematic section showing the geometry of the basin where the Surumu volcanic rocks were extruded and the Roraima sediments were deposited in the western compartment of Roraima. Modified from Costa et al. (1991b)

3. em termos litológicos, há diferenças importantes entre os produtos sedimentares aos dois compartimentos. O Grupo Beneficente e a Formação Acari incluem registros de plataforma carbonática que parece ter ocupado a parte oeste do Compartimento Oriental; o Supergrupo Roraima tem na sua constituição expressivos produtos de um sistema marinho caracterizando vários ciclos de transgressão-regressão.

O limite entre os sistemas estruturais e deposicionais mencionados é marcado pelo feixe de lineamentos NE-SW ao longo da Faixa Boa Vista-Caracará, que funcionou como um anteparo natural na evolução litoestrutural dos dois compartimentos. Esse feixe, nesse contexto, é entendido como uma zona de transferência.

FUSÃO PARCIAL x ADELGAÇAMENTO LITOSFÉRICO Nos últimos anos, tem sido mostrado que a produção de rochas ígneas em regimes extensionais depende do fator de estiramento B ou da taxa de adelgaçamento da litosfera $1/B$ (Bosworth 1985, Keen 1985, 1987).

O processo de adelgaçamento litosférico implica subida da astenosfera e conseqüente elevação de isotermas. Na progressão da deformação, com valor 1,56 para B, a base da litosfera alcança profundidades da ordem de 75 km e magmas são gerados a partir da fusão parcial da astenosfera, em decorrência da diminuição da pressão e manutenção de altas temperaturas. Valores de B superiores a cinco implicam desenvolvimento de crosta oceânica com espessura da ordem de 5 km (Fig. 3, de Keen 1987).

Sabe-se, também, que as falhas normais dos níveis crustais superiores passam para zonas de cisalhamento dúctil em profundidade, impondo estruturação anastomosada à crosta inferior (p. ex., Wernicke 1985, Coward 1986, Reston 1988). O calor de cisalhamento (*shear heating*) gerado durante a implantação do feixe de zonas de cisalhamento e o alto gradiente térmico associado à elevação das isotermas, podem também induzir fusão parcial de material crustal. Se a crosta adelgada for fortemente anisotrópica, os fundidos produzidos no nível da crosta inferior e do manto podem migrar e facilmente alcançar a superfície. Tais produtos, juntamente com os sistemas deposicionais implantados, compõem o enchimento das bacias.

Nos compartimentos extensionais da Amazônia brasileira, há expressivos volumes de rochas vulcânicas e plutônicas intimamente associadas ao processo de adelgaçamento da litosfera no Proterozóico Médio. As seqüências vulcânicas são

dominantemente ácidas/intemediárias e os corpos plutônicos são essencialmente granitóides; corpos máficos também existem, bem como alcalinos e ultramáficos. Grande parte dessas unidades é interpretada como de derivação mantélica, mas há conjuntos que devem ter evoluído a partir de fusão de material crustal.

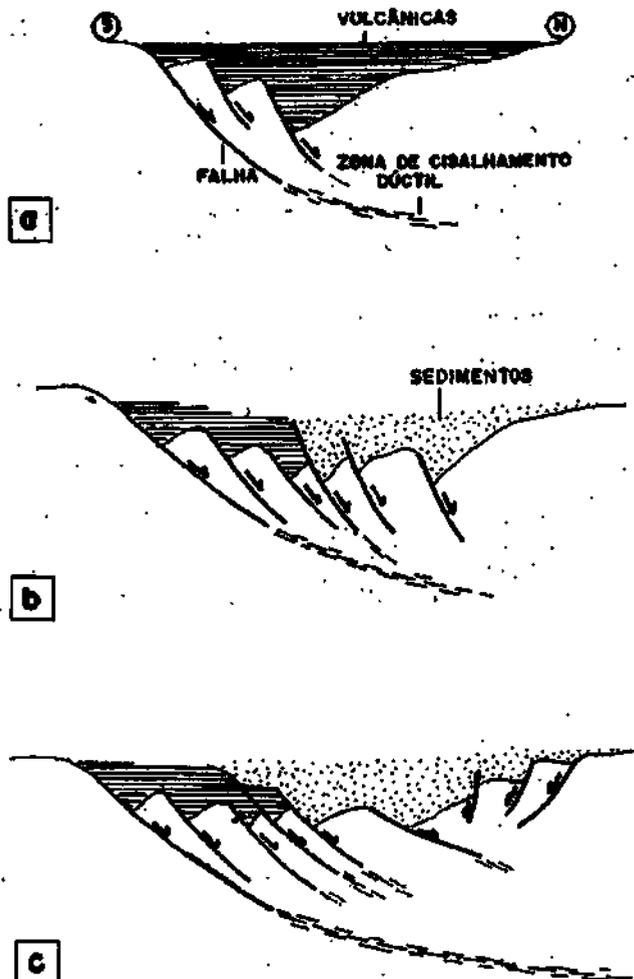


Figura 5 — Esquema de desenvolvimento da Bacia Surumu-Roraima por colapso da capa. Etapa a: individualização da bacia e acumulação das rochas vulcânicas Surumu. Etapa b: progressão da deformação para norte, deposição dos sedimentos Roraima e rotação das falhas anteriores. Etapa c: ampliação da Bacia Roraima com desenvolvimento de falhas antitéticas mais ao norte. Sem escala

Figure 5 - Sketch of Surumu - Roraima basin evolution through hanging wall collapse. Phase a: individualization of the basin and deposition of the Surumu volcanic rocks. Phase b: progression of the deformation towards the north, deposition of the Roraima sediments and rotation of the older faults. Phase c: expansion of the Roraima basin accompanied by the development of UK antithetic faults further north. Without scale

Durante a deformação extensional, a reativação de anisotropias preexistentes, representadas mormente por zonas de cisalhamento dúctil impressas nas rochas do embasamento, facilitou a migração dos produtos ígneos através da crosta. A última relação dos corpos granitóides com os sistemas estruturais antigos pode ser facilmente observada nos dois comparti-

mentos, a exemplo dos granites tipo Serra dos Carajás (Central), Cigano, Antonio "Vicente etc., que se instalaram ao longo de sistemas transcorrentes antigos e definem um cordão de corpos com orientação E-W.

As informações atuais não permitem ainda calcular o fator de estiramento e, conseqüentemente, a taxa de adelgaçamento litosférico. No entanto, a natureza do material ígneo presente nos dois compartimentos indica que a magnitude de B não alcançou os valores correspondentes a estágios de formação de crosta oceânica (>5) e, considerando-se o volume de material ígneo produzido, deduz-se que foi superior a 2.

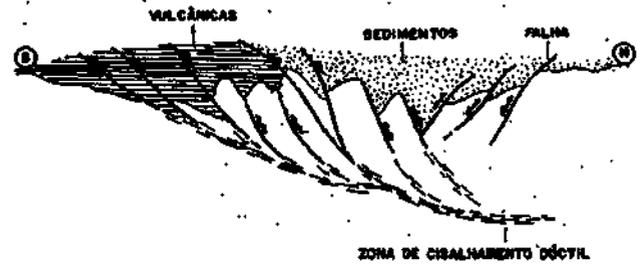


Figura 6- Seção esquemática ilustrando fase de inversão das Bacias Surumu e Roraima. Modificado de Costa et al. (1991b). Sem escala

Figure 6 - Schematic section showing the inversion phase of the Surumu and Roraima basins. Modified from Costa et al. (1991b). Without scale

ESTRUTURAS ANTIGAS x ESTRUTURAS EXTENSIONAIS

A definição dos principais trends estruturais impressos nas rochas do embasamento dos compartimentos extensionais foi conseguida principalmente por meio dos levantamentos geológicos realizados pelas equipes do Projeto Radam na década de 70 e por análises de produtos de sensores remotos. Também, a partir da integração de informações geológicas e geofísicas, foi delineada a megaestruturação da Amazônia em termos de blocos crustais justapostos através de suturas (Hasui et al. 1984). No interior dos blocos, compõem terrenos *gnito-greenstone* e suas bordas são marcadas por cinturões de cisalhamento que incluem faixas de rochas de alto grau (ver Fig. 5 de Hasui et al. 1984).

As investigações de campo têm mostrado que os cinturões de cisalhamento referidos são de tipo essencialmente dúctil, caracterizados por faixas de deformação concentrada e por transformações mineralógicas sintectônicas de fácies anfíbrito a xisto-verde. Nos terrenos *granito-greenstone* também começou a ser verificado que as relações geométricas entre as principais unidades litológicas são dadas por zonas de cisalhamento dúctil.

Quando são comparadas as orientações das estruturas extensionais do Proterozóico Médio com as zonas e cinturões de cisalhamento dúctil mais antigos, constata-se perfeita coincidência entre os dois conjuntos. As estruturas do Compartimento Oriental ajustam-se ao trend das faixas granulíticas NW-SE a WNW-ESE; no Compartimento Ocidental, o quadro parece ser semelhante, com falhas E-W e N-S inseríveis no contexto de passagens de estruturas NW-SE (Cinturões Parima e Uaupés) para NE-SW (Cinturão Guiana Central).

A zona que separa os dois compartimentos, como dito acima, corresponde a um feixe de zonas de cisalhamento dúctil, com orientação NE-SW, fortemente afetada por processos cataclásticos.

Constata-se que as linhas extensionais devem ter evoluído a partir da reativação dos feixes de zonas de cisalhamento dúctil e a organização estrutural dos compartimentos, com seus eixos extensionais próprios, foi controlada pela geometria

das estruturas do embasamento. Nessa análise, ainda é previsível que a Bacia do Amazonas tenha sido edificada sobre um feixe de zonas de cisalhamento dúctil antigo, como apontaram *Hasui et al.* (1984), o qual pode ter funcionado como uma zona de transferência no Proterozóico Médio, dividindo o Compartimento Oriental em dois setores, mas faltam ainda dados para distingui-los.

Essa interpretação dos movimentos condicionados por estruturas preexistentes é coerente com os estudos experimentais que demonstraram ser as zonas miloníticas de fácil reativação por causa da baixa resistência mecânica decorrente da penetrabilidade das estruturas planares e da forte cominuição associada à sua formação (White 1976, White *et al.* 1986, Etheridge 1986).

CONCLUSÕES Conquanto as informações sejam ainda poucas em relação à vastidão da Amazônia brasileira, aquelas existentes já permitem tecer algumas considerações sobre o modelo tectônico do Proterozóico Médio.

As diferenças geométricas e cinemáticas entre os compartimentos extensionais devem-se em parte à presença da Zona de Transferência Boa Vista-Caracará, que funcionou como um anteparo natural de partição da deformação. Feição semelhante pode ter existido na região onde se implantou a Bacia do Amazonas, mas faltam dados (rara defini-la e caracterizar o setor a norte dela. Numerosas falhas menores devem representar feições de acomodação a deslocamentos de blocos no interior dos compartimentos.

O modelo cinemático explica a distribuição geográfica das unidades litológicas e envolve o colapso progressivo do piso e do teto, respectivamente nos Compartimentos Oriental e Ocidental.

Os dados geocronológicos existentes sugerem que esse evento extensional iniciou ao redor de 1,9 Ga e prosseguiu até 1,4 Ga no Compartimento Ocidental e até 0,9 Ga no Compartimento Oriental da Amazônia brasileira. No final do Proterozóico Médio, o Compartimento Ocidental experimentou compressão, enquanto o movimento extensional ainda progredia para SW no Compartimento Oriental e, provavelmente, já no limiar do Proterozóico Superior, neste último ocorreu inversão.

Os produtos litológicos indicam que as isothermas subiram abaixo da área que sofreu subsidência tectônica e o adelgaçamento litosférico não alcançou taxas compatíveis com os estágios de oceanização, mas B foi superior a 2.

Algumas particularidades sustentam o modelo que considera o adelgaçamento da crosta e do manto litosférico imediatamente abaixo da área que sofreu a subsidência tectônica, como:

1. há fortes evidências a favor de que a geometria das estruturas extensionais foi muito controlada por anisotropias antigas impressas no embasamento;
2. as áreas onde se implantaram as bacias extensionais coincidem com as regiões intensamente percoladas por produtos ígneos;
3. não há registros de unidades sedimentares tabulares isentas de deformação e de produtos vulcânicos associados fora das áreas que sofreram subsidência tectônica, isto é, não há evidência de subsidência termal ou rebaixamento de isothermas em direção ao N e NE nos compartimentos Ocidental e Oriental, respectivamente.

Nesse modelo de adelgaçamento, as estruturas extensionais devem passar em profundidade para zonas de cisalhamento impondo um padrão lenticularizado à crosta inferior, semelhante ao descrito por Réston (1988) para o noroeste da Europa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.R.M. 1974. Evolução tectônica do Cráton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. *Rev. Bras. Geoc.*, 4(3):191-204.
- AMARAL, G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. São Paulo, (Tese de Livre Docência, IGIUSP).
- BOSWORTH, J. 1985. Geometry of propagating continental rifts. *Nature*, 316:625-627.
- BRIDGWATER, D.; SUTTON, J.; WATERSON, J. 1974. Crustal downfolding associated with igneous activity. *Tectonophysics*, 21:57-77.
- CORDANI, U.G. & NEVES, B.B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1-3):78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, CO.; TEKEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: CONOR. GEOL. CHILENO, 2. Anca, 1979. *Adas...* Arica. p. 137-148.
- COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; JOÃO, X.S.J.; ARAÚJO, O.J.B. 1991a. Esboço estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental. *Rev. Museu Paraense Emílio Goeldi*. (No prelo).
- COSTA, J.B.S.; REIS, N.J.; PINHEIRO, S.S.; PESSOA, M.R. 1991b. Organização litotectônica do Proterozóico Médio no extremo norte do Estado de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 3. Belém. 1991. *Atas...* Belém, SBG. p. 179-192.
- COWARD, M.P. 1986. Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. *Earth Planet. Sci. Letters*, 80:325-336.
- ETHERIDGE, M.A. 1986. On reactivation of extensional fault systems. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A-317, 179-194.
- GIBBS, A.D. 1984. Structural evolution of extensional basins. *J. Geol. Soc.* 141:609-620.
- GIBBS, A.K.; BARRON, C.N. 1983. The Guyana Shield reviewed. *Epsides*, 6(2):7-14.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, EEM. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. *Epsides*, 8(1):29-37.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMP. AMAZÔNICO, 2. Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, DNP. p. 129-148.
- ISSLER, R.S. & LIMA, M.I.C. 1987. Amazonian Cráton (Brazil) granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):426-441.
- KEEN, K.C. 1985. Some important consequences of lithospheric extension. In: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F.; HANCOCK, P.L. eds. *Continental Extensional Tectonics*. The Geological Society, p. 67-73 (Special Publication 28).
- KEEN, K.C. 1987. The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving forces. *Geoph. J.* 80:95-120.
- UMA, M.I.C. 1986. Interpretação litotectônica da Chapada do Cachimbo baseada em imagens de radar e Landsat In: SIMP. LATINO-AMER. SENSOR. REMOTO. Gramado, 1986. (Separata, s.ed., n.p.).
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; DRAGO, V.A.; CUNHA, B.C.D. 1984. Cobertura da Plataforma da Amazônia, sua sedimentação e evolução tectônica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. 5:2101-2124.
- RÉSTON, T.J. 1988. Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. *Tectonics*, 7(5):929-945.
- WERNICKE, B. 1985. Uniform sense of simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.* 22:108-125.
- WHITE, S.N. 1976. The effects of strain on microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A283:69-86.
- WHITE, S.N.; BRETAN, P.G.; RUTTER, E.H. 1986. Fault zone reactivation: kinematics and mechanisms. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A317:81-91.

MANUSCRITO A739

Recebido em 12 de maio de 1992

Revisão do autor em 7 de agosto de 1992

Revisão aceita em 30 de setembro de 1992

ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DO PROTEROZOICO MÉDIO E SUPERIOR DA REGIÃO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

CARLOS J.S. ALVARENGA* & GERSON S. SAES**

ABSTRACT STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY OF THE MIDDLE AND LATE PROTEROZOIC IN THE SOUTHEAST OF THE AMAZONIAN CRATON. The southeastern part of the Amazonian Craton is made up of Archean and Lower Proterozoic sequences including gneiss, greenstone belts and a huge granitic suite. During the Middle Proterozoic this craton was affected by an extensional regime, during which fault zones of the cratonic basement were reactivated. Basins formed during this episode were filled by sediments of the Aguapeí, Sunsás and Huanchaca groups. These sediments are interpreted as the product of deposition as a platform cover, with extensive shallow marine by-passing to deeper marine deposition ends with fluvial sediments. In the Sunsás and Aguapeí belt these middle Proterozoic sediments were affected by the Sunsás Orogeny, whereas in the Huanchaca, Santa Barbara and Rio Branco regions, they are spared of the deformation. Late Proterozoic sediments and metasediments are present along the transition zone between the Amazonian Craton and the Paraguay Belt. Three Major Glaciomarine sediments deposited on shelf domain (Puga Formation) and slope environments (Cuiabá Group). In this Last environment the glaciomarine sediments were strongly reworked by turbidite currents. The middle unit includes Carbonate (Araras Formation) deposited directly on top of glaciomarine sediment, which changes laterally towards the border of the Craton to muddy limestones (Guia Formation). The upper unit consists of siliciclastic sediments (Raizama and Diamantino formations).

Keywords: Stratigraphy, Mid-Late Proterozoic, Paraguay Belt, Aguapeí Group, Mato Grosso.

RESUMO O sudeste do Cráton Amazônico é formado por seqüências do Arqueano ao Proterozóico Inferior, que apresentam gnaisses, rochas verdes (*greenstone belts*) e suites graníticas. Durante o Proterozóico Médio, a ruptura deste cráton se deu ao longo de zonas de fraquezas preexistentes (originais) bacias reativas são formadas por falhas reativadas do embasamento. Essas bacias foram preenchidas pelos sedimentos dos Grupos Aguapeí, Sunsás e Huanchaca. A reconstrução paleogeográfica desses sedimentos, no Brasil, foi estabelecida como uma cobertura de plataforma iniciada por extensa sedimentação marinha rasa que passa a um ambiente marinho mais profundo, cuja sedimentação de caráter prográdacional termina com a presença de depósitos fluviais. Essas unidades são compostas principalmente por rochas não-metamórficas nas regiões de Huanchaca, Santa Bárbara e Rio Branco. Nas Faixas do Proterozóico Superior estão presentes ao longo da zona de transição entre o Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai. Três unidades litoestratigráficas principais foram individualizadas, uma unidade cuja sedimentação foi interpretada como glácio-marinha no domínio da plataforma (Formação Puga) e no domínio do talude foi caracterizada pelo forte reatamento de sedimentos glácio-marinhos por correntes de turbidez (Grupo Cuiabá); uma unidade carbonatada pós-glacial, com calcários e dolomitos (Formação Araras), sobre a plataforma cratônica, que passa lateralmente para calcários mais argilosos (Formação Guia) em direção a zona interna da faixa; a unidade superior (Formações Raizama e Diamantino) é formada por sedimentos siliciclásticos.

Palavras-chaves: Estratigrafia, Meso-Neoproterozóico, Faixa Paraguai, Grupo Aguapeí, Mato Grosso.

INTRODUÇÃO Neste trabalho é apresentada uma síntese geológica das unidades sedimentares e metassedimentares do Proterozoico Médio e Superior que afloram na parte sudeste do Cráton Amazônico. Estas unidades têm sido descritas em várias áreas com diferentes denominações.

As coberturas sedimentares do Proterozoico Médio estão localizadas em várias sub-bacias espalhadas pelo embasamento cratônico consolidado há 1300 Ma (Litherland *et al.* 1986) (Fig. 1). No Brasil, essas unidades foram denominadas de Aguapeí (Figueiredo & Olivetti 1974), enquanto em território boliviano são conhecidas pelo Chupo Huanchaca (Litherland & Power 1989) na Serra Huanchaca e, na região de Santo Corazón, pelo Grupo Sunsás (Litherland *et al.* 1986). O Ciclo Orogênico Sunsás (~ 1.000 Ma) é o responsável pela deformação dessas rochas em duas faixas: Faixa Sunsás, na Bolívia, e Faixa Aguapeí, no Brasil. Fora dessas duas faixas estreitas e alongadas, suas rochas apresentam-se como coberturas de plataforma não-deformadas nas Serras Huanchaca, Santa Bárbara e Monte Cristo, esta última na região de Rio Branco (Fig. 1).

No Proterozoico Superior, a Faixa Paraguai engloba os sedimentos e metassedimentos deformados pela tectônica bra-

siliana (-600 Ma), individualizados em uma zona externa e outra interna, e os sedimentos subhorizontalizados que se estendem para a zona de cobertura de plataforma cratônica (Fig. 1). Na primeira subdivisão estratigráfica para as rochas da Faixa Paraguai, foram individualizadas as Ardósias (filitos) Cuiabá, Calcários Araras e Arenitos Raizama (Evans 1894). Maciel (1959), Almeida (1964, 1965) e Vieira (1965) estabeleceram novas unidades estratigráficas (Formação Puga, Grupo Jangada, Formação Bauxi, Formação Diamantino) cujos dados proporcionaram algumas hipóteses de correlações estratigráficas para o conjunto da Faixa Paraguai. As mais recentes sínteses estratigráficas e tectônicas englobando a faixa foram propostas por Almeida (1984) e Alvarenga (1990).

Neste trabalho é feita uma revisão e discussão das correlações litoestratigráficas das unidades do Proterozoico Médio e Superior localizadas na borda sudeste do Cráton Amazônico, no Brasil e na Bolívia.

EMBASAMENTO O embasamento das coberturas sedimentares das Bacias Aguapeí-Sunsás, existentes na porção meridional do Cráton Amazônico, é formado por rochas cujas

* Departamento de Geologia Geral, Universidade Federal de Mato Grosso, CEP 78060-900, Cuiabá, MT, Brasil, Endereço atual: Departamento de Geologia Geral e Aplicada, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, CEP 70910-900, Brasília, DF, Brasil

** Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra Universidade Federal de Mato Grosso, CEP 78060-900, Cuiabá, MT, Brasil

regiões de Rio Branco e Pontes e Lacerda, respectivamente, detalhando e estabelecendo modelos de fadés para as formações propostas por Souza & Hildred (1980). Na parte oriental da Bolívia, os trabalhos de mapeamento regional levaram ao estabelecimento de uma área cratônica (Cráton Paraguá) circunscrita pelas Faixas Móveis Sunsás e Aguapeí (Litherland *et al* 1956).

Formação Fortuna A Formação Fortuna é a unidade basal formada por arenitos e conglomerados ortoquartzíticos. A figura 2 mostra as correlações litoestratigráficas entre a unidade basal tanto no Brasil como na Bolívia. No oriente boliviano, a Formação Fortuna corresponde à *Lower Psamitic Unit* (Litherland & Bloomfield 1981) e à Formação Arco iris (Litherland & Power 1989) sendo formada por um pacote de arenitos e conglomerados ortoquartzíticos, com notável aumento de espessura e do conteúdo de feldspatos de noroeste para sudeste em direção a Santo Corazón (Fig. 2). A natureza areno-conglomerática, com abundantes estratificações cruzadas

revela deposição em sistemas fluviais entrelaçados nas áreas das Serras de Huanchaca e São Vicente, passando a plataforma marinha rasa com influência de marés, leques costeiros (fan-deltas) e tempestitos em Pontes e Lacerda e Rio Branco. As áreas mais a sul, na região de Santo Corazón, podem incorporar espessos sistemas de leques aluviais ou costeiros, como resultado da expressiva atuação de falhas sin-sedimentares. A bipolaridade das paleocorrentes (NW-SE), na região de Pontes e Lacerda e Rio Branco, reforça a hipótese de sedimentação por ação de marés, bem como sugere o preenchimento longitudinal de uma bacia alongada nesta direção desde os primórdios de sua instalação (Litherland *et al* 1986, Saes *et al* 1987, Litherland & Power 1989, Saes & Leite no prelo).

Formação Vale da Promissão A Formação Vale da Promissão representa uma cunha de sedimentos marinhos

progradante, espessando-se para SE. Nas regiões de Rio Branco e Pontes e Lacerda, ela é composta por pelitos com intercalações arenosas depositadas por ação de tempestades em uma plataforma marinha rasa (Saes *et al* 1987). Em direção a Santo Corazón, a Formação Vale da Promissão passa a seqüências turbidíticas (Litherland *et al* 1986). Ela corresponde à *Argillaceous Unit* de Litherland & Bloomfield (1981) e eventualmente à Formação Cuatro Carpas (Litherland & Power 1989) da Serra de Huanchaca, onde a interestratificação de lobos arenosos e pelitos sugere a existência de construções deltaicas. Essa unidade sedimentar intermediária dos Grupos Aguapeí/Sunsás foi sedimentada após o clímax da transgressão marinha regional que marca este intervalo, representando uma progradação com alto nível do mar.

Formação Morro Cristalina A Formação Morro Cristalina é formada de quartzo-arenitos e mais raramente conglomerados, cujos principais atributos sedimentológicos são a maturidade elevada e o caráter exclusivamente continental (fluvial e eólico) de seus depósitos (Saes *et al* 1987, Litherland & Power 1989). Digno de nota é o fato desta unidade ocorrer apenas nos setores não-deformados dessas bacias, o que, conjugado ao predomínio de paleocorrentes fluindo de SE para NW, parece indicar que a sua deposição ocorreu após a principal fase deformacional que afetou estas coberturas e a inversão do paleodeclive regional para NW, o que sugere um caráter molassóide para a sua sedimentação. Essa coluna arenosa superior recebe a denominação de *Upper Psamitic Unit* em Santo Corazón (Litherland *et al* 1986), sendo duvidosamente correlacionada à Formação Buena Vista na Serra de Huanchaca (Litherland & Power 1989).

BACIA DO PROTEROZÓICO SUPERIOR As unidades litoestratigráficas do Proterozóico Superior que se desenvolveram na borda sudeste do Cráton Amazônico se apresentam dentro de domínios tectono-estratigráficos que

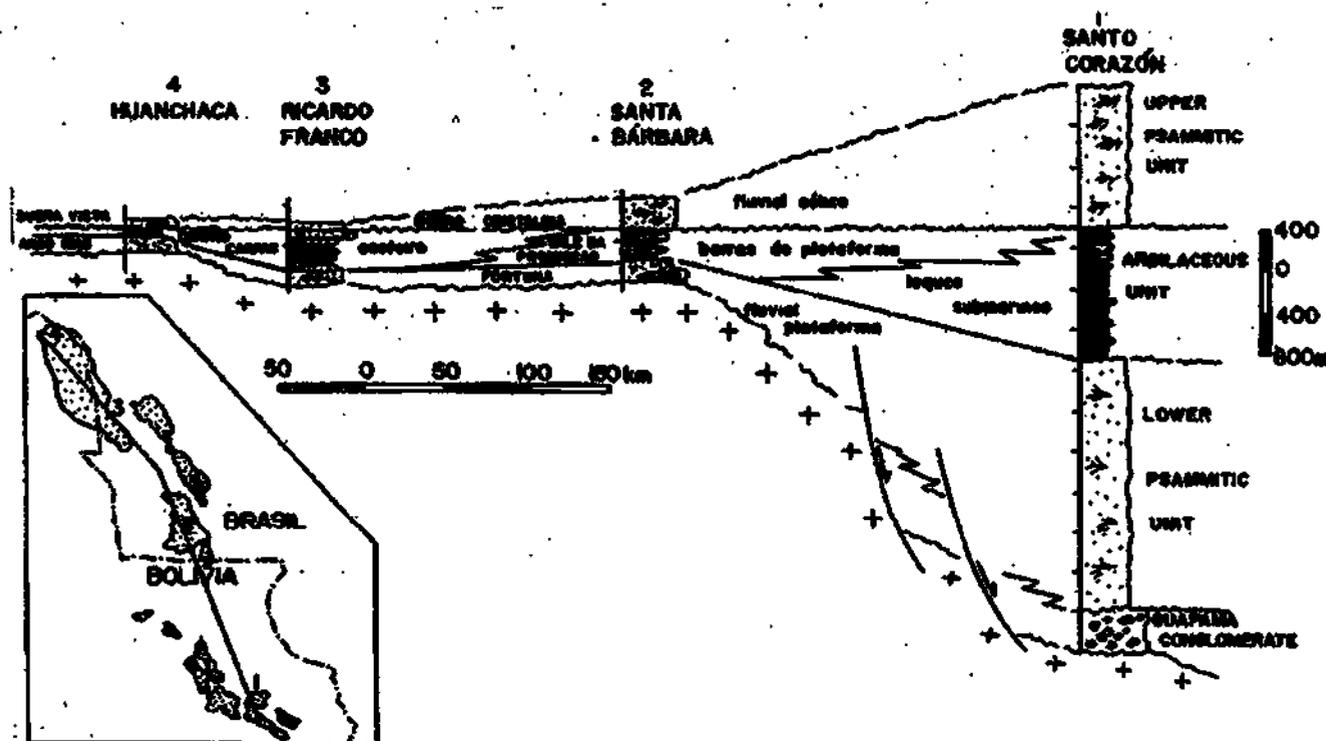


Figura 2 - Correlações litoestratigráficas entre as bacias sedimentares do Proterozóico Médio da borda sudeste do Cráton Amazônico

Figure 2 - Lithostratigraphic relationships between Middle Proterozoic sedimentary basins on the border of the Amazonian Craton

gradam lateralmente de coberturas subhorizontais de plataforma, para rochas dobradas e parcialmente metamorfozadas para o interior da Faixa Paraguai (Almeida 1984, Alvarenga 1990). O reconhecimento da influência da última glaciação do Proterozóico Superior em diferentes unidades litoestratigráficas dessa região permitiu a sua correlação estratigráfica em diferentes domínios dentro da bacia de sedimentação.

As diferentes colunas estratigráficas propostas para a Faixa Paraguai apresentam controvérsias na passagem entre as zonas estruturais interna e externa da faixa (Alvarenga 1984). Por causa dessa discordância, duas interpretações estratigráficas foram propostas para esta zona de transição:

1. Presença de duas grandes unidades estruturais e estratigráficas, onde as rochas da zona interna (Grupo Cuiabá), mais fortemente metamorfozadas e dobradas, são consideradas como mais antigas que aquelas das Formações Diamantino, Raizama, Araras, Puga e Bauxi que formam a zona externa da faixa e a cobertura cratônica (Figueiredo & Olivatti 1974, Ribeiro & Figueiredo 1974, Ribeiro *et al.* 1975, Luz *et al.* 1978, 1980, Schobbenhaus *et al.* 1981, 1984, Barros *et al.* 1982, Del'Arco *et al.* 1982, Almeida 1984).

2. Depósitos parcialmente contemporâneos entre as rochas sedimentares que formam a parte inferior da cobertura de plataforma e da zona externa da faixa (Formações Puga e Bauxi) e os metassedimentos da zona interna da faixa de dobramentos (Chupo Cuiabá) (Almeida 1964a,b, 1965, 1974, Alvarenga 1985, 1988, Alvarenga & Trompette 1988, 1992). As rochas sedimentares, levemente dobradas na borda externa da Faixa Paraguai, passam lateralmente às coberturas de plataforma do Cráton Amazônico. A maioria das unidades litoestratigráficas se distribui através de diferentes faties, nos três domínios estruturais individualizados. Assim, por exemplo, a unidade estratigráfica que inclui as Formações Puga e Bauxi é pouco espessa e subhorizontal na zona de cobertura cratônica, passando a uma unidade litoestratigráfica um pouco mais espessa e dobrada, dentro da zona externa da faixa. No domínio interno da faixa, esta unidade inclui o Grupo Cuiabá, espesso, tectonizado e metamorfozado (Alvarenga 1988, Alvarenga & Trompette 1988, 1992).

As unidades estratigráficas utilizadas neste trabalho, de acordo com a tese de contemporaneidade entre as rochas da cobertura de plataforma e das faixas dobradas, foram reunidas em quatro grandes grupos, formados por diferentes faties (Alvarenga 1988, 1990): 1. unidade inferior, de caráter local e situada a NW da Cidade de Poconé no núcleo da Anticlinal de Bento Gomes, é composta por filitos, filitos grafitosos, quartzitos e dolomites; 2. extensa unidade glácio-marinha/turbidítica foi formada durante a última glaciação do Proterozóico Superior, 3. espessa unidade carbonatada; 4. unidade superior detritica (Fig. 3).

Unidade Inferior A unidade inferior está representada apenas por parte das rochas do Grupo Cuiabá (zona interna da faixa), situada no núcleo da Anticlinal de Bento Gomes a noroeste de Poconé (Fig. 1). Nesta unidade, está incluída a maioria das rochas grafitosas (filitos e quartzitos) do Grupo Cuiabá, que localmente estão associadas a dolomites. Esta unidade foi estratigraficamente individualizada por Luz *et al.* (1980), nas subunidades 1 e 2 do Chupo Cuiabá.

Unidade glácio-marinha-turbidítica Esta unidade foi estudada para a região entre Cuiabá-Província Serrana-Mirassol d'Oeste, entretanto, correlações estratigráficas foram feitas com as regiões de Corumbá e da Bolívia.

REGIÃO DE CUIABÁ-PROVÍNCIA SERRANA-MIRASSOL D'OESTE Esta unidade inclui todas as rochas formadas durante o último período glacial do Proterozóico Superior, incluindo as rochas formadas pela influência direta de uma sedimentação glácio-marinha e também as formadas em

ambiente marinho mais distal, originadas de materiais glaciogênicos retrabalhados por correntes turbidíticas.

As rochas das Formações Puga, Bauxi e da maioria do Grupo Cuiabá formam a unidade glácio-marinha e turbidítica do Proterozóico Superior da região. As variações de faties laterais e verticais entre diamictitos, argilitos, siltitos, quartzitos e conglomerados sugerem a passagem de um ambiente glácio-marinho de plataforma, a oeste, para uma bacia turbidítica, a teste (Fig. 3).

Na zona de cobertura cratônica, os afloramentos da unidade glácio-marinha se reúnem na Formação Puga. Eles são compostos de diamictitos, com intercalações de arenitos finos e siltitos depositados em discordância angular sobre o embasamento do Cráton Amazônico.

Na zona externa da faixa, diamictitos maciços e estratificados formam a litologia predominante da Formação Puga que constitui a unidade glácio-marinha dessa zona (Alvarenga 1988, Alvarenga & Trompette 1988, 1992). Importantes intercalações de arenitos, contendo ocasionalmente seixos e blocos isolados (Formação Bauxi), são conhecidas nas regiões entre Bauxi e Nobres (Fig. 1 e 3). Essas intercalações arenosas, inicialmente denominadas de Formação Bauxi, são na realidade de uma faties arenosa da Formação Puga.

Na zona interna da faixa, os metassedimentos dobrados e metamorfozados, denominados de "Brasilides metamórficas" por Almeida (1984, 1985), são principalmente compostos pelas rochas do Grupo Cuiabá. Estas rochas foram depositadas durante um período glacial, incluindo ambiente glácio-marinho sobre a plataforma cratônica e turbidítico no domínio do talude e no talude distal (Alvarenga 1988, 1990, Alvarenga & Trompette 1988, 1992) que caracterizam a zona interna da faixa.

Três grandes grupos de faties sedimentares, com base nas suas características de sedimentação turbidítica proximal, intermediária e distal, configuram a sedimentação no talude da bacia (Fig. 3).

Na parte superior do talude (fácies proximal), são encontrados diamictitos intercalados a conglomerados e arenitos. Esta área é parcialmente coincidente com a região considerada por Almeida (1974) como pertencente ao Grupo Jangada e com as áreas mapeadas como subunidades 4, 5 e 7 do Grupo Cuiabá descritas por Luz *et al.* (1980).

Em direção às partes mais externas do talude, os filitos apresentam espessas intercalações de quartzitos, quartzitos conglomeráticos e metaconglomerados, de até 100 m de espessura, que são internamente organizados em ciclos de granodecrescência para o topo. Estas intercalações (quartzitos e conglomerados) foram interpretadas por Alvarenga (1985) como leques de alimentação de uma fácies turbidítica grossa. Os afloramentos dessa fácies estão incluídos na área mapeada por Luz *et al.* (1980) como subunidades 3 e parte da 5 do Grupo Cuiabá.

Nas porções externas do talude e em direção ao extremo teste da bacia, uma faties mais distal é composta quase que exclusivamente por filitos, podendo apresentar intercalações mais grossas formadas internamente por vários ciclos gradacionais de quartzitos e metassiltitos. Os filitos desta fácies são pouco conhecidos, por se encontrarem quase que totalmente capeados por formações superficiais ou por se apresentarem bastante alterados.

Seixos e blocos de natureza diversa são encontrados de forma isolada e cortando a estratificação dos metassedimentos. Estes são provavelmente transportados por *icebergs* e são a única indicação direta da presença da glaciação.

REGIÃO DE CORUMBÁ E DA BOLÍVIA ORIENTAL As coberturas de plataforma cratônica da região de Corumbá estendem-se para oeste, em território boliviano (Fig. 1). Elas foram depositadas sob domínio cratônico, que foi afetado por uma tectônica rígida de falhas isolando blocos mais ou menos elevados, como é o caso do Morro de Urucum, próximo a Corumbá.

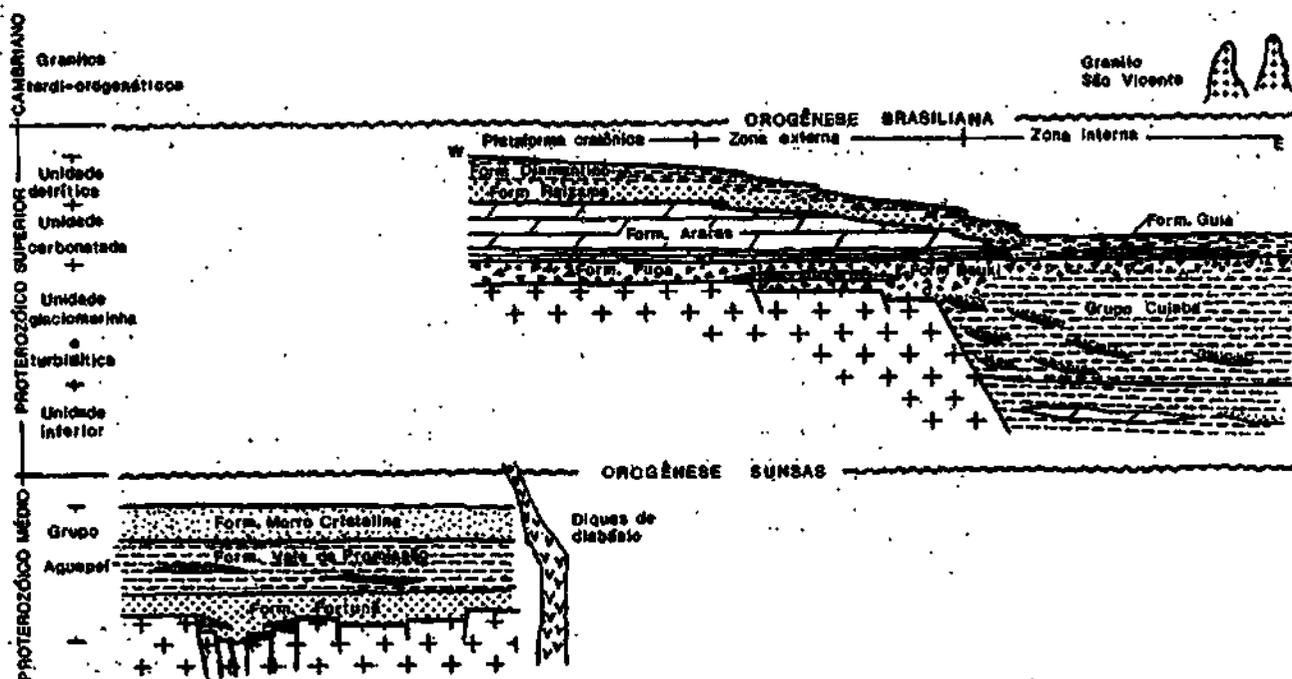


Figura 3 - Esquema das relações estratigráficas da Proterozóico Médio e Superior na borda sudeste do Cráton Amazônico (sem escala)

Figure 3 - Middle Proterozoic and Late Proterozoic schematic stratigraphic relationships on the border of the Amazonian craton (not to scale)

A unidade inferior aflorando ao sul da Faixa Sunsás até as proximidades de Corumbá é formada pelos Grupos Boqui e Jacadigo e pela Formação Puga.

O Grupo Boqui engloba arcósios, conglomerados, arenitos, siltitos, calcários e diamictitos e apresenta importantes variações laterais de fácies (Litherland *et al.* 1986).

O Grupo Jacadigo, considerado como depositado dentro de uma bacia marginal cratonica (Almeida 1984), foi subdividido em duas formações: Formação Urucum, basal, composta de arcósios e conglomerados com blocos e seixos do embasamento, e Formação Santa Cruz, composta de finas alternâncias de jaspilitos e arcósios e incluindo camadas manganêsíferas que localmente podem atingir 5,4 m na porção inferior da formação. Gastos caídos (*dropstones*) de granito foram identificados nesta formação.

A Formação Puga é composta de diamictitos com intercalações arenosas e reconhecida como uma fácies glacial (Maciel 1959).

Unidade carbonatada A unidade carbonatada é formada na região de Cuiabá pela Formação Araras e em Corumbá e Bolívia Oriental pelos Grupos Corumbá e Mucielago, respectivamente.

REGIÃO DE CUIABÁ Os calcários e dolomites da Formação Araras têm suas melhores exposições na zona de cobertura cratonica e na zona externa da faixa. Nessa última eles atingem uma espessura de até 1.300 m (Luz *et al.* 1978). Um membro inferior de 200 m é formado de calcários e calcários margosos cinza-escuros. Os 1.100 m restantes do membro superior, são formados por dolomites bem cristalizados cinzas e brancos. Nos dolomites da zona de cobertura cratonica, foi descrito por Zaine (1991) um nível estratiforme e colunar de estromatólito limitado na base e no topo por camadas de evaporitos (pseudomorfo), indicando evidências de salinidade variável durante a deposição. Estromatólitos colunares, intraclastos e níveis de calcarenitos com laminação cruzada são encontradas em direção ao topo da Formação

Araras, sugerindo um aumento da energia do ambiente. Intercalações arenosas são também encontradas no topo da formação que termina com o início da sedimentação detritica da Formação Raizama.

Na zona interna, esta unidade é correlacionada à parte superior da seqüência metassedimentar do Grupo Cuiabá, formada por uma fácies pelito-carbonatada denominada de Formação Guia (Fig. 3) (Alvarenga 1988) ou subunidade 8 (Luz *et al.* 1980). Na Sinclinal da Guia, essa fácies é composta de calcários, calcários margosos e lentes dolomíticas que passam a metassiltitos e metargilitos laminados (Alvarenga 1990).

REGIÃO DE CORUMBÁ E BOLÍVIA ORIENTAL A unidade carbonatada é formada pelas rochas que foram reagrupadas no Grupo Corumbá (Formações Bocaina e Tamego) em território brasileiro e no Grupo Mucielago na Bolívia.

Unidade superior A unidade superior é composta por uma espessa seqüência de rochas detriticas, compreendendo os arenitos feldspáticos da Formação Raizama e os argilitos, siltitos e arcósios da Formação Diamantino, todas as duas reunidas no Grupo Alto Paraguai (Fig. 3). Essa unidade tem suas exposições na zona de cobertura cratonica e na zona externa da faixa. A Unidade Superior não foi encontrada na região de Corumbá. Arenitos (Formação Mandioré) depositados sobre os calcários (Grupo Mucielago) são descritos em território boliviano (Litherland *et al.* 1986) e podem ser o equivalente boliviano da Formação Raizama.

CONCLUSÕES As rochas detriticas do Proterozóico Médio da borda sudeste do Cráton Amazônico se depositaram em bacias moldadas por grandes falhas do embasamento. O seu preenchimento está relacionado a período de prolongada estabilidade tectônica, não se descartando a possibilidade de atuação de falhas sinsedimentares. As diferentes fácies associadas às variações na sua espessura e ao padrão de paleocorrentes das rochas do Grupo Aguapeí sugerem que a sedimentação iniciou-se por uma invasão marinha rasa (Formação Fortuna), passan-

do a uma sedimentação prográdante com nível de mar alto (Formação Vale da Promissão) e, finalmente, a uma sedimentação fluvial de domínio continental (Formação Morro Cristalina). Uma espessa coluna estratigráfica, com a presença de arcólios e uma significativa importância de conglomerados, ao longo das duas faixas dobradas (Sunsás e Águapef), sugere serem elas duas sub-bacias localizadas em zonas de fraquezas crustais do embasamento com falhas que atuaram também durante a sedimentação, causando a sua maior subsidência quando comparadas com as colunas estratigráficas menos espessas das sub-bacias adjacentes (Fig. 2). Essas duas bacias mais profundas coincidentemente são as únicas que foram posteriormente dobradas pela Orogênese Sunsás (~1.000 Ma). No Proterozóico Superior, três unidades litoestratigráficas principais foram individualizadas sobre as coberturas cratônicas da borda SE do Cráton Amazônico e no interior da Faixa Paraguai. Uma unidade basal restrita a faixa dobrada é observada na região ao Anticlinório de Bento Gomes à noroeste de Poconé. A unidade glácio-marinha/turbidítica é contemporânea à glaciação do final do Proterozóico Superior que influenciou mais de perto os sedimentos glácio-marinhos da plataforma continental, que foram a fonte do material transportado como fluxo de débitos (*debris-flow*) e turbiditos depositados do talude em direção ao interior da bacia. A influência do período glacial é mais facilmente detectada nos sedimentos de cobertura de plataforma (glácio-marinhos) e parcialmente re-trabalhados por fluxos de gravidade. Na zona interna da faixa, os sedimentos foram originalmente depositados em uma bacia marginal desenvolvida na quebra da plataforma continental

(zona do talude), com domínio de uma sedimentação por fluxos gravitacionais. Ao término do período glacial, supõem-se que todos os detritos retidos nas geleiras tenham sido derretidos, gerando assim um grande aporte de sedimentos para o interior da bacia. Nesse caso, esses sedimentos do final da glaciação podem explicar a extensão de diamictitos por toda a bacia da Formação Puga ao Grupo Cuiabá no interior da zona interna (Fig. 3). A unidade carbonatada marca o início da sedimentação devido ao aumento do nível do mar. Os calcários escuros e laminados da base dessa unidade passam no topo a dolomite (dolarenitos) que se intercalam com sedimentos detríticos arenosos. Esses carbonates (Formação Araras) caracterizam uma sedimentação de plataforma marinha rasa, em regime de deposição prográdante, culminando com a sedimentação dos arenitos da unidade superior (Formação Raizama). No interior da bacia, a unidade detrítica superior pode ter seu correspondente nos metassiltitos e metargilitos laminados do Grupo Cuiabá que se encontram acima da unidade carbonatada (Formação Guia).

Agradecimentos Os autores agradecem o apoio financeiro e científico proporcionado pela UFMT, PADCT e CNPq (Proc. 40.7171/83, 403469/89-9 e 500647/90-9). Agradecemos também aos organizadores da conferência de campo sobre o Proterozóico Médio e Superior no Brasil - A. J. Dourado Rocha e J. M. Landim Dominguez - a CPRM e a SBG por tomarem viável este evento. Um especial agradecimento a Roland Trompette, pelo incentivo, discussões e críticas na realização dos trabalhos sobre a Faixa Paraguai.

- ALMEIDA, F.F.M. 1964a. *Geologia do Centro-Oeste Matogrossense*. Rio de Janeiro. DNP/DM. 137 p. (Boletim 215).
- ALMEIDA, F.F.M. 1964b. *Glaciação Eo-Cambriana em Mato Grosso*. Rio de Janeiro, DNP/DM. 10 p. (Boletim 117).
- ALMEIDA, F.F.M. 1965. Geossinclino Paraguai. In: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS, I. Porto Alegre, 1965. Porto Alegre, Centro Acad. Est. Geol., UFRGS. p. 87-101.
- ALMEIDA, F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. AN/J... Porto Alegre, SBG. v. 4, p. 11-17.
- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins-aetor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASULY, eds. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher. p. 265-281.
- ALMEIDA, F.F.M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1986. Atas... Goiânia, SBG. p. 3-14.
- ALVARENGA, C.J.S. 1984. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3258-3271.
- ALVARENGA, C.J.S. 1985. Evidências de fácies turbidíticas grosseiras no Grupo Cuiabá, MT. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1985. Atas... Goiânia, SBG. p. 256-266.
- ALVARENGA, C.J.S. 1988. Turbiditos e a Glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(3):323-327.
- ALVARENGA, C.J.S. 1990. *Phénomènes Sédimentaires, Structuraux et Circulation de Fluides Développés à la Transition Chamo-Craton: Exemple de la Quote Paraguai d'âge Proterozoïque Supérieur, Mato Grosso, Brésil*. Marseille. 177 p. (Thèse Doc., Sei. Univ. d'Aix Marseille II).
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1988. Upper Proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). In: Meeting Earth's Glacial Record - Proj. 260. Cuiabá 1988. *Abstracts and Field Trip...* Cuiabá, IGCP-UNESCO/UFMT. p. 31-44.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1992. Glacial influenced sedimentation in the uppermost Proterozoic and lower Cambrian of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 92:85-105.
- BARROS, AM.; SILVA, R.M.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA, J.J., Jr.; RIVETTI, M.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Folha SD21 Cuiabá, Geologia. In: RADAMBRASIL. *Levantamento de Recursos Naturais*. Rio de Janeiro, Radambrasil. p. 25-192. (Volume 26).
- DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARAPANOFF, L.; FREIRE, F.A.; FERREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, L.G.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Folha SE. 21 Corumbá e parte da Folha SE. 20. In: RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, Radambrasil. p. 25-160. (Levantamento de Recursos Naturais 27).
- EVANS, J.W. 1894. The geology of Mato Grosso. *Geol. Soc. Lond., Quart. J.*, 50:85-104.
- FIGUEIREDO, A.J.A. & OUVATTI, O. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia, DNP/DM/CPRM. v. 1, 173 p. (Relatório Final Integrado).
- LASA - ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A. 1968. *Levantamento Fotogeológico do Centro-Oeste de Mato Grosso*. Rio de Janeiro, Lasa. 77 p. (Relatório 153).
- LEITE, J.A.D. 1987. Integrated attempt of geological aspects of east Bolivia and southwest portion of Mato Grosso state, Brazil. In: MEETING PROJ. 204. Carajás, 1987. *Extended Abstr...* Carajás, IGCP-UNESCO. p. 113-115.
- LEITE, J.A.D.; SAES, G.S.; RUIZ, A.S. 1986. Sequências supracrustais do tipo *Greenstone Belts* na porção sul do Cráton Amazônico, Mato Grosso. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *BoL Resumos...* Goiânia, SBG. p. 98.
- LEITE, J.A.D.; SAES, G.S.; WESKA, R.K. 1985. A Suíte Intrusiva Rio Branco e o Grupo Águapef na Serra do Rio Branco, Mato Grosso. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1985. Atas... Goiânia, SBG. p. 247-255.
- LITTLERLAND, M.; ANNELLS, R.N.; APPLETON J.J.; BERRANGÉ, J.A.; BLOOMFIELD, K.; BURTON, C.C.J.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.L.; HAWKINS, M.J.; KLINCK, B.A.; LLANOS, A.; MITCHELL, W. L.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, R.J.; POWER, G.; WEEB, B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. London, Brit. Geol. Surv. 153 p. (Overseas Memoir 9).
- LITTLERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. 1981. The Proterozoic History of Eastern Bolivia. *Precamb. Res.*, 15:157-179.
- LITTLERLAND, M. & POWER, G. 1989. The geologic and geomorphologic evolution of Serrania Huanchaca, eastern Bolivia: the legendary "lost world". *J. S. Am. E. Sci.*, 2:1-17.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; LEMOS, D.B.; ARGOLLO, J.L.; SOUZA, N.B.; ABREU FILHO, W. 1978. *Projeto Província Serrana*. Goiânia, DNP/DM/CPRM. v. 1, 105 p. (Relatório Final).
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA JJM.; TANNO, L.C.; CARMO, L.S.; SOUZA, N.B. 1980. *Projeto Coxipó*. Goiânia, DNP/DM/CPRM. v. 1, 136 p. (Relatório Final).
- MACIEL, P. 1959. *Título Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso*. S30 Pauto, SBG. p. 3-49. (Boletim 8).
- MONTEIRO, H.; MACEDO, P.M.; SILVA, M.D.; MORAES, A.A.; MARCHELLO, C.M.L. 1986. *O Greenstone Belt do Alto Jauru*. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 35. Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG. v. 2, p. 630-647.

- RIBEIRO, W., F & FIGUEIREDO, A.J.A. 1974. Reconhecimento geológico da região oeste de Mato Grosso. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 23. Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 4, p. 27-35.
- RIBEIRO, W., F.; LUZ, J.S.; ABREU, W., R. 1978. *Projeto Serra Azul*. Goiânia, DNPM/ORM. v. 1, 104 p. (Relatório Final).
- SAK, G.S.; ALVARFAGA, C.J.S.; CUNHA, J.E. 1987. Depósitos de plataforma marinha dominada por marés e tempestades do Proterozóico Médio na porção sudeste do craton amazônico, região de Rio Branco, MT. In: SIMP. SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO. Ouro Preto, 1987. *Anais...* Ouro Preto, SBG/NMG. v. 6, 1-15.
- SAES, G.S. & LEITE, J.A.D. (no prelo). Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí: Mato Grosso e oriente boliviano. *Rev. Bras. Geoc.*, (no prelo).
- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D.; WESKA, R.K. 1984. Geologia da Folha Jauru (SD-21-Y-C-III): Uma síntese dos conhecimentos. In: CONGR. SOC. BRÁS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 3, p. 2193-2204.
- SOUZA, E.P. & MILDRED, P.R. 1980. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí, oeste de Mato Grosso. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 31. Camború, 1980. *Anais...* Camború, SBG. v. 2, p. 813-825.
- SCHOBENHAUS, C. F.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1974. *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*. Brasília, DNPM. (Escala 1/2 500 000).
- SCHOBENHAUS, C. P.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. *Geologia do Brasil Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*. Brasília, DNPM. 501 p.
- TAKAHASHI, A.T.; SILVA, P.C.S.; MENEZES, R.G. 1990. Aspectos dos ambientes de deposição do Grupo Aguapeí na área da Falha Pontes e Lacerda (SD-Z1-Y-C-11). In: CONGR. BRÁS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v. 1, p. 290-299.
- VIEIRA, A.J. 1965. *Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso*. Petrobrás/DEBSP. 58 p. (Relatório Técnico 303).
- ZAINE, M.F. 1991. *Análise dos Fósseis de Parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu Contexto Temporal e Paleoambiental*. São Paulo, 215 p. (Tese Doutorado, IG/USP).

MANUSCRITO A736

Recebido em 12 de maio de 1992

Revisão do autor em 15 de agosto de 1992

Revisão aceita em 24 de agosto de 1992