



CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

VOLUME 2

**NELSON JOAQUIM REIS
MARCOS ANTÔNIO SOARES MONTEIRO**
(COORDENADORES)

Contribuições à
Geologia da Amazônia

Volume 2

Contribuições à
Geologia da Amazônia
Volume 2

Panorama do conhecimento geológico por ocasião do
VI SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
em Manaus, de 13 a 17 de junho de 1999

Coordenadores

NELSON JOAQUIM REIS

Geólogo da CPRM – Serviço Geológico do Brasil
Superintendência Regional de Manaus
Av. André Araújo 2160, Aleixo, CEP: 69.060-001
Manaus-AM
e-mail: reis@cprm-ma.gov.br

MARCOS ANTÔNIO SOARES MONTEIRO

Geólogo da CPRM – Serviço Geológico do Brasil
Superintendência Regional de Manaus
Av. André Araújo 2160, Aleixo, CEP: 69.060-001
Manaus-AM
e-mail: marcos_monteiro@cprm-ma.gov.br

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA – NÚCLEO NORTE

2001
Manaus, Amazonas, Brasil

R 375 REIS, Nelson Joaquim, coord.

Contribuições à Geologia da Amazônia Volume 2. Manaus.

Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, 2001.

463 p.: mapa, pranchas e fotografias coloridas e P&B

(Panorama do conhecimento geológico por ocasião do **VI Simpósio de Geologia da Amazônia**, em Manaus, de 13 a 17 de junho de 1999)

ISBN: 85-88692-01-5

1. GEOLOGIA 2. AMAZÔNIA I. MONTEIRO, Marcos
Antônio Soares

CDD: 558 (11)

CDD: 55 (811)

O trabalho dos coordenadores deste livro consistiu de diagramação, edição de arte, composição, paginação, motivo e layout da capa. Realizou-se ainda, uma revisão editorial (texto, tabelas e figuras) de todos os trabalhos aqui reunidos.

Os conceitos expressos nos trabalhos que constituem o presente livro são de total e exclusiva responsabilidade do(s) autor(es).

1ª edição – 2001 (500 exemplares)

APRESENTAÇÃO

Em termos regionais amazônicos, o grande momento das geociências no ano de 1999 foi, seguramente, o VI Simpósio de Geologia da Amazônia, acontecido pela primeira vez na cidade de Manaus, em junho daquele ano. Considerando o momento difícil vivido pela economia do país naquele instante e o prolongamento de seus efeitos através das empresas e órgãos governamentais de todas as esferas do Estado Brasileiro, a participação efetiva da comunidade geológica por todo o evento veio coroar o esforço requerido para sua realização.

A escolha do tema central do Simpósio — Óleo e Gás na Amazônia Ocidental — foi bastante oportuna, considerando ser o Estado do Amazonas o único produtor de petróleo na Amazônia e detentor de uma considerável parcela das reservas brasileiras de gás natural em terra, relevando, deste modo, a apresentação e discussão desse tema com toda a sociedade.

Durante o Simpósio foram apresentados 147 trabalhos, dos quais 11 foram posteriormente encaminhados completos à Comissão Organizadora. Todos eles foram submetidos a revisores reconhecidos pela comunidade geológica e cujos resultados são apresentados neste livro. Seu conteúdo, representa contribuições de diversas instituições de ensino — pesquisa, pesquisa mineral e estudos ambientais no Brasil e exterior.

Este segundo volume de Contribuições à Geologia da Amazônia pretende dar continuidade ao esforço despendido pelos coordenadores do V Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Belém em 1997, que realizaram tarefa inédita no sentido da difusão do conhecimento geológico e parcela de contribuição e participação no desenvolvimento sustentável da Região Amazônica.

A Comissão Organizadora agradece a participação dos autores que contribuíram para que este livro se materializasse e mais uma vez apresenta o seu profundo reconhecimento e apreço aos parceiros que solidariamente realizaram o VI Simpósio de Geologia da Amazônia: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral, INPA – Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia, CREA/AM – Conselho Regional de Arquitetura e Engenharia do Amazonas, MATAPI Mineração, CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, Mineração Taboca – Grupo Paranapanema, Barrick do Brasil Mineração Ltda., DOCEGEO – Rio Doce Geologia e Mineração, Minorco do Brasil, Rio Tinto Desenvolvidores Minerais Ltda., SOPEMI Pesquisa e Exploração de Minérios Ltda., Golden Star Resources Ltda., PETROBRAS, SUDAM – Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia, ANADARKO Petroleum Corporation, ACA – Associação Comercial do Amazonas, Prefeitura Municipal de Presidente Figueiredo – AM, IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Belfort Eventos & Comunicações e Amazon Explorers.

Manaus, AM

Fernando Pereira de Carvalho
Presidente da Comissão Organizadora do VI SGA

APRESENTAÇÃO

Em termos regionais amazônicos, o grande momento das geociências no ano de 1999 foi, seguramente, o VI Simpósio de Geologia da Amazônia, acontecido pela primeira vez na cidade de Manaus, em junho daquele ano. Considerando o momento difícil vivido pela economia do país naquele instante e o prolongamento de seus efeitos através das empresas e órgãos governamentais de todas as esferas do Estado Brasileiro, a participação efetiva da comunidade geológica por todo o evento veio coroar o esforço requerido para sua realização.

A escolha do tema central do Simpósio — Óleo e Gás na Amazônia Ocidental — foi bastante oportuna, considerando ser o Estado do Amazonas o único produtor de petróleo na Amazônia e detentor de uma considerável parcela das reservas brasileiras de gás natural em terra, relevando, deste modo, a apresentação e discussão desse tema com toda a sociedade.

Durante o Simpósio foram apresentados 147 trabalhos, dos quais 11 foram posteriormente encaminhados completos à Comissão Organizadora. Todos eles foram submetidos a revisores reconhecidos pela comunidade geológica e cujos resultados são apresentados neste livro. Seu conteúdo, representa contribuições de diversas instituições de ensino – pesquisa, pesquisa mineral e estudos ambientais no Brasil e exterior.

Este segundo volume de Contribuições à Geologia da Amazônia pretende dar continuidade ao esforço despendido pelos coordenadores do V Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Belém em 1997, que realizaram tarefa inédita no sentido da difusão do conhecimento geológico e parcela de contribuição e participação no desenvolvimento sustentável da Região Amazônica.

AGRADECIMENTOS

Aos revisores Afonso César Rodrigues Nogueira (Dep. Geociências – UA), Antonio Romalino Fragoso César (Inst. de Geociências – USP), Augusto Pedreira (CPRM/BA), Adriana Maria Coimbra Horbe (Dep. Geociências – UA), Mário Vicente Caputo (CG – UFPA), Marco Antônio Horbe (CPRM/MA), Werner Truckenbrodt (CG – UFPA), Roberto Vizeu Lima Pinheiro (CG – UFPA)

Diagramação em arquivo *Page Maker* – Maria Teresa da Costa Dias (CPRM/MA)

Apresentação: Fernando Pereira de Carvalho (Presidente da Comissão Organizadora do VI Simpósio de Geologia da Amazônia; CPRM/MA)

Apoio: Marcelo L. Vasquez (Presidente da Sociedade Brasileira de Geologia / Núcleo Norte; CPRM/BE)

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO	V
AGRADECIMENTOS	VII
SUMÁRIO	VIII

1 - The geology and metallogeny of French Guiana and the links with West Africa

P. Ledru, J. P. Milési	1
------------------------------	---

2 - As mudanças paleoclimáticas da Terra e os seus registros, com ênfase no Quaternário

K. Suguio	25
-----------------	----

3 - Evolução tectono – estrutural da Província Tapajós com base na geologia das folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250.000), região limite dos estados do Amazonas e Pará

M.E. Almeida, A.L. Ferreira, M.F.L. Brito, M.A.S. Monteiro .	57
--	----

4 - O Supergrupo Roraima ao longo da faixa fronteiriça entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén – Monte Roraima)

N.J. Reis, G. Yánez	115
---------------------------	-----

5 A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo – Balbina, nordeste do Amazonas	
A.M.C. Horbe, A.C.R. Nogueira, M.A. Horbe, M.L.	
• Costa, K. Suguio	148
6 Extração de areia e cascalho no leito do rio Tocantins – Marabá (PA): avaliação e estudo de viabilidade	
L.T.R. Costa, A.C. Mendes, A.L. Melo	181
7 Formação Gorotire: considerações sobre uma unidade siliciclástica particular da serra dos Carajás – PA	
F.D. Lima, R.V.L. Pinheiro	205
8 Classificação global da bacia dos Parecis no Estado de Rondônia	
R.B.C. Bahia, A.J. Pedreira	230
9 A evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e adjacências	
J.E. Scandola, G.J. Rizzotto, J.L. Amorim, M.L.E.S. Quadros, R.B.C. Bahia	259
10 Geologia do Grupo Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia: acreção continental e implicações geotectônicas	
G.J. Rizzotto, E.F. Lima, F.Chemale Jr	349
11 Um grave problema estratigráfico na região do Alto Solimões	
L.L. Silva	449

1

**THE GEOLOGY AND METALLOGENY OF FRENCH
GUIANA AND THE LINKS WITH WEST AFRICA**

Patrick Ledru

Jean Pierre Milési

BRGM, DR, BP 6009, 45060 Orléans cedex 02, France
(p.ledru@brgm.fr), (jp.milesi@brgm.fr)

ABSTRACT	03
INTRODUCTION	03
THE GUIANA PROVINCE	05
* Paleoproterozoic Greenstone Belts	06
Transcurrent System of the North Guiana Trough	08
Relationship Between Gold Mineralization and Structures	10
THE WEST AFRICAN PROVINCE	11
Accretion Through Creation of Juvenile Lithosphere	13
Transcurrent System of the North Guiana Trough	08
Relationship Between Gold Mineralization and Structures	10
THE WEST AFRICAN PROVINCE	11
Accretion Through Creation of Juvenile Lithosphere	13
SEDIMENTARY BASINS	14
Relationships Between the Sedimentary Basins and Volcanic Belts	15
Transcurrent Tectonism of the Eburnean Collision	16
Mineralization as Markers of the Eburnean Orogeny	17
CONCLUSION: COMPARISON BETWEEN THE GUIANA AND WEST AFRICAN PROVINCES	20
REFERENCES	21

ABSTRACT

Structural, metamorphic and isotopic analyses of the Paleoproterozoic provinces of Guiana and West Africa indicate a succession of accretionary and deformation phases forming part of a major orogenic cycle. Among the main events were:

- An accretionary phase, marked by the emplacement of major volcanic and plutonic suites, between 2.2 and 2.1 Ga;
- The development of fluvio-deltaic basins in a foreland position between 2.1 and 2.0 Ga;
- A major phase of convergence around 2.0 Ga (Transamazonian and Eburnean orogenies) leading to the formation of a continental block foreshadowing the Gondwana continent; it corresponded to an oblique collision between Archaean terrane and the newly formed Paleoproterozoic terranes.

The geology of Guiana and West Africa is presented within this revised tectonic setting, and the position and significance of the mineral deposits of these continents are discussed.

INTRODUCTION

Structural, metamorphic and isotopic data obtained during studies on gold metallogeny have led to a complete revision of the geology of the Circum-South-Atlantic provinces (Fig. 1). The tectonic contexts of the Guiana and West Africa. Paleoproterozoic provinces indicate a succession of accretionary and deformation phases forming part of a major orogenic cycle. A review of the geology of these provinces is presented.

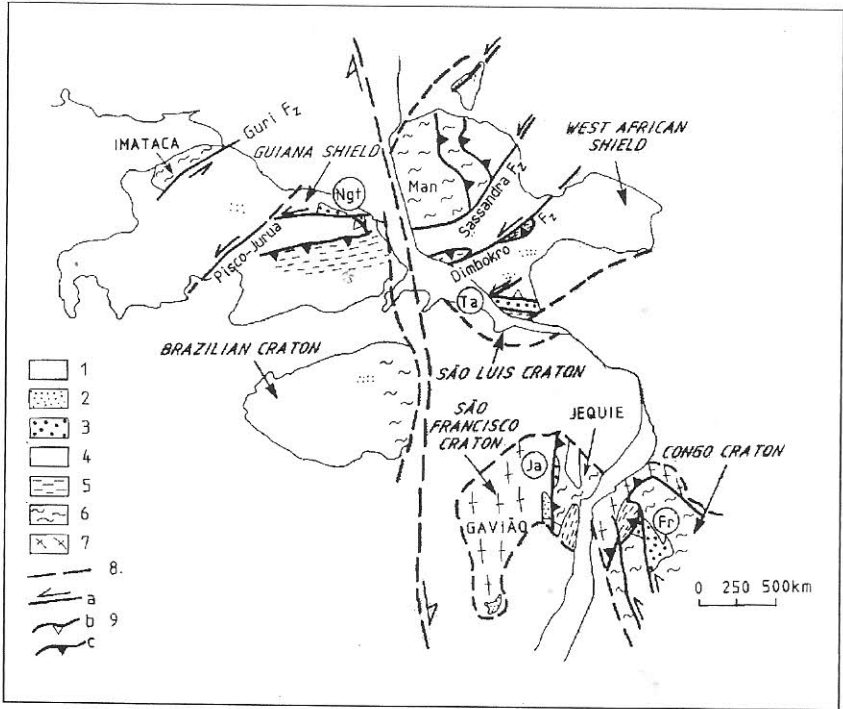


Figure 1 – Schematic tectonic map of circum-South Atlantic Paleoproterozoic provinces. Location of the main Paleoproterozoic fluvio-deltaic formations.

(1) post Paleoproterozoic (2) fluvio-deltaic formations (Fr: Francevillian, Ja: Jacobina Unit, NgT: North Guiana Trough, Ta: Tarkwaian); (3) undifferentiated Paleoproterozoic; (4) high-grade Paleoproterozoic formation; (5) Archaean including granulitic formation; (6) Archaean granites and migmatites; (7) major structural lines of the Pan African orogen; (8) major structural line of the Paleoproterozoic orogen, a-sinistral strike-slip faults, b-thrusts related to the strike-slip faults, c-deep crustal thrust.

THE GUIANA PROVINCE

The main structural trends of the Guiana Province, which extends from Venezuela to Brazil and along which a major accretionary event occurred, are defined by greenstone belts and granite-gneissic assemblages (Fig. 2). The geology of the province (Gibbs and Barron 1983, 1993) is well represented by the lithological succession defined in Suriname (Bosma *et al.* 1983) which, from bottom to top, consists of:

- The volcanic Paramaka Formation, composed of komatiitic-type ultrabasic rocks, tholeiitic basalts and calc-alkaline andesites;
- The Armina Formation, composed of flyschoid sedimentary rocks;
- The Rosebel Formation, composed of detrital fluvio-deltaic deposits, which overlies the Paramaka and Armina formations and crops out within restricted basins in which collapse products from volcanic landforms and flysch basins were reworked.

This succession was accompanied by tonalitic to granitic diapiric intrusions. Incorporating French Guiana within this geological framework was problematic: according to Choubert (1974), the flyschoid sediments, equivalent to the Armina Formation, formed the top of the Paleoproterozoic. Structural data, however, have shown that these flysch deposits crop out below an Upper Detrital Unit in antiform position (Ledru *et al.* 1991a), thus in agreement with the Suriname succession.

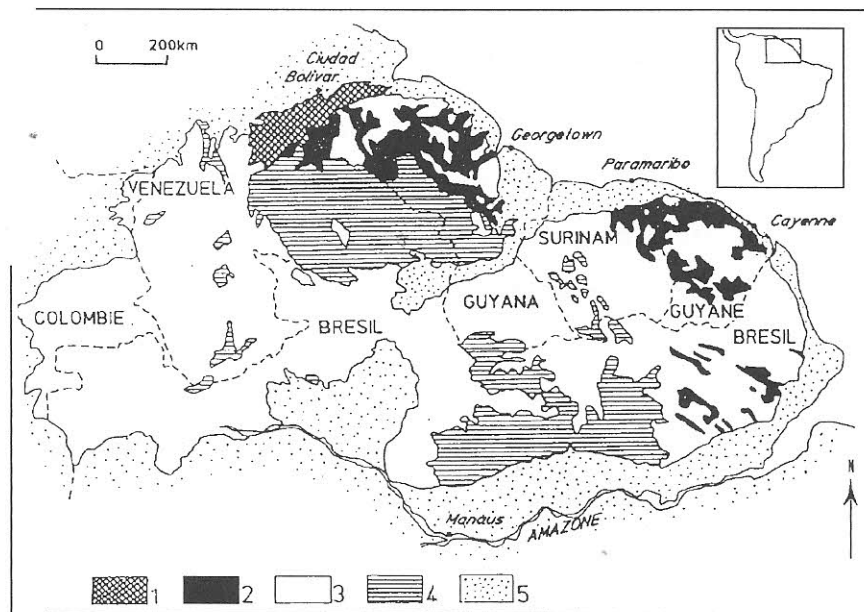


Figure 2 – (1) Archaean Imataca complex; (2) Paleoproterozoic Greenstone supergroup; (3) Transamazonian Granitoids; (4) Middle Proterozoic; (5) Tertiary – Quaternary.

Paleoproterozoic Greenstone Belts

The major greenstone belt of Suriname divides, in French Guiana, into a southern greenstone belt, studied in the mid-1980s (Gruau *et al.* 1985), and a northern greenstone belt, containing greenstone volcanics and fluvio-deltaic assemblages (Egal *et al.* 1994; Milesi *et al.* 1995; Vanderhaeghe *et al.* 1998), representing two major synclinoria separated by a very large granitic domain composed of tonalite and granitoids. These belts were built up during two major periods:

- A period of tholeiitic volcanism and magmatism indicated by basic and acidic volcanics of tholeiitic affinity at the base of the belts, associated with coeval trondhjemitic bodies. Komatiites have been identified in the southern belt (Gruau *et al.* 1985) and ultrabasic rocks of same composition are intercalated in the northern one. The trondhjemites, derived from fractional crystallization of an intra-continental tholeiitic magma, are dated at 2.17 Ga (Ile de Cayenne; Milesi *et al.* 1995; Vanderhaeghe *et al.* 1998).
- A period of explosive volcanic activity indicated by intermediate to acidic volcanic lavas (andesites-dacites) intercalated in sequences of pyroclastites and epiclastites that formed within a basin that was originally hundreds of kilometres wide. Isotopic data indicate a calc-alkaline affinity for some of these lavas, such as the tonalites emplaced at the margin of the volcanic zones. Single-zircon ages of 2.11 and 2.14 Ga obtained for associated (?) hypovolcanic intrusions are identical to the 2.11 Ga age from a Nd/Sm isochron obtained on lavas from the southern belt (Milesi *et al.* 1995; Vanderhaeghe *et al.* 1998; Gruau *et al.* 1985). The chemistry of these plutons is compatible with a modern volcanic-arc context.

Hydrothermal alteration is sparse within these belts, but several districts have revealed a metallogenic potential. For instance, a kilometre-scale tourmalinization of the sediments and lavas and a carbonate-chlorite-sulphide dissemination are recorded within the southern greenstone belt. (Milesi *et al.* 1995), irregular low gold values over large areas constitute an early disseminated stock metal.

- A period of tholeiitic volcanism and magmatism indicated by basic and acidic volcanics of tholeiitic affinity at the base of the belts, associated with coeval trondhjemitic bodies. Komatiites have been identified in the southern belt (Gruau *et al.* 1985) and ultrabasic rocks of same composition are intercalated in the northern one. The trondhjemites, derived from fractional crystallization of an intra-continental tholeiitic magma, are dated at 2.17 Ga (Ile de Cayenne; Milesi *et al.* 1995; Vanderhaeghe *et al.* 1998).
- A period of explosive volcanic activity indicated by intermediate to acidic volcanic lavas (andesites-dacites) intercalated in sequences of pyroclastites and epiclastites that formed within a basin that was originally hundreds of kilometres wide. Isotopic data indicate a calc-alkaline affinity for some, of these lavas, such as the tonalites emplaced at the margin of the volcanic zones. Single-zircon ages of 2.11 and 2.14 Ga obtained for associated (?) hypovolcanic intrusions are identical to the 2.11 Ga age from a Nd/Sm isochron obtained on lavas from the southern belt (Milesi *et al.* 1995; Vanderhaeghe *et al.* 1998; Gruau *et al.* 1985). The chemistry of these plutons is compatible with a modern volcanic-arc context.

Hydrothermal alteration is sparse within these belts, but several districts have revealed a metallogenic potential. For instance, a kilometre-scale tourmalinization of the sediments and lavas and a carbonate-chlorite-sulphide dissemination are recorded within the southern greenstone belt (Milesi *et al.* 1995), irregular low gold values over large areas constitute an early disseminated stock metal.

The emplacement and deposition of the greenstone belt formations was followed by a major compressive phase of deformation. (D1). Granulitic rocks, in which migmatization is dated at 2.1 Ga, were thrust northwards over the southern greenstone belt, reflecting a tangential tectonic style restricted to the very southern part of French Guiana (Jegouzo *et al.* 1990; Ledru *et al.* 1994); at belt scale, however, the S1 foliation and the main stretching direction are generally subvertical. Foliation planes, metamorphic grade and structures within the granites indicate that the emplacement of these tonalitic domes was contemporaneous with the D1 deformation, thus confirming the age around 2.1 Ga. The compression is marked by a homogeneous shortening of the volcanic and sedimentary formations that led to a moderate thickening of the greenstone belts.

The significance of the flyschoid Armina Formation in this context remains open to discussion. It could correspond to the development of a back-arc basin to the north of the Paramaka Formation or of a foreland basin at the periphery of zones of maximum thickness.

Transcurrent System of the North Guiana Trough

Lozenge-shaped detrital basins within the northern greenstone belt, occurring preferentially at the contact between the Paramaka Formation and the Armina flysch basin, form an en echelon alignment along an E-W to NW-SE structure, the North Guiana Trough (Ledru *et al.* 1991a). They are interpreted as syntectonic pull-part basins related to sinistral strike-slip movement

The emplacement and deposition of the greenstone belt formations was followed by a major compressive phase of deformation. (D1). Granulitic rocks, in which migmatization is dated at 2.1 Ga, were thrust northwards over the southern greenstone belt, reflecting a tangential tectonic style restricted to the very southern part of French Guiana (Jegouzo *et al.* 1990; Ledru *et al.* 1994); at belt scale, however, the S1 foliation and the main stretching direction are generally subvertical. Foliation planes, metamorphic grade and structures within the granites indicate that the emplacement of these tonalitic domes was contemporaneous with the D1 deformation, thus confirming the age around 2.1 Ga. The compression is marked by a homogeneous shortening of the volcanic and sedimentary formations that led to a moderate thickening of the greenstone belts.

The significance of the flyschoid Armina Formation in this context remains open to discussion. It could correspond to the development of a back-arc basin to the north of the Paramaka Formation or of a foreland basin at the periphery of zones of maximum thickness.

Transcurrent System of the North Guiana Trough

Lozenge-shaped detrital basins within the northern greenstone belt, occurring preferentially at the contact between the Paramaka Formation and the Armina flysch basin, form an en echelon alignment along an E-W to NW-SE structure, the North Guiana Trough (Ledru *et al.* 1991a). They are interpreted as syntectonic pull-part basins related to sinistral strike-slip movement

of the second major phase of deformation (D2). Conglomerates and sandstones that accumulated within these basins, with transport being from south to north, are as much as 5000 m thick in the Mana basin (Manier *et al.* 1993). The reworked components were derived mainly from the Armina Formation and hydrothermally-altered rocks: foliated schists, quartz, quartzite, tourmalinite, etc. Detrital zircons from these deposits have been dated at 2.14 and 2.11 Ga, which are identical to the ages of the calc-alkaline plutons of the greenstone belt (Milesi *et al.* 1995).

Calc-alkaline potassic granites, dated at 2.09 and 2.08 Ga (late D1 to early D2), were emplaced along the major faults and within the Paramaka and Armina Formations, and imparted an andalusite contact metamorphism.

The tectonic evolution differs from one basin to another, the most complete being observed within the Regina Basin. Here the Upper Detrital Unit crops out in two synclines lying respectively on the northern and southern limbs of an antiform occupied by the Armina Formation. The penetrative deformation is related to a NW-SE - to WNW-ESE-trending sinistral shear (Ledru *et al.* 1994), with NNW-SSE-trending thrust zones corresponding to lateral ramps. A prograde metamorphism reflects the progressive burial of these detrital formations:

- Stratification within the proximal sedimentary formations is commonly marked by layers of heavy minerals (zircon, apatite, ilmenite, Al-Zn chromite, etc.) interbedded with layers of quartz, micas and lithic clasts of variable grain size;

- Andalusite blasts containing inclusions of white micas orientated parallel to an early incipient foliation are developed over the primary sedimentary structures;
- The andalusite blasts are wrapped by a dominant S2 foliation in which the progressive stages are marked by the crystallization of sericite-chlorite, muscovite-kyanite and finally chloritoid-kyanite-paragonitic muscovite.

This evolution reflects increasing pressure conditions during progressive deformation. Thus, the chloritoid-kyanite-paragonite association and the alteration of andalusite to kyanite indicate a pressure of more than 4 kb, corresponding to burial conditions at a depth of more than 10 km.

The presence of this paragenesis in zones of apparently sinistral simple shear implies early underthrusting prior to the transcurrent shear. In conclusion, the tectonic evolution fits with a basin development in a foreland position during a phase of oblique collision.

Relationship Between Gold Mineralization and Structures

Predictive geology of the formations indicates two stages of gold concentration:

- an early formation of Au stock-metal within the Paramaka volcanics where areas of low-grade disseminated gold correspond to zones of intense hydrothermal alteration marked by Mg tourmaline-chlorite-carbonate-sulphur dissemination.

- a concentration of the gold during the D2 tectonic phase giving rise to progressive deformation along the North Guiana Trough, from its onset to burial along the lateral ramps.

The first stage is observed within the polymict conglomerates located at the base of the Regina basin. These deposits, which correspond to debris flows, show low-grade gold values in zones containing abundant hydrothermalized clasts (Manier *et al.* 1993; Milesi *et al.* 1995).

The second stage was controlled by the metamorphic development related to structural and magmatic events. Veins and tension gashes mineralized in quartz-sulphides-carbonate-albite within the Paramaka Formation, the contact zones with plutonic bodies and the North Guiana Trough, became centres of gold concentration during the progressive D2 deformation. The infill of these veins changes progressively from a “poor” Au-Cu-Fe signature to a “complexe” signature with the addition of Pb, W, Bi, Sn, Sb

THE WEST AFRICAN PROVINCE

The West African Province comprises Paleoproterozoic terranes accreted around the Archaean Man Shield block (Fig. 3), with the main structural trends being defined by sedimentary basins and SW-NE-trending volcanic belts separated by large granitic batholiths. The relative position of these dominantly volcanic or sedimentary domains is controversial, as the original lithology of the so-called Birimian formations remains unclear in many regions where contacts are poorly exposed. Among recent work, Tagini (1971) has proposed a geosynclinal model in which the volcanic rocks are located at the very base of

the Birimian and the sedimentary basins at the top, whereas Milesi *et al.* (1989, 1992) distinguished, following Junner (1935, 1940), two main periods for the Birimian deposits with a lower dominantly sedimentary B1 and an upper dominantly volcanic B2 separated by a D1 regional tectonic phase. In Ghana, according to Oberthür *et al.* (1994), present ideas open to discussion fluctuate between (i) the contemporaneity of the volcanic belts and the flysch facies, both covered by fluvio-deltaic deposits (Leube *et al.* 1990), and (ii) a volcanic belt covered by synchronous flysch deposits and Tarkwaian sediments.

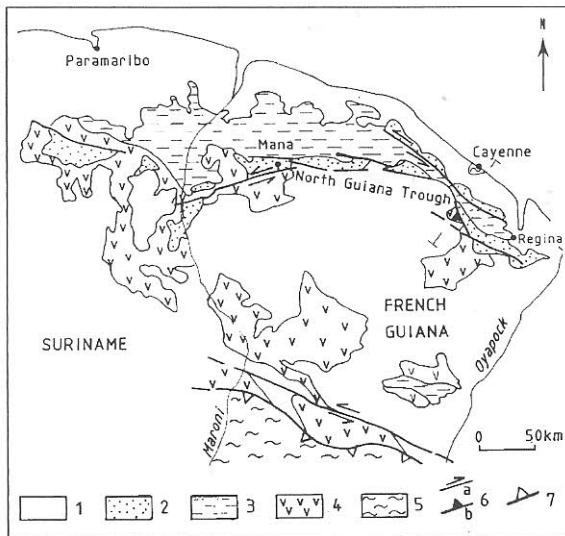


Figure 3 – Tectonic sketch map and section of the northern Guiana province.

(1) undifferentiated granite; (2) upper detrital formation; (3) flysch-like sedimentary rocks of the Armina formation; (4) volcanic rocks of the Paramaca formation; (5) high-grade metamorphic rocks of southern French Guiana; (6) D2 structures, a- sinistral transcurrent shear zone, b- thrust zone in lateral ramp position; (7) D1 thrust zone.

Accretion Through Creation of Juvenile Lithosphere

The Paleoproterozoic is characterized by major accretion event, between 2.2 and 2 Ga, which is marked by magmatic complexes and volcanic belts. These were emplaced during several pulses, distinct, in time and space, in varied tectonic contexts.

The oldest markers of this accretion are known in Ghana and Côte d'Ivoire, where the magmas are mainly of tholeiitic affinity and have been dated at 2.17-2.19 Ga (Abouchami *et al.* 1990; Hirdes *et al.* 1992; Taylor *et al.* 1992; Oberthür *et al.* 1994). These oldest complexes are locally identified in the work of Milesi *et al.* (1989, 1992), as for example in Côte d'Ivoire where the Ity volcanic formation were assigned to the very base of the Birimian. The geographic extension of these "old" complexes appears to be underestimated (Milesi *et al.* 1989) and should probably include a large part of the Ghanaian volcano-plutonic complexes.

Isotopic data have revealed that other volcanic belts correspond to younger volcanic centres, such as the pyroclastic volcanic formations from Senegal-Mali (the Dalema complex, dated at 2.08-2.07 Ga; Milesi *et al.* 1989; Liégois *et al.* 1991), Côte d'Ivoire (2.05 Ga in West Comoé; Fabre *et al.* 1990), etc. According to Milesi *et al.* (1992), these belts belong to the upper Birimian (B2). The younger volcanic suites are generally bimodal (tholeiitic and calc-alkaline) associated with the polyphased intrusion of magmatic rocks. Laterally, fluvio-deltaic formations correspond to the infill of depressions related to the volcanic belts.

Accretion Through Creation of Juvenile Lithosphere

The Paleoproterozoic is characterized by major accretion event, between 2.2 and 2 Ga, which is marked by magmatic complexes and volcanic belts. These were emplaced during several pulses, distinct in time and space, in varied tectonic contexts.

The oldest markers of this accretion are known in Ghana and Côte d'Ivoire, where the magmas are mainly of tholeiitic affinity and have been dated at 2.17-2.19 Ga (Abouchami *et al.* 1990; Hirdes *et al.* 1992; Taylor *et al.* 1992; Oberthür *et al.* 1994). These oldest complexes are locally identified in the work of Milesi *et al.* (1989, 1992), as for example in Côte d'Ivoire where the Ity volcanic formation were assigned to the very base of the Birimian. The geographic extension of these "old" complexes appears to be underestimated (Milesi *et al.* 1989) and should probably include a large part of the Ghanaian volcano-plutonic complexes.

Isotopic data have revealed that other volcanic belts correspond to younger volcanic centres, such as the pyroclastic volcanic formations from Senegal-Mali (the Dalema complex, dated at 2.08-2.07 Ga; Milesi *et al.* 1989; Liégois *et al.* 1991), Côte d'Ivoire (2.05 Ga in West Comoé; Fabre *et al.* 1990), etc. According to Milesi *et al.* (1992), these belts belong to the upper Birimian (B2). The younger volcanic suites are generally bimodal (tholeiitic and calc-alkaline) associated with the polyphased intrusion of magmatic rocks. Laterally, fluvio-deltaic formations correspond to the infill of depressions related to the volcanic belts.

Finally, some volcanic formations remain without precise age determinations and their structural position is unclear, as for example the Mako formations, in Senegal, composed of basic lavas and intrusive ultrabasic bodies (Ledru *et al.* 1991b).

SEDIMENTARY BASINS

The sedimentary basins were filled by graywackes and pelites, with intercalated acidic dacitic volcanics and pyroclastics and with carbonate intervals at the top. Local intraformational breccias, hydrothermal pipes and volcanic dykes reflect tectonic instability. Detrital zircons from several basins (Ghana, Mali-Senegal, Côte d'Ivoire) indicate a source dated between 2.2 and 2.1 Ga, exceptionally Archaean in Guinea.

The main sediment source for these basins was thus very probably the lithosphere created during the early accretionary event.

The flysch-type sediments and lithological characteristics of the basin, combined with the above data, indicate rapid subsidence locally controlled by tectonic structures. Two models may be considered:

- Active-margin or back-arc basins located at the margin of the volcanic zones, with the sediments being deposited over a juvenile lithosphere. This model implies the existence of one or several subduction zones with the basins marking a mature stage of crustal accretion. Several arguments against this model are the absence of a true volcanic arc, the rarity of the pyroclastic intercalations, and uncertainties about the actualist character of the subductions during the Paleoproterozoic.

Finally, some volcanic formations remain without precise age determinations and their structural position is unclear, as for example the Mako formations, in Senegal, composed of basic lavas and intrusive ultrabasic bodies (Ledru *et al.* 1991b).

SEDIMENTARY BASINS

The sedimentary basins were filled by graywackes and pelites, with intercalated acidic dacitic volcanics and pyroclastics and with carbonate intervals at the top. Local intraformational breccias, hydrothermal pipes and volcanic dykes reflect tectonic instability. Detrital zircons from several basins (Ghana, Mali-Senegal, Côte d'Ivoire) indicate a source dated between 2.2 and 2.1 Ga, exceptionally Archaean in Guinea.

The main sediment source for these basins was thus very probably the lithosphere created during the early accretionary event.

The flysch-type sediments and lithological characteristics of the basin, combined with the above data, indicate rapid subsidence locally controlled by tectonic structures. Two models may be considered:

- Active-margin or back-arc basins located at the margin of the volcanic zones, with the sediments being deposited over a juvenile lithosphere. This model implies the existence of one or several subduction zones with the basins marking a mature stage of crustal accretion. Several arguments against this model are the absence of a true volcanic arc, the rarity of the pyroclastic intercalations, and uncertainties about the actualist character of the subductions during the Paleoproterozoic.

- Foreland basins with the sediments reflecting the breakdown of the early stage of the accretion during a convergence. In this model the basins would indicate a change in tectonic regime, from extension to compression, associated with the onset of underthrusting at the margin of the lithospheric blocks. The main objection to this model derives from the discontinuities of the markers of this early collision, mainly identified at the margin of the Man Shield (Feybesse & Milési 1994).

Relationships Between the Sedimentary Basins and Volcanic Belts

The characterisation of these controversial relationships requires a comparison of their tectonic evolution:

- Strain analyses indicate the common presence of two superposed foliations, the second of which (S2) is related to the main N-S-striking sinistral strike-slip faults and is seen in the sedimentary and volcanic rocks of both B1 and B2;
- The S1 foliation, reflecting an early phase of deformation (D1) is widespread in the B1 sedimentary rocks. The B2 volcanic rocks were not affected by this deformation either because of their high competence or because they are younger than the deformation;
- Metamorphic gradients within the basins are localized and difficult to characterize because the metamorphic grade is everywhere moderate. Two hypotheses are generally considered: the contribution of granitic intrusions to the gradient and (or) the regional character of the gradient related to zones of underthrusting;

- Foreland basins with the sediments reflecting the breakdown of the early stage of the accretion during a convergence. In this model the basins would indicate a change in tectonic regime, from extension to compression, associated with the onset of underthrusting at the margin of the lithospheric blocks. The main objection to this model derives from the discontinuities of the markers of this early collision, mainly identified at the margin of the Man Shield (Feybesse & Milési 1994).

Relationships Between the Sedimentary Basins and Volcanic Belts

The characterisation of these controversial relationships requires a comparison of their tectonic evolution:

- Strain analyses indicate the common presence of two superposed foliations, the second of which (S2) is related to the main N-S-striking sinistral strike-slip faults and is seen in the sedimentary and volcanic rocks of both B1 and B2;
- The S1 foliation, reflecting an early phase of deformation (D1) is widespread in the B1 sedimentary rocks. The B2 volcanic rocks were not affected by this deformation either because of their high competence or because they are younger than the deformation;
- Metamorphic gradients within the basins are localized and difficult to characterize because the metamorphic grade is everywhere moderate. Two hypotheses are generally considered: the contribution of granitic intrusions to the gradient and (or) the regional character of the gradient related to zones of underthrusting;

- Structural unconformities are observed locally, with volcano-plutonic dykes cutting early penetrative structures and foliated pebbles occurring within conglomerates (Ledru *et al.* 1991b; Milesi *et al.* 1991): a precise chronology of these dykes is, however, necessary;
- Isotopic data indicate an hétérochronism (between 2.15 and 2.08 Ga) of the early phase of deformation (D1) in the different basins (Feybesse & Milési 1994).

Although the existence of an early phase of deformation is clearly demonstrated, no tectonic model exists at present. Several hypothesis can be proposed:

- Restricted development in the vicinity of the granitic intrusions (Vidal 1986);
- Early collision tectonism (Milesi *et al.* 1992; Feybesse & Milési 1994);
- Syn-sedimentary tectonism within a rapidly subsiding basin;
- Progressive implication of foreland basins during the compressive tectonism.

Transcurrent Tectonism of the Eburnean Collision

The final convergence, dated as 2.09 to 1.95 Ga, indicates an oblique collision of the Archaean and Paleoproterozoic blocks. This tectonism, which contributed to building up the continent through lateral accretion of volcanic and sedimentary domains and the production of crustal granites,

- Structural unconformities are observed locally, with volcano-plutonic dykes cutting early penetrative structures and foliated pebbles occurring within conglomerates (Ledru *et al.* 1991b; Milesi *et al.* 1991): a precise chronology of these dykes is, however, necessary;
- Isotopic data indicate an heterochronism (between 2.15 and 2.08 Ga) of the early phase of deformation (D1) in the different basins (Feybesse & Milési 1994).

Although the existence of an early phase of deformation is clearly demonstrated, no tectonic model exists at present. Several hypothesis can be proposed:

- Restricted development in the vicinity of the granitic intrusions (Vidal 1986);
- Early collision tectonism (Milesi *et al.* 1992; Feybesse & Milési 1994);
- Syn-sedimentary tectonism within a rapidly subsiding basin;
- Progressive implication of foreland basins during the compressive tectonism.

Transcurrent Tectonism of the Eburnean Collision

The final convergence, dated as 2.09 to 1.95 Ga, indicates an oblique collision of the Archaean and Paleoproterozoic blocks. This tectonism, which contributed to building up the continent through lateral accretion of volcanic and sedimentary domains and the production of crustal granites,

is marked by major N-S trending transcurrent faults. Shear zones, penetrative deformation (ductile mylonites, foliations, lineations), regional folds and syntectonic granites reveal a rotational component of the regional deformation. In this context, the Tarkwaian basin is interpreted as a foreland basin developed at the front of a lateral ramp along the strike-slip faults. Located at the lithospheric boundary between volcanic belts and sedimentary basins, it records the breakdown of the Birimian formations. The resulting crustal thickening is significant, with the metamorphic grade in the Tarkwaian locally reaching the andalusite-kyanite-chloritoid zone.

Mineralization as Markers of the Eburnean Orogeny

The known sites of ore deposition reveal the existence of an early stock metal within marker beds, the importance of fluid-rock interaction associated with metamorphism, and the morphological variations arising from the intensity and chronology of the deformation (Fig. 4).

is marked by major N-S trending transcurrent faults. Shear zones, penetrative deformation (ductile mylonites, foliations, lineations), regional folds and syntectonic granites reveal a rotational component of the regional deformation. In this context, the Tarkwaian basin is interpreted as a foreland basin developed at the front of a lateral ramp along the strike-slip faults. Located at the lithospheric boundary between volcanic belts and sedimentary basins, it records the breakdown of the Birimian formations. The resulting crustal thickening is significant, with the metamorphic grade in the Tarkwaian locally reaching the andalusite-kyanite-chloritoid zone.

Mineralization as Markers of the Eburnean Orogeny

The known sites of ore deposition reveal the existence of an early stock metal within marker beds, the importance of fluid-rock interaction associated with metamorphism, and the morphological variations arising from the intensity and chronology of the deformation (Fig. 4).

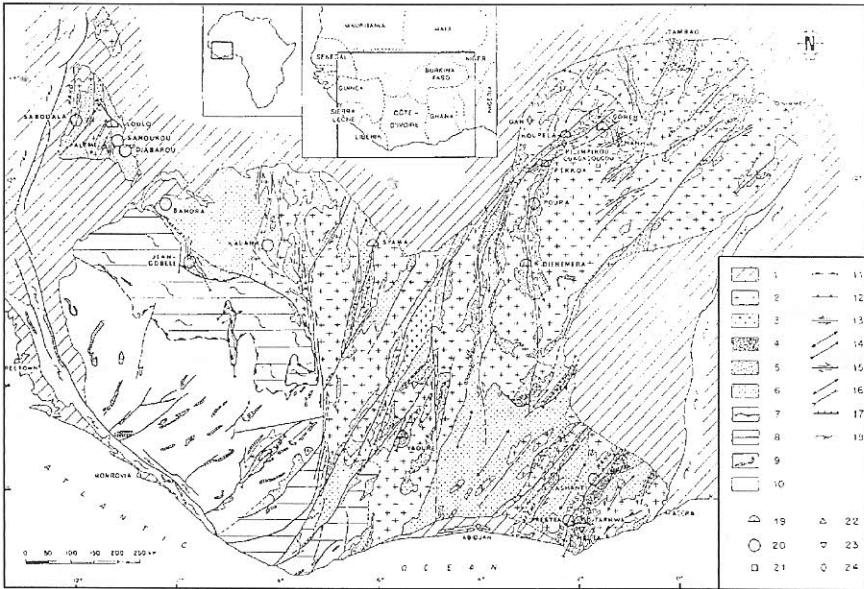


Figure 4 – Location and geology of the studied Birimian ore deposit. 1 = post-Eburnean, 2 = undifferentiated Paleoproterozoic granite, 3 = leucogranite, 4 = B2 Tarkwaian, 5 = B1 (Ghana) and B2 volcanic unit, 6 = B1 mainly sedimentary unit, 7 = D₁ thrust belt, 8 = Archaean and/or Proterozoic granite-gneiss complexes (Dabakalian and Birimian) deformed by the Eburnean orogenesis, 9 = Archaean greenstone belts and banded iron-formations, 10 = Archaean granite-gneiss complexes, 11 = D₁ thrust, 12 = D₂ thrust, 13 = D₂ strike-slip fault, 14 = D₂ fold, 15 = D₃ strike-slip fault, 16 = D₃ fold, 17 = D₃ thrust, 18 = Pan-African mobile belt, 19 = Au disseminated sulphide deposit, 20 = Au discordant mesothermal and Au stratiform deposit, 21 = Zn-Ag massive sulphide deposit, 22 = Fe stratiform deposit, 23 = Mn stratiform deposit, 24 = Pb quartz vein. Geology adapted from Milési *et al.* (1989, 1992) and Marcoux and Milési (1993).

The formation of Au stock metal within the volcanic belts and sedimentary basins occurred during the lithospheric accretion associated with extensional tectonism and hydrothermal alteration between 2.15 and 2.08 Ga (Marcoux & Milesi 1993). The ore deposits, marked by channelled or pervasive alteration, are hosted within marker beds or located at lithological boundaries and along paleofractures locally marked by magmatic injection. Thus, ferrous, manganiferous, siliceous and tourmaline-rich beds reveal Au, Mn, Zn, Cu impregnation, with traces of Ni, Co, As, B, over very large areas ($\times 100 \text{ km}^2$). The estimated stock metal would represent up to 100 t of gold for the whole of the West African Province.

The main mineable resources were emplaced during the different stages of the D2 transcurrent deformation, when metamorphic fluids were released and transferred upwards along major structural discontinuities (faults, lithological contacts) within the upper structural levels to contribute to the concentration of ore within structural traps. In this way, hydrothermal fluids of metamorphic and plutonic origin concentrated the initial Au stock metal of the marker beds, adding Au, As, Cu sulphosalt, Pb, Zn, Ag, Bi, and traces of Sn, W, Mo. These phenomena have a very large lateral extension ($\times 100 \text{ km}$) but are of limited width. The D2-related Au resources formed at this stage are estimated at 2000 t Au, with locally very high but irregularly distributed grades. Reserves plus production derived from the early-D2 fluvio-deltaic deposits are estimated at 170 t of gold. Those derived from the main syn- to late-D2 gold deposits, which represent more than 1000 t of gold in Ghana alone, are localized along major structures that developed during the final compression of the orogeny.

CONCLUSION: COMPARISON BETWEEN THE GUIANA AND WEST AFRICAN PROVINCES

The geology of the Guiana and West African provinces is compared within the framework of Gondwana reconstruction. The structural, metamorphic and isotopic data presented above show the similarity of the tectonic and metallogenic evolution within the two provinces. The accretion of juvenile lithosphere occurred during the same period, between 2.2 and 2.1 Ga, which leaves a gap between 2.2 and 2.7 Ga (if one refers to known Archaean ages) for which no accretion, mineralization or tectonism are recorded.

Isotopic data for the Paleoproterozoic rocks of the two provinces (Nd/Sm, Pb/Pb) show no significant contamination from Archaean crust, but do indicate mixing between juvenile mantle-derived lead and a more radiogenic component due to recycling of the earliest Paleoproterozoic crust. Consequently, the host rocks of the accretion remain unknown oceanic or continental crust of Paleoproterozoic or Archaean age.

The dominant transcurrent tectonism of the final phase of the Eburnean and Transamazonian orogenies corresponds to an oblique collision which resulted in the building up of a large continent that connected the two provinces (Ledru *et al.* 1994). Thus lithological and structural features can be compared and extrapolated from one province to the other, which has important consequences for assessing the Au deposits in the Guiana Province through comparison with the metallogeny of the West African Province (Milesi *et al.* 1992).

REFERENCES

- ABOUCAMI W., BOHER M., MICHARD A. & ALBAREDE F. 1990. A Major 2.1 Ga Old Event of Mafic Magmatism in West Africa: An Early Stage of Crustal Accretion. *Journal Geophys. Res.*, 95: 17605-17629.
- BOSMA, W., KROONENBERG, S.B., MAAS, K. & DE ROEVER, E.W.F. 1983. Igneous and Metamorphic Complexes of the Guiana Shield in Surinam. *Geol. Mijnbouw*, 62: 241-254.
- CHOUBERT B. 1974. *Le Précambrien des Guyanes*. Mém. BRGM, Orléans, 81, 213 p.
- EGAL E., MILESI J.P., LEDRU P., CAUTRU J.P., FREYSSINET Ph., THIEBLEMONT D. & VERNHET Y. 1994. *Ressources Minérales et Évolution Lithostructurale de la Guyane; Carte Thématique Minière à 1/100 000, Feuille Cayenne*. BRGM Report R 38019, 59 p.
- FABRE R., LEDRU P. & MILESI J.P. 1990. Le Protérozoïque Inférieur (Birrimien) du Centre de la Côte d'Ivoire: Évolution Tectonique et Corrélations. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 311: 971-976.
- FEYBESSE J.L. & MILESI J.P. 1994. The Archean/Proterozoic Contact Zone in West Africa: a Mountain Belt of Decollement, Thrusting and Folding on a Continental Margin Related to the 2.1 Ga Convergence of Archean Cratons ? *Precambrian Research*, 69: 199-227.
- GIBBS A.K. & BARRON C.N. 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, 2: 7-14.

- GIBBS A.K. & BARRON C.N. 1993. *The Geology of the Guiana Shield*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 22, 246 p.
- GRÜAU G., MARTIN H., LÉVÊQUE B., CAPDEVILA R. & MAROT A. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd Geochronology of Lower Proterozoic Granite-Greenstone Terrains in French Guiana, South America. *Precambrian Research*, 30: 63-80.
- HIRDES W., DAVIS D.W. & EISENLOHR B.N. 1992. Reassessment of Proterozoic Granitoid Ages in Ghana on the Basis of U/Pb Zircon and Monazite Dating. *Precambrian Research*, 56: 89-96.
- JEGOUZO P., LEDRU P., MAROT A. & CAPDEVILA R.. 1990. Processus Collisionnels D'âge Protérozoïque Inférieur dans le Bouclier Guyanais. *13^{ème} Réunion des Sciences de la Terre*, Grenoble, Soc. Géol. Fr. édit., Paris, p.71.
- JUNNER N.R. 1935. Gold in the Gold Coast. *Gold Coast Geol. Surv.*, Accra, Mém. n° 4, 52 p.
- JUNNER N.R. 1940. Geology of the Gold Coast and Western Togoland. *Gold Coast Geol. Surv. Bull.*, 11, 40 p.
- LEDRU P., LASSERRE J.L., MANIER E., MERCIER D. (1991). Révision de la lithologie du Protérozoïque inférieur du craton guyanais. Tectonique transcurrente et dynamique des bassins sédimentaires. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 162, 4, pp. 627-636.
- LEDRU P., PONS J., MILESI J.P., FEYBESSE J.L. & JOHAN V. 1991. Transcurrent Tectonics and Polycyclic Evolution in the Lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precambrian Research*, 50: 337-354.

- LEDRU P., JOHAN V., MILESI J.P. & TEGYEY M. 1994. Evidence for a 2 Ga Continental Accretion in the Circum-South Atlantic Provinces. *Precambrian Research*, 69:169-191.
- LEUBE A., HIRDES W., MAUER R. & KESSE G. O. 1990. The Early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and Some Aspects of its Associated Gold Mineralization. *Precambrian Research*, 46:139-165.
- LIEGEOIS J.P., CLAESSENS W., CAMARA D. & KLERKX J. 1989. Shortlived Eburnean Orogeny in Southern Mali. Geology, Tectonics, U-Pb and Rb-Sr Geochronology. *Precambrian Research*, 50:111-136.
- MANIER E., MERCIER D. & LEDRU P. 1993. Sedimentology of the Fluvio-deltaic Deposits in French Guyana. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 17: 553-568.
- MARCOUX E. & MILESI J.P. 1993. Lead Isotope Signature of Early Proterozoic Ore Deposits in Western Africa: Comparison with Gold Deposits in French Guiana. *Economic Geology*, 88: 1862-1879.
- MILESI J.P., FEYBESSE J.L., LEDRU P., DOMMANGET A., OUEDRAOGO F., MARCOUX E., PROST A., VINCHON C. & SYLVAIN J.P. 1989. Minéralisations Aurifères de L'Afrique de L'Ouest, leurs Relations avec L'évolution Lithostructurale au Protérozoïque Inférieur. Carte Géologique au 1/2 000 000, *Chronique de la Recherche Minière*, 497: 3-98.
- MILESI J.P., LEDRU P., ANKRAH P., JOHAN V., MARCOUX E. & VINCHON, C. 1991. Gold Deposits of the Lower Proterozoic Succession of Ghana. *Mineralium Deposita*, 25: 271-286.

- MILESI J.P., LEDRU P., FEYBESSE J.L., DOMMANGET A. & MARCOUX E. 1992. Birimian Ore Deposits and Tectonics. *Precambrian Research*, 58: 305-344.
- MILESI J.P., EGAL E., LEDRU P., VERNHET Y., THIEBLEMONT D., COCHERIE A., TEGYEY M., MARTEL JANTIN B. & LAGNY P. 1995. Les Minéralisations du Nord de la Guyane Française dans leur Cadre Géologique. *Chronique de la Recherche Minière*, 518: 5-58.
- OBERTHUR T., ANGERMEIER H.O., HIRDES W., HOPPNER M., MUMM A.S., VETTER U. & WEISER TH. 1994. Gold Mineralization in the Ashanti Belt of Ghana and its Relation to the Crustal Evolution of the Terrain. *Metallogenesis of Gold in Africa*, 2-12.5: 50-57.
- TAGINI B. 1971. *Esquisse Structurale de la Côte-d'Ivoire. Essai de Géotectonique Régionale*. Thèse Université Lausanne. Soc. Dév. Min. Côte-d'Ivoire (SODEMI) Bull., n° 5, 302 p. Abidjan.
- TAYLOR P.N., MOORBATH S., LEUBE A. & HIRDES W. 1992. Early Proterozoic Crustal Evolution in the Birimian of Ghana: Constraints from Geochronology and Isotope Geochemistry. *Precambrian Research*, 56: 97-111.
- VANDERHAEGHE O., LEDRU P., THIEBLEMONT D., EGAL E., COCHERIE A., TEGYEY M. & MILESI J.P. 1998. Contrasting Mechanism of Crustal Growth. *Precambrian Research*, 92:165-194.
- VIDAL M. 1986. Les Déformations Éburnéennes de L'unité Birrimienne de la Comoé (Côte d'Ivoire). *Journal African Earth Science*, 6: 141-152.

2

**AS MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS DA TERRA E
OS SEUS REGISTROS, COM ÊNFASE NO
QUATERNÁRIO**

Kenitiro Suguio

Rua Cordilheiras, 291 City Lapa 05085-010, São Paulo – SP

Professor Titular Aposentado do IG-USP e Pesquisador do CNPq junto à FUA -
(Fundação Universidade do Amazonas).

RESUMO	27
ABSTRACT	28
INTRODUÇÃO	29
OS PALEOCLIMAS DA TERRA	32
RECONSTRUÇÃO DE MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS ...	37
EXEMPLOS DE ESTUDOS DE MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS QUATERNÁRIAS NO BRASIL	39
AS POSSÍVEIS CAUSAS DAS MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS	46
Atividade solar	48
Variações astronômicas do Sistema Sol-Terra	49
CONCLUSÕES	51
AGRADECIMENTOS	52
REFERÊNCIAS	52

RESUMO

* Este trabalho versa sobre as mudanças paleoclimáticas e seus registros na Terra, enfatizando o Período Quaternário. Esses estudos, como da maioria dos fenômenos naturais, são muito complicados.

As mudanças nos paleoclimas não constituem um fato recente na Terra, pois geleiras gigantescas recobriram episodicamente extensas áreas continentais desde o Pré-Cambriano. Enquanto isso, toda a Era Mesozóica foi, provavelmente em escala global, caracterizada por um paleoclima muito mais quente que o atual. Além disso, as mudanças paleoclimáticas fanerozóicas foram acompanhadas por mudanças globais de níveis do mar, por acreção crustal e por aumento no teor de CO₂ atmosférico, que poderiam ser explicados pelos mecanismos de tectônica de pluma. Por outro lado, durante o Período Quaternário, principalmente no Holoceno, atividades antropogênicas crescentes começaram a transformar, muito mais conspicuamente que em tempos anteriores e, às vezes de modo irreversível, as paisagens naturais.

Por outro lado, alguns exemplos de estudos paleoclimáticos, recentemente realizados no Brasil, têm demonstrado que, apesar das suas complexidades, reflexos de alguns dos mais importantes eventos paleoclimáticos globais do Quaternário, como o *Último Máximo Glacial* (UMG), a *Idade Hipsitérmica*, a *Neoglaciação* e a *Pequena Idade do Gelo* parecem ser surpreendentemente reconhecíveis nos registros paleoclimáticos brasileiros, não obstante suas diacronicidades.

Palavras-chave: Paleoclima, Quaternário, Brasil.

ABSTRACT

“This paper deals with the paleoclimatic changes and their records in the Earth, emphasizing that of the Quaternary Period. These studies, like of the majority of the natural phenomena, are very complicated.

Changes in the paleoclimates are not a very recent happening for the Earth, thus huge glaciers covered episodically extensive continental areas since the Precambrian. Meanwhile, all the Mesozoic Era was, probably in global scale, characterized by a paleoclimate much warmer than the present. Moreover, the Phanerozoic paleoclimatic changes were followed by global sea-level changes, by crustal accretion and by increase in atmospheric CO₂ content, which would be explained through the plume tectonic mechanisms. On the other hand, during the Quaternary Period, mostly in the Holocene, increasing anthropogenic activities began to transform, much more conspicuously than in the previous times, and sometimes irreversibly, the natural landscapes.

However, some examples of Quaternary paleoclimatic studies, recently performed in Brazil, have shown that even their complexities, reflexes of some of the most important Quaternary global paleoclimatic events, like the Last Glacial Maximum (LGM) the Hypsithermal Age, the Neoglaciation, and the Little Ice Age seem surprisingly to be recognizable within Brazilian paleoclimatic records, in spite of their diachronicities.

Keywords: Paleoclimate, Quaternary, Brazil.

INTRODUÇÃO

Já são decorridos mais de 20 anos desde que as anomalias climáticas começaram a transformar-se em manchetes jornalísticas. Além disso, muita literatura sobre o assunto tem sido publicada neste intervalo de tempo, tanto no Brasil como no resto do mundo.

Em primeiro lugar, a atenção tem sido atraída pelo fato das anomalias climáticas constituírem um fenômeno complexo de alcance mundial, estando intimamente relacionadas às mudanças climáticas. Em segundo lugar, vem sendo constantemente reenfocado o seu importante papel não somente na agricultura, mas também na sociedade e na economia em geral. Finalmente, especula-se que as atividades humanas possam interferir como causas de anomalias climáticas.

Nesta última década, quando se fala tanto em globalização da economia mundial, este assunto adquire importância cada vez maior. Urge que os nossos conhecimentos sobre este assunto sejam aumentados, através de pesquisas integradas e multidisciplinares, que conduzam ao melhor entendimento dos climas pretéritos e atuais para, eventualmente, tentar prognosticar climas futuros.

As mudanças paleoclimáticas (climas do passado) refletem as variações no conjunto de parâmetros meteorológicos pretéritos (paleotemperaturas, regimes de paleoventos e índices pluviométricos passados), que caracterizam os estádios médios típicos da superfície terrestre.

Os objetivos dos estudos da paleoclimatologia são análogos aos da climatologia, visando entender as mudanças ocorridas através dos tempos geológicos no sistema integrado pela atmosfera, hidrosfera e criosfera. Três das diferenças fundamentais, entre outras, quando se compara as pesquisas climatológicas atuais e passadas, residem nas escalas temporais consideradas, nas metodologias utilizadas e na participação ou não do homem como importante agente de mudanças do clima.

De qualquer modo, o clima é um fator decisivo na dinâmica superficial (ou externa) da Terra, controlando com intensidades variáveis, tanto as estratégias reprodutivas e as distribuições biogeográficas dos organismos vivos, quanto os tipos e volumes dos produtos de intemperismo crustal como de deposição sedimentar.

Segundo Barron & Moore (1994), há uma série enorme de aspectos que desafiam as pesquisas paleoclimáticas pois, em geral, quanto mais antigas forem as mudanças paleoclimáticas estudadas, tanto menor será o número de observações possíveis que, quase sempre, são de natureza indireta. Além disso, as correlações espaciais e temporais dessas observações podem tornar-se cada vez mais problemáticas. Algumas das questões cruciais vinculadas aos estudos paleoclimáticos são as seguintes:

- a) Não sendo factível a execução de medidas instrumentais dos parâmetros paleoclimáticos para se conhecer os estados pretéritos do sistema atmosfera - hidrosfera - criosfera, recorre-se à identificação, seguida de descrição e interpretação de “assinaturas” (registros, sinais ou evidências) paleontológicas, geológicas e geoquímicas. Essas assinaturas são frequentemente muito complexas e, por outro lado, quanto mais antigos forem os registros tanto mais escassas e mais discutíveis tornam-se as interpretações.
- b) Os registros geológicos são, em geral, incompletos e refletem mais diretamente as características paleoclimáticas que prevaleceram nas proximidades da superfície terrestre. Portanto, as unidades estratigráficas, como um pacote mais ou menos espesso de rochas sedimentares, representam quase sempre milhões de anos e no interior dessas unidades praticamente é impossível demonstrar, com qualquer nível de precisão, o sincronismo ou diacronismo dos eventos paleoclimáticos.
- c) Os conjuntos de observações dos eventos de natureza paleoclimática detectados nos registros geológicos são, por vezes, dificilmente explicáveis pelas condições atualmente vigentes no sistema atmosfera - hidrosfera - criosfera, ensejando acaloradas discussões sobre os possíveis mecanismos. Este seria o procedimento considerado normal em geologia, aplicando-se o princípio do atualismo, que pode ser enunciado pelos seguintes termos: “*O presente é a chave do passado*”.

- d) Embora número cada vez maior de possíveis explicações sobre as evoluções solar e planetária venha contribuindo para o inventário das possíveis causas das variações climáticas pretéritas, parece estar muito longe o dia de término das discussões em torno deste assunto. O maior problema é que múltiplos fatores extraterrestres (mudanças na radiação solar, na órbita e eixo terrestres, nos mecanismos galácticos, etc.) somam-se ou subtraem-se aos fatores de dinâmica interna (vulcanismo e orogênese), além de fatores antropogênicos, atuando e interagindo com alcances espaciais e temporais, além de intensidades diferentes (Crowell & Frakes, 1970; Thompson & Barron, 1981). Se longe está o dia da reconstituição paleoclimática consensual da Terra, desde a sua origem até hoje, como resultado da interação desses fatores, praticamente é impossível obter-se a resposta paleoclimática a um fator específico.

OS PALEOCLIMAS DA TERRA

As mudanças paleoclimáticas não constituem um fato novo para a Terra, pois extensas (vários milhões de km²) e espessas (alguns milhares de m) geleiras recobriram muitas áreas continentais desde o Pré-Cambriano (por duas vezes), através das eras Paleozóica (glaciações devoniana, siluro-ordoviciana e permocarbonífera) e Cenozóica (glaciações quaternárias), intercaladas por episódios mais quentes (Figura 1).

Por outro lado, toda a Era Mesozóica, incluindo o Período Cretáceo, foi provavelmente caracterizada em escala global por paleoclimas muito mais quentes que atualmente, estando as principais diferenças relacionadas às condições mais úmidas ou mais secas mas, em geral, bem mais secas que atualmente. Acredita-se que naquela época a temperatura média da Terra, que é atualmente de cerca de 15°C, tenha sido até 10°C superior e que mesmo nos pólos não existissem geleiras perenes, quando o nível relativo do mar teria estado várias centenas de metros acima do atual, quando a água só poderia ter existido na superfície terrestre unicamente em estados líquido ou gasoso. Contrariamente, a Era Cenozóica, desde o fim do Terciário, foi caracterizada por fortes deteriorações paleoclimáticas, com o advento das glaciações quaternárias, que foram muito ativas no Hemisfério Norte, como na Escandinávia e no Canadá, mas não atingiram diretamente o Brasil. Espessas seqüências de depósitos sedimentares glaciais e interglaciais modificaram repetidamente e de forma acentuada a face da Terra nas latitudes temperadas do Hemisfério Norte.

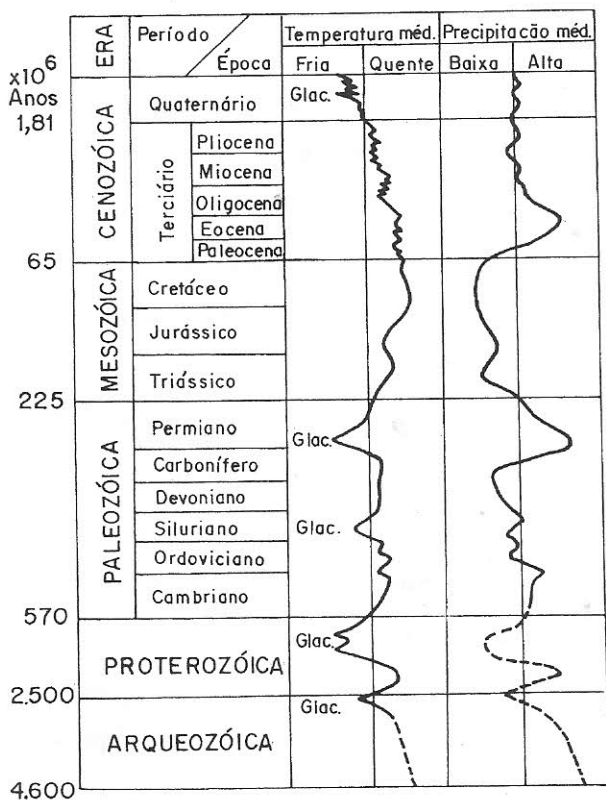


Figura I – Curvas de variação das temperaturas médias e das precipitações médias, através da história da Terra, em relação às condições atualmente vigentes (modif. de Frakes, 1979), mostrando também os principais períodos de glaciação. Tempo em Ma (milhões de anos) com mudanças de escala nos limites das diferentes eras geológicas. Average temperatures and precipitation change curves, through the history of the Earth, compared with the present conditions (modified from Frakes, 1979), showing also the most important glaciations. Time in Ma (million years) with changes in scales at the boundary of the different geologic eras.

No mínimo seis estádios glaciais, intercalados por estádios interglaciais, foram reconhecidos sobre os continentes desde cerca de 1,5 Ma (milhões de anos) até hoje (Figura 2a). Em maior detalhe, se as mudanças paleoclimáticas posteriores à última glaciação quaternária forem consideradas, é possível reconhecer no mínimo quatro períodos de oscilações nas temperaturas globais de 15.000 anos AP até hoje (Figura 2b). Até mesmo o intervalo de tempo correspondente aos últimos 10.000 anos, comumente conhecido como *Época Holoceno*, foi subdividido em cinco intervalos (Preboreal, Boreal, Atlântico, Subboreal e Subatlântico) na península da Escandinávia, de acordo com as distintas zonas palinológicas (de pólen) refletindo mudanças paleoclimáticas. Examinando-se em maiores detalhes e considerando-se os 400 anos (1500-1900) da “Pequena Idade do Gelo”, ainda é possível identificar três episódios de variações da temperatura global, cujas amplitudes foram inferiores a 1°C (Figura 2c).

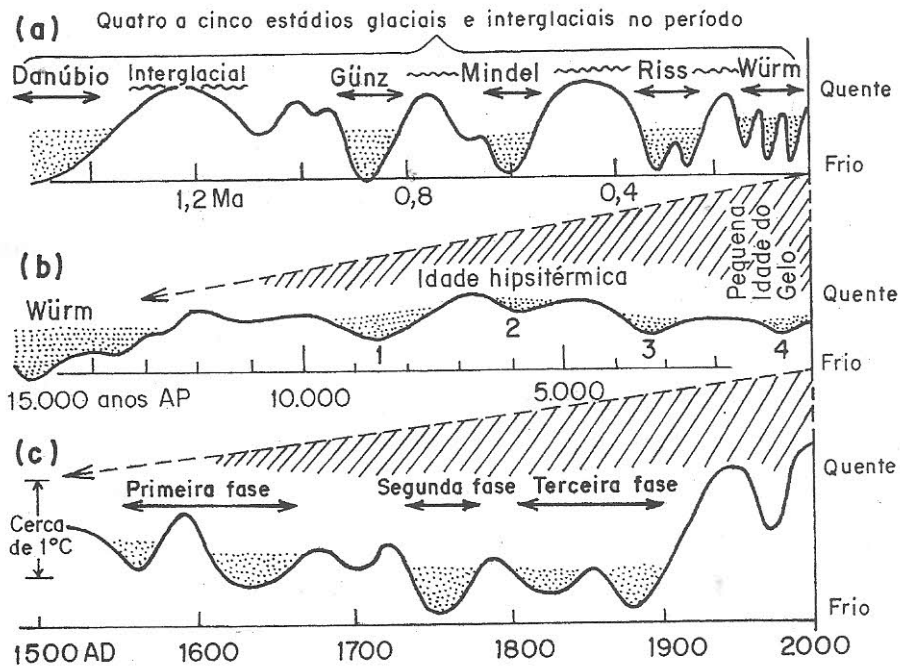


Figura 2 - Curvas de variação de temperaturas médias globais em diferentes escalas temporais: (a) último 1,5 Ma; (b) após a glaciação Würm e (c) durante a Pequena Idade do Gelo. Segundo Asakura (1987).

Global average temperature variation curves in different time scales: (a) the last 1.5 Ma; (b) after the Würm glaciation, and (c) during the Little Ice Age, according to Asakura (1987).

Entretanto, o que estava acontecendo com o paleoclima no Brasil daquela época? Desde a década de 50 foram publicados diversos trabalhos mostrando discrepâncias entre as feições geomorfológicas, bem como, entre as distribuições faunísticas e florísticas e os climas atualmente reinantes em várias partes do Brasil (Ab'Saber, 1957; Tricart, 1958, 1977; Bigarella & Ab'Saber, 1964; Haffer, 1969; Vanzolini, 1986). Porém, em nenhum desses casos, análises mais sistemáticas de laboratório foram efetuadas e, até o fim da década de 80, muito pouco se conhecia sobre as possíveis mudanças paleoclimáticas no Quaternário do Brasil. Alguns dos trabalhos sistemáticos pioneiros sobre o assunto na Amazônia foram os de Absy & Van der Hammen (1976) e Absy (1979), entretanto eram limitados aos últimos milhares de anos (Holoceno).

RECONSTRUÇÃO DE MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS

No período que precede a introdução dos registros instrumentais, todas as evidências de mudanças ambientais naturais, como as mudanças paleoclimáticas, são obtidas dos arquivos naturais (*natural archives*) ou registros representativos (*proxy records*). Deste modo, como se vê na Tabela 1, é possível obter-se informações sobre a composição atmosférica, as erupções vulcânicas, as temperaturas do ar e dos oceanos, os padrões de paleoventos e as precipitações, as mudanças de nível do mar, a extensão e espessura de antigas geleiras e as variações na atividade solar.

Arquivos	Melhor resolução temporal (*)	Amplitude temporal (anos)	Informações derivadas
Registros históricos	hora ou dia	10^1	T, U, B, Ev, M, Nm, As
Anéis de árvores	estação ou ano	10^4	T, U, Qar, B, Ev, M, As
Sedimentos lacustres	ano a 20 anos	$10^1 - 10^2$	T, U, Qa, B, Ev, M
Testemunhos de gelo	Ano	10^5	T, U, Qar, B, Ev, M, As
Pólen	100 anos	10^5	T, U, B
"Loess"	100 anos	10^6	U, B, M
Testemunhos submarinos	1000 anos	10^7	T, Qa, B, M
Corais	ano	10^4	Qa, Nm
Paleossolos	100 anos	10^5	T, U, Qs, Ev
Feições geomórficas	100 anos	10^7	T, U, Ev, Nm
Rochas sedimentares	ano	10^7	U, Qs, Ev, M, Nm

Tabela 1 – Características dos diferentes arquivos naturais (modif. de Bradley & Eddy, 1989). (*) Na maioria dos casos corresponde ao intervalo mínimo de amostragem. T = Temperatura; U = Umidade ou precipitação; Q = Composição química do ar (Qar), da água (Qa) ou do solo (Qs); B = Biomassa e padrão de vegetação; Ev = Erupções vulcânicas; M = Variações do campo geomagnético; Nm = Níveis marinhos; As = Atividade solar.

Em qualquer caso a capacidade de datação (determinação de idade absoluta) desses registros é de fundamental importância. O método de datação a ser aplicado dependerá dos materiais disponíveis e, no caso de datação de eventos quaternários, são conhecidos mais de quarenta, mas os métodos do radiocarbono e de termoluminescência estão entre os mais empregados. Sem este dado é impossível determinar as épocas em que ocorreram os eventos, não permitindo estimar as taxas das alterações climáticas através do tempo.

EXEMPLOS DE ESTUDOS DE MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS QUATERNÁRIAS NO BRASIL

Nas regiões Centro-Oeste e Centro-Sul do Brasil, dominadas atualmente pela vegetação de cerrado, foram realizados vários estudos de mudanças paleoclimáticas (Figura 3). Os materiais estudados foram de duas naturezas diferentes: sedimentos lacustres de composição argilosa e orgânica e turfeiras de composição essencialmente orgânica.

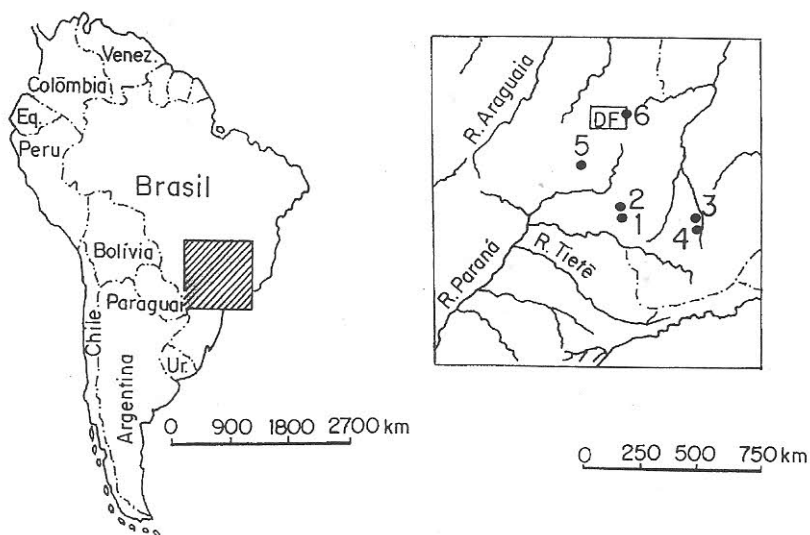


Figura 3 - Localizações dos sítios estudados quanto às mudanças paleoclimáticas no Quaternário tardio nas regiões Centro-Oeste e Centro-Sul do Brasil. 1) Serra do Salitre (MG); 2) Serra Negra (MG); 3) Lagoa dos Olhos (MG); 4) Lagoa Santa (MG); 5) Cromínia (GO); 6) Águas Emendadas (DF).

Locations of the sites in western-central and southern-central portions of Brazil, studied for the late Quaternary paleoclimatic changes: 1) Serra do Salitre (MG); 2) Serra Negra (MG); 3) Lagoa dos Olhos (MG); 4) Lagoa Santa (MG); 5) Cromínia (GO); and 6) Águas Emendadas (DF).

Em todos esses estudos os *arquivos naturais* (Tabela 1) pesquisados foram essencialmente os grãos de pólen, que se mostraram como uma das ferramentas mais poderosas para subsidiar estudos de mudanças paleoclimáticas quaternárias. As variações nas frequências dos grãos de pólen de plantas arbóreas e de plantas não-arbóreas fornecem indicações sobre as mudanças paleoclimáticas, sendo a maior abundância dos primeiros sugestiva de condições mais quentes e úmidas e dos segundos indicativa de condições mais frias ou quentes e mais secas. Por outro lado, grãos de pólen como os de *Cuphea e Borreria*, por exemplo, são elementos de cerrado e caatinga, os de *Mauritia* são relacionados ao ecossistema paludial e os de *Araucaria* são indicativos de climas frios e úmidos. Em todos esses estudos, a matéria orgânica vegetal tem sido datada pelo método do radiocarbono para obtenção das respectivas idades, pois o tempo máximo abrangido tem sido de cerca de 35.000 anos (Figura 4).

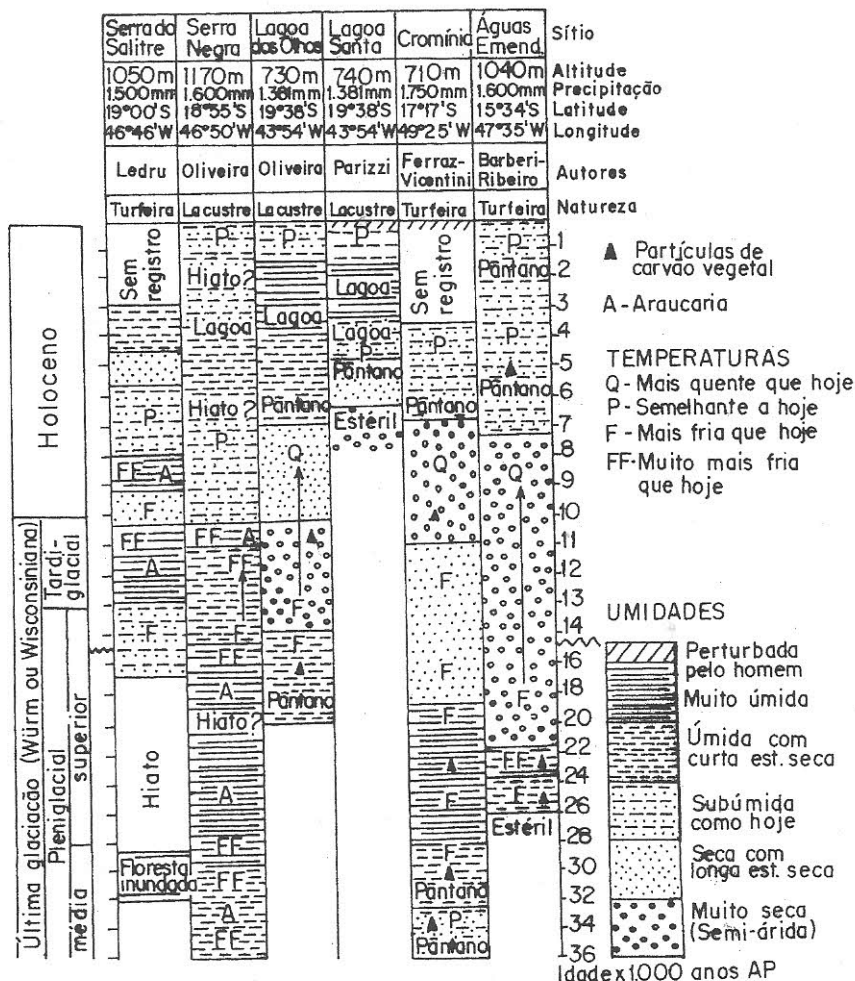


Figura 4 - Correlação paleoclimática do Quaternário tardio nas regiões Centro-Oeste e Centro-Sul do Brasil, baseada em estudos palinológicos e datações ao radiocarbono executados por vários autores.

Paleoclimatic correlation of the late Quaternary in western-central and southern-central portions of Brazil, based on palynological studies and radiocarbon ages done by several authors.

Em Serra do Salitre (MG), próxima à lagoa de Serra Negra, a análise palinológica de turfeira realizada por Ledru (1991) acusou várias mudanças paleoclimáticas. Entre 32.030 e 28.740 anos AP o paleoclima foi frio e úmido. Entre 28.740 e 16.800 anos AP ocorreu a interrupção na sedimentação e entre 16.800 e 14.230 anos AP houve redução na frequência de grãos de pólen de plantas arbóreas e presença de elementos indicadores de clima mais frio e mais seco que na fase anterior. Entre 12.890 e 10.350 anos AP foi verificado aumento na frequência de grãos de pólen de plantas arbóreas e a presença de *Araucaria* indicaria climas frios. A partir de 9.200 anos AP houve aumento na umidade, porém com temperatura fria, que permaneceu até 8.000 anos AP, quando as condições ficaram mais úmidas e quentes. De 5.500 a 4.500 anos AP ocorreu pronunciada queda na umidade. A seguir, até 3.060 anos AP retornaram as condições úmidas, com presença de floresta mesofítica semidecídua, ligada à curta estação seca.

Na região de Serra Negra (MG), parte dos sedimentos lacustres estudada por Oliveira (1992) possui idade superior ao alcance do radiocarbono. O período de 39.930 a 20.000 anos AP foi caracterizado como de resfriamento geral intercalado por fases mais secas e quentes. Entre 30.000 e 20.000 anos AP teria ocorrido resfriamento pronunciado com relativa umidade, intercalado por fases mais secas, forçando mudanças na cobertura vegetal. A partir de 14.340 anos AP até o presente, esta região passou a ser coberta por um mosaico de cerrado, floresta sazonal e por ampla faixa de floresta-galeria, sugerindo condições úmidas, inicialmente frias e depois quentes.

Em Lagoa dos Olhos (MG), situada nas proximidades da Lagoa Santa, Oliveira (1992) estudou sedimentos lacustres que se iniciam em 19.950 anos AP, quando a vegetação era composta por mosaico de floresta e cerrado, sugerido pela coexistência de *Podocarpus* e *Caryocar*. O resfriamento sugerido por *Podocarpus* estendeu-se entre 19.950 a 13.685 anos AP, quando as condições eram relativamente úmidas, mostrando transição para condições mais secas a partir de 15.360 anos AP. Entre 13.685 a 6.790 anos AP foram encontradas indicações de clima seco, sugerido pela alta frequência de fragmentos de carvão vegetal. Há 6.790 anos AP começou a ocorrer gradativo aumento de umidade, que chegou ao máximo entre 4.000 e 2.000 anos AP, quando se formou a atual lagoa, contemporaneamente à expansão da vereda de Águas Emendadas (DF).

Os estudos geomorfológicos e palinológicos realizados por Parizzi (1993), na região de Lagoa Santa (MG), indicaram a existência de paleoclima mais seco e frio antes de 13.000 anos AP e, possivelmente, mais úmido e quente antes de 22.000 anos AP. A evolução da lagoa ocorreu de 6.200 anos AP até hoje, inicialmente intermitente em clima mais seco que o atual até 4.600 anos AP. A partir daí o clima tornou-se mais úmido, permitindo a perenização da lagoa bem como o desenvolvimento de cerrado arbóreo, que se transformou em mata úmida após 3.000 anos AP. A partir de 1.800 anos AP o clima tornou-se mais seco e o cerrado deve ter assumido a fisionomia que existia antes das atividades antrópicas na área.

Na região de Cromínia (GO), Ferraz-Vicentini (1993) estudou uma turfeira de vereda, cujo registro iniciou-se antes de 32.400 anos AP, quando o

paleoclima era úmido e com temperaturas semelhantes às atuais. A partir de 32.390 a 23.000 anos AP teria ocorrido decréscimo em plantas arbóreas e em *Mauritia*, sendo a paisagem dominada por plantas herbáceas, indicativas de condições menos úmidas e mais frias, com vereda de palmeiras substituída por pântano que, há 19.700 anos AP, seria transformado em lagoa cercada por mata. Entre 18.500 a 11.300 anos AP verificou-se decréscimo acentuado nas frequências dos grãos de pólen, a *Mauritia* desapareceu e a lagoa deve ter sido novamente transformada em pântano sob condições de clima mais frio e mais seco que hoje em dia. De 10.500 a 7.700 anos AP o aumento de frequência de carvão vegetal fragmentado sugere estações secas mais prolongadas que as atuais. A volta da vereda deve ter ocorrido há 6.680 anos AP, enquanto que em Águas Emendadas (DF) este fato se deu há 7.220 anos AP.

A região da Vereda de Águas Emendadas (DF), estudada por Barberi-Ribeiro (1994), parece ser bastante representativa das mudanças paleoclimáticas ocorridas no Centro-Oeste e Centro-Sul brasileiros nos últimos 25.000 anos. A idade de 25.790 ± 70 anos AP obtida na base do testemunho de turfa, de cerca de 2m de comprimento, corresponde ao início da implantação de vegetação na área, caracterizado por clima mais frio e mais úmido com o pântano cercado por vegetação arbustiva e/ou herbácea. Na segunda fase, de 23.120 anos AP (interpolada) a 21.450 ± 100 anos AP, a vegetação tornou-se mais exuberante mas a *Mauritia*, característica de vereda, ainda estava ausente e o clima continuava mais frio e mais úmido que o atual. Entre 21.450 a 7.220 anos AP a sedimentação foi essencialmente detrítica, correspondente à quase-ausência de cobertura vegetal, denotando clima frio e extremamente seco.

Finalmente, nos últimos 7.220 anos ocorreu a implantação da *Mauritia*, com as condições climáticas tendendo para as atuais. Os fragmentos de carvão vegetal são frequentes, em parte atribuíveis aos incêndios causados pelo homem.

Esses dados relativos às mudanças paleoclimáticas quaternárias, obtidos nas regiões Centro-Oeste e Centro-Sul do Brasil são na maioria de natureza qualitativa e, quando muito, de caráter semiquantitativo. No entanto, são informações paleoclimáticas mais precisas e portanto muito mais confiáveis que as obtidas para o Cretáceo por Suguio & Barcelos (1983 a, b).

Aparentemente, nessas reconstituições paleoclimáticas obtidas para o Quaternário tardio do Brasil, já se pode vislumbrar os reflexos de eventos paleoclimáticos quaternários muito importantes, amplamente reconhecidos no Hemisfério Norte, como as *últimas glaciações e deglaciações* e a *Idade Hipsitérmica (ou do Ótimo Climático)*, embora frequentemente seja constatado diacronismo (diferença de idades) desses eventos. Além disso, Oliveira *et al.* (1997), estudando a paleovegetação e o paleoclima durante o Quaternário tardio da caatinga brasileira, concluíram que nos últimos 5.000 anos a história paleoclimática do Nordeste brasileiro é divergente das regiões Centro-Oeste e Centro-Sul do Brasil. Segundo aqueles autores, possivelmente esta assimetria paleoclimática poderia ser atribuída aos efeitos de eventos paleoclimáticos do tipo “El Niño” (Martin *et al.* 1993), tendo produzido períodos prolongados de paleoclimas mais secos no Nordeste e na Amazônia.

Com base nesses dados paleoclimáticos antes obtidos, Ledru *et al.* (1996) estabeleceram os prováveis cenários de evolução da vegetação e do clima pretéritos no Quaternário tardio do Centro-Oeste e Centro-Sul brasileiros.

AS POSSÍVEIS CAUSAS DAS MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS

Inúmeras teorias têm sido aventadas para tentar explicar as mudanças paleoclimáticas, como as que produzem os estádios ou períodos glaciais (expansão e espessamento das calotas de gelo), bem como as mudanças cíclicas glacial e interglacial, que se produziram repetidamente no decorrer do Quaternário.

No entanto, as palavras-chave relacionadas ao tema são: “*complexidade*” e “*interação*”, sendo totalmente absurdo procurar uma única causa para as mudanças paleoclimáticas, que podem ter curta duração ou longa duração e, com certeza, esses dois tipos de mudanças de diferentes durações estão relacionados a diferentes causas (Figura 5a). As mudanças paleoclimáticas abrangem tanto variações cíclicas quanto escalonadas e, simultaneamente, ocorrem oscilações das intensidades e das freqüências através dos tempos. Portanto, extrapolações de supostos ciclos podem conduzir a resultados completamente ilusórios.

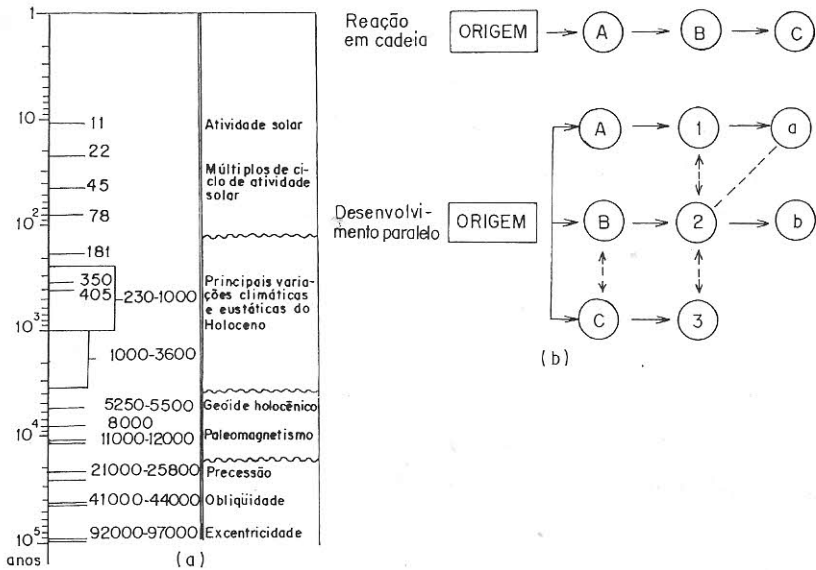


Figura 5 - a) Algumas ciclicidades reconhecidas em pesquisas paleoclimáticas (coluna da esquerda) e as suas prováveis causas (coluna da direita) com escala de tempo logarítmica em número de anos. b) As correlações podem representar uma reação causal em cadeia ou em desenvolvimento paralelo de origem comum (Martin *et al.*, 1986).

a) Some cyclicities recognized in paleoclimatic researches (left-side column), and the probable causes (right-side column), with the time in logarithmic scales (years). b) These correlations can represent an in-line causal reaction, or present a parallel development with a common origin (Martin *et al.*, 1986).

As diversas causas que têm sido consideradas para tentar explicar as mudanças paleoclimáticas mostram, em geral, íntimas correlações entre si. Porém, os seus resultados podem diferir conforme exibam reação em cadeia ou apresentem desenvolvimento paralelo (Figura 5b).

Por outro lado, um determinado *arquivo natural* ou *registro representativo* (Tab. I) pode ser a expressão de uma mudança estritamente local ou pode representar a expressão local de uma mudança global. Deste modo, o próprio significado de cada *arquivo natural* varia segundo as suas posições geográfica e/ou topográfica dentro de uma zona climática. De fato, uma pequena variação pode produzir um efeito muito grande na borda de uma zona climática, como aconteceu em Carajás, PA (Absy *et al.*, 1991), enquanto a consequência torna-se fraca ou praticamente nula no interior de uma zona climática (Colinvaux *et al.*, 1996).

As mudanças paleoclimáticas têm, portanto, uma origem complexa e resultam da interação de diversos fenômenos astronômicos, geofísicos e geológicos. Não existe uma única causa para as mudanças paleoclimáticas, que resultam da intervenção de várias causas, entre as quais podem ser destacadas as seguintes:

- a) *Atividade solar* – A atividade solar varia com o ciclo das manchas solares, em média com períodos de 11 anos ou seus múltiplos ($n \times 11$ anos), que constitui uma das causas de curta periodicidade. Os processos de períodos mais longos estão associados aos ciclos astronômicos de 567 e 1.134 anos, quando a atividade solar seria estimulada por efeito de maré resultante da conjunção da maioria dos planetas do Sistema Solar (Fairbridge & Hillaire-Marcel, 1977). De qualquer modo, com as variações da atividade solar ocorreria aumento ou diminuição da quantidade de calor irradiada sobre a Terra, resultando em mudanças paleoclimáticas, introduzindo também

modificações nas abundâncias relativas de gases atmosféricos, particularmente do CO_2 (gás carbônico) e do O_3 (ozônio). Além disso, as variações nos gradientes térmicos, desde o equador aos pólos, modificam também as dinâmicas das circulações e das precipitações.

- b) *Variações astronômicas do sistema Sol-Terra* (Efeito Milankovitch) – As variáveis astronômicas ou os ciclos astronômicos que podem influenciar o clima têm um papel relevante na radiação solar efetiva que incide sobre a superfície terrestre. Esta radiação efetiva é denominada insolação e está sujeita a variações que dependem dos seguintes parâmetros planetários: excentricidade da órbita terrestre (ciclos de 92.000 a 97.000 anos), obliquidade da eclíptica (ciclos de 41.000 a 44.000 anos) e precessão de equinócios (ciclos de 21.000 a 25.800 anos), Figura 5. Esses fatores têm atuação muito complexa, modificando o clima e conduzindo à instalação de um período glacial, mas também podem produzir mudanças paleogeodésicas e paleomagnéticas (Figura 6), que também atuariam indiretamente sobre os paleoclimas.
- c) *Modificações na atmosfera terrestre* – Além das variações no espectro da radiação solar, que introduzem modificações na composição da atmosfera terrestre (ozônio), variações das superfícies ocupadas pelos oceanos são responsáveis por modificações nos teores de CO_2 e vapor de água (efeito estufa), além do albedo. Do mesmo modo, as atividades vulcânicas, ao

introduzir material em suspensão na alta atmosfera provocam mudanças na transmissividade da radiação solar, causando mudanças de temperatura, como foi recentemente verificado na erupção do vulcão Pinatubo (Filipinas). Por outro lado, variações no campo geomagnético reduzem ou aumentam o efeito de blindagem à ação dos raios cósmicos.

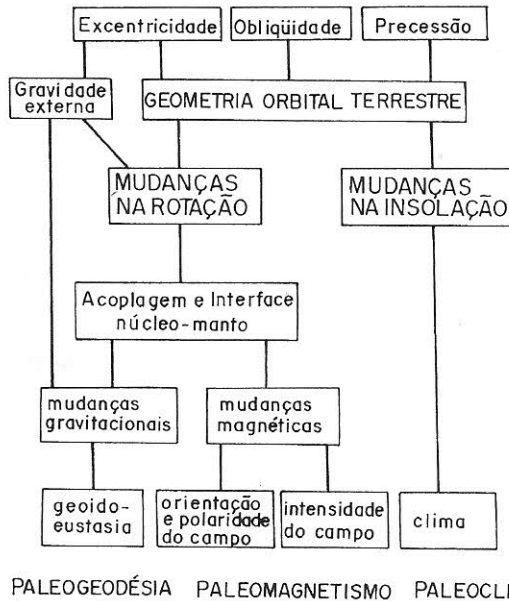


Figura 6 - Efeitos múltiplos das variáveis de Milankovitch sobre a Terra (Mörner, 1994) que, além do paleoclima, devem ter afetado a paleogeodésia e o paleomagnetismo que, por sua vez, interferem indiretamente no paleoclima.

Multiple effects of the Milankovitch variables upon the Earth (Mörner, 1994), which, in addition to the paleoclimate, might have influenced the paleogeodesy and the paleomagnetism which, in turn, influence the paleoclimate.

CONCLUSÕES

Os estudos paleoclimáticos, independentemente dos intervalos temporais envolvidos, visam a obtenção de modelos de evolução do sistema atmosfera - hidrosfera - criosfera. Porém, em geral, a complexidade dos problemas envolvidos acaba por exigir considerável simplificação para permitir a compreensão qualitativa e quantitativa das inúmeras interações, bem como dos mecanismos de retroalimentação.

Em geral, informações observacionais são usadas para originar uma relação empírica simplificada que, por sua vez, pode ser substituída por relações mais complexas de natureza teórica. Essas simplificações acabam por introduzir inúmeras incertezas no modelo paleoclimático, diminuindo a capacidade do modelo em simular mais adequadamente as mudanças paleoclimáticas. Porém, as mudanças paleoclimáticas quaternárias, que são normalmente estabelecidas com maior precisão que as mais antigas, particularmente no Quaternário tardio, juntamente com as informações sobre climas atuais, podem ser de extrema valia no estabelecimento da provável tendência das mudanças climáticas no futuro quase imediato, por exemplo, dos próximos 100 anos.

Certamente, este não é um exercício teórico irrelevante, de interesse apenas acadêmico. Desde modo, as mudanças nos teores de CO_2 e CH_4 atmosférico, por exemplo, sofreram no passado geológico amplitudes de variações comparáveis às introduzidas pelas atividades antrópicas no último século. Portanto, os dados paleoambientais e as modelagens podem em conjunto ajudar a humanidade, conhecendo as mudanças do passado e compreendendo os mecanismos de retroalimentação e as respostas dos sistemas, a realizar prognósticos em relação ao impacto futuro dos gases-estufa ou outros eventos capazes de produzir mudanças climáticas relevantes.

AGRADECIMENTOS

À Comissão Organizadora do VI Simpósio de Geologia da Amazônia pela oportunidade de ministrar o curso e à Denise C. M. Cristovam pela cuidadosa digitação do texto.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A.N. 1957 Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **6**:39-48.
- ABSY, M.L. 1979 *A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin*. Univ. of Amsterdam, Ph.D. Thesis, 86p.
- ABSY, M.L. & VANDER HAMMEN, T. 1976 Some paleoecological data from Rondônia, southern part of Amazon basin. *Acta Amazonica*, **6**:293-299.
- ABSY, M.L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A.; FERREIRA DA SILVA, M.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. & VANDER HAMMEN, T. 1991 Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours de 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. **312**, série II, 673-678.
- ASAKURA, T. 1987 *O que devemos conhecer sobre anomalias climáticas*. Tóquio: Gráfica do Ministério da Fazenda do Japão, 229p. (em japonês).

- BARBERI-RIBEIRO, M. 1994 *Paleovegetação e paleoclima no Quaternário tardio da vereda de Águas Emendadas, DF*. Dissertação de mestrado, Univ. de Brasília, 110p.
- BARRON, E.J. & MOORE, G.T. 1994 *Climate model application in paleoenvironmental analysis*. SEPM Short Course, **33**:339p.
- BIGARELLA, J.J. & AB'SABER, A.N. 1964 Paläogeographische und Paläoklimatische aspekte des Känozoikuns in Sud Brasiliens. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **8**:286-312.
- BRADLEY, R.S. & EDDY, J.A. 1989 Records of past global changes. In: R.S. Bradley (ed.) *Global Changes of the Past*. UCAR/Office for Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, Co., 5-9.
- COLINVAUX, P.A.; OLIVEIRA, P.E. DE; MORENO, J.E.; MILLER, M.C. & BUSH, M.B. 1996 A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times. *Science*, **274**:85-88.
- CROWELL, J.C. & FRAKES, L.A. 1970 Phanerozoic ice-ages and causes of ice-ages. *American Journal of Sciences*, **268**:193-224.
- FAIRBRIDGE, R.F. & HILLAIRE-MARCEL, C. 1977 An 8,000 yr paleoclimatic record of the "Double Hale" 45 yr solar cycle. *Nature*, **268**:413-416.
- FERRAZ-VICENTINI, K.R. 1993 *Análise palinológica de uma vereda em Cromínia, GO*. Dissertação de mestrado, Univ. de Brasília, 87p.

- FRAKES, L.A. 1979 Climates throughout geological time. Elsevier Publ. Co.
- HAFER, J. 1969 Speciation in Amazonian forest birds. *Science*, **165**:131-137.
- LEDRU, M.P. 1991 Etude de la pluie pollinique actuelle des forêts du Brésil Central: climat, végétation, application à l'étude de l'évolution paléoclimatique des 30.000 dernières années. Musée d'Histoire Naturelle de Paris, Thèse de doctorat.
- LEDRU, M.P.; BRAGA, P.I.S.; SOUBIES, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. 1996 The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): Evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **123**:239-257.
- MARTIN, L.; MÖRNER, N.A.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. 1986 Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. *Boletim IG-USP, Publ. Esp.*, **4**:161p.
- MARTIN, L.; FOURNIER, M.; MOURGUIART, P.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B. 1993 Southern oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the last 7,000 years. *Quaternary Research*, **39**: 338-346.
- MÖRNER, N.A. 1994 Internal response to orbital forcing and external cyclic sedimentary sequences. *Special Publ. Intl. Assoc. of Sedim.*, **19**:25-33.
- OLIVEIRA, P.E. de 1992 *A palynological record of late Quaternary vegetational and climatic change in Southeastern Brazil*. Ph. D. Thesis, Ohio State Univ., 242p.

- OLIVEIRA, P.E. de; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K. 1997 *Paleovegetação e paleoclima do Quaternário tardio da caatinga brasileira: Campo de dunas do médio Rio São Francisco, Bahia*. VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e Reunião sobre o Quaternário da América do Sul. Resumos expandidos: 473-477.
- PARIZZI, M.G. 1993 Dinâmica da Lagoa Santa com base em estudos palinológicos, geomorfológicos e geológicos de sua bacia. Dissertação de mestrado, Univ. Fed. de Minas Gerais, 60p.
- SUGUIO, K & BARCELOS, J.H. 1983a Paleoclimatic evidence from the Areado Formation, Cretaceous of the São Francisco basin, State of Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociên.*, **13**:229-231.
- SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. 1983b Paleoclimatic evidence from the Bauru Group, Cretaceous of the Paraná basin, Brazil. *Rev. Bras. Geociên.*, **13**:232-236.
- THOMPSON, S.L. & BARRON, E.J. 1981 Comparison of Cretaceous and present earth albedos: Implications for the causes of paleoclimates. *Journal of Geology*, **89**:143-167.
- TRICART, J. 1958 Division morphoclimatique du Brésil Atlantique Central. *Révue de Géomorphologie Dynamique*, **9**:1-12.

- TRICART, J. 1977 Aperçus sur le Quaternaire du Brésil. Recherches Françaises sur le Quaternaire; *Bull. AFEQ*, **50**:265-271.
- VANZOLINI, P.E. 1986 Paleoclimas e especiação em animais da América do Sul Tropical. *Publicação Avulsa ABEQUA*, **1**:1-35.

**EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DA
PROVÍNCIA TAPAJÓS COM BASE NA GEOLOGIA
DAS FOLHAS VILA MAMÃE ANÃ E
JACAREACANGA (1:250.000), REGIÃO LIMITE
DOS ESTADOS DO AMAZONAS E PARÁ**

Marcelo Esteves Almeida

Amaro Luís Ferreira

Maria de Fátima Lira de Brito

Marcos Antônio Soares Monteiro

CPRM – Serviço Geológico do Brasil (Superintendência Regional de
Manaus – Amazonas)

Av. André Araújo 2160, Aleixo, Manaus (AM) – CEP: 69060-001

Tel: (92) 663 5614 – Fax: (92) 663 5531

E-mail: geremi@internext.com.br (trabalho) e mealmeida@uol.com.br
(pessoal)

ABSTRACT	59
RESUMO	60
INTRODUÇÃO	61
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	64
EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO	
GEOLÓGICO-ESTRUTURAL	69
ANÁLISE DESCRITIVA DAS MESO E MEGAESTRUTURAS ..	74
SÍNTESE DO ARCABOUÇO TECTÔNICO	
DA PROVÍNCIA TAPAJÓS	89
PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	92
CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	97
AGRADECIMENTOS	100
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101

ABSTRACT

The Tapajós Mineral Province (TMP) is located in the Amazon Craton (boundary of Pará and Amazonas States, northern Brazil). The region is characterized by Paleoproterozoic terrain and different gold prospects explored at small-scale mines (“garimpos”). The basement rocks in Jacareacanga and Vila Mamãe Anã regions are composed by tonalitic-granodioritic-monzodioritic orthogneisses and metagranitoids, with minor amphibolites, migmatites, leucogranites and rare sillimanite-biotite schist (Cuiú-Cuiú Complex: 2.00 Ga) and low to medium-grade metamorphic metavolcano-sedimentary sequence (Jacareacanga Group: 2.10 Ga). These rocks are intruded by different granitoids: medium-K calc-alkaline granitoids (Parauari Intrusive Suite: 1.90 Ga); high-K calc-alkaline granite (Caroçal Granite: 1.87 Ga) and A-type granites (Maloquinha Intrusive Suite; Igarapé Escondido Granite and Pepita Granite: 1.87-1.88 Ga). Some granitoids have acid (Iriri Group 1.87-1.89 Ga) to intermediate (Bom Jardim Formation) co-genetic volcanism. Undeformed mafic rocks are represented by gabbros (Ingarana Intrusive Suite: 1.89 Ga), olivine dolerite (Crepori Suite: 1.78 Ga) and younger dolerite dykes swarm (0.51 and 0.20 Ga). Finally, the TMP shows Proterozoic (Buiuçu Formation: <1.78 Ga), Paleozoic (Alto Tapajós and Amazon basins), Tertiary and Quaternary sedimentary rocks. Two main structural features are observed: a) regional foliation (ductile deformation) with NNE-SSW trend and thrust and oblique strike-slip movements (on basement rocks) and b) main oblique strike-slip shear zones with NW-SE trend (brittle-ductile deformation, locally brittle).

These structures are probably developed in collisional setting under subduction conditions. A wide variety of gold mineralization styles occurs in TMP (probably developed in arc-related tectonic setting) and include shear zone-quartz veins, lode-quartz, porphyry-hosted stockwork and epithermal adularia-sericite types.

Keywords: Tapajós Province, paleoproterozoic crust, tectonic evolution

RESUMO

A Província Tapajós, localizada no limite dos Estados do Pará e do Amazonas, é caracterizada por uma ampla área composta por rochas de idade paleoproterozóica. Nas folhas Jacareacanga e Vila Mamãe Anã, o embasamento regional é representado por gnaisses, granitóides (com variados estágios de deformação), anfibolitos e raros migmatitos, leucogranitos e sillimanita-biotita xisto (Complexo Cuiú-Cuiú – 2,0 Ga) e também por rochas supracrustais metamorfasadas em baixo grau a médio grau (Grupo Jacareacanga – 2,1 Ga). Diversas intrusões graníticas, com idades variando de 1,90 a 1,87Ga, cortam este embasamento, entre elas destacam-se corpos pertencentes às suítes intrusivas Parauari (cálcio-alcálico – tipo I), Maloquinha (tipo A), além dos granitos Caroyal (cálcio-alcálico de alto-K), Pepita (tipo A) e Igarapé Escondido (rapakivi tipo A). Rochas vulcânicas ácidas (Grupo Iriri) e intermediárias (Formação Bom Jardim), incluindo tipo vulcanoclásticos, ocorrem associadas a este plutonismo granítico. Rochas máficas não deformadas são representadas em geral por gabros, gabronoritos, leuconoritos, monzogabros (Suíte Intrusiva Ingarana – 1,88), além de olivina diabásios (Diabásio Crepori – 1,78Ga) e diques de diabásio na forma de enxames

(Diabásio Piranhas – 0,5Ga; Diabásio Periquito – 0,2Ga). Coberturas sedimentares proterozóicas (Formação Buiúçu- <1,78Ga), paleozóicas (Bacias Amazônica e do Alto Tapajós), terciárias (Formação Alter do Chão) e quaternárias (aluviões) também estão presentes. Duas feições estruturais importantes foram detectadas: 1) foliação regional com *trend* principal NNE-SSW, afetando rochas do embasamento (deformação dúctil) e 2) falhas e zonas de cisalhamento transcorrentes oblíquas, com *trend* principal NW-SE, afetando tanto rochas do embasamento quanto os granitóides intrusivos (deformação rúptil-dúctil a rúptil). Estas estruturas são decorrentes provavelmente da atuação de processos colisionais e acrecionários em ambiente dominado por margem continental ativa (subdução). Vários modelos metalogenéticos têm sido propostos para a Província Tapajós levando em consideração a presença de ambiente desse gênero (relacionado a arcos magmáticos), incluindo veios de quartzo em zonas de cisalhamento, *lode*, Au pórfiro (*stockwork*) e do tipo epitermal do sistema adularia-sericita.

INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta parte dos resultados obtidos pelo Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Projeto PROMIN-Tapajós), executado pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil através das superintendências regionais de Manaus, Porto Velho e Belém. O macroplanejamento do projeto PROMIN-Tapajós envolveu o mapeamento geológico das folhas Vila Mamãe Anã, Jacareacanga, Caracol, Vila Riozinho e Rio Novo, abrangendo uma área total com cerca de 90.000 km² (Figura 1). Serão descritos especificamente neste trabalho os dados relativos as folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga, embora o conjunto das folhas mapeadas tenha sido decisivo na análise final.

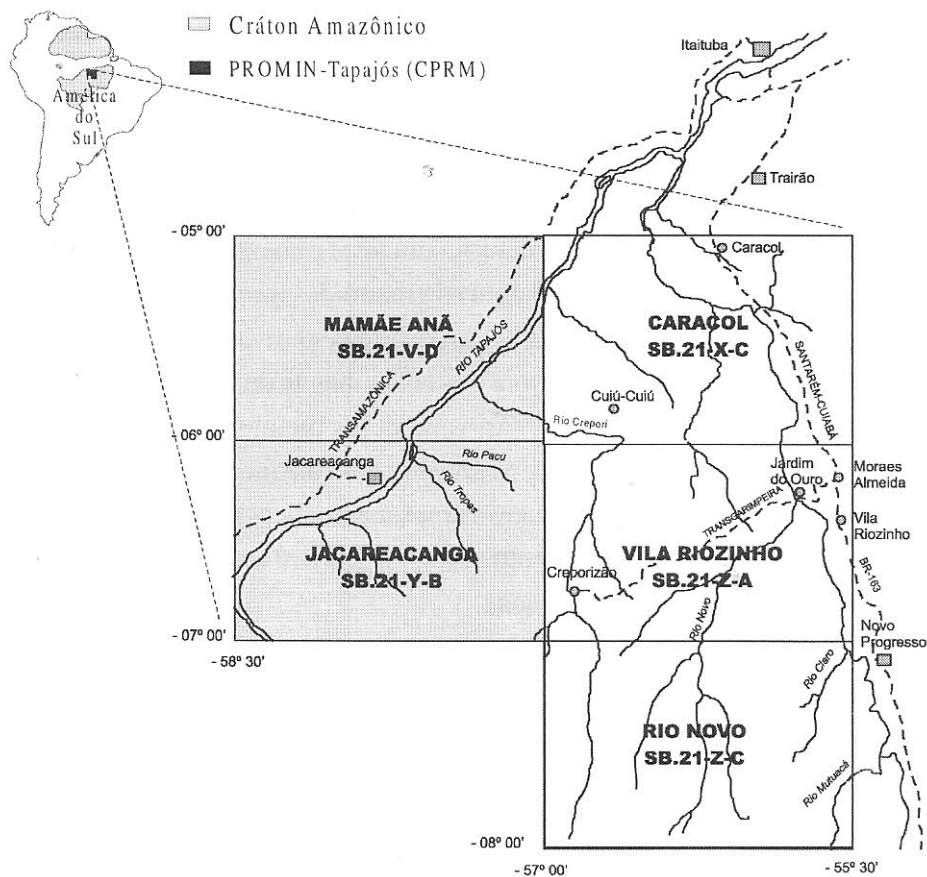


Figura 1 – Mapa de localização da área total do PROMIN - Tapajós, incluindo a região estudada no presente trabalho (folhas Mamãe Anã e Jacareacanga).

A região estudada situa-se na porção sudoeste do Estado do Pará e sudeste do Estado do Amazonas, incluindo parte dos municípios de Itaituba (PA), Jacareacanga (PA) e Maués (AM). Abrange uma superfície com cerca de 35.000km² de área, limitada pelas coordenadas geográficas 5^o00'00'' a 7^o00'00'' de latitude sul e 57^o00' a 58^o30' de longitude oeste de Greenwich, correspondendo às folhas SB.21-V-D (Vila Mamãe Anã) e SB.21-Y-B (Jacareacanga).

O principal objetivo desta pesquisa é o de fornecer elementos que possibilitem a definição de um esboço geológico e estrutural das referidas folhas (Vila Mamãe Anã e Jacareacanga), bem como apresentar uma proposta de evolução e de ambiência tectônica para a Província Tapajós. A metodologia incluiu estudos de campo, petrográficos, litoquímicos, geocronológicos, interpretação de imagens de radar e satélite (LANDSAT-TM), integração e reinterpretação de informações de trabalhos anteriores, além da interpretação de informações geofísicas resultantes dos projetos aerogeofísicos desenvolvidos pela CPRM (Médio Tapajós, 1987 e Província Aurífera do Tapajós-Bloco I, 1998).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As primeiras referências a trabalhos de cunho geológico na Província Tapajós, localizada na porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, tiveram início em meados do século XIX, abrangendo a área abordada neste trabalho e suas cercanias. Já neste século, Almeida & Nogueira Filho (1959) realizaram reconhecimento geológico ao longo do rio Aripuanã e estabeleceram uma coluna geológica para a área. O Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) também publicou boletim com uma síntese dos trabalhos efetuados por Barbosa (1966), na região do Médio Tapajós, com mapa na escala de 1:500. 000.

Contudo, os primeiros trabalhos de mapeamento geológico sistemático, começaram a se desenvolver somente a partir da década de 70, com destaque para aqueles executados por Liberatore *et al.* (1972), Santos *et al.* (1975), Pessoa *et al.* (1977), Andrade *et al.* (1978), Melo *et al.* (1980a) e Bizinella *et al.* (1980). Recentemente, trabalhos de mapeamento geológico nesta região foram realizados pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil) através do Projeto Província Mineral do Tapajós (Figura 2, Almeida *et al.* 2000; Bahia & Quadros 2000; Ferreira *et al.* 2000; Klein & Vasquez 2000; Vasquez & Klein 2000).

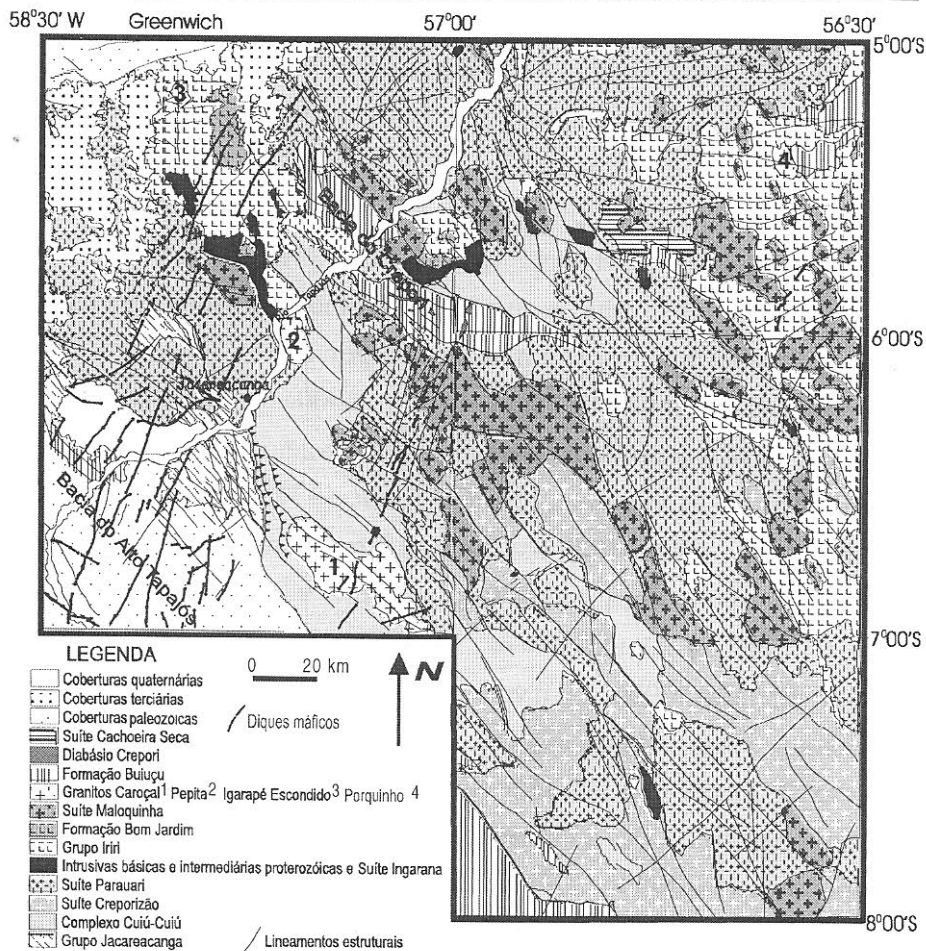


Figura 2 – Mapa geológico simplificado de parte da Província Tapajós (Extraído de Almeida *et al.* 2000; Bahia & Quadros 2000; Ferreira *et al.* 2000; Klein & Vasquez 2000; Vasquez & Klein 2000).

O quadro geológico da área é marcado por um grupo de rochas mais antigas, relacionadas a um domínio essencialmente orogênico, representadas pela seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Jacareacanga (Ferreira 2000b), por ortognaisses, migmatitos e metagranitóides do Complexo Cuiú-Cuiú (Almeida *et al.* 1998) e por granitóides miloníticos da Suíte Intrusiva Creporizão (Ricci *et al.* 1999).

Rochas mais jovens do que 1,92 Ga estão agrupadas num domínio essencialmente pós-orogênico, marcado por intrusões graníticas pós-orogênicas (Suíte Intrusiva Parauari - Brito 2000a e Almeida & Monteiro 1997; Granito Caroyal - Almeida *et al.* 1999) transicionais para anorogênicas (Suíte Intrusiva Maloquinha - Almeida *et al.* 1977 e Andrade *et al.* 1978; Granito Pepita - Brito 2000b; Granito Igarapé Escondido - Brito *et al.*, 1999a e b; Granito Porquinho - Pessoa *et al.*, 1977), além de vulcanismo ácido (Grupo Iriri - Andrade *et al.*, 1978) a intermediário (Formação Bom Jardim - Ferreira 2000a), com vulcanoclásticas associadas. Neste domínio são comuns ainda manifestações básicas (Suíte Intrusiva Ingarana - Bahia & Quadros 2000; Olivina Gabro Rio Novo - Ricci 1999; Gabro Serra Comprida - Vasquez *et al.* 2000b) a intermediárias (Quartzo-monzogabro Igarapé Jenipapo e andesitos Joel-Mamoal - Vasquez *et al.* 2000a). A deposição dos sedimentos da Formação Buiucu (Pinheiro & Ferreira 1999), cortados pelo magmatismo básico mesoproterozóico) representado pelo Diabásio Crepori (Santos & Loguércio 1984), também se dá neste domínio. O final do mesoproterozóico (e início neoproterozóico é marcado pelo magmatismo gabro-troctolítico da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (Bahia & Quadros 2000).

Coberturas sedimentares paleozóicas estão representadas por sedimentos da Bacia Amazônica e da Bacia do Alto Tapajós, apresentando-se cortadas por diques básicos cambrianos (Diabásio Piranhas) e mesozóicos (Diabásio Periquito). Recobrimdo as unidades mais antigas ocorrem coberturas cenozóicas, representadas por sedimentos detríticos, lateríticos e aluvionares inconsolidados e semiconsolidados.

Em termos evolutivos, duas grandes correntes de pensamento são defendidas para o Cráton Amazônico, estando baseadas numa origem a partir de retrabalhamento de uma crosta antiga (Gibbs & Barron 1983; Hasui *et al.* 1984; Amaral 1984; Sena Costa & Hasui 1997) ou por acreção crustal juvenil (Cordani & Brito Neves 1982; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari 1996; Tassinari & Macambira 1999).

O modelo baseado no retrabalhamento de uma crosta antiga sugere a existência de grandes blocos crustais articulados e justapostos (ou paleoplacas) formando um mosaico com limites NE-SW e NW-SE (cinturões transcorrentes ou de cavalgamento), delimitados através de anomalias magnéticas e gravimétricas (Hasui *et al.* 1984). Esses blocos crustais seriam compostos basicamente por duas grandes unidades rochosas (Sena Costa & Hasui 1997): terrenos de médio e baixo grau (granito *greenstone*) e alto grau (cinturões granulíticos). No primeiro terreno dominariam complexos gnáissicos na fácies anfíbolito de composição variando de tonalítica a monzonítica e diorítica, exibindo texturas diversas e diferentes estruturas de migmatização, onde, associadas, ocorrem faixas de dimensões variadas de rochas supracrustais de grau baixo a médio, representadas por xistos, quartzitos, mármore,

etc., além de corpos máficos-ultramáficos. No segundo caso predominam complexos gnáissicos na fácies granulito, similares em termos composicionais e texturais aos terrenos de médio e baixo grau.

O segundo modelo (acresção crustal), têm suas proposições baseadas, essencialmente, na interpretação integrada de grande volume de dados geocronológicos, onde foi possível subdividir vários domínios geocronológicos-tectônicos com características distintas entre si. Neste caso, o desenvolvimento e evolução do Cráton Amazônico se dariam através de sucessivos episódios de acresção continental a partir de um protocráton arqueano. Na Região Amazônica este protocráton arqueano, formado por um agregado de microcontinentes, estariam representados pelos subdomínios Carajás-Iricoumé e Roraima e pelo fragmento que constitui o Complexo de Imataca (Venezuela). Estes blocos arqueanos foram posteriormente amalgamados e, durante sua evolução (através de orogenias colisionais), retrabalhados parcialmente no Paleoproterozóico, preservando alguns núcleos como *inliers* no interior de seus domínios. Este processo colisional iniciou-se através de subduções de crosta oceânica, gerando sucessivos arcos magmáticos entre 1,9 Ga e 1,55 Ga (alinhados aproximadamente segundo NW-SE), que funcionaram como agentes amalgamadores dos protocrátons paleoproterozóicos. De acordo com esta concepção, a Província Tapajós encontra-se inserida no Domínio Ventuari-Tapajós (Tassinari 1996; Tassinari & Macambira 1999), considerado um arco magmático de idade Paleoproterozóica.

EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL

Andrade *et al.* (1976) foram uns dos pioneiros a tratarem, em escala regional, os mais importantes traços estruturais da Província Tapajós, enfatizando principalmente a atuação de esforços compressivos que resultaram na geração das rochas metassedimentares e gnáissicas presentes na área. Os metassedimentos, representados por mica xistos intercalados e em contato gradacional com quartzitos (incluindo metacherts), encontram-se dobrados em diversas escalas. Importante ressaltar que, em áreas dominadas por quartzitos, ocorrem serras alongadas com direção concordante com a foliação regional registrada nos micas xistos. Com relação aos gnaisses, dois tipos principais foram distinguidos com base na intensidade da deformação: a) gnaisses com foliação ou bandamento pronunciados, localizados especialmente nas regiões dos rios das Tropas, Pacu e Cabitutu (Folha Jacareacanga); b) gnaisses fracamente foliados existentes no rio Crepori e no igarapé do Rato (limite das folhas Vila Mamãe Anã, Caracol e Vila Riozinho).

Por outro lado, Bizinella *et al.* (1980) acreditam na predominância de forças distensionais na região do alto curso do rio Tapajós, estando representadas por uma tectônica marcada por moderados deslocamentos de natureza vertical (falhas gravitacionais) e mais raramente horizontal (falhas transcorrentes). As estruturas mais importantes estariam representadas pelos lineamentos Tapajós e Abacaxis, com padrão N45E e N45W (e sistema de falhas subsidiárias NNE-SSW e NNW-SSE) e pelas falhas Grande, Cotovelo e Alto Rio Parauari, todas de direção NE-SW. Estes falhamentos são responsáveis por fenômenos

de silicificação e cataclase, atingindo tanto rochas paleoproterozóicas quanto paleozóicas. Ainda segundo estes autores, apesar do referido predomínio da tectônica extensional, os domos gnáissicos, sinclinais interdômicos (ortognaisses) e os dobramentos com mergulhos acentuados nos flancos (metassedimentos) constituem-se, eventualmente, em feições compressivas importantes.

Mais recentemente, R. A. Santos (1996, 1997a e b, 1998) realizou análise estrutural de detalhe em diversas frentes de lavra garimpeira (extração de ouro) existentes na Província Tapajós. Várias dessas ocorrências foram geradas num ambiente marcado por uma tectônica compressiva, predominantemente rúptil-dúctil a dúctil, com direções N30°-40°W a N10°-20°E, que correspondem respectivamente a zonas de cisalhamento transcorrente oblíquas destrais (ex. garimpo Chico Torres; Folha Vila Mamãe Anã) e sinistrais (ex. garimpo S. José; Folha Jacareacanga). Entretanto, a maior parte dos garimpos da Província Tapajós (ex. garimpos dos arredores das vilas do Creporizão e Cuiú-Cuiú, nas folhas Vila Riozinho e Caracol, respectivamente) localiza-se em regiões dominadas por deformação predominantemente rúptil (localmente rúptil-dúctil), correspondendo normalmente a zonas de falhas sinistrais de direções N20°-75°E e N60°W associadas a estruturas secundárias oblíquas, extensionais e escalonadas (N20°E; N40°-50°E e N70°E).

Em escala regional, as feições estruturais mais importantes da Província Tapajós, são representadas por megalineamentos de orientação NW-SE (Figuras 3 e 4), concentrados principalmente na sua porção central, sendo facilmente detectados através dos diversos sensores remotos (imagens de satélite, radar, mapas aeromagnéticos) e confirmados nos trabalhos de campo.

Caracterizam-se por apresentar traçados sinuosos, sigmoidais e entrecortados, caracterizando um padrão geométrico anastomosado com sentido de movimento predominantemente sinistral. Este conjunto de falhas foi denominado por R. A. Santos (1999) de Sistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós. As estruturas mais antigas, de direção NNE-SSW, impressas nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e do Grupo Jacareacanga (e transpostas em parte por estes megalineamentos), que serão descritas em maior detalhe no próximo item, são de ocorrência subordinada e não são perfeitamente visualizadas através dos sensores remotos.

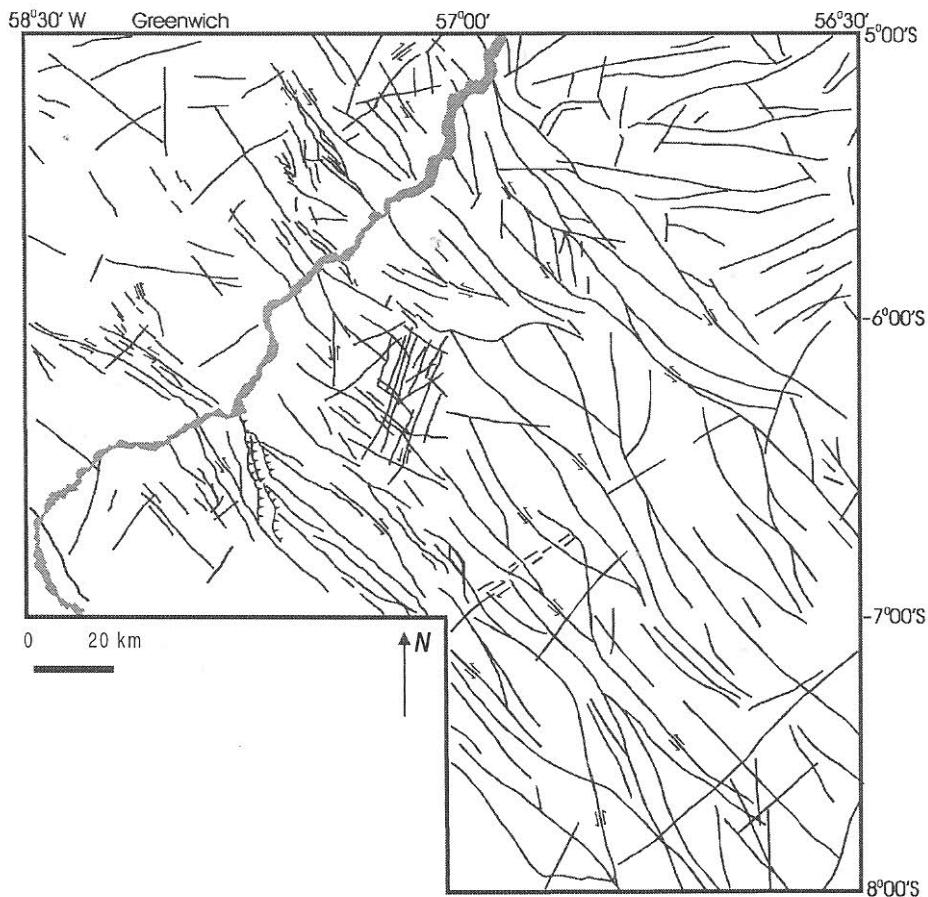


Figura 3 – Mapa dos principais lineamentos estruturais de parte da Província Tapajós (Extraído de Almeida *et al.*, 2000; Bahia & Quadros 2000; Ferreira *et al.*, 2000; Klein & Vasquez, 2000; Vasquez & Klein, 2000).

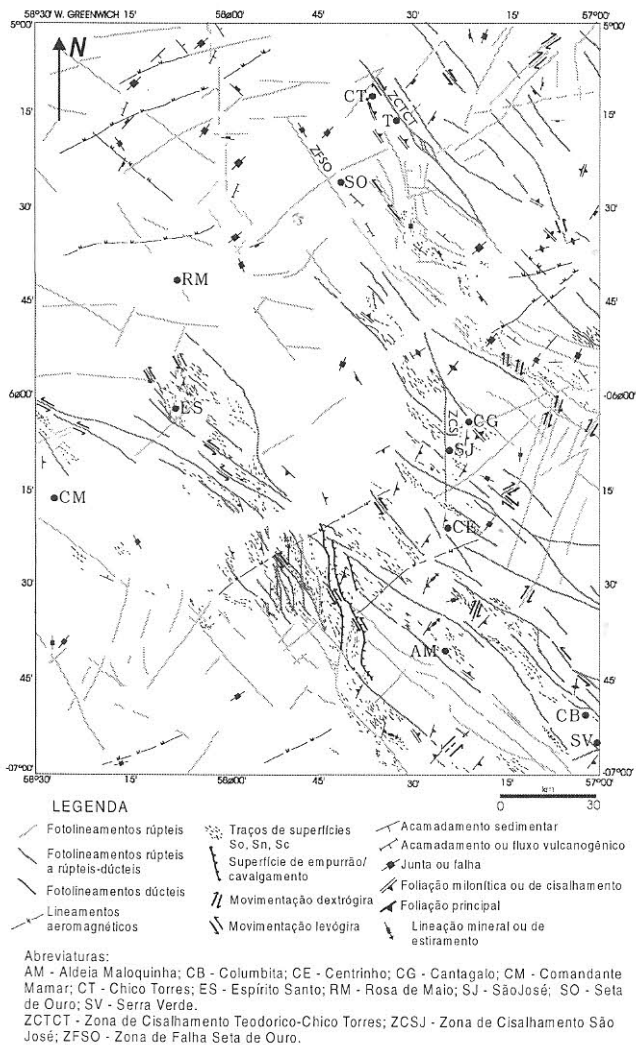


Figura 4 - Mapa de distribuição e arranjo das principais estruturas encontradas nas folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga.

No setor nordeste desta área, um outro conjunto importante de estruturas é observado, sendo caracterizado por direções E-W e ENE-WSW (coincidentes com as anomalias magnéticas lineares) e tectônica de natureza essencialmente rúptil (Figura 4). De acordo com R. A. Santos (1999), estes lineamentos podem corresponder a falhas ou fraturas extensionais associadas ao Sistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós.

Nas imagens de satélite e mapas aerogeofísicos também é identificado, principalmente nas porções central e oeste da área do projeto PROMIN - Tapajós (Figura 3 e 4), um sistema de fraturas com orientação NNE-SSW. Fraturas com direção NE-SW, encontradas por toda a região, podem, em parte, segundo R. A. Santos (1999), representar um novo sistema de falhas ou constituir fraturas de cisalhamento oblíquas, relacionadas ao Sistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós.

ANÁLISE DESCRITIVA DAS MESO E MEGAESTRUTURAS

Serão descritas neste item as feições estruturais, planares e lineares, observadas no âmbito das folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D) e Jacareacanga (SB.21-Y-B) e o seu comportamento nas diversas unidades litodêmicas e litoestratigráficas mapeadas.

Nos metassedimentos do Grupo Jacareacanga, representados por xistos e quartzitos (Figuras 5, 6 e 7), além de subordinados metargilitos e metagrauvascas (Figura 8), a foliação encontra-se subparalelizada aos grandes lineamentos regionais, definidos pelas zonas de cisalhamento sinistrais de regime dúctil e direção NNW-SSE a NW-SE que compõe o Sistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós. O sentido de movimento fotointerpretado coincide com a cinemática detectada em escala de afloramento, como constatado na Folha Jacareacanga, próximo ao garimpo Espírito Santo (R. A. Santos 1997a). Nesta localidade, R. A. Santos (1997a) identificou nos sericita xistos, inúmeras minidobras assimétricas e eixos com caimento variando de 25SE até subverticais (Figura 9). Nos locais onde a taxa de deformação não-coaxial (por cisalhamento) é mais alta, encontram-se ainda minidobras rompidas e lentes sigmoidais de quartzo. Outras estruturas planares também foram detectadas por esse autor. Uma delas é mais espaçada e possui direção N-S/90 e pode tratar-se de uma superfície mais antiga. Uma outra estrutura, talvez representante de superfície C', apresenta direção NW-SE e é de ocorrência mais localizada.

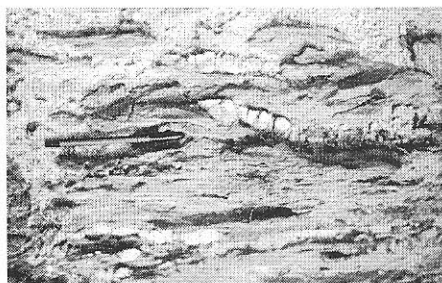


FIGURA 5 – Lentes de quartzito boudinado em muscovita-quartzo xisto intemperizado do Grupo Jacareacanga. Afloramento em planta localizado cerca de 1 km a norte da sede do Garimpo Espírito Santo.

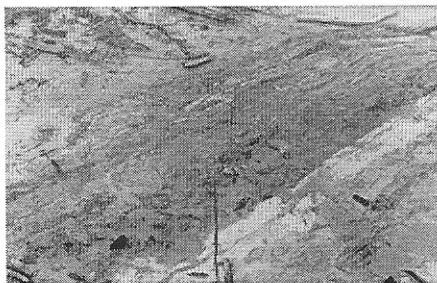


FIGURA 6 – Saprólito de xisto máfico (Grupo Jacareacanga) intercalado com xistos paraderivados, quartzitos e bandas félsicas bastante caolinizadas (tonalito?). Localizado nas margens do rio Amaná próximo ao garimpo Teodorico (Foto: geól. Marco Antônio Oliveira – CPRM/Programa Nacional de Prospecção de Ouro).

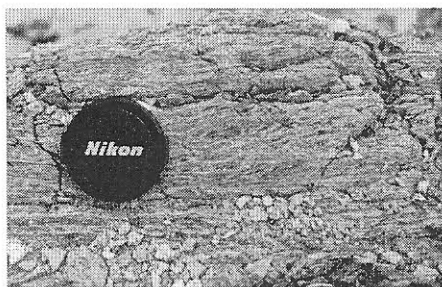


FIGURA 7 - Xisto máfico correlacionável ao Grupo Jacareacanga, observado no Garimpo Teodorico (foto: geólogo João H. Larizzatti – CPRM/Programa Nacional de Prospecção de Ouro).

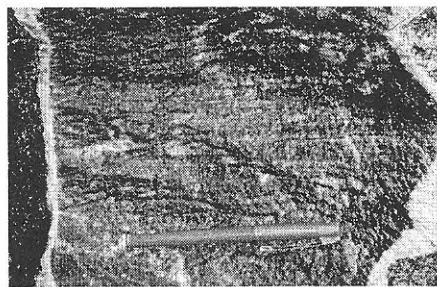


FIGURA 8 – Metagrauvaca levemente bandada e com incipiente clivagem ardósiana, relacionada ao Grupo Jacareacanga. Afloramento em planta situado a sul da sede do Garimpo Espírito Santo.

Os metargilitos e metagrauvacas (Figura 8), considerados por Almeida & Ferreira (2000) como porções de topo da seqüência Jacareacanga, apresentam incipiente clivagem ardósiana, de direção N-S e com mergulho de alto ângulo para leste, em geral subparalela ao bandamento composicional.

Ainda são observados nestes litótipos grãos angulosos, por vezes preferencialmente orientados, de quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e fragmentos de rocha (especialmente de vulcânicas), além de sericita, minerais opacos, zircão, turmalina verde, titanita, apatita, granada, clorita e epidoto, este último ocorrendo na forma de veios milimétricos.

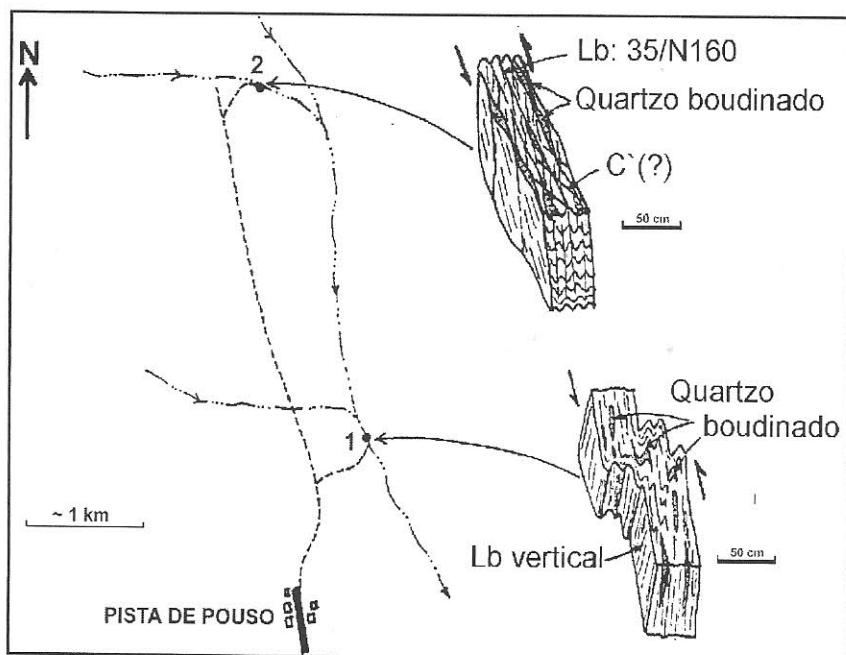


Figura 9 – Afloramentos de xistos dobrados e crenulados (Grupo Jacareacanga), localizados ao longo de zona de cisalhamento transcorrente sinistral de direção NNW-SSE. Garimpo Espírito Santo, alto curso do rio Parauari, município de Maués – AM (extraído de Santos, 1997a).

A foliação nos xistos e quartzitos é conferida pela orientação preferencial de biotita e muscovita, acompanhada pelo alinhamento de agregados de quartzo, possuindo direções que variam de $N05^{\circ}-25^{\circ}W$ e mergulhos de $15^{\circ}-40^{\circ}NE$ a subverticais (Figura 10a), embora apresente direções NNE-SSW localmente preservadas. Apresenta-se normalmente inflexionada próxima aos planos de cisalhamento de direção NW-SE, podendo ocorrer também crenulada. Lentes de quartzito e boudins de quartzo são comuns (Figura 5). No garimpo Teodorico, no rio Amana, lentes de xistos máficos intercalados com sericita xistos e quartzitos (Figura 6) também são fortemente afetados por megazonas de cisalhamento de direção NW-SE e com movimentação dextral (Zona de Cisalhamento Teodorico-Chico Torres – ZCTCT), sendo possível identificar foliação pretérita transposta (Figura 7).

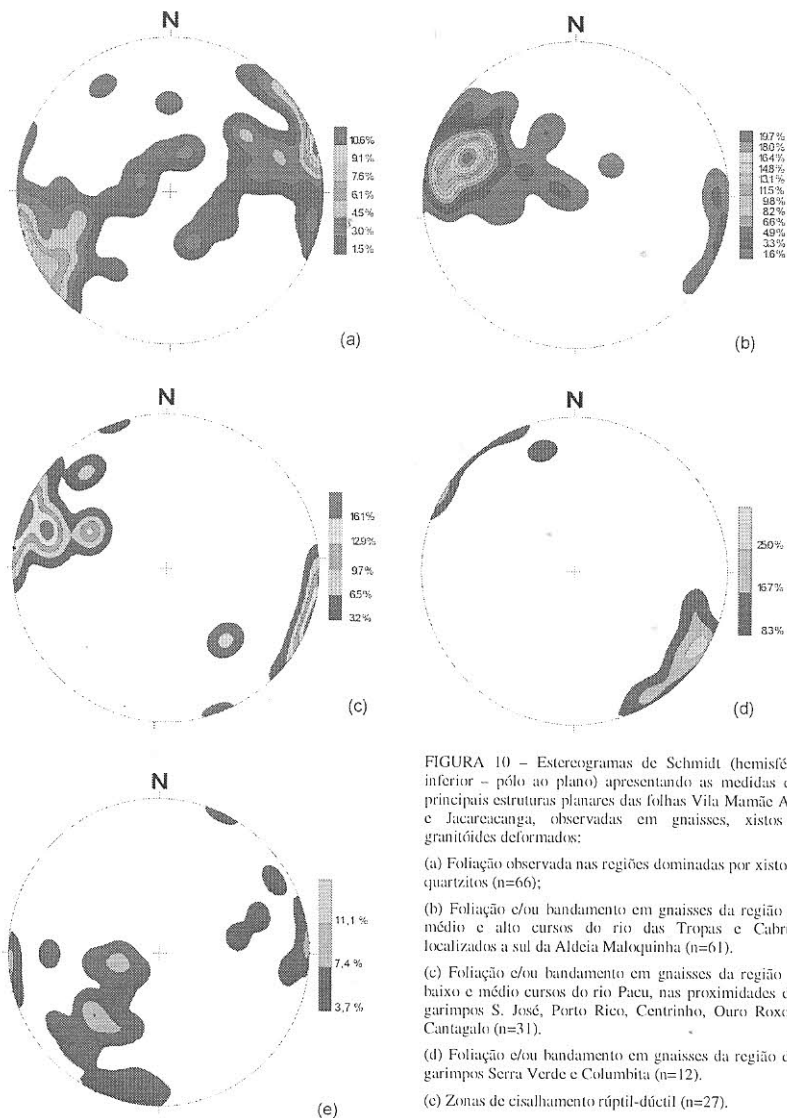


FIGURA 10 – Esterogramas de Schmidt (hemisfério inferior – pólo ao plano) apresentando as medidas das principais estruturas planares das folhas Vila Mamãe Ana e Jacareacanga, observadas em gnaisses, xistos e granitóides deformados:

- (a) Foliação observada nas regiões dominadas por xistos e quartzitos (n=66);
- (b) Foliação e/ou bandamento em gnaisses da região do médio e alto cursos do rio das Tropas e Cabruá, localizados a sul da Aldeia Maloquinha (n=61).
- (c) Foliação e/ou bandamento em gnaisses da região do baixo e médio cursos do rio Pacu, nas proximidades dos garimpos S. José, Porto Rico, Centrinho, Ouro Roxo e Cantagalo (n=31).
- (d) Foliação e/ou bandamento em gnaisses da região dos garimpos Serra Verde e Columbita (n=12).
- (e) Zonas de cisalhamento rúptil-dúctil (n=27).

Nos litótipos pertencentes ao Complexo Cuiú-Cuiú, representados por ortognaisses, granitóides (foliados ou não) e mais raramente anfibolitos e migmatitos (apresentando estágios variados de anatexia), a foliação é caracterizada pelo alinhamento preferencial de biotita e hornblenda (em percentuais variáveis), que pode ocasionalmente ser acompanhado pelos minerais félsicos presentes. Esta foliação pode variar de fraca a intensa, estando relacionada muitas vezes à existência de zonas de cisalhamento dúcteis destrais, onde neste caso adquire feições anastomóticas, contornando *augens* de feldspato por vezes estirados (Figuras 11 e 12). Muitas vezes os gnaisses desenvolvem um bandamento discreto, marcado pela existência de estreitas bandas félsicas e máficas, em geral com espessura inferior a 1,0 cm, diferenciando-se pela alternância de faixas granoblásticas quartzo-feldspáticas e faixas lepidoblásticas enriquecidas em biotita e/ou hornblenda (Figura 13). A este bandamento está associada a presença de dobras intrafoliais (Figura 14) ou em bainha e enclaves microgranulares máficos, dioríticos a quartzo-monzodioríticos, os quais podem ocorrer concentrados em faixas, mostrando-se em alguns afloramentos, bastante estirados e metamorfisados (anfibolitos). As lineações minerais e de estiramento contidas nestes planos apresentam atitudes variando de 41° - $50^{\circ}/N25^{\circ}$ - $32^{\circ}E$ a 51° - $60^{\circ}/N49^{\circ}$ - $60^{\circ}E$, localmente $41^{\circ}/S58^{\circ}E$.

Os gnaisses migmatíticos (Figuras 15, 16 e 17) são muito raros e caracterizam-se por apresentar bandamento centimétrico a milimétrico marcado pela alternância de mesossomas, leucossomas e melanossomas, nem sempre bem individualizados (diatexitos). No caso de protólitos gnáissicos, portadores de camadas com composição e competência variáveis, sob altas temperaturas

(fácies anfibolito alto) e submetido a esforços cisalhantes, a possibilidade de se gerar locais com taxas diferentes de *strain* é extremamente alta (Sawyer 1994). Nesta situação, mesmo ao se produzir líquidos a baixas taxas de fusão, as condições de segregação serão bastante facilitadas, propiciando a migração deste mobilizado preferencialmente para zonas de baixo *strain*, fato comumente observado nos litótipos migmatíticos do Complexo Cuiú-Cuiú.

Assim como os migmatitos, os leucogranitos são bastante escassos, sendo constituídos essencialmente de microclínio, plagioclásio e quartzo, além de muscovita, \pm biotita, \pm minerais opacos, \pm zircão, \pm apatita, \pm granada e minerais de alteração, como clorita e sericita. Efeitos deformacionais são observados em quartzo anédrico, apresentando bordos denteados, geralmente compondo faixas ou fitas de material recristalizado. A biotita tem presença restrita, apresentando-se levemente orientada. Destaca-se ainda a presença de cristais de granada, com hábito hexagonal e raras inclusões, sugerindo procedência ígnea (Alan & Clarke 1981), preenchendo espaços intergranulares e em associação com agregados lamelares de biotita, muscovita, cristais euédricos de minerais opacos e zircão. Estes leucogranitos podem ter sua gênese ligada aos migmatitos, mediante um processo contínuo de migração e coalescência de mobilizados anatéticos.

Apenas uma ocorrência de rocha paraderivada de alto grau foi observada, estando representada por sillimanita-biotita-cordierita gnaiss, localizado nas proximidades do garimpo Cantagalo (Figura 4). Este gnaiss apresenta granulação média e estrutura bandada, constituída por níveis quartzo-feldspáticos (textura granoblástica) intercalados com bandas micáceas (textura lepidoblástica), compostas por biotita, sillimanita, cordierita, parcialmente alterada para pinita, com inclusões de minerais opacos, biotita e agulhas de sillimanita.

De uma forma geral, as estruturas planares descritas nos litótipos do Complexo Cuiú-Cuiú apresentam orientações variando de NNE-SSW (predominante) a NE-SW e N-S (subordinada), ocorrendo invariavelmente com zonas de cisalhamento subparalelas (Figuras 10b, c e d). Os ângulos de mergulho variam de 10° (Figuras 13 e 18) a subverticais (Figuras 11, 12 e 14), e apresentam caimento em geral para NE, enquanto o comportamento das lineações minerais ou de estiramento sugere movimentações tangenciais (destrais) ou frontais (Figura 4).

Apesar do contexto geológico demonstrar a existência de deformação sob condições metamórficas de médio, e até alto grau, alguns granitóides foliados (ou com bandamento) não apresentam feições microscópicas típicas de deformação no estado sólido, sugerindo a presença local de *fabrics* do tipo *pre full crystallization* (Hutton 1988) ou decorrentes de fluxo magmático (Almeida *et al.* 1998). Entretanto as relações de contato entre estes granitóides (e metagranitóides) e os ortognaisses, anfibolitos e migmatitos não são claras, podendo tratar-se da mesma série com variados graus de deformação sob condições de temperatura que chegaram a atingir, localmente, a fácies anfibolito. Diante da falta de critérios indubitáveis para uma individualização, estes litótipos foram englobados numa única unidade litoestratigráfica.

Assim como a foliação constatada nos xistos, a estrutura planar de orientação NNE-SSW observada no Complexo Cuiú-Cuiú é deslocada por zonas de cisalhamento sinistrais dúcteis e rúpteis (Figuras 13, 15, 16 e 17) de direção NW-SE. Estas zonas de cisalhamento marcam os grandes lineamentos regionais, representados, por exemplo, pelas zonas de cisalhamento Teodorico-Chico Torres (ZCTCT) e São José (ZCSJ) e pela zona de falha Seta de Ouro (ZFSO), deformando localmente os granitóides Parauari e Maloquinha e as vulcânicas Iriri (reativações?).

Na região do garimpo Chico Torres, granitóides miloníticos a porfiroclásticos do Complexo Cuiú-Cuiú, apresentam forte similaridade com aqueles observados nos garimpos São José e Centrinho, entretanto possuem foliação milonítica com atitudes $N30^{\circ}-50^{\circ}W/80^{\circ}NE$ a subvertical (Figura 10e), e lineação de estiramento em torno de $30^{\circ}/N30^{\circ}W$. Segundo R. A. Santos (1996), esses dados, juntamente com a existência de agregados quartzo-feldspáticos sigmoidais e estruturas conjugadas S/C, caracterizam um cisalhamento dúctil transcorrente destal oblíquo. Apesar da similaridade litológica, a foliação mostra atitudes distintas daquelas observadas nas demais áreas de ocorrência do Complexo Cuiú-Cuiú (Figuras 10b, c e d).

Na Suíte Intrusiva Parauari os únicos *fabrics* planares observados são decorrentes da ação das mesmas zonas de cisalhamento NW-SE, produzindo nas regiões de mais alto *strain* faixas de granitóides protomiloníticos a miloníticos a localmente cataclásticos, onde é possível identificar lineação de estiramento com atitude $75^{\circ}/S45^{\circ}E$.

Forte tectônica rúptil de direção NNE-SSW associada a zonas de cisalhamento destrais e sinistrais, ocorre predominantemente no quadrante NE da Folha Jacareacanga em área dominada por granitóides das suítes Maloquinha e Parauari. Este sistema de falhas é representado por um “enxame” de juntas e falhas subparalelas, responsáveis inclusive por deslocamentos horizontais (NNE-SSW) e verticais (NW-SE e NNE-SSW) verificados no acamadamento dos arenitos da Formação Buiuçu (Figura 2 - Bacia do Crepori).

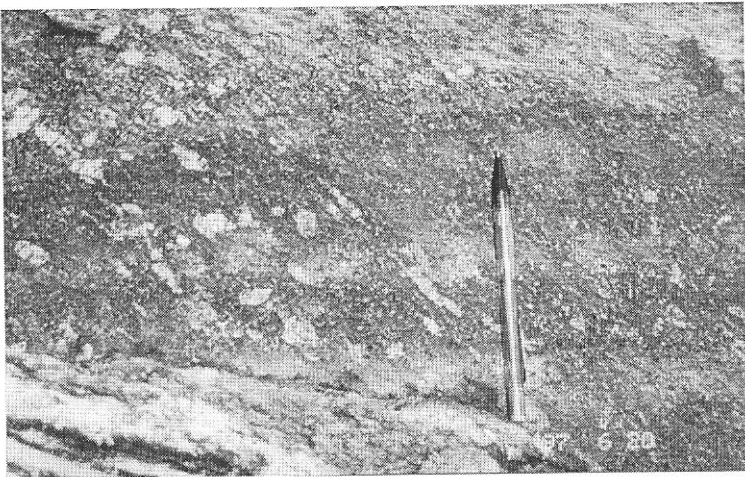


FIGURA 11 – Aspecto de hornblenda-quartzo monzodiorito milonítico, com destaque para megacristais de feldspato centimétricos estirados (afloramento localizado no médio curso do rio das Tropas).

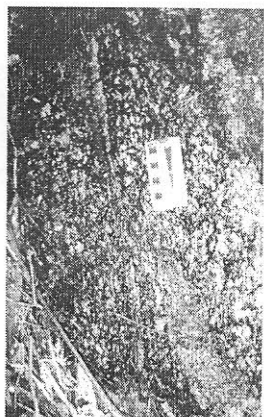


FIGURA 12 - Biotita gnaiss monzogranítico (milonito) com Z.C. dúctil dextral subparalela à foliação NNE-SSW (N05E/80SE a N22E/90). Igarapé da Dúvida ou Pacuzinho, afluente da margem direita do rio das Tropas.

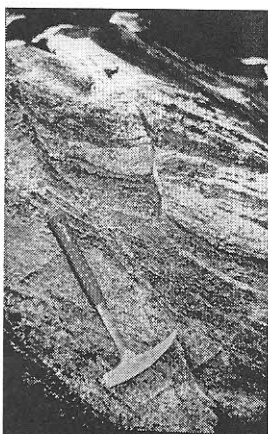
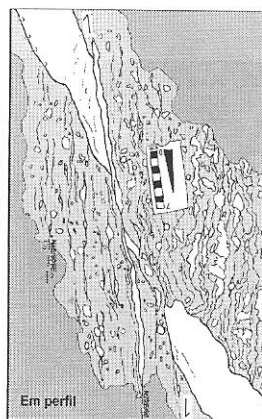


FIGURA 13 - Gnaiss tonalítico com bandamento composicional caracterizado por níveis de espessura variada (paraderivado?), possuindo mergulho de baixo ângulo e direção aproximada NNE-SSW. Apresenta-se seccionado por falhamentos de alto ângulo e de direção predominante NW-SE. (afloramento no Rio Cabruá, afluente da margem esquerda do rio das Tropas).

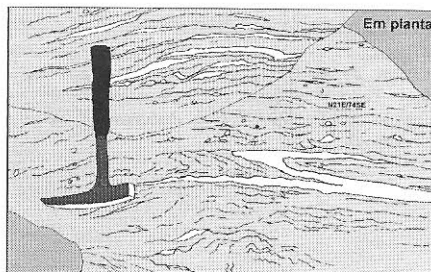
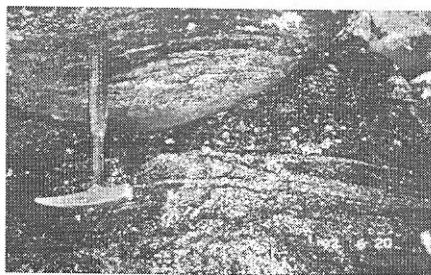


FIGURA 14 - Biotita gnaiss granodiorítico bandado com dobra apertada (intrafolial) e foliação NNE-SSW (N21E/74SE). Localizado na margem esquerda do rio das Tropas, próximo a foz do igarapé do Anselmo.



FIGURA 15 - Gnaiss migmatítico do Complexo Cuiú-Cuiú, apresentando bolsões de leucossoma e bandamento deslocado por plano de cisalhamento sinistral. Notar que o mobilizado granítico preenche parcialmente o plano criado pelo cisalhamento de orientação NW-SE (Rio Tapajós).

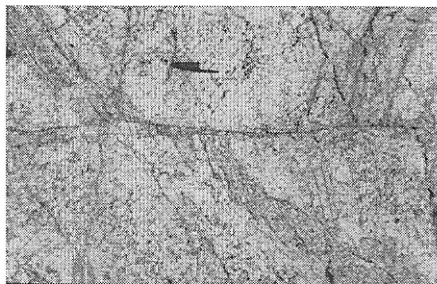


FIGURA 16 - Gnaiss migmatítico (diatexito) do Complexo Cuiú-Cuiú apresentando migração local do neossoma granítico para zonas de cisalhamento. Neste caso o cisalhamento, de orientação NW-SE (direção da caneta), transpõe em parte o bandamento migmatítico de direção NE-SW (Rio Tapajós, próximo a foz do igarapé Bom Jardim).



FIGURA 17 - Mobilizado granítico englobando enclaves do gnaiss migmatítico (Complexo Cuiú-Cuiú). Todo o conjunto encontra-se seccionado por falha de direção NW-SE com deslocamento sinistral (Rio Tapajós).

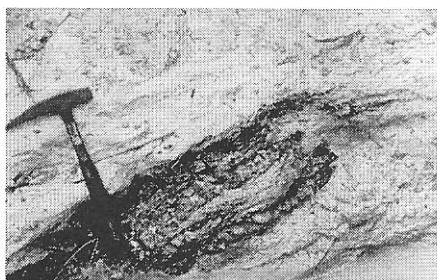


FIGURA 18 - Veios de quartzo contendo ouro, apresentando-se limonitizados e retrabalhados por tectônica de baixo ângulo. A rocha hospedeira é um granitóide milonítico (saprólito) Complexo Cuiú-Cuiú, situada no Garimpo Centrinho (Serviço do Prefeito).

As rochas sedimentares paleozóicas da borda leste da bacia do Alto Tapajós e borda sul da Bacia Amazônica também são significativamente afetadas por juntas e falhas, formando um sistema estrutural bem marcado (Figura 4). Na bacia do alto Tapajós predominam direções NW-SE e NE-SW (localmente NNE-SSW), delimitando blocos e contatos com o embasamento representado por gnaisses e supracrustais. Na região de interflúvio dos rios Cadiriri e Cabitutu, em seus altos cursos (próximo às cabeceiras dessas drenagens), têm-se evidências de movimentos gravitacionais responsáveis pelo soerguimento relativo de sedimentos estratigraficamente mais antigos (Formação São Benedito) em relação aos mais novos (Formação Capoeiras). Observa-se feição semelhante, às margens do rio Tapajós, na porção sudoeste da área mapeada. Na borda sul da Bacia Amazônica ocorre com maior frequência falhamentos de direção ENE-WSW e N-S, impressos também nas rochas que constituem seu embasamento (Grupo Iriri).

A reativação de estruturas mais antigas e geração de novas, condicionando a geração dos cursos de muitas drenagens, também são responsáveis pela sedimentação dos depósitos Terciários e Quaternários, através de abatimento e soerguimento local de blocos ao longo dos rios e igarapés. No nordeste da área, setores NE e SW da Folha Vila Mamãe Anã, as direções preferenciais das falhas e fraturas (domínio rúptil) são N-S, E-W e ENE-WSW e surgem condicionando fortemente as drenagens atuais e a sedimentação terciária, representada nesse caso pelos arenitos da Formação Alter do Chão. A sedimentação quaternária também apresenta sua deposição controlada basicamente por essas mesmas estruturas, que podem em alguns casos, ser responsáveis pelo acúmulo de espessos pacotes (de até 25 metros), como aque-les constatados no noroeste da área abordada.

Em resumo, na região compreendida pelas folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga, associa-se de modo genérico três grandes grupos de estruturas (Figura 4):

1. Estruturas dúcteis em escala de afloramento, representadas por foliação regional subparalela a zonas de cisalhamento oblíquas destrais observada nos gnaisses (NNE-SSW e mergulhos para SE), de difícil detecção nos sensores remotos. Predominam no setor centro-sudoeste da área;
2. Estruturas rúpteis-dúcteis (transicionando ora para rúptil ou para dúctil) observadas em escala de afloramento e principalmente nas imagens de satélite e mapas aeromagnéticos. Caracterizadas por zonas de cisalhamento transcorrentes oblíquas (com estruturas conjugadas), em grande parte com cinemática sinistral, compondo o Sistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós (SFTT) de R. A. Santos (1999). Afetam principalmente os xistos, metagranitóides, gnaisses e localmente os granitóides da Suíte Intrusiva Parauari. Ocorrem principalmente na parte central da área;
3. Estruturas rúpteis. Dois tipos são observadas, sendo detectadas sobretudo através dos sensores remotos: a) juntas e falhas transcorrentes destrais de escala regional (NNE-SSW), afetam inclusive os sedimentos da Formação Buiçu e encontram-se localizadas no setor leste e nordeste da área e b) juntas e falhas (normais e reversas, localmente transcorrentes) localizadas nos extremos sudoeste e noroeste da área, cortando sedimentos Paleozóicos e subordinadamente Terciários.

SÍNTESE DO ARCABOUÇO TECTÔNICO DA PROVÍNCIA TAPAJÓS

A interpretação dos grandes lineamentos obtidos a partir da interpretação de mapas geofísicos, imagens de satélite e radar e, sobretudo das informações diretas obtidas dos dados litoestruturais de afloramento e petrográficos, permitiu identificar a existência de pelo menos três grandes eventos tectono-evolutivos importantes para a formação do arcabouço tectônico pré-cambriano da Província Tapajós:

1 - Numa primeira fase estariam envolvidos esforços tectônicos compressivos, responsáveis pela geração de estruturação NE-SW a NNE-SSW, em regime eminentemente dúctil (fase compressiva 1), afetando as unidades litoestratigráficas mais antigas (Figuras 8, 9, 10 e 12) com idades entre 2,1Ga e 2,0Ga. No caso do Complexo Cuiú-Cuiú, essa deformação é marcada pela foliação e/ou bandamento metamórfico dos ortognaisses, subparalela a zonas de cisalhamento dúcteis destrais e com dobras apertadas e intrafoliais associadas (Figuras 11 e 13). Granitóides porfiríticos do Complexo Cuiú-Cuiú, relacionados a este período, ocorrem também localmente com fluxo magmático apresentando direção semelhante à da foliação metamórfica. A deformação progressiva evoluiu para zonas de cisalhamento com direção NW-SE e de expressão regional (em geral sinistrais), de tectada, sobretudo, nos granitóides miloníticos da Suíte Intrusiva Creporizão (1,99-1,96Ga).

Este cisalhamento retrabalha localmente a foliação NE-SW (S_n) dos ortognaisses Cuiú-Cuiú, produzindo litótipos localmente foliados, exibindo texturas protomiloníticas a miloníticas (S_{n+1}). Nos metassedimentos de baixo a médio grau metamórfico do Grupo Jacareacanga (supracrustais), as estruturas NNE-SSW e NE-SW são praticamente transpostas por este evento deformacional progressivo, contemporâneo ou mais jovem (fase compressiva 2), que produz forte foliação com direção variando de N05°-40°W e mergulhos acentuados para SW e NE (60° a subvertical). A foliação, pretérita (S_n) e reliquiar, encontra-se dobrada e preservada apenas localmente em núcleos de mega-sigmóides. Vale salientar que nas unidades litoestratigráficas mais jovens (pós-2,0 Ga) a estruturação dúctil NNE-SSW e NE-SW não é observada.

2- Após a dominância de esforços compressivos, implanta-se na Província Tapajós um regime predominantemente extensional representado por falhamentos normais, que aproveitaram a estruturação fundamental gerada, sobretudo durante os estágios finais da fase compressiva 1 (estruturação NW-SE). Segundo Sena Costa *et al.* (1998) também podem ter sido geradas neste período novas falhas transcorrentes (ou de transferência) de direção NE-SW. Esse evento distensivo foi responsável principalmente pela colocação dos granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha e granitos Caroyal e Pepita (1,84 Ga a 1,87 Ga), vulcânicas do Grupo Iriri (1,87 Ga a 1,89 Ga) e da Formação Bom Jardim e das rochas máficas da Suíte Intrusiva Ingarana (1,89 Ga e , 90 Ga). Esses esforços extensionais permitiram posteriormente a

deposição dos sedimentos areníticos arcoseanos a conglomeráticos da Formação Buiucu (1,78-1,89 Ga) em bacias de direção NW-SE, além da colocação de *sills* e diques de diabásio (Diabásio Crepori: 1,78 Ga) e granitos rapakivi similares aos do tipo Teles Pires (Granito Igarapé Escondido: 1,7Ga?). Recorrências dessa ruptura crustal podem ter tido reflexo ao longo da história evolutiva da Província Tapajós podendo alcançar o Mesozóico (Diabásio Periquito: 0,19 Ga) visto serem comuns enxames de diques máficos com orientação NNE-SSW cortando sedimentos paleozóicos e rochas cristalinas. É possível que parte deste enxame de diques máficos possa estar ainda relacionado à intrusão de diabásios mais antigos (Diabásio Crepori: 1,78 Ga; Diabásio Piranhas: 0,52 Ga – Santos *et al.* 1999).

3- Esforços tectônicos compressivos mais jovens, considerados reativações atribuídas ao evento K'Mudku (1,2 Ga-1,0 Ga), são marcados por deformação geralmente cataclástica, tendo aproveitado as linhas de fraqueza mais antigas (NW-SE). Recorrências desse tectonismo são observadas em praticamente todas as unidades litoestratigráficas paleoproterozóicas distribuídas na Província Tapajós, deformando principalmente granitóides das suítes intrusivas Parauari, Maloquinha e Ingarana, além das vulcânicas do Grupo Iriri, conforme atestam algumas idades K-Ar e principalmente Rb-Sr (Basei 1975). Segundo Sena Costa *et al.* (1998), esse tectonismo também é responsável pela leve inversão observada nas bacias sedimentares (como por exemplo, as bacias Alto Tapajós e Crepori), que além de reativar as falhas normais em falhas inversas e transcorrentes, podem gerar novos falhamentos de direções N-S, NNE-SSW e ENE-WSW.

PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Visando uma melhor compreensão dos processos tectono-geológicos envolvidos, segmentou-se a história evolutiva da Província Tapajós em seis estágios principais:

— Estágio 1 (2,6 Ga-2,5 Ga). Em todo o planeta, segundo Windley (1995), este período é marcado pela geração de grandes massas continentais e por apresentar pouca atividade orogênica durante um amplo intervalo de tempo (2,6 Ga-2,2 Ga). Na região do Tapajós, corresponderia a um estágio essencialmente pré-colisional. Entretanto não foram mapeados (e datados) litótipos representantes desse período, tendo sido identificados apenas alguns indícios dessa época através de idades herdadas (protólitos arqueanos). O estudo isotópico de granitóides anorogênicos e pós-orogênicos paleoproterozóicos mostrou idades modelo Sm/Nd (Sato e Tassinari 1997) entre 2,4 Ga e 2,6 Ga, enquanto as idades Pb/Pb (Almeida *et al.* 1999) e U/Pb SHRIMP (Santos 1999; Santos *et al.* 2000) demonstraram populações de zircões herdados com aproximadamente 2,6 Ga.

— Estágio 2 (2,15 Ga-2,00 Ga). A estruturação NE-SW a NNE-SSW, representada pela foliação penetrativa observada em escala regional nos gnaisses Cuiú-Cuiú e nas supracrustais Jacareacanga, está relacionada aos primeiros estágios compressivos (transcorrente e localmente cavalgante) durante a evolução de um provável ambiente de arco magmático (arco Cuiú-Cuiú). Este arco magmático é representado por suíte cálcio-alcálica de médio a baixo K (granodioritos, monzogranitos, tonalitos e dioritos) e bacias adjacentes (sedimentos areno-pelíticos, grauváquicos com raras intercalações

de rochas vulcânicas máficas), durante um estágio essencialmente colisional ou de encurtamento associado a processos de subducção. O metamorfismo regional apresenta variações de xisto verde baixo até anfibolito médio, localmente alcançando a anatexia, não tendo sido identificado indício de metamorfismo na fácies granulito.

Num sentido amplo, o Grupo Jacareacanga compreende uma seqüência de xistos, de diversas composições (onde dominam os tipos paraderivados), intercalados por lentes quartzíticas. Estas predominam principalmente na porção leste da seqüência, ocorrendo uma diminuição da sua presença conforme se avança para oeste. Neste caso, passam a dominar mica xistos, até alcançar, no limite extremo oeste da área mapeada, rochas sedimentares anquimetaformisadas, representadas por metagrauvas e metargilitos. Em função disso, Almeida & Ferreira (2000) acreditam que as porções leste e oeste correspondam, respectivamente, à base e ao topo da seqüência metavulcanossedimentar Jacareacanga, considerada por Melo *et al.* (1980a e b) uma associação do tipo *greenstone belt*. Estas rochas derivam provavelmente de sedimentos psamíticos e pelíticos (argilitos, siltitos, arenitos, arcóseos e grauvas) com horizontes de precipitados quartzosos (ou cherts), depositados em ambiente plataformal, associados a restrito vulcanismo máfico-ultramáfico. Resultados geocronológicos U/Pb obtidos por Santos *et al.* (1997) nos zircões detríticos dos xistos paraderivados apresentaram idades em torno de 2,1 Ga, apontando rochas transamazônicas como área-fonte desta sedimentação.

Já as metagrauvacas e metassiltitos, consideradas porção de topo do Grupo Jacareacanga (Almeida & Ferreira 2000), podem, de acordo com os dados geocronológicos obtidos por Santos *et al.* (2000), representar uma sedimentação mais jovem (bacia intra-arco) relacionada ao magmatismo Paraúari (arco?).

— Estágio 3 (1,99 Ga - 1,96 Ga). No decorrer da deformação progressiva, que implicou na mudança da direção do transporte tectônico (responsável pelo redirecionamento estrutural de NNE-SSW para NW-SE), a resposta de cada litologia a essa deformação mostrou-se distinta. Nas rochas supracrustais do Grupo Jacareacanga, por exemplo, a foliação NE-SW é praticamente toda transposta por esta tectônica transcorrente NW-SE e NNW-SSE, enquanto nos litótipos do Complexo Cuiú-Cuiú esta se encontra bem preservada. Já a estruturação NW-SE se encontra bem registrada principalmente nos granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão (Figuras 1 e 2), estando representada por foliação milonítica e de fluxo magmático. A associação vulcânica dacítica-andesítica de Vila Riozinho, com cerca de 2,00 Ga (Lamarão *et al.* 1999), pode representar a fase extrusiva do magmatismo cálcio-alkalino Creporizão, característico deste estágio.

— Estágio 4 (1,90 Ga - 1,78 Ga). No início desse período ocorreu a geração e colocação de grande volume de granitóides cálcio-alkalinos, de alto a médio-K e pós-orogênicos (pós-arco Cuiú-Cuiú), pertencentes a Suíte Intrusiva Parauari. No entanto, Santos *et al.* (2000), embasados por dados geocronológicos, admitem a geração de um segundo arco magmático (arco Parauari) com bacias intra-arco associadas, sugerindo a existência de

ambiente orogeneticamente ativo. Contudo, bacias sedimentares do tipo intra-arco (ou até mesmo de retro-arco), com idades similares a este provável arco (1,9Ga), ainda não foram mapeadas até o presente momento. Além disso, a deformação existente nos granitóides Parauari é ainda pouco compreendida e bastante localizada, estando representada por zonas de cisalhamento em geral métricas. De acordo com Klein *et al.* (2000), estes registros localizados de deformação dúctil nos granitóides Parauari sugerem uma origem baseada em, pelo menos, duas possibilidades. A primeira seria a de que estes granitóides deformados, e cartografados como Parauari, possam representar porções do Complexo Cuiú-Cuiú ou da Suíte Creporizão. A segunda possibilidade, segundo os autores a mais plausível, é que ainda nos primórdios do evento extensional, ao qual estaria relacionada a geração dos granitóides Parauari, ainda ocorressem localizados efeitos compressionais. Nesse último caso, haveria a necessidade de se rever os limites de idade (ou da unidade Parauari, ou do evento compressivo), uma vez que há uma lacuna de pelo menos 60 Ma entre as idades dos granitóides Creporizão (final do estágio 3) e Parauari (início do estágio 4). Embora a possibilidade da existência de um arco no início deste período não esteja descartada, exemplos de magmatismo cálcio-alcalino em ambiente extensional (afinamento litosférico), têm sido cada vez mais frequentes na literatura (Hawkesworth *et al.* 1995, Hooper *et al.* 1995, Coleman & Walker 1992). No caso das inúmeras intrusões graníticas pós-orogênicas a anorogênicas de afinidade alcalina (granitóides Maloquinha, Pefraqueza mais antigas (estágios 2 e 3) de direção principal NW-SE (Klein *et al.* 1997). Nessa mesma estruturação, esenvolveram-se bacias

sedimentares (Bacia do Crepori Figura2), do tipo *pull-apart*, areno-pelíticas com contribuições essencialmente continentais (Formação Buiuçu). Novas estruturas rúpteis também podem ter sido geradas no final desse evento (NNE-SSW), onde teriam se alojado alguns diques máficos (Diabásio Crepori).

— Estágio 5 (1,2 Ga-1,0 Ga). A Província Tapajós experimentou um amplo intervalo de estabilidade tectônica a partir de 1,87 Ga (cerca de 500 Ma), que só foi interrompido durante a transição do Meso-Neoproterozóico, resultado provavelmente da amalgamação dos diversos blocos continentais existentes para a formação do supercontinente Rodínia (em torno de 1,0 Ga). Corresponde a um episódio tectônico de caráter rúptil a rúptil-dúctil, correlacionável aos eventos K'Mudku (Barron 1969) e Jari-Falsino (Lima *et al.* 1974), considerado produto de reativação das grandes estruturas do paleoproterozóico e gerador de discretas zonas de cisalhamento. Registro desse evento pode ser constatado nas datações K/Ar e principalmente Rb/Sr (Basei 1974), sobretudo nos granitóides Maloquinha e vulcânicas Iriri. Na folha Caracol (Bahia & Quadros 2000), intrusões básicas com afinidade alcalina, e com idade em torno de 1,0 Ga (Suíte Cachoeira Seca), ocorrem encaixadas em estruturas E-W.

— Estágio 6. Caracterizado pela geração de estruturas novas, e reativação de algumas estruturas antigas, que secionam rochas sedimentares paleozóicas da Bacia Sedimentar Amazônica (eixo de sedimentação ENE-WSW) e sedimentos terciários (Formação Alter do Chão, com eixo de sedimentação N-S) e cenozóicos (depósitos aluvionares). Estas estruturas podem ter contribuído também na colocação dos diques máficos cambrianos (Diabásio Piranhas) e mesozóicos (Diabásio Periquito).

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O conjunto de informações estudado sugere para a Província Tapajós uma evolução geológica similar, em alguns aspectos, a de outros orógenos acrescionários paleoproterozóicos (*Birimian*, *Svecofennian* e *Laurentia*) descritos na literatura (Windley, 1995), confirmando, em parte, o modelo proposto por Tassinari (1996). Entre as principais similaridades com estes orógenos proterozóicos pode-se destacar as seguintes:

1. Evidências geocronológicas de formação de um possível núcleo continental antigo (no limite Arqueano - Paleoproterozóico – *vide* estágio 1), ainda não mapeado na região em questão. Suspeitas da sua existência foram comprovadas através do registro das idades modelo Sm/Nd e as idades herdadas (Pb/Pb e U/Pb SHRIMP) entre 2,4 e 2,6 Ga.
2. A produção de grandes volumes de crosta continental em curtos períodos de tempo. No caso da Província Tapajós as principais épocas de produção de magma ocorreram entre 2,00 e 1,96 Ga (Complexo Cuiú-Cuiú e suíte Creporizão) e 1,90 e 1,87 Ga (suítes Parauari, Ingarana e Maloquinha, granitos Caroyal e Pepita).
3. A freqüente ocorrência de rochas relacionadas a ambiente de arco magmático, representadas pelo magmatismo juvenil ácido cálcio-alcalino do Complexo Cuiú-Cuiú e da suíte Creporizão (ambiente orogênico). Apesar do magmatismo cálcio-alcalino da Suíte Intrusiva Parauari ser considerado pós-orogênico, não se descarta a possibilidade do mesmo estar ligado indiretamente a atividades magmáticas dirigidas por processo de

- subducção, ou ainda constituir-se num novo arco (Santos *et al.* 2000), muito embora os dados atuais não permitam uma análise mais conclusiva. Os granitóides Parauari, apesar de possuírem assinatura química muito similar a de outros granitóides de arcos modernos maduros, não ocorrem afetados regionalmente pela deformação regional mais antiga, detectada somente nos granitóides Cuiú-Cuiú e Creporizão (pré-1,96Ga) e nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Jacareacanga.
4. As evidências isotópicas (Sato & Tassinari, 1997; Santos, 1999), marcadas por valores de ϵNd positivo, aliadas ao quimismo cálcio-alkalino, sugerem para o magmatismo máfico (Suíte Intrusiva Ingarana) e granítico (Suíte Intrusiva Parauari) uma origem juvenil a partir de fonte mantélica de idade transamazônica (2,09 Ga e 2,16 Ga).
 5. A dificuldade em se delimitar possíveis zonas de sutura também se constitui numa das características destes tipos de terreno, pois os registros são normalmente obliterados por forte tectonismo e plutonismo superimpostos. Na região dominada pela seqüência metavulcanossedimentar Jacareacanga e por ortognaisses e granitóides Cuiú-Cuiú, existe a possibilidade de que representem uma provável zona de sutura, recoberta parcialmente, hoje, por sedimentos paleozóicos da Bacia do Alto Tapajós. Se considerarmos esta associação litológica equivalente a dos terrenos granito-*greenstone* (Melo *et al.* 1980; Oliveira *et al.* 1999), é possível que a mesma corresponda a um fragmento de sucessões de retro-arco preservado do processo de colisão (acresção de arcos magmáticos), fato relativamente comum no Paleoproterozóico (Condie 1989).

Ou seja, acredita-se que o terreno proterozóico que compõe a Província Tapajós foi marcado por um processo progressivo de encurtamento crustal e de acreção, produzindo grandes volumes de magmas cálcio-alcalinos (Complexo Cuiú-Cujú e Suíte Intrusiva Creporizão), com assinatura de arcos vulcânicos e fonte mantélica, num período relativamente curto de tempo (entre 2,0 Ga e 1,96 Ga). Durante a evolução deste arco, processos posteriores relacionados à fusão da base da crosta (*underplating*) induziram a produção de magmas crustais continentais, com graus variados de participação de material mantélico, onde fragmentações continentais sucessivas permitiram a colocação, em ambiente pós-orogênico evoluindo para anorogênico, de extrusões vulcânicas ácidas (Grupo Iriri) a intermediárias (Formação Bom Jardim) e de intrusões graníticas cálcio-alcalinas (Suíte Intrusiva Parauari e Granito Caroyal) a alcalinas metaluminosas a fracamente peraluminosas (Suíte Intrusiva Maloquinha, Granitos Igarapé Escondido e Pepita). Em ambiente similar foram posicionados diques e *sills* paleoproterozóicos (Diabásio Crepori), além de enxames de diques máficos mesozóicos e cambrianos.

No tocante às mineralizações de ouro, os vários modelos genéticos propostos para a Província Tapajós são compatíveis com um ambiente geotectônico dominado por margem continental ativa (subducção seguida de colisão). Entre os principais destacam-se: a) ouro disseminado/*stockwork* do tipo Au-pórfiro (Robert 1996; Coutinho *et al.* 1998) relacionado

a intrusões graníticas rasas; b) ouro em ambiente epitermal do sistema adularia-sericita (Dreher *et al.* 1999) e c) tipo *lode-gold* (mesotermal) em geral controlado estruturalmente por zonas de cisalhamento (R. A. Santos 1996; Coutinho *et al.* 1998; Klein *et al.* 1999).

Apesar dos resultados obtidos, novos dados e informações serão fundamentais na validação e no aperfeiçoamento do modelo evolutivo proposto, sendo necessários, além de um mapeamento lito-estrutural de maior detalhe, a maciça utilização de técnicas analíticas químicas e isotópicas, visando uma melhor definição e caracterização dos conjuntos rochosos existentes na Província Tapajós.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos geólogos da CPRM que participaram do Projeto PROMIN-Tapajós, em especial a Marcelo L. Vasquez, Evandro L. Klein, Reginaldo A. dos Santos, Paulo Ricci, Orlando O. B. de Araújo, Rui B. C. Bahia, Marcos L. E. S. Quadros, além de Marco Antônio Oliveira, João Orestes S. dos Santos e João H. Larizzatti pelas sugestões e constantes discussões a respeito da evolução geológica da Província Tapajós. Agradecimentos extensivos aos geólogos Cláudio C. Reis (CPRM-RJ) e Ruy Célio Martins (CPRM-BE) pela geração e auxílio na interpretação dos mapas aerogeofísicos, e a toda a equipe de campo da CPRM Manaus, sobretudo ao técnico de mineração Márcio Luís de Oliveira e aos auxiliares Raimundo R. Barbosa, Gerson Tavares, José Carneiro de Souza, Pedro Lopes Filho (*in memoriam*), Abel C. da Hora, Teodoro Oliveira e Waldemilton da F. Gusmão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLAN, B. D. & CLARKE, D. B. 1981. Occurrence and Origin of Garnets in the South Mountain Batholith, Nova Scotia *Can. Mineral.* 19, p. 47-63.
- ALMEIDA, C. A. S.; COLLYER, T. A.; PEREIRA, J. L.; SEABRA, A. S.; FURTADO, A. M. M. & SOUBÉS, L. F. 1977. *Projeto Santarém-Cachimbo - Pesquisa Mineral*. Pólo Amazônia/Pólo Tapajós. Convênio SUDAM/IDESP, 1975. Relatório Final de Reconhecimento, vol I, Belém.
- ALMEIDA, F.F.M. de, NOGUEIRA FILHO, J. da V. 1959. Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. *Boletim Div. Geol. Mineral*. Rio de Janeiro: DNPM. p 1-43.
- ALMEIDA, M. E.; BRITO, M. F. L. de; FERREIRA, A. L. & MONTEIRO, M. A. S. (orgs.) 2000. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D)*. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus, CPRM-Serviço Geológico do Brasil (no prelo).
- ALMEIDA, M. E., BRITO, M. F. L., FERREIRA, A. L., MONTEIRO, M.A.S. & POPINI, M.V. 1998. Geologia e Petrografia do Complexo Cuiú-Cuiú nas folhas SB.21-V-D e SB.21-Y-B, Província Mineral do Tapajós. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais...* Belo Horizonte, MG, SBG, p. 467.
- ALMEIDA, M. E.; BRITO, M. F. L. & MACAMBIRA, M. J. B. 1999. Caróçal Granite: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Zircon Evaporation) Age in Post-collisional Granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian Region Brazil. *In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 2, Córdoba, 1999. *Extend Abstracts...* Córdoba, Argentina. p. 1-3

- ALMEIDA, M. E. & FERREIRA, A. L. no prelo. *Grupo Jacareacanga*. In: KLEIN, E. L.; ALMEIDA, M. E.; VASQUEZ, M.L.; BAHIA, R.B.C., QUADROS, M. L. E. S & FERREIRA, A. L. (orgs.). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Nota explicativa, CPRM-Serviço Geológico do Brasil (CD-ROM).
- ALMEIDA, M. E. & MONTEIRO, M. A. S. 1997. *Perfil Geológico ao longo dos Rios Parauari e Pacu (Folha SB.21-V-D), Município de Maués, Estado do Amazonas*. Relatório de Viagem, Projeto PROMIN/ Tapajós. Manaus: CPRM. 5p. (inédito).
- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher. p. 6-35.
- ANDRADE, A. F. de; SANTIAGO, A. F.; MELO, C. F.; BIZINELLA, G. A.; MOREIRA, H. L.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; MOURA, P. A.; LOPES, R. C.; ROSA FILHO, S. F. & NEVES, S. A.V. 1978. *Projeto Tapajós - Sucunduri*: Relatório de Integração Geológica. Manaus: DNPM/ CPRM. 3v.(relatório inédito).
- ANDRADE, F. G.; URDININEA, J. S. A.; PEREIRA, H. L.; ROISENBERG, A.; KIRWAN, J. L. FORMOSO, M. L. 1976. *Projeto Tapajós-Maués: Geologia Básica, Prospecção Geoquímica e por Concentrados de Bateia na Região Tapajós - Maués*. Belém: Geomitec, v.1. 210 p.
- BAHIA, R.B.C., QUADROS, M. L. do E. S. 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Geologia e Recursos Minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Porto Velho, CPRM-Serviço Geológico do Brasil (no prelo).

- BARBOSA, O. 1966. Geologia Básica e Econômica da Região do Médio Tapajós - Estado do Pará. Rio de Janeiro: DNPM/PROSPEC. Boletim 126, 55p.
- BASEI, M. A. S. 1974. Geocronologia da região do Tapajós-Iriri. Belém, Projeto RADAM, n.p. (relatório interno)
- BARRON, C. N. 1969. Notes on the stratigraphy of the Guyana. Proceedings of Seventh Guiana Geological Conference, Paramaribo 1966. Rec. Geol. Surv. Guiana, 6, II, p. 1-28.
- BRITO, M. F. L. 2000. *Suíte Intrusiva Parauari*. In: ALMEIDA, M. E.; BRITO, M.F.L.; FERREIRA & MONTEIRO, M. A. S (orgs.). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM-Serviço Geológico do Brasil (no prelo).
- BRITO, M. F. L.; ALMEIDA, M. E.; FERREIRA, A. L. & MONTEIRO, M. A. S. 1999a. Caracterização Petrográfica e Litogeoquímica do Granito Igarapé Escondido: um granito rapakivi na Província Aurífera do Tapajós, Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 7, E CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 5. Porto Seguro, BA, 1999. *Anais...*, Porto Seguro, BA: SBGq.
- BRITO, M. F. L.; ALMEIDA, M. E.; FERREIRA, A. L.; MONTEIRO, M. A. S. & POPINI, M. V. da F. 1997. Petrografia e Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha – Registro de Magmatismo tipo-A na Província Mineral do Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6, Salvador, 1997. *Anais...* Salvador, Bahia, SBGq, vol. 2, p.847-851.

- BRITO, M. F. L., ALMEIDA, M. E., MACAMBIRA, M. J. B. 1999b. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age of Calc-alkaline Rapakivi Granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton – Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, Córdoba, 1999b. *Extend Abstracts...* Córdoba, Argentina. p.40-43. ³
- COLEMAN, D. S. & WALKER, J. D. 1992. Evidence for the Generation of Juvenile Granitic Crust During Continental Extension, Mineral Mountains Batholith, Utah. *Journ. Geophys. Res.* v. 97, no.B7 p. 11,011-11,024.
- CONDIE, K.C. 1989. *Plate Tectonics & Crustal Evolution*. Pergamon press, 3 ed., England. 476p.
- CORDANI, U. G. & BRITO NEVES, B. B. 1982. The Geologic Evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, p. 78-88.
- COUTINHO, M. G. da N.; LIVERTON, T. & SOUZA, E. C. de 1998. *Granite Magmatism and Related Gold Mineralizations in Tapajós Mineral Province, Amazonian Area, Brazil*. Rio de Janeiro: CPRM. 30p. (Série Estudo de Prospectos 01/98).
- DREHER, A.M.; VLACH, S.R. & MARTINI, S.L. 1998. Adularia Associated with Epitermal Gold Veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, Northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 3 (28):433-442.
- FERREIRA, A. L. 2000a. Formação Bom Jardim. In: ALMEIDA, M. E.; BRITO, M. F. L.; FERREIRA & MONTEIRO, M. A. S (orgs.). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. *Geologia e Recursos Minerais*

- da folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM-Serviço Geológico do Brasil (no prelo).
- FERREIRA, A. L. 2000b. *Grupo Jacareacanga*. In: FERREIRA, A. L.; ALMEIDA, M. E.; BRITO, M. F. L. & MONTEIRO, M. A. S (orgs.). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM-Serviço Geológico do Brasil (no prelo).
- FERREIRA, A. L.; ALMEIDA, M. E.; BRITO, M. F. L. de & MONTEIRO, M. A. S. (orgs.). 2000. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B)*. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus, CPRM-Serviço Geológico do Brasil (no prelo).
- GIBBS, A.K., BARRON, C. N. 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, V.2, P.7-14.
- HASUY, Y.; HARALY, N.L.E. & SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geotectônico. In: SIMPÓSIO AMAZÔNICO, 1, Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, AM, p. 129-147.
- HAWKESWORTH, C.; TURNER, S.; GALLAGHER, K.; HUNTER, A.; BRADSHAW, T. & ROGERS, N. 1995. Calc-alkaline Magmatism, Lithospheric Thinning and Extension in the Basin and Range. *Journ. Geophys. Res.* v. 100, no.B7. p.10,271-10,286.

- HOOPER, P.R.; BAILEY, D. G. & HOLDER, G. A. M. 1995. Tertiary Calc-alkaline Magmatism associated with Lithospheric Extension in the Pacific Northwest. *Journ. Geophys. Res.* 100, no. B7. p.10-303-10,319.
- HUTTON, D. H. W. 1988. Granite Emplacement Mechanism and Tectonic Control Inferences from Deformation Studies. *Royal Society of Edinburgh Transactions*, vol. 79. p.245-255.
- KLEIN, E. L.; ARAÚJO, O.J. B. ; ALMEIDA, M. E.; BAHIA, R. B. C. & MARTINS, R. C. Geologia Estrutural e Tectônica. In: KLEIN, E. L.; ALMEIDA, M. E.; VASQUEZ, M. L.; BAHIA, R. B. C., QUADROS, M. L. E. S & FERREIRA, A.L. (orgs.). *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000.* Nota explicativa, CPRM-Serviço Geológico do Brasil (no prelo).
- KLEIN, E. L. & VASQUEZ, M. (org.). 2000. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A).* Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Belém: CPRM-Serviço Geológico do Brasil (CD-ROM).
- KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; SANTOS, A. dos & COSTA, L. T. da. 1999. Geologia e Controle Estrutural das Mineralizações Auríferas na Folha Vila Riozinho e NW da Folha Rio Novo, Província Tapajós. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Belém, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, Pará, SBG/Núcleo Norte, p. 128-131.
- KLEIN, E. L., VASQUEZ, M. L., SANTOS, A. dos, MARTINS, R. C. 1997. Structural Elements of the Maloquinha Intrusive Suite in the Tapajós

Mineral Province, Northern Brazil, and the Emplacement of the Plutons.

In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, Salvador, 1997. Extended Abstracts... Salvador, Bahia, SGM, p. 313-314.

LAMARÃO, C. N., DALL'AGNOL, R. LAFON, J. M. & LIMA, E. F. 1999. As Associações Vulcânicas e Plutônicas de Vila Riozinho e Morais de Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. *In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, Gramado, 1999. Boletim de Resumos...* Gramado, RS, SBG, p. 93.

LIBERATORE, G., ALECRIM, J. D., MEDEIROS, J. B., MALOUF, R. F., PINHEIRO, S. da S., AÇHÃO, S. M., SANTOS, J. O. S. 1972. *Projeto Aripuanã-Sucunduri*. Relatório Final. Manaus: CPRM/DNPM. 8v.

LIMA, M. I. C. de; MONTALVÃO, R. M. G. de; ISSLER, R. S.; OLIVEIRA, A da S.; BASEI, M. A. S.; ARAÚJO, J. F. V. & SILVA, G. G. 1974. Geo-logia da Folha NA/NB22–Macapá. *In: Brasil. DNPM. Projeto RADAM. Folha NA/NB22 – Macapá. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 6).*

MELO, A. F. F.; ANDRADE, A. F.; YAMAGUTI, H.S; OLIVEIRA, J. R. de; CARMONA, J. R. M.; D'ANTONA, R. J. G. & LOPES, R. C. 1980a. *Projeto Tapajós-Sucunduri*. Manaus: CPRM/DNPM, Texto, parte I, vol. IA. (Relatório Final).

- MELO, A. F. F.; OLIVEIRA, J. R. de & D'ANTONA, R. J. G. 1980 b. *Metamorfitos Arqueanos e Granitóides Pré-Uatumã das Regiões dos Rios Tapajós (alto curso) e Aripuanã (médio curso)*. Manaus: CPRM. 133 p. (Relatório Interno).
- MELO, A. F. F.; SANTOS, A. dos; CUNHA, M. T. P. da; CAMPOS, M. J. F. de & D'ANTONA, R. J. G. 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima: Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM. 4v. (Relatório Inédito).
- MONTALVÃO, R. M. G.; MUNIZ, M. C.; ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, P. E. C. A & SILVA, G. G. 1975. Geologia da Folha NA.20 – Boa Vista e parte das Folhas NA.21 – Tumucumaque, NB-20 – Roraima e NB.21. *In: Brasil, DNPM. Projeto RADAM. Folha NA.20 – Boa Vista e Parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 – Roraima e NB.21*. Rio de Janeiro: DNPM (Levantamento de Recursos Minerais, 8).
- OLIVEIRA, M. A. de, LUZARDO, R. & LARIZZATTI, J. H. 1999. Ocorrência de Ouro em Xisto Máfico na Região do Rio Amaná – Província Aurífera do Tapajós. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Belém, 1999. Boletim de Resumos Expandidos... SBG/Núcleo Norte*, p.132-135.
- PESSOA, M. R.; ANDRADE, A. F. de; NASCIMENTO, J. O. do; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R. de; LOPES, R. da C. & PRAZERES, W. V. 1977. *Projeto Jamanxim*. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM. 8 v.
- PINHEIRO, S. da S. & FERREIRA, A. L. 1999. *Sugestão de Redefinição da Denominação Formação Palmares, Região do Alto Rio Tapajós, Sudoeste do Estado do Pará*. Projeto PROMIN/Tapajós. Manaus: CPRM, Relatório de interno. 4 p. (Inédito).

- RICCI, P. dos S. F. 1999. *Síntese das descrições petrográficas das unidades do PROMIN-Tapajós*. Relatório de Progresso - parte II. Belém: CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Relatório Interno. 19 p. (Inédito)
- RICCI, P. dos S. F.; VASQUEZ, M. L.; SANTOS, A.; KLEIN, E. L.; JORGE-JOÃO, X. da S. & MARTINS, R. C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: Proposta e Critérios de Definição. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, Belém, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, Pará, SBG/Núcleo Norte, p. 519-522.
- ROBERT, F. 1996. *Tapajós Gold Project, Pará State, Brazil*. Canadian Geological Survey. Mission Report, CIDA Project 204/13886, Canada-Brazil Cooperation Project for Sustainable Development in the Mineral Sector. 35p.
- SANTOS, D. B., FERNANDES, P. E., DREHER, A. M., CUNHA, F. M. B., BASEI, M.A.S., TEIXEIRA, J. B. G. 1975. *Geologia*. Folha SB.21.Tapajós. Rio de Janeiro: DNPM/RADAM. p.15-116 (Levantamento de Recursos Naturais, 7).
- SANTOS, J. O. S. 1999. *New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces*. *In: New developments in Economic Geology*. Centre for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. University of Western Australia, Perth. 10p.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E. 1997. Reconnaissance U/Pb in Zircon, Pb/Pb in Sulfides and Review of Rb/Sr Geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará/Amazonas States, Brasil. *In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 1, Campos do Jordão, 1997. *Extend Abstracts...* Campos do Jordão, São Paulo, p. 280-282.

- SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E., GROVES, D. I., McNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R. 2000. New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research* 4, vol. 3.p. 453-488.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; McNAUGHTON, N.; FLETCHER, I.R. 1999. Uma Inesperada Idade Cambriana para o Enxame Gigante de Diques Máficos na Província Aurífera do Tapajós, obtida pela Geocronologia U/Pb em Baddeleyta e Zircão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, 1999, Boletim de resumos expandidos... Manaus, Amazonas, SBG/Núcleo Norte, p. 482-485.
- SANTOS, J. O. S. & LOGUÉRCIO, S. O. C. 1984. A parte Meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as Bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS Fº, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. E. (orgs.). *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais*. Brasília: DNPM. p. 93-130.
- SANTOS, R. A. dos. 1996. *Contribuição à Análise Estrutural de Jazimentos Auríferos do Rio Tapajós, SW do Pará: Garimpos Chico Torres, São José, Mamoa e Jutai*. Relatório de Viagem. Salvador: DIGEOB/CPRM (Serviço Geológico do Brasil). 26 p.
- SANTOS, R. A. dos. 1997a. *Contribuição à Análise Estrutural de Jazimentos Auríferos do Rio Tapajós, SW do Pará e SE do Amazonas - Garimpos Abacaxis, Espírito Santo, Bom Jesus, Goiano, Fazenda Pison, Ouromil, Santa Isabel, Majestade e Carneirinho*. Relatório de Viagem. Salvador: DIGEOB/CPRM (Serviço Geológico do Brasil). 35 p.

- SANTOS, R. A. dos. 1997b. *Aspectos Estruturais de Afloramentos e Jazimentos Auríferos na Área do Projeto Piloto Creporizão e Adjacências*. Relatório de Viagem. Salvador: DIGEOB/CPRM (Serviço Geológico do Brasil). 26 p.
- SANTOS, R. A. dos. 1998. *Contribuição à Análise Estrutural de Jazimentos de Ouro Primário da Região de Cuiú-Cuiú*. Relatório de Viagem. Salvador, Bahia: DIGEOB/CPRM (Serviço Geológico do Brasil). 21 p.
- SANTOS, R. A. dos. 1999. *Controle Estrutural das Mineralizações de Ouro da Província Mineral do Tapajós – Síntese de Análise Estrutural dos Prospectos*. Relatório Interno. Salvador: DIGEOB/CPRM (Serviço Geológico do Brasil).
- SATO, K. & TASSINARI, C. C. G. 1997. Principais Eventos de Acresção Continental no Cráton Amazônico baseados em Idade-modelo Sm-Nd, calculada em Evoluções de Estágio Único e Duplo. *In: COSTA, M. L. & ANGELICA, R. S. (eds). Contribuições à Geologia da Amazônia, 1, SBG-Finep, p. 91-142.*
- SAWYER, E. W. 1994. Melt Segregation in the Continental Crust. *Geology*, 22: 1019 -1022.
- SENA COSTA, J. B., BORGES, M.S. & ARAÚJO, O. J. B. 1998. A História de Reativação da Província Aurífera do Tapajós. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, 1988. Resumo Expandido... Belo Horizonte, MG, SBG. p. 13.*

- SENA COSTA, J.B. & HASUI, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. & ANGELICA, R. S. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 1, p. 15-90.
- TASSINARI, C. C. G. 1996. *O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência. 139p.
- TASSINARI, C. C. G. & MACAMBIRA, M. J. B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* v. 22, nº3.
- VASQUEZ, M. & KLEIN, E. L. (orgs.). 2000. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C)*. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil (CD-ROM).
- VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; SANTOS, A.; RICCI, P. S. F.; SACHETT, C. R.; SILVA, C. M. G.; MACAMBIRA, M. J. B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – Novos Dados Geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. *Boletim de Resumos Expandidos...* Manaus, AM, SBG/Núcleo Norte, p. 471-474.
- WINDLEY, B. F. 1995. *The Evolving Continents*. England: John Willey & Sons Ltd. 526 p.

**O SUPERGRUPO RORAIMA AO LONGO DA FAIXA
FRONTEIRIÇA ENTRE BRASIL E VENEZUELA
(SANTA ELENA DE UAIRÉN – MONTE RORAIMA)**

NELSON JOAQUIM REIS

CPRM - Serviço Geológico do Brasil - SUREG/Manaus
Av. André Araújo 2160, Aleixo, CEP: 69060-001 Manaus - AM
Fax: (092) 663-5531 e-mail: reis@cprm.com.br

GALO YÁNEZ

Departamento de Geociências da Universidade de Oriente
Apartado Postal 147, Ciudad Bolívar 8001, Venezuela
Fone: 085-40215 e-mail: galoyanezp@hotmail.com

ABSTRACT	115
RESUMO	115
INTRODUÇÃO	116
SÍNTESE ESTRATIGRÁFICA DA PORÇÃO DO BLOCO SEDIMEN-TAR PACARAIMA	119
ESTRATIGRAFIA DAS PORÇÕES BRASILEIRA E VENEZUELANA O BSP (ENFOQUE PALEOAMBIENTAL E LITOESTRATIGRÁFICO).	
Formação Arai	123
Grupo Suapi	127
Formação Uiramutã	127
Formação Verde	128
Formação Pauré	129
Formação Cuquenán	129
Formação Quinô	130
Formação Uaimapuê	132
Formação Matauí	135
CONCLUSÕES	137
AGRADECIMENTOS	140
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	140

ABSTRACT

The geological knowledge about the stratigraphy of Roraima Supergroup is based on the last three decades. Its evolution has begun along the Paleoproterozoic (Orosirian Period), culminating with the largest continuous Pacaraima Sedimentary Block. At Brazilian portion the unit is related to Roraima Supergroup, divided from the base (oldest) upward into Arai Formation, Suapi Group (Verde Formation at the base, Pauré, Nicarã and Quinô on top), Uailã Formation and Matauí Formation. In Venezuela represents Roraima Group, divided into Uairén, Cuquenán, Uaimapué and Matauí formations. Where the results are available, a correlation is made between both successions. It's expanded the terminology "Roraima Supergroup" to Venezuela portion, in attention to hierarchic order of its subdivision and type sections. It has also proposed the terminology Uiramutã Formation to characterize a transitional succession of the beginning of the Suapi Group.

Keywords: Roraima Supergroup, Guiana Shield, Orosirian, Stratigraphy, Brazil, Venezuela

RESUMO

As informações estratigráficas disponíveis nos territórios venezuelano e brasileiro e que integram o arcabouço do Supergrupo Roraima, baseiam-se nos estudos realizados ao longo das três últimas décadas. Esta unidade teve sua evolução ao longo do Paleoproterozóico (Período Orosiriano), com destaque para a sucessão do Bloco Sedimentar Pacaraima. Na porção brasileira,

o supergrupo encontra-se subdividido, da base para o topo: Formação Arai, Grupo Suapi (formações Verde, Pauré, Nicarã e Quinô), Formação Uailã e Formação Matauí. Na Venezuela, relaciona-se ao Grupo Roraima, subdividido da base para o topo, nas formações Uairén, Cuquenán, Uaimapué e Matauí. A correspondência litoestratigráfica e similar arranjo paleoambiental das rochas sedimentares Roraima tanto no Brasil como na Venezuela, permite sugerir neste estudo, a aplicação e extensão do termo “supergrupo” para a região venezuelana, em atenção à ordem hierárquica de sua subdivisão e seções-tipo. Propõe-se ainda o emprego da terminologia Formação Uiramutã, para discriminar o compartimento transicional que caracteriza o afogamento do sistema fluvial Arai e início da transgressão marinha do Grupo Suapi.

Palavras-chave: Supergrupo Roraima, Escudo das Guianas, Orosiriano, Estratigrafia, Brasil, Venezuela.

INTRODUÇÃO

Integra-se neste estudo, os informes de reconhecimentos geológicos efetuados no âmbito da sucessão sedimentar Pacaraima (Figura 1), porção setentrional do Cráton Amazônico, cuja principal unidade estratigráfica está representada pelo Supergrupo Roraima, com evolução ao longo do período Orosiriano (2050-1800 Ma) do Paleoproterozóico. Desde a década de 70 que as rochas sedimentares Roraima têm sido avaliadas isoladamente, tanto na porção brasileira quanto na venezuelana, sendo necessária uma homogeneização

de seus aspectos litoestratigráficos e sedimentológicos. Destacam-se os trabalhos de Reid (1972), Reid & Bisque (1975), Yánez (1972, 1974, 1977, 1984 e 1985), Ghosh (1981), Simón *et al.* (1985), Salazar *et al.* (1987) e Garcia *et al.* (1989) na Venezuela e, Castro & Barrocas (1986), Santos (1985), Reis *et al.* (1988, 1990) e Pinheiro *et al.* (1990) na porção brasileira do Estado de Roraima. Afora reconhecidas exposições sedimentares não-contínuas (Ghosh 1981; Reis & Carvalho 1996), o Bloco Sedimentar Pacaraima (BSP) constitui uma contínua área de aproximadamente 73.000 km², onde se destacam os montes Roraima, Cuquenán e Auyantepui. O arcabouço litoestratigráfico dessa porção sedimentar resume-se: 1) na Venezuela, a elevação da unidade Roraima à categoria de “grupo” (Reid 1972), subdividido (base/topo) nas formações Uairén, Cuquenán, Uaimapué e Matauí (Reid, 1972; Reid & Bisque 1975; Ghosh 1981); 2) no Brasil, a elevação do Grupo Roraima à categoria de “supergrupo” (Pinheiro *et al.* 1990), subdividido da base para o topo na Formação Arai, Grupo Suapi (formações Uiramutã (neste estudo), Verde, Pauré, Nicarã e Quinô), Formação Uailã e Formação Matauí (Castro & Barrocas 1986, Santos 1985, Reis *et al.* 1988 e 1990). Destacam-se ainda, diferentes níveis de *sills* de diabásio, uma sucessão vulcanossedimentar na sua porção mediana, além de níveis conglomeráticos inferiores responsáveis pela fonte secundária do ouro e diamante. Do ponto de vista paleoambiental, são reconhecidos no Supergrupo Roraima os ambientes fluvial entrelaçado, eólico e lacustre na base, sistemas flúvio-deltaico a marinho raso na sua porção mediana e flúvio-deltaico no topo. A totalidade das medidas de paleocorrente de seu sistema continental é sugestiva de uma área-fonte situada a nor-nordeste, em rochas

que na atualidade representam terrenos de complexos granito-gnáissicos e metavulcanossedimentares.

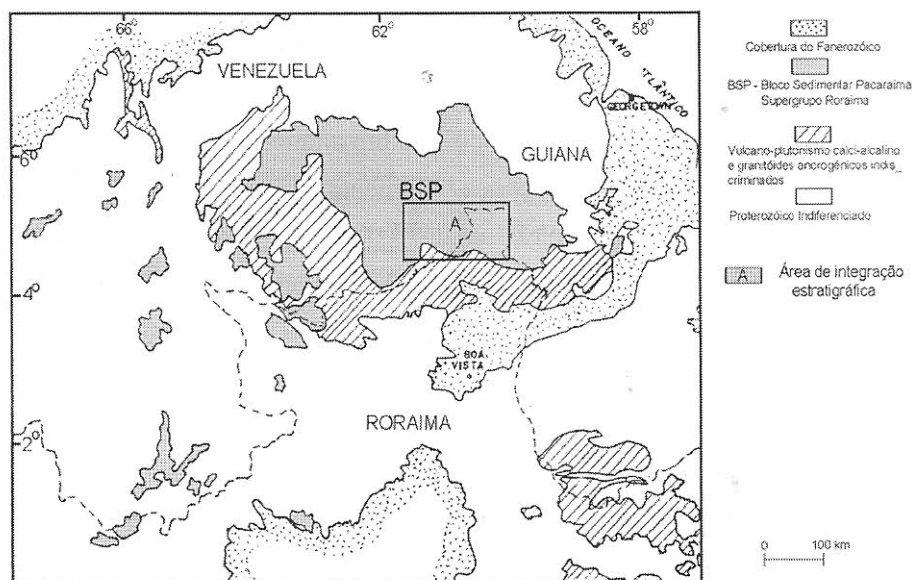


Figura 1 – Área de localização do Bloco Sedimentar Pacaraima.

As idades U-Pb (SHRIMP e convencional) disponíveis em zircões clásticos da Formação Arai, indicam valores na ordem de 2.0-2.1 Ga (Gaudette *et al.* 1997; Santos 1999 *et. al.* no prelo). Uma idade mínima de deposição em 1789 ± 2 Ma foi obtida em baddeleyita (U-Pb) por Norcross *et al.* (1998) para um dique básico Avanavero da Guiana. A compreensão do arcabouço estrutural, apesar de limitado a uma pequena porção sul do BSP (Sena Costa *et al.* 1991; Fraga *et al.* 1994), registra inversão fraca e positiva de seus estra-

tos inferiores, arranjo este vinculado ao Episódio K'Mudku, datado em aproximadamente 1.2 Ga. O potencial econômico desta unidade traduz-se principalmente na exploração diamantífera (a Venezuela detém o primeiro e nono lugares respectivamente da produção sul-americana e mundial) e, secundariamente o ouro, ambos em depósitos secundários.

Este estudo de integração é resultado do transcurso da primeira fase do Projeto de Zoneamento Ecológico-Econômico (OEA 1997) desenvolvido entre Brasil e Venezuela, em cujos vários mapas temáticos apresentados na escala de 1: 250.000, incorporou-se uma carta geológica de uma área compreendida entre os paralelos 4° 00' e 5° 00' de latitude norte e meridianos 60° 00' e 62° 00' de longitude oeste (Reis *et al.* 1997). A área fronteiriça em questão possui dois pólos principais de desenvolvimento representados pela cidade de Santa Elena de Uairén na porção sul-venezuelana e a vila de Pacaraima na porção norte brasileira. Apesar de ambas regiões integrarem na atualidade áreas de parque nacional (Gran Sabana) e de reserva indígena (Raposa – Serra do Sol), assinalam há décadas a atividade garimpeira para ouro e diamante.

SÍNTESE ESTRATIGRÁFICA DA PORÇÃO DO BLOCO SEDIMENTAR PACARAIMA (BSP)

A área do Supergrupo Roraima, uma unidade intracratônica paleoproterozóica do Escudo das Guianas, está representada por expressiva sucessão de rochas sedimentares e piroclásticas associadas, interrompidas por vários níveis de soleiras básicas, que conjuntamente recobrem de modo contínuo a porção setentrional do Estado de Roraima em território brasileiro,

sudeste da Venezuela e oeste da Guiana (BSP). Na sua porção sul, as rochas assentam-se discordantemente sobre aquelas vulcânicas piroclásticas (tufos e brechas) dos correlatos grupos Surumu e Pacaraima, cujos clastos são encontrados nos níveis mais inferiores da sucessão. A norte, mantêm contato com os supergrupos Pastora – Carichapo e Barama – Mazaruni e complexos Supamo e Bartica.

A sucessão sedimentar Roraima na porção setentrional do Estado de Roraima, e que compreende as bacias dos rios Cotingo, Uailã e Maú, apresenta uma espessura aproximada de 2770 metros. Na porção venezuelana, a maior parte dos levantamentos geológicos foi realizada no setor sudeste do Estado Bolívar, em áreas da Gran Sabana que incluem Santa Elena de Uairén, Monte Roraima e rios Caroní e Paragua. Três níveis principais de soleiras de rochas básicas relacionadas à unidade Diabásio Avanavero intercalam-se na sucessão, reconhecidas informalmente, da base para o topo, *sill* Cotingo, *sill* Pedra Preta e *sill* Monte Roraima. Um dique de conformação anelar tem sido relacionado à unidade “Básicas Cipó”. Registram-se ainda, pequenas soleiras como aquelas das regiões de Campo Alegre (fronteira com a Venezuela) e Camararém (fronteira com a Guiana) (Reis *et al.* 1997). Na Venezuela são também reconhecidos vários níveis de rochas básicas, destacando-se as soleiras e diques de diabásio da região de Luepa - Santa Elena de Uairén .

ESRATIGRAFIA DAS PORÇÕES BRASILEIRA E VENEZUELANA DO BSP (ENFOQUE PALEOAMBIENTAL E LITOESTRATIGRÁFICO)

As unidades descritas a seguir encontram-se cartografadas no mapa geológico sintético da Figura 2 e seção esquemática representada na Figura 3, configurando a área de integração estratigráfica deste estudo.

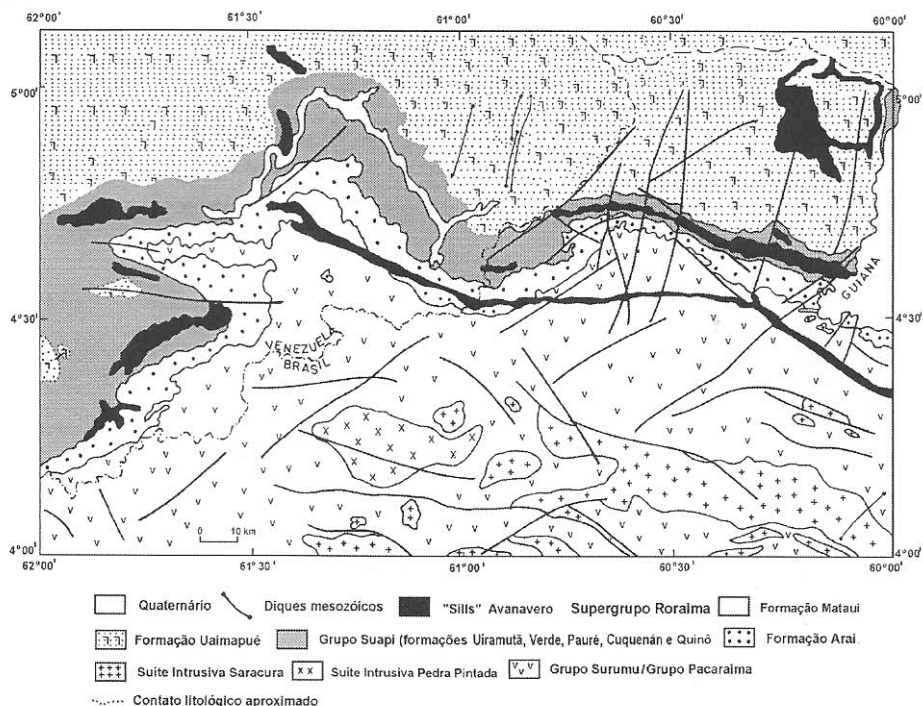


Figura 2 – Esboço Geológico do Supergrupo Roraima ao longo da fronteira Brasil – Venezuela (Área A da figura 1)

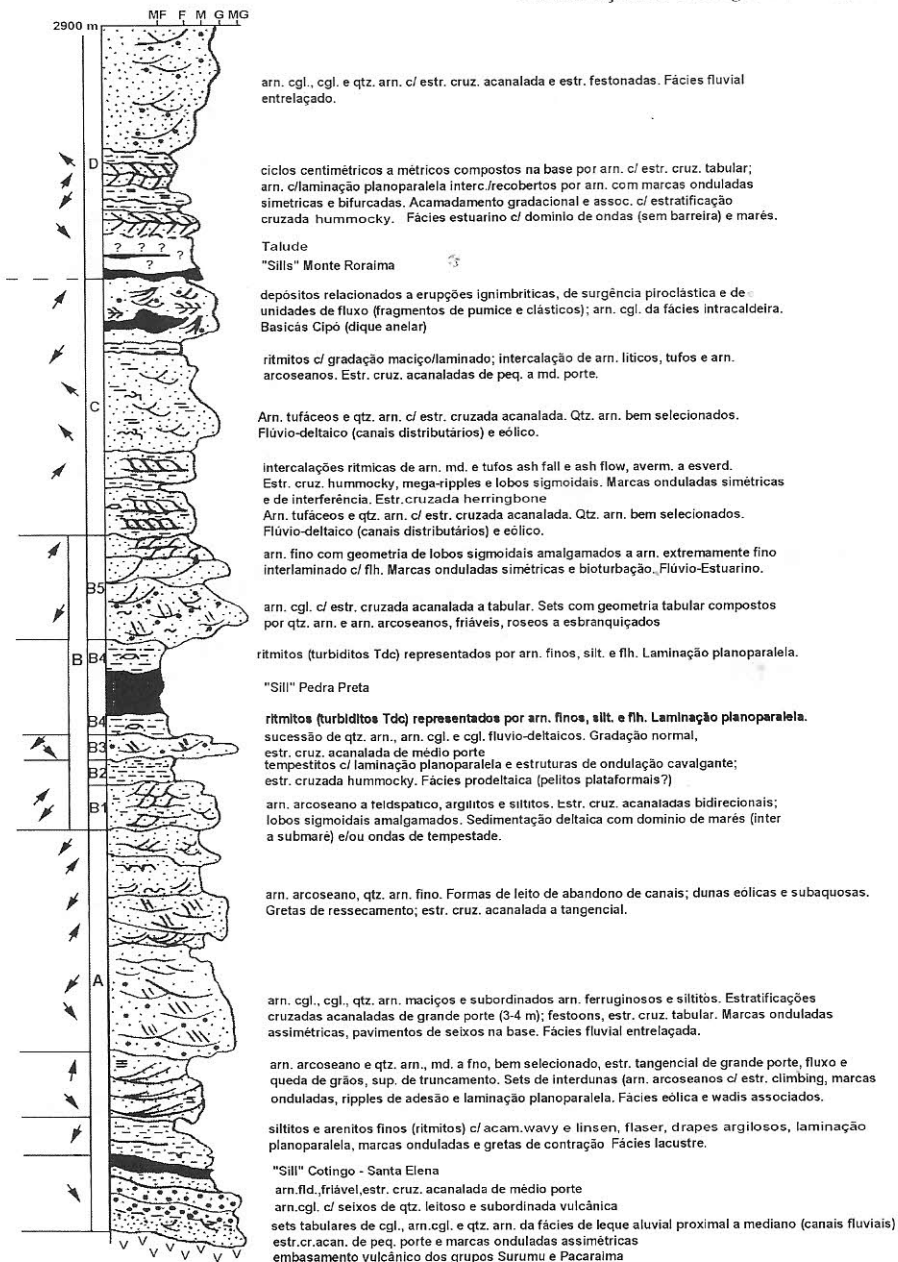


Figura 3 – Seção Esquemática do Supergrupo Roraima na fronteira Brasil – Venezuela. A – Formação Arai; B – Grupo Suapi (B1 – Formação Uiramutã; B2 – Formação Verde; B3 – Formação Pauré; B4 – Formação Cuquenán; B5 – Formação Quinô); C – Formação Uaimapuê; D – Formação Matauí.

FORMAÇÃO ARAI - A Formação Arai (Bouman 1959) recobre discordantemente as rochas vulcânicas do Grupo Surumu, e inclui termos sedimentares eminentemente de natureza continental (Reis *et al.* 1990), registrando inter-relacionamento das fácies de um sistema deposicional desértico (leque aluvial árido, lacustre, dunas eólicas e *wadis*) e fluvial entrelaçado. A fácies de leque aluvial árido, proximal a mediano, caracteriza-se por paraconglomerados e arenitos conglomeráticos imaturos, com seixos e fragmentos de quartzo-leitoso e, subordinadamente de rocha vulcânica. Os clastos apresentam-se dispersos em uma matriz arenosa lítica. Para o topo, ciclos gradacionais inverso/normal são comuns. Os arenitos conglomeráticos gradam lateral e verticalmente para quartzo arenitos de grão médio a grosso com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (*sets* de até 60,0 cm), estratificações cruzadas tabulares, constituindo pacotes com granodecrescência ascendente. Feições de corte e preenchimento são comuns. Este quadro de estruturas e litologias aponta para a formação de canais fluviais entrelaçados, oriundos de fluxos canalizados na porção mediana do leque. Distalmente, a sucessão apresenta interacamadamento de estratos areníticos de granulação fina e composição arcoseana à levemente conglomerática.

A fácies lacustre está representada através da interlaminação de microconglomerados com grânulos e seixos, siltitos micáceos e arenitos finos em *sets* rítmicos (Tac de Bouma - inuditos) com estruturas *wavy* e *linsen*, acamadamento *flaser*, *drapes* argilosos, marcas onduladas e gretas de contração no topo de cada *set*.

A fácies eólica (paleocorrentes para NE) é retratada por arenitos arco-seanos e quartzo arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificações cruzadas tangenciais de grande porte, com típicas lâminas geradas por fluxo e queda de grãos e superfícies de truncamento. Depósitos de interdunas são compostos por quartzo arenitos de granulação fina a média, com laminação cruzada cavalgante, marcas onduladas, *ripples* de adesão e laminação planoparalela. Intercalam-se estratos arenosos, pouco espessos, com conteúdo em seixos e fragmentos de rocha vulcânica, sugerindo a atuação de canais fluviais do tipo *wadis* (paleocorrentes para SE).

Em direção ao topo, ocorre espesso pacote composto por conglomerados, arenitos conglomeráticos e quartzo arenitos maciços, com subordinados níveis centimétricos de arenitos ferruginosos e siltitos. Ressaltam-se estratificações cruzadas acanaladas de grande porte (entre 3,0 e 4,0 metros e direção de paleocorrente para SW), por vezes festonadas, onde se entremeiam *sets* arenosos com estratificação cruzada tabular. Marcas onduladas assimétricas são comuns na sucessão bem como pavimentos de seixos (exclusivamente de arenitos e de quartzo leitoso) na base das estratificações cruzadas. Esta seção representa um amplo domínio de dunas subaquosas e que caracterizam a fácies fluvial entrelaçada da Formação Arai.

Esta fácies interage localmente com aquela eólica, cujos *sets* de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas são recobertos por *sets* de arenitos finamente laminados e com estruturas de gretas de ressecamento e *curled mud flakes*.

Na serra Arai, proximidade com a fronteira venezuelana, os arenitos constituem a rocha encaixante do *sill* Cotingo, que nesta localidade, também evidencia forma de dique.

Na Venezuela, no entorno de Santa Elena de Uairén, afloram quartzo arenitos de granulação média, tabulares, com abundantes marcas onduladas e em discordância angular sobre rochas vulcânicas do Grupo Pacaraima. No trecho de rodovia compreendido entre aquela localidade e proximidade do vale do rio Cuquenán, ocorrem quartzo arenitos e arenitos conglomeráticos róseos, friáveis e com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte. As medidas de paleocorrentes indicam direção para SSE. Similares arenitos foram reportados na forma de uma estreita faixa arqueada que se inicia em Cerro Patrol, estendendo-se por cerca de 10 km a norte da mina Chiricayén, até alguns 15 km a SE de Santa Elena de Uairén. Ocorrem ainda ao largo da estrada para El Paují (cerro El Abismo) e nos flancos sul e norte da anticlinal de Uaiparú, seguindo pela estrada até Icabarú, atravessando o povoado de Los Caribes e aflorando a uns 15 km a nordeste de Santa Elena de Uairén.

Na localidade de El Abismo- El Paují, os arenitos conglomeráticos predominam. Na área de Chiricayén, esta mesma litologia recobre ignimbritos do Grupo Pacaraima, encontrando-se sobrepostos por espesso nível de arenito arcoseano, com presença de pequenas lentes arenosas com elevado conteúdo de muscovita. Encimam delgados estratos argilosos acinzentados com fragmentos de quartzo e arenitos conglomeráticos. Esta sucessão, com aproximadamente 250 metros de espessura, evidencia estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. No topo da seção da área de Chiricayén, os arenitos

conglomeráticas são transicionais a conglomerados polimícticos. A 15 km a SE de Santa Elena de Uairén, sempre em contato com rochas vulcânicas, ocorrem arenitos de granulação fina com níveis centimétricos de arenitos arcoseanos, arenitos conglomeráticos e conglomerados polimícticos com seixos de quartzo e subordinados fragmentos de rochas vulcânicas.

No alto e médio curso do rio Icabará, os arenitos encontram-se entremeados pelo *sill* de diabásio Uairén (sul de Santa Elena), prolongamento do *sill* Cotingo da porção brasileira. Um pacote pelítico métrico com estruturas de marcas de corrente, situado a 1,5 km a NE do povoado Los Caribes e no baixo curso do rio Icabará, pode possivelmente estar correlacionado àquela sucessão verificada na região do rio Suapi e a sul da vila Uiramutã, no setor brasileiro.

Da base para o topo, a sucessão estratigráfica é bastante homogênea e constituída por uma alternância de conglomerados lenticulares com seixos de quartzo que gradam a arenitos quartzosos e arcoseanos, que por sua vez alternam-se com lentes de pelitos de coloração arroxeadas. As estratificações cruzadas acanaladas de grande porte encontram-se bem desenvolvidas nos arenitos, particularmente a partir dos 100 metros iniciais. Uma origem através de fluxo de detritos foi sugerida devido à ausência de seleção ou estrutura interna no interior das lentes conglomeráticas dos níveis mais inferiores da formação. Em direção ao topo, as intercalações arenosas de granulação grossa e sílticas com acamamento gradacional, apresentam características fluviais de um sistema entrelaçado, com curta variação lateral e abundância em estratificações cruzadas acanaladas. Os leitos conglomeráticos mais espessos indicam transporte através de elevada energia.

Dada a prioridade do termo “Arai” de Bouman (1959) sobre os termos “Uairén” (Reid 1972) e “Canaima” (Yáñez 1972), integra-se o espesso pacote basal composto por quartzo arenitos, arenitos conglomeráticos, conglomerados e subordinados pelitos das porções brasileira e venezuelana na Formação Arai (Tabela 1), relevando suas condições deposicionais eminentemente continentais e que inclui ainda áreas de exploração diamantífera. A espessura da Formação Arai é estimada em torno de 450-500 metros, tendo em vista as redefinições apresentadas por Reis *et al.* (1990). A atitude das camadas é aproximadamente E-W a WNW-ESE, com variações na ordem de mergulho de 15° a 25° NE.

GRUPO SUAPI - O Grupo Suapi (Bouman 1959; Reis *et al.* 1985, 1988; este estudo) recobre discordantemente a Formação Arai, encontrando-se subdividido nas formações Uiramutã (base), Verde, Pauré, Cuquenán e Quinô (topo). Estas unidades caracterizam os diversos processos progradacionais e retrogradacionais que assinalam a presença e desenvolvimento de um sistema transicional (ambiente flúvio-deltaico) ou de plataforma/litorâneo a marinho raso.

Formação Uiramutã – Está representada por espesso pacote de arenitos arcoseanos, quartzo arenitos e subordinados argilitos e siltitos, litologicamente distintos da sobrejacente Formação Verde. Apresentam bidirecionalidade das estratificações cruzadas acanaladas (paleocorrentes para NE e SW) e formas geométricas de lobos sigmoidais. Ao longo do igarapé Uiramutã (região da vila Uiramutã), típicas formas de leito de planícies arenosas de maré, são recobertas gradualmente por tempestitos arenosos e barras costa afora (*offshore*).

Os lobos sigmoidais imbricados e superpostos, apresentam laminação cruzada *climbing ripple*, marcas onduladas de cristas retilíneas e/ou linguóides com paleocorrente para N. Menezes (1988) mencionou a presença de extensos corpos arenosos de barras de plataforma com geometria plano-convexa, internamente constituídos por estratificações cruzadas *hummocky* com grande comprimento de onda e pequena amplitude. Na sucessão vertical, há gradual espessamento de camadas arenosas. Representam litologias depositadas em amplo compartimento deltaico (fácies de frente deltaica) com domínio misto de marés (fácies de planície de maré – compartimentos de inter a submarés) e de ondas.

Propõe-se neste estudo a denominação “Uiramutã” para reunir um pacote sedimentar depositado sob condições paleoambientais distintas daquela da Formação Arai, incluindo-o na base do Grupo Suapi. Substitui a denominação “Membro Superior” da Formação Arai de Pinheiro *et al.* (1990), posteriormente incluída na base da Formação Verde do Grupo Suapi por Reis *et al.* (1990). Estima-se a espessura desta unidade em aproximadamente 100 metros, cujos estratos apresentam acamadamento em N70°W/30°NE.

Formação Verde - Perfaz ritmitos finos, com laminação planoparalela, estruturas de ondulação cavalgante e *microhummocky*. Reis & Araújo Neto (1998), na região do rio Quinô, descreveram o topo da seqüência Verde, na proximidade do contato com a Formação Pauré, representado por argilitos e siltitos finamente laminados a maciços, acinzentados (grafitosos?) e com característica de um material lamacento com incipiente plasticidade. Na sucessão pelítica superior, a passagem de sedimentos de coloração avermelhada para aqueles

acinzentados parece definir uma mudança de regime oxidante para redutor (possivelmente relacionada à instalação do regime regressivo configurado pela deposição dos sedimentos Pauré – *hardground*?). A abrupta modificação na sedimentação entre as unidades litológicas acima descritas, pode ser favorecida através de um hiato deposicional (ausência de arenitos com contribuição de seixos pelíticos), soerguimento e aporte sedimentar arenoso.

Castro & Barrocas (1986) e Menezes (1988) referiram-se a uma provável formação de pelitos de plataforma marinha associados com barras de plataforma, em ambiente de mar epicontinental sem talude, dominado por processos de tempestades (“Mar Verde”). Estes ciclos de tempestites encimam a sucessão de planície de maré da Formação Uiramutã.

A espessura da Formação Verde é variável, no entanto estando sempre ao redor dos 50 metros, cujas camadas encontram-se mergulhando com aproximadamente 18° NE.

Formação Pauré - É constituída por uma sucessão de arenitos arcoseanos, arenitos de granulometria grossa a média e arenitos conglomeráticos. É comum a presença de gradação normal e estratificações cruzadas acanaladas. São interpretados como depositados em ambiente flúvio-deltaico, definindo a retomada de novos sistemas fluviais e decisiva implantação de um período regressivo. Relaciona-se às freqüentes reativações da área-fonte, cujas paleocorrentes também apontam direções para SW. Tem sido admitida uma espessura em torno de 50 metros (Reis *et al.* 1985).

Formação Cuquenán (ou Kukuenán) - Representa-se por leitos de folhelhos cinza-esverdeados intercalados por camadas milimétricas de arenitos finos a

siltitos e com laminação planoparalela. Na Venezuela, afloram em acompanhamento do vale do rio Cuquenán, formando um arco com uns 15 km de largura, que se estende por alguns 15-18 km a nordeste de Santa Elena de Uairén, na fronteira com o Brasil (região de Divina Pastora).

Na porção brasileira, têm sido interpretados como ritmitos de frente deltaica turbidítica, representando depósitos de suspensão e apresentando ciclos Tdc de Bouma (Castro & Barrocas 1986). Esta unidade assinala novo episódio de transgressão marinha, responsável pelo afogamento dos sedimentos deltaicos Pauré.

Constitui a rocha encaixante do *sill* Pedra Preta em território brasileiro, cujo não-prolongamento da soleira é verificado em direção ao território venezuelano (também observado na região que abrange o alto curso do rio Quinô, na altura do igarapé Piolho). Nesta região, registra-se um forte controle estrutural E-W responsável pelo dissecamento da unidade sedimentar e conseqüente escassez de afloramentos, com uma geomorfologia definida por pequenas cuevas e colinas ao longo do vale aberto do rio Cuquenán.

Estima-se sua espessura em torno de 150 metros na porção brasileira e em torno de 50 – 100 metros na porção venezuelana (Reid 1972). Na proximidade da soleira básica, as rochas pelíticas encaixantes encontram-se afetadas por metamorfismo de contato, encontrando-se sob forma de cornubianitos.

Utiliza-se neste estudo a denominação “Cuquenán” de Reid (1972) para representar a sucessão pelítica marinha sobrejacente à Formação Pauré, que mantém prioridade cronológica sobre a terminologia “Nicarã” de Reis *et al.* (1988) (Tabela 1).

Formação Quinô – Constitui-se por uma sucessão basal arenosa conglomerática oligomítica com estratificações cruzadas acanaladas (paleocorrentes para SW) e tabulares de médio porte (60,0 cm), que secciona erosionalmente os depósitos turbidíticos Nicarã. Na sua seção mediana, camadas de quartzo arenitos com geometria tabular e maciços intercalam-se com arenitos arcoseanos e friáveis. Sucodem em direção ao topo, arenitos finos com geometria de lobos sigmoidais e direções de paleocorrente (N, NE e E). Seguem arenitos muito finos interlaminados com folhelhos, com marcas onduladas e bioturbação.

O contato entre as formações Nicarã e Quinô registra um novo ciclo regressivo – transgressivo, gerado pelo desequilíbrio na relação entre a taxa de subsidência e aporte sedimentar, com o avanço da planície flúvio-deltaica sobre a sedimentação do “Mar Verde”. Posterior abandono e afogamento de lobos deltaicos levou a instalação de sedimentação marinha. Sucodem em direção ao topo, arenitos finos com geometria de lobos sigmoidais e direções de paleocorrente (N, NE e E). Castro & Barrocas (1986) postularam uma origem fluvial (com menor energia) ou flúvio-estuarina para a sucessão basal. Sua fácies de topo constitui um nível transgressivo e de provável extensão regional à unidade sobrejacente Uaimapuê.

A sucessão litológica basal descrita por Reid (1972) para a Formação Uaimapuê, registra correspondência com aquela descrita para a Formação Quinô da porção brasileira, mantendo-se, no entanto, a prioridade do termo “Quinô” definido por Bouman (1959) (Tabela 1). Toda a seção encontra-se exposta através dos primeiros contrafortes a norte do vale do rio Cuquenán (serranias marginais à rodovia Santa Elena – El Dorado, início do trecho em

acrive), e que assinalam para leste, parte da linha de fronteira entre Brasil e Venezuela. Ocupa ainda grande extensão delimitada a norte pelo rio Caroní e curso do rio Uaiparú. Estima-se a espessura de todo o pacote em torno de 100 - 120 metros (Pinheiro *et al.* 1990).

FORMAÇÃO UAIMAPUÉ - Recobrando a unidade Quinô do Grupo Suapi, a Formação Uaimapuê tem sido definida (Reid 1972; Reid & Bisque 1975) através de uma característica e eminente sucessão vulcanossedimentar onde se intercalam camadas de clásticos (arenitos arcoseanos líticos, quartzo arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados) com níveis piroclásticos (tufos cineríticos e ignimbritos ácidos tomados na prévia literatura como “jaspes”) e vulcanoclásticos (arenitos tufáceos, brechas com fragmentos de tufos vítreos e rochas clásticas), com mergulhos das camadas na ordem de 5°NE e espessura estimada em 1200 metros (Pinheiro *et al.* 1990). Sua área de distribuição é a maior de todas as unidades, ocupando uma superfície muito extensa que recobre os extremos oeste e leste do BSP, com prolongamento para sudeste e sudoeste. Uma possível discordância angular entre as formações Quinô e Uaimapuê é questionada (Pinheiro *et al.* 1990; Reis & Carvalho 1996).

Na região brasileira, em epígrafe, dois distintos setores encontram-se representados pela maior ou menor presença de depósitos com características marinhas na Formação Uaimapuê. Estudos adicionais de correlação podem conduzir a averiguação de áreas de sedimentação costeira e delimitação das variáveis linhas de paleocosta. Até o presente momento, não existem descrições de seções completas e de suas variações laterais que possam definir

precisamente o quadro paleoambiental da unidade, postulando-se seus ambientes deposicionais a partir de afloramentos pontuais.

No setor oeste brasileiro (região da serra do Sol ou “Wei Tepuy”), na fronteira com a Venezuela, predominam intercalações de arenitos e de tufos *ash fall* avermelhados a esverdeados (presença de epidoto), com identificação de estruturas do tipo *hummocky*, *megaripples* e lobos sigmoidais, associando-lhes estratificações cruzadas acanaladas (paleocorrentes para NE). No setor leste brasileiro, fronteira com a Guiana (região da serra Cipó), assoma arenitos arcoseanos líticos, arenitos conglomeráticos e quartzo arenitos com intercalações de tufos dos tipos *ash fall* e *ash flow* avermelhados a acinzentados. A sudeste da serra Cipó, na região de Orinduque, predominam quartzo arenitos róseos, granulação fina, bem selecionados, cujos estratos cruzados tabulares e acanalados apresentam terminação assintótica de grandes dimensões. Costi *et al.* (1988) têm evidenciado a formação de depósitos relacionados a erupções ignimbríticas, no reconhecimento de sucessões de surgência piroclástica e de unidades de fluxo (fragmentos de pumice e clásticos) e cineríticas (com fragmentos de lapilli acrescionário). No interior da estrutura da serra Cipó, interpretada como originada por colapso em caldeira de centros vulcânicos, arenitos conglomeráticos ricos em seixos de quartzo, piroclásticas e vulcânicas ácidas associam-se a depósitos de leques aluviais (fácies intracaldeira).

Na Venezuela, ao longo da rodovia Santa Elena – El Dorado, proximidade da localidade de Quebrada del Jaspe, as seções vulcanossedimentares da Formação Uaimapué apresentam uma intercalação rítmica de siltitos, arenitos finos e argilitos que constituem turbiditos, com nível intermediário (Tc de Bouma)

de estratificação cruzada do tipo *hummocky*. Encimam espesso pacote representado por níveis métricos de tufos avermelhados intercalados com arenitos arcoseanos, friáveis e róseos. Estes arenitos apresentam marcantes estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, comumente intercalados por níveis milimétricos de argilitos esbranquiçados. Seguem arenitos feldspáticos finamente laminados com *sets* de estratificações cruzadas de médio porte, limitados por níveis centimétricos de argilitos de coloração arroxeadas. Apresentam ondulações no topo da camada, cujo comprimento de onda situa-se em torno de 1,0 metro.

O paleoambiente da Formação Uaimapué, no setor brasileiro, é flúvio-deltaico com influência de maré, evidenciando-se ritmitos com gradação maciço/laminado, estruturas espinha-de-peixe e marcas onduladas simétricas com padrão de interferência, além de estratificações cruzadas acanaladas de ambientes fluviais e eólicos inter-relacionados (região a leste do rio Cotingo). Um possível leque costeiro representado por conglomerados e arenitos conglomeráticos encontra-se na borda sudoeste da serra Cipó, com suposta formação relacionada à reativação tectônica. O arranjo das estruturas sedimentares do setor oeste brasileiro e que se estende para a Venezuela (seções da rodovia Santa Elena – El Dorado), é sugestivo de paleoambiente litorâneo com presença de barras de foz de canais distributários, com retrabalhamento dos sedimentos pela ação de ondas de tempestade (estuarino a marinho raso).

Mantém-se neste estudo a denominação “Uaimapué” de Reid (1972) para representar unicamente a sucessão vulcanossedimentar sobrejacente à

Formação Quinô do Grupo Suapi, que mantém prioridade cronológica sobre a terminologia “Uailã” de Santos (1985) (Tabela 1).

FORMAÇÃO MATAUÍ – Esta unidade é comum aos territórios brasileiro e venezuelano, já que se encontra representada no Monte Roraima (2810 metros), que assinala a fronteira tríplice entre Brasil, Venezuela e Guiana (Tabela 1). Seu empilhamento estratigráfico foi inicialmente descrito por Gansser (1954), sendo mais bem definido por Reid (1972), Ghosh (1981) e Santos *et al.* (1990). O contato basal da Formação Matauí com a Formação Uailã é arbitrário, sendo descrito a partir do ponto onde os paredões encontram-se verticalizados e desprovidos de colúvio. Reid & Bisque (1985) assinalaram a presença de dois grandes *sills* de diabásio encaixados em rochas areníticas. Uma origem fluvial foi postulada para a unidade, cujas direções de paleocorrente são predominantes para SW e SE, e em cujo topo apresentam-se para N e NW. Ghosh (1981) em observação ao topo de vários tepuis (mesas), dentre os quais o Monte Roraima e seu vizinho Monte Cuquenán, forneceu sua descrição faciológica, sugerindo um perfil de ambiente de praia sem barreira, com domínio de ondas. Quatro principais fácies foram identificadas pelo autor, sendo que três delas (*shoreface* e *foreshore*) interrelacionam-se através de ciclos centimétricos a métricos granodecrescentes ascendentes compostos na base por arenitos com estratificação cruzada tabular (paleocorrentes para SSW e NE) sendo acompanhados por arenitos com laminação planoparalela intercalados e/ou

recobertos por arenitos com marcas onduladas simétricas e bifurcadas, acamadamento gradacional e associação com estratificação cruzada *hummocky*. O topo da sucessão registra a presença de uma fácies arenosa conglomerática com estratificação cruzada com padrão de paleocorrente unimodal (para oeste), estruturas de sulco e costela de grande porte e origem fluvial relacionada a canais distributários. Esta fácies caracteriza a definitiva regressão do “Mar Verde”. Santos *et al.* (1990) descreveram nos primeiros 120 metros da seção, arenitos bem estratificados, finos a médios, ricos em estratificações cruzadas bidirecionais. Corpos com geometria de sigmoides e com variáveis direções de paleocorrente, levaram os autores a sugerir um paleoambiente sedimentar transicional. Encima um pacote em torno de 60-80 metros de espessura, representado por quartzo arenitos bem selecionados com estratificações cruzadas acanaladas e direção de paleocorrente para WSW (260°). Em direção ao topo dessa seção mediana, predominam arenitos finos a muito finos intercalados com níveis argilosos centimétricos (pacote em torno de 8-20 metros), sendo comuns marcas onduladas simétricas. A sucessão de topo (em torno de 220 metros) está representada por arenitos de granulação média a grossa, arenitos conglomeráticos e conglomerados inter-relacionados. Associam-lhes estratificações cruzadas acanaladas desenvolvidas sob regime fluvial.

Mantém-se neste estudo a denominação “Matauí” de Reid (1972) para representar a sucessão sedimentar que constitui o Monte Roraima e que é comum a ambos países, em concordância à proposição de Santos (1985) (Tabela 1).

	Formação Auyantepui	Formação Mataui		Formação Mataui	Formação Mataui	Formação Mataui
	Formação Quaiquinima (tf)	Formação Uaimapuê (tf)		Formação Uailã (tf)	Formação S ^o do Sol	Formação Uailã (tf)
Membro Quinô				(d)? Fm. Quinô	(d)? Fm. Quinô	(d)? Fm. Quinô
Membro Suapi	Formação Canaima	Fm. Cuquenân	Fm. Suapi	Mb. Nicarã	Mb. Nicarã	Grupo Suapi
				Mb. Carmã	Mb. Carmã	
				Mb. Pauré	Mb. Pauré	
				Mb. Verde	Mb. Verde	
Membro Arai		Formação Uairén		Formação Arai	Formação Arai	Formação Arai
(d) Ignimbritos Pré-Cambriano (1)	(d) Gr. Pacaraima (2)	(d) Gr. Pacaraima (3)		(d) Gr. Surumu (4)	(d) Gr. Surumu (5)	(d) Gr. Surumu / Pacaraima (6)
						(d) Gr. Surumu / Pacaraima (7)

Tabela 1 – Quadro de Correlação Estratigráfica da Faixa Fronteira entre Brasil e Venezuela para o Supergrupo Roraima. Referências: (1) Bouman (1959); (2) Yánez (1972-77); (3) Reid (1972); (4) Reis *et al.* (1985); (5) Santos (1985); (6) Reis *et al.* (1988, 1990); (7) Reis & Yánez (este estudo). (tf) intercalação de tufos, ignimbritos e arenitos vulcanoclásticos; (d) discordância

CONCLUSÕES

1. As unidades que integram o Supergrupo Roraima, refletem ambientes de sedimentação gerados a partir de repetidas oscilações do nível do mar (regressões e transgressões), sendo de reconhecida extensão nos territórios brasileiro e venezuelano;
2. As litologias da Formação Arai caracterizam, como um todo, a atuação de processos deposicionais continentais relacionados ao sistema de leque aluvial com amplo desenvolvimento de paleoambientes fluvial entrelaçado, eólico

- e lacustre sob condições de clima árido. A terminologia “Arai” de Bouman (1959) é prioritária sobre os termos “Uairén” (Reid 1972) e “Canaima” (Yánez 1972);
3. O Grupo Suapi, que assinala inversão paleoambiental, tem início com a instalação de ampla planície de maré representada pela Formação Uiramutã (este estudo) e regime transgressivo através da Formação Verde, possivelmente em ambiente plataformal. A Formação Pauré revela a atuação de período regressivo, com a implantação de similares condições de desenvolvimento fluvial verificado na Formação Arai. Os pelitos da Formação Cuquenán representam um novo período transgressivo do “Mar Verde”. A denominação “Cuquenán” de Reid (1972) mantém prioridade cronológica sobre a terminologia “Nicarã” de Reis *et al.* (1988). A Formação Quinô representa paleoambiente flúvio-deltaico a marinho raso;
 4. A geomorfologia em amplo vale aberto do médio/alto curso dos rios Cuquenán (Venezuela) e Quinô (Brasil), com predomínio de formas dissecadas de relevo no seu interior, registra a presença de forte controle estrutural na interrupção do *sill* Pedra Preta em direção à região venezuelana, além da significativa erosão de litologias de grande parte do Grupo Suapi (formações Uiramutã, Verde, Pauré e Cuquenán);
 5. Os depósitos vulcanossedimentares da Formação Uaimapuê processaram-se indiferentemente em ambiente flúvio-deltaico (açã de ondas e marés) a marinho raso. A denominação “Uaimapuê” de Reid (1972) mantém prioridade cronológica sobre a terminologia “Uailã” de Santos (1985);

6. A Formação Matauí é comum a ambos países e teve sua sedimentação em paleoambiente de praia com domínio de ondas. O topo da sucessão registra a definitiva regressão marinha materializada pelo “Mar Verde”;
7. Existe amplo domínio da ação de maré e presença de ondas de tempestade na sedimentação das formações Uiramutã, Verde, Pauré, Cuquenán, Quinô, Uaimapué e Matauí, que juntas, refletem extenso período de tempo que envolveu soerguimentos e subsidências do Bloco Sedimentar Pacaraima;
8. As denominações estratigráficas propostas tornam-se prioritárias no decorrer das futuras investigações estratigráficas dos sistemas e ambientes deposicionais do BSP nos territórios venezuelano, brasileiro e guianense, e evitam a utilização de terminologias locais, compartimentações alfanuméricas ou do tipo basal, médio e superior, pouco esclarecedoras de suas seções-tipo;
9. O novo emprego da terminologia estratigráfica “Formação Uiramutã”, fundamenta-se na discriminação do compartimento transicional que caracteriza o afogamento do sistema fluvial Arai e início da transgressão marinha (Formação Verde);
10. A correspondência litoestratigráfica e similar arranjo paleoambiental das rochas sedimentares Roraima tanto no Brasil como na Venezuela, permite sugerir neste estudo, a aplicação e extensão do termo “supergrupo” para a região venezuelana.

AGRADECIMENTOS

À geóloga Elis Lugo e técnico em mineração Nelson Rivero da CVG – Tecmin, pela valiosa contribuição nesta integração estratigráfica. Ao apoio logístico do geógrafo Miguel Luna da CVG, durante a permanência e deslocamento em Santa Elena de Uairén. À revisão e sugestões efetuadas pelo geólogo Ms. Afonso César Rodrigues Nogueira do Departamento de Geociências da Universidade do Amazonas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOUMAN, Q.C. 1959. *The Roraima Formation, Northern of Territorio do Rio Branco*. Belém, Petrobras/Renor, Relatório Interno 350-A, 17 p.
- CASTRO, J.C. & BARROCAS, S.L.S. 1986. *Fácies e Ambientes Depositionais do Grupo Roraima*. PETROBRAS/CENPES, Rio de Janeiro, 20p., il.
- COSTI, H.T.; PINHEIRO, S. da S. & REIS, N.J. 1988. Rochas Piroclásticas da Formação Uailã, Supergrupo Roraima, Território Federal de Roraima. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte, v.3, p. 1339-1348.
- FRAGA, L.M.B.; REIS, N.J. & PINHEIRO S. da S. 1994. Arranjo Estrutural do Segmento Sul do Bloco Pacaraima, Estado de Roraima, *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 4, Belém, 1994 *Anais...*, Belém, Pará, SBG, p 7-8.
- GANSSER, A. 1954. Observations of the Guiana Shield (South America). *Eclog. Geol. Helv.*, 47: 77-112.

- GARCIA, A.; LUGO, E.; MARTÍNEZ, M.; RIVERO, I. & RENDÓN, I. 1989. *Informe de Avance Hojas NB-20-15, NA-20-3. Clima, Geología, Geomorfología, Suelos, Vegetación*. Tomo I, C.V.G., Tecmin C.A., Ciudad Bolívar, Venezuela.
- GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI JR., W.J. & SANTOS, J.O.S. 1997. Geochronology of Precambrian Rocks from the Northern Part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*.
- GHOSH, S.K. 1981. Geology of the Roraima Group and its implications. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 1., Venezuela, 1985. *Memória... Venezuela*, Dirección General Sectorial de Minas y Geología, p. 22-30 (Boletim 6).
- MENEZES FILHO, N.R. de 1988. *Relatório de Excursão (Projeto Caburaí, Roraima)*. CPRM, Superintendência Regional de Salvador, Bahia, Relatório Interno, Março 1988, il., 25p.
- NORCROSS, C.E.; DAVIS, D.W. & SPOONER, E.T.C. 1998. U-Pb Geochronology of the Omai Intrusion-Hosted Au Quartz Vein Deposit and Host Rocks, Guyana, South America. *GSA Annual Meeting*, Toronto, Ontario, p. A-127.
- OEA 1997. Projeto Conjunto Brasil – Venezuela para o Ordenamento Territorial e o Zoneamento Ecológico – Econômico da Região Fronteiriça entre Pacaraima e Santa Elena de Uairén, 1988, 3 v.
- PINHEIRO, S. da S.; REIS, N.J. & COSTI, H.T. 1990. *Geologia da Região de Caburaí, Estado de Roraima*. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 91 p., il.

- REID, A.R. 1972. Stratigraphy of Type Area of the Roraima Group, Venezuela. In: INTERGUYANAS GEOLOGICAL CONFERENCE, 9, Georgetown, 1972. *Abstract...* Georgetown, British Guiana, Spec. Publ. (6), p. 343-353.
- REID, A.R. & BISQUE, R.E. 1975. Stratigraphy of the Diamond-Bearing Roraima Group, Estado Bolívar, Venezuela. *Quarterly of Colorado School of Mines*, v.70 (1) : 61-82.
- REIS, N.J.; PINHEIRO, S. da S. & CARVALHO, J.E. 1985. Subdivisão Litoestratigráfica da Formação Suapi - Grupo Roraima, Território Federal de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. *Anais...* Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte, v.1, p. 408-420.
- REIS, N.J.; PINHEIRO, S. da S.; COSTI, H.T. & SOUZA CRUZ, C. E. de 1988. A Subdivisão do Grupo Suapi no Contexto do Supergrupo Roraima, Porção Setentrional do T.F. de Roraima. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém, Pará, DNPM/SBG, v.1, p.389-398.
- REIS, N.J.; PINHEIRO, S. da S.; COSTI, H.T. & SENA COSTA, J.B. 1990. A Cobertura Sedimentar Proterozóica Média do Supergrupo Roraima no Norte do Estado de Roraima, Brasil: Atribuições aos seus Sistemas Depositionais e Esquema Evolutivo da sua Borda Meridional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, RN, SBG, v.1, p.
- REIS, N.J. & CARVALHO, A. de S. 1996. Coberturas Sedimentares do Mesoproterozóico do Estado de Roraima. Avaliação e Discussão do Modo de Ocorrência, com Especial Enfoque ao Bloco Pacaraima (Supergrupo Roraima). *Revista Brasileira de Geociências*, 26(4):217-226.

- REIS, N.J.; LUGO, E. & RIVERO, N. 1997. Projeto Conjunto Brasil – Venezuela para o Ordenamento Territorial e o Zoneamento Ecológico – Econômico da Região Fronteira entre Pacaraima e Santa Elena de Uairén, *Geologia*, Volume II, p. 143-178.
- REIS, N.J. & ARAÚJO NETO, H. de 1998. Avaliação Ambiental de Áreas Degradadas pela Mineração no Vale do Rio Quinô – RR. *Geologia*. Capítulo 6, p. 37-44.
- SALAZAR, E.; BRICEÑO, C.; SARDI, G.; ESTANGA, E. & MOREIRA, A. 1987. *Informe Geológico de Avance Hojas NB-20-4, NB-20-8, NB-20-12 e NB-20-16*. PIRNRG. C.V.G. Tecmin C.A., Ciudad Bolívar, Venezuela.
- SANTOS, J.O.S. 1985. A subdivisão Estratigráfica do Grupo Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. *Anais...* Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte, v.1, p.421-431.
- SANTOS, J.O.S.; REIS, N.J. & COSTI, H.T. 1990. In: PINHEIRO, S. da S. *et al.*, *Geologia da Região de Caburáí, Estado de Roraima*. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, p. 43-44.
- SANTOS, J.O.S. 1999. *New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces*. In: *New Developments in Economic Geology*. Center for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. University of Western Australia. Perth, jan. 1999. 10 p.
- SENA COSTA, J.B.; REIS, N.J.; PINHEIRO, S. da S. & PESSOA, M.R. 1991b. Organização litoestrutural do Mesoproterozóico do extremo norte do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém. 1991. *Anais...* Belém, PA, SBG, p.179-192.

- SIMÓN, C.; CASTRILLO, J. R. & MUÑOZ, N. C. 1985. Sedimentología en Zonas de Santa Elena de Uairén y Monte Roraima. Edo. Bolívar, Venezuela. S.V.G. *In*: CONGRESO GEOLÓGICO VENEZOLANO, 6, Caracas, 1985. *Memoria...* Caracas, Venezuela, M.M.H., Tomo II.
- YÁNEZ, G. A. 1972. Provincia Geológica de Roraima, Geología Estructural e Geomorfología de su Parte Septentrional entre los ríos Paragua y Caroni, Venezuela. *In*: CONGRESO GEOLÓGICO VENEZOLANO, 4, Caracas, 1972. *Memoria...* Caracas, Venezuela, tomo IV, p. 2122- 2131.
- YÁNEZ, G.A. 1974. Geología del area de Santa Elena de Uairén (Mapa de interpretación fotogeológica de 12.000 km² en escala 1:250.000.) *In*: CONFERENCIA GEOLOGICA INTER-GUYANAS, 9, Ciudad Guayana, 1974. *Memoria...* Ciudad Guayana, Venezuela, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología, Publ. Esp. 6: 66-667.
- YÁNEZ, G. A. 1977. Provincia Geológica de Roraima, Geología Estructural e Geomorfología de su Parte Sur-Oriental, Venezuela. *In*: CONGRESO GEOLÓGICO VENEZOLANO, 5, Caracas, 1977. *Memoria...* Caracas, Venezuela, tomo II, p. 845-854.
- YÁNEZ, G. A. 1984. Geology and Geomorphology of Roraima Group in Southeastern Venezuela. Ph.D. Thesis. Dept. of Geology of Purdue University, Indiana, USA.
- YÁNEZ, G. A. 1985. Geologia e Geomorfología do Grupo Roraima en el Sureste de Venezuela. *In*: CONGRESO GEOLÓGICO VENEZOLANO, 6, Caracas, 1985. *Memoria...* Caracas, Venezuela, tomo II, p. 1243-1306.

5

**A LATERITIZAÇÃO NA GÊNESE DAS
SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO DA
REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO
BALBINA, NORDESTE DO AMAZONAS**

Adriana Maria Coimbra Horbe ^{1,5}

Afonso César Rodrigues Nogueira ^{1,4}

Marco Antonio Horbe ²

Marcondes Lima da Costa ^{3,6}

Kenitiro Suguio ^{4,5}

¹Fundação Universidade do Amazonas - Departamento de Geociências
Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos, 3000 - Japiim, CEP 69.077-000. Manaus – Amazonas
e-mail: ahorbe@fua.br

²CPRM – Serviço Geológico do Brasil - SUREG-MA
Av. André Araújo, 2160 - Aleixo, CEP 69.060-001. Manaus - Amazonas
e-mail: mlc@ufpa.br

³Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências
Campus Universitário do Guamá, Caixa Postal 1611, CEP 66.075-110. Belém – Pará
e-mail: acrnogue@usp.br

⁴Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar do IGC-USP. Rua do Lago, 562,
Cidade Universitária, CEP 05.422-970, Caixa Postal 11348, São Paulo-SP

RESUMO	147
ABSTRACT	148
INTRODUÇÃO	149
ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS	151
MATERIAIS E MÉTODOS	152
CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS LATERÍTICOS	153
Perfil 1	153
Perfil 2	157
Perfil 3	163
Composição química	160
Óxidos maiores	160
Elementos-traço	161
SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO	163
EVOLUÇÃO DOS PERFIS LATERÍTICOS E DAS SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO	164
CONCLUSÕES	170
AGRADECIMENTOS	171
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	172

RESUMO

Platôs sustentados por perfis lateríticos, bem expostos na região de Presidente Figueiredo - Balbina, caracterizam parte do relevo do nordeste do Estado do Amazonas, região norte do Brasil. Os perfis foram desenvolvidos sobre rochas siliciclásticas das formações Nhamundá (Siluriano inferior) e Alter do Chão (Cretáceo Superior) e caracterizam-se pela presença dos horizontes mosqueado (base), ferruginoso, aluminoso e latossolo (topo). Os três tipos de perfis estudados registram a atuação de pelo menos duas fases de lateritização/ bauxitização distintas e individualizam superfícies de aplanamento (SA) formadas durante períodos climáticos secos e com predominância de intemperismo mecânico. O perfil 1, com horizonte bauxítico bem desenvolvido e representado pelos platôs acima de 180 m de altura (SA1), formou-se a partir do fim do Neocretáceo ao Eoceno. O perfil 2, com horizonte ferruginoso rico em quartzo e horizonte bauxítico incipiente, parcialmente fragmentado e encontrado em platôs com 150 a 160 m de altura (SA2), é provavelmente do Mioceno. Processos de dissecação do relevo da região promoveram sucessivas fases de remoção e acumulação coluvionar de parte destes perfis desde o final do Terciário, culminando na formação de uma superfície com altitudes inferiores a 150 m (SA3) no Quaternário. Na SA3 predomina o perfil tipo 3, caracterizado pelas linhas de pedra ou camadas de pedras com fragmentos de horizontes ferruginosos e latossolos alóctones. A preservação dos pediplanos desta parte da Amazônia indica que os processos intempéricos foram de intensidade e duração suficientes para formar crostas ferruginosas ou aluminosas que preservaram o material intemperizado da remoção total durante os períodos de erosão, denudação e aplanamento.

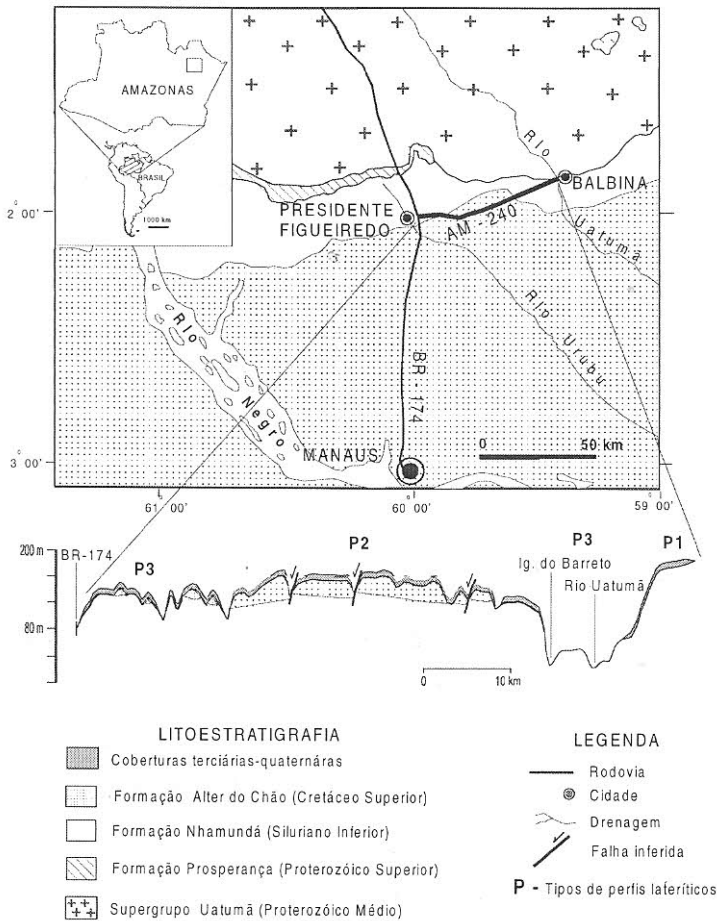
ABSTRACT

The tableland relief of the northeastern part of the state of Amazonas, northern Brazil, is supported by lateritic profiles, which are well exposed in the Presidente Figueiredo-Balbina region. The profiles were developed on Silurian (Nhamundá Formation) and Upper Cretaceous (Alter do Chão Formation) siliciclastic rocks and are formed by mottled (basal), ferruginous and/or aluminous crusts and latosol (top) horizons. Three types of profiles were identified which record two distinct lateritization and/or bauxitization phases, characterizing three planation surfaces (SA). Type 1 (SA1), considered of Late Cretaceous to Eocene in age, exhibits a well-developed bauxite horizon, representing a tableland higher than 180 m altitude. Type 2 (SA2), probably Miocene, consisting of a quartz-rich ferruginous crust and an incipient bauxite horizon, is partially fragmented and situated at an altitude of 160 m. Landscape dissection processes in the region promoted various colluviation phases that caused partial dismantlement of the profiles since the terminal Tertiary. These pediplanation phases persisted up to Quaternary generating thick latosols accumulations and a third tableland (SA3) lower than 150 m in altitude. The SA3 (type 3 profile) is characterized by the stone layers or lines with ferruginous fragments and colluvial latosols. The preservation of these tablelands in this part of Amazon region indicates that weathering processes were of sufficient intensity and duration to form a hard ferruginous or bauxitic duricrust that preserved the weathered material from total removal by subsequent erosion, denudation and planation.

INTRODUÇÃO

Superfícies de aplanamento sustentadas por perfis lateríticos terciários e quaternários são as principais características do relevo do NE do Estado do Amazonas. Estas feições, observadas em toda a Amazônia, foram desenvolvidas sobre rochas sedimentares fanerozóicas, dissecadas desde o Terciário (Kotschoubey & Truckembrodt 1981; Bardossy & Aleva 1990; Costa 1991; Boulangé & Carvalho 1997, entre outros) e atualmente testemunham a recorrência de fases de prolongada lateritização.

A lateritização é um processo de alteração das rochas, induzida por oscilações climáticas, marcada por modificações mineralógicas e químicas que geram perfis que apresentam teores elevados de Si, Fe, Al, Ti e, eventualmente, P em relação a rocha mãe. As rochas alteradas desenvolvem horizontes com características texturais próprias que, quando mais endurecidos, formam horizontes (crostas) com concentrações de elementos químicos de mobilidade mais reduzida. A investigação dos perfis lateríticos dos platôs da Região de Presidente Figueiredo e Balbina, ao longo de afloramentos da rodovia AM-240 (Figura 1), mostrou que estes são, em grande parte, responsáveis pela preservação das superfícies de aplanamento influenciando expressivamente na evolução geomorfológica local. Avalia-se também neste trabalho, o significado estratigráfico destas superfícies topográficas e sua utilização para guiar estudos de correlação, pelo menos desta parte da Amazônia Ocidental.



Figural: Mapa de localização e geológico da região de Presidente Figueiredo - Vila Balbina. A topografia da área e a zona de ocorrência dos perfis estudados são mostrados na seção em destaque. Unidades do Siluriano Médio e Devoniano Inferior do Grupo Trombetas (Formação Pitinga e Manacapuru) não foram representados devido à escala reduzida do mapa. P1 representa a zona de ocorrência do perfil 1 que sustenta a SA1, P2 zona de ocorrência do perfil 2 que sustenta a SA2 e P3 zona de ocorrência do perfil 3 que sustenta a SA3.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

A região estudada está situada na borda norte da Bacia do Amazonas e os perfis lateríticos apresentam como rocha-mãe os sedimentos siliciclásticos das formações Nhamundá e Alter do Chão (Figura 1). A Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) consiste em quartzo arenitos e pelitos e a Formação Alter do Chão (Cretáceo Superior) é composta de arenitos feldspáticos/caulínicos, quartzo arenitos, conglomerados e pelitos subordinados. As rochas mais antigas, encontradas ao norte da área estudada, também foram afetadas pela lateritização, mas não são analisadas neste trabalho. Estas rochas incluem o Supergrupo Uatumã (Proterozóico Médio) e a Formação Prosperança (Proterozóico Superior) (Figura 1).

O relevo da região é formado pelo Planalto Dissecado Rio Trombetas-Rio Negro (RADAMBRASIL 1978), caracterizado por vales amplos, interflúvios tabulares (platôs) e encostas ravinadas desenvolvidas sobre a Formação Alter do Chão e pelo Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas, marcado por uma superfície tabular dissecada sobre as rochas das formações Nhamundá e Prosperança. A amplitude média de relevo é da ordem de 100 m, embora localmente possa atingir 200 m. O entalhe dos platôs é devido a uma drenagem dendrítica com densidade média que, em muitos locais, encontra-se encaixada em falhas, cuja presença é indicada por quedas d'água e corredeiras (Sarges & Nogueira 1988). Estas falhas são orientadas predominantemente nas direções NE-SW e NW-SE, com rejeitos normais e/ou oblíquos, mais facilmente reconhecidos quando deslocam os horizontes lateríticos (Nogueira *et al.* 1997).

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a confecção do perfil topográfico da área estudada foram utilizados os dados de levantamento planialtimétrico (escala 1: 2.000) realizado para a construção da rodovia am-240, fornecidos pela eletronorte. Informações adicionais sobre a topografia da região foram obtidas de imagem de satélite tm/landsat-5, banda 4, cenas wrs 230/61 e 231/61 e de cartas planialtimétricas, ambas na escala 1: 100.000.

O estudo de afloramentos consistiu na descrição dos perfis e visualização geométrica das fácies e horizontes lateríticos. Posteriormente foram feitas coletas sistemáticas de amostras de cada horizonte dos dois perfis completos, separando-se a fração areno-argilosa friável, denominada matriz, da dos fragmentos do horizonte ferruginoso. O número de amostras coletadas aumentava de acordo com a maior espessura do horizonte estudado.

As amostras foram secas, quarteadas e pulverizadas, sendo a seguir submetidas a análises químicas e de difração de raios x para determinação das composições químicas e identificação dos minerais presentes. Foram analisados SiO_2 e perda ao fogo (PF) por gravimetria, Al_2O_3 por volumetria, Fe_2O_3 e TiO_2 por colorimetria e os elementos-traço V, Cr, Co, B, Ba, Nb, Mo, Zr, Ga, Y e Sc por espectrografia ótica de emissão, Ni, Pb, Zn, Mn e Cu por absorção atômica, As e Hg por geração de hidretos combinada com absorção atômica e, finalmente, U por fluorescência de Raios X. Os dados de difração de raios x e da análise química dos óxidos maiores permitiram quantificar a composição mineralógica das amostras.

CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS LATERÍTICOS

Perfil 1

Operfil 1 que sustenta os platôs situados entre 180 m e 190 m de altura (P1 da Figura 1) é desenvolvido sobre os quartzos arenitos e pelitos da Formação Nhamundá. Ocorre principalmente em zonas de encosta, truncado pelo nível de erosão atual (Figuras 2A e 2B) e com melhor exposição no km 83 da rodovia AM-240. É composto, da base para o topo, por quatro horizontes: mosqueado, aluminoso, ferruginoso e latossolo (Figuras 2 e 3).

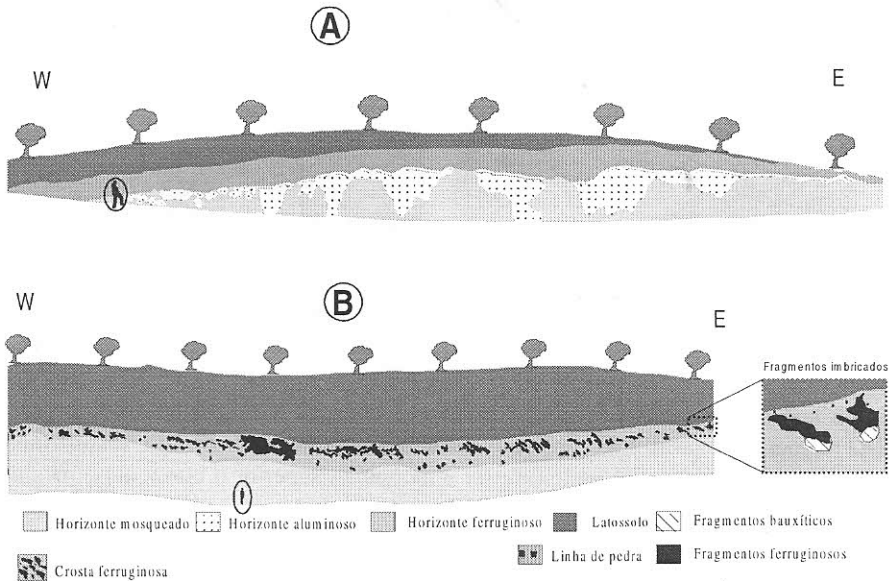


Figura 2: Seções panorâmicas dos afloramentos representativas do perfil 1 (seção 1) e 2 (seção 2).

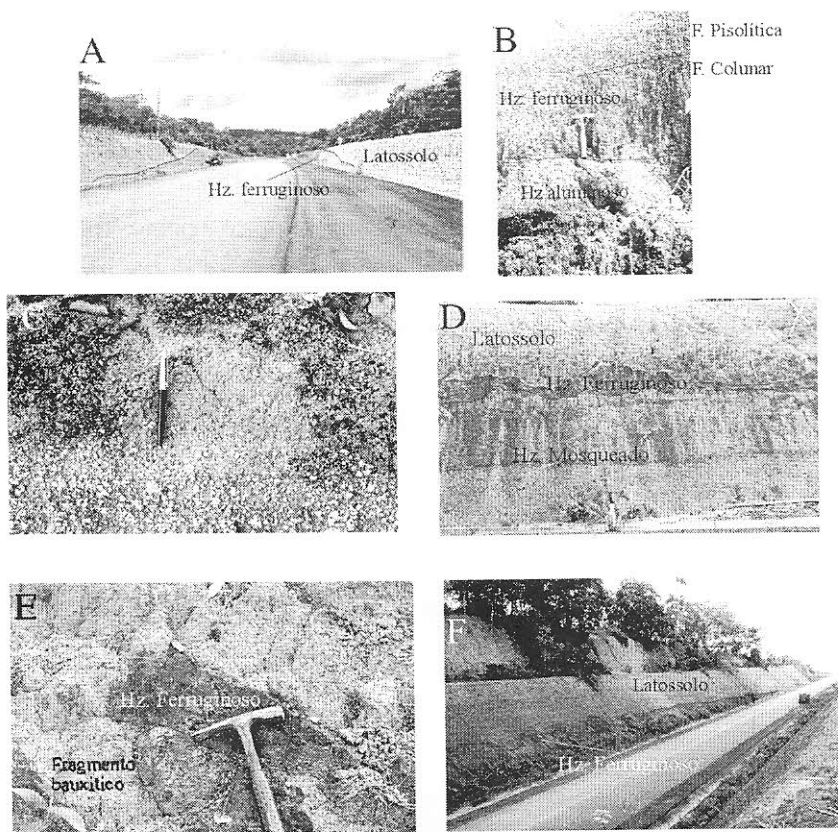


Figura 3: Aspectos gerais e de detalhe dos perfis estudados A - Superfície de aplanamento (SAI) truncando o perfil 1 na zona de encosta; B- Estruturação do perfil 1: textura maciça do horizonte aluminoso na parte inferior e na porção superior o horizonte ferruginoso dividido em fácies colunar e pisolítica; C- Zona de transição entre o horizonte ferruginoso e o latossolo do perfil 1: observa-se a granodrecrescência dos pisólitos até a predominância do material argilo-arenoso; D- Variação de espessura do horizonte ferruginoso do perfil 2; E- Fragmento da crosta aluminosa (ponta do martelo) em contato com fragmentos no horizonte ferruginoso do perfil 2, ambos estão envolvidos pelo latossolo; f- Visão geral do perfil 2: observa-se o horizonte ferruginoso na base e o latossolo no topo, a superfície topográfica está demarcando a SA2.

Horizonte mosqueado (espessura de até 1,3 m)

Este horizonte é composto essencialmente por caulinita (Tabela 1) e caracteriza-se pela coloração amarelo-esbranquiçada e aspecto friável. Manchas de óxi-hidróxidos de Fe tornam-se mais freqüentes para o topo do horizonte, concedendo-lhe uma coloração avermelhada.

Tabela 1: Composição mineralógica dos perfis estudados em % em peso.

Horizontes	Quartzo	Caulinita	Gibbsita	Hematita+Goethita	Anatásio
<i>Perfil 1</i>					
<i>Latossolo</i>	5	71	<1	13	2
<i>Horizonte Ferruginoso</i>					
Matriz da fácies pisolítica	-	65	23	8	2
Fácies pisolítica	5	10	65	19	<1
Matriz da fácies colunar	10	64	16	7	2
Fácies colunar	-	50	5	43	<1
<i>Horizonte aluminoso</i>	-	11	83	4	<1
<i>Horizonte mosqueado</i>	-	92	1	5	<1
<i>Perfil 2</i>					
<i>Latossolo</i>	35	14	43	6	1
*					
	5	81	7	6	<1
*					
	5	85	4	4	<1
	5	71	18	4	1
	5	73	17	5	1
	10	66	18	4	1
	5	73	15	4	1
<i>Horizonte Ferruginoso</i>					
Matriz	5	87	3	4	1
Fragmentos ferruginosos	22	4	25	46	<1
Fragmentos bauxíticos	7	34	52	7	<1
<i>Horizonte mosqueado</i>	10	68	15	4	3

* amostras não analisadas

Horizonte aluminoso (espessura entre 0,2 e 1,2 m)

Forma um nível tabular contínuo, adelgaçando-se e espessando-se lateralmente com expressiva variação da espessura (Figura 2A). A sua base, ao contrário do topo, é muito irregular e localmente interrompida por mais de 1 m, promovendo contato lateral com o horizonte mosqueado que pode, nesta situação, manter contato com o horizonte ferruginoso sobrejacente (Figura 2A). A crosta exibe cor avermelhada a rosada, com textura porosa, às vezes maciça, contendo porcentagem elevada de gibbsita (83%) que evidencia seu caráter bauxítico (Tabela 1).

Horizonte ferruginoso (espessura entre 0,5 e 1,1 m)

Este horizonte apresenta fácies colunar na base e pisolítica no topo. As colunas internamente exibem cor marrom-avermelhada e a borda externa apresenta tonalidades ocre a amarelada, refletindo diferenças na composição mineralógica, com predominância de hematita+goethita e caulinita, respectivamente (Tabela 1). A fácies pisolítica (Figura 3B), com até 40 cm de espessura, é constituída por pisólitos e nódulos de hematita e goethita envolvidos por plasma caulínico-gibbsítico avermelhado. Fraturas e fissuras estão preenchidas por matriz caulínica-gibbsítica com até 10% de quartzo (Tabela 1). O contato deste horizonte com o latossolo sobrejacente pode ser transicional ou brusco, com topo da fácies pisolítica parcialmente fragmentado (Figura 2A). A passagem gradual pode ser mais bem observada na porção central do platô de Balbina, sendo indicada através de uma zona com 10 cm de espessura com pisólitos ferro-aluminosos apresentando envelope porcelanado alumino-silicoso

amarelado (Figura 3C). A frequência e espessura dos envelopes aumentam para o topo desse horizonte, em detrimento dos pisólitos e nódulos, até passar para o material argilo-arenoso típico do latossolo.

Latossolo (espessura de até 1,5 m)

Apresenta cor ocre com composição mais caulínica e ferruginosa que a matriz do horizonte sotoposto (Tabela 1). Apresenta textura microagregada sem estruturação visível.

Perfil 2

Este perfil sustenta os platôs com cota entre 150 m e 160 m (P2 da Figura 1) e desenvolve-se sobre os arenitos da Formação Alter do Chão. Em ocorrências próximas, as vertentes dos platôs mostram-se fraturadas *in situ*, com fragmentos suavemente rotacionados, porém sem modificar a tabularidade dos horizontes representados, da base para o topo, pelos mosqueado, aluminoso, ferruginoso e latossolo (Figura 2B):

Horizonte mosqueado (espessura entre 0,5 e 6,0 m)

Destaca-se por sua textura friável, cor branco-amarelada de composição predominante de caulinita e, subordinadamente, gibbsita e quartzo (Figuras 2B e 3D, Tabela 1). Apresenta-se manchado por hematita e goethita, que fornece localmente a tonalidade avermelhada. As espessuras menores encontram-se nas encostas.

Horizonte aluminoso (espessura de até 0,1 m)

Forma um nível descontínuo e pouco espesso, apresenta-se fragmentado e acompanha aproximadamente o topo do horizonte mosqueado (Figura 3E). Os fragmentos de composição aluminosa (bauxítica), com menos de 10 cm de diâmetro, apresentam-se endurecidos e localmente friáveis, ocorrendo, às vezes em contato direto com os fragmentos ferruginosos do horizonte superior (Figuras 2B e 3E). Mostram textura homogênea, cor rosada e composição predominante de gibbsita e, subordinadamente, de caulinita (Tabela 1).

Horizonte ferruginoso (espessura entre 0,3 e 2,4 m)

É formado por fragmentos com até tamanho bloco de dimensões métricas e contornos irregulares, emersos em matriz caulínica (Tabela 1). Constitui um conjunto aproximadamente tabular e contínuo por vários quilômetros ou, lateralmente, pode mostrar espessura variável com adelgaçamentos e espessamentos em função do tamanho dos fragmentos presentes (Figuras 2B, 3D e 3F). Os fragmentos têm textura homogênea e são compostos de grãos de quartzo e, localmente, por seixos e grânulos de quartzo, herdados da rocha-mãe, envolvidos por plasma ferruginoso marrom escuro a avermelhado constituído de hematita, goethita e gibbsita (Tabela 1). Localmente, os fragmentos mostram-se rotacionados desenvolvendo uma suave imbricação em direção a vertente do platô, ou ainda encontram-se dispostos caoticamente preenchendo depressões ou canalizações.

Latossolo (espessura de até 9,5 m)

Tem cor ocre, com estrutura interna maciça, essencialmente caulinitico, com 15% a 18% de gibbsita na base, passando a mais caulinitico na porção intermediária e aumentando o conteúdo gibbsítico e de grãos de quartzo para o topo (Tabela 1). O contato inferior é irregular (Figuras 3D e 3F), onde observa-se, aproximadamente 10 cm acima do horizonte ferruginoso, um nível de até 5cm de espessura formado por concreções esferulíticas de óxidos e hidróxidos de ferro com menos de 1 cm de diâmetro, formando uma linha de pedra.

Perfil 3

Este perfil desenvolve-se nas áreas mais dissecadas dos platôs, sobre a Formação Nhamundá e, principalmente, nos sedimentos Alter do Chão (P3 da Figura 1). É formado na base do perfil pelo horizonte mosqueado em cujo topo ocorrem os latossolos de coloração amarelada a avermelhada. Eventualmente entre o mosqueado e o latossolo ocorre um horizonte ferruginoso totalmente fragmentado de até 1,2 m de espessura, análogo ao gravillionaire de Tardy (1993), com fragmentos milimétricos a centimétricos (concreções, nódulos e pisólitos) de composição aluminosa e/ou ferruginosa. O latossolo pode ainda exibir, contato erosivo com linhas de pedra de até 0,2 m de espessura, também constituídas por fragmentos centimétricos ferruginosos e subordinadamente aluminosos. Algumas vezes, as linhas de pedra ocorrem intercaladas ao latossolo, organizadas em ciclos de até 1m com gradação normal.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA

Óxidos maiores. Ambos os perfis, por se desenvolverem sobre arenitos arcoseanos e quartzo arenitos com intercalações argilosas, caracterizam-se por pequena variação na composição química (Tabela 2).

Tabela 2: Composição química dos perfis estudados em % em peso

Horizontes	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	PF
<i>Perfil 1</i>					
<i>Latossolo</i>	37,92	29,52	13,30	2,02	15,26
<i>Horizonte Ferruginoso</i>					
Matriz da fácies pisolítica	30,32	40,55	7,90	1,57	18,80
Fácies pisolítica	9,65	46,37	19,16	0,14	24,30
Matriz da fácies colunar	39,61	35,81	7,24	1,84	14,90
Fácies colunar	23,49	22,86	42,93	0,73	10,32
<i>Horizonte aluminoso</i>	5,28	58,98	3,74	0,80	30,18
<i>Horizonte mosqueado</i>	42,64	36,63	4,72	0,58	13,79
<i>Perfil 2</i>					
<i>Latossolo</i>	41,53	33,32	6,44	1,31	15,80
*					
	42,50	36,47	6,21	0,73	14,48
*					
	44,40	36,36	4,48	0,63	14,70
	37,96	39,74	4,27	1,12	16,12
	38,96	39,74	4,64	1,43	15,70
	40,92	37,67	3,98	1,56	14,83
	38,87	38,26	4,24	1,44	15,35
<i>Horizonte Ferruginoso</i>					
Matriz	45,38	36,07	4,02	0,97	13,83
Fragmentos ferruginosos	23,83	17,74	46,43	0,56	9,88
<i>Fragmentos bauxíticos</i>	41,30	37,74	3,42	1,41	14,28
<i>Horizonte mosqueado</i>	42,46	37,57	3,57	3,02	13,92

* amostras não analisadas

Os horizontes mosqueados dos perfis 1 e 2, essencialmente cauliniticos, são sílico-aluminosos cuja razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ em torno de 1,3 é típica da caulinita.

O Al_2O_3 é mais elevado no horizonte aluminoso do perfil 1 enquanto os fragmentos bauxíticos do perfil 2, que contém além de gibbsita, caulinita e quartzo, apresentam teor bem inferior.

Os teores máximos de Fe_2O_3 estão no horizonte ferruginoso de ambos os perfis (Tabela 2). No perfil 1 os teores mais altos estão na fácies colunar enquanto na fácies pisolítica predomina o Al_2O_3 . A matriz dos perfis 1 e 2 tem mais SiO_2 e Al_2O_3 e menos Fe_2O_3 que o seu arcabouço ferruginoso (Tabela 2) assemelhando-se a composição química dos horizontes mosqueados.

Os latossolos de ambos os perfis são sílico-aluminosos. No perfil 2 é notável o aumento de SiO_2 e Fe_2O_3 e a diminuição de Al_2O_3 no topo do perfil (Tabela 2) caracterizando os teores mais elevados em gibbsita e quartzo em relação a sua porção basal.

O TiO_2 apresenta baixos teores que variam ao longo dos perfis entre 0,5% e 2,0% com tendência de ser mais elevado na matriz e no solo. A perda ao fogo (PF) é mais elevada no horizonte aluminoso e na fácies pisolítica do perfil 1 onde a proporção de gibbsita é maior (Tabela 1) enquanto os fragmentos bauxíticos do perfil 2, com teores menores desse mineral, a PF é similar ao restante do perfil.

Elementos-traço. Apesar de desenvolvidos sobre rochas sedimentares de formações diferentes, ambos os perfis caracterizam-se por concentrações de Co, Ba, B, Mo, Y, Nb, Cu, Pb e U muito baixas e próximas aos limites de detecção (Tabela 3). As maiores variações estão nos teores de Mn e Hg, que

são mais elevados no perfil 1, sugerindo pequenas diferenças composicionais na rocha mãe ou um maior enriquecimento nos perfis mais antigos. O V, Cr, Ga, Ni, As e, em parte o Sc, normalmente associados aos óxidos e hidróxidos de Fe, apresentam teores mais elevados nos horizontes ferruginosos, especialmente o V no perfil 2 e o Cr no 1. Os teores de Zr são mais altos no topo dos latossolos em consequência do seu enriquecimento residual, enquanto os teores de Zn são baixos e aproximadamente constantes ao longo dos dois perfis. No perfil 2, V, Cr, B, Zr, Ga e Mn apresentam teores mais elevados nos quatro metros superiores do latossolo. Este fato, além da marcante variação na composição mineralógica e dos óxidos maiores em relação a parte inferior, sugere aloctonia do topo do perfil.

Tabela 3: Concentração dos Elementos-traço nos perfis 1 e 2 (em ppm)

Horizontes	V	Cr	B	Mo	Zr	Ga	Sc	Zn	Ni	Mn	Cu	As	Hg	U
<i>Perfil 1</i>														
<i>Latossolo</i>	150	90	<10	<5	2000	120	7	27	26	360	9	7	60	16
<i>Horizonte Ferruginoso</i>														
Matriz da fácies pisolítica	98	92	12	<5	1200	120	<5	17	7	290	8	8	110	19
Fácies pisolítica	400	360	<10	5	1200	180	7	22	27	184	6	25	170	<15
Matriz da fácies colunar	134	73	<10	<5	1700	110	9	24	5	380	12	7	90	17
Fácies colunar	62	520	<10	12	720	194	15	26	44	118	9	38	280	17
<i>Horizonte aluminoso</i>	98	54	<10	<5	860	20	8	19	6	380	7	<1	100	<15
<i>Horizonte mosqueado</i>	7	28	<10	<5	1300	27	12	17	<5	460	9	<1	<50	<15
<i>Perfil 2</i>														
<i>Latossolo</i>														
	160	78	18	<5	1600	120	6	23	<5	174	8	7	60	18
	182	90	14	<5	1440	138	5	30	<5	148	9	6	50	<15
	59	98	12	<5	1400	138	5	26	<5	108	9	4	50	<15
	104	90	<10	<5	1600	106	8	17	6	320	9	5	50	16
	<5	33	<10	<5	550	21	<5	24	<5	102	8	4	50	21
	17	21	<10	<5	440	16	<5	17	<5	64	<5	5	50	<15
	<5	40	<10	<5	580	27	8	32	<5	112	<5	4	<50	<15
	13	79	<10	<5	580	52	<5	29	<5	92	6	5	<50	<15
	196	74	<10	<5	820	39	<5	20	<5	144	<5	5	<50	<15
<i>Horizonte Ferruginoso</i>														
Matriz	118	84	<10	<5	1060	39	7	15	7	84	6	5	<50	18
Fragmentos ferruginosos	820	250	<10	17	550	150	12	23	39	18	7	99	<50	16
<i>Fragmentos basálticos</i>	220	77	<10	<5	1160	132	7	28	10	134	9	6	<50	15

Horizonte mosqueado não analisado; Co, Ba, Nb, Y e Pb com teores abaixo do limite de detecção. Hg em ppb.

SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO

A análise de mapa topográfico e produtos de sensores remotos indica pediplanos com suave mergulho para sul na composição do relevo da região de Presidente Figueiredo e Balbina. Os platôs individualmente são separados um do outro por um conjunto principal de lineamentos direcionados para N, NW e NE. Três superfícies de aplanamento (SA) são identificadas na área estudada. SA1 entre 180 m e 190 m, SA2 entre 150 m e 160 m, e SA3, mais dissecada, abaixo de 150 m (Figura 1). A superfície SA1, sustentada pelo perfil 1, estende-se para leste da área, sendo bastante dissecada e irregular formando platôs que podem ter menos de 1 km de largura. A superfície SA2, sustentada pelo perfil 2, é bem marcada ao longo da rodovia AM-240 e ao norte desta rodovia, forma extensos platôs de dezenas de quilômetros quadrados. A SA3, marcada pelo perfil 3, ocorre a oeste e aparentemente alcança centenas de quilômetros quadrados ao sul da área estudada. Forma um relevo ondulado de colinas amplas e topos arredondados, necessitando ainda ser mais bem investigada.

EVOLUÇÃO DOS PERFIS LATERÍTICOS E DAS SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO

O processo intempérico se dá pela alternância de climas úmidos e secos e quiescência tectônica e erosiva. Nos intervalos de clima úmido e de maior estabilidade tectônica, predomina o intemperismo químico *in situ* das rochas, cuja intensidade e ciclicidade permite o desenvolvimento de horizontes mais espessos e estratificados, conduzindo a formação de horizonte aluminoso (bauxita) nos estágios mais avançados (Tabela 4). Acredita-se que durante o Cenozóico, tenham ocorrido dois períodos de climas secos (Neocretáceo-Paleoceno e Oligoceno) responsáveis pelo maior desenvolvimento das crostas ferruginosas, intercalados a intervalos de climas mais úmidos (Eoceno e Mioceno) que formaram as crostas aluminosas e os latossolos e desmantelaram as crostas ferruginosas (Tardy & Roquin 1998). As características topográficas, texturais e químicas dos perfis estudados mostram que eles tiveram histórias evolutivas diferentes. O perfil 1, com horizontes aluminoso e ferruginoso sobre a Formação Nhamundá e formando os platôs mais altos da região, seria provavelmente o mais antigo. O perfil 2, com horizonte ferruginoso menos estruturado e com teores mais elevados em quartzo, com horizonte aluminoso restrito a fragmentos centimétricos e teores mais baixos de Al_2O_3 que o horizonte aluminoso do perfil 1, estaria ligado a um estágio posterior de lateritização. Esse segundo estágio permitiu um maior desenvolvimento do perfil 1 levando a maior concentração de Al_2O_3 e Fe_2O_3 (Tabela 2) e a lateritização, na região estudada, da Formação Alter do Chão (perfil 2). A idade aptiana-cenomaniana da Formação Alter do Chão (rocha-mãe), depositada sob clima árido (Dino *et al.* 1999) corrobora esta interpretação.

Estruturas e Aspectos	Processos
Horizonte ferruginoso	Desidratação e endurecimento em clima seco
Horizonte aluminoso	Concentração <i>in situ</i> de Al em clima úmido
Pisólitos com envelope argiloso gradando para latossolo argiloso.	Alteração argilosa <i>in situ</i> do horizonte ferruginoso e/ou aluminoso por dissolução parcial.
Horizonte fragmentado	Intemperismo (desmantelamento) <i>in situ</i> do horizontes ferruginoso e/ou aluminoso
Ausência de perfil ou apenas presença dos horizontes mosqueados e/ou saprolítico	Intensa dissecação com erosão do topo do perfil laterítico
Imbricação dos fragmentos ferruginosos e aluminosos	Rastejamento (creep) de fragmentos ao longo de uma vertente
Linha de pedra com fragmentos e pisólitos	Retrabalhamento da parte superior do perfil laterítico (horizonte ferruginoso e aluminoso).
Imbricação do horizonte ferruginoso	Rastejamento seguindo uma vertente (<i>creep</i>).
Latossolo com espessura decamétrica.	Remoção do latossolo dos platôs mais elevados e acumulação nas encostas e vales.

tabela 4: Feições e processos referentes aos perfis lateríticos estudados.

A idade de formação de um perfil laterítico é ainda difícil de ser estabelecida. Na ausência de critérios estratigráficos mais precisos, os perfis lateríticos da Amazônia têm sido datados, indiscriminadamente, com base apenas nos graus de maturidade dos perfis (Costa 1991). Idades mais precisas dos períodos de lateritização na Amazônia ainda não foram estabelecidas. Apesar das datações obtidas, pelo método Ar/Ar, em minerais neoformados de Mn (Vasconcellos *et al.* 1994 e Ruffet *et al.* 1996) na Serra dos Carajás (PA) indicarem o início da lateritização entre 65 e 70 Ma (Cretáceo Superior - Paleoceno), ainda é necessário obter-se um maior número de idades deste tipo para que a extrapolação regional seja válida.

O horizonte aluminoso do perfil 2 com espessura reduzida e formado por pequenos e esparsos fragmentos deve ter se formado provavelmente sob o clima úmido do Mioceno. Embora os perfis lateríticos da região do Baixo Amazonas (Lucas 1997; Boulangé & Carvalho 1997) tenham se desenvolvido

também na Formação Alter do Chão, estes exibem horizontes aluminosos bem desenvolvidos, classificando-os como mais antigos que os do perfil 2 e sugerindo que a bauxitização foi mais prolongada na Amazônia Oriental. Desta forma, pode-se diferenciar pelo menos duas fases de bauxitização nesta parte da Amazônia, afetando, também, os perfis mais antigos e ocasionando a sua maior evolução/espessura. O segundo estágio de lateritização na região estudada permitiu um maior desenvolvimento do perfil 1 levando a maior concentração de Al_2O_3 e Fe_2O_3 e a lateritização da Formação Alter do Chão (perfil 2). A idéia da ocorrência destes dois eventos de bauxitização coincide com os dados obtidos na Guiana Francesa e Suriname (Aleva 1979; Tardy & Roquin 1998).

A distribuição geográfica dos perfis lateríticos com crosta ferruginosa, alcançando dezenas de quilômetros quadrados de extensão, sugere que a lateritização é, sem dúvida, o principal processo que condiciona a preservação dos platôs. Esta hipótese, já admitida anteriormente para outras regiões (Trendall 1962; Barbour 1966; McFarlane 1974; Nahon 1986; Ollier 1991), mostra a importância do carreamento e concentração de íons de Fe^{+3} e Al^{+3} a partir da movimentação vertical e horizontal da água subterrânea, resultando na lixiviação de extensas áreas e na formação dos horizontes lateríticos que, quando expostos, tornam-se mais endurecidos, preservando o topo dos platôs dos processos erosivos durante as fases de denudação e interferindo na evolução do relevo.

No nordeste do Amazonas, as superfícies de aplanamento ainda não foram adequadamente ordenadas no tempo e espaço. A região mais próxima à área estudada, onde o arcabouço geomorfológico foi relativamente bem estabelecido, é a do Escudo das Guianas. Os trabalhos de King (1964), McConnell (1968) e Berrangé (1977) propõem superfícies de aplanamento que se desenvolveram desde o Jurássico até o Recente. Com base nesses dados, a superfície sustentada pelo perfil 1 (SA1) poderia ser correlacionada à superfície de aplanamento Sul-Americana (Paleógeno) com o desenvolvimento do Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas (RADAMBRASIL 1978), enquanto que a do perfil 2 (SA2), corresponderia à superfície Velhas (Neógeno) relacionada ao Planalto Rio Trombetas - Rio Negro.

A SA2, de extensão quilométrica, desenvolvida exclusivamente no topo da Formação Alter do Chão do Cretáceo Superior, pode ser considerada um marco estratigráfico na correlação da parte superior desta unidade. Esta superfície registra uma abrupta mudança ambiental ocorrida após a deposição da Formação Alter do Chão, relacionada a uma prolongada exposição subaérea. A concepção do limite de seqüência deposicional formado por erosão e exposição subaérea e *bypassing* relacionado ao expressivo rebaixamento do nível de base deposicional (Vail *et al.* 1984; Van Wagoner *et al.* 1988) pode ser aplicado a esta superfície. A ausência de sedimentação do final do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior na Bacia do Amazonas (Dino *et al.* 1999), coadunada pela presença de perfis lateríticos (Costa, 1991), indica condições de soerguimento e exposição da região e favorece a interpretação da SA2 como limite de seqüência de baixa-ordem. Esta proposição também tem sido aplicada na inconformidade marcada por crosta laterítica que separa o Grupo Barreiras (Terciário Superior) da Formação Cujupe (Cretáceo Superior a Terciário?) na Bacia de São Luis, noroeste do Estado do Maranhão (Rossetti 1998).

A SA3 teve seu desenvolvimento durante o Quaternário. A SA1 é registrada também sobre rochas da Formação Prosperança e do Supergrupo Uatumã (Costa *et al.* 1988; Horbe *et al.* 1998) e, como a SA3, por se desenvolver sobre diversas unidades litológicas, não possui relevância estratigráfica.

As várias mudanças climáticas do final do Terciário até ao Quaternário favoreceram a continuidade do processo laterítico na área com a formação de perfis sem horizonte aluminoso (Fernandes Filho *et al.* 1996) e o desmantelamento parcial dos mais antigos, fornecendo matéria-prima para eluviação e coluviação (Tabela 4). As áreas de encosta dos platôs sofreram mais erosão, com profunda dissecação do relevo estando, atualmente desprovidas de horizonte ferruginoso. Os latossolos do perfil 1 foram gerados *in situ* como produtos do intemperismo do horizonte ferruginoso indicado pela relação de contato gradacional com a fácies pisolítica. Ao contrário, os latossolos do perfil 2, com marcante variação nos teores de caulinita, gibbsita e quartzo que se refletem na sua composição química, são pelo menos parcialmente alóctones. A estrutura maciça destes latossolos, espessura decamétrica e com linhas de pedra intercaladas sugerem que foram acumulados como colúvios por fluxo de massa em vales e encostas durante os processo de pediplanização. A fonte para este acúmulo provavelmente foram os latossolos do perfil 1, podendo esse processo ser estendido para outros perfis similares que ocorrem na região. Admite-se a possibilidade de que as fases de denudação tenham sido, em parte, induzidas por eventos neotectônicos na região (Fernandes Filho *et al.* 1996; Nogueira *et al.* 1997). Deste modo, os platôs despontam como

testemunhos das fases de lateritização na região estudada, preservados da intensa pediplanização até chegar aos dias de hoje. Todos esses eventos de lateritização e dissecação com esculpimento das superfícies de aplanamento ocorridas entre o Cretáceo Superior e o Recente, na região entre Presidente Figueiredo e a Vila Balbina, estão sintetizadas na Figura 4.

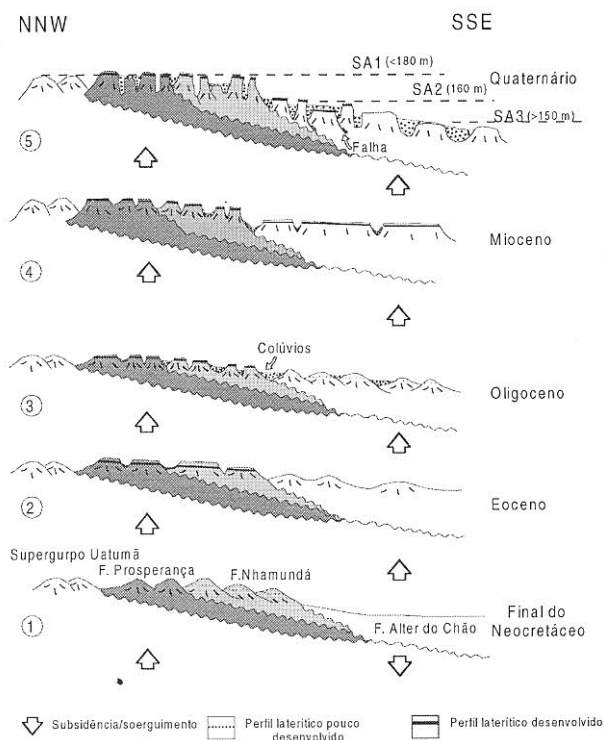


Figura 4: Esboço evolutivo da região entre Presidente Figueiredo e Vila Balbina, NE do estado do Amazonas. 1) Cretáceo Superior: término de deposição da Formação Alter do Chão (Cenomaniano) e lateritização da Formação Nhamundá. 2) Eoceno: esculpimento da superfície de pediplanização SA1 e soergimento da Formação Alter do Chão. 3) Oligoceno: dissecação de SA1 com formação de depósitos coluvionares e início da lateritização da Formação Alter do Chão. Superposição de processos lateríticos. 4) Mioceno: formação da SA2, formação do horizonte aluminoso sobre a Formação Alter do Chão, dismantelamento parcial da SA1 com formação de depósitos coluvionares. 5) Plio-Pleistoceno ao Quaternário: dissecação do relevo, formação da SA3, lateritização incipiente, orfotectônica e configuração atual.

Chão, dismantelamento parcial da SA1 com formação de depósitos coluvionares. 5) Plio-Pleistoceno ao Quaternário: dissecação do relevo, formação da SA3, lateritização incipiente, orfotectônica e configuração atual.

CONCLUSÕES

A investigação dos processos de lateritização, na região de Presidente Figueiredo e Vila Balbina, permitiu o reconhecimento de três perfis lateríticos geralmente capeados por latossolos. Estes perfis foram formados por intemperismo tropical polifásico e podem ser relacionados com dois episódios de bauxitização: no Eoceno (perfil 1) e Mioceno (perfis 1 e 2). O perfil 1, desenvolvido sobre as rochas sedimentares da Formação Nhamundá, apresenta horizontes bauxítico e ferruginoso bem desenvolvidos, alcança em média 4 m de espessura e sustenta a superfície SA1 com cotas acima de 180 m. O perfil 2, mais jovem e evoluído sobre rochas sedimentares da Formação Alter do Chão, é constituído por horizonte ferruginoso rico em quartzo e horizonte aluminoso incipiente, tem espessura em torno de 16 m e representa a superfície SA2 com cota média de 160 m. As diferenças mineralógicas, químicas e estruturais entre os perfis 1 e 2 mostram que eles tiveram evoluções distintas. A SA2 pode ser considerada como marco estratigráfico do topo da Formação Alter do Chão e interpretada como superfície limitante de seqüências estratigráfica de baixa-ordem. O perfil 3 truncado nos horizontes ferruginoso, mosqueado ou saprolítico com formação de horizonte fragmentado ou linha de pedra é desenvolvido sobre as formações Nhamundá e Alter do Chão e ocorre em cotas inferiores a 150 m que corresponde a SA3.

Os horizontes ferruginosos e aluminosos endurecidos sustentam os platôs da Região de Presidente Figueiredo e Balbina, levando à preservação dos pediplanos das fases de dissecação. As alternâncias climáticas associadas à intensa denudação da região, induzida em parte por movimentações neotectônicas, foram responsáveis pelo dismantelamento parcial dos perfis, especialmente nas encostas, favorecendo processos de eluviação e coluviação nos vales sobre paleossuperfícies que podem estar indicadas por linhas de pedra e, possivelmente pelas espessuras dos latossolos encontrados nos perfis sobre a Formação Alter do Chão.

AGRADECIMENTOS

À Fundação Universidade do Amazonas, pelo apoio logístico. Ao CNPq, pelo subsídio financeiro concedido ao Departamento de Geociências da Fundação Universidade do Amazonas, através do processo 520243/98-6 (Projeto “O Neocenoico da Amazônia Ocidental”). Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pelas críticas e sugestões que melhoraram o texto final.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEVA, G.J.J. 1979. Bauxitic and other Duricrusts in Suriname: a Review. *Geol. Mijnbouw*, 58: 321-336.
- BARBOUR, A.P. 1966. Nota sobre a Laterização e sua Consequência no Relevo do Território do Amapá. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 15(2):5-31.
- BARDOSSY, G. & ALEVA, G.J.J. 1990. Lateritic Bauxites. Amsterdam, Elsevier, 1990, 624p.
- BERRANGÉ, J.P. 1977. The Geology of Southern Guyana, South America. *Inst. Geol. Sci. Overseas Mem.* 4:112
- BOULANGÉ, B. & CARVALHO, A. 1997. The Bauxite of Porto Trombetas. *In: CARVALHO, A.; BOULANGÉ, B.; MELFI, A.J. & LUCAS, Y. (coord.). Brazilian Bauxites, USP/FAPESP/ORS-TOM, Brazil.* p.55-73.
- COSTA, M.L. da 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geol.*, 21: 146-160.
- COSTA, M.L. da; HORBE, M.A.; HORBE, A.M.C.; TEIXEIRA, J.T. & COSTA, W.A.M. 1988. A Região Laterítica-bauxítica do Pitinga-AM. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, Belém, Resumos..., Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte, v.1, p.22-26.
- DINO, R.; SILVA, O.B. & ABRAHÃO, D. 1999. Caracterização Palinológica e Estratigráfica de Estratos Cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL*, 5, Rio Claro, Boletim de Resumos. Rio Claro, São Paulo, p.557-565.

- FERNANDES FILHO, L.A.; COSTA, M.L. & COSTA, J.B.S. 1996. Registros Neotectônicos nos Lateritos de Manaus. *Geociências*, 16: 9-33.
- HORBE, A.M.C.; NOGUEIRA, A.C.R.; SOUZA, V.S. da & SOARES, E.A.A. 1999. A Lateritização na Evolução Morfológica da Região de Presidente Figueiredo - Estado do Amazonas. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, Manaus, Resumos Expandidos... , Manaus, Amazonas, SBG, Núcleo Norte, p.399-402.
- KING, L. 1964. Cyclic Denudation in Surinam - Int. Rept. Geol. Mijnb. Dienst Suriname, 12p.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1981. Evolução Poligenética das Bauxitas do Distrito de Paragominas - Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). *Rev. Bras. Geoc.* 11:193-202.
- LUCAS, Y. 1997. The bauxite of Juriti. *In: CARVALHO, A.; BOULANGÉ, B.; MELFI, A.J. & LUCAS, Y. (coord.). Brazilian Bauxites, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil.* p.107-136.
- McCONNELL, R.B. 1968. Planation Surface in Guyana. *Geogr. J.*, 134:506-520.
- McfARLANE, M.J. 1974. Lateritization and Landscape Development in Kyagwe, Uganda. *Q.J. Geol. Soc.*, London, 126: 501-539.
- NOGUEIRA, A.C.R.; SOUZA, V. & SOARES, E.A.A. 1997. Contribuições à Tectônica Cenozóica da Região de Presidente Figueiredo, Norte de Manaus - AM. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 6, Pirinópolis, *Resumos Expandidos...*, Pirinópolis, SBG, p.123-125.

- NAHON, D. 1986. Evolution of Iron Crusts in Tropical Landscapes. In: COLMAN, S.M., DETHIER, D.P. (eds.). *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*. Academic Press, New York, p. 169-191.
- OLLIER, C.D. 1991. Laterite Profiles, Ferricrete and Landscape Evolution. *Z. Geomorph. N.F.*, 35(2): 165-173.
- RADAMBRASIL, 1978. Levantamento de Recursos Naturais. Folha SA.20-Manaus. *Departamento Nacional da Produção Mineral*. vol. 18, 747p.
- ROSSETTI, D.F. de. 1998. Facies Architecture and Sequential Evolution of an Incised-valley Estuarine Fill: the Cujupe Formation (Upper Cretaceous to? Lower Tertiary), São Luís Basin, Northern Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 299-310.
- RUFFET, G.; INNOCENT, C.; MICHARD, A.; FÉRAUD, G.; BEAUVAIS, A.; NAHON, D. & HAMELIN, B. 1996. A Geochronological $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ Study of K-Mn Oxides from the Weathering Sequence of Azul, Brazil. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 60: 2219-2232.
- SARGES, R.R. & NOGUEIRA, A.C.R. 1998. Origem e Evolução das Cachoeiras de Presidente Figueiredo, Estado do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, *Anais...*, Belo Horizonte, Minas Gerais, SBG, p.87.
- SOMBROEK, W.G. 1996. *Amazon Soils. A Reconnaissance of the Soils of the Brazilian Amazon Region*. Wageningen: Centre for Agriculture, 292p. (Public Document).

- TARDY, Y. 1993. *Pétrologie des Latérites et des Sols Tropicaux*. Masson. 459p.
- TARDY, Y. & ROQUIN, C. 1998 Dérive des Continents, Paleoclimat et Altérations Tropicales. *BRGM*. 473p.
- TRENDALL, A.F. 1962. The Formation of Apparent Peneplains by a Process of Continued Laterization an Surface Wash. *Z. Geomorph. N.F.*, 6: 183-197.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. & GÓES, A.M. 1982. Considerações a Respeito da Idade das Bauxitas na Parte Leste da Região Amazônica. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 1. Belém, *Anais...* Belém, Pará, SBG, v.1, p.201-209.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; TODD, R.G.; WIDMIER, J.M.; THOMPSON, S.; SANGREE, J.B.; BUBB, J.N. & HATLELID, W.G. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. *In: PAYTON, C.E. (ed.) Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*. A.A.P.G. Memoir 26: 49-212, 1977.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.W.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HANDERBOL, J. 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. *In: WILGUS, B.S., HASTINGS, C.G. ST. C., KENDALL, H.W., POSAMENTIER, C.A., ROSS, E.J.C. VAN WAGONER. (eds.)*. Sea-level Changes - An Integrated Approach. S.E.P.M. Special Publication, Tulsa, 42: 39-46, 1988.

VASCONCELOS, P.M.; RENNE, P.R.; BRIMHALL, G.H. & BECKER, T.A. 1994. Direct Dating of Weathering Phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar Analysis of Supergene K-Mn Oxides. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 58: 1635-1665.

6

**EXTRAÇÃO DE AREIA E CASCALHO NO LEITO
DO RIO TOCANTINS – MARABÁ (PA):
AVALIAÇÃO E ESTUDO DE VIABILIDADE**

Lucia Travassos da Rosa Costa ¹

Amílcar Carvalho Mendes²

Alberto Leandro de Melo³

¹CPRM – Serviço Geológico do Brasil - Superintendência Regional de Belém.

Av. Dr. Freitas, 3645, CEP:66055-110. E-mail- geremi@cprm-be.gov.br

²Museu Paraense Emílio Goeldi – Av. Magalhães Barata, 376, Belém, Pará.
CEP: 66040-170.

E-mail: amendes@libinet.com.br

³UFPA - Universidade Federal do Pará – Campus Universitário do Guamá

E-mail: leandro@ufpa.br

ABSTRACT	179
RESUMO	180
INTRODUÇÃO	181
ATIVIDADES E MÉTODOS	182
CONTEXTO GEOLÓGICO	184
MECANISMOS DE EXTRAÇÃO DE AREIA E CASCALHO ...	187
AVALIAÇÃO MULTITEMPORAL DOS DEPÓSITOS SEDI-MENTARES	189
CARACTERIZAÇÃO BATIMÉTRICA DO RIO TOCANTINS ...	193
POTENCIAL DO RIO TOCANTINS PARA EXTRAÇÃO DE AREIA E CASCALHO	197
CONSIDERAÇÕES FINAIS	199
AGRADECIMENTOS	200
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	200

ABSTRACT

Sand and gravel used as building material in the city of Marabá, located in the central-eastern portion of Pará State (Brazil), are mined daily from the active channel of Tocantins River, since there is no register of deposits of those commodities nearby. These activities have been processed extensively regardless the restrictive nature of some areas of that river.

Sand and gravel mining is being carried out through suction dredges that operate on flotating rafts and the extracted material is deposited on the margins of the river before commercialization. As there is no technical or environmental care in the activity, some impreviencies have been occurring for at least 20 years, such as extraction operations close to the river margins or in areas protected by environmental legislation, as it is the case of Barra of Tucunaré.

A multitemporal analysis of recent sedimentary deposits associated to the Tocantins River attested the dynamic character of this fluvial system and the continuous deposition of sediments, providing an increase in the size of the sand bars and the infilling of some sections, as confirmed through subsequent batimetric surveys.

Batimetric profiles associated to the study of the bedload sediments, mechanisms of sand and gravel mining and the environmental legislation involved in such process allowed the delineation of potential areas for mining activities as well as of non-favorable areas, in accordance to environmental and legal restrictions.

RESUMO

Areia e cascalho utilizados como material de construção na cidade de Marabá, localizada na porção centro-leste do estado do Pará, são retirados diretamente do leito do rio Tocantins, em função da inexistência de depósitos continentais análogos. Esta atividade, que já perdura há cerca de 20 anos, vem se processando de forma aleatória, sem levar em consideração a natureza restritiva de alguns setores do rio Tocantins.

O processo de extração de areia e cascalho é realizado através de dragas de sucção que operam em balsas flutuantes e mudam de lugar em curto intervalo de tempo. O material extraído é estocado nas margens do rio e posteriormente comercializado. Em virtude da inexistência de acompanhamento técnico nesta atividade, algumas impropriedades foram registradas no processo, como a operação em setores bastante próximos às margens do rio ou em locais protegidos pela legislação, como é o caso da Barra do Tucunaré.

A análise multitemporal dos depósitos sedimentares recentes associados ao rio Tocantins permitiu atestar o caráter dinâmico deste sistema fluvial, cujo principal reflexo é a deposição contínua de sedimentos promovendo o aumento de tamanho dos corpos arenosos e condições de assoreamento em alguns setores, as quais foram reiteradas posteriormente pelo levantamento batimétrico.

O levantamento batimétrico associado ao estudo dos sedimentos de fundo de canal, a análise dos mecanismos de extração de areia e cascalho e dos aspectos legais envolvidos neste processo, permitiram a delimitação de

áreas potenciais para mineração, nas quais a extração de areia e cascalho pode ser viabilizada, e outras não potenciais, as quais apresentam restrições legislativas e ambientais para esta atividade mineradora.

INTRODUÇÃO

A cidade de Marabá, localizada na porção centro-leste do estado do Pará, na confluência dos rios Tocantins e Itacaiúnas (Figura 1), é um município em franco desenvolvimento, o que certamente tem desencadeado um processo acelerado de expansão urbana, conseqüentemente, maior demanda de materiais de construção, como areia e cascalho.

Areia e cascalho utilizados no município de Marabá são extraídos exclusivamente do leito do rio Tocantins, nas adjacências da cidade, em função da inexistência de depósitos continentais análogos. Porém, esta atividade vem se processando há cerca de 20 anos de forma desordenada, sem acompanhamento técnico ou controle fiscal.

Com o objetivo de obter subsídios técnicos que possibilitem efetivar junto aos órgãos competentes a sistematização desta atividade de grande relevância para a economia do município, a Prefeitura de Marabá, através da Secretaria de Indústria, Comércio e Mineração (SICOM), solicitou às entidades, às quais pertencem os autores deste trabalho, um parecer técnico sobre esta atividade extrativista.

A avaliação técnica foi baseada fundamentalmente em estudos batimétricos e sedimentológicos realizados no leito do rio Tocantins, no trecho entre a grota

do Geladinho e a grota das Novilhas (Figura 1), bem como no diagnóstico ambiental que buscou a avaliação de possíveis danos induzidos pela atividade mineira.

ATIVIDADES E MÉTODOS

As principais atividades realizadas necessárias à elaboração deste trabalho foram:

- Levantamento ecobatimétrico do leito do rio Tocantins, que visou a caracterização da morfologia de fundo e profundidade do canal, bem como a avaliação das diversas formas de leito existentes neste canal. O levantamento foi realizado em duas etapas, sendo a primeira no período de estiagem (novembro/97) e a outra no período de cheia subsequente (maio/98), quando foram realizados 113 perfis transversais e 3 perfis longitudinais posicionados no rio Tocantins, além de 5 perfis transversais realizados na foz do rio Itacaiúnas (Figura 2). Vale ressaltar que os níveis medidos pela ELETRONORTE (1997 e 1998) no período de execução dos trabalhos de campo foram de 2,68 m em novembro de 1997 e 5,73 m em maio de 1998. A densidade de perfilagem foi maior nas adjacências da Barra do Tucunaré, popularmente conhecida como “Praia do Tucunaré”, que corresponde ao setor no qual a atividade mineira é mais intensa. Os perfis foram obtidos utilizando-se ecobatímetro Raytheon (modelo DE-719C), com cotas batimétricas registradas a cada minuto e posicionadas com GPS (modelo Magelam 2000). Os dados foram processados com o auxílio dos *softwares* MAPVIEW e SURFER 6.02, e

pós-processados através do MATLAB 5.01, o qual permitiu a interpolação e o georreferenciamento com 1" de arco de resolução;

- Caracterização sedimentológica dos depósitos sedimentares de fundo do canal, possibilitada através da análise textural de 59 amostras de sedimentos coletadas durante a primeira fase de campo, concomitantemente a perfilagem batimétrica. A coleta foi feita através de draga de mandíbula e as amostras posicionadas com GPS (Figura 2). Para definição dos parâmetros granulométricos e morfológicos de grãos foi utilizada a classificação de Shepard (1954);

- Análise morfológica dos depósitos sedimentares recentes associados ao rio Tocantins e avaliação multitemporal de possíveis mudanças morfológicas ocorridas nestes depósitos nos últimos 40 anos. Para tal, foram utilizados diversos produtos de sensores remotos como fotografias aéreas de 1954 (escala 1:45.000), imagens radargramétricas de 1977 (escala 1:200.000) e cenas de satélite LANDSAT TM5 de 1987 (escala 1:100.000) e 1994 (escala 1:250.000). Vale ressaltar que todos estes produtos foram obtidos em fases de estiagem do rio Tocantins, o que assegura a possibilidade de comparação entre eles;

- Diagnóstico da atividade mineradora a partir da avaliação dos aspectos ambientais envolvidos no processo.

Estas atividades culminaram com a elaboração de um zoneamento do rio Tocantins, que delimita áreas com diferentes níveis de potencialidade para extração de areia e cascalho.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O rio Tocantins no trecho estudado corta rochas metamórficas da Formação Couto Magalhães (Proterozóico Médio a Superior) da Faixa Araguaia e depósitos das formações Pedra de Fogo (Permiano) e Itapecuru (Cretáceo), da Bacia do Parnaíba (Almeida *et al.* 1995). Neste segmento, apresenta morfologia meandrante de canal, com depósitos associados de barra em pontal, barra de meio canal, planície de inundação, além dos depósitos de fundo de canal (figura 1).

O depósito de barra em pontal é definido por uma sucessão de cristas arenosas semicirculares e subparalelas, entre as quais desenvolvem-se lagos alongados segundo a direção das cristas. A superfície arenosa, exposta em períodos de estiagem, é recoberta por dunas subaquosas e mergulha suavemente em direção ao canal.

Os depósitos de barra de meio canal são representados pela Barra do Tucunaré, que tem forma losangular com comprimento maior na direção do fluxo do canal, definindo uma barra longitudinal, segundo a classificação de Miall (1977). Dunas subaquosas, *sandwaves* e depósitos de cascalhos em forma de lençóis são identificados na superfície da referida barra.

As planícies de inundação são bem desenvolvidas na margem direita do rio Tocantins, nas quais é comum a presença de linhas de migração, sugerindo modificações pretéritas do leito do rio Tocantins. Por definição, representam áreas aplainadas que são inundadas durante as cheias do rio, funcionando como bacias captoras de sedimentos finos.

As análises sedimentológicas revelaram que os depósitos de fundo de canal do rio Tocantins são constituídos por depósitos arenosos, que configuram as diversas formas de leito registradas no levantamento batimétrico, vistas posteriormente, como barras de meio canal e dunas subaquosas. Estes sedimentos constituem-se por areias médias a muito grossas, moderadamente selecionadas, com grãos arredondados a subangulosos, essencialmente quartzosas. Depósitos de cascalho também ocorrem como lençóis descontínuos, posicionados nas porções mais profundas do canal, definindo verdadeiros depósitos residuais de canal. São constituídos por seixos arredondados a subarredondados, exibindo formas alongadas a achatadas. Sua composição é predominantemente quartzosa, embora outros tipos litológicos tenham sido registrados.

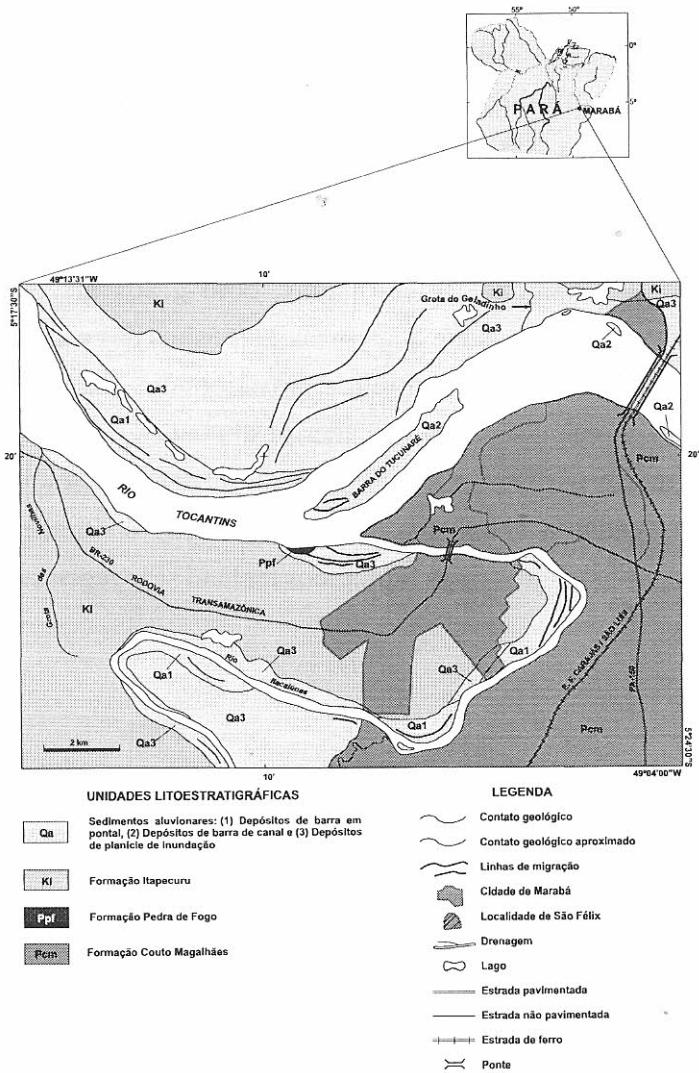


Figura 1 – Mapa geológico e de localização da área estudada. Dados geológicos obtidos a partir de Almeida *et al.* (1995) e da interpretação de produtos de sensores remotos.

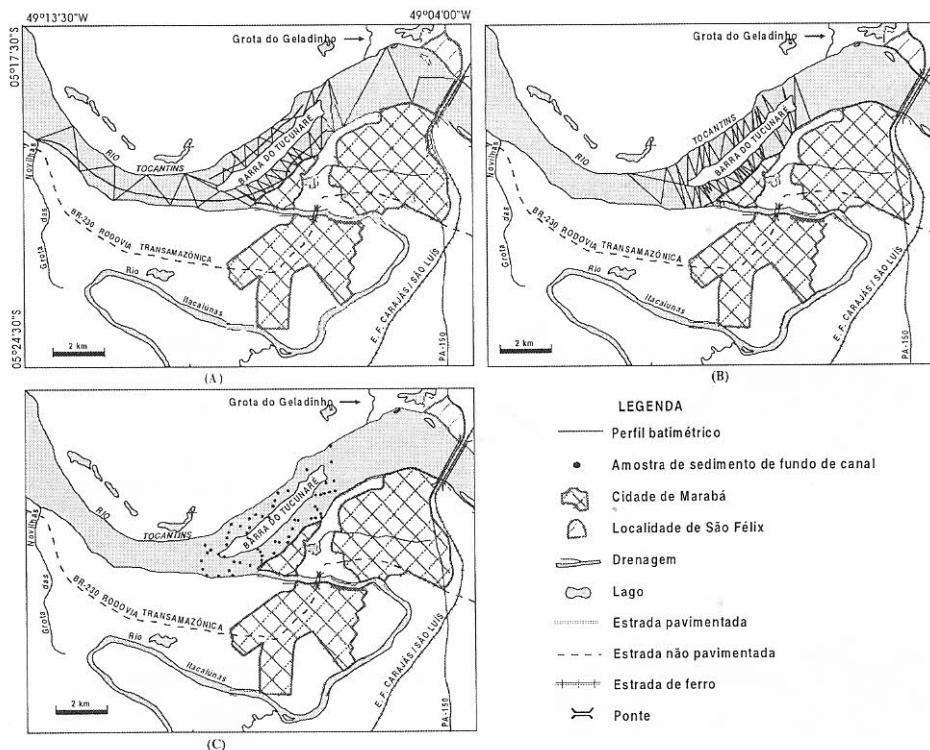


Figura 2 – Localização dos perfis batimétricos realizados em novembro de 1998 (A) e maio de 1998 (B) e distribuição das amostras de sedimento de fundo de canal (C).

MECANISMOS DE EXTRAÇÃO DE AREIA E SEIXO

Em Marabá, desde a década de 70, areia e cascalho são extraídos do leito do rio Tocantins em virtude da inexistência de depósitos continentais análogos. O processo de extração é mecanizado e consiste em pequenas balsas flutuantes equipadas com um sistema de dragagem à sucção, popularmente

conhecidas como “chupadeiras”, que escavam o assoalho do rio Tocantins (Figura 3). O sistema de operação das dragas é móvel (Figura 3), ou seja, as balsas mudam de local em curto intervalo de tempo, com exceção de uma draga que opera fixa na região da foz do rio Itacaiúnas.

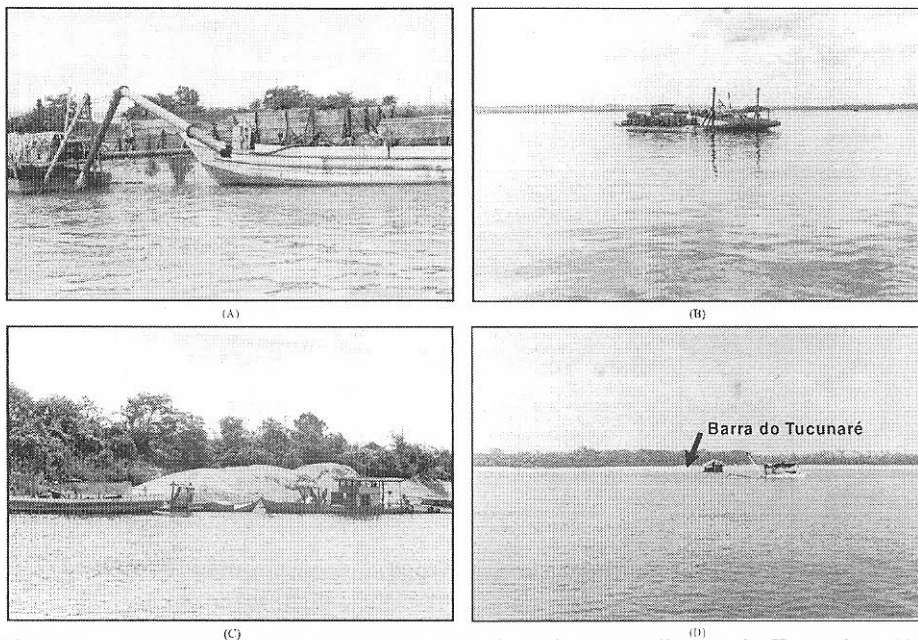


Figura 3 – Aspectos do processo de extração de areia e cascalho no rio Tocantins: (A) Dragas de sucção; (B) Sistema de operação das dragas em balsas móveis; (C) Estocagem do material na margem direita do rio Tocantins; (D) Draga operando adjacente à Barra do Tucunaré.

No período de estiagem, em função da pequena espessura da lâmina d'água e da maior demanda do mercado consumidor, há um número maior de dragas operando e um maior incremento da produção. O material extraído é estocado em pilhas às margens do rio (Figura 3), onde sofre beneficiamento, que consiste em separação granulométrica em peneira tipo *trommel*, sendo posteriormente comercializado.

Algumas irregularidades foram observadas no processo de extração, sendo que as principais referem-se à operação de dragas em áreas bastante próximas às margens do rio e em áreas próximas à Barra do Tucunaré (Figura 3), atingindo suas porções submersas, a qual é definida em Lei Orgânica Municipal como Área de Preservação Permanente, e como tal não pode ser explorada. Finalmente, a operação de draga fixa na foz do rio Itacaiúnas, o que tem produzido perturbações morfológicas no leito do rio, as quais foram evidenciadas pelo levantamento batimétrico, tratado posteriormente.

AVALIAÇÃO MULTITEMPORAL DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES

Para uma análise mais ampla das possíveis alterações morfológicas ocorridas no rio Tocantins nas últimas décadas, foi necessário analisar, além do segmento estudado neste trabalho, outros segmentos posicionados em áreas que extrapolam seus limites geográficos. As alterações morfológicas foram registradas por produtos de sensores remotos, os quais permitiram compreender parcialmente a dinâmica sedimentar deste sistema fluvial nos últimos

40 anos. Estas alterações estão refletidas principalmente em variações no tamanho e forma dos depósitos sedimentares, notadamente em depósitos de barras de meio canal, produzidas em função do aporte de material sedimentar.

A mais expressiva modificação foi registrada na Barra do Tucunaré, a qual registrava em fotografia aérea de 1954 um comprimento de 2,6km, relacionado à sua porção emersa, e um comprimento total de 5,67 km, quando se inclui sua porção submersa, a qual é visível em fotografia aérea. Em imagens de satélite de 1984 e 1994 registrou-se um comprimento da porção emersa de 3,1 km e 5,1 km, respectivamente, o que representa um aumento de 2,5km nos últimos 40 anos (Figura 4).

No setor do Balneário das Pirâmides, localizado fora dos limites da área estudada, a jusante da Grota das Novilhas, também foi observado um aumento considerável do tamanho das barras de meio canal, observado em cenas de satélite de 1984 e 1994, em função do aporte de sedimentos arenosos (Figura 4).

Embora dominem feições indicadoras de deposição contínua de sedimentos, exemplos de processos erosivos também foram verificados na confluência dos rios Tocantins e Araguaia. A imagem de satélite de 1987 registrou um depósito arenoso posicionado nas porções frontais de uma barra em pontal, o qual já se encontrava erodido em 1994, como se verifica em imagem de satélite daquele ano (Figura 4).

A avaliação multitemporal dos depósitos sedimentares atesta a natureza dinâmica do rio Tocantins, refletida por evidências de deposição e erosão neste sistema fluvial. Segundo Reading (1981), as mais expressivas mudanças em sistemas fluviais ocorrem nos períodos de cheia, quando há um aumento significativo na descarga e no transporte sedimentar. Neste período, grandes volumes de sedimentos são erodidos mas também redepositados no sistema.

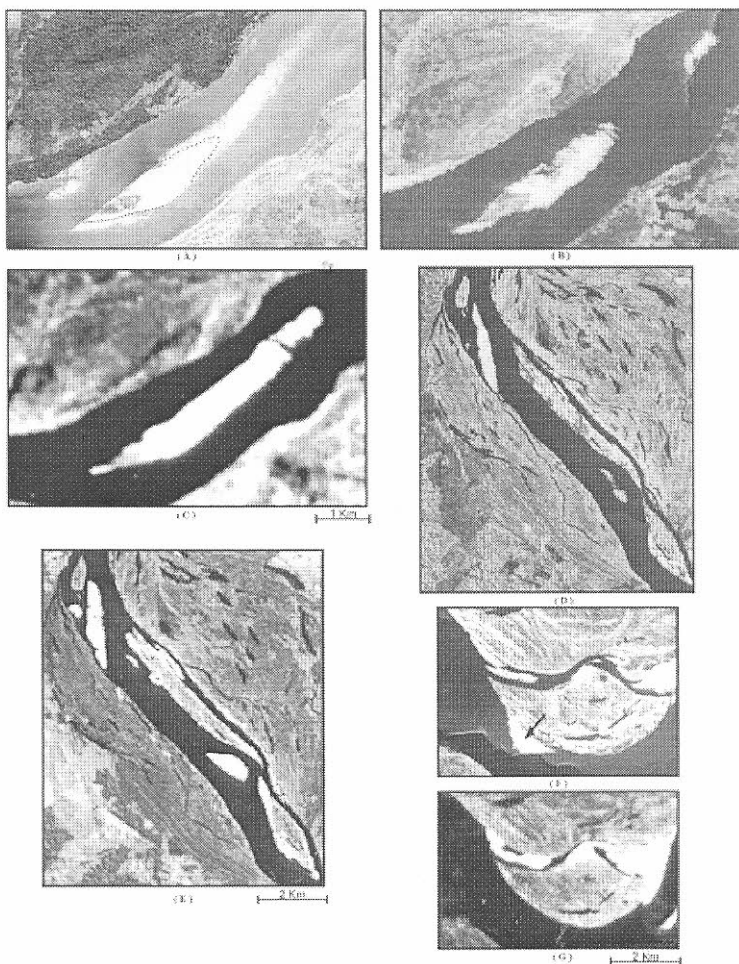


Figura 4 – Variações morfológicas observadas em depósitos sedimentares do rio Tocantins: Barra do Tucunaré em fotografia aérea de 1994 (A), onde é destacada sua porção emersa em imagens de satélite de 1984 (B) e 1994 (C). Barras de meio canal na região do Balneário das Pirâmides, observadas em imagem de satélite de 1984 (D) e 1994 (E). Depósito arenoso localizado na porção frontal da barra em pontal, registrado em imagem de satélite de 1984 (F) e já erodido em 1994 (G). Explicação no texto.

CARACTERIZAÇÃO BATIMÉTRICA DO RIO TOCANTINS

O tratamento dos dados batimétricos permitiu a identificação de dois setores distintos no rio Tocantins, informalmente denominados de 1 e 2 (Figura 5), nos quais as principais diferenças estão relacionadas às profundidades medidas e à presença e frequência de corpos arenosos, bem como a características hidrodinâmicas específicas. Vale ressaltar que para elaboração do mapa batimétrico da Figura 5 foi utilizado como referência o nível de 5,73 m medido pela ELETRONORTE em maio de 1998.

O setor 1 está situado entre a região da grota do Geladinho e a porção imediatamente jusante da Barra do Tucunaré. Neste setor são registradas as menores profundidades, sendo a média em torno de -6 m e os máximos valores alcançando os -12 m. Em sua extremidade leste este setor apresenta um único canal, o qual é bifurcado à altura da Barra do Tucunaré, quando separa-se em dois canais (Figura 6, perfil A-B)). Numerosas formas de leito com magnitudes variadas foram registradas pelos perfis batimétricos, representados principalmente por barras de meio canal, dunas e lençóis subaquosos, de constituição essencialmente arenosa. A concentração destes depósitos é elevada em alguns locais, definindo setores assoreados, que prejudicam sobremaneira a navegação na região. Na região entre a localidade de São Félix e a foz da grota do Geladinho é observada uma expressiva acumulação arenosa, conhecida como Barra do Geladinho, utilizada como balneário nas fases de estiagem.

No setor 1 foram identificadas pelos perfis batimétricos formas anômalas no leito do canal, representadas por súbitas depressões em forma de V, com paredes íngremes, larguras médias em torno de 20 m e profundidades médias de 2 m, medidas a partir do assoalho do canal (Figura 6, perfil C-D). Na foz do rio Itacaiúnas foi registrada uma anomalia de 65 m de largura e 4 m de profundidade (Figura 6, perfil E-F).

O desenvolvimento das anomalias morfológicas é atribuído a ação contínua das dragas de sucção que escavam o assoalho do rio. Estas foram todas identificadas durante o verão e reavaliadas durante o inverno, quando se verificou uma recuperação natural do leito do canal, com exceção da anomalia registrada na foz do rio Itacaiúnas que não apresentou recuperação significativa.

No setor 2, desenvolvido a partir da Barra do Tucunaré até a grota das Novilhas, são registradas profundidades expressivamente maiores que as do setor anterior, com média em torno de 19 m e profundidades máximas de 34 m. Neste setor o canal tem sua calha principal em forma de U deslocada para a margem esquerda do rio, criando gradientes elevados e condições fortemente erosivas neste local. Em contrapartida, a margem direita apresenta gradientes suaves, produzidos pela superfície do depósito de barra em pontal, que mergulha suavemente em direção ao canal (Figura 6, perfil G-H).

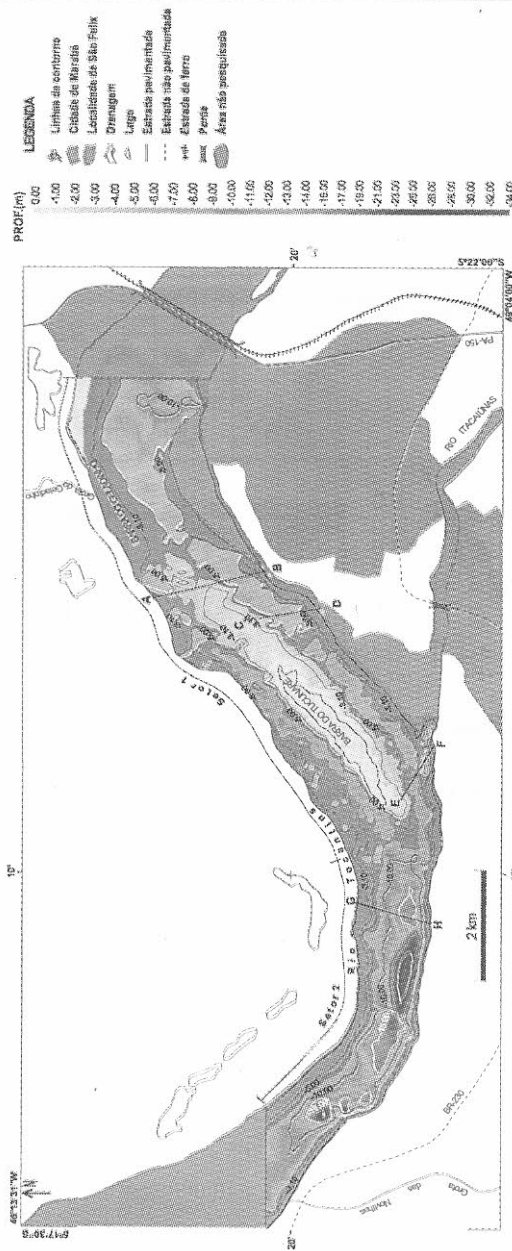


Figura 5 - Mapa batimétrico do rio Tocantins. As retas posicionadas correspondem aos perfis batimétricos da Figura 6.

Os sedimentos de fundo deste setor estão restritos aparentemente aos depósitos residuais de canal, que ocorrem como lençóis descontínuos de cascalho, posicionados nas porções mais profundas do canal. Exceção faz a acumulação arenosa do depósito de barra em pontal.

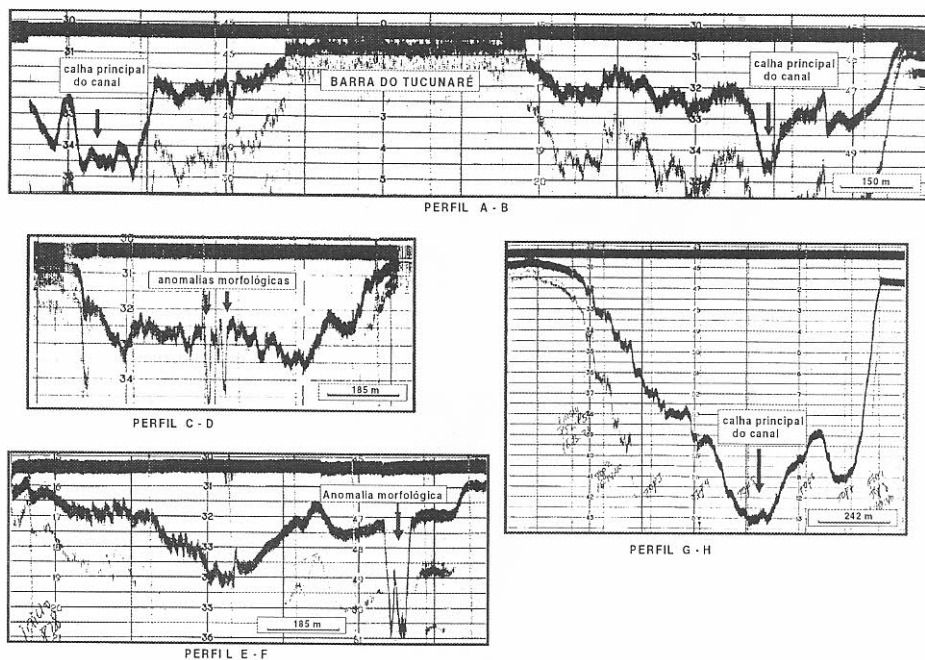


Figura 6 - Perfis batimétricos registrando alguns dos principais aspectos da morfologia de fundo do canal do rio Tocantins.

POTENCIAL DO RIO TOCANTINS PARA EXTRAÇÃO DE AREIA E SEIXO

Com o objetivo de auxiliar o planejamento das ações governamentais na sistematização e fiscalização da atividade mineradora no leito do rio Tocantins, é proposto um zoneamento neste sistema fluvial, o qual fundamenta-se em suas características batimétricas e sedimentológicas, considerando-se ainda a preservação do meio ambiente e a legislação vigente. Neste zoneamento são definidas áreas potenciais, que englobam áreas de alto e baixo potencial, e áreas não potenciais, nas quais enquadram-se as áreas de preservação e de risco (Figura 7), caracterizadas a seguir:

- Áreas de Alto Potencial – Correspondem às áreas com cotas batimétricas entre 3,1 e 1,0 m, as quais definem os locais mais assoreados, que estão determinando condições desfavoráveis à navegação. Estas áreas têm alto potencial em função da grande ocorrência de corpos arenosos e das profundidades acessíveis;

- Áreas de Baixo Potencial – Correspondem aos setores com profundidades maiores que 10m, que ocorrem principalmente no setor 2 do mapa batimétrico, cujas condições hidrodinâmicas severas e profundidades elevadas dificultam a exploração. Nestas áreas os depósitos sedimentares estão restritos aos depósitos residuais de canal (depósitos de cascalho em lençóis descontínuos), posicionados nas porções mais profundas do canal.

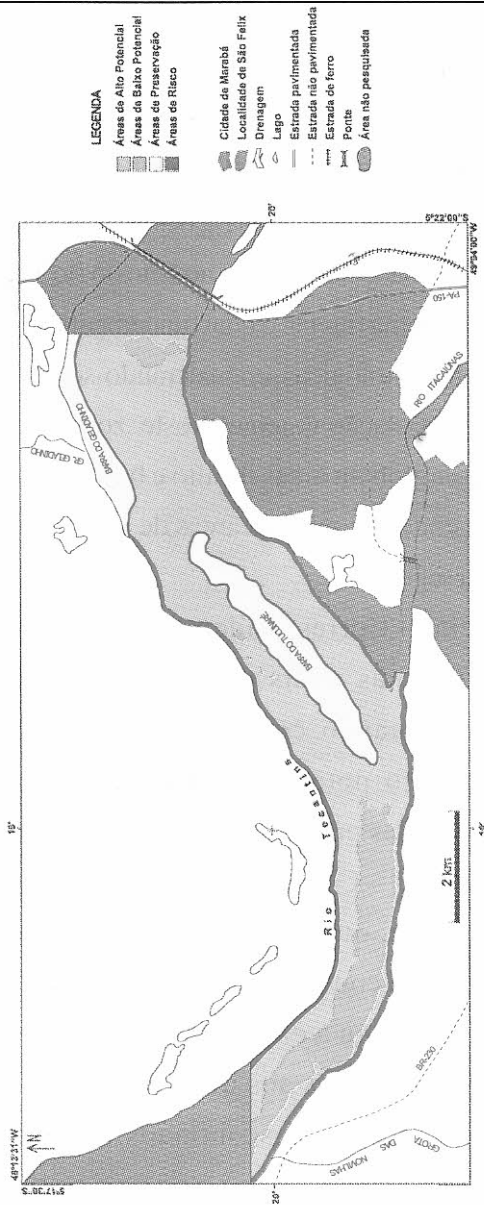


Figura 7 - Zoneamento do rio Tocantins, o qual define áreas em função de sua potencialidade para extração de areia e cascalho.

- Áreas de Preservação – Correspondem às áreas que apresentam restrições ambientais ou legislativas à extração de bens minerais, nas quais estão incluídas a Barra do Tucunaré e a Barra do Geladinho. As restrições ambientais que impedem a mineração nestes setores referem-se à Lei Orgânica do Município de Marabá, que estabelece a Barra do Tucunaré como Área de Preservação Permanente, bem como à Lei Ambiental do Estado do Pará, que proíbe a mineração em áreas de potencial turístico, importância paisagística e ecológica, nas quais enquadram-se estes corpos arenosos;

Áreas de Risco – Correspondem às faixas de 150 m de largura estabelecidas a partir das margens direita e esquerda do rio Tocantins, bem como à faixa de 100 m de largura estabelecida a partir da cota de 3,1 m em torno das barras do Tucunaré e Geladinho. Estas áreas foram definidas a fim de inibir a extração próxima às margens do rio, o que poderia causar a desestabilização destas, produzindo solapamentos e erosão acentuada, ou em áreas próximas aos locais de balneário, a fim de garantir a segurança dos que freqüentam o local.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Condições geológicas favoráveis e a localização próxima ao centro urbano de Marabá fazem do rio Tocantins um local atrativo para extração de areia e cascalho. A avaliação do leito do rio Tocantins e de seus depósitos sedimentares, através de estudos batimétricos e sedimentológicos, permitiu que fossem delimitadas áreas potenciais para mineração, levando-se em conta apenas os aspectos geológicos. Sob este ponto de vista, conclui-se que a atividade extrativista é viável, desde que respeite as áreas com restrições e que sejam criados pelos órgãos competentes estratégias e diretrizes para efetivar a legalização e fiscalização desta atividade no município.

AGRADECIMENTOS

À Prefeitura Municipal de Marabá, através da Secretaria de Indústria, Comércio e Mineração (SICOM), pelo suporte financeiro e apoio logístico. Ao geólogo Paulo Augusto da Costa Marinho (CPRM-Belém) pela ajuda na elaboração das ilustrações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, H.G.; MARINHO, P.A.C. & MARTINS, R.C. 1995. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Marabá SB.22-X-D. Estados do Pará, Maranhão e Tocantins. Brasília: CPRM, 1995. 1995.144p. il.
- PARÁ. 1997. Departamento Nacional de Produção Mineral. Legislação Mineral: orientações básicas. Belém: SEICOM, 1997. 85p.
- ELETRONORTE. 1997. Leitura do nível do rio Tocantins em Marabá.
- ELETRONORTE. 1998. Leitura do nível do rio Tocantins em Marabá.
- MIALL, A. D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13(1): 1-122.
- READING, H.G. 1981. *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford, Blackwell Scientific Publication. 569p.
- SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based on salt-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*. v.24, n.3, p.151-158.

**FORMAÇÃO GOROTIRE: CONSIDERAÇÕES
SOBRE UMA UNIDADE SILICICLÁSTICA PARTICU-
LAR DA SERRA DOS CARAJÁS – PA**

Fabrício Dias Lima

Roberto Vizeu Lima Pinheiro

Universidade Federal do Pará, Departamento de Geologia, GES - Grupo de
Geologia Estrutural, Caixa Postal 1611, CEP: 66075-110, Belém - Pará.
e-mail: fabrizio@ufpa.br; vizeu@ufpa.br

ABSTRACT.....	203
RESUMO.....	204
INTRODUÇÃO.....	205
CONTEXTO REGIONAL.....	206
DESCRIÇÃO SEDIMENTOLÓGICA.....	210
DISCUSSÃO.....	216
CONCLUSÕES.....	222
AGRADECIMENTOS.....	223
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	223

ABSTRACT

The occurrence of the sedimentary sequences along the Carajás Strike-Slip System has been reported since the first studies in the region. The last geological mapping developed in the area pointed out to the presence of only one Archaean clastic unit named Águas Claras. A more recent study, based in tectonostratigraphic mapping, has suggested that these rocks should be divided into two units. The occurrence of arkose and texturally-mineralogically immature sandstones closely associated to polymictic conglomerates cropping out mainly along the Serra do Rabo region (E termination of the Carajás Strike-Slip Fault) does not fit well neither in age nor in the palaeogeographical frame suggested to the Águas Claras Formation. It is suggested here the term Gorotire Formation to represent the sequences of immature sandstones and polymictic conglomerates cropping out in about 700 km² along the E area of the Carajás region. These rocks were deposited by debris-flow-dominated alluvial fans and braided fluvial systems, in an asymmetric graben, closely associated to the kinematic history of the Carajás Fault. The graben has an NW-SE elongated shape in map view following the main trend of the Carajás Fault lineaments. Only part of the N block of the fault has subsided while the south one was up lifted, working as a main source area to supply the sediments to fill the tectonic gap. The age of these rocks is not absolutely determined but the lack of deformation and the relative stratigraphical and geographical position of these rocks in relation to main lineaments of the Carajás Fault strongly suggest that they could be deposited during the Mesoproterozoic reactivation of this fault systems associated to a major dextral kinematics.

RESUMO

A ocorrência de sucessões sedimentares ao longo do Sistema Transcorrente Carajás tem sido relatada desde os primeiros trabalhos realizados na região de Carajás. Nos últimos mapeamentos geológicos desenvolvidos, tem sido reconhecida apenas uma sucessão sedimentar clástica arqueana, denominada de Formação Águas Claras. Em estudos mais recentes, aplicando-se técnicas de mapeamento tectonoestratigráfico, foi sugerido que estas rochas deveriam ser divididas em duas unidades distintas, sendo que os arenitos arcoseanos textural e mineralogicamente imaturos, intimamente relacionados com conglomerados polimíticos, aflorando principalmente ao longo da região da Serra do Rabo (terminação leste da Falha Carajás), não se correlacionariam em idade e no contexto paleogeográfico da Formação Águas Claras. É sugerido aqui, o termo Formação Gorotire para representar estas seqüências de arenitos imaturos e conglomerados polimíticos aflorando em aproximadamente 700 km², ao longo da área leste da Região de Carajás. Estas rochas teriam sido depositadas por leques aluviais dominados por fluxos de detritos e sistemas fluviais entrelaçados, em um *graben* assimétrico, que estaria relacionado com a história cinemática da Falha Carajás. O *graben* possui uma forma alongada NW-SE em mapa, seguindo o *trend* dos lineamentos da Falha Carajás. Somente parte do bloco norte da falha teria sofrido subsidência enquanto que o bloco sul teria sido soerguido, tornando-se uma das principais áreas fontes de sedimentos para o preenchimento da bacia. A idade destas rochas ainda não foi absolutamente determinada, porém a ausência de deformação,

sua posição estratigráfica e distribuição geográfica em relação aos principais lineamentos da Falha Carajás, sugerem fortemente que estas rochas teriam sido depositadas durante a reativação Mesoproterozóica desta falha, sob cinemática dextral.

INTRODUÇÃO

Desde os primeiros trabalhos de mapeamento geológico efetuados na região da Serra dos Carajás (p.ex., Knup 1971; Beisiegel *et al.* 1973), têm sido reconhecidas rochas vulcânicas e sedimentares intimamente associadas às áreas internas das estruturas tectônicas regionais que desenham a geometria do Sistema Transcorrente Carajás (STCa). Mapas geológicos têm apresentado à região uma única sucessão sedimentar arqueana (Formação Rio Fresco ou Formação Águas Claras), que recobre ou está associada ao Grupo Grão Pará (DOCEGEO 1988; Araújo & Maia 1991). Mais recentemente, foram descritas ocorrências de rochas sedimentares imaturas, com características litofaciológicas distintas daquelas atribuídas à Formação Águas Claras (Pinheiro 1997; Lima & Pinheiro 1998), particularmente na Serra do Rabo.

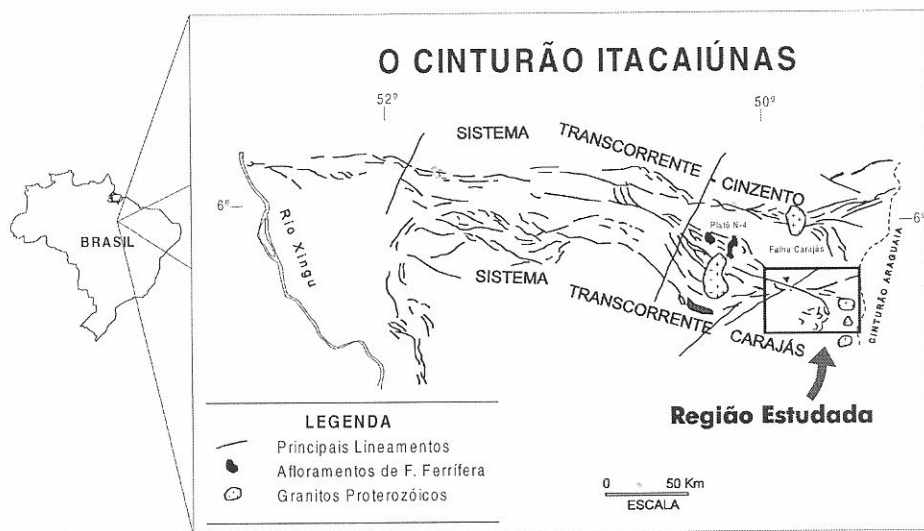


Figura 1- Localização da área de estudo na terminação leste do Sistema Transcorrente Carajás

Neste trabalho discute-se o significado das rochas sedimentares imaturas, aflorantes na Serra do Rabo (Figura 1), aqui denominadas provisoriamente de Formação Gorotire, em relação à evolução tectonoestratigráfica regional, em particular à cinemática da Falha Carajás.

CONTEXTO REGIONAL

A Falha Carajás representa uma das mais expressivas feições tectônicas presente no STCa. Essa estrutura corta os lineamentos maiores que definem o STCa no sentido WNW-ESE e deformam rochas supracrustais arqueanas

aflorantes no interior desta estrutura (Pinheiro 1997). Dentre as unidades rochosas mais intensamente afetadas pela Falha Carajás destacam-se as vulcânicas e as formações ferríferas do Grupo Grão Pará (ca. 2.7 Ga; Wirth *et al.* 1986; Pinheiro & Holdsworth 1997) e as rochas sedimentares da Formação Águas Claras (2.7 Ga - 2.6 Ga). Estas sucessões rochosas encontram-se intrudidas por granitos anorogênicos com idade em torno de 1.9Ga (Wirth *et al.* 1986) no interior do STCa.

Estudos tectônicos da Falha Carajás, desenvolvidos por Pinheiro & Holdsworth (1997) e Pinheiro (1997) têm demonstrado que esta estrutura pode ter sido formada em regime transtensivo dextral, por transferência de esforços ao longo do STCa entre 2.6 e 1.9 Ga, tendo sido posteriormente reativada por transpressão sinistral antes de 1.9 Ga (Pinheiro & Holdsworth 1997). A terminação dessa estrutura, formando um típico “rabo de cavalo”, é ainda muito pouco entendida sob o ponto de vista cinemático.

A região estudada (Figura 1) encontra-se nos domínios da terminação da Falha Carajás, em *splay* tipo “rabo de cavalo”, com lineamentos nas direções E-W e NW-SE, truncados por traços secundários E-W e NE-SW. Com base em modelos cinemáticos clássicos, propostos para estruturas semelhantes (Freund 1971), Lima & Pinheiro (1998) sugerem que os lineamentos NE-SW devem tratar-se de feições do Meso - Neoproterozóico, portanto mais jovens que aqueles que desenham a Falha Carajás. A inflexão para sul observada nessa estrutura permite sugerir que essa falha deve ter-se desenvolvido sob cinemática dextral, tendo sido posteriormente reativada sob transpressão sinistral e subseqüentemente adquirido movimentação dextral durante a extensão regional do Mesoproterozóico (Pinheiro & Holdsworth 1997).

A região adjacente à Serra dos Carajás, a leste do Rio Parauapebas, tem sido alvo de pesquisas geológicas desde o início da década de 80, com os mapeamentos em escala regional realizados principalmente pela DOCEGEO e pela CPRM (e.g. DOCEGEO 1988; Araújo & Maia 1991). Esses trabalhos têm chamado atenção sistematicamente para a presença de um embasamento arqueano “granito-gnáissico” correlato ao Complexo Xingu (Araújo & Maia 1991), envolvendo seqüências ditas do tipo *greenstone belts* (Grupo Rio Novo) retrabalhadas por eventos transpressivos associados à história evolutiva do Cinturão Itacaiúnas (Araújo & Maia 1991). As rochas do Grupo Grão Pará têm sido também reconhecidas nesta região, ocorrendo em faixas a partir da região central do STCa (e.g. DOCEGEO, 1988). As rochas da chamada Formação Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995), anteriormente descritas como parte do Grupo Rio Fresco (DOCEGEO 1988), estariam também presentes, estendendo-se a partir do oeste da região central da “Estrutura de Carajás”.

Diversos granitóides arqueanos são encontrados na região, sendo um dos mais importantes o Complexo Granítico Estrela, aflorante a leste da região de Carajás (a norte da terminação leste da Falha Carajás) e datado por Rb/Sr em 2527 ± 34 Ma (Barros 1991, 1997). Plutões graníticos semelhantes ao Granito Central de Carajás, ditos anorogênicos e com idade em torno de 1.9 Ga, podem também ser observados em imagens de satélite da região e em levantamentos radiométricos da área (Araújo & Maia 1991). Estes plutões não foram estudados em campo até o momento.

Segundo Pinheiro (1997), duas associações litológicas principais resumem a estratigrafia regional (Figura 2): (1) Assembléia do Embasamento (Com-

plexos Pium e Xingu, Granitos Plaquê, Grupo Igarapé Salobo); e (2) Assembléia de Cobertura (Grupo Igarapé Pojuca, Grupo Grão Pará, Formação Águas Claras, Formação Gorotire, Grupo Serra Grande). As rochas da Assembléia de Cobertura encontram-se parcialmente intrudidas pelos granitos de idades de 2.5 Ga e 1.8-2.0 Ga, além de diques.

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS		IDADE	METAMORFISMO	DEFORMAÇÃO	
ASSEMBLÉIA DE COBERTURA	GRUPO SERRA GRANDE	SIL.-ORD.	Sem Metamorfismo	Rúptil	
	FORMAÇÃO GOROTIRE	PROTE-ROZOICO SUPER.			
	GRANITÓIDES E DIQUES	PROTE-ROZOICO MÉDIO	Sem Metamorfismo	Rúptil	
	COMPLEXO GRANÍTICO ESTRELA	PROTE-ROZOICO INFER.			
	FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS	1.9-1.8 Ga			
	ASSEMBLÉIA DO EMBASAMENTO	GRUPO GRÃO PARÁ	2.5 Ga	Xisto Verde Baixo	Dúctil-Rúptil a Rúptil (Temperatura baixa)
GRUPO IGARAPÉ POJUCA		2.7 Ga			
COMPLEXO GRANÍTICO-GNAISSICO		ZONA DE CISALHAMENTO ITACAUINAS	2.7-2.6 Ga	Alteração Hidrotérmal	Dúctil (Baixa Temperatura)
			2.7 Ga		
GRUPO IGARAPÉ SALOBO		3.0-2.7 Ga	Xisto Verde Baixo	Dúctil (Alta Temperatura)	
			Anfibolito a Granulito		

Modificado de Pinheiro (1997)

Figura 2- Coluna tectonoestratigráfica para a região de Carajás.

Rochas sedimentares clásticas imaturas na região de Carajás têm sido descritas desde os trabalhos pioneiros (p.ex., Knap 1971; Beisiegel *et al.* 1973) e têm sido controversialmente associada às Formações Rio Fresco, Gorotire, Zé Gladstone e Águas Claras (vide Nogueira *et al.* 1995). Com base em estudos sedimentológicos detalhados, estas unidades litoestratigráficas foram excluídas da Formação Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995).

A presença de rochas sedimentares textural e mineralogicamente imaturas, incluindo arenitos arcoseanos, em associação com conglomerados polimíticos aflorantes predominantemente a leste do Rio Parauapebas, tem levantado a suspeita da existência de depósitos aluvionares associados a reativações tardias da Falha Carajás, em particular, nas adjacências de sua terminação E, em “rabo de cavalo” (Pinheiro 1997). Tais rochas, controversialmente aceitas como parte da Formação Rio Fresco (DOCEGEO 1988), têm sido mais recentemente associadas à Formação Gorotire, com idade mais jovem que 1.8 Ga (Pinheiro 1997; Pinheiro & Holdsworth 1997).

Pelo exposto acima, fica evidente a necessidade de um estudo geológico mais detalhado das rochas aflorantes na região. Este trabalho pretende contribuir na solução dos problemas apontados, em particular no que diz respeito ao posicionamento tectonoestratigráfico da chamada Formação Gorotire, cujo nome será aqui preliminarmente proposto.

DESCRIÇÃO SEDIMENTOLÓGICA

As rochas sedimentares clásticas, aflorantes na região NE da Serra do Rabo, são constituídas principalmente por arenitos arcoseanos e conglomerados

dos polimíticos, com três litofácies distintas por diferenças na composição e estruturas sedimentares:

- (1) Arenitos arcoseanos, grossos a microconglomeráticos, com seixos de rochas básicas, granitos, arenitos, quartzo, K-feldspato, e formação ferrífera; são marrom-avermelhados, bem litificados, com grãos subarredondados a subangulosos, moderadamente a pobremente selecionados, compostos por quartzo (30-35%), feldspato (30%), fragmentos líticos (5%) e matriz (5 a 20%). Apresentam abundantes estratificações cruzadas acanaladas centimétricas a métricas, em camadas subhorizontais. São rochas não deformadas, com poucas fraturas que afloram principalmente na porção central e leste da área visitada. As estratificações cruzadas mostram direções de fluxo deposicional predominantes de S e SSE (Figura 3);
- (2) Arenitos e conglomerados arcoseanos esbranquiçados, bem litificados, com uma matriz aparentemente caulínica, compostos por quartzo (50%), plagioclásio (20 a 25%), K-feldspato (20%), fragmentos líticos (5%) e matriz (<5%), com grãos subangulosos a arredondados. Pode-se observar, estratificações cruzadas, com *sets* variando de centimétricos na base a métricos no topo. Nas frações conglomeráticas, os clastos são de tamanho entre 2 a 5cm, podendo em alguns casos alcançar diâmetros de 10cm, predominam clastos de arenito, formação ferrífera e quartzo de veio (Figuras 5 e 8). Dados de paleocorrente obtidos em estruturas destas rochas sedimentares mostram direção de fluxo predominante para N. Essa litofácies aflora principalmente na porção oeste da área de ocorrência (Figura 3). ;

(3) Conglomerados polimíticos marrom-avermelhados, bem litificados, grãos suportados, com seixos e matacões de rochas vulcânicas, granitos (isotrópicos e foliados), gnaisses, xistos, arenitos, anfíbolitos, pegmatitos, formação ferrífera, chert, fragmentos de minério Mn, veios de quartzo e quartzitos (Figura 5). Os seixos e matacões variam de 2-3 cm a >30 cm de diâmetro, respectivamente, sendo no geral subarredondados a bem arredondados, esféricos, oblatos ou achatados (Figura 6 e 7). A matriz é formada por fragmentos líticos (>70%), quartzo, feldspato e argilominerais em menor proporção. O cimento perfaz até 5%, com ausência de poros. Aparentemente não apresenta estruturas primárias marcantes, além de algumas frações arenosas na forma de lentes, com estratificação plano-paralela, que indicam mergulhos suaves (15°) para SW e W. Sua principal área de ocorrência está na porção leste da bacia (Figura 3). Através de estudos estatísticos, observou-se que estes conglomerados polimíticos apresentam uma relativamente alta proporção de clastos de rochas vulcânicas e granitos foliados e isotrópicos (Figura 5). As melhores exposições destas litofácies estão em blocos provenientes da Mina da Brilasa (Figura 3). Com base em estudos realizados nos blocos encontrados na Mina da Brilasa e em afloramentos, se observou que apesar da predominância das vulcânicas e granitos foliados com relação as demais litologias encontradas, ocorrem importantes variações nas percentagens dos litotipos presentes de uma forma geral (Figura 5). Alguns blocos apresentaram uma maior proporção de quartzito e uma menor de arenito, enquanto que em outros blocos a situação se invertia, tendo-se uma maior percentagem de

clastos de arenito e uma menor quantidade de quartzito. Uma vez que não foi possível se ter controle da posição estratigráfica dos blocos estudados na mina, as variações de percentagem de clastos, não puderam ser estabelecidas quanto ao caráter ascendente ou descendente em seção vertical. Observações de campo, no entanto, não mostram tendências claras com relação a estas características, uma vez que há amplas possibilidades dentro de pacotes distintos, ora ascendente ora descendente.

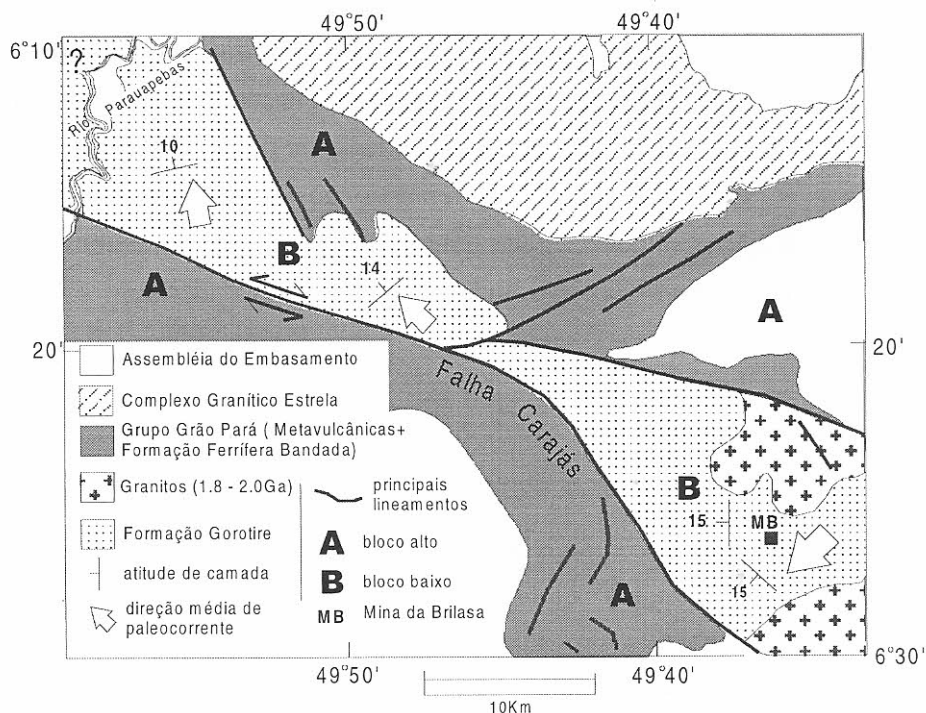


Figura 3 - Mapa geológico simplificado para a região da Serra do Rabo.

Em todos os afloramentos de arenitos visitados, observam-se estratificações cruzadas acanaladas com *sets* métricos a centimétricos, com superfícies de reativação. Os conglomerados, que afloram com espessuras contínuas >30 m, são predominantemente clastos suportados, com seixos imbricados em matriz com frações arenosas a microconglomeráticas. Apresentam *sets* métricos intercalados com lentes de arenitos com estratificação plano-paralela, de pequena espessura (<50 cm) e comprimentos métricos.

Estas rochas estão isentas de qualquer deformação tectônica expressiva, estando em camadas subhorizontais ou com mergulhos suaves, existindo dúvidas, no entanto, de suas relações de contato com alguns corpos graníticos proterozóicos (?) adjacentes (Figura 3). Pode se observar em alguns afloramentos, veios e vênulas erráticos, compostos basicamente de quartzo e com orientação N-S. Na porção oeste da bacia, especificamente na proximidade do rio Parauapebas, ocorre uma maior quantidade de veios e vênulas, desta vez do tipo composto, constituídos por quartzo tipo “pente” nas bordas e sendo que o preenchimento da porção mais central se dá por um material de coloração negra criptocristalino. Em alguns casos a intensa venulação pode originar pseudobrechas localizadas.

É possível que as rochas da Formação Gorotire também possam ocorrer na porção oeste do Rio Parauapebas, onde tem sido cartografadas rochas da Formação Águas Claras (e.g., Araújo & Maia 1991), uma vez que podemos observar em imagens de satélite, um padrão textural semelhante aquele definido para a Formação Gorotire na Serra do Rabo, além dos domínios do rio Parauapebas para oeste. Desta forma, a ocorrência da Formação Gorotire se estenderia até a base dos platôs de rochas do Grupo Grão Pará (N4 e N5) a oeste do rio Parauapebas, que dentro de um contexto de articulação de blocos representaria um bloco alto que limitaria a bacia a NW. Investigações detalhadas sobre essa possibilidade estão sendo desenvolvidas.

DISCUSSÕES

As rochas ocorrentes na Serra do Rabo são bem diferentes daquelas descritas por Nogueira *et al.* (1995) para a Formação Águas Claras (ou como anteriormente era conhecida: Grupo Rio Fresco). Na Serra do Rabo predominam rochas arcoseanas e conglomerados polimíticos que não foram descritas para a Formação Águas Claras. As características distintas dessas rochas estão sintetizadas na tabela a seguir:

Tabela 1 – Principais diferenças entre a Formação Águas Claras e Formação Gorotire

Formação Águas Claras	Formação Gorotire
1- maturidade textural e composicional.	1- rochas com muito baixa maturidade textural e composicional.
2- predominantemente quartzo (sericita) arenitos, sublitoarenitos e argilitos.	2- predominantemente arcósios e conglomerados polimíticos ou conglomerados.
3- depósitos de plataforma, litoral e fluvial entrelaçado distal.	3- depósitos de canais fluviais entrelaçados a aluviais e depósitos de <i>piedmont</i> .
4- pode estar deformada por dobramento, falhas e rotação de acamamentos.	4- acamamentos subhorizontais, sem deformação.
5- ampla distribuição (> 1300Km ²) na região central da estrutura de Carajás.	5- afloramentos confinados às proximidades de lineamentos principais da Falha Carajás (~700 km ²).
6- cortada por plútons de granitos ca. 1.8 Ga, por sills gabróicos de ca. 2.6 Ga. e diques.	6- adjacente a plútons graníticos, aparentemente não intrudidos na sequência.
8- conglomerados monolíticos com seixos de quartzo.	8- mostra seixos e blocos de diversos tipos de rochas, incluindo granitos similares aos de idade ca. 1.8 Ga e/ou 2.5 Ga.

Com base nesses dados, torna-se evidente a necessidade de separação definitiva dessas rochas em relação aquelas da Formação Águas Claras. Na falta de uma denominação mais oportuna, sugere-se aqui provisoriamente o termo Formação Gorotire para representar estas rochas, carecendo-se ainda de uma adequada definição litoestratigráfica formal.

Dessa forma, as rochas, aqui atribuídas provisoriamente à Formação Gorotire, ocorrem de modo restrito, entre os feixes da terminação leste da Falha Carajás, particularmente ao norte do seu lineamento principal (Figura 3). Esta observação, somada ao fato de que essas rochas estão isentas de deformação tectônica expressiva, sugere que a deposição dessas rochas deve ter se dado em um *graben* balizado pelos lineamentos maiores da Falha Carajás (Figura 4). Os dados sedimentológicos coletados, embora restritos, e de caráter litofaciológico, levam a crer que o preenchimento da bacia poderia estar relacionado com depósitos de leques aluviais associado com sistemas fluviais entrelaçados, por este motivo, há a possibilidade da deposição dessas rochas estarem associadas às reativações tardias do Sistema Transcorrente Carajás e da terminação da Falha Carajás (<1.9/2.0Ga), provavelmente sob cinemática dextral. A possibilidade desta teoria estar correta dependerá da ocorrência de granitos proterozóicos nos conglomerados. Desta forma, serão realizadas datações radiométricas em blocos de granitos que ocorrem nos conglomerados polimíticos que se apresentam muito semelhantes em amostras de mão com aqueles não deformados que ocorrem na região. Possivelmente, esses granitos que ocorrem na região, seriam estratigraficamente mais antigos e teriam tido um papel de paleorelevo durante a sedimentação. Esta afirmação necessita, no entanto, de investigações mais detalhadas.

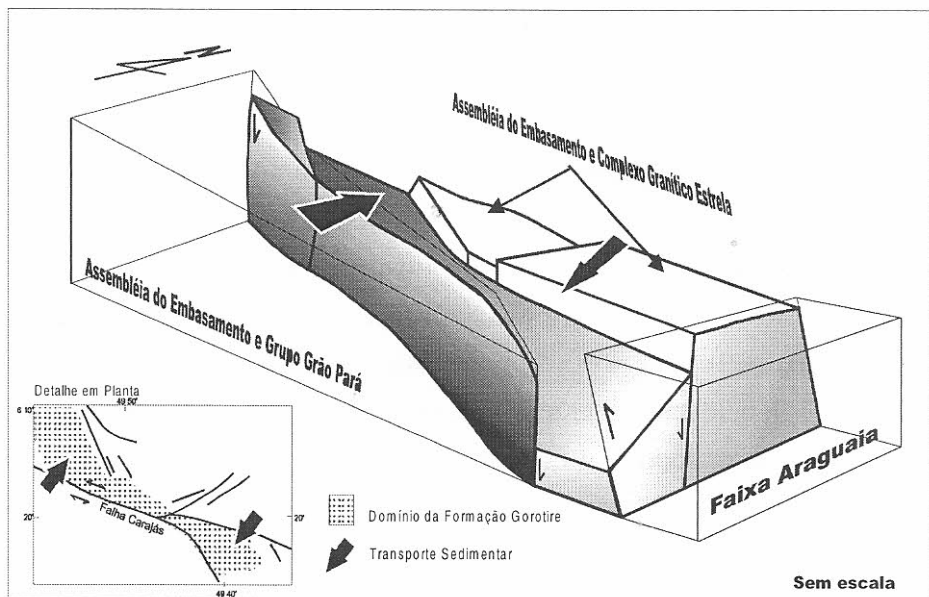


Fig. 4- Bloco diagrama esquemático mostrando a geometria dos blocos e lineamentos que compõem a bacia de deposição da Formação Gorotire.

Os dados de paleocorrente indicam fluxo predominante para N, NW e SW. De acordo com esses dados pode-se distinguir dois compartimentos com áreas fontes diferenciadas na bacia (Figuras 4 e 5). O compartimento leste receberia sedimentos provenientes predominantemente do norte, onde atualmente afloram rochas do Grupo Grão Pará e o Complexo Granítico Estrela. Na porção oeste da área estudada, até o Rio Parauapebas, as áreas fontes se dispõem principalmente a sul, onde afloram predominantemente rochas do embasamento e ainda restos do Grupo Grão Pará. Essa conclusão irá refletir

em uma variação nos litotipos encontrados nos clastos das rochas aflorantes em cada um destes compartimentos, como o verificado na maior proporção de clastos de arenito e formação ferrífera na porção oeste da bacia, enquanto que na porção leste, temos uma maior porcentagem de granitos foliados e vulcânicos (Figura 5).

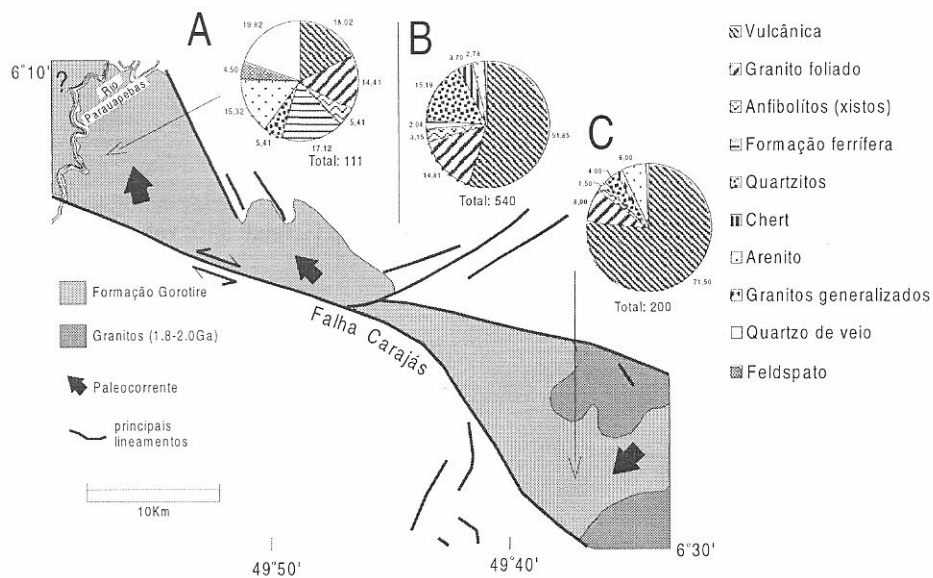


Figura 5- Distribuição e proporção dos principais tipos de clastos (> 1 cm) encontrados nas frações conglomeráticas da Formação Gorotire (A – diagrama para o compartimento W; B e C – diagramas para o compartimento E).

em uma variação nos litotipos encontrados nos clastos das rochas aflorantes em cada um destes compartimentos, como o verificado na maior proporção de clastos de arenito e formação ferrífera na porção oeste da bacia, enquanto que na porção leste, temos uma maior porcentagem de granitos foliados e vulcânicas (Figura 5).

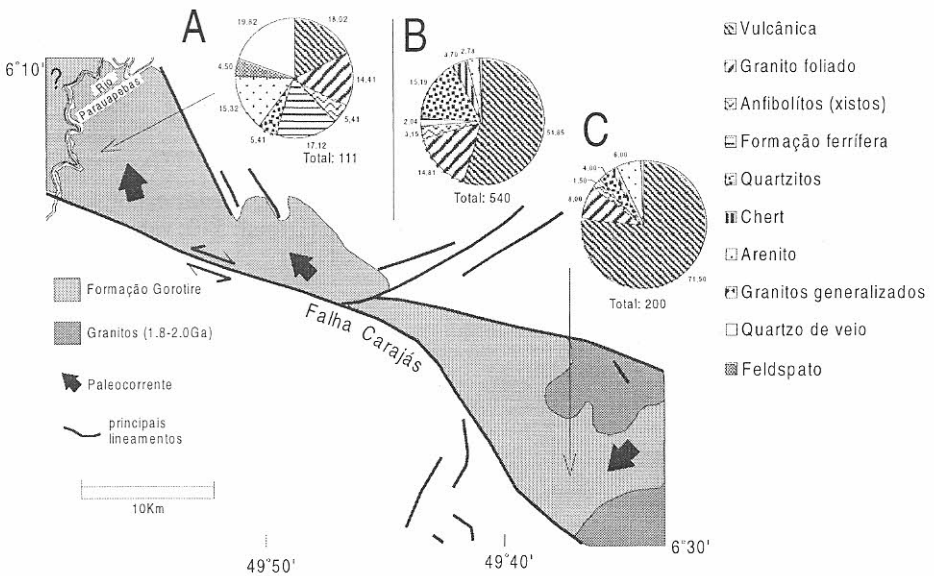


Figura 5- Distribuição e proporção dos principais tipos de clastos (> 1 cm) encontrados nas frações conglomeráticas da Formação Gorotire (A – diagrama para o compartimento W; B e C – diagramas para o compartimento E).

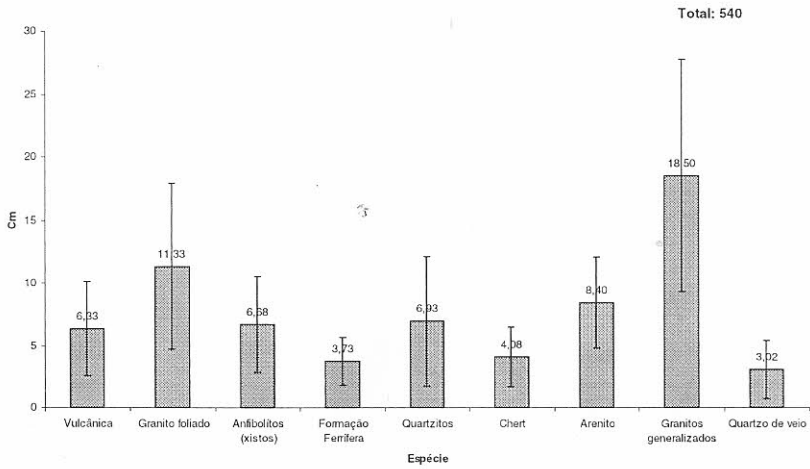


Figura 6- Variação e valor médio de tamanho quanto a espécie de clastos maiores que 1 cm nas frações conglomeráticas das rochas do compartimento E (total: 540; vide diagrama B, Figura 5).

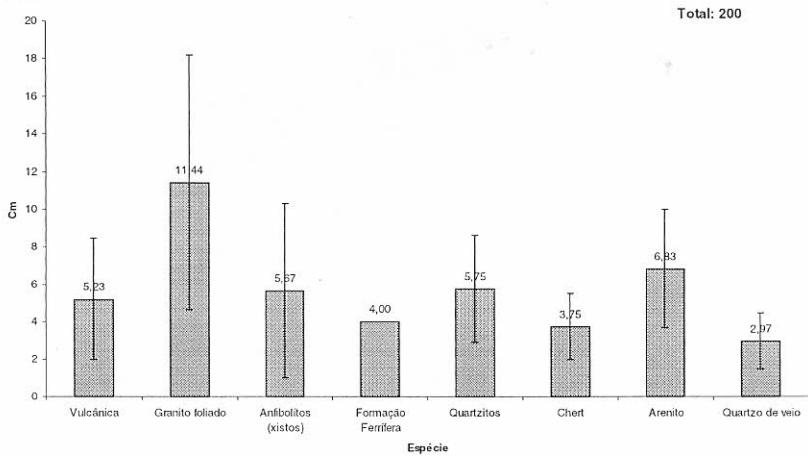


Figura 7- Variação e valor médio de tamanho quanto a espécie de clastos maiores que 1 cm nas frações conglomeráticas das rochas do compartimento E (total: 200; vide diagrama C, Figura 5).

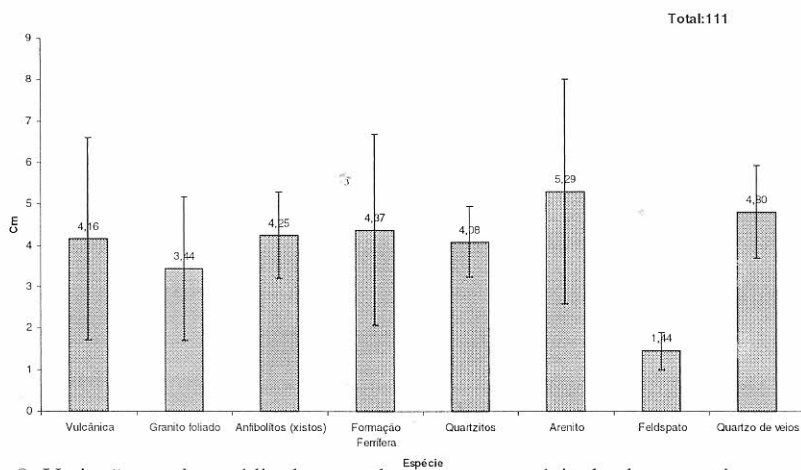


Figura 8- Variação e valor médio de tamanho quanto a espécie de clastos maiores que 1 cm as frações conglomeráticas das rochas do compartimento E (total: 111; vide diagrama A, Figura 5).

A partir de estudos mais detalhados de paleocorrente, pode ser possível se determinar que as variações encontradas nas direções de fluxo deposicional obtidas nas estruturas sedimentares dos arenitos, refletem deposição em um vale inciso cuja montante estaria a leste, seguindo na direção NW, bordejando aproximadamente o bloco sul, plenamente soerguido ao longo da Falha Carajás (Figura 3). A ordem de grandeza deste soerguimento é de difícil determinação, devendo ser da ordem de poucas centenas de metros. Uma outra possibilidade, pouco favorecida pelos dados disponíveis, de que as rochas aflorantes da Formação Gorotire na área estudada, representem apenas uma fração desta unidade preservada dentro de um *graben* disposto ao longo da Falha Carajás, portanto, depositada em uma bacia mais ampla.

A delimitação espacial e reconstrução da arquitetura da fácies estão sendo realizadas por estudos sedimentológicos mais detalhados, visando inclusive a formalização estratigráfica desta unidade.

CONCLUSÕES

1- As rochas estudadas neste trabalho não se associam estratigraficamente àquelas anteriormente descritas por Nogueira *et al.* (1995). As características sedimentológicas e estratigráficas dessas rochas mostram estreita relação com depósitos aluvionares provavelmente associados a reativações tardias do STCa, particularmente da Falha Carajás. A presença de blocos e seixos de granitos (alguns proterozóicos ou do tipo “Estrela”) nos conglomerados polimíticos desses depósitos, bem como o fato de não estarem deformados pelos lineamentos adjacentes, reforçam as evidências de representarem rochas distintas da Formação Águas Claras, devendo então ser definitivamente tratadas como uma unidade estratigráfica particular no contexto regional. Sugere-se aqui a denominação provisória de Formação Gorotire para estas rochas. Estudos sedimentológicos, geocronológicos e tectonoestratigráficos aprofundados estão ainda em desenvolvimento.

2- A ocorrência destas rochas em íntima associação com a Falha Carajás, em um *graben* balizado a sul pelo traço principal desta falha, sugere que sua deposição e preservação estejam fortemente controladas pela geometria e cinemática dessa estrutura. Por conter blocos e seixos de granitos tardios na evolução regional, é provável que sua deposição tenha se dado no Meso-Neoproterozóico durante um evento de reativação transtensiva distal da Falha Carajás.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq pela concessão de bolsa PIBIC ao primeiro autor e a UFPA/PROINT pelo suporte financeiro. A DOCEGEO S.A., CG – DGL pelo apoio logístico. Aos professores Werner Truckenbrodt e Dilce de Fátima Rosseti pelas valiosas discussões. Ao consultor da RBG por suas sugestões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B. de & MAIA, R.G.N. 1991. *Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Projeto Grande Carajás; Sub-Projeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás - Estado do Pará*. DNPM/CPRM; Brasília, 136p.
- BARROS, C.E. de M. 1991. Evolução Petrológica e Estrutural do Gnaisse Estrela, Curionópolis, PA. *Tese de mestrado, inédito*, Universidade Federal do Pará, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Belém, 134 p.
- BARROS, C.E. de M. 1997. Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brèsil. *Tese de Doutorado*, Nanci. 306 p.
- BEISIEGEL, V. de R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W. e TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e Recursos Minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**: 215-242
- DOCEGEO 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, Pará, anexo, p. 10-54.

- FREUND, R. 1971. The Hope Fault: A Strike Slip Fault in New Zealand. *New Zealand Journal of Geological Survey*, **86**: 49p.
- KNUP, P.E. 1971. Reconhecimento Geológico na Região dos Rios Itacaiúnas e Tocantins. Estado do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Resumo...* São Paulo, São Paulo, p. 61-62.
- LIMA, F.D. & PINHEIRO, R.V.L. 1998. Geometria e Cinemática da Terminação Leste da Falha Carajás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais...* Belo Horizonte, Minas Gerais, p.406.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W & PINHEIRO, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e Redefinição. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Série Ciências da Terra, **7**: 177-197.
- PINHEIRO, R.V.L. 1997. Reactivation History of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil. *Tese de Doutorado*, University of Durham, Durham, Inglaterra, 408 p.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archaean Strike-Slip Fault Systems, Amazon Region, Brazil. *Journal of the Geological Society, London*, **154**: 99-103.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI Jr. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(2): 195-200.

8

**CLASSIFICAÇÃO GLOBAL DA BACIA DOS
PARECIS NO ESTADO DE RONDÔNIA**

Ruy B. C. Bahia¹

Augusto J. Pedreira²

CPRM - Serviço Geológico do Brasil:

¹REPO (Residência de Porto Velho)

Av. Lauro Sodré, 2561 - Bairro Tanques, Porto Velho, Rondônia;

CEP: 78904-300 E-mail: cprmrepo@enter-net.com.br;

²DIGEOb (Divisão de Geologia Básica) Av. Ulysses Guimarães, 2862 –
CAB. Salvador, Bahia, CEP: 41213-000. E-mail: pedreira@allways.com.br

RESUMO	227
ABSTRACT	228
INTRODUÇÃO	229
CLASSIFICAÇÃO DA BACIA DOS PARECIS	231
Geologia Regional	231
Tectônica Formadora da Bacia	233
CICLO I	233
Estágios Depositionais	234
CICLO II	239
Estágios Depositionais	239
Tectônica Modificadora da Bacia	244
DISCUSSÃO	246
CONCLUSÕES	247
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	248

RESUMO

A Bacia dos Parecis no Estado de Rondônia está situada sobre crosta continental, no interior de uma placa litosférica. A deposição dos sedimentos da bacia começou no Siluriano em um sistema de riftes intracontinentais, gerados por movimentos divergentes devido à dispersão do Supercontinente Rodínia. Dentro desses riftes depositaram-se sedimentos relacionados a sistemas de leques aluviais, lacustres, deltaícos e marinhos, glaciais e fluviais entrelaçados. O abortamento dos riftes foi seguido por subsidência flexural, implantando-se sobre eles uma bacia intracratônica, onde foram depositados sedimentos do Permiano ao Cenozóico. Posteriormente, estes sedimentos foram afetados pelos eventos tectônicos andinos.

A bacia é classificada preliminarmente como uma bacia poli-histórica do tipo *rift-sag*, onde estão representados os tipos de ciclo IF (Fratura Interior) e IS (Sinéclise Interior), compostos, respectivamente, pelos eventos deposicionais 1, 2, 3 (continental-marinho-continental) e 1, 3, 1 (continental-continental-continental). A tectônica modificadora da bacia é atribuída à coilogênese (KG) e ao cisalhamento episódico nas áreas adjacentes (Lc), causado por compressão oblíqua na região andina.

A bacia pode ser representada pela fórmula IF 1/Lc / IF 2,3 / KG / IS 1 /Lc / IS 3 / Lc / IS 1.

Palavras-chave: Bacia dos Parecis, Fanerozóico, Classificação de Bacias, Tectônica.

ABSTRACT

The Parecis Basin located in Rondônia State, is on continental crust in the interior of a lithospheric plate. The deposition of Parecis Basin began in the Silurian, within an intracontinental rift system generated by divergent movements due to the breakup of the Rodinia Supercontinent. Sediments of alluvial, lacustrine, deltaic and marine systems, followed by glacial and fluvial braided systems, filled the rifts. The cessation of the taphrogenesis led to flexural subsidence and in this area and, consequently, development of an intracratonic basin filled during the Permian to Cenozoic, by continental sediments of desertic and fluvial braided systems. Subsequently, these sediments were affected by the Andean tectonic events.

The basin is preliminarily classified as a polyhistory rift-sag type basin, comprising the cycles types IF (Interior Fracture) and IS (Interior Sag), composed respectively by 1, 2, 3 (continental-marine-continental) and 1, 3, 1 (continental-continental-continental) depositional events. The modifying tectonics of the basin is attributed to the koilogenesis (KG) and episodic wrenching (Lc) in areas nearby the basin, related to oblique compression in the andean region.

The basin can be represented by the following formula: IF 1/Lc / IF 2,3 / KG / IS 1 /Lc / IS 3 /Lc / IS 1.

Keywords: Parecis Basin, Phanerozoic, Basin Classification, Tectonics

INTRODUÇÃO

O principal objetivo de uma classificação de bacias sedimentares é a criação de um sistema através do qual elas possam ser comparadas entre si e suas semelhanças e diferenças notadas (Kingston *et al.* 1983). Anteriormente ao advento do paradigma da tectônica de placas, as bacias eram classificadas de acordo com a teoria geossinclinal (Kay 1948; Krumbein & Sloss 1963; Auboin 1965; Dott Jr. 1974, 1978 e Mitchell & Reading 1978, entre outros). Adotando-se os conceitos de tectônica global, a maioria das bacias sedimentares pode ser explicada em termos de processos marginais ou interiores às placas e assim, suas estruturas e estratigrafia têm ficado mais compreensíveis (Miall 1984). Desta forma, as classificações de bacias propostas a partir da década de 70, levaram em conta tanto a posição das bacias em relação às margens das placas, como o tipo de crosta subjacente a elas (Dickinson 1975; Klemme 1975; Bally & Snelson 1980; Kingston *et al.* 1983; Miall 1984; Klein 1987). Mais recentemente, Ingersoll & Busby (1995) apresentaram uma classificação com 26 tipos de bacia, desenvolvida a partir das classificações de Dickinson (1974; 1976) e de Ingersoll (1988).

Entre essas classificações a de Kingston *et al.* (1983), essencialmente descritiva e baseada nos princípios da tectônica de placas, foi aplicada em escala mundial a cerca de 600 bacias, inclusive no Brasil (Figueiredo & Raja Gabaglia 1986). Utilizando-se este sistema, é possível caracterizar a bacia por uma fórmula, que é progressivamente atualizada, à medida que são obtidos novos dados sobre ela. A precisão desta classificação depende da qualidade

dos dados existentes e, conseqüentemente, do conhecimento detalhado da geologia, o qual só pode ser obtido através de mapeamento geológico, sondagem profunda, perfilarem elétrica, nuclear, sônica, e sísmica de alta resolução.

A unidade básica do sistema de classificação de bacias de Kingston *et al.* (1983) é o *ciclo*, que corresponde aos sedimentos depositados durante um único episódio tectônico. Deste modo, suas bacias se dividem primariamente em bacias *simples* (bacias com apenas um ciclo) e bacias *polyhistory* (bacias com mais de um ciclo). Os termos *bacia* e *ciclo*, podem ser usados indiferentemente como uma unidade constituída por um evento tectônico de formação de bacia. De acordo com essa classificação, os elementos principais da história de uma bacia no contexto da tectônica de placas são:

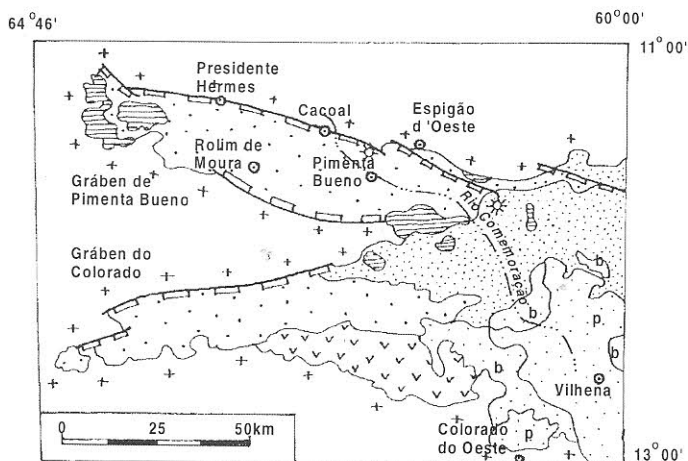
- 1) A tectônica formadora da bacia;
- 2) Os estágios deposicionais;
- 3) A tectônica modificadora da bacia.

Neste trabalho, os autores apresentam uma tentativa de classificação do setor da Bacia dos Parecis aflorante no Estado de Rondônia, de acordo com o Sistema Global de Classificação de Bacias (Kingston *et al.* 1983). Os dados apresentados foram obtidos de mapas geológicos de pequena escala (Scandolara *et al.* 1998) e de reconhecimentos de campo (Pedreira 1998).

CLASSIFICAÇÃO DA BACIA DOS PARECIS

Geologia Regional

A Bacia dos Parecis, uma das bacias intracratônicas brasileiras, está situada na região centro-oeste do país, entre as bacias do Solimões, Alto Tapajós e do Paraná (Figura 1), no setor sudoeste do Cráton Amazônico, formado por acreção através da colagem dos cinturões de cisalhamento Rio Negro-Juruena (1,8-1,6 Ga) e Sunsás-Aguapéí (1,3-0,9 Ga) (Brito Neves 1995). Ela possui direção geral oeste-leste, medindo 1.250 km na sua maior dimensão e ocupando uma área de aproximadamente 500.000 km². Está preenchida por mais de 6.000 m de sedimentos principalmente siliciclásticos, cuja idade varia desde o Siluriano até o Terciário, com uma importante lacuna entre o Permiano e o Jurássico (Siqueira 1989). Siqueira & Teixeira (1993) a dividiram, de oeste para leste, nas sub-bacias de Rondônia, Juruena e Alto Xingu, separadas respectivamente pelos arcos de Vilhena e da Serra Formosa. Os sedimentos que preenchem a Sub-bacia de Rondônia pertencem a sistemas de leque aluvial, lacustre, marinho raso e glacial (Figuras 4 a 6); os da Sub-bacia do Juruena, são essencialmente fluviais e desérticos (Figuras 8 e 9).



JURO-CRETÁCEO

F. Parecis (p) e
F. Bolucatu (b)

F. Anari

PERMO-CARBONÍFERO

F. Fazenda da
Casa Branca

CARBONÍFERO

F. Pimenta
Bueno

SILURIANO

F. Cacoal

PRECAMBRIANO

Gnaisses e
migmatitos

MAPA DE SITUAÇÃO



Contato

Falha extensional
(retângulos no bloco baixo)

Chaminé kimberlítica

Figura 1 - Mapa geológico do setor da Bacia dos Parecis situado no Estado de Rondônia, delimitado no Mapa de Situação. Este também mostra a posição da Bacia dos Parecis em relação às demais bacias intracratônicas brasileiras: 1-Parecis; 2-Acre; 3-Solimões; 4-Amazonas; 5-Marajó; 6-Parnaíba; 7-Paraná; 8-Alto Tapajós. Cidades: BSB-Brasília; RIO-Rio de Janeiro; SSA-Salvador; PVH-Porto Velho.

Tectônica formadora da bacia

No Sistema Global de Classificação de Bacias de Kingston *et al.* (1983), a tectônica formadora das bacias leva em conta os seguintes elementos: 1) a composição da crosta subjacente, se continental ou oceânica; 2) posição da bacia na placa, se interior ou marginal; e, 3) o tipo de movimento da placa sobre a qual está situada a bacia, se predominantemente divergente, convergente, transcorrente, horizontal ou vertical.

A Bacia dos Parecis foi depositada sobre crosta continental pertencente ao Terreno Nova Brasilândia e está limitada a norte pelos terrenos Jamari (Domínio Ariquemes - Porto Velho) e Roosevelt (Scandolara *et al.* 1999), no interior da placa Sul Americana. Foram detectados no setor da bacia aflorante no Estado de Rondônia, os dois ciclos descritos a seguir.

CICLO I

Este ciclo corresponde à Sub-bacia de Rondônia (Fossa Tectônica de Rondônia de Siqueira, 1989), que compreende os grábens de Pimenta Bueno e do Colorado (Figura 1). Essas bacias formaram-se pela reativação de estruturas do embasamento, uma vez que o Graben de Pimenta Bueno (Paleozóico) é a continuação oriental dos Uopianes (Proterozóico; Scandolara 1988). Os movimentos divergentes horizontais formadores dessas estruturas, permitem classificar este ciclo como uma Bacia de Fratura Interior (IF; Figura 2).

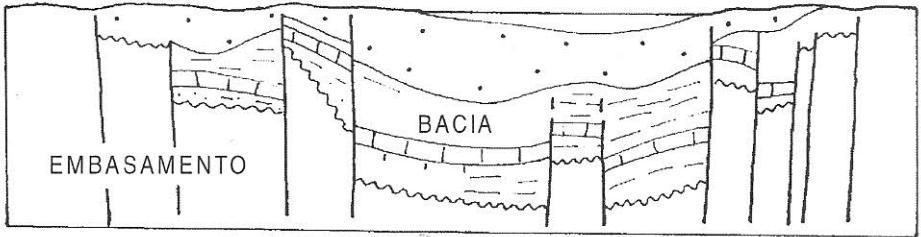


Figura 2 - Seção geológica esquemática de uma bacia do tipo Fratura Interior (IF).
Fonte: Figueiredo & Raja Gabaglia, 1986.

Estágios Depositionais

Os estágios deposicionais correspondem ao preenchimento de cada ciclo/bacia e são codificados por números: o estágio 1 compreende sedimentos de origem não-marinha; o estágio 2 corresponde a uma transgressão marinha e o estágio 3, a sedimentos regressivos (não-marinhos). A Figura 3 é uma representação esquemática desses três estágios deposicionais.

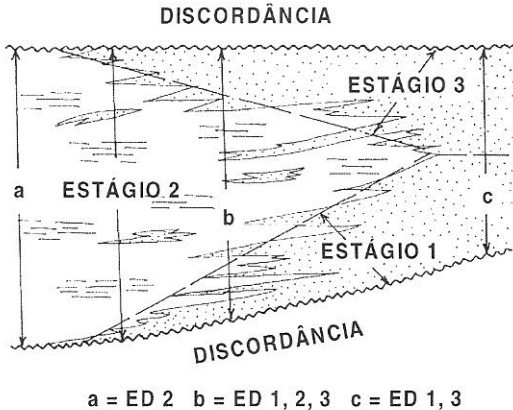


Figura 3 - Representação esquemática dos Estágios Depositionais (ED) de cada ciclo/bacia. Fonte: Figueiredo & Raja Gabaglia, 1986.

Na Bacia dos Parecis, o Estágio Depositional I (sedimentos não-marinhas) é representado pelos sedimentos da Formação Cacoal, de idade siluriana (Figuras 1 e 4). A base da Formação Cacoal, que aflora na cidade homônima, é composta por conglomerados polimíticos com matriz arcossiana, com clastos de até um metro de diâmetro, angulosos e de composição variada: rochas básicas, ultrabásicas, vulcânicas ácidas, gnaisses, cataclasitos e metassiltitos. Os conglomerados são sucedidos por calcário dolomítico róseo, contendo intercalações de siltitos carbonáticos, brechas intraformacionais e margas ferruginosas (Siqueira 1989). A parte intermediária da formação, que aflora na região da cidade de Rolim de Moura, consiste em lobos de arenito, sotopostos a folhelhos intercamados com arenitos, que localmente possuem marcas de sola. Os corpos de arenito possuem cerca de 1,5 m de espessura e estratificação plano-paralela e de baixo ângulo. No topo da formação, a leste da cidade de Espigão d' Oeste, afloram calcários cinza com estratificação plano-paralela e fendas de ressecamento no topo de algumas camadas.

Os clastos dos conglomerados da formação Cacoal consistem em seixos e matacões angulosos de granito e quartzito, sustentados por matriz de arenito feldspático branco, de granulação grossa e mal selecionado. A forma angulosa dos clastos indica a proximidade da fonte e sua deposição rápida, enquanto a presença de minerais pouco resistentes ao intemperismo químico na matriz pode evidenciar a dominância de um clima seco. Os corpos sigmoidais de arenito são muito semelhantes aos lobos deltáicos encontrados no Recôncavo Baiano, onde eles são separados por camadas de folhelho; daí a sua interpretação como deltas. Por estarem em um rifte, é sugerida a sua

dominância por rios. Os folhelhos com intercalações de arenito com marcas de sola representariam fácies mais distais desses deltas. Finalmente, as fendas de ressecamento encontradas nos calcários do topo da formação, que devem ser lacustres, representam exposição subaérea, devido a oscilações do nível de base do lago.

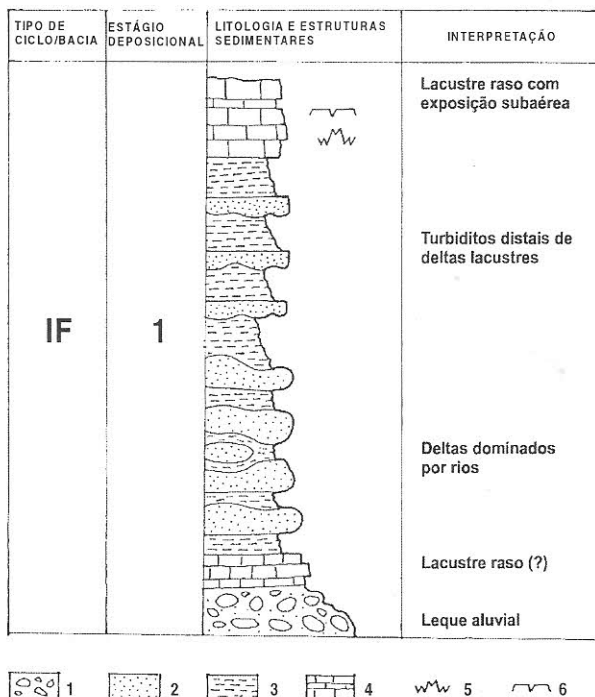


Figura 4 - Coluna estratigráfica composta da Formação Cacoal com cerca de 14m de espessura, construída a partir de observações nas regiões de Cacoal (Siqueira, 1989), Rolim de Moura e Espigão d' Oeste. Legenda: 1-Conglomerado; 2-Arenito; 3-Folhelho/argilito; 4-Calcário; 5-Estilólitos; 6-Fendas de ressecamento.

O Estágio Depositional 2 está representado pelas associações de litofácies A, C e D da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero), que aflora na região da cidade de Rolim de Moura (Bahia & Pedreira 1996; Figura 5). A Associação de Litofácies A consiste em folhelhos micáceos, de cor marrom chocolate, físseis e laminados. Localmente os folhelhos intercalam-se com siltitos da mesma coloração e com arenitos de cor creme, parcialmente esverdeados. Os siltitos da base da unidade estão em camadas de base plana e topo ondulado, com pequenos clastos de lama. Siqueira (1989) registra a presença nestes folhelhos de acritarcas (grupo de microfósseis orgânicos conhecidos desde o Precambriano até o presente) do gênero *Synsphaeridium*. A Associação de Litofácies C corresponde a pelitos com grãos de areia “flutuando” na matriz e clastos caídos (Bahia & Pedreira 1996). A Associação de Litofácies D compreende conglomerados sustentados pela matriz com clastos subarredondados de granito, gnaiss e rochas básicas e angulosos de xisto e quartzito. Conglomerados semelhantes afloram a sudeste de Espigão d’Oeste.

Os folhelhos com intercalações de silito, devido à ausência de estruturas indicativas de processos trativos e à presença de acritarcas indicativos de deposição em água rasa, são interpretados como depósitos de planície de maré. As camadas de base plana e topo ondulado com clastos de lama, foram depositadas durante episódios de tempestades. Os diamictitos podem ser interpretados como um tilito de alojamento depositado abaixo de geleiras (Nichols 1999), e os pelitos com clastos caídos como proveniente da descarga de *icebergs* (Bahia & Pedreira 1996).

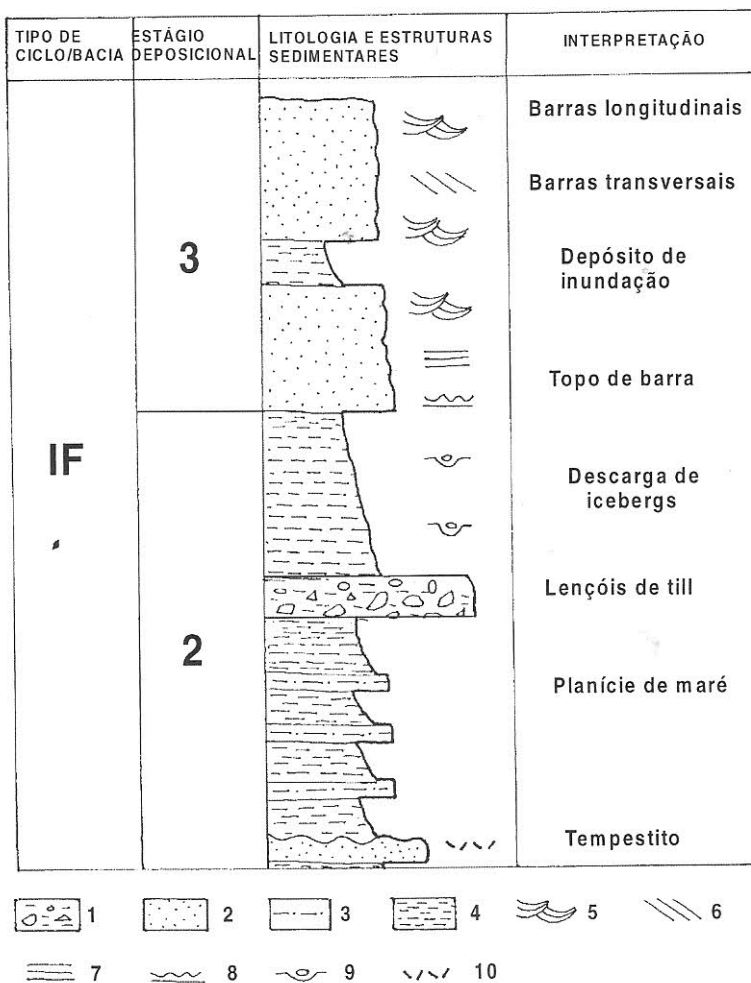


Figura 5 - Coluna estratigráfica composta da Formação Pimenta Bueno com cerca de 15m de espessura, construída a partir de observações na região de Rolim de Moura (Bahia & Pedreira, 1996). Legenda: 1- Conglomerado; 2- Arenito; 3- Siltito; 4- Folhelho/argilito; 5- Estratificação cruzada acanalada; 6- Estratificação cruzada tabular; 7- Estratificação plano-paralela; 8- Marcas onduladas; 9- Clastos caídos; 10- Clastos de lama.

O Estágio Depositional 3 é representado pelos arenitos do topo da formação (Figura 5). Eles são interpretados como barras longitudinais, depósitos de topo de barra e de *overbank*, pertencentes a um sistema fluvial entrelaçado (Bahia & Pedreira 1996). Estes dados são corroborados pelo exame desta formação na região de Espigão d' Oeste, onde também ocorrem arenitos interpretados como depósito de sistemas fluviais entrelaçados (Pedreira 1998).

CICLO II

No Estado de Rondônia, o Ciclo II está representado pelo setor ocidental da Sub-bacia do Juruena (Baixo Gravimétrico dos Parecis de Siqueira, 1989), onde afloram as formações Fazenda da Casa Branca (Carbonífero), Botucatu (Jurássico) e Parecis (Cretáceo). A extensão dos afloramentos dessas formações ao longo de toda a bacia no Estado de Mato Grosso até o paralelo 51° W, sem limites falhados, sugere que o espaço criado para a deposição dos sedimentos deveu-se à subsidência em função da descida das isotermas nessa região. Portanto, estas formações devem ter se depositado em uma bacia do tipo Sinéclise Interior (IS; Figura 6).

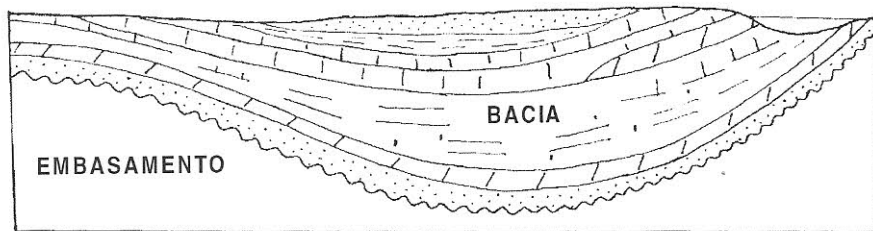


Figura 6 - Seção geológica esquemática de uma bacia do tipo Sinéclise Interior (IS).
Fonte: Figueiredo & Raja Gabaglia, 1986.

No Ciclo II, estão representados os estágios deposicionais 1 e 3. O Estágio Depositional 1 corresponde à Formação Fazenda da Casa Branca (Figura 7) e o Estágio Depositional 3 à Formação Parecis (Figura 8).

A Formação Fazenda da Casa Branca começa por arenitos de granulometria bimodal com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de grande porte. No rio Comemoração, as estratificações cruzadas de grande porte são detectadas pela variação das atitudes das camadas de arenito friável de granulação grossa, com grãos bem arredondados e muito bem selecionados. Na rodovia RO-494, aflora uma alternância de arenitos e lamitos vermelhos, micáceos. Nos arenitos ocorrem marcas onduladas linguóides e estratificações cruzadas tanto acanaladas de base tangencial, como tabulares, e fendas de ressecamento.

A granulometria bimodal indica transporte pelo vento e as lentes de granulação inversa foram produzidas por fluxo de grãos em frentes de dunas. Essas feições, juntamente com as estratificações cruzadas de grande porte, permitem interpretar a formação como depositada em ambiente desértico. Na parte superior da formação, as camadas de arenito com marcas onduladas linguóides evidenciam deposição em água rasa com alta velocidade de fluxo, cuja diminuição, parada ou estagnação levou à deposição de lamitos (decantação de fluxo). As estratificações cruzadas tabulares e acanaladas correspondem respectivamente a barras transversais e longitudinais, e as fendas de ressecamento, a exposição subaérea. Essas feições caracterizam um sistema fluvial entrelaçado.

TIPO DE CICLO/BACIA	ESTÁGIO DEPOSICIONAL	LITOLOGIA E ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
IS	1		Barras transversais
			Barras longitudinais
			Exposição subaérea
			Depósito de inundação ou decantação de fluxo
			Topo de barra
			Dunas eólicas



Figura 7-Coluna estratigráfica composta da Formação Fazenda da Casa Branca com cerca de 20m de espessura, construída a partir de observações na rodovia RO-494 a sudoeste de Pimenta Bueno e no rio Comemoração. Legenda: 1-Arenito; 2-Lamito; 3-Estratificação cruzada acanalada (gp=grande porte); 4-Estratificação cruzada tabular (gp=grande porte); 5-Fendas de ressecamento; 6-Lentes de fluxo de grãos; 7-Marcas onduladas de corrente.

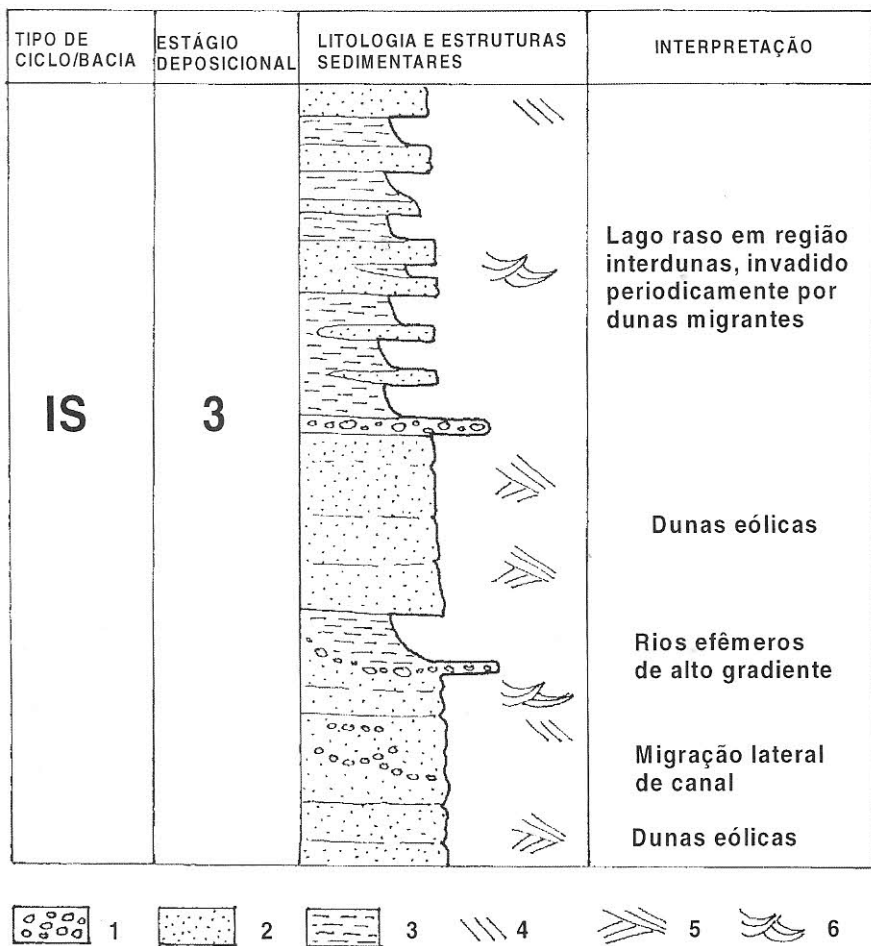


Figura 8-Coluna estratigráfica composta da Formação Parecis com cerca de 25m de espessura, construída a partir de afloramentos ao longo da rodovia RO-399, a norte de Colorado do Oeste. Legenda: 1-Conglomerado; 2-Arenito; 3-Folhelho/argilito; 4-Estratificação cruzada tabular; 5- Estratificação cruzada tabular de grande porte; 6- Estratificação cruzada acanalada.

Tectônica modificadora

A tectônica modificadora de uma bacia é atribuída por Kingston *et al.* (1983) a eventos que afetem apenas o pacote sedimentar, não contribuindo para a formação de nova área bacial. Esses eventos são de três tipos: cisalhamento episódico em áreas adjacentes à bacia (L), cinturões móveis adjacentes à bacia formados por compressão oblíqua (FB), e cinturões móveis em áreas convergentes (FB3). A cada intensidade do evento é atribuída uma letra (a-f), do mais fraco para o mais forte. Em muitos casos, a distinção entre tectônica formadora e modificadora não pode ser feita com facilidade (Figueiredo & Raja Gabaglia 1986).

Na Bacia dos Parecis, podem ser notados dois tipos de eventos modificadores: o principal seria a transição da bacia tipo Fratura Interior, para Sinéclise Interior; os demais correspondem a lacunas na coluna estratigráfica, onde estão ausentes registros do Eodevoniano, entre o Eopermiano e o Jurássico, e do Eocretáceo, conforme as correlações efetuadas por Siqueira (1989).

O evento principal seria causado pela cessação da extensão litosférica: ou seja, as áreas onde os riftes foram formados resfriaram-se e subsidiram flexuralmente para formar a bacia intracratônica (Ingersoll & Busby 1995). A este evento é atribuído o código KG, correspondente à transição tafrógeno-coilógeno (*taphogên-koilógen*; Sengör 1995), que modificou a geometria da bacia.

As lacunas podem ser atribuídas aos eventos ocorridos na cadeia andina, onde existe atividade tectônica desde o Eopaleozóico, como exemplificam os dobramentos dos sedimentos ordovicianos, silurianos e devonianos (Short & Blair Jr. 1986), além de falhamentos normais e reversos de alto ângulo, associados a soerguimento. Esses eventos modificadores podem ser codificados como Lc (intensidade moderada; Figura 9), atribuídas respectivamente ao rejuvenescimento de blocos mais antigos, por episódios de cisalhamento na área adjacente à bacia, causados por compressão oblíqua.

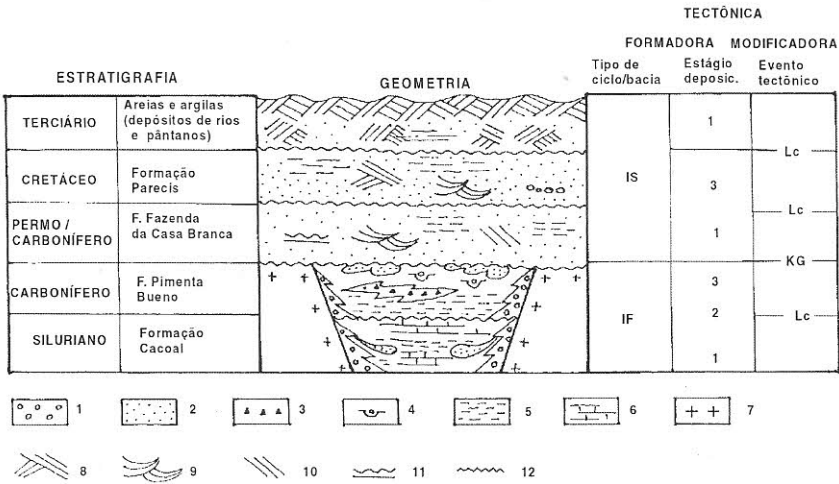


Figura 9 - Classificação global da Bacia dos Parecis no Estado de Rondônia. Legenda: 1-Conglomerado; 2- Arenito; 3-Diamictito; 4-Pelitos com clastos caídos; 5-Folhelho/argilito; 6- Calcário; 7-Embasamento; 8-Estratificação cruzada tabular de grande porte; 9- Estratificação cruzada acanalada; 10-Estratificação cruzada tabular; 11-Marcas onduladas; 12-Discordância.

DISCUSSÃO

A parte da Bacia dos Parecis aflorante no Estado de Rondônia está no setor sudoeste do Cráton Amazônico, e implantou-se sobre crosta continental, no interior de uma placa litosférica. Movimentos extensionais ocorridos neste embasamento durante o Paleozóico, possivelmente relacionados à fragmentação do Supercontinente Rodínia, deram origem a um sistema de riftes. Dentro desses riftes depositou-se a Formação Cacoal, como leques aluviais, gradando para lacustre na região axial do rifte, onde se formaram deltas dominados por rios, com correntes de turbidez na sua parte distal (Figura 4). Uma transgressão marinha atribuída à parte inferior da Formação Pimenta Bueno cobriu estes sedimentos, culminando pela deposição costeira de lençóis de till e clastos caídos de geleiras em fusão. Na planície de lavagem implantaram-se rios entrelaçados (Bahia & Pedreira 1996).

No Paleozóico Superior, por alguma razão, cessaram os processos de extensão litosférica. As áreas rifteadas resfriadas subsidiram flexuralmente formando uma bacia intracratônica. Nesta bacia intracratônica, depositou-se inicialmente a Formação Fazenda da Casa Branca (Figura 7), que até recentemente era suposta fazer parte do preenchimento dos riftes (Bahia & Pedreira 1996). A Formação Fazenda da Casa Branca foi interpretada por Caputo (1984) como depositada em ambiente periglacial. Esta formação está separada da Formação Parecis (Figura 8) por uma lacuna estratigráfica, correspondente ao período Triássico, com erosão ou não-deposição de sedimentos. Esses sedimentos deveriam ter sido marinhos, correspondentes ao Estágio Depositional 2 do Ciclo II (Figura 9). Os eventos cenozóicos estão representados pela lateritização do topo da Formação Parecis.

A Bacia dos Parecis no Estado de Rondônia foi modificada por quatro eventos tectônicos: KG, correspondente à cessação da tafrogenia e à implantação do coilógeno, quando a bacia passou de uma Fratura Interior para uma Sinéclise Interior, e às discordâncias representadas na Figura 9, entre as formações Cacoal e Pimenta Bueno, Fazenda da Casa Branca e Parecis, e entre esta e a Cobertura Laterítica Desmantelada. Embora a causa destas discordâncias ainda não esteja perfeitamente determinada, existe a possibilidade de episódios de cisalhamento na área adjacente à bacia causados por compressão oblíqua na cadeia andina. Em referência à propagação de eventos compressivos através de áreas estáveis, recentemente Bosworth *et al.* (1999) mencionaram os efeitos do “Evento Santoniano” (Neocretáceo) através da Placa Africana, como um exemplo importante do papel que esforços compressivos podem representar em ambientes estáveis intraplaca.

CONCLUSÕES

Embora ainda existam poucos dados em relação à Bacia dos Parecis, foi possível classificá-la preliminarmente como uma bacia do tipo *rift-sag*, isto é, poli-histórica, compreendendo mais de um ciclo de deposição e aventar hipóteses para as causas da sua tectônica modificadora.

O primeiro ciclo, classificado como IF, é representado pela deposição em um sistema de riftes com o ordenamento de fácies clássico desses sistemas (leque aluvial, fluvial, lacustre, marinho), seguido novamente por sedimentos continentais em uma sucessão ordenada de eventos deposicionais: continental-marinho-continental (Figura 9).

No segundo ciclo (IS), a deposição foi essencialmente continental: as formações Fazenda da Casa Branca e Parecis, foram depositadas por sistemas desérticos e fluviais. Está ausente entre elas a sedimentação marinha, que deve ter sido erodida, ou não se depositou; assim, a sucessão de eventos deposicionais está incompleta (contínental-?-continental).

Assim, a Bacia dos Parecis no Estado de Rondônia, ela pode ser representada pela seguinte fórmula: **IF 1/Lc / IF 2,3/ KG/ IS 1/Lc/ IS 3/ Lc/ IS 1**, até que surjam novos dados que contribuam para o seu conhecimento mais aprofundado, modificando e aprimorando esta fórmula.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AUBOIN, J. 1965. Geosynclines. Amsterdam, Elsevier, 335 p. (Developments in Geotectonics I).
- BAHIA, R.B.C. & PEDREIRA, A. J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno na região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, II : 24-29 (no. 1, março 1996).
- BALLY, A. W. & SNELSON, S. 1980. Realms of Subsidence. *In*: MIALL, A. D. (ed.) *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*. Can. Soc. Petr. Geol., Mem. 6, p. 9-75.
- BOSWORTH, W.; GIRAUD, R. & KESSLER III, L.G. 1999. Late Cretaceous (ca. 84Ma) compressive deformation of the stable platform of northeast Africa (Egypt): Far-field stress effects of the "Santonian event" and origin of the Syrian arc deformation belt. *Geology*, 27: 633-636.
- BRITO NEVES, B.B. 1995. Crátons e Faixas Móveis. São Paulo, USP, 187 p. (Boletim IG-USP, Sér.Didat. 7).
- CAPUTO, M.V. 1984. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of the Northern Basins of Brazil*. Santa Barbara, University of California (Tese de Doutorado inédita).

- DICKINSON, W.R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. *In*: Dickinson, W.R. (ed.) Tectonics and Sedimentation. SEPM, Spec. Publ. 22, p. 1-27.
- DICKINSON, W.R. 1976. Sedimentary Basins developed during evolution of Mesozoic-Cenozoic arc-trench system in western North America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13: 1268-1287.
- DOTT Jr., R.H. 1974. The Geosynclinal Concept. *In*: Dott Jr., R.H.; Shaver, R.H. (eds.) Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. SEPM, Spec. Publ. 19, p. 1-13.
- DOTT Jr., R.H., 1978. Tectonics and Sedimentation a Century Later. *Earth Sciences Review*, 14: 1-34.
- EINSELE, G. 1995. *Sedimentary Basins; Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Berlin, Springer- Verlag, 628 p.
- FIGUEIREDO, A..M.F. & RAJA GABAGLIA, G.P. 1986. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 350-369.
- INGERSOLL, R.V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, 100:1704-1719.
- INGERSOLL, R.V.; BUSBY, C.J. 1995. Tectonics of sedimentary basins. *In*: Busby, C.J. ; Ingersoll, R.V. (eds.) Tectonics of Sedimentary Basins. Oxford, Blackwell Science, 1-51.
- KAY, M. 1948. North American *Geosynclines*. *Geol. Soc. America Mem.* 48, 143 p.
- KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P.& WILLIAMS, P.A. 1983. Global Basin Classification System. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67: 2175-2193.
- KLEIN, G.V. 1987. Current aspects of basin analysis. *Sedimentary Geology*, 50: 95-118.
- KLEMME, H.D. 1975. Giant oil fields related to their geological setting. *Bulletin of Canadian Society of Petroleum Geologists*, 23: 30-66.
- KRUMBEIN, W.C.& SLOSS, L.L. 1963. *Stratigraphy and Sedimentation*. San Francisco, Freeman, 660 p.

- MIALL, A.D. 1984. Principles of Sedimentary Basin Analysis. New York, Springer-Verlag, 490 p.
- MITCHELL, A.H.G. & READING, H.G. 1978. Sedimentation and tectonics. In: Reading, H.G. (ed.) Sedimentary Environments and Facies. Amsterdam, Elsevier, p. 439-476.
- NICHOLS, G. 1999. *Sedimentology & Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 355 p.
- PEDREIRA, A.J. 1998. Sistemas deposicionais e estratigrafia da Bacia dos Parecis no Estado de Rondônia. Salvador, CPRM-DIGEOP, 31 p. (Relatório de Viagem).
- SCANDOLARA, J.E. (coord.) 1998 - Mapa Geológico do Estado de Rondônia; Escala 1:000.000. Porto Velho, CPRM-REPO.
- SCANDOLARA, J.E.; AMORIM, J.L.; RIZZOTTO, G.; QUADROS, M.E.S. & BAHIA, R.B.C. 1999. Compartimentação Tectono-estratigráfica Pré-Cambriana de Rondônia: Subsídios para os Modelos Evolutivos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6. Manaus, 1999. Boletim de Resumos Expandidos. Manaus, AM, SBG/ Núcleo Norte, p. 282-285.
- SENGÖR, A.M.C. 1995. Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In: Busby, C.J.; Ingersoll, R.V. (eds.) Tectonics of Sedimentary basins. Oxford, Blackwell Science, 53-117.
- SHORT, N.M. & BLAIR Jr., R.W., eds. 1986. Geomorphology from Space; Bolivian Andes. http://daac.gsfc.nasa.gov/DAAC_DOCS/geomorphology/G.../GEO_PLATE_T-21.HTM (23 Jul. 99).
- SIQUEIRA, L.P. 1989. Bacia dos Parecis. Boletim de Geociências da Petrobras, 3: 3-16.
- SIQUEIRA, L.P. & TEIXEIRA, L.B. 1993. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobras. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3, Rio de Janeiro. Resumos Expandidos, SBGf, p. 168-170.

9

**A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO SEGMENTO
SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO –
ESTADO DE RONDÔNIA E ADJACÊNCIAS**

Jaime Estevão Scandolaro

Gilmar José Rizzotto

Jânio Leite de Amorim

Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros

Ruy Benedito Calliari Bahia

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Residência de Porto Velho,
Rondônia.

E-mail: cprmrepo@enter-net.com.br

ABSTRACT	253
RESUMO	254
INTRODUÇÃO	256
PROTEROZÓICO	264
A Compartimentação Tectono-Estratigráfica de Rondônia:	
os terrenos Jamari, Roosevelt e Nova Brasilândia	264
O Terreno Jamari	267
O Terreno Roosevelt	276
O Terreno Nova Brasilândia	282
Acresção Continental Esteniana no Sudeste de Rondônia:	
Implicações Geotectônicas	291
Estágio 1: Tectônica Extensional	292
Estágio 2: Tectônica Distensional	294
A Faixa Móvel Sunsás – Guaporé	296
PALEOZÓICO	303
MESOZÓICO	306
CENOZÓICO	310
RESUMO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL	315
PALEOPROTEROZÓICO	318
MESOPROTEROZÓICO/NEOPROTEROZÓICO	320
PALEOZÓICO	322
MESOZÓICO	325
CENOZÓICO	325
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	330

ABSTRACT

The geologic framework of SW Amazonian craton in the region that comprises Rondônia state and parts of Mato Grosso and Amazonas states, and Bolivian territory, comprises lithologic units and structural systems involved into a geodynamic history recorded from the end of the Paleoproterozoic to its cratonization in the beginning of the Neoproterozoic.

The first evolutionary stage, assumed to be positioned between the Orosirian/Statherian periods, led to the generation of the Jamari and Roosevelt terranes and is related to the so-called Rio Negro-Juruena Orogenic Cycle and to the accretionary/collisional orogenesis of same name (1,85 – 1,55Ga).

The second evolutionary stage is characterized by an extensional regime, where the structures constrain a sub-alkaline intraplate magmatism with three pulses in the period between 1,45 and 1,30Ga. These magmatic episodes may be the intraplate representatives of the collisional San Ignacio Orogenic Event, whose front is better defined in the Bolivian territory.

The third evolutionary stage may be understood after two stages: the first, of extensional characteristics led to intracontinental rifting that evolved to a passive margin with sub-alkaline initial magmatism, followed by turbidites deposition (1,30 to 1,20 Ga); the second, of compressional characteristics, has ages between 1,20 and 1,00Ga and is a tectono-thermal event of regional extent related to the Sunsás Orogenic Cycle of collisional nature that marks the limits of the Sunsás-Guaporé Mobile Belt and generates the Nova Brasilândia terrane.

The fourth stage, again of extensional characteristics, is developed on already continental crust and may be equally interpreted as constituted by two

stages: the first, of Paleozoic age followed a NNW-SSE axis and gave birth to the Rondônia Tectonic Trough with continental and marine sedimentation in the Pimenta Bueno and Colorado grabens; the second, in the Mesozoic, followed an extensional NW-SE axis, reactivating in part the previous mega-structures, with continental sedimentation and associated basic magmatism, culminating with the consolidation of the Parecis Basin limits.

The fifth step is related to the regional Cenozoic evolution where, in a first period - Miocene/Pliocene, the regional tensional field, with NE-SW compression axis, is result of the Andean convergence, while a second tectonic panorama is related to transcurrent regime with E-W dextral conjugate, following the anti-clockwise rotation of the South American Plate. The normal and reverse structures and directional systems — with their associated transpressive and transtensive structures, had an important role in the evolution of the landforms, development of the drainage networks and the modern sedimentation.

RESUMO

O quadro geológico do SW do Cráton Amazônico, mais especificamente na região abrangida pelo Estado de Rondônia, parte dos estados do Mato Grosso e Amazonas e do território boliviano, compreende unidades litológicas e sistemas estruturais envolvidos em uma história geodinâmica que registra os seus primórdios no final do Paleoproterozóico, tendo se cratonizado no início do Neoproterozóico.

A primeira etapa evolutiva, que assumimos posicionar-se entre os períodos Orosiriano/Estateriano, levou à geração dos terrenos Jamari e Roosevelt, e relaciona-se ao chamado Ciclo Orogênico Rio Negro-Juruena e à orogênese acrescionária/ colisional homônima (1,85 – 1,55 Ga).

A segunda etapa evolutiva caracteriza-se por um regime distensivo, onde as estruturas extensionais condicionam um expressivo magmatismo intraplaca de natureza subalcalina, obedecendo a três pulsos no período compreendido entre 1,45 e 1,30 Ga. Estes episódios magmáticos podem ser os representantes intraplacas do Evento Orogênico San Ignácio, de natureza colisional, cujo *front* tem seus produtos melhores definidos em território boliviano.

A terceira etapa evolutiva pode ser entendida a partir de dois estágios: o primeiro, no período entre 1,30 e 1,20 Ga, de natureza extensional, propiciou expressivo rifteamento intracontinental, com evolução para uma margem passiva, apresentando um magmatismo inicial subalcalino seguido por uma deposição de natureza turbidítica; o segundo, de natureza compressional, mostra idades que caracterizam um intervalo entre 1,20 e 1,00 Ga e se traduz por um evento tectono-termal de abrangência regional relacionado ao Ciclo Orogênico Sunsás, de características colisionais, que define a Faixa Móvel Sunsás-Guaporé e edifica o Terreno Nova Brasilândia.

A quarta etapa, novamente de natureza extensional, desenvolve-se em uma massa já continentalizada, e pode igualmente ser interpretada como constituída por dois estágios: o primeiro, de idade paleozóica, segundo eixo distensivo NNW-SSE, originou a Fossa Tectônica de Rondônia, com sedimentação con-

tinental e marinha associada aos *grabens* de Pimenta Bueno e Colorado; o segundo evento, no Mesozóico, obedeceu a um eixo extensional NW-SE, reativando parte das mega-estruturas pré-existentes, com sedimentação continental e magmatismo básico associados, culminando com a consolidação dos limites da Bacia dos Parecis.

A quinta etapa relaciona-se à evolução cenozóica regional onde, num primeiro período – Mioceno/Plioceno o campo tensional regional, com eixo compressional de direção NE-SW, é produto da convergência andina, enquanto um segundo quadro tectônico – Pleistoceno/Recente, vincula-se a um regime transcorrente, com conjugado dextral E-W, decorrente da rotação da Placa Sul-Americana para oeste. As estruturas normais e inversas e sistemas direcionais – com as suas estruturas transtensivas e transpressivas associadas, tiveram papel importante no modelado do relevo, desenvolvimento da rede de drenagem e instalação da sedimentação moderna.

INTRODUÇÃO

As concepções elaboradas ao longo das três últimas décadas, objetivando entender a evolução geológica da região amazônica, principiaram com Amaral (1974), que subdividiu a Plataforma Amazônica em três províncias: Oriental, Central e Ocidental, cada uma delas com características litológicas, estruturais e geocronológicas próprias. O mesmo autor (1984) aprofundou as suas idéias, utilizando a megacompartimentação definida por Almeida *et al.* (1967, Figura 1), propondo a subdivisão das províncias Rio Branco e Tapajós em sub-pro-

víncias (Figura 2). Nestes trabalhos Amaral reconheceu: (1) a formação dos complexos metamórficos de alto grau e dos cinturões de rochas verdes nos eventos Guriense (3,40-3,00 Ga) e Guianense (2,75-2,50 Ga); (2) intensa anatexia, gnaissificação e migmatização no Evento Transamazônico (2,20-1,80 Ga); (3) magmatismo e sedimentação em três eventos de ativação ou reativação de plataforma, Paraense (1,75-1,55 Ga), Madeirense (1,40-1,25 Ga) e Rondoniense (1,05-0,90 Ga); e (4) magmatismo básico no evento Brasiliano (650-450 Ma).

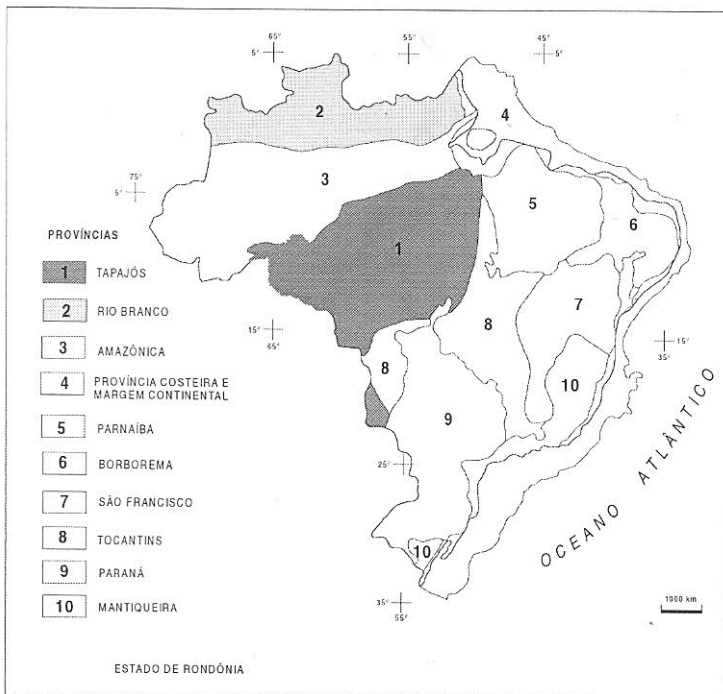


Figura 1 - Províncias Estruturais do Brasil (Modificado de Almeida *et al.*, 1977).

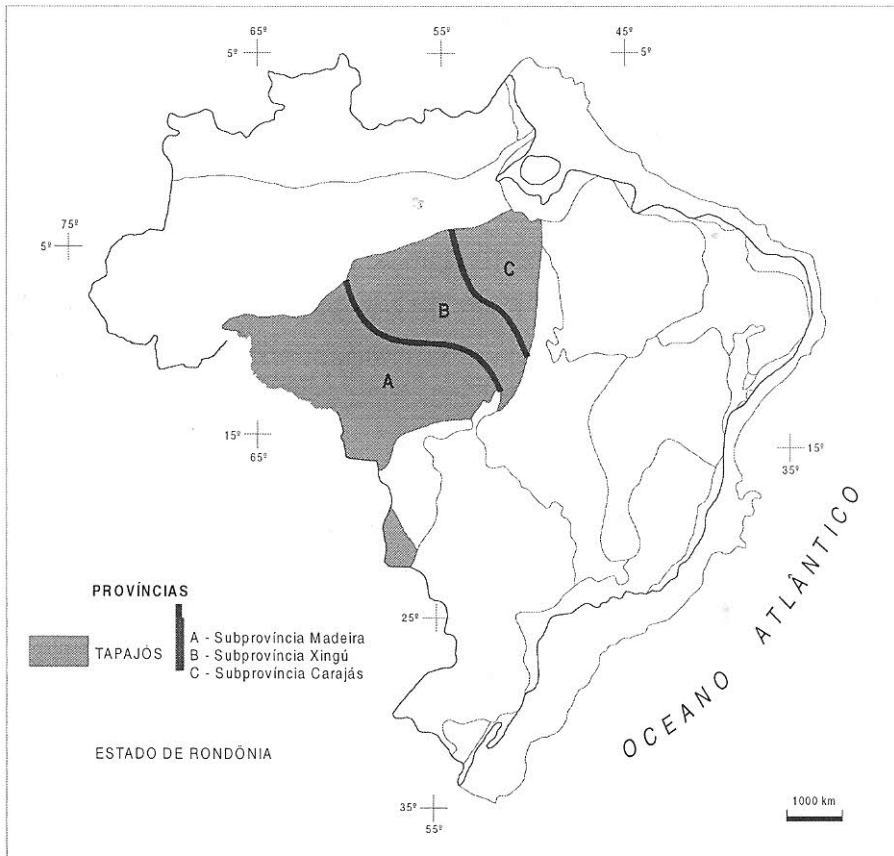


Figura 2 - Províncias estruturais do Brasil (Modificado de Amaral *et al*, 1984).

A segunda concepção foi apresentada por Cordani *et al.* (1979), Cordani & Brito Neves (1982), Teixeira *et al.* (1989) e Tassinari *et al.* (1996), baseada em dados geocronológicos, e assume a existência de um núcleo Arqueano

alongado na direção NW-SE (Província Amazônia Central), seguida de retrabalhamento e acresção crustal ao longo de cinturões móveis (Figura 3). Estes cinturões foram denominados de Maroni-Itacaiúnas, contornando aquele núcleo a nordeste e noroeste, desenvolvido no Ciclo Transamazônico (2,25-1,90 Ga), e três outros de direção geral NW-SE no lado sudoeste, formados em progressão para sudoeste, a saber: Rio Negro-Juruena (1,75-1,55 Ga), Rondoniano-San Ignácio (1,50-1,30 Ga) e Sunsás (1,30-0,90 Ga). Essas concepções foram utilizadas em diversas interpretações de geologia regional como as elaboradas por Montalvão & Bezerra (1985) e Lima (1984).

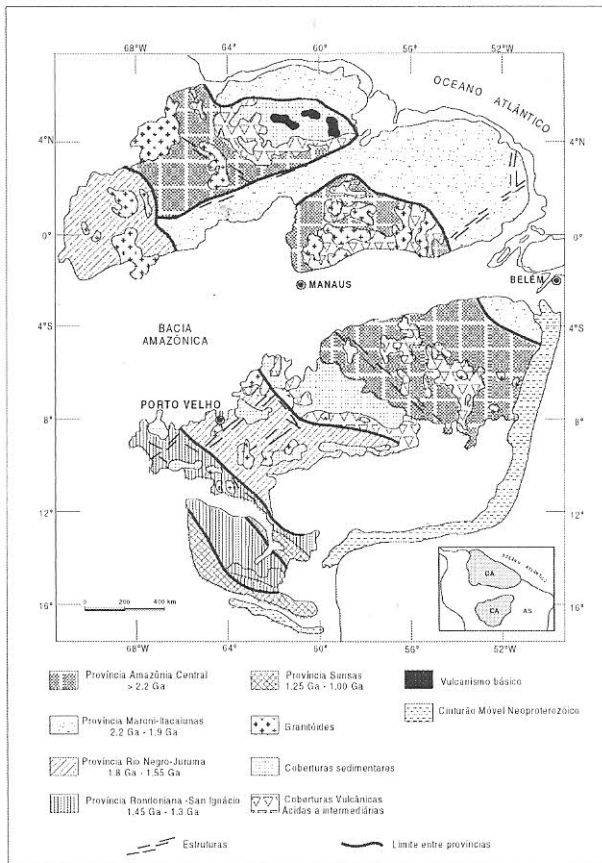


Figura 3 - Mapa esquemático do Cráton Amazônico mostrando as províncias geocronológicas/tectônicas e seus limites hipotéticos (Adaptado de Teixeira *et al.*, 1989).

A terceira concepção foi proposta por Hasui *et al.* (1984) considerando informações geofísicas, geológicas e geocronológicas. Segundo estes autores, a estruturação fundamental da Amazônia consistiria de doze blocos crustais

(Figura 4) constituídos por complexos gnáissicos, granitóides e greenstone belts, limitados por suturas, a estas se associando os cinturões de alto grau. Esses blocos ter-se-iam agregados através de colisões diácronas no Arqueano/Paleoproterozóico, compondo parte de um megacontinente. Costa & Hasui (1991,1997), expuseram suas idéias sobre a evolução geológica da região amazônica com base nessa concepção.

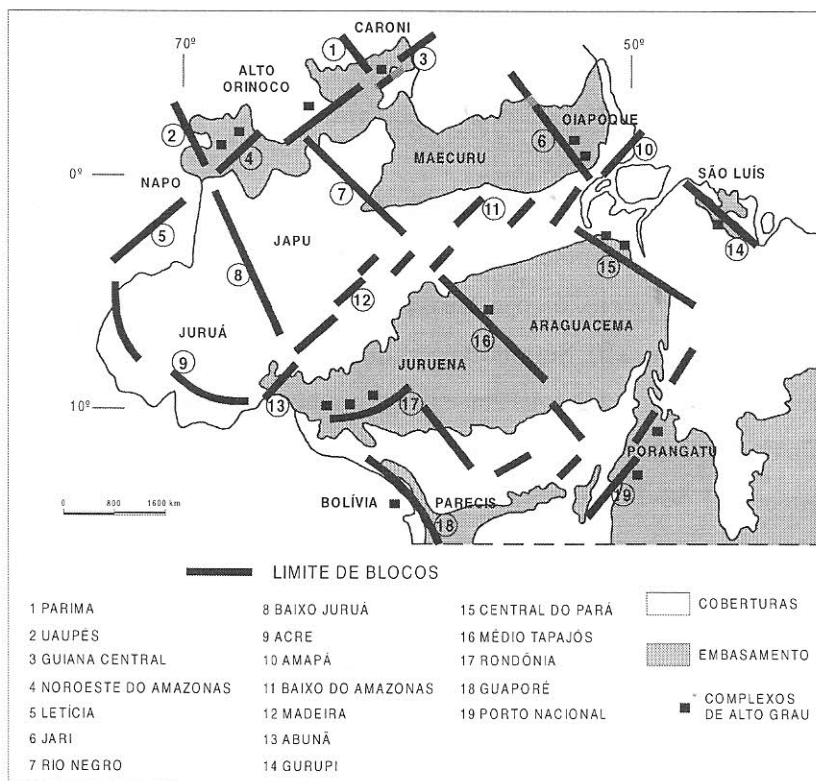


Figura 4 - Blocos crustais da região amazônica no Brasil.(Hasui *et al.* 1984).

Um quarto modelo geotectônico desenvolve-se em torno da possível ligação paleogeográfica entre a Amazônia e Laurentia (envolvendo o Cinturão Móvel Sunsás e o Cinturão Móvel Grenville), e tem sido proposto desde Cordani & Brito Neves (1982), Windley (1985), Rivers *et al.* (1987), Dalziel (1991), Hoffman (1991) e Sadowski e Bettencourt (1994/1996). O argumento que estes autores apresentam tem como base similaridades entre o desenvolvimento cronológico, tectônico, metamórfico e magmático das duas regiões. Durante o principal evento de colisão grenvilliano que se seguiu ao fechamento do oceano pré-existente, parte do Cráton Amazônico foi empurrado em direção ao Cráton Superior no Canadá.

Sadowski & Bettencourt (1994,1996), introduzem modificações ao que foi originalmente apresentado por Dalziel (1992), para explicar a “vizinhança”, no final do Mesoproterozóico, entre o Cráton Amazônico e terrenos da Faixa Grenvilliana (Figura 5). Segundo estes autores tal evento compreenderia as seguintes etapas: 1) 1,50-1,40 Ga - soerguimento seguido de fragmentação e injeção de magmas graníticos evoluindo até o estágio de formação de crosta oceânica; 2) 1,40-1,30 Ga – início do processo de subducção; 3) 1,30-1,20 Ga – progressão da subducção e deformação das rochas do Grupo Sunsás e Aguapéí seguida de formação do Arco Mágmatóico Sunsás (entre 1,20 e 1,10 Ga); 4) formação do Cinturão Grenville, com a colisão expressa por duas fases de dobramentos e zonas de cisalhamento transcorrentes.

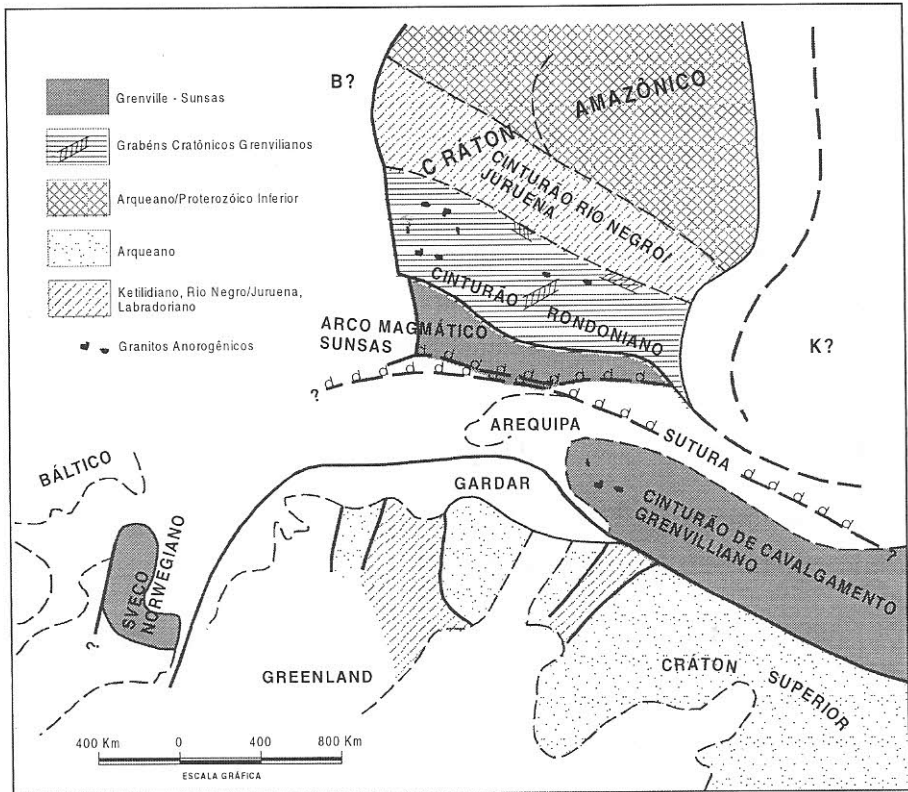


Figura 5 - Modelo tectônico do ajuste antigo entre Laurásia e Amazônia. Geometria modificada de Dalziel, 1992 (Sadowski e Bettencourt, 1994).

Para dar suporte analítico aos modelos evolutivos elaborados pelos autores da escola mobilista, Sato & Tassinari (1997), desenvolveram importante trabalho de geocronologia isotópica objetivando definir os principais eventos de acreção manto-crosta continental no Cráton Amazônico, com base em idades-modelo Sm-Nd (TDM), concluindo que:

1. Na Província Geocronológica Rio Negro/Juruena as acresções juvenis aconteceram desde 2,20 até 1,60 Ga (pico em 1,90 Ga);
2. Na Província Geocronológica Rondoniana/San Ignácio e Sunsás as idades TDM variam entre 2,10 e 1,00 Ga (picos em 1,80 e 1,15 Ga), com padrões isotópicos muito similares aos da província Rio Negro/Juruena;
3. O principal período de acreção continental no Cráton Amazônico ocorreu no Paleoproterozóico, entre 2.10 e 2.00 Ga (60% do volume da crosta).

PROTEROZÓICO

A Compartimentação Tectono-Estratigráfica de Rondônia: os Terrenos Jamari, Roosevelt e Nova Brasilândia

Os terrenos que constituem o arcabouço tectono-estratigráfico do Estado de Rondônia – Jamari (domínios Central de Rondônia e Ariquemes/Porto Velho), Roosevelt e Nova Brasilândia (Scandolara *et al.* 1999), são aqui caracterizados (Figura 6) observando-se o caráter descritivo do termo e definidos como entidades geológicas de extensão regional, limitadas por sistemas de falhas ou zonas de cisalhamento (Figura 7), cada um caracterizado por histórias geológicas (assinaturas geoquímica e geofísica, padrão estrutural, associações litoestratigráficas, condições metamórficas e padrões geocronológicos) diferentes dos terrenos contíguos (Dover, J. H., 1990). Os terrenos Jamari e Roosevelt interagiram evolutivamente desde o Paleoproterozóico (Orogenia Acrescionário-Colisional Rio Negro/Juruena) enquanto o Terreno Nova

Brasilândia tem sua história geológica ligada a um evento colisional Meso/ Neoproterozóico (Orogenia Colisional Sunsás/Grenville). Os dois primeiros terrenos caracterizam-se pelo retrabalhamento a que foram submetidos em pelo menos dois eventos tectono-metamórficos e, juntamente com o Terreno Nova Brasilândia, participam do evento colisional que culmina com a edificação da Faixa Móvel Sunsás-Guaporé, no período Esteniano.

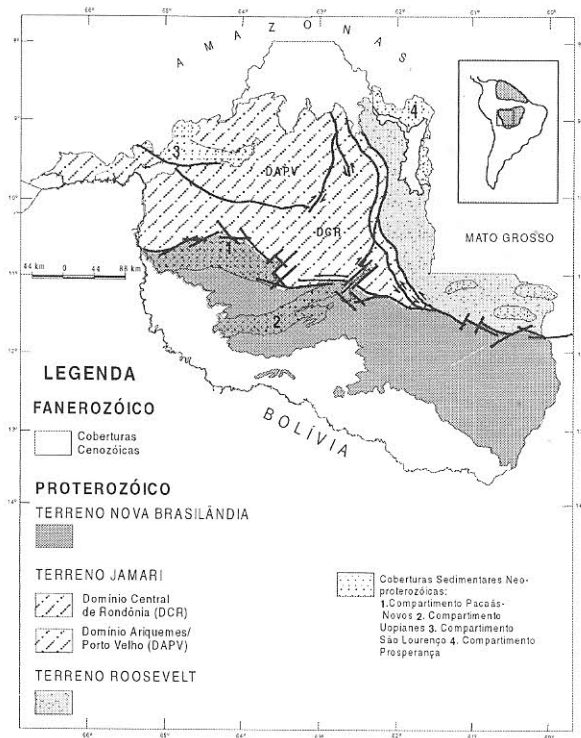


Figura 6 - Terrenos tectono-estratigráficos que constituem o arcabouço geológico de Rondônia (Scandolaro *et al*, 1999).

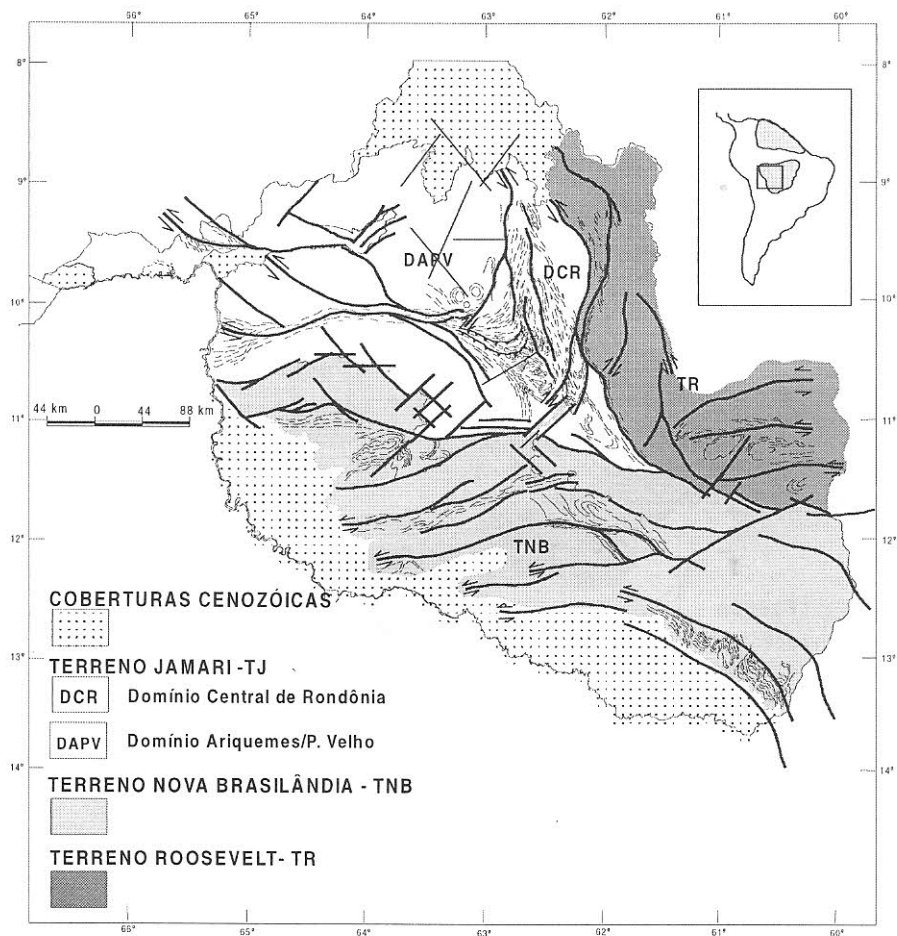


Figura 7- Os terrenos tectono-estratigráficos de Rondônia e sua estruturação interna.

O Terreno Jamari

Neste segmento crustal (Figura 8), agrupam-se os tipos litológicos considerados como pertencentes ao embasamento regional da porção sudoeste do Cráton Amazônico, Estado de Rondônia, historicamente denominados de Pré-Cambriano CD por Lobato *et al.* (1966), Complexo Basal por Souza *et al.* (1975), Complexo Basal por Lima *et al.* (1976), Complexo Xingu por Leal *et al.* (1978) e Complexo Jamari por Isotta *et al.* (1978), além de cinco suítes granitóides de tendência rapakivítica (Santo Antônio, Teotônio, Alto Candeias, São Lourenço/Caripunas, Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia, (Bettencourt *et al.* 1999), coberturas metavulcanossedimentares da Formação Mutum-Paraná (Lobato *et al.* 1966 e Scandolara *et al.* 1997) e coberturas sedimentares indeformadas da Formação Palmeiral (Lobato *et al.* 1966 e Souza *et al.* 1975).

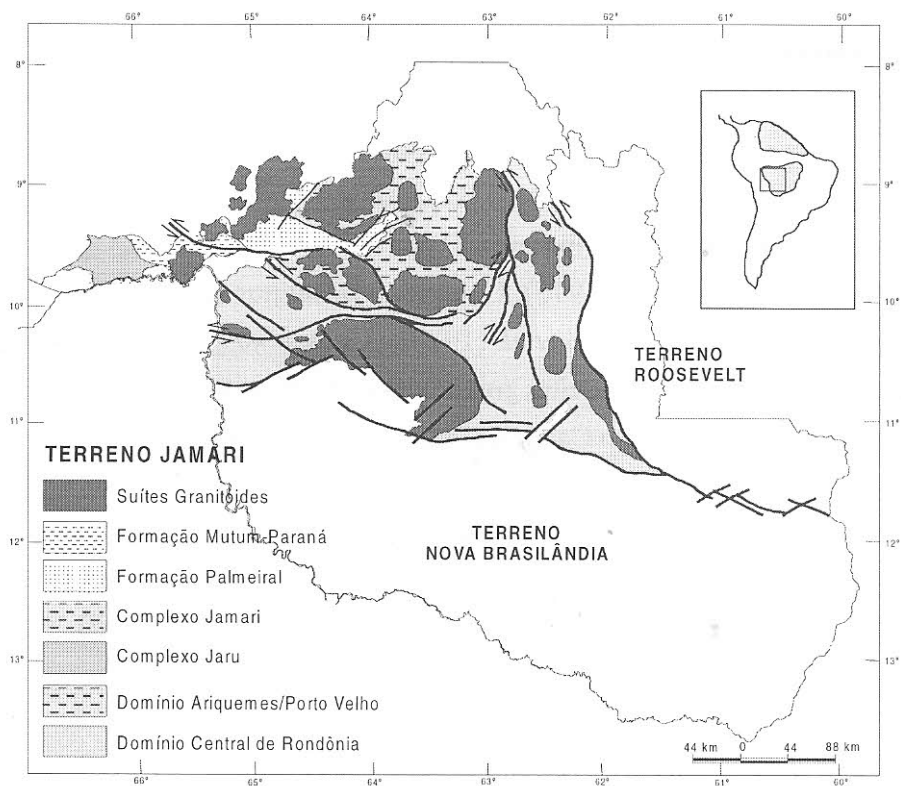


Figura 8 - O Terreno Jamari e sua geologia resumida

O Complexo Jamari (como definido no Mapa Geológico de Rondônia, 1997) é representado, principalmente, por rochas ortoderivadas de composição granítica, granodiorítica, tonalítica e diorítica, metamorfisadas em condições de P/T condizentes com a fácies anfibolito superior, cujas tramas mostram larga faixa de variação granulométrica e uma considerável variabilidade nas taxas de deformação, materializada por diferentes intensidades de

anisotropia estrutural. A estrutura planar mais conspícua é representada por um bandamento gnáissico, de natureza compressiva, representante de uma história deformacional complexa ainda pouco conhecida. É comum, ao longo de importantes estruturas de cisalhamento que transectam as rochas deste domínio antigo, a ocorrência de termos petrográficos que apresentam uma forte trama milonítica, com feições texturais e associações mineralógicas indicativas de retrabalhamento igualmente em condições metamórficas de fácies anfíbolito, podendo alcançar a fácies granulito. Foram identificadas, de forma subordinada, rochas de composição básica, sob a forma de xenólitos ou enclaves de formas e dimensões variadas, apresentando-se em diferentes graus de assimilação com relação às “encaixantes” granitóides e tonalitóides. Igualmente, em caráter mais restrito, observam-se exposições de rochas de paraderivação (biotita gnaisses, biotita-granada gnaisses, sillimanita-granada gnaisses e granada-cordierita gnaisses), notadamente na região próxima ao limite entre os domínios Ariquemes-Porto Velho e Central de Rondônia, associadas tectonicamente aos gnaisses tonalíticos e meta-ultramáficas de fácies anfíbolito.

Scandolara *et al.* (1997, Mapa Geológico do Estado de Rondônia) também tratam o Complexo Jamari como um terreno acrescionário, evoluído no intervalo 1.85 – 1.75 Ga, aceitando o modelo de diferenciação mantélica e acreção de material crustal juvenil advogado por Tassinari *et al.* (1996). Os mesmos autores (Scandolara *et al.* 1997) individualizaram, adicionalmente, uma outra unidade litoestratigráfica (Complexo Gnáissico - Migmatítico Jaru), caracterizada pela alternância de gnaisses orto e paraderivados, com amplo predomínio destes últimos, lentes de rochas charnockíticas e graníticas, além de anfíbolitos.

Levantamentos geológicos em escala de semidetalhe executados na região central do Estado de Rondônia (Amorim *et al.* 1999 a, b), induzem a uma reavaliação do contexto geotectônico desta porção do sudoeste do Cráton Amazônico. Um dos aspectos a ser destacado na preliminar organização cronoestratigráfica apresentada no Mapa Geológico do Estado de Rondônia, refere-se à caracterização dos complexos Jamari e Jarú na região aqui tratada. Na separação então proposta, a descrição das referidas unidades revela similaridades litoestruturais que permitem uma reinterpretação que as englobe em uma mesma unidade litoestratigráfica. Adicionalmente, o Complexo Jamari então definido, incluiria rochas predominantemente ortoderivadas, fato que se contrapõe aos recentes dados de campo, com o suporte de descrições petrográficas, que revelam, na área-tipo referida na citação original (Rio Jamari, região central de Rondônia; Isotta *et al.* 1978), a predominância de uma associação de rochas supracrustais constituídas de paragneisses quartzo-feldspáticos, grana-da-biotita gnaisses, sillimanita gnaisses, biotititos, kinzigitos, gnaisses calcissilicáticos e anfibolitos. Tal fato sugere fortemente a existência, no âmbito do Complexo Jamari de Isotta *et al.* (1978), de uma importante associação vulcano-sedimentar relacionada ao final do Paleoproterozóico, permitindo uma redefinição da unidade em função do aparente predomínio das rochas supracrustais. Assim sendo, e em virtude das dúvidas geológicas que ainda pairam sobre estas unidades, é admissível a utilização do termo “Complexo Jamari” (composto por dois domínios: um ortoderivado e outro de natureza paraderivada) em substituição aos dois “complexos” (Jarú e Jamari)

propostos por Scandolaro *et al.* (1997). Em acréscimo, sabe-se hoje que muitas das rochas ortoderivadas presentes nos aqui denominados domínios Jamari e Jaru são típicas representantes deformadas das suítes graníticas mesoproterozóicas que intrudem as rochas orto e paraderivadas deste terreno.

Os dados geocronológicos disponíveis para as rochas do Complexo Jamari fazem parte do grande acervo de análises realizadas nas duas últimas décadas e consistem de determinações Rb/Sr em rocha total de afloramentos isolados, determinações K-Ar em minerais, algumas análises Pb-Pb e Sm - Nd em rocha total, algumas datações U/Pb em zircões pelo método tradicional e SHRIMP. Segundo Tassinari *et al.* (1996), a reinterpretação do significado geológico destas datações permitiu concluir que praticamente toda a área do Domínio Rio Negro-Juruena foi formada por material juvenil, durante o intervalo de tempo situado entre 1,85 Ga e 1,55 Ga, com a diferenciação mantélica de seus protólitos crustais ocorrendo entre 2,00 e 1,90 Ga. Novas datações (Payolla *et al.* 1998) restringiram-se aos termos ortoderivados, definindo suas idades de cristalização entre 1,73 e 1,75 Ga, compatível com o intervalo de idades situado entre 1,85 Ga e 1,55 Ga, o que, segundo o autor, confirma o quadro geocronológico advogado por Tassinari e seus colaboradores.

O embasamento do Terreno Jamari, acima descrito, foi intrudido por suítes granitoides rapakivíticas com idades, petrologia e geoquímica diferentes, acompanhadas por mangeritos, charnochitos e rochas básicas ao longo do Mesoproterozóico, adentrando o Neoproterozóico (Suíte Intrusiva Serra da Providência – 1,606 a 1,532 Ga, Suíte Intrusiva Santo Antônio – 1.406 Ga,

Suíte Intrusiva Teotônio – 1,387 Ga, Suíte Intrusiva Alto Candeias - 1,346 a 1,338 Ga, Suíte Intrusiva São Lourenço/Caripunas - 1,314 a 1,309 Ga, Suíte Intrusiva Santa Clara – 1.082 a 1,074 Ga e *Younger Granites* de Rondônia – 0,998 a 0,970 - Ga, Bettencourt *et al.* 1999). Os plutões são principalmente epizonais, subalcalinos a fracamente alcalinos (monzogranitos, sienogranitos, alcalifeldspato granitos, monzonitos, quartzo sienitos, quartzo monzonitos e albita granitos), exibindo características químicas compatíveis com os granitos intraplaca ou do tipo A.

As coberturas vulcanossedimentares do Terreno Jamari, denominadas de Formação Mutum - Paraná (Lobato *et al.* 1966 e Scandolara *et al.* 1997), são constituídas por quartzo arenitos, siltitos, filitos, ardósias, argilitos, arenitos arcoseanos, quartzitos, metachert, meta-tufos a cinza, repetitivamente intercalados, bem como seus respectivos correspondentes gerados por metamorfismo de contato devido à ação térmica induzida pela intrusão dos *Younger Granites* de Rondônia. As relações de contato entre essa unidade e o seu embasamento estão marcadas por discordâncias erosivas e por zonas de cisalhamento dúcteis e dúcteis-rúpteis de grande expressão. A associação dos tipos litológicos e das estruturas sedimentares sugere que as rochas da Formação Mutum-Paraná tiveram origem em materiais depositados em condições de mar raso, epicontinental, com episódios de deposição continental restritos a certas porções da seqüência. O metamorfismo de baixo grau, fácies xisto-verde inferior, imposto a esta unidade parece não ter caráter generalizado e manifesta-se de forma a transformar completamente as rochas vulcanossedimentares quando

associado às grandes estruturas de cisalhamento dúcteis de direções N70-80W e E-W, promovendo a quase verticalização dos estratos. Em outras porções da seqüência os estratos estão sub-horizontalizados com transformações em condições de interface diagênese/metamorfismo de grau muito baixo. Verschure & Bon (1972) apresentam idades Rb/Sr em torno de 1,250 Ga para a seqüência, enquanto Pinto Filho *et al.* (1977), a situam entre o Magmatismo Uatumã (1,850 Ga – 1,350 Ga) e o Evento Ígneo Rondoniense (Amaral 1974).

Os segmentos extensionais associados a este terreno são formados por bacias preenchidas por sedimentos predominantemente continentais, com influência marinha, atribuídos às formações Palmeiral e Prosperança e por rochas máficas incluídas na Formação Nova Floresta. Parte dessas unidades é cortada por corpos graníticos pertencentes aos *Younger Granites* de Rondônia. Os depósitos sedimentares das formações Palmeiral e Prosperança incluem, predominantemente, ortoconglomerados e arenitos, cuja análise faciológica indicou terem sido depositados por um sistema fluvial entrelaçado (*braided*). Estudos de paleocorrentes, baseados em medidas de atitudes de *foresets* da estratificação cruzada 2D, dos eixos das calhas, de estratos curvados da estratificação 3D, de imbricação dos seixos oblatos nos conglomerados, e da orientação do eixo maior de seixos prolatos, mostram direções gerais cujos sentidos de movimentação de material indicam, sistematicamente, transporte de NNE para SSW. Este sentido de transporte é concordante com os padrões de paleocorrentes das formações Arco Íris/Fortuna na Serra de

São Vicente, no Mato Grosso e Santa Bárbara e Cuatro Carpas na Serra Huanchaca, na Bolívia. Fortalece-se, assim, a interpretação da existência, no Meso/Neoproterozóico, de um grande sistema fluvial, com canais de baixa sinuosidade, que mantinha um fluxo de N/NE para S/SW, desde o Estado de Rondônia, passando pelo Estado do Mato Grosso, chegando até o território boliviano.

As associações faciológicas mostram que a sedimentação, durante o Meso-Neoproterozóico, na borda oeste do Cráton Amazônico, começou em ambiente fluvial *braided*/leque aluvial, mudou depois para condições marinhas e voltou, finalmente, para fluvial. De acordo com os dados faciológicos obtidos da Formação Palmeiral, a transgressão marinha não alcançou a Serra dos Pacaás Novos. Entretanto, sedimentos marinhos poderiam estar ocultos na parte inferior, não aflorante, dessa formação.

Os primeiros registros a uma associação de rochas básicas no domínio da Serra dos Pacaás Novos, devem-se a Souza *et al.* (1975), que admitem seu posicionamento crono-estratigráfico como mais jovem do que outras unidades pré-cambrianas da região. Leal *et al.* (1978) denominam de Formação Nova Floresta a esta associação de rochas basálticas, em forma de *sill*, com pelo menos 120 metros de espessura, intercaladas com arenitos arcossianos da Formação Palmeiral. O posicionamento dessa unidade é ainda objeto de controvérsias: os últimos autores descrevem uma intercalação de basalto-arenito-basalto, sugerindo magmatismo e sedimentação associados temporalmente e formando a base da Formação Palmeiral, enquanto os primeiros salientam que

os contatos das rochas básicas com os arenitos e conglomerados da Formação Palmeiral são discordantes, sugerindo que as rochas básicas seriam anteriores às rochas sedimentares. Os basaltos são os litótipos mais representativos da unidade, seguidos pelos gabros e olivina gabros. Segundo os dados geoquímicos do Projeto RADAMBRASIL, trata-se de basaltos alcalinos, cujas datações radiométricas pelo método K/Ar forneceram idades que variaram entre $0,967 \pm 17$ a $1,098 \pm 17$ Ga. Rizzotto (1999, no prelo), desenvolveu novo tratamento geoquímico em 29 amostras de basaltos e gabros da região da Serra dos Pacaás Novos, cujos resultados concluem por uma tendência toleítica.

O Terreno Jamari caracteriza-se por um quadro tectono-estrutural onde se ressalta a superimposição de estruturas, em condições de alto grau metamórfico, a primeira impressa num bandamento gnáissico relacionado a um tensor compressivo N10°/15°E, e a segunda, de caráter fortemente cisalhante, relacionada a uma tectônica tangencial (tensor compressivo N50°/60°E), que afetou parcialmente este domínio.

Na região de Ariquemes as metasupracrustais do Terreno Jamari dispõem-se ao longo de um *trend* estrutural predominantemente NNE, com planos fortemente verticalizados e com variações no mergulho imposto por um arcabouço que desenha persistentes macroestruturas antiformais e sinformais. A sul de Ariquemes, tais estruturas virgam para a direção E-W, como decorrência da geometria induzida pela zona de cisalhamento Ariquemes/Massangana, feição tectônica que delimita os complexos / domínios Jamari (a norte) e Jaru

(a sul). Neste segmento, as relações de contato entre as metapracrustais do Terreno Jamari e as ortoderivadas mesoproterozóicas que constituem a Suíte Intrusiva Serra da Providência, são clássicas, incluindo contatos intrusivos em rochas previamente deformadas e xenólitos das supracrustais em ortognaisses. Igualmente elucidativas são as relações dos granitos estaníferos neoproterozóicos (*Younger Granites* de Rondônia) com as supracrustais do Terreno Jamari e as metaígneas da Suíte Intrusiva Serra da Providência.

O Terreno Roosevelt

A fração crustal aqui abordada é constituída por “fragmentos” de embasamento regional – Complexo Jamari, pela denominada Sequência Metavulcanossedimentar Roosevelt (Rizzotto *et al.* 1995), por uma suíte granítica de composição rapakivi (Suíte Intrusiva Serra da Providência), pelos corpos máficos relacionados à Suíte Básica-Ultrabásica Cacoal (Scandolaria *et al.* 1997) e por coberturas sedimentares indeformadas correlacionáveis à Formação Palmeiral (Figura 9).

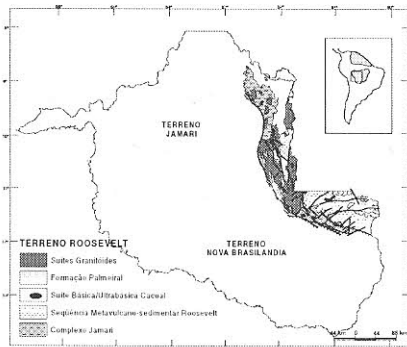


Figura 9 - O Terreno Roosevelt e sua geologia resumida.

O Complexo Jamari aflora sob a forma de megalentes irregulares, não raramente como mega xenólitos no interior dos granitos e supracrustais, constituído por ortognaisses polideformados de composição granítica a granodiorítica, fortemente migmatizados, associados a porções anfibolíticas.

Sob a denominação de Sequência Metavulcanossedimentar Roosevelt incluem-se as rochas vulcânicas denominadas por Leal *et al.* (1978) de Formação Roosevelt e pelo conjunto sedimentar definido como Grupo Beneficente por Almeida & Nogueira Filho (1959). Dentro da fração vulcânica, composta por lavas e piroclásticas bimodais (ácidas – intermediárias), as composições variam de riolitos a dacitos com andesitos subordinados. Os dacitos são de ocorrência predominante, enquanto os riolitos e andesitos são subordinados e os andesitos têm ocorrência bastante restrita. Dentre as rochas piroclásticas predominam lapilli-tufos e tufos a cinza, associados a ignimbritos; a composição química/mineralógica dos referidos tipos litológicos é compatível com termos calcio-alcálicos. Dados geocronológicos ainda inéditos da CPRM (U/Pb, metodologia SHRIMP), obtidos em vulcânicas dacíticas na região do médio rio Roosevelt, indicam, para este terreno, idades próximas de 1,74 Ga, deixando antever a possibilidade de instalação de um evento orogênico/acrescional no intervalo de tempo correspondente ao Período Estateriano.

A parte sedimentar da unidade é representada por uma sequência psamopelítica, de deposição marinha rasa, constituída por uma variedade de litotipos organizados através de camadas métricas a decamétricas, incluindo filitos, quartzitos, sericita-quartzos xistos, xistos manganésíferos, formações ferríferas, arenitos ortoquartzíticos e arcoseanos, siltitos, *cherts* e conglomerados.

Na região compreendida entre as cabeceiras dos rios Branco e Roosevelt e o sudoeste de Juína (MT), as evidências de campo mostram claramente que estamos diante de um único conjunto de rochas, cujo caráter vulcanossedimentar fica definido a partir da interdigitação de rochas vulcânicas e sedimentares.

A Seqüência Metavulcanossedimentar Roosevelt encontra-se metamorfsada em condições de baixo grau (fácies xisto verde inferior), mostrando evidências estruturais que permitem interpretar que a região foi palco de dois eventos tectônicos: o primeiro de natureza tangencial (idade entre 1,74 e 1,62 Ga), onde as foliações e os eixos das estruturas maiores tem direções gerais E-W, e o segundo de natureza direcional, caracterizado por grandes transcorrências regionais de cinemática sinistral com direções E-W/SW-NE. O segundo evento, em condições metamórficas de baixo/médio grau, é de idade mais jovem que 1,57 Ga, uma vez que deforma os corpos graníticos da Suíte Intrusiva Serra da Providência.

A Suíte Intrusiva Serra da Providência constitui-se em um expressivo conjunto de corpos granitóides extremamente importantes no contexto do Terreno Roosevelt, cujo posicionamento estratigráfico foi sugerido com base em dados geocronológicos obtidos pelo método Rb/Sr em rocha total, que forneceu uma idade média de $1,40 \pm 57$ Ga (Leal *et al.* 1978). A suíte ocupa uma importante porção na parte sul-sudoeste do Terreno 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 e rochas associadas são intrusivos no Complexo Jamari, embora sejam raras as evidências diretas de relações de contato, como xenólitos da encaixante nos granitos. As informações retiradas de imagens de satélite mostram que o contato entre estas unidades pode ser assumido com bastante segurança. Os granitos, charnockitos e as rochas básicas associadas são predominantemente maciços, embora ocorram corpos com foliação ígnea superimposta por foliação milonítica. A foliação ígnea indica que as rochas cristalizaram ainda sob um campo tensional, portanto, caracterizando-as como corpos tardi a pós-tectônicos.

Dentro do contexto dos corpos isótipos a 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 frequentes são os biotita granitos porfiríticos cinza-rosados, anfibólio-biotita granitos (piterlitos), granitos pórfiros e sienogranitos gráficos equigranulares róseos.

No contexto dos granitos deformados ocorre uma ampla variação nas características estruturais/texturais das rochas, desde tipos fracamente foliados até protomilonitos e milonitos bandados. Os protomilonitos são mais frequentes na borda oeste do batólito Serra da Providência e em largas zonas da associação charnockito-granito entre as cidades de Ouro Preto d'Oeste e Ji-Paraná. As rochas protomiloníticas foram originadas por uma estrutura transpressiva de direção nor-noroeste e cinemática sinistral (Sistema Transpressivo Ji-Paraná, de Scandolara *et al.* 1997). No extremo leste do

batólito, estreitas faixas de cisalhamento originaram protomilonitos e milonitos. Apesar da intensa deformação que marca estas rochas, a textura rapakivi ainda encontra-se preservada localmente, além de outras feições primárias. A foliação sigmoidal é observada tanto em macroescala (núcleos graníticos envolvidos por faixas de protomilonitos) como em microescala através de porfiroclastos de feldspato alcalino bordejados por palhetas de biotita. As condições da temperatura de metamorfismo nestas zonas são compatíveis com a fácies xisto verde superior a anfibolito médio.

Os dados geoquímicos mostram que os granitos da suíte são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, apresentando não somente analogia textural com os granitos rapakivi mas também uma assinatura geoquímica perfeitamente compatível com os granitos do tipo A. Utilizando-se o diagrama Q-Ab-Or, grande parte das amostras agrupam-se no campo de pressão baixa a média (3,5 Kb) e são coincidentes com o campo definido pela média das análises químicas das amostras dos granitos rapakivi da Finlândia. Baseado na classificação petrotectônica através das razões multicatiônicas R1-R2, eles são classificados como tardi-orogênicos, com algumas amostras (fácies sienogranítico rosado) definindo-se no campo dos granitos pós-tectônicos.

Recentemente, no Batólito Serra da Providência, obtiveram-se idades U-Pb, em zircão, variando de 1,62 a 1,57 Ga (Bettencourt *et al.* 1997), enquanto no charnockito de Ouro Preto as idades concentraram-se em torno de 1,560 Ga, pelo mesmo método (Tassinari *et al.* 1996). Em acréscimo, os granitos forneceram uma alta razão inicial $87_{\text{Sr}}/86_{\text{Sr}}$ ($0,713 \pm 0,005$), indicando o envolvimento de material crustal mais antigo na composição do magma gera-

dor (Tassinari *et al.* 1984). Dados preliminares de Sm-Nd (Bettencourt *et al.* 1997), que forneceram idades TDM entre 2,00 Ga a 1,47 Ga e valores ϵNd de +2.2 a -3.3, sugerem a participação de uma crosta paleo a mesoproterozóica, com mistura de magma mantélico depletado e material de alto nível crustal, na geração dos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência.

As rochas máficas da Suíte Intrusiva Básica-Ultrabásica Cacoal constituem corpos aflorantes de forma subcircular a elipsoidal, representados por peridotitos, olivina gabros, troctolitos, noritos e, subordinadamente, gabros normais. Mostram estrutura do tipo acamadada, caracterizada pela alternância de camadas centimétricas de peridotitos e olivina-gabros. Os peridotitos ocorrem na forma de lentes irregulares alongadas, com espessura máxima de 200 metros, mergulhantes em baixo ângulo, e bordejados pelos troctolitos e olivina-gabros. Estes últimos variam na granulação desde termos finos a porfiróides, com textura granular hipidiomórfica e subofítica. Os noritos são bastante restritos e mostram contato intrusivo nos olivina gabros, sugerindo um pulso magmático posterior. As rochas básicas/ultrabásicas da suíte mostram contatos intrusivos nas litologias do Complexo Jamari e Sequência Metavulcanossedimentar Roosevelt, evidenciados por bordas de resfriamento rápido exibindo texturas afaníticas a microfaneríticas, além de enclaves das encaixantes. As rochas da Suíte Básica-Ultrabásica Cacoal diferem quimicamente dos outros grupos de rochas básicas nos Terrenos Jamari e Nova Brasilândia, apresentando baixo conteúdo de SiO_2 (36.0-44.6%) e altos MgO (17.0-30.2%); Ni (810-1416 ppm) e Cr (600-2800 ppm). São subalcalinas, mostrando um *trend* que vai de Mg-toleíito a Fe-toleíito.

As coberturas cratônicas deste terreno se constituem em uma associação de rochas clásticas organizadas segundo camadas sub-horizontalizadas, aparentemente correlacionáveis à Formação Palmeiral. Litologicamente são representadas por arenitos arcosianos, localmente ortoquartzíticos, brancos a vermelhos, exibindo estratificações cruzadas, plano-paralelas e marcas de ondas, com intercalações de conglomerados polimíticos, arcóseos, siltitos e argilitos.

O Terreno Nova Brasilândia

O Terreno Nova Brasilândia é constituído predominantemente por uma seqüência de rochas metaplutonossedimentares, com componente vulcânico subordinado, denominada de Seqüência Metavulcanossedimentar Nova Brasilândia (Scandolaro & Rizzotto 1992) ou Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto 1999), por granitóides intrusivos das Suítes Rio Pardo e Costa Marques, pelo Granito Rio Branco, por coberturas continentais da Formação Palmeiral e por coberturas paleo/mesozóicas dos grupos Primavera e Vilhena (Figura 10).

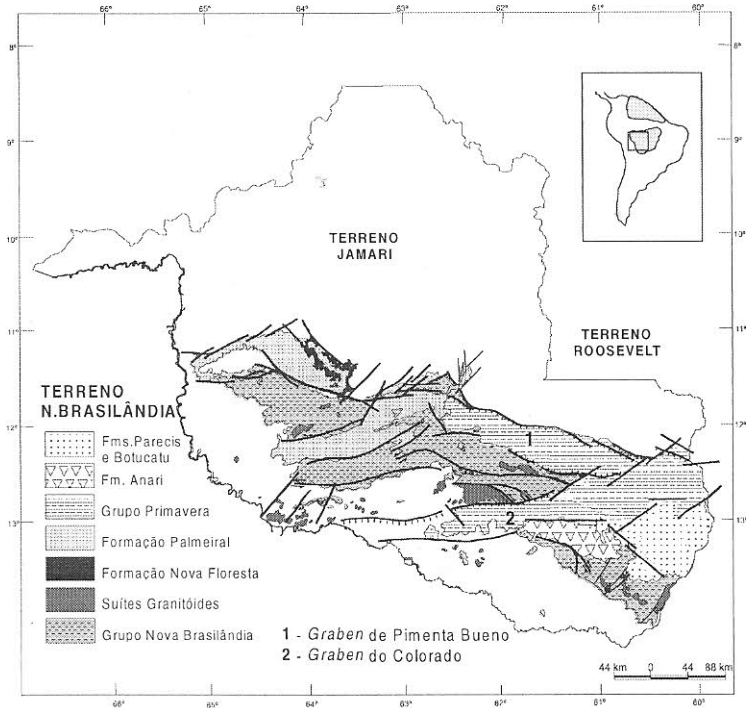


Figura 10 - O Terreno Nova Brasilândia e sua geologia resumida.

O Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto 1999) divide-se em duas formações, assim caracterizadas: (1) Formação Migrantinópolis, representada por rochas supracrustais psamo-pelíticas reconhecidas como uma unidade metaturbidítica terrígeno-carbonática e (2) Formação Rio Branco, constituída por rochas metabásicas representadas por *sills* e *stocks* de metagabros, metagabro-noritos, metadiabásios e metabasaltos com intercalações subordinadas de gnaisses calcissilicáticos.

Esta unidade apresenta um padrão deformacional heterogêneo, com predomínio de gnaisses fracamente bandados e xistos grossos subordinados. As litologias foram intensamente migmatizadas e recrystalizadas em condições metamórficas compatíveis com a fácies anfibolito superior, apresentando, porém, zonas de baixo *strain* onde as feições sedimentares encontram-se bem preservadas. Em zonas restritas o metamorfismo é da fácies xisto verde. A foliação, bem definida pelos minerais micáceos, juntamente com o incipiente bandamento e foliação plano axial, representam as estruturas de regime compressivo com direção variando entre N 50°-70° W e mergulhos de 40° a 70° NE.

A Formação Migrantinópolis é constituída predominantemente por paragneisses que apresentam uma granulação fina (frequentemente < 1 mm), coloração acinzentada e como principal característica a extrema homogeneidade textural e granulométrica. Uma das características mesoscópicas importante desses gnaisses é a freqüente presença de mobilizados graníticos concordantes ou subconcordantes. São veios centimétricos a decimétricos, sintectônicos, de material granítico leucocrático fanerítico grosso, constituindo leucossomas produzidos pela fusão anatéxica parcial.

As camadas pelíticas dos metaturbiditos são representadas por xistos de granulação média, principalmente biotita-muscovita-quartzo xisto e subordinadamente pelos sillimanita-biotita-quartzo xisto. Possuem uma coloração castanho-avermelhada com uma fina e regular foliação metamórfica que é coplanar com o bandamento composicional em meso-escala.

As rochas calcissilicáticas são subordinadas no conjunto psamo-pelítico e ocorrem como lentes centimétricas descontínuas, muito raramente em escala métrica e predominantemente de aspecto maciço. Destacam-se, em afloramento, por apresentarem uma capa de alteração característica de coloração castanho-amarelada e por ocorrerem como ressaltos topográficos. A intercalação destas rochas com os paragneisses e xistos reflete o acamadamento sedimentar primário do conjunto turbidítico terrígeno-carbonático.

Os anfibolitos, e de forma subordinada os metagabros, ocorrem intercalados nos metaturbiditos e foram originalmente *sills* de corpos básicos hipoabissais contemporâneos com a sedimentação dos turbiditos. Ocorrem como corpos lenticulares, de dimensões métricas e raramente quilométricas, concordantes com a estruturação regional NW-SE. São designadas como metagabros as rochas que mostram feições ígneas preservadas e de anfibolitos quando totalmente transformadas. A presença de minerais relictos, textura ígnea e feições cumuláticas indicam transformações metamórficas incompletas. A deformação nessa associação de rochas foi heterogênea, com os corpos gabróticos atuando como lentes competentes refratárias à deformação preservando as feições primárias.

Os litótipos da Formação Rio Branco são, predominantemente, metagabros de granulação fina a média, parcialmente foliados, com feições ígneas preservadas e intrusivos (em parte contemporâneos) nos metaturbiditos da Formação Migrantinópolis. Subordinadamente ocorrem metadiabásios como pequenas lentes interdigitadas com os metagabros. Encontram-se dispostos estruturalmente em direções WNW-ESE e mergulhos que variam de 60° a 90°

SSW. Foram identificados dois episódios relacionados ao magmatismo básico, ambos com características geológicas semelhantes, possivelmente espaçados num curto intervalo de tempo. O primeiro é contemporâneo com a sedimentação dos turbiditos e ocorreu como corpos de gabros e diabásios na forma de *sills*. O segundo episódio está definido por corpos intrusivos, na forma de diques e *stocks*, tanto nos turbiditos como nos *sills* de gabro/diabásio. Estes corpos apresentam contato brusco e posicionamento em nível crustal raso, como pode ser observado pela textura subofítica e granulação fina.

As unidades litoestratigráficas cronologicamente mais novas que ocorrem intrudidas nas duas formações são representadas pelo Granito Rio Branco (Rizzotto 1999), Suíte Granítica Rio Pardo (Silva e Bahia 1992) e Suíte Ígnea Costa Marques (Scandolara *et al* 1997). O primeiro constitui-se de pequenos corpos posicionados em regime sintectônico, enquanto as rochas da Suíte Granítica Rio Pardo são tarditectônicas e as rochas vulcano-plutônicas da Suíte Ígnea Costa Marques tardi a pós-tectônicas.

O Granito Rio Branco apresenta-se na forma de lentes alongadas, com corpos de dimensões de dezenas de metros, raramente quilométricas. Afloram principalmente ao longo do leito do rio Branco, intercalados aos metabasitos e gnaisses calcissilicáticos. A seção-tipo foi descrita na cachoeira do Cachimbo no rio Branco. São rochas de coloração rosa-avermelhada contendo teores elevados de biotita a qual ressalta a forte anisotropia estrutural dos corpos. Feições miloníticas comumente acompanham a foliação principal, principalmente quando desenvolvidas no interior da zona de cisalhamento transcorrente rio Branco.

Os corpos graníticos da suíte Rio Pardo possuem formas ovaladas, são epizonais, apresentam frequentemente cavidades miarolíticas e posicionados em regime tardi a pós-tectônico. Possuem uma forte anisotropia estrutural quando encaixados em zona de transcorrência e, afastando-se desta, exibem apenas uma incipiente foliação. São granitos *sensu stricto*, leuco a mesocráticos, de coloração rósea a acinzentada, com grão médio a grosso e texturas que variam de hipidiomórfica-granular, rapakivi, porfirítica a até termos protomiloníticos (*augen* gnaisses). As feições magmáticas encontram-se bastante preservadas, com cristais euédricos de feldspato alcalino e esporadicamente cristais levemente alongados de quartzo. Composicionalmente predominam os tipos com biotita e esporadicamente com hornblenda. Localizadamente ocorrem pequenos corpos de charnockito, os quais mantêm relações de contato transicionais com os granitos. Apresentam-se foliados, com trama granonematoblástica e coloração cinza-esverdeada característica.

As rochas granitóides que ocorrem ao sul da serra dos Uopianes e que constituem as serras Grande e Conceição, na planície do rio Guaporé, compõem um complexo vulcano-plutônico denominado de Suíte Ígnea Costa Marques e compreendem granitos subvulcânicos, granófiros, riolitos, riodacitos, traquitos e diques de lamprófiros.

Os corpos graníticos ocorrem, geralmente, na forma de stocks elipsoidais a aproximadamente circulares, parcialmente encobertos pelos sedimentos lateritizados terciários. Predominam os biotita granitos equigranulares a porfiríticos, seguidos dos anfibólio-piroxênio granitos, granófiros e sienitos.

Os primeiros mostram evidências de forte cisalhamento rúptil, de direção NE, com geração de brechas cataclásticas e pseudotaquilitos. A mineralogia principal é composta por ortoclásio perfitico, plagioclásio, quartzo e biotita. Os acessórios mais comuns são fluorita, zircão, titanita e apatita. Os anfibólio-piroxênio granitos ocorrem em maior quantidade na porção leste da Serra da Conceição, e diferem macroscopicamente dos primeiros pela presença de enclaves máficos. As relações de contato dos granitos com as vulcânicas ácidas não estão totalmente esclarecidas, ora exibindo contatos gradacionais com as vulcânicas, e ora sob a forma de relações de intrusão nas mesmas.

Os riolitos são o tipo vulcânico predominante e ocorrem, preferencialmente, na serra da Conceição, e em menor proporção, entre esta e a serra Grande. São rochas maciças, com fenocristais de feldspatos e quartzo em matriz microgranular, com freqüentes feições amigdaloidais. Os quartzo-pórfiros são corpos de dimensões reduzidas que ocupam as partes apicais da serra da Conceição e intrusivos nos biotita granitos. Análises químicas dessas rochas são escassas e restringem-se aos granitos, os quais mostram um caráter peraluminoso a metaluminoso, com leve tendência peralcalina.

Os dados geocronológicos referentes aos granitos e vulcânicas ácidas associadas resultam numa isócrona de referência que forneceu idade de 962 ± 72 Ma e razão inicial $87_{\text{Sr}}/86_{\text{Sr}}$ de 0.704 ± 0.003 . Entretanto, Tassinari *et al.* (1984), obtiveram idades Rb/Sr em torno de 1.018 ± 76 Ma, com razão $87_{\text{Sr}}/86_{\text{Sr}}$ de 0.704. De acordo com os últimos autores, essas rochas podem representar uma atividade magmática sincrônica aos *Younger Granites* de Rondônia. Os baixos valores de razão inicial $87_{\text{Sr}}/86_{\text{Sr}}$ sugerem a participação de magma mantélico na origem destas rochas.

Os dados isotópicos relativos aos litotipos do Grupo Nova Brasilândia mostram um agrupamento de idades no período compreendido entre 1,20 Ga e 1,00 Ga (tabela a seguir) e indicam acreção de material juvenil neste segmento crustal do Cráton Amazônico.

Importantes segmentos extensionais, relacionados ao final da evolução pré-cambriana deste terreno, localizam-se na sua porção N/NW, nos limites com o Terreno Jamari. São conhecidos na literatura geológica regional como os *grabens* dos Pacaás Novos e Uopianes, bacias que alojam as rochas sedimentares clásticas de natureza cratônica ou *quasi*-cratônica da Formação Palmeiral. Na região da serra dos Pacaás Novos, Bahia (1996) descreve uma associação de ortoconglomerados e arenitos, constituída por seis litofácies: ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm); arenito com estratificação horizontal (Sh); arenito com estratificação cruzada acanalada (St); arenito com estratificação cruzada planar (Sp); arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Sl) e arenito maciço (Sm). Na serra dos Uopianes, Torres *et al.* (1979) descrevem conglomerados polimíticos e oligomíticos, arenitos arcosianos e sub-arcosianos, arenitos argilosos e tufitos. O mesmo autor descreve efeitos dínamo-metamórficos nestas rochas, associados a zonas de cisalhamento.

Amostras	Nd (ppm)	Sm (ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/ 144Nd	ϵ Nd(0)	ϵ Nd (t)	TDM (Ba)	U/Pb (Ma)
GR-05-metagabro	9,70	3,21	0,19979	0,512881	+4,8	+ 4,3	-	1110 \pm 10
GR-10-anfibolito	18,65	5,61	0,18172	0,512687	+1,0	+ 3,1	-	-
GR-10A-granito R. Branco	63,41	13,28	0,12665	0,512112	-10,3	- 0,4	1,63	1113 \pm 56
GR-18-metagabro	10,59	3,11	0,17733	0,512754	+2,3	+ 5,0	-	-
GR-20-leucogranito anatet.	51,20	9,97	0,11769	0,511992	-12,6	- 1,5	1,66	1100 \pm 8
GR-20A-metaturb.	34,13	6,54	0,11587	0,511856	-15,3	- 3,9	1,85	-
GR-20A-metaturb.	21,03	4,09	0,11748	0,511873	-14,9	- 3,8	1,85	-
GR-20C-calcissil.	29,33	5,80	0,11950	0,511860	-15,2	- 4,3	1,91	-
GR-23-granito Rio Pardo	89,84	17,52	0,11790	0,512097	-10,6	+ 0,5	1,50	1005 \pm 41

Tabela1: Valores isotópicos Sm-Nd e idades de cristalização das rochas do Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto 1999)

O Terreno Nova Brasilândia aloja, também, as coberturas do Paleozóico/Mesoproterozóico do Estado de Rondônia (Grupos Primavera e Vilhena, descritos na Nota Explicativa do Mapa Geológico de Rondônia, Scandolaro *et al.* 1997), associadas ao desenvolvimento da Bacia dos Parecis, cuja evolução tectônica ressalta a forte recorrência de estruturas herdadas do embasamento pré-cambriano. Os preenchimentos são caracterizados por seqüências decorrentes de ciclos transgressivo-regressivos alternados com períodos de continentalização que envolvem glaciação e desertificação. Associado à deposição das coberturas sedimentares mesozóicas destaca-se importante magmatismo básico/ultrabásico da Formação Anari (Scandolaro *et al.* 1997), constituído por basaltos porfíricos, diabásios, microgabros e olivina gabros, constituindo ampla soleira com grande variação lateral e

vertical. Importantes ocorrências de rochas kimberlíticas, sob a forma de *pipes* que podem alcançar dezenas de metros de diâmetro, marcam os lineamentos profundos que condicionam a unidade.

Os primeiros trabalhos que tratam da caracterização tectono-estrutural da região aqui definida como Terreno Nova Brasilândia, devem-se a Scandolaro & Rizzoto (1992) e Santarém *et al.* (1992), com a descrição do Sistema de Cisalhamento Paulo Saldanha/Rio Pardo e Cinturão de Cisalhamento Guaporé, respectivamente. Scandolaro *et al.* (1997) e Rizzoto (1999), avançam na caracterização tectono-estrutural desta região, com a identificação de uma mega-estruturação constituída por estruturas transpressivas de direções gerais NW-SE, porém com importantes segmentos transcorrentes que infletem para direções E-W.

Acresção Continental Esteniana no Sudeste de Rondônia: Implicações Geotectônicas

A análise das associações petroectônicas, mais especificamente daquelas que envolvem o Grupo Nova Brasilândia (Rizzoto 1999), juntamente com os dados isotópicos disponíveis para o sudoeste do Cráton Amazônico, permite inferir que a evolução mesoproterozóica (Esteniano) do Sudeste de Rondônia está relacionada a uma orogênese colisional (Sunsás/Grenville) com significativa participação de material juvenil verticalmente acrescido.

O quadro geotectônico do Grupo Nova Brasilândia vem demonstrar que o final do Mesoproterozóico do SW do Cráton Amazônico conviveu com

outras situações semelhantes de caráter global em decorrência dos processos tectônicos que afetaram a crosta pré-cambriana. Esses processos foram de natureza predominantemente extensional seguidos de inversão tectônica. A tectogênese imposta à crosta evolui de diferentes maneiras levando, geralmente, à formação de uma bacia intracratônica ou de uma margem continental passiva. Da mesma forma, a delaminação litosférica permite a justaposição da astenosfera com a litosfera continental afinada, com a subsequente geração de *rifts* intracratônicos e produção de magmas mantélicos. Seguindo este raciocínio, propõe-se dois estágios tectônicos para os episódios acrescionários/colisionais que envolvem a evolução do Grupo Nova Brasilândia e por consequência de todo o terreno homólogo:

Estágio 1: Tectônica Extensional

A atuação de um evento extensional propiciou o rifteamento intracontinental envolvendo um embasamento constituído por rochas dos terrenos Jamari e Roosevelt, com evolução para uma margem passiva. Os sedimentos desse ambiente de margem passiva são derivados do embasamento continental soerguido, representado, principalmente, por rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência, pelas rochas sedimentares e vulcânicas intermediárias da Sequência Metavulcanossedimentar Roosevelt e rochas do Complexo Jamari. Desta forma, a fonte da sedimentação da margem passiva é bastante variada, fato comprovado pelas idades heterogêneas obtidas em várias populações de zircões detriticos nos paragneisses do Grupo Nova Brasilândia

(Rizzotto 1999), os quais forneceram idades paleo a mesoproterozóicas compatíveis com as idades das rochas das unidades acima mencionadas. Adicionalmente, as características petrográficas e químicas dos metassedimentos do Grupo Nova Brasilândia confirmam a fonte mista, com contribuição mais expressiva das rochas dacíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Roosevelt (Rizzotto *et al.* 1995).

Esta hipótese é suportada pelas idades modelo (TDM) dos metassedimentos, que forneceram valores entre 1,91 e 1,63 Ga, interpretados como idades de diferenciação mantélica dos protólitos das vulcânicas da Sequência Metavulcanossedimentar Roosevelt e dos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Por sua vez os sedimentos terrígeno-carbonáticos que preencheram a bacia foram originados por correntes de turbidez em águas profundas.

O processo contínuo de extensão, com conseqüente adelgaçamento litosférico, teria induzido a um levantamento da astenosfera (plumas mantélicas) levando à fusão das fontes mantélicas e a geração de magmas toleíticos que passariam a alimentar a bacia. Esses magmas básicos são interpretados como testemunhos de um proto-oceano. Esse episódio magmático foi bastante expressivo e ocorreu em dois pulsos bastante próximos temporalmente. São representados por *sills*, *stocks*, e mais raramente diques de gabros e diabásios, em parte contemporâneos com a deposição dos turbiditos e, principalmente, intrusivos nos mesmos.

Quimicamente são classificados como basaltos enriquecidos da série toleítica (P-MORB), ostentando valores de Nd positivas (entre + 3.1 e + 5.0),

indicativos de processos de acreção de material juvenil durante este estágio. Complementarmente, Sato & Tassinari (1997) citam dados isotópicos de rochas básicas que ocorrem nos domínios do Terreno Nova Brasilândia e também indicam um período de acreção continental em torno de 1,15 Ga.

Estágio 2: Tectônica Compressional

A inversão tectônica da bacia se traduz por uma deformação regional transpressiva que evoluiu progressivamente a partir de um contexto de cisalhamento puro com preservação parcial das rochas metaígneas, até rochas intensamente deformadas num contexto de cisalhamento simples. Essa tectônica foi arquitetada pela Orogenia Sunsás, culminando com a instalação de um cinturão transpressivo denominado de Sunsás-Guaporé.

No princípio da fase compressiva o encurtamento crustal foi acompanhado por dobramentos e desenvolvimento de uma forte foliação de direção NW nas rochas do Grupo Nova Brasilândia. Esta deformação compressional foi posteriormente acomodada pelas grandes zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais.

Os indicadores cinemáticos impressos nas rochas desta unidade permitem inferir um transporte de massas de SW para NE, seguido de arrasto lateral com cinemática sinistral sem, no entanto, ocorrer consumo de placas conforme também sugerido pelo metamorfismo de baixa pressão (3.1 Kb). O metamorfismo associado a esta deformação é de alto grau

(fácies anfibolito superior) com a migmatização dos metaturbiditos da seqüência, em regime de baixa pressão. As megalentes sintectônicas dos granitóides Rio Branco foram alojadas em sítios de extensão associados às zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais e deformadas na continuidade dos movimentos direcionais.

A fase final da inversão tectônica é marcada pela colocação de granitos tardi a pós-tectônicos (Suíte Granítica Rio Pardo e Suíte Ígnea Costa Marques), os quais apresentam similaridades químicas com os granitos do tipo A e com os *Younger Granites* de Rondônia. Os dados geocronológicos de uma fácies desta suíte resultaram em idades U/Pb no intervalo 0,995 e 1,005 Ga, interpretada como a idade de cristalização da rocha e fechamento deste ciclo. Pelo exposto acima, é possível concluir que foi relativamente curto o período entre a abertura e fechamento da margem passiva.

Este período de extensão, seguido de inversão tectônica, fez parte de um processo generalizado de tafrogênese/orogênese que se desenvolveu em escala global entre 1200 a 1000 Ma (vide Hoffman 1991, entre outros). Na América do Sul o evento responsável por esses processos foi designado de Orogenia Sunsás e o evento equivalente na América do Norte, de Ciclo Orogênico Grenville. As orogenias Sunsás e Grenville reúnem uma série de características comuns, salientando que os seus principais registros geocronológicos são muito próximos no tempo, concentrando-se as principais atividades sedimentares, magmáticas e metamórficas no período Esteniano. A integração dessas orogenias interativas e de outras entidades geotectônicas

subordinadas (Cinturão Aguapeí e Faixa Móvel Sunsás-Guaporé) consubstancia um quadro paleogeográfico a nível global.

A Faixa Móvel Sunsás-Guaporé

A evolução geológica do Cráton Amazônico caracterizou-se, historicamente, pela aplicação de preceitos geológicos defendidos por escolas de pensamento diferentes, cujos postulados tentam explicar a arquitetura e evolução pré-cambriana da região segundo modelos fixistas e mobilistas. Embora não seja objetivo do presente trabalho expor o conteúdo e os aspectos questionáveis de tais correntes, é importante apresentar algumas considerações acerca das duas vertentes:

1. O modelo mobilista foi desenvolvido para organizar a subdivisão do SW do Cráton Amazônico a partir de províncias geocronológicas (resultados de análises Rb/Sr), evoluindo para a proposta de cinturões móveis mesoproterozóicos lateralmente associados, em sentido NE-SW, estabelecidos sucessivamente a partir de um núcleo arqueano (Província Amazônia Central), denominados de Rio Negro-Juruena (1,75 – 1,55 Ga), Rondoniano (1,50 – 1,30 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,00 Ga), o primeiro de caráter acrescionário e os dois últimos ensiálicos (colisionais?), caracteristicamente marcados por processos de retrabalhamento crustal;
2. O Modelo fixista, baseado principalmente em dados geofísicos e em alguns aspectos tectono-estruturais presentes nos terrenos envolvidos, postula que o Cráton Amazônico comportou-se como uma unidade

geotectônica estável desde o Arqueano/Paleoproterozóico, em cuja estruturação fundamental podem ser identificados vários blocos crustais (paleoplacas), constituídos internamente por terrenos granito-greenstone, articulados por cinturões de alto grau metamórfico, retrabalhados ao longo de suas margens por diferentes estágios (eventos predominantemente extensionais), desde o Mesoproterozóico. Blocos crustais arqueanos/paleoproterozóicos, nomeados de Parecis, Bolívia e Juruena, articulados por cinturões de cisalhamento de alto grau e de idades paleoproterozóicas, identificados como Rondônia e Guaporé, são denominações tectônicas utilizadas pelos defensores deste modelo.

A reinterpretação de elementos geofísicos e geocronológicos, somados à análise de um volume considerável de dados petro-estruturais (definição de associações prototectônicas e padrões estruturais) obtidos nos trabalhos de campo desenvolvidos pela CPRM desde a metade desta década, a identificação e caracterização de estruturas maiores, tanto em imagens de satélite quanto no campo, além da obtenção de novas idades e valores isotópicos (a partir de análises U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd), nos permitiram reconhecer e admitir evidências de apenas duas orogêneses pré-cambrianas na região do Estado de Rondônia e adjacências: a primeira de caráter acrescionário/colisional (Rio Negro-Juruena, idade entre 1,85-1,55 Ga) e a segunda colisional ou ligada a evolução de uma faixa móvel ensiálica (Sunsás, idade entre 1,30 – 0,95 Ga).

A forte correlação de dados U-Pb e Pb-Pb sugerem que os terrenos que constituem as províncias geocronológicas Rio Negro/Juruena e Rondoniana podem ser agrupados em um único bloco, argumento que encontra respaldo

na inexistência de evidências tectono-estruturais, sedimentológicas e petrogenéticas de uma orogênese no período entre 1,50 e 1,30 Ga na região do Estado de Rondônia. Este período é marcado, na região, pela presença de três suítes ígneas com características químicas compatíveis com granitóides tipo-A, cujas idades variam entre 1,32 e 1,42 Ga (Santo Antônio, Teotônio e Alto Candeias), o que está a nos indicar que o território rondoniano foi palco apenas de episódios extensionais nesta época, talvez reflexos da Orogênese San Ignácio (Litherland *et al.* 1986), cuja frente colisional estaria localizada em território boliviano.

Tais constatações, somadas a uma reorganização e reinterpretação dos novos dados, com aplicação de métodos e conceitos geodinâmicos modernos, nos permitiram reavaliar a evolução geológica de Rondônia e nos conduziram à definição de uma nova e importante entidade geotectônica – Faixa Móvel Sunsás-Guaporé (Figura 11), que se constitui em extenso segmento crustal que adquiriu sua geometria atual como consequência da evolução de uma faixa ensiálica ou de um cinturão colisional de idade esteniana. Tal evento geodinâmico pode ser associado à Orogênese Sunsás (1,30 – 0,90 Ga, Litherland *et al.* 1986) e ao processo global de aglutinação de massas crustais no final do Mesoproterozóico, que culmina com a geração do Supercontinente de Rodínia (Hoffman 1991).

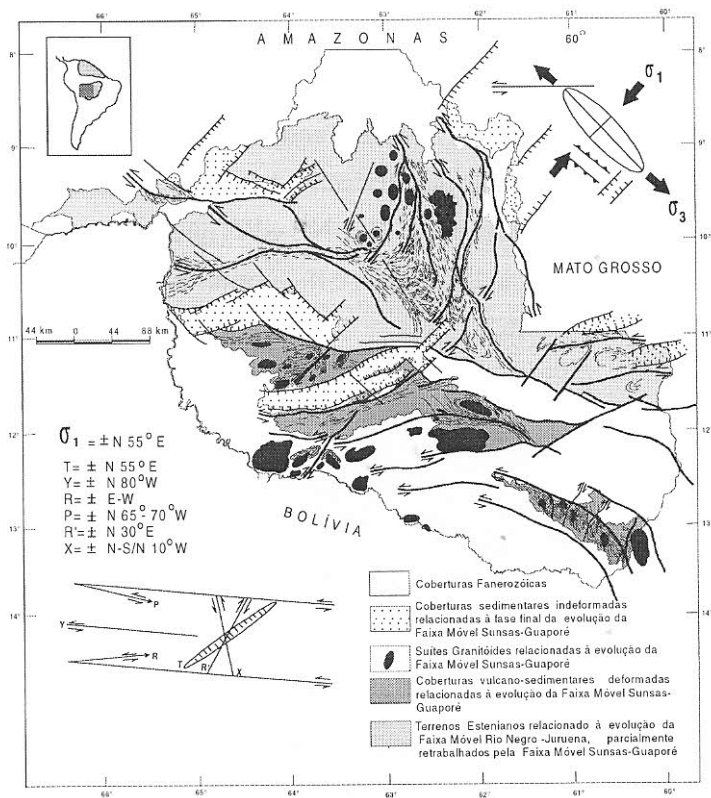


Figura 11 -A Faixa Móvel Sunsás-Guaporé, principais megaestruturas que a constituem, seus aspectos geométrico/cinmáticos e campo tensional proposto.

A Faixa Móvel Sunsás-Guaporé (1,30 a 0,95 Ga), cujos limites se estendem desde a Bolívia até aproximadamente 600 km a NE da fronteira de Rondônia com este país (Figura 12), desenvolveu-se envolvendo o retrabalhamento parcial de terrenos pré-estenianos (Terrenos Jamari e Roosevelt, que constituem massas acrescionárias estaterianas deformadas pelo

Cinturão Rio Negro/Juruena) e pelo Terreno Nova Brasilândia (gerado no evento esteniano), caracteriza-se como um cinturão transpressivo com direção geral NW-SE, porém apresentando no seu interior importantes megaestruturas (sistemas de cisalhamento frontais, direcionais e oblíquos de natureza dúctil com direções E-W e NE-SW) que condicionam a atitude da foliação metamórfica das rochas e lhe conferem um *trend* estrutural aparentemente complexo.

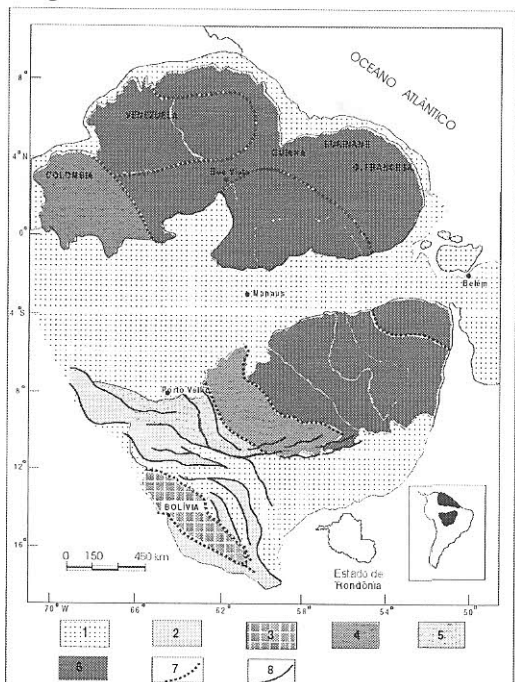


Figura 12 - Esboço geotectônico do Cráton Amazônico modificado pelos autores: 1 - Cobertura Fanerozoica 2 - Cinturão Móvel Sunsás-Guaporé (1.30-0.95 Ga); 3 - Cinturão Móvel Rondoniano-San Ignácio (1.45-1.30 Ga); 4 - Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena (1.80-1.50 Ga); 5 - Região do CMRNJ retrabalhada pelo Cinturão Sunsás-Guaporé; 6 - Terrenos com história evolutiva anterior a 1.80 Ga; 7 - Limite entre os cinturões; 8 - Principais estruturas geradas pelo Cinturão Sunsás-Guaporé (depois de Teixeira, *et al*, 1989).

As associações petrotectônicas envolvidas podem ser resumidas a seguir:

1. Uma unidade de embasamento - 1,85 Ga – 1,30 Ga: Complexo Jamari, Complexo Jarú, Seqüência Metavulcanossedimentar Roosevelt e suítes granitóides mesoproterozóicas – Serra da Providência, Santo Antônio/Teotônio, Alto Candeias, além da Suíte Básica/Ultrabásica Cacoal;
2. Um conjunto de rochas metasupracrustais – 1,25 Ga a 1,10 Ga: Grupo Nova Brasilândia e Formação Mutum-Paraná (coberturas deformadas);
3. Uma ou mais gerações de suítes plutônicas – 1,31 Ga a 0,97 Ga: Suíte Intrusiva São Lourenço/Caripunas, Suíte Granítica Rio Pardo, Suíte Ígnea Costa Marques, Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia;
4. Um quarto tipo de componente inclui rochas supracrustais indeformadas – 1,00 Ga a 0,95 Ga (coberturas do tipo Palmeiral, sob a forma de diversos compartimentos, incluindo-se também as rochas básicas que constituem a Formação Nova Floresta).

Do ponto de vista dinâmico/evolutivo, os primórdios da faixa móvel, no intervalo de 1.30 a 1.20 Ga, compreendem os processos geotectônicos caracterizados pela atuação de um regime extensional responsável pelas grandes estruturas que condicionaram a deposição do Grupo Nova Brasilândia e Formação Mutum-Paraná (ambas em condições marinhas), pela geração dos produtos ígneos da Suíte Intrusiva São Lourenço/Caripunas e Suíte Básica-Ultrabásica Cacoal.

O período do final do Mesoproterozóico, entre 1,15 e 0,95 Ga, relaciona-se a um regime compressional responsável pela inversão das bacias, magmatismo bimodal, metamorfismo, encurtamento crustal com movimentação de placas de SW para NE, com vetor compressivo (σ_1) posicionado $\pm N 55^\circ E$, o que gerou um binário sinistral de direção E-W, implicando na instalação das principais direções distensivas em torno de $N 55^\circ E$ (componente T). As principais direções transpressivas sinistrais orientaram-se em torno de $\pm N 80^\circ W$ (Y), $N 70^\circ W$ (P), E-W (R), $N 10^\circ W$ (X), com a componente dextral (R') $\pm N 20^\circ - 30^\circ E$ (Figura 13). Essa movimentação, acompanhada de transformações minerais características de processos metamórficos desenvolvidos em condições de fácies xisto-verde superior até anfibolito superior, é preferencialmente direcional a oblíqua e responde pelas zonas de cisalhamento transpressivas que compõem os sistemas Rio Formoso/Massangana-Ariquemes, Rio Roosevelt, Nova Brasilândia/Colorado d'Oeste, Ouro preto/Ji-Paraná, Ariquemes/Nova Vida e os lineamentos Presidente Médici e Guajará-Mirim (figura 13). Em território boliviano estão sendo apontadas zonas de cisalhamento transcorrentes, que afetam inclusive os sedimentos do Grupo Sunsás, que poderiam ser correlacionadas a esse pulso deformacional. Os produtos ígneos relacionados a esse período orogênico incluem o Granito Rio Branco, a Suíte Granítica Rio Pardo, e as suítes Santa Clara, Costa Marques e *Younger Granites*, relacionadas a estruturas transtensivas e transpressivas do final do evento convergente.

O período do final do Mesoproterozóico, entre 1,15 e 0,95 Ga, relaciona-se a um regime compressional responsável pela inversão das bacias, magmatismo bimodal, metamorfismo, encurtamento crustal com movimentação de placas de SW para NE, com vetor compressivo (σ_1) posicionado $\pm N 55^\circ E$, o que gerou um binário sinistral de direção E-W, implicando na instalação das principais direções distensivas em torno de $N 55^\circ E$ (componente T). As principais direções transpressivas sinistrais orientaram-se em torno de $\pm N 80^\circ W$ (Y), $N 70^\circ W$ (P), E-W (R), $N 10^\circ W$ (X), com a componente dextral (R') $\pm N 20^\circ - 30^\circ E$ (Figura 13). Essa movimentação, acompanhada de transformações minerais características de processos metamórficos desenvolvidos em condições de fácies xisto-verde superior até anfíbolito superior, é preferencialmente direcional a oblíqua e responde pelas zonas de cisalhamento transpressivas que compõem os sistemas Rio Formoso/Massangana-Ariquemes, Rio Roosevelt, Nova Brasilândia/Colorado d'Oeste, Ouro preto/Ji-Paraná, Ariquemes/Nova Vida e os lineamentos Presidente Médici e Guajará-Mirim (figura 13). Em território boliviano estão sendo apontadas zonas de cisalhamento transcorrentes, que afetam inclusive os sedimentos do Grupo Sunsás, que poderiam ser correlacionadas a esse pulso deformacional. Os produtos ígneos relacionados a esse período orogênico incluem o Granito Rio Branco, a Suíte Granítica Rio Pardo, e as suítes Santa Clara, Costa Marques e *Younger Granites*, relacionadas a estruturas transtensivas e transpressivas do final do evento convergente.

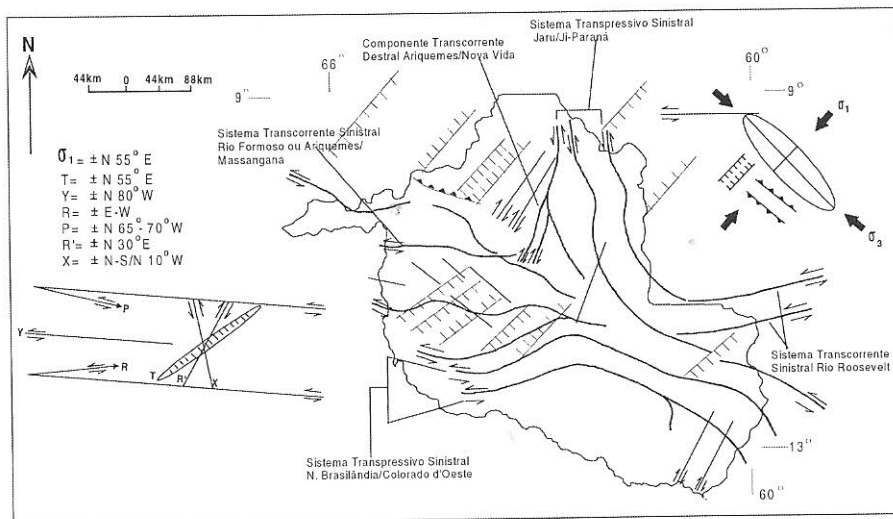


Figura 13 - Aspecto da mega-estruturação que constitui a Faixa Móvel Sunsás-Guaporé (Orogênese Sunsás).

No último período de movimentação relacionado à evolução da Faixa Móvel Sunsás-Guaporé (entre 0,97 e 0,95 Ga), ocorreu uma generalizada reativação distensiva das principais linhas de fraqueza geradas no evento compressivo, dando origem à Formação Nova Floresta (rochas básicas predominantemente vulcânicas), às formações Palmeiral e Prosperança e ao Grupo Sunsás.

PALEOZOÍCO

No Paleozóico a região SW do Cráton Amazônico foi afetada por importante evento extensional, resultando no desenvolvimento de bacias do tipo *rift*, classificadas de bacias do tipo IF (Kingston 1993). Essa estrutura, denominada de Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira 1989), é representada

pelos *grabens* de Pimenta Bueno e Colorado (Figura 14). Bahia & Pedreira (1999) relacionam a gênese deste episódio extensional à fragmentação do Supercontinente de Rodínia. As principais estruturas da Fossa de Rondônia são falhas normais com direções E-W e ENE-WSW e falhas de transferência N-S (Figura 14). A seqüência deposicional da Fossa Tectônica de Rondônia começa com uma sedimentação essencialmente continental, a qual formou uma cunha de base (estágio 1 – Formação Cacoal), evoluindo para uma sedimentação marinha (estágio 2 – Formação Pimenta Bueno), culminando com uma sedimentação continental periglacial (estágio 3 – Formação Fazenda da Casa Branca). Estas três unidades foram reunidas no Grupo Primavera (Mapa Geológico do Estado de Rondônia, CPRM 1997).

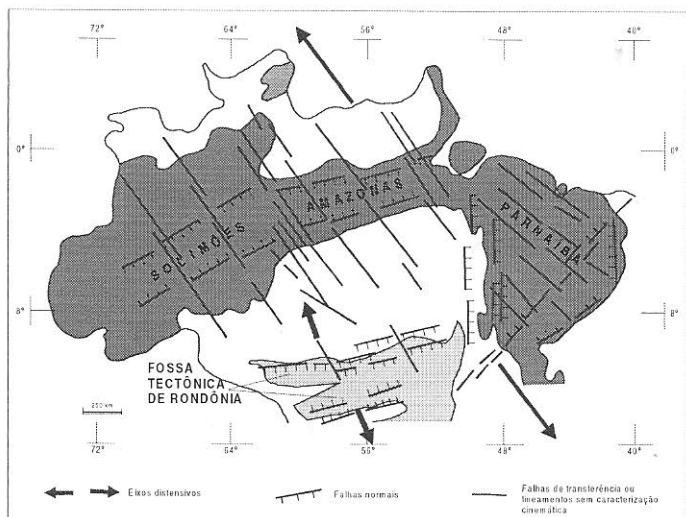


Figura 14 - Quadro tectônico paleozóico. (Adaptado e expandido de Costa e Hasui, 1997).

A Formação Cacoal, definida nas vizinhanças da cidade homônima, é constituída de conglomerados, arenitos feldspáticos, margas ferruginosas, siltitos, calcários dolomíticos, folhelhos e lentes de gipsita. Em termos de ambiência deposicional interpretam-se os conglomerados com seixos angulosos e matriz imatura como depositados por leques aluviais, sob condições de clima árido. As intercalações de arenito e folhelhos foram depositadas na porção mediana de um delta lacustre e o argilito dolomítico com gipsita pode ser lacustre, também de clima árido. Esta seqüência é similar àquela proposta como modelo de preenchimento de *grabens* por Frostick & Reid (1987).

A Formação Pimenta Bueno se constitui em uma unidade litoestratigráfica ainda pouco estudada em escala de detalhe e semidetalhe. Os trabalhos desenvolvidos nesta região são basicamente de escala regional, entre os quais destacam-se os de Siqueira (1989) e Pedreira & Bahia (1996). Esta unidade é constituída essencialmente de folhelhos, arenitos, siltitos e conglomerados suportados pela matriz (de origem glacial), subordinadamente carbonatos e lentes de carvão. O pacote sedimentar tem espessura superior a 950 metros. O contato inferior da formação se faz com o embasamento cristalino ou com a Formação Cacoal e o contato superior com a Formação Fazenda da Casa Branca. Segundo Bahia & Pedreira (1996), os folhelhos foram depositados em ambiente marinho raso, evidenciado pela presença de acritarcas do gênero *Sphaeridium*, identificados por Cruz (1980). As estruturas sedimentares dos arenitos sugerem sua deposição em ambiente fluvial, em canais tipo *braided*, com abundante suprimento de areia, a qual apresenta uma composição feldspática, indicando um clima desértico ou glacial. A associação diamictito-

unidade *dropstone* representada pelos conglomerados e siltitos com seixos dispersos na laminação é interpretada como evidência de clima glacial; os diamictitos correspondem ao tilito de alojamento, formado pela deposição de *debris* na base da geleira enquanto a unidade *dropstone* resulta da queda de clastos dos *icebergs* durante a deposição do silito, em ambiente marinho.

A Formação Fazenda da Casa Branca define-se como uma unidade litoestratigráfica constituída por conglomerados, grauvacas, arenitos, argilitos e folhelhos, que ocorrem nas bordas nordeste, sudoeste e sul da Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira 1989). O contato inferior dessa unidade se faz com a Formação Pimenta Bueno e com embasamento gnáissico regional. Sua espessura, no centro da bacia, é de aproximadamente 200 metros. Olivatti & Ribeiro Filho (1976), com base em datação paleontológica, posicionam essa unidade no intervalo Permiano/Carbonífero. O ambiente deposicional dos sedimentos dessa unidade é essencialmente fluvial, com depósitos de barras de canal (arenitos), depósitos residuais de canal (conglomerados) e depósitos de planície de inundação (pelitos). Localmente ocorrem depósitos que evidenciam uma influência eólica, caracterizada pela presença de arenitos com bimodalidade dos grãos e estratificação cruzada tabular, assim como também uma influência glacial indicada pela intercalação de conglomerado, silito e argilito.

MESOZÓICO

Durante o período Mesozóico, os processos geológicos atuantes no SW do Cráton Amazônico impuseram desnivelamento de blocos, com sedimenta-

ção e magmatismo básico e culminaram com a abertura do Oceano Atlântico e separação dos continentes sul-americano e africano (Almeida 1986). Na Região Amazônica, resultou no desenvolvimento de dois compartimentos cinematicamente distintos (Costa e Hasui 1997), mostrados na Figura 15. No compartimento ocidental estão instaladas as depressões ao longo da bacia Parecis-Alto Xingu, desenvolvidas a partir de um eixo extensional de direção NW-SE. As principais estruturas são falhas normais de direção NE-SW que condicionam a deposição dos sedimentos continentais do Grupo Vilhena, relacionados ao segundo ciclo de sedimentação de acordo com Bahia & Pedreira (1999, formações Parecis e Botucatu), com importante magmatismo básico/ultrabásico associado - Formação Anari, (Figura 10).

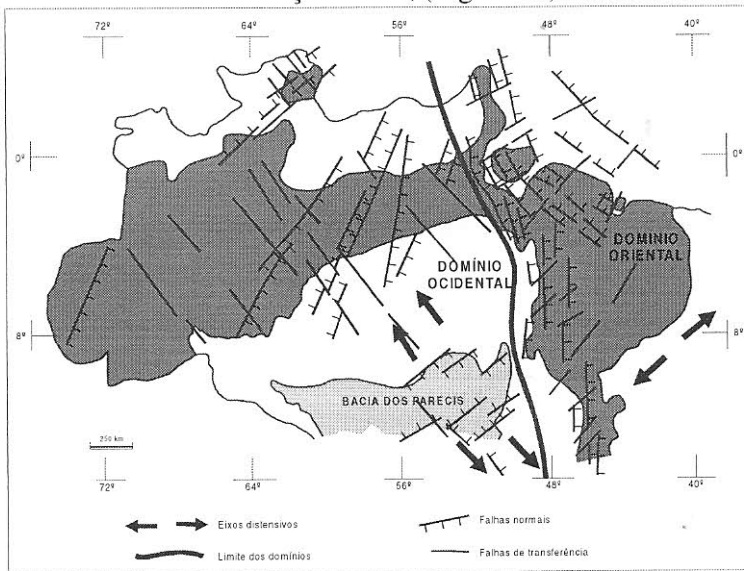


Figura 15 - Quadro tectônico mesozóico. (Adaptado e expandido de Costa e Hasui, 1997).

A Formação Anari foi originalmente definida por Pinto Filho *et al.* (1977) para designar os basaltos aflorantes na porção sudeste do *graben* do Colorado, que apresentam textura afanítica, coloração cinza escuro, com freqüente diaclasamento colunar. Os basaltos foram datados pelo método K/Ar e mostraram idades variando de 111 a 208 ± 14 Ma. Mais recentemente, Romanini (Projeto Platina de Rondônia, inf. verbal 1998) redefiniu a unidade em termos de seu conjunto de litotipos, descrevendo rochas gabróicas hipabissais, e mesmo plutônicas de grão fino, que constituem um amplo corpo sob a forma de *sill* alojado na base da Formação Parecis.

Associados aos basaltos e gabros ocorrem diabásios e *pipes* kimberlíticos alojados nos sedimentos paleozóicos da Formação Pimenta Bueno, Cacoal e demais unidades da Bacia dos Parecis. Estes corpos, provavelmente de idade cretácea, ocorrem condicionados pelas profundas estruturas que margeam o *graben* de Pimenta Bueno e na região de Colorado d'Oeste, sob a forma de corpos decamétricos alinhados na direção E-W/NE-SW e NW-SE, respectivamente. Amostragens realizadas nos corpos da região de Espigão D'Oeste mostraram a presença de diamantes de boa qualidade, pequenos e com hábitos octaédricos e bordas corroídas por dissolução. Ocorre também diamantes tipo-industrial, igualmente de pequeno tamanho, cor preta e forma irregular.

A Formação Botucatu, definida no Estado de São Paulo, foi estendida até a região sudeste do Estado de Rondônia para designar os sedimentos de origem eólica que afloram, limitados por falhas nas escarpas a noroeste e sudoeste da cidade de Vilhena, consistindo de arenitos avermelhados, amarelados e rosados, friáveis, com grãos arredondados, bem selecionados, granulometria fina a média, com superfícies foscas e expressiva bimodalidade textural.

As principais estruturas sedimentares são acamadamentos cruzados cuneiformes, que apresentam uma espessura de 20 metros no *foreset*. É notável, também, a presença de grandes estratificações cruzadas tabulares, com espessura dos *foresets* alcançando 20 metros. O ambiente eólico para esta unidade foi proposto por Pinto Filho desde 1977. O contato inferior da unidade se dá com a Formação Parecis e o contato superior com os sedimentos cenozóicos. A espessura da Formação Botucatu em Rondônia foi estimada por Siqueira (1989) em 90 metros.

A Formação Parecis, como unidade litoestratigráfica, foi criada para designar os conglomerados, arenitos e folhelhos que ocorrem na borda sudoeste da bacia, mais precisamente entre as cidades de Vilhena e Colorado d'Oeste. Sua espessura é de aproximadamente 200 metros (Pedreira, CPRM, relatório interno) e seu contato inferior se faz com as rochas básicas da Formação Anari. Os conglomerados que a constituem são polimíticos, sustentados por clastos arredondados e mal selecionados, com diâmetros de até 30 centímetros, compostos de gnaisses, quartzitos e folhelhos. Os arenitos mostram cores brancas, vermelhas, róseas e amareladas, apresentando uma granulometria fina a média, com grãos subarredondados e mal selecionados. Mostram, caracteristicamente, estratificações cruzadas acanaladas de grande porte e cruzadas planares de médio porte, nas quais ocorre uma ritimicidade de lâminas de pelitos intercaladas. Registros de marcas onduladas na porção superior da formação indicam uma deposição em águas rasas, possivelmente nas margens de um lago. A porção inferior é interpretada como de origem eólica. Os conglomerados são depósitos de *lag* formados nos fluxos canalizados efêmeros em ambientes de interdunas.

CENOZÓICO

As coberturas sedimentares cenozóicas da região sudoeste da Amazônia reúnem depósitos continentais terciários e quaternários distribuídos principalmente ao longo do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, cuja morfogênese é controlada por fatores litológicos, climáticos e, especialmente, tectônicos. Os fatores tectônicos, que condicionam toda a paisagem regional deste setor da Amazônia, estão relacionados às atividades neotectônicas reflexas da Orogenia Andina e, também, como resultado de importantes movimentações intraplaca resultantes da atuação de um binário dextral de direção E-W, com componentes transtensivos e transpressivos orientados preferencialmente nas direções NE-SW e NW-SE, respectivamente, geradas pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste (Costa 1996). O arcabouço neotectônico da Amazônia e do Estado de Rondônia pode ser visualizado nas figuras 16 e 17. Tais eventos promoveram a reativação de linhas estruturais herdadas do Pré-Cambriano e a instalação de novas linhas de fraqueza. Os depósitos sedimentares cenozóicos da porção *sudoeste* da Amazônia encontram-se então assim organizados: coberturas sedimentares indiferenciadas, lateritos imaturos, terraços fluviais pleistocênicos, depósitos pantanosos, depósitos lacustres e depósitos de planície de inundação/canal fluvial.

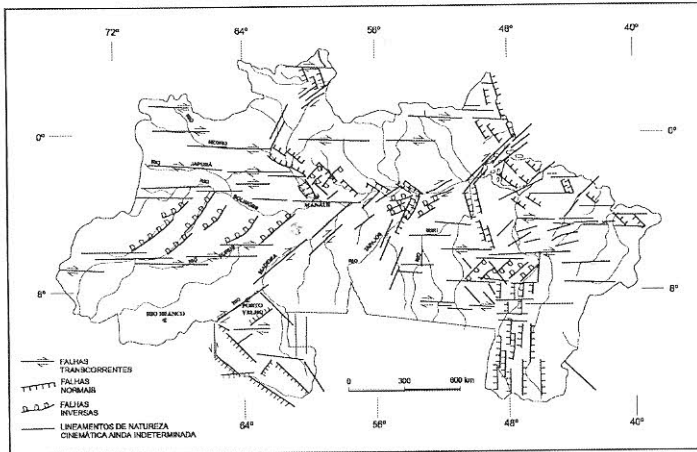


Figura 16 - Arcabouço neotectônico da Amazônia (adaptado e expandido de Costa e Hasui, 1997).

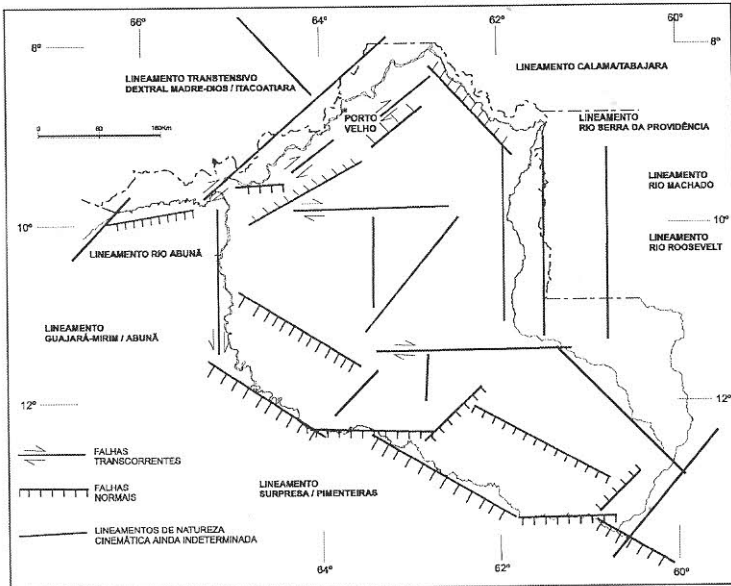


Figura 17 - Quadro geral da neotectônica no Estado de Rondônia e adjacências

Sob a denominação de coberturas sedimentares indiferenciadas estão relacionados os depósitos plio-pleistocênicos associados a ambientes de leques aluviais, canais fluviais, planícies de inundação e lagos, numa interação complexa de materiais que variam desde cascalho até a fração argila, com significativa lateritização. Distribuem-se por uma ampla faixa, exposta ao longo do vale do rio Guaporé, entre as localidades de Cabixi e Guajará-Mirim, na região de Nova Califórnia, Mutum-Paraná e Porto Velho, estendendo-se para nordeste, na margem direita do rio Madeira e no vale do baixo curso do rio Machado. Leal *et al.* (1978) associaram parte dos depósitos desta unidade à Formação Solimões, correlação esta contestada por Adamy & Romanini (1990).

Os lateritos imaturos, regionalmente distribuídos, representam tipos com baixo grau evolutivo, caracteristicamente plintíticos e petroplintíticos, mostrando perfis geológicos simples, que permitem observar, onde preservados, uma estruturação geral que consiste de horizontes bem definidos: horizonte de solo, no topo; horizonte colunar/concrescionário; horizonte mosqueado; horizonte pálido e rocha-mãe na base. Os lateritos imaturos, que se estendem por toda a região que compreende o Estado de Rondônia, quando em perfis completos e preservados, modelam grande parte do relevo atual, com sua melhor representação principalmente na região de Ariquemes/Porto Velho. Em certas áreas, onde a parte superior está mais espessa e endurecida e houve maior entalhamento da drenagem, observa-se a formação de um relevo tendendo a platôs. Nas encostas, aflora a parte mediana dos perfis (horizonte mosqueado), podendo estar parcialmente recoberta por colúvios/alúvios areno-argilosos. Os depósitos colúvio/aluviais, na sua base, são constituídos por seixos prove-

nientes dos próprios lateritos concrecionários, formando corpos do tipo *stone-layer* e, no topo, por material argiloso proveniente do horizonte mosqueado.

Os terraços fluviais pleistocênicos são constituídos por sedimentos mal selecionados, compostos por cascalho, areia e argila, mineralizados a ouro e contendo níveis de turfa, posicionados acima do nível médio das águas dos rios atuais. Os principais depósitos ocorrem em amplos vales na região entre Porto Velho e Humaitá, configurando um complexo cinturão de canais meandantes, colmatados e abandonados, que representam antigas planícies de inundações de rios semelhantes aos atuais, formados durante os períodos quentes e úmidos do Pleistoceno. Estes paleoterraços fluviais formam diversos níveis e se estendem para o noroeste, em direção ao rio Purus, por uma distância de mais de 100 km do atual curso do rio Madeira, ao longo do qual ocorrem diversos paleocanais, com linhas de crescimentos visíveis em imagens de satélite, configurando um complexo “Cinturão de Meandros Abandonados” (Quadros *et al.* 1996). Feições deste tipo ocorrem também na região dos vales dos rios Guaporé e Mamoré, entre as cidades de Costa Marques e Pimenteiras.

Os depósitos pantanosos estão relacionados às áreas sujeitas a inundações sazonais, representados principalmente por material argilo-arenoso, rico em matéria orgânica. Os pântanos ocorrem ao longo do vale do rio Guaporé, da cidade de Costa Marques até Pimenteiras e em pequeno trecho do rio Mamoré, a montante da cidade de Guajará-Mirim, estendendo-se pelo território boliviano. São caracterizados por extensas áreas planas, colonizadas por gramíneas, periodicamente sujeitas a inundações. A existência dos depósitos pantanosos mostra forte relação com estruturas de abatimento de blocos com

idades cenozóicas muito jovens, possivelmente holocênicas/pleistocênicas, com direções SW-NE, associadas, provavelmente, ao Megalineamento Transtensivo Surpresa-Pimenteiras.

Os depósitos lacustres são constituídos por sedimentos arenosos finos e argilas, contendo expressiva quantidade de matéria orgânica, cuja gênese está relacionada aos lagos atuais da região do Vale do Guaporé. Estes lagos, de acordo com a classificação de Dumont (1992), têm sua evolução intimamente relacionada a eventos neotectônicos da Amazônia Ocidental, podem ser classificados como lagos represados (*ponded lake*), lagos inclinados (*tilted lake*) e lagos retangulares (*retangular lakes*). Os lagos represados ocorrem ao longo do Vale do Guaporé e apresentam larguras que variam de 5 a 20 km. Constituem tipos clássicos de lagos de rias, que marcam as cicatrizes de antigos cursos fluviais de alta energia represados, dando origem a lagos de águas limpas, formados onde o curso do rio, que recorta os sedimentos terciário/quaternários, foram represados no limite dos depósitos pantanosos. A evolução deste lago tem sua origem relacionada a rios que tiveram seu fluxo interrompido por soerguimento, cuja taxa de elevação excedeu a taxa de erosão do rio, ou ainda por barramento do fluxo causado por um aumento no nível da água do canal principal. Os lagos inclinados ocorrem principalmente ao longo do curso do rio Mamoré, definidos também como lagos de rias por Holmes (1965; *apud* Dumont 1993). Estes lagos são desenvolvidos nas regiões pantanosas, em áreas distantes da influência da descarga dos rios, estando sua evolução, provavelmente, relacionada a antigos vales fluviais que foram completamente colmatados, restando apenas as cicatrizes de suas áreas mais profun-

das, o que implica em um soerguimento e abandono da rede de drenagem, associados a uma baixa taxa de agradiação sedimentar. Os lagos retangulares apresentam uma forma geométrica bem definida e estão instalados sobre o ambiente de pântano, obedecendo a uma orientação preferencial NE-SW, o que sugere um forte controle tectônico, produto de reativações de antigas estruturas do embasamento cristalino.

Os depósitos de planície de inundação/canal fluvial estão relacionados às drenagens atuais, caracterizados e identificados como materiais fluviais e/ou flúvio-lacustres, de canais e das faixas periodicamente inundáveis nas cheias dos rios. Estão relacionados com o posicionamento atual das drenagens, de instalação holocênica, já sob condições de clima úmido, condicionados fortemente por estruturas neotectônicas. Estes sedimentos aluvionares fossilíferos e afossilíferos, freqüentemente estão mineralizados a ouro, e alcançam maior expressão ao longo dos canais fluviais e nas planícies de inundação dos rios Guaporé, Mamoré, Madeira e afluentes de maior representação. Diversos depósitos sedimentares, relacionados aos sistemas fluviais atuais, são reconhecidos, dentre os quais destacam-se: os depósitos residuais de canal, os depósitos de barra de meandro ou barra em pontal, os depósitos de barras de canal, os depósitos de diques marginais e os depósitos de transbordamento ligados às planícies de inundação.

RESUMO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

O quadro geológico da Amazônia brasileira, embora delineado em nível de reconhecimento, apresenta algumas regiões já melhor estudadas, notada-

damente na Amazônia Oriental. A região da Amazônia Ocidental, mais especificamente no setor que é abrangido pelos estados de Rondônia, sul do Amazonas e oeste do Mato Grosso, incorporou, nas duas últimas décadas, alguns avanços significativos com relação ao seu conhecimento geológico. Na segunda metade da década de 90, esta ampla região começa a ter uma melhor definição a nível litoestrutural, litoestratigráfico e tectonoestrutural, estudos que abordam inclusive o Cenozóico.

Em acréscimo aos trabalhos baseados em dados isotópicos, e especificamente relacionados ao território compreendido pelo Estado de Rondônia, algumas considerações sobre os “marcadores” ígneos e sedimentares tornam-se imprescindíveis para dar “suporte” aos modelos geotectônicos aplicados ao segmento SW do Cráton Amazônico e à sua história evolutiva pré-cambriana:

1. O Complexo Jamari (1,85 - 1,73 Ga), considerado como uma unidade predominantemente ortoderivada, de ocorrência muito restrita, pode ser correlacionado a um período acrescionário de idade estateriana (com a ressalva de que trabalhos adicionais ainda são necessários para a sua efetiva caracterização), constituiria o embasamento do Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena, enquanto o Complexo Jarú, de natureza paraderivada (1,73 - 1,65 Ga, igualmente carecendo de melhor caracterização e definição), consistiria na cobertura sedimentar ou vulcano-sedimentar orogênica correlacionada à evolução do cinturão acima mencionado;
2. A Sequência Metavulcanossedimentar Roosevelt (metavulcânicas dacíticas com idades em torno de 1,74 Ga) admite correlações com o Complexo

Jaru e, por conseqüência, faria parte da cobertura orogênica relacionada ao Cinturão Rio Negro/Juruena;

3. A Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,62 – 1,57 Ga) relaciona-se aos estágios finais (granitóides tardi a pós-tectônicos) da evolução do cinturão móvel de idade Rio Negro/Juruena;
4. As suítes intrusivas Santo Antônio, Teotônio e Alto Candeias (1,40 a 1,35 Ga), incluindo os charnockitos, mangeritos e básicas associadas, podem estar relacionadas com extensão crustal intraplaca, reflexo dos movimentos orogênicos da Faixa San Ignácio, cujos registros são melhor definidos na Bolívia. Esta extensão não apresenta representantes sedimentares claramente definidos em território rondoniano;
5. A Suíte Intrusiva São Lourenço/Caripunas (1,31 – 1,25 Ga) pode ser associada às fases distensionais iniciais do Ciclo Sunsás;
6. O início do Ciclo Orogrênico Sunsás caracterizou-se por uma importante distensão crustal que precedeu a abertura do oceano grenvilliano, seguido por um episódio magmático com assinatura geoquímica compatível com os granitóides intraplaca do Fanerozóico e dos granitos tipo A (Suíte Intrusiva São Lourenço/Caripunas – 1,31 a 1,25 Ga). As coberturas supracrustais dessa fase inicial são representadas pela Sequência Metavulcanossedimentar Nova Brasilândia e Formação Mutum-Paraná (deformação principal ligada à fase de inversão das bacias e metamorfismo em fácies anfibolito, em torno de 1,15-1,10 Ga). A Suíte Granítica Rio Pardo, a Suíte Intrusiva Santa Clara, a Suíte Ígnea Costa Marques e os *Younger Granites* de Rondônia estão diretamente ligados a importantes sistemas transpressivos

e transtrativos, em condições dúcteis-rúpteis no Terreno Nova Brasilândia e rúpteis no Terreno Jamari. Estas estruturas são uma resposta à fase colisional do final do Ciclo Sunsás ao longo do seu front, que corresponde, principalmente, à região sul/sudeste do Estado de Rondônia. As fases distensivas finais, quasi-cratônicas, relacionadas a este ciclo são representadas pelas coberturas sedimentares do tipo Palmeiral e Prosperança.

PALEOPROTEROZÓICO

Apesar das dificuldades impostas pela limitação qualitativa e quantitativa do conjunto de dados disponíveis, que possibilitam apenas traçar uma cronologia dos eventos tectono-metamórficos a nível preliminar, sem definição de modelos em bases sólidas e com limites paleogeográficos relativamente seguros, admitimos que os estágios iniciais da história geológica do SW do Cráton Amazônico remontam aos períodos Riaciano/Orosiriano (2,20 – 1,75 Ga), do Paleoproterozóico, caracterizados por processos de aglutinação de massas crustais continentais com o fechamento de oceanos e ambientes deposicionais conexos. Os litotipos do Complexo Jamari poderiam se constituir nos representantes plutônicos destes antigos processos acrescionários precursores dos cinturões móveis mesoproterozóicos, enquanto as rochas do Complexo Jarú e da Sequência Roosevelt constituiriam as coberturas supracrustais de natureza orogênica.

A anatomia do cinturão móvel mais antigo – 1,80 a 1,55 Ga (Rio Negro/Juruena de Teixeira *et al.* 1989) e Tassinari *et al.* 1996) e seus limites geológico/geográficos são de reconstituição muito difícil. Embora falte uma série

de características esperadas para um cinturão móvel do tipo convencional (assembléias litológicas, polaridade metamórfica e química, etc.) permanecendo, portanto, questionável a sua evolução a partir de uma sucessão de arcos magmáticos, consideramos como válido, em linhas gerais, apesar das suas limitações, o modelo proposto pelos autores acima em razão dos dados isotópicos admitirem esta linha de raciocínio. A utilização de métodos estruturais em acréscimo aos dados geocronológicos disponíveis sugere os principais tipos de mega-unidades que poderiam estar envolvidas neste evento geodinâmico:

1. Uma unidade de embasamento - 1,85 a 1,73 Ga (Complexo Jamari), caracterizada por uma evolução mais complexa, tipicamente policíclica, reunindo diferentes protólitos e subunidades plutônicas e supracrustais;
2. Um conjunto de metasupracrustais - 1,73 a 1,62 Ga, Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru e Seqüência Metavulcanossedimentar Roosevelt (coberturas deformadas);
3. Uma ou mais gerações de rochas (meta) plutônicas - 1,62 a 1,57 Ga, (Suíte Intrusiva Serra da Providência), intrusivas nas unidades supracrustais antigas (Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru e Seqüência Metavulcanossedimentar Roosevelt) e no embasamento (Complexo Jamari).

Com base nos indicadores cinemáticos obtidos em imagens de sensoriamento remoto, consubstanciados em um expressivo volume de dados estruturais de campo, sugerimos, para o intervalo 1,85 - 1,55 Ga, um campo tensional com movimentação de placas de SSW para NNE ($\sigma_1 \pm N 10^\circ E$), com as principais direções distensivas (T) orientadas $\pm N 10^\circ E$ (controladoras do *emplacement* dos diversos corpos que constituem a Suíte Intrusiva Serra

da Providência), foliação compressiva com direção E-W/NW-SE, empurrões/rampas frontais com vergência para NE (complexos Jamari e Jarú). As direções Y(\pm N 40° W), P(\pm N 55° W), R(\pm N 25° W) e X(\pm N 20° W) seriam destras e R'(\pm N 40° E) sinistral.

MESOPROTEROZÓICO/NEOPROTEROZÓICO

No intervalo de 1,50 a 1,30 Ga, o regime tectônico vigente foi do tipo distensivo, tendo gerado estruturas que controlaram a ascensão dos produtos magmáticos correspondentes às suítes Santo Antônio (1,40 Ga), Teotônio (1,37 Ga), e Alto Candeias (1,35 Ga). Não há registros conclusivos de que estes processos geraram, em território rondoniano, bacias com seus conseqüentes preenchimentos sedimentares. Este regime extensional pode estar associado à Orogenia San Ignácio, cujo *front* colisional têm amplos registros metamórfico-deformacionais em território boliviano.

No intervalo de 1,30 a 1,20 Ga admite-se, para a região, a atuação de um regime extensional responsável pelas grandes estruturas que condicionaram a deposição da Sequência Nova Brasilândia e Formação Mutum-Paraná (ambas em condições marinhas) precedidas pela geração dos produtos ígneos da Suíte Básica-Ultrabásica Cacoal e Suíte Intrusiva São Lourenço/Caripunás.

O período entre 1,20 e 0,95 Ga relaciona-se à da Orogênese Colisional Sunsás-Grenville, em um amplo segmento litosférico que envolve parte do SW da Amazônia e parte da Laurentiano, onde processos de deformação com encurtamento crustal, retrabalhamento de massas pré-estenianas, magmatismo e metamorfismo regional culminam com a edificação da Faixa Móvel Sunsás-

Guaporé e agregação de extensas massas crustais sob a forma de um supercontinente (Rodínia, Hoffman 1991). A fase colisional ou orogênica (em torno de 1,15-1,10 Ga) está relacionada a um regime compressivo, com movimentação de placas de SW para NE e migração ou rotação do σ_1 para $\pm N 50^\circ E$, o que gerou um binário sinistral de direção E-W, implicando na instalação das principais direções distensivas em torno de $N 60^\circ E$ (componente T). As principais direções transpressivas sinistrais orientaram-se em torno de $\pm N 80^\circ W$ (Y), $N 70^\circ W$ (P), E-W (R), $N 10^\circ W$ (X), e dextral $\pm N 30^\circ E$ (R'). Essa movimentação geral, acompanhada de transformações minerais em fácies anfífolito superior, subordinadamente xisto-verde alto, dominada por regime cinemático direcional que responde pelas zonas de cisalhamento transcorrentes que compõem os sistemas rio Formoso ou Ariquemes/ Massangana e rio Roosevelt, pelos sistemas transpressivos sinistrais Nova Brasilândia/Colorado d'Oeste e Ouro Preto/Ji-Paraná, afetaram substancialmente as rochas do Complexo Jarú, Grupo Beneficente, Sequência Nova Brasilândia, Formação Mutum-Paraná e os diversos corpos relacionados às suítes Serra da Providência, Alto Candeias e Rio Pardo, além de retrabalhar parcialmente as rochas do Complexo Jamari, suítes Santo Antônio, Teotônio e São Lourenço/Caripunás. Em território boliviano estão sendo apontadas zonas de cisalhamento transcorrentes, que afetam inclusive os sedimentos do grupo Sunsás, que poderiam ser correlacionadas a esse pulso deformacional. No final deste período ocorreu uma generalizada reativação distensiva, em condições quasicratônicas, das principais linhas de fraqueza geradas no evento compressivo, dando origem à importante plutonismo que constitui a Suíte Granítica Rio Pardo, Suíte Intrusiva

Santa Clara, Suíte Ígnea Costa Marques e *Younger Granites* de Rondônia, as rochas básicas da Formação Nova Floresta, além dos compartimentos Pacaás Novos, Uopianes e São Lourenço, receptáculos de expressiva sedimentação continental que constitui a Formação Palmeiral, e do compartimento Prosperança que constitui a formação homônima.

A fragmentação do supercontinente Rodínia pode explicar a instalação da Fossa Tectônica de Rondônia (que inclui os *grabens* de Pimenta Bueno e Colorado), receptáculo de importante carga de sedimentos, no período paleozóico, que constituem as formações Cacoal, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca (Bahia & Pedreira 1999).

PALEOZÓICO

No Paleozóico a Região Amazônica foi afetada por outro importante evento extensional (Costa & Hasui 1997), resultando no desenvolvimento das bacias do Solimões, Amazonas, Parnaíba, Alto Xingu e Parecis (Figura 14).

A Bacia dos Parecis (Siqueira 1989), anteriormente denominada Parecis-Alto Xingu, constitui-se em uma estrutura alongada na direção W-E, com dimensão superior a 1250 km, ocupando uma área aproximada de 450.000 km² distribuída pelos Estados de Rondônia e Mato Grosso. Apesar da inexistência de estudos tectônicos apurados na Bacia dos Parecis, presume-se que sua estruturação geral seja fortemente controlada por linhas de fraqueza proterozóicas, cujas reativações ao lado de mudanças eustáticas do nível do mar e efeitos climáticos regionais e locais, verificados durante a história

deposicional da bacia, influenciaram fortemente a sedimentação dando lugar a discordâncias regionais e freqüentes mudanças de fácies e de espessura de sedimentos.

Análise efetuada por Siqueira (1989), a partir da integração e interpretação de dados e informes geológicos relativos ao período 1974 a 1982, permitiu concluir que a bacia anteriormente tida como pouco profunda e portadora de depósitos predominantemente continentais e tectonismo suave, passasse a ser considerada de subsidência prolongada e marcada por influência marinha no Paleozóico. Revelou, também, ser uma bacia dotada de atividade tectônica significativa em que a ascensão dos arcos ou altos estruturais internos de Vilhena e Serra Formosa promoveu sua compartimentação em três sub-bacias nomeadas, de oeste para leste, Rondônia, Juruena e Alto Xingu.

A evolução da Bacia dos Parecis apresenta um preenchimento de sedimentos, em sua maior parte, considerado como paleozóico e, secundariamente, mesozóico e cenozóico. Adicionalmente inclui derrames de basalto, diques e soleiras de diabásio e chaminés kimberlíticas do Juro-Cretáceo.

A história geológica dos *grabens* de Pimenta Bueno e Colorado principia com os movimentos tectônicos paleozóicos, condicionados a dois estágios distintos caracterizados por seqüências sedimentares do tipo *rift*, evoluindo no final deste período e início do Mesozóico, para um terceiro estágio, do tipo pós-*rift*, com a deposição das seqüências sedimentares que constituem a Bacia dos Parecis propriamente dita, classificada como sinéclise interior (Quadros *et al.* 1998, Figura 18).

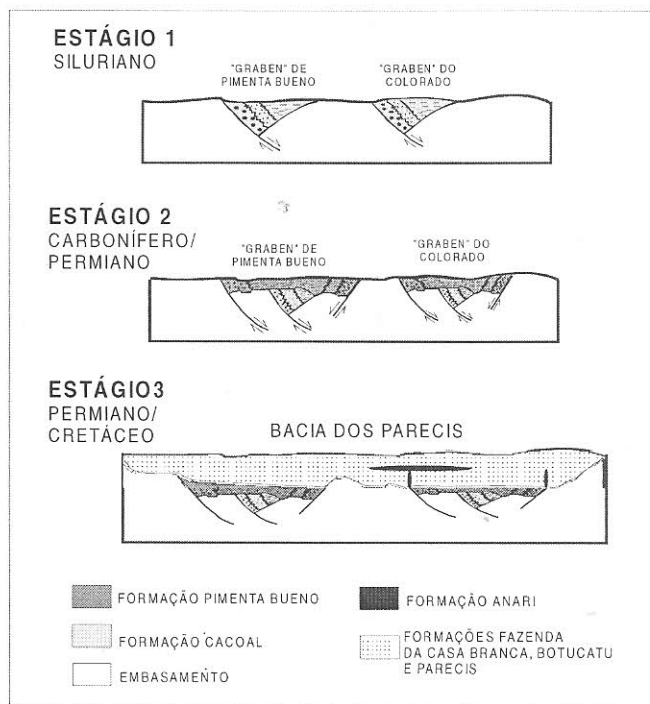


Figura 18 - Evolução da Bacia dos Parecis (grupos Primavera e Vilhena) do Paleozóico ao Mesozóico (Quadros *et al.*, 1998).

Durante o primeiro estágio foram depositados os sedimentos pertencentes à Formação Cacoal (conglomerados, arenitos, calcários e folhelhos), em ambientes sedimentares do tipo leque aluvial, fluvial, lacustre e restritamente deltáico. O segundo estágio está representado pelos sedimentos da Formação Pimenta Bueno (diamictitos, conglomerados, arenitos e folhelhos), depositados em ambientes do tipo leque aluvial, fluvial entrelaçado e glacial (depósitos de geleiras).

No terceiro estágio depositaram-se em uma ampla região os sedimentos das formações Fazenda da Casa Branca, Botucatu e Parecis, constituídos por conglomerados, arenitos e pelitos, relacionados a um sistema desértico, com fácies fluvial, de duna e lacustre.

MESOZÓICO

A evolução mesozóica é contada pelos processos que culminaram com a abertura do oceano Atlântico e separação dos continentes sul-americano e africano. Tais processos impuseram desnivelamentos de blocos, gerando altos e depressões, sedimentação e magmatismo (Almeida 1986). Na Região Amazônica resultou no desenvolvimento de dois compartimentos cinematicamente distintos (Costa e Hasui 1997), mostrados na Figura 15. No compartimento ocidental estão instaladas as depressões ao longo das áreas das bacias do Solimões, Amazonas e Parecis, e a Bacia do Tacutu, desenvolvidas a partir de um eixo extensional de direção NW-SE.

Na Bacia dos Parecis os indícios da reativação tectônica relacionada à abertura do Atlântico estão representados pela superposição de falhas e fraturas orientadas WNW e NE e pelo magmatismo juro-cretáceo, acompanhados por uma sedimentação de caráter continental fluvial e eólico.

CENOZÓICO

O entendimento do arcabouço neotectônico da Amazônia é de fundamental importância para compreensão dos aspectos evolutivos relacionados à

sedimentogênese das coberturas cenozóicas. No contexto regional da Amazônia, os movimentos neotectônicos que se desenvolveram após o período de estabilidade do Oligoceno, propiciaram a geração de vários tipos de estruturas que afetaram as rochas pré-cambrianas, paleozóicas e mesozóicas que constituem o arcabouço litológico regional, controlando a deposição de sedimentos e influenciando decisivamente no desenvolvimento dos sistemas de relevo e drenagem hoje observados.

Na região do Estado de Rondônia e adjacências reconhecem-se áreas distensivas, transpressivas e transtensivas, geradas por dois eventos de movimentação, o primeiro do Mioceno/Plioceno e o segundo do Pleistoceno Superior/Recente, com a retomada, em algumas áreas, de linhas de fraqueza antigas, especialmente susceptíveis a reativações, caracterizando um quadro proeminente de tectônica ressurgente, nos moldes do que apregoa Hasui (1990).

A evolução tectônica cenozóica do segmento SW do Cráton Amazônico, em relação à etapa que se estende do Terciário Inferior ao Terciário Médio, seus respectivos episódios deformacionais e feições estruturais, é ainda pouco conhecida e seus registros sedimentares historicamente relacionados à Formação Solimões ou confundidos com depósitos quaternários. O panorama traçado por Costa & Hasui (1997) para outras regiões da Amazônia, em seu Domínio Ocidental, com generalizadas distensões que impuseram desnivelamento de blocos, gerando altos e depressões, acompanhada de peneplanização e sedimentação, pode, genericamente, ser assumido para a região em foco.

Em linhas gerais, é possível admitir que a região, após um período de estabilidade tectônica entre o Paleoceno e Oligoceno, com a elaboração da Superfície Sul-Americana e desenvolvimento de lateritos maduros (os dados atualmente conhecidos conduzem à constatação de que existem poucos registros dos produtos deste período no Estado de Rondônia — raros afloramentos da crosta ferro-aluminosa na região entre Porto Velho e Jaci-Paraná), foi palco de significativo recrudescimento da atividade tectônica, com pelo menos dois episódios principais de movimentação: o primeiro no Mioceno/Plioceno e o segundo no Pleistoceno Superior/Recente.

A atividade tectônica para o período Mioceno/Plioceno desenvolveu-se sob a atuação de um campo tensional (Figura 19) decorrente da interação colisional entre as placas de Nazca e Sul-Americana (Orogenia Andina), com a imposição de um vetor compressional (σ_1) NE-SW; como consequência deste quadro tectônico, são geradas componentes transpressivas destrais NS, com elevação de áreas significativas no centro-leste, falhas inversas NW-SE que condicionam a presença de escarpas (Serra dos Pacaás-Novos e São Lourenço), importantes linhas extensionais (elementos T) de direção NE-SW, responsáveis pelo abatimento de blocos, notadamente nas regiões NNW e SSW do estado (elevação relativa de outros: barragens estruturais de Guajará-Mirim e Costa Marques), com a instalação de depocentros (toda a denominada Planície do Guaporé) e elaboração de superfícies peneplanizadas e feixes de falhas transcorrentes destrais WNW-ESE e sinistrais ENE-WSW que condicionam a dissecação do relevo mas exercem fraco controle na morfografia do terreno.

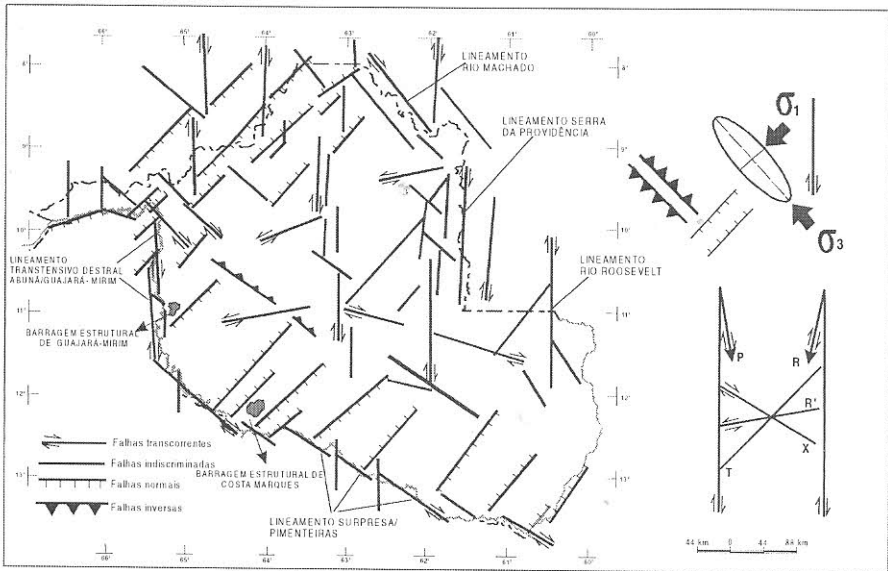


Figura 19 - Quadro tectônico proposto para o Mioceno/Plioceno, principais estruturas geradas e campo tensional.

Uma nova e relativamente curta fase de estabilidade domina o período entre o Plioceno Superior-Pleistoceno Médio com o desenvolvimento de uma superfície de lateritização de extensão regional, onde perfis de lateritos imaturos estabelecem-se de forma indiscriminada, tanto sobre rochas do embasamento cristalino pré-cenozóico quanto sobre as coberturas sedimentares e erosionais produzidas pelos processos terciários.

A retomada da atividade tectônica no Pleistoceno Superior desenrolou-se segundo um modelo cinemático apoiado num campo tensional (Figura 20) que admite a atuação de um vetor compressivo (σ_1) segundo a direção NW-SE, responsável pela geração de um binário transcorrente distal E-W (gerada pela rotação da placa Sul-Americana para oeste, por feixes de lineamentos

transversivos destrais NE-SW, falhas normais NW-SE, falhas inversas NE-SW e lineamentos transversivos NS. As estruturas, geradas ou reativadas neste episódio controlam a deposição de sedimentos e influenciam decisivamente no desenvolvimento dos sistemas de drenagem e de relevo hoje observados no Estado de Rondônia e adjacências. São marcantes nessa última etapa, o abatimento expressivo de várias regiões (Baixo Madeira, Região do Baixo rio Ji-Paraná e todo o vale do rio Guaporé), com marcantes anomalias na morfologia e morfometria das redes de drenagem que constituem os sistemas deposicionais fluviais destes domínios.

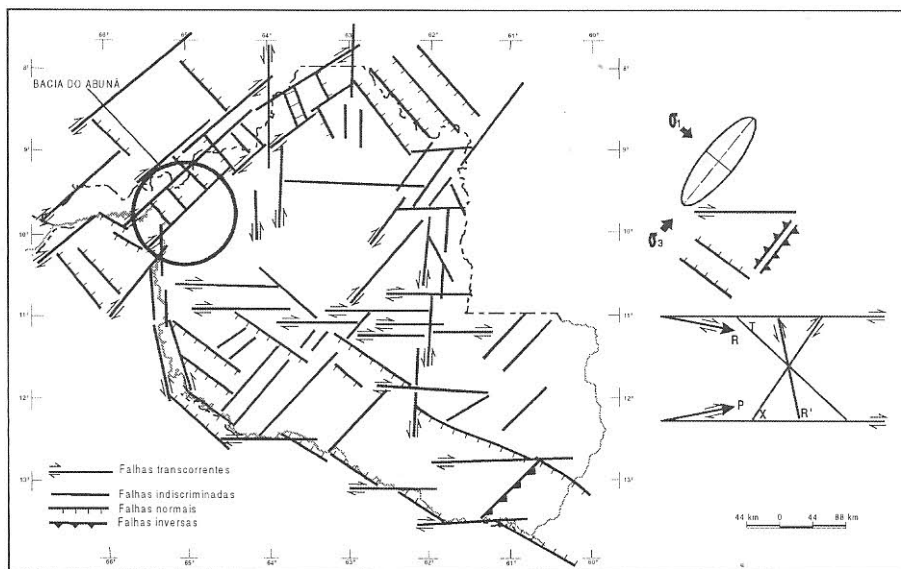


Figura 20 - Quadro tectônico proposto para o Pleistoceno Superior/Recente, principais estruturas geradas e campo tensional.

A partir do entendimento do quadro gerado por este último episódio de movimentação, é possível individualizar setores ou domínios estruturais: na borda N do Estado desenvolve-se um importante sistema de falhas transcorrentes destrais (Lineamento Transtensivo Madre de Dios-Itacoatiara), com diversos segmentos interagindo através de falhas normais NW-SE inclinadas para NE e NW (a Bacia do Abunã é um notável exemplo dos produtos de rejeito vertical gerados pela atuação deste sistema), caracterizando-se como uma zona transtensiva desde o quadrante NW até o NE; a região central e centro-leste é marcada principalmente por estruturas transcorrentes E-W e N-S, importantes na dissecação mas de responsabilidade subordinada como estruturas de elaboração de sistemas de relevo; são marcantes, nesta última etapa de movimentação, o abatimento de extensas áreas na parte NNE do Estado (na região do médio/baixo Madeira) e SSE, na região do baixo/médio rio Guaporé (entre as cidades de Guajará-Mirim/Costa Marques e Pimentei-ras), com a instalação de lagos, pântanos e rios-lagos ou rias interiores, constituindo sistemas extensionais relacionados às componentes T geradas pelo campo tensional admitido.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMY, A. & ROMANINI, S.J. 1990. Geologia da Região Porto Velho-Abunã; Porto Velho (SC.20-V-B-V), Mutumparaná (SC.20-V-C-VI), Jaciparaná (SC.20-V-D-I) e Abunã (SC.20-V-C-V). Estados de Rondônia e Amazonas. Escala 1:100.000. DNPM/CPRM, 273p. il.

- ALMEIDA, F.F.M. & NOGUEIRA FILHO, J. V. 1959. Reconhecimento geológico no rio Aripuanã. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1959. (Boletim, 199).
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. & FUCK, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. Anais.... Campina Grande, PB, SBG, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4): 325-349.
- AMARAL, G. 1974. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. São Paulo (Dissertação de Livre Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. *In*: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher, p. 6-35.
- AMORIM, J.L.; RIZZOTTO, G.J. & SCANDOLARA, J.E. 1999. Terreno Jamari, Região Central de Rondônia: Evidências de Processos Tafrogenéticos que Precedem a Convergência do Início do Mesoproterozóico no Segmento SW do Craton Amazônico. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos... Manaus, AM, SBG/ Núcleo Norte, p. 270-273.

- BAHIA, R.B.C. & PEDREIRA, A.J. 1996. Depósitos Glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na Região de Rolim de Moura, Sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, 2 (1): 24-29.
- BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L. do E.S. & PEDREIRA, A.J. 1996. As Coberturas Sedimentares Fanerozóicas da Região Sudeste de Rondônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, 1996, Salvador. Anais... Salvador, BA, SBG/Núcleo da Bahia/Sergipe, v. 1, p. 299-302.
- BAHIA, R.B.C. & PEDREIRA, A.J. 1999. Classificação Global da Bacia dos Parecis no Estado de Rondônia. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos... Manaus, AM, SBG/Núcleo Norte, p. 450-453.
- BETTENCOURT, J.S.; ONSTOTT, T.C.; JESUS, T. & TEIXEIRA, W. 1995. Tectonic Interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages on Country Rocks from the Central Sector of the Rio Negro - Juruena Province, SW Amazon Craton. *In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS*, 1995, Belém. Abstract... Belém, PA, UFPA/Centro de Geociências, p. 14.
- BETTENCOURT, J.S.; LEITE JR, W.B.; PAYOLLA, B.L.; SCANDOLARA, J.E.; MUZZOLON, R. & VIAN, J.A.J. 1997. The Rapakivi Granites of the Rondônia Tin Province, Northern Brazil. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*. Excursions Guide. Salvador, BA, CBPM/SGM, 162p. il., p.3-31.

- 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. *Precambrian Research*, 95: 41-67.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S. & KAWASHITA, K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com Base nos Dados Geocronológicos. *In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO*, 2, Santiago, 1979. Actas... Santiago, Chile, v.4, p.137-148.
- CORDANI, U.G. & NEVES, B.B.B. 1982. The Geologic Evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12:78-88.
- COSTA, J.B.S., & HASUI, Y. 1991. O Quadro Geral da Evolução Tectônica da Amazônia. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 3, Rio Claro, 1991. Boletim de Resumos Expandidos... Rio Claro, SP, UNESP/SBG, p. 142-145.
- COSTA, J.B.S. 1996. A Neotectônica na Amazônia. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 5, 1996, Belém. Boletim de Resumos Expandidos... Belém, PA, SBG, p. 35-38.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. *In: COSTA, M.L. DA E ANGÉLICA, R.S. (Coord.). Contribuição à Geologia da Amazônia*. Belém, Pará, FINEP/SBG, p. 15-90.

- CRUZ, N.M.C. 1980. Palinologia de Sedimentos Paleozóicos do Território Federal de Rondônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, 1980. Camboriú. Anais... Camboriú, SC, SBG, v. 5, p. 3041-3045.
- DALZIEL, I.W.D. 1991. Pacific Margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a Conjugate Rift Pair: Evidence and Implications for an Eocambrian Supercontinent. *Geology*, 19: 598-601.
- DUMONT, J.F. 1992. Type of Lakes as Related to Neotectonics in Western Amazonian. *In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA*, 1, 1992, Manaus. Resumos... Manaus, AM, PICG, p. 99-102.
- FROSTICK, L.E. & REIDI, I. 1987. Tectonic Control of Desert Sediments in Rift Basin Ancient and Modern. *In: FROSTICK, L.E., REID, I. (eds.)*. Desert Sediments: Ancient and Modern. Geological Society Special Publication, 35, p. 53-68.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. *In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO*, Belo Horizonte, 1990. Anais... Belo Horizonte, MG, SBG, p. 1-31.
- HASUI, Y.; HARALY, N.E. & SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geodinâmico. *In: SYMPOSIUM AMAZONICO*, 2, Belém, 1984. Anais... Belém, PA, SBG, p.129-147.

- HOFFMAN, P.F. 1991. Did the Breakout of Laurentia turn Gondwanaland Inside-Out? *Science*, 252: 1409-1412.
- IGREJA, H.L.S. & CATIQUE, J. 1997. Análise Neotectônica do Lineamento Itacoatiara Centro-Leste do Estado do Amazonas. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 6, Pirenópolis, 1997. Anais... Pirenópolis, SBG/Núcleo Brasília, p. 131-133.
- ISOTTA, C.A.L.; CARNEIRO, J.M.; KATO, H.T. & BARROS, R.J. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 16v., il.
- JONES, D.L.; HOWELL, D.G.; CONEY, P.J. & MONGER, J.W.H. 1983. Recognition, Character and Analysis of Tectono-Stratigraphic Terranes in Western North America. *In: HASHIMOTO, M., UYEDA, S. (eds.). Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Region: Tokyo, Terra*, p. 21-35.
- LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; SANTOS, D.B.; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, C.A.C. & PINTO, A.C. 1978. Geologia da Folha SC.20-Porto Velho. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RadamBrasil, Levantamento de Recursos Naturais, 16, p. 17-184.
- LIMA, J.A.D. 1976. Projeto Sulfetos de Abunã. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 2v., il.
- LIMA, M.I.C. de 1984a. Evolução do Cráton Amazônico no Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, RJ, SBG. v. 7, p. 3032-3039.

- LITHERLAND, M.; ANNELLS, R.N.; APPLETON, J.D.; BERRAGÉ, J.P.; BLOOMFIELD, K.; BURTON, C.C.J.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.P.; KLINCK, B.A.; LLANOS, A.; MITCHELL, W.I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G., & WEBB, B.C. 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. British Geological Survey, Overseas Memoir, 9, 153p.
- LOBATO, F.P.N.S.; APPEL, L.E.; GODOY, M.C.F.T. & RITTER, J.E. 1966. Pesquisa de Cassiterita no Território Federal de Rondônia. Relatório Final. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 1966. 209p. il. (Bol. 125)
- MONTALVÃO, R.M.G. & BEZERRA, P.E.L. 1985. Evolução Geotectônica do Cráton Amazônico durante o Arqueano e o Proterozóico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. Anais... Belém, PA, SBG, v.1, p. 282-297.
- OLIVATTI, O. & RIBEIRO FILHO, W. 1976. Projetos Centro-Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul. CPRM, 51p.
- PAYOLLA, B.L.; KOZUCH, M.; LEITE, W.B., JR.; BETTENCOURT, J.B. & VAN SCHMUS, W.R. 1998. U-Pb and Sm-Nd Isotopic Data of the Basement Rocks in the Eastern Part of the Rondônia Tin Province, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, 1998. Anais... Belo Horizonte, MG, SBG, p. 39.
- PINTO FILHO, F.P.; FREITAS, A.F. de; MELO, C.F. de; ROMANINI, S.J. 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 4v.

- QUADROS, M.L. do E.S.; SILVA FILHO, E.P. da; REIS, M.R. & SCANDOLARA, J.E. 1996. Considerações Preliminares sobre a Evolução dos Sistemas de Drenagens dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, Estado de Rondônia. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 5, Belém, 1996. Anais... Belém, PA, SBG/Núcleo Norte, p. 242-245.
- QUADROS, M.L. do E.S.; BAHIA, R.B.C. & SCANDOLARA, J.E. 1998. Evolução Tectônica dos Grabens do Setor Oeste do Cráton Amazônico. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, Belo Horizonte, 1998. Anais... Belo Horizonte, MG, SBG, p. 403.
- RIVERS, T. 1997. Lithotectonic Elements of the Grenville Province: Review and Tectonic Implications. *Precambrian Res.*, 86: 117-154.
- RIZZOTTO, G.J.; QUADROS, M.L.E.S.; SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R. & BAHIA, R.B.C. 1995. Posicionamento Tectônico-Estratigráfico da Sequência Metavulcano-sedimentar Roosevelt na Região Limítrofe dos estados do MT/RO. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 5, Gramado, 1995. Anais... Gramado, RS, SBG, p. 310-313.
- RIZZOTTO, G.J.; SCANDOLARA, J.E.; QUADROS, M.L. do E.S. 1996. Aspectos gerais da associação mangerito-charnockito-granito (MCG) da porção oriental do sul de Rondônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, 1996, Salvador. Anais..... Salvador, SBG/Núcleo da Bahia/Sergipe. 7v. il. v.1, p. 35-37.

- RIZZOTTO, G.J. 1999. Petrologia e ambiente geotectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de mestrado, 137p.
- SADOWSKI, G.R. & BETTENCOURT, J.S. 1994. Amazon and Laurentia former neighbours. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, 1994. Boletim de resumos expandidos....Camboriú, SC, SBG, p. 210.
- SANTARÉM, P.C.; SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R.; MENEZES, R.G. 1992 - O Cinturão de cisalhamento Guaporé nos Estados de Mato Grosso e Rondônia: dados preliminares. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo, SP, SBG. 2v. il. v. 1, p. 321-322.
- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm/Nd calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *In*: COSTA, M.L. DA E ANGÉLICA, R.S. (Coord.). Contribuição à Geologia da Amazônia. Belém, PA, FINEP/SBG. p. 91-142.
- SCANDOLARA, J.E., RIZZOTTO, G.J., SILVA, L.C. 1992. Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo, SP, SBG. 2v. il. v.1, p. 154-155.
- SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G.J.; BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L.E.S.; SILVA, C.R.; AMORIM, J.L. 1997. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia. Texto explicativo do Mapa Geológico do Estado de Rondônia. CPRM-Porto Velho (no prelo).

- SCANDOLARA, J.E.; AMORIM, J.L.; RIZZOTTO, G.J.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C. Compartimentação tectono-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos... Manaus, AM, SBG/ Núcleo Norte, 596 p. p. 282-285.
- SILVA, C.R., BAHIA, R.B.C., SILVA, L.C. Geologia da região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo, SP, SBG, 1992. 2v. il. v. 1, p. 152-153.
- SIQUEIRA, L.P. 1989. Bacia dos Parecis. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 3, n. 1-2, p. 3-16. 1989 p. 3-16.
- SOUZA, E.C. ; MELO, A.F.; ADAMY, A.; SOEIRO, R.S. 1975. Projeto Noroeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1975. 12v. il.
- SOUZA FILHO, P.W., QUADROS, M.L. do E.S., SCANDOLARA, J.E., SILVA FILHO, E.P. da, REIS, M.R. 1997 – O Sistema Fluvial Guaporé-Mamoré e Madeira, Estado de Rondônia-Brasil: compartimentação morfoestrutural e evidências de atividade neotectônica na Amazônia Ocidental. 30p. (no prelo).
- TASSINARI, C.C.G., SIGA Jr.,O., TEIXEIRA, W. 1984 - Épocas metalogenéticas relacionadas à granitogênese do Cráton Amazônico. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, RJ, SBG. 12v. il. v.6., p. 2963-2977.

- 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 and tectonic implications. *International Geology Review*, 38(2): 161-175.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42: 213-227.
- VERSCHURE, R.H. & BON, E.H. 1972. Geology and geochronology of tin bearing volcano-plutonic complexes in Rondônia (Western Brazil): reflections on the genesis of type of magmatism. *In: E.Z.W. Lab. Voor Isotopen Geologie, Amsterdam, 1972: 177-198.*
- WINDLEY, B.F. 1995. *The Evolving Continents*. John Wiley & Sons, 3 ed., 515 p.

**GEOLOGIA DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA,
SUDESTE DE RONDÔNIA: ACRESCÇÃO
CONTINENTAL E IMPLICAÇÕES
GEOTECTÔNICAS**

Gilmar José Rizzotto*

Evandro Fernandes de Lima**

Farid Chemale Jr.**

* CPRM - Serviço Geológico do Brasil-Residência de Porto Velho,
Av. Lauro Sodré, 2561, CEP: 78904-300 Porto Velho-RO, Brasil,
Fax: (069) 229-5547; e-mail: cprmrepo@enter-net.com.br

** Instituto de Geociências, Centro de Estudo em Petrologia e Geoquímica,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Av. Bento
Gonçalves, 9500-Campus do Vale, CEP: 91501-970, Porto Alegre-RS, Brasil,
e-mail: evandro@if.ufrgs.br.

RESUMO	343
ABSTRACT	345
INTRODUÇÃO	347
SÍNTESE DO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	350
GEOLOGIA DA REGIÃO DE ALTA FLORESTA D'OESTE/ NOVA BRASILÂNDIA D'OESTE	354
PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA	364
PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANÍTICAS INTRUSIVAS ..	379
LITOQUÍMICA DAS ROCHAS DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA	383
LITOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS INTRUSIVAS ..	409
GEOLOGIA ESTRUTURAL	414
GEOCRONOLOGIA	421
COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA	431
CONCLUSÕES	438
REFERÊNCIAS	442

RESUMO

O Grupo Nova Brasilândia (GNB) é constituído por rochas metaígneas básicas (Formação Rio Branco) e metassedimentares clásticas (Formação Migrantinópolis), intrusionadas por granitos epizonais de características químicas similares aos granitos do Tipo A. As rochas metaígneas básicas compreendem metagabros, metadiabásios e anfibolitos. As metassedimentares (metaturbiditos) são representadas, genericamente, por biotita-feldspato-quartzo paragneisses, micaxistos e gnaisses calcissilicáticos. Nesse trabalho são estudadas as rochas aflorantes na região de Alta Floresta d'Oeste/Nova Brasilândia d'Oeste, enfocando as relações geológicas, petrografia, química mineral, litoquímica e geocronologia, visando caracterizar suas origens e evolução geotectônica.

A Formação Migrantinópolis (65% da área estudada) está representada pelas rochas supracrustais psamo-pelíticas reconhecidas como uma unidade turbidítica terrígeno-carbonática de mar profundo. *Sills* de metagabros, anfibolitos e mais raramente metabasaltos são subordinados nesta unidade; a Formação Rio Branco está representada, na porção sul da área, por *sills* e *stocks* de metagabros, metadiabásios e anfibolitos com intercalações subordinadas de metaturbiditos margosos (gnaisses calcissilicáticos) e raramente metaturbiditos terrígenos (paragneisses e micaxistos finos).

As rochas do GNB exibem características texturais e estruturais que refletem a atuação de um evento metamórfico-deformacional progressivo e heterogêneo, em condições de alta temperatura e baixa pressão.

A estruturação das rochas foi imposta por um regime transpressivo de idade de 1100 Ma. A preservação parcial da textura e mineralogia dos metagabros é o resultado da maior competência à deformação em relação aos metaturbiditos adjacentes. A recristalização metamórfica é relativa a um pulso metamórfico progressivo dividido em dois estágios onde o (M_1) é sintectônico, de amplitude regional e em condições da fácies anfibolito superior, aliado à migmatização dos metassedimentos circunvizinhos. Localizadamente, o pico metamórfico atinge condições da fácies granulito (M_2) e é resultante de condições metamórficas estáticas também em regime de baixa pressão.

As características geoquímicas dos metabasitos, como baixo conteúdo de K_2O , TiO_2 e P_2O_5 , associados com alto CaO , Na/K , Zr , Y , ETR's, além das razões $La/Sm > 1$, $La/Yb=1,8$ a $3,3$ e $Zr/Nb=33$ determinam a afinidade toleítica dessas rochas, similares aos modernos P-MORB's, bem como a sua vinculação genética a ambiente distensivo. Os padrões geoquímicos também indicam que esses magmas toleíticos foram originalmente evoluídos e passaram por processos de cristalização fracionada de clinopiroxênio, olivina e plagioclásio.

As rochas metaturbidíticas exibem características químicas e composicionais que indicam derivação a partir de fonte continental mista. As fontes principais dos sedimentos turbidíticos são as rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência e os metadacitos da Seqüência metavulcanossedimentar Roosevelt. Zircões detríticos dos metassedimentos indicaram a idade máxima da sedimentação em torno de 1200 Ma.

Duas pulsações de magmatismo granítico ocorreram intrusivando as rochas do GNB. Os granitos mais antigos são sintectônicos com idade de 1113 Ma; os mais jovens são de posicionamento tardi a pós-tectônico, de idade de 1005 Ma, e marcam o final da Orogenia Sunsás.

As características litoestruturais e químicas do GNB na região de Alta Floresta d'Oeste/Nova Brasilândia d'Oeste indicam uma evolução geotectônica iniciada a partir de rifteamento intracontinental passando para margem passiva com geração de proto-oceano. Dados isotópicos para essas rochas indicam que um significativo componente juvenil foi acrescido a crosta continental durante o desenvolvimento da Orogenia Sunsás no extremo sudoeste do Cráton Amazônico no período Esteniano.

Palavras-chave: Anfibolito, metaturbidito, *rifting*, toleítico

ABSTRACT

This work comprises the 1:50.000 scale geological mapping of Alta Floresta d'Oeste/Nova Brasilândia d'Oeste region, covering about 450 km². The mapping was supported on petrography, litho geochemistry, electron microprobe mineral chemistry, conventional and SHRIMP U-Pb geochronology studies. The main litho stratigraphic unit is an amphibolite-facies, dominantly mafic, metaplutonic-sedimentary sequence (Nova Brasilândia Group-NBG). The sequence is intruded by several high-level, late-tectonic, A-type granitoids plutons (Rio Pardo Suite). The mafic association consists of metagabbros, metadiabases and amphibolites, while the metasedimentary rocks include:

biotite-feldspar-quartz gneisses, mica schists and calc-silicate rocks. The NBG is subdivided into Migrantinópolis and Rio Branco formations. The former, is exposed on about 65% of the study area, and consists of a siliceous-clastic-carbonatic turbiditic unity, deposited in deep-sea environment. It also includes metagabbro sills, amphibolites and minor, metabasalts. The Rio Branco Formation exposures are restricted to the southern domain of the studied area. This unit is made up of mafic sills, metadiabases and amphibolites, with subordinate horizons of marly turbidite (calc-silicate gneisses) and silicic-clastic metaturbidites (quartz-feldspar gneisses and mica schists). The amphibolites are intruded by the strike-slip-related, A-type monzogranites (Rio Branco granite). Conventional U-Pb ages obtained on the suite yielded $1,113 \pm 56$ Ma. This age is interpreted as crystallization age of the granite and, consequently, the maximum age of the regional deformation. The NBG was overprinted by a progressive, regional, metamorphic-deformational event, under high-temperature, low-pressure (HT/LP) conditions. The regional overprinting, reached upper amphibolite facies conditions, and was associated to local melting (migmatization) of the metasedimentary component. On geochemical grounds, the metabasites show; low K_2O , TiO_2 and P_2O_5 ; high CaO, Na/K, Zr, Y, REE's; $La/Sm > 1$; La/Yb from 8 to 3 and $Zr/Nb = 33$, indicating P-MORB tholeiitic affinities. The geochemical pattern also indicates that this tholeiitic magma evolved through fractional crystallization of clinopyroxene, olivine and plagioclase. The metaturbidites show compositional and chemical characteristics suggestive of a mixed continental source, with detrital zircons indicating a maximum

deposition age of ~1,200 Ma. Accordingly, the adjacent Serra da Providência granitoids and the metadacites of Roosevelt Sequence are the best candidates being the sediments sources.

Two pulses of granitic magmatism intruding into NBG rocks were dated through U-Pb SHRIMP systematics. The oldest, syntectonic phase, yielded $1,113 \pm 56$ Ma age, while the youngest, last to post-tectonic, produced a $1,005 \pm 41$ Ma age. Both magmatic pulses were ascribed to the 1,100-1,000 Ma, Sunsas Orogeny, already recognised in the adjacent Bolivian shield. The best geotectonic scenario for the NBG evolution includes an initial intracontinental rifting opening, followed by a proto-ocean floor expansion. Isotopic data obtained elsewhere, indicate significant juvenile addition to the continental crust, during the Sunsas Orogeny evolution. Accordingly, this event is interpreted as the southern record of the Grenville Cycle, in the southwestern segment of Amazon Craton.

Keywords: Amphibolite, metaturbidites, rifting, tholeiitic

INTRODUÇÃO

Nos últimos anos diversos trabalhos de cunho geotectônico/geocronológico têm sido realizados na porção ocidental do Cráton Amazônico visando caracterizar a possível ligação da Amazônia com a Laurentia (Brito Neves & Cordani 1991; Sadowski & Bettencourt 1996), integrantes do supercontinente Rodínia. Esta grande massa continental seria o resultado da

amalgamação promovida pela Orogenia Grenvilliana (América do Norte) e Orogenia Sunsás (América do Sul) durante o Esteniano. A possibilidade de se estabelecer uma correlação temporal, tectônica e metalogenética entre o leste da Laurentia e o Cráton Amazônico, juntamente com unidades de rochas que compõem os cinturões metamórficos Proterozóicos em ambas as áreas, traz implicações importantes para o contexto geológico do Mesoproterozóico e abre uma nova perspectiva para modelos metalogenéticos e exploração mineral.

A separação e colagem de placas ou microplacas litosféricas tem como principal mecanismo gerador desses movimentos de contração/separação as correntes convectivas e ascensão de plumas mantélicas. Esses fenômenos ocorrem quando o manto encontra-se bastante aquecido o que ocasiona a subida de células convectivas causando soerguimento isostático da litosfera continental sobreposta. Como causa direta, domeamentos, rifteamentos e injeção de magmas juvenis (*sills* e/ou diques máficos), fusões na base da crosta litosférica são os resultados advindos do processo cuja continuidade, por meio de pulsações termo-mecânicas, vai depender das condições de preservação no tempo das causas iniciais até que o calor envolvido seja dissipado. Situações onde tais mecanismos persistem por longos períodos, a litosfera adelgada pode se romper originando fundos oceânicos.

Utiliza-se aqui o conceito de tafrogênese (Sengör 1991), o qual refere-se a processos predominantemente extensionais (*rifting*, geração de bacias, depressões) e o conseqüente adelgaçamento litosférico, que tem como contraponto os processos orogênicos que geram encurtamento crustal por compressão decorrente da convergência de placas.

A região de Alta Floresta d'Oeste/Nova Brasilândia d'Oeste, sudeste de Rondônia, é caracterizada pela ocorrência de uma ampla variedade de litótipos metamorfizados e complexamente deformados portadores de mineralizações de ouro e sulfetos de cobre/níquel, as quais estão geralmente associadas a zonas de cisalhamento. Trata-se de uma área com conhecimento geológico incipiente e bastante controversa quanto ao posicionamento estratigráfico, condições de metamorfismo e ambiente tectônico (Pinto Filho *et al.* 1977; Leal *et al.* 1978).

O interesse em compreender melhor a evolução geológica da porção ocidental do Cráton Amazônico representou a motivação inicial do presente trabalho. Para tanto, foi escolhida a região de Alta Floresta d'Oeste / Nova Brasilândia d'Oeste (Figura 1) onde ocorre uma expressiva associação de rochas metaígneas básicas e metassedimentares as quais possibilitaram a caracterização petrográfica, geoquímica e estratigráfica, tendo como objetivo principal a definição da ambiência geotectônica destas unidades litológicas.

A apresentação detalhada dos dados obtidos tem como meta específica a de contribuir no entendimento petrogenético das rochas, centrando-se mais diretamente nas rochas metabásicas, e na avaliação dos processos metamórficos-deformacionais neste importante segmento do Cráton Amazônico.

Finalmente, destacam-se os aspectos relacionados a compartimentação tectônica onde, possivelmente, foram gerados os magmas básicos parentais e também são feitas correlações com os eventos globais de colagem orogênica relativas ao Mesoproterozóico tardio.

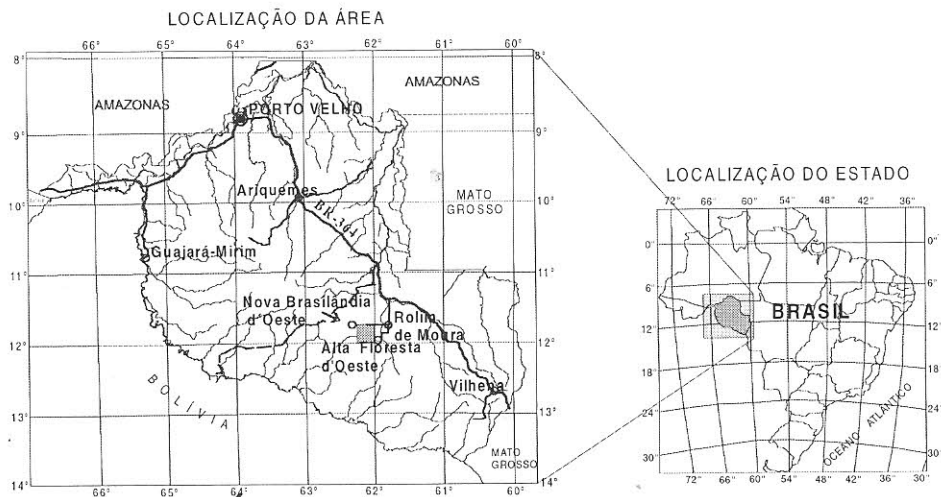


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo.

SÍNTESE DO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As rochas mesoproterozóicas do sudeste de Rondônia estão inseridas no contexto geológico da porção ocidental do Cráton Amazônico. Este representa uma das maiores áreas cratônicas da América do Sul e em particular, a sua porção sudoeste, apresenta uma evolução proterozóica muito similar com a América do Norte (Sadowski & Bettencourt 1996).

Trabalhos pioneiros com ênfase aos dados geocronológicos foram realizados na década de 70 no intuito de gerar modelos geotectônicos para a porção sudoeste do Cráton Amazônico (Amaral 1974; Basei 1977 & Teixeira 1978). Vários outros trabalhos se seguiram com propostas para o quadro geotectônico desta vasta região cratônica, dentre os quais pode-se destacar aqueles que atribuíam uma evolução meramente fixista, onde o cráton representa uma porção continental estável existente desde o Arqueano-Proterozóico Inferior que passou por vários estágios de retrabalhamento crustal e rejuvenescimento termal (Almeida 1978; Hasui & Almeida 1985; Santos & Loguercio 1984; Costa & Hasui 1997). Contrastando com essas idéias outros autores adotaram o modelo mobilista, o qual fundamenta-se em acreções crustais episódicas ao cráton no decorrer do Proterozóico (Cordani *et al.* 1979; Cordani & Brito Neves 1982; Sato & Tassinari 1997, entre outros).

Os autores da primeira concepção admitem que o ciclo Transamazônico foi o último evento orogenético no Cráton Amazônico e que no intervalo seguinte entre 1900 a 1000 Ma foi marcado por sucessivas reativações autônomas de paraplateforma. Essas reativações foram acompanhadas de atividades vulcano-plutônicas e sedimentação caracterizando largas faixas de direção NW-SE sucessivamente mais jovens de NE para SW.

Os defensores do segundo modelo, baseados fundamentalmente em dados geocronológicos, argumentam que a evolução crustal da Amazônia é caracterizada por alguns núcleos Arqueanos amalgamados por cinturões móveis de idades relativas ao ciclo orogênico Transamazônico onde estas porções neoformadas foram agregadas por uma sucessão de arcos magmáticos

com idades entre 1.9 a 1.55 Ga. Posteriormente, na margem sudoeste do cráton, dois eventos orogênicos de natureza predominantemente ensialica atuaram nesta vasta área continental e denominados de Rondoniano-San Ignácio e Sunsás (Cordani *et al.* 1979; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari *et al.* 1996). Desta forma, sugeriu-se uma proposta de divisão do Cráton Amazônico em Províncias Geocronológicas (Sato & Tassinari 1997): Província Amazônia Central (> 2.3 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2.2-1.95 Ga), Província Ventuari-Tapajós (1.95-1.80 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1.80-1.55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1.5-1.3 Ga) e Província Sunsás (1.25-1.0 Ga).

Estes autores ainda apresentam um quadro geocronológico baseado em idades-modelo Sm/Nd mostrando os principais períodos de acreção de crosta continental juvenil no Cráton Amazônico desde o Arqueano ao Mesoproterozóico tardio, da seguinte forma:

- Província Amazônia-Central (região de Carajás): 3.1 a 2.8 Ga
(porção sul-oriental): 2.8 a 2.4 Ga
- Província Maroni-Itacaiúnas: 2.2 a 2.0 Ga (pico em 2.15 Ga)
- Província Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena: 2.2 a 1.6 Ga
(pico em 1.9 Ga)
- Província Rondoniana-San Ignácio e Sunsás: 2.0 a 1.0 Ga
(picos em 1.8 e 1.15 Ga)

A adoção de qualquer um dos dois modelos deve considerar as limitações decorrentes da precariedade de dados geológicos. Em muitas áreas do Cráton Amazônico o conhecimento é ainda incipiente e não excede a um simples reconhecimento geológico. Muitas vezes os dados geocronológicos não são acompanhados de levantamentos geológicos sistemáticos, de maneira que as idades obtidas não são coerentemente interpretadas.

A denominação de Seqüência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia (Silva *et al.* 1992) foi dada para um conjunto de rochas supracrustais aflorantes na porção sudeste do Estado de Rondônia que inclui mica-quartzo xistos, biotita paragneisses, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos. Para esta mesma unidade Leal *et al.* (1978) propuseram a designação informal de *epimetamorfitos do Comemoração*.

Romanini (1996) propõe a designação de Suíte máfica/ultramáfica Alta Floresta para as rochas gabróicas aflorantes na região homônima e relaciona-a ao magmatismo anorogênico e intracratônico ocorrido no Proterozóico Médio/Superior, de características extensionais, com origem vinculada a instalação do Gráben de Pimenta Bueno. Nesta mesma região, Lobato *et al.* (1966) denominaram de Formação Rio Branco para os anfibolitos de idade pré-cambriana CD que ocorrem no alto rio Branco para oeste.

Mais recentemente foi realizada uma revisão da geologia de Rondônia (Scandolaro *et al.* 1998), através da qual foi proposto um novo posicionamento litoestratigráfico para algumas unidades geológicas do Estado. Desta forma, a Seqüência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia foi incluída na Faixa Móvel Guaporé e posicionada no Mesoproterozóico.

GEOLOGIA DA REGIÃO DE ALTA FLORESTA D'OESTE / NOVA BRASILÂNDIA D'OESTE

A unidade geológica reconhecida como mais antiga na região foi designada de Complexo Granulítico Santa Luzia (Silva *et al.* 1992) e foi caracterizada como rochas da infra-estrutura, composta por granulitos básicos imbricados através de cavalgamentos frontais, com enderbitos, trondhjemitos e gnaisses calcissilicáticos alóctones. Esse conjunto foi posicionado no Paleoproterozóico apesar da ausência de dados geocronológicos.

Sobreposta a esta unidade foi posicionada a Sequência Metavulcanossedimentar Nova Brasilândia, de idade mesoproterozóica, reconhecida como rochas da supra-estrutura, representadas por mica-quartzo xistos, biotita paragneisses, anfibolitos, rochas calcissilicáticas maciças, metatufos, quartzitos e metagabros. Esta sequência foi deformada em regime compressivo oblíquo com metamorfismo de médio grau.

Inclusos no Mesoproterozóico, mas intrusivos na sequência, foram cartografadas as suítes graníticas Rio Pardo e São Luiz, de posicionamento tardi-tectônico e quimismo do tipo A.

Em discordância com os autores acima citados Romanini (1996) argumenta que as rochas básicas posicionadas no Complexo Granulítico Santa Luzia não apresentam metamorfismo de alto grau e denomina de Suíte máfica/ultramáfica Alta Floresta relacionando-as ao magmatismo anorogênico e intracratônico ocorrido no Proterozóico Médio/Superior. Ocorrem como diques, *sills* e *stocks* de gabros, hornblenda gabros, gabros noritos e subordinadamente anortositos e hornblenditos, exibindo texturas de fluxo e xenólitos das rochas encaixantes.

Esta breve síntese da geologia local relaciona as contradições existentes até o momento. Em razão disso, vários aspectos foram modificados ou adicionados neste trabalho de detalhe no que se refere a litoestratigrafia desta região. No intuito de simplificar a geologia da região apoiando-se nos dados conhecidos, agrupou-se o Complexo Granulítico Santa Luzia, Suíte Máfica/Ultramáfica Alta Floresta e Seqüência Metavulcanossedimentar Nova Brasilândia para formalizar a unidade litoestratigráfica designada de Grupo Nova Brasilândia (GNB) conforme as razões expostas a seguir.

A estruturação das litologias desta região é relativamente complexa e a preservação da geometria original é prejudicada mais em função da atuação do metamorfismo de médio a alto grau. Mesmo assim, feições primárias puderam ser recuperadas. Na região estudada não aflora o embasamento do Grupo Novo Brasilândia.

O Grupo Nova Brasilândia (Figura 2) é constituído por duas formações assim caracterizadas: (1) a Formação Migrantinópolis é representada por rochas supracrustais psamo-pelíticas reconhecidas como uma unidade metaturbidítica terrígeno-carbonática. *Sills* de rochas metabásicas são subordinados neste domínio. A referida unidade apresenta como seção-tipo os afloramentos que ocorrem nas cabeceiras do Rio Lacerda de Almeida e na linha 138, a 19 km a leste da cidade de Nova Brasilândia d'Oeste; (2) a Formação Rio Branco, resgatando-se o termo aplicado por Lobato *et al.* (1966), é constituída por rochas metabásicas representadas por *sills e stocks* de metagabros, metagabro-noritos e metadiabásios com intercalações subordinadas de gnaisses calcissilicáticos (metaturbiditos margosos). A seção-tipo ocorre na usina hidrelétrica do Rio Branco distante cerca de 4,5 km da cidade de Alta Floresta d'Oeste.

Estratigraficamente os litotipos da Formação Rio Branco são principalmente intrusivos e em parte contemporâneos com a unidade metaturbidítica. Esta unidade apresenta um padrão deformacional heterogêneo, com predomínio de gnaisses fracamente bandados e xistos grossos subordinados. As litologias foram intensamente migmatizadas e recristalizadas por metamorfismo de fácies anfibolito superior. Entretanto, em zonas de baixo *strain* as feições sedimentares encontram-se relativamente bem preservadas, como pode ser visto nos afloramentos das linhas 138 Norte (Rio Lacerda de Almeida) e 156 Sul (cabeceira do Rio Palha). Nestas seções pode-se observar uma sucessão de camadas centimétricas, raramente métricas, de material originalmente representado por arenitos arcoseanos, pelitos e calcário silicoso (margas) os quais foram metamorfisados e transformados respectivamente, em gnaisses, xistos e rochas calcissilicáticas.

As estruturas primárias estão parcialmente obliteradas pela recristalização metamórfica superimposta, porém reconhece-se camadas, de aproximadamente 60 cm, de metarenitos impuros maciços, níveis laminados (10 cm) de metassiltito/metargilito e níveis de metamargas maciças (30 cm).

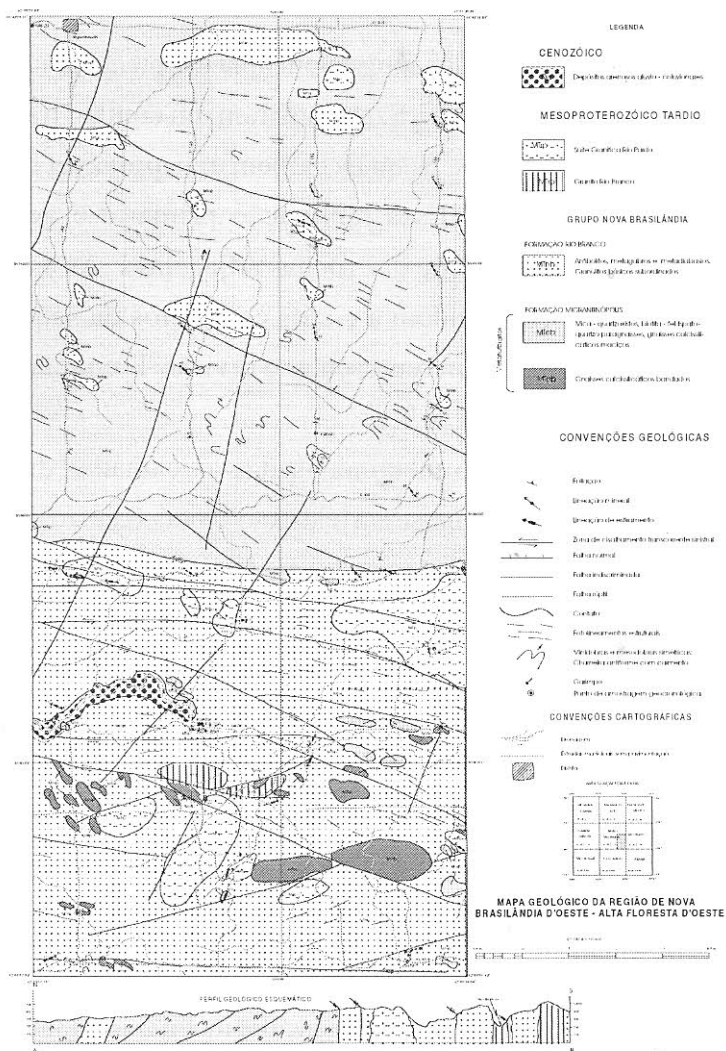


Figura 2- Mapa Geológico da Região de Nova Brasilândia d'Oeste/ Alta Floresta d'Oeste.

As camadas de metarenito apresentam uma incipiente gradação para níveis delgados de metassiltitos. Estes mostram um contato transicional com os níveis de metargilitos, os quais exibem uma provável laminação plano-paralela preservada. Essa laminação primária é geralmente concordante com a xistosidade das rochas adjacentes. As camadas se repetem, mas não correspondem a ciclos completos da seqüência de Bouma. Os arenitos poderiam representar a divisão T_a enquanto que os pelitos representariam a divisão T_b .

Quando deformadas e metamorfisadas as camadas de arenitos arcoseanos impuros transformam-se em feldspato-biotita-quartzo gnaiss, dobrados isoclinalmente com eixos orientados predominantemente em $N 70^\circ W$, e com fraco caimento em torno de 10° . A foliação, bem definida pelos minerais micáceos, juntamente com o incipiente bandamento e foliação de plano axial representam as estruturas de regime compressivo com direção variando entre $N 50^\circ - 70^\circ W$ e mergulhos de 40° a $70^\circ NE$. Apresentam uma granulação fina (freqüentemente < 1 mm), coloração acinzentada e como principal característica a extrema homogeneidade textural e granulométrica. Em alguns afloramentos, a intercalação de bandas quartzo-feldspáticas e bandas micáceas definem um nítido bandamento composicional. Uma das características mesoscópicas importante desses gnaisses é a freqüente presença de mobilizados graníticos concordantes ou subconcordantes. São veios centimétricos a decimétricos, sintectônicos, de material granítico leucocrático fanerítico grosso, constituindo leucossomas produzidos pela fusão anatóxica parcial.

A deformação também induziu a segmentação das camadas pelíticas transformando-as em metapelitos *boudinados* os quais mostram-se orientados segundo o *trend* regional.

As camadas pelíticas dos metaturbiditos são representadas por xistos de granulação média, principalmente biotita-muscovita-quartzo xisto e subordinadamente pelos sillimanita-biotita-quartzo xisto. Possuem uma coloração castanho-avermelhada com uma fina e regular foliação metamórfica que é coplanar com o bandamento composicional em meso-escala. Essa foliação embora transposta, achatada e lenticularizada representa, provavelmente, restos de um acamamento primário. A segregação e diferenciação interna, que normalmente acompanha esses processos metamórfico-deformacionais, acentuaram as heterogeneidades pré-metamórficas. Conseqüentemente, a principal superfície planar metamórfica pode ser representada genericamente por $S_0 = S_1$. Por vezes, estes xistos exibem dobras isoclinais intrafoliais. É comum encontrar uma variação de espessura das lentes xistosas as quais refletem a espessura das camadas pelíticas originais. Da mesma forma que os gnaisses, é freqüente a presença de veios centimétricos a métricos de leucossoma granítico fanerítico grosso a pegmatóide, sendo estes concordantes a subconcordantes com a foliação metamórfica regional.

As rochas calcissilicáticas são subordinadas no conjunto psamopelítico e ocorrem como lentes centimétricas descontínuas, muito raramente em escala métrica e predominantemente de aspecto maciço. Destacam-se em afloramento por apresentarem uma capa de alteração característica de coloração castanho-amarelada e por ocorrerem com ressaltos topográficos.

A intercalação destas rochas com os paragneisses e xistos reflete o acamadamento sedimentar primário do conjunto turbidítico terrígeno-carbonático. Quando não intemperizadas apresentam uma coloração cinza-escuro a cinza-esverdeada, granulação fina e estão freqüentemente sulfetadas. Raramente consegue-se identificar os constituintes mineralógicos, devido a sua granulação muito fina, com exceção de algumas variações locais onde ocorrem porfiroblastos de diopsídio.

Os metagabros são de granulação fina a média, parcialmente foliados, com feições ígneas preservadas e intrusivos nos metaturbiditos. Subordinadamente ocorrem metadiabásios como pequenas lentes interdigitadas com os metagabros. Encontram-se dispostos estruturalmente em direções WNW-ESE e mergulhos que variam de 60° a 90° SSW. O contato entre as metabásicas e supracrustais é brusco e subparalelo à foliação das últimas. São designadas como metagabros as rochas que mostram feições ígneas preservadas e de anfíbolitos quando totalmente transformadas. Ambos são maciços, e em alguns casos os anfíbolitos exibem uma incipiente foliação definida pelos cristais de anfíbólios e feldspatos alinhados segundo a superfície planar S_1 . Possuem uma coloração cinza-escuro, granulação média e com variação textural a termos granoblásticos até idioblásticos equigranulares.

A presença de minerais relíctos, textura ígnea e feições cumuláticas indicam transformações metamórficas incompletas. A deformação nessa associação de rochas foi heterogênea, com os corpos gabróticos atuando como lentes competentes refratárias à deformação preservando as feições primárias. A transição de metagabros para anfíbolitos, no campo, não é clara, podendo-se preliminarmente sugerir que os primeiros representem núcleos de alguns corpos parcialmente preservados.

Foram identificados dois episódios deste magmatismo básico, ambos com características geológicas semelhantes, possivelmente espaçados num curto intervalo de tempo. O primeiro é contemporâneo com a sedimentação dos turbiditos e ocorreu como corpos de gabros e diabásios na forma de *sills*. O segundo episódio está definido por corpos intrusivos, na forma de diques e *stocks*, tanto nos turbiditos como nos *sills* de gabro/diabásio. Estes corpos apresentam contato brusco e posicionamento em nível crustal raso, como pode ser observado pela textura subofítica e granulação fina.

Estas rochas básicas foram deformadas heterogeneamente, existindo zonas distintas (domínio das transcorrências) onde as mesmas mostram-se totalmente transformadas para anfibolitos, com predomínio de tipos miloníticos. Porém, no geral, predominam os corpos de formas ovaladas, raramente acamadados, com feições ígneas parcialmente preservadas que exibem uma incipiente foliação definida pelo alinhamento dos prismas de anfibólio, piroxênio e pelos cristais tabulares de plagioclásio. As texturas magmáticas e metamórficas se alternam desde a escala microscópica até a mesoscópica.

O acamadamento primário é raro e cumulados de piroxênio e plagioclásio são comuns. Também ocorrem frequentemente venulações milimétricas a centimétricas, de direção aleatória, de anfibólio e escapolita que formam linhas sinuosas de relevo positivo bastante salientes nos metagabros. As venulações estão vinculadas ao fraturamento rúptil (hidráulico) gerado, possivelmente, pela intrusão de corpos graníticos.

Intercalados nas metabásicas ocorrem lentes alongadas de gnaisses calcissilicáticos bandados, interpretados como metaturbiditos margosos que

constituem as principais elevações (cristas) da área. São vários corpos de dimensões métricas a quilométricas, com bandamento gnáissico característico representado por bandas regulares milimétricas até métricas de material félsico (quartzo + plagioclásio + escapolita) e máfico (clinopiroxênio + anfibólio + titanita ± granada). Esse bandamento reflete, provavelmente, o acamadamento primário transposto. São freqüentes também, dobras intrafoliais representadas por níveis milimétricos de anfibólio.

A transposição do acamadamento primário (S_0) para um bandamento metamórfico de mergulho em alto ângulo, por vezes não é completa. Não menos raro, ocorrem níveis centimétricos de granada e quartzo, os quais são ressaltados pela coloração avermelhada. Possuem formas irregulares mais preservadas da deformação e até *boudinados* por comportarem-se de forma mais competente em relação aos outros níveis composicionais. Em alguns locais os gnaisses calcissilicáticos apresentam variações composicionais com camadas félsicas compostas essencialmente por plagioclásio, quartzo e titanita, em bandas métricas a decamétricas, possuindo uma coloração esbranquiçada característica assemelhando-se a mármore no campo.

As unidades litoestratigráficas cronologicamente mais novas são representadas pelo Granito Rio Branco e Suíte Granítica Rio Pardo. O primeiro, constitui-se de pequenos corpos posicionados em regime sintectônico enquanto que os últimos são tardi a pós-tectônicos. Estas unidades são intrusivas tanto nos metaturbiditos como nas rochas metabásicas. As relações de intrusão são destacadas, nos gnaisses calcissilicáticos bandados, os quais desenvolvem estreitas faixas de cornubianitos (< 1 metro), além de ocasionar a desorganização e truncamento do bandamento

característico dos gnaisses. Além disso, a presença de xenólitos das calcissilicáticas no granito é outra relação comumente observada. Nas metabásicas a intrusão granítica é responsável pela geração de uma trama de veios milimétricos a centimétricos de anfibólio e escapolita, pelo desenvolvimento de cornubianitos básicos, veios centimétricos de quartzo junto ao contato, e também acompanhados de inúmeras apófises graníticas que cortam aleatoriamente os metabasitos.

O Granito Rio Branco apresenta-se na forma de lentes alongadas, com corpos de dimensões de dezenas de metros, raramente atingindo dimensões quilométricas. Afloram principalmente ao longo do leito do rio Branco, intercalados aos metabasitos e gnaisses calcissilicáticos. A seção-tipo foi descrita na cachoeira do Cachimbo no rio Branco. São rochas de coloração rosa-avermelhada contendo teores elevados de biotita, a qual ressalta a forte anisotropia estrutural dos corpos. Feições miloníticas são desenvolvidas no interior da zona de cisalhamento transcorrente Rio Branco e são materializadas pelo achatamento e estiramento de feldspatos e quartzo formando estruturas do tipo *ribbon*. O contato com os metabasitos é nítido, com desenvolvimento de metamorfismo de contato.

Os corpos graníticos da suíte Rio Pardo possuem formas ovaladas, são epizonais, apresentam freqüentemente cavidades miarolíticas e posicionados em regime tardi a pós-tectônico. Possuem uma forte anisotropia estrutural quando encaixados em zona de transcorrência e, afastando-se desta, exibem apenas uma incipiente foliação. Destacam-se na topografia por apresentarem relevo fortemente positivo. São granitos *stricto sensu*, leuco a mesocráticos, de

coloração rósea a acinzentada, com granulação média a grossa e texturas que variam de hipidiomórfica-granular, rapakivi, porfirítica a até termos protomiloníticos (*augen*-gnaisses). Evidências de deformação no estado sólido (no interior das zonas de cisalhamento transcorrente) são observadas nos cristais de feldspato alcaliño que se apresentam subgranulados, recuperados e estirados e o quartzo com formas ribonadas. As feições magmáticas encontram-se bastante preservadas, com cristais euédricos de feldspato alcalino e esporadicamente cristais levemente alongados de quartzo. Composicionalmente predominam os tipos com biotita e esporadicamente com hornblenda. Localizadamente ocorrem pequenos corpos de charnockito, os quais mantêm relação de contato transicional com os granitos. Apresentam-se foliados, com trama granonematoblástica de granulação grossa e coloração cinza-esverdeada característica.

PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA

Rochas Metabásicas

Anfibolitos

Os anfibolitos possuem granulação média (1 a 3 mm), estruturalmente maciços a fracamente foliados, compostos por 55 a 75% de magnésio-hornblenda, 25 a 35 % de plagioclásio, além de traços de cummingtonita,

clinopiroxênio, ilmenita, titanita, biotita e sulfetos. A textura predominante é granonematoblástica definida pelo arranjo em forma de um mosaico regular de cristais de plagioclásio e magnésio-hornblenda. Secundariamente, possuem a textura granoblástica inequigranular, preservando em algumas seções a textura ígnea ofítica e hipidiomórfica inequigranular. Esta textura reliquiar é subordinada e é definida pela substituição de cristais de clinopiroxênio por agregados granoblásticos de magnésio-hornblenda e sugere protólitos plutônicos, tais como gabros e melagabros. A mineralogia reliquiar é representada por cristais subarredondados de clinopiroxênio, possivelmente augita, e mais raramente hornblenda verde-oliva, os quais comportam-se como fenoclastos contornados por cristais neoformados de magnésio-hornblenda. A ilmenita é o acessório mais freqüente e está geralmente bordejada por agregados neoformados de titanita.

Petrograficamente constatou-se a existência de dois estágios de crescimento mineral relativos a um pulso metamórfico progressivo. Nos anfibolitos, estes estágios são caracterizados nos cristais de magnésio-hornblenda e plagioclásios onde os primeiros possuem uma zonação bem distinta, com núcleo do metamorfismo M_1 e borda gerada no metamorfismo M_2 , enquanto que os plagioclásios apresentam duas composições compatíveis com as fases metamórficas.

A paragênese metamórfica M_1 é de fácies anfibolito médio a superior, sintectônica, e representada por cristais prismáticos-alongados de anfibólio cálcico + plagioclásio + clinopiroxênio + ilmenita \pm titanita \pm cummingtonita \pm quartzo, exibindo textura granonematoblástica a qual é representativa da

estrutura planar S_1 . Os dados de microsonda eletrônica indicam que o anfibólio é quimicamente compatível com magnésio-hornblenda e o clinopiroxênio com diopsídio, segundo a classificação de Hawthorne (1981) e Morimoto (1989), respectivamente.

Os cristais de magnésio-hornblenda exibem formas prismáticas, com núcleo de coloração verde-amarelado (α) verde-amarronzado (β) marrom claro (δ), freqüentemente zonados em continuidade óptica, com bordas pleocrônicas de cor verde a verde claro. Também são comuns exsoluções de finas lamelas de ilmenita marrom-escuro a preto ao longo da face (100) fornecendo uma coloração amarronzada no núcleo dos cristais de anfibólio. Observa-se, em algumas amostras, o intercrescimento da magnésio-hornblenda com cummingtonita, exibindo contato nítido e extinção simultânea. Este intercrescimento parece estar em equilíbrio e representado por uma alternância das fases minerais onde a magnésio-hornblenda ora apresenta-se bordejada pela cummingtonita e esta, por vezes, mostra uma fina borda de magnésio-hornblenda. Portanto, essa relação sugere um crescimento contínuo entre os dois minerais e é representativa de metamorfismo em regime de baixa pressão.

O plagioclásio com teor de An_{75} (bitownita) é totalmente recristalizado apresentando-se como prismas idioblásticos a subidioblásticos em arranjo granoblástico-poligonal. A intrusão de corpos graníticos tardi-tectônicos é, provavelmente, responsável pela formação de mica branca no núcleo dos cristais com o conseqüente desaparecimento dos planos de maclas, além de favorecer a formação de agregados de clorita a partir das bordas e nas clivagens da magnésio-hornblenda indicando efeito retrometamórfico, porém de atuação localizada.

O quartzo apresenta-se na forma amebóide e globular com contatos serrilhado e lobado, freqüentemente exibindo extinção ondulante. Também ocorre como inclusões no interior dos cristais de hornblenda da fase M_1 .

Na Figura 3 apresenta-se um diagrama ilustrativo das condições de pressão e temperatura da fase M_1 com a respectiva paragênese representada através do diagrama ACF, juntamente com as fases de aluminossilicatos para referência. Esse diagrama é representativo dos anfibolitos em fácies anfibolito superior e em baixa pressão (geoterma da sillimanita). Nessas condições, a reação mais importante é exemplificada pelo consumo do componente cálcico do anfibólio substituindo-o para clinopiroxênio mais anfibólio ferro-magnésiano, além de aumentar o teor da molécula de anortita no plagioclásio. Segundo Bucher & Frey (1994), essa paragênese é característica do intervalo de temperatura entre 650°-750°C.

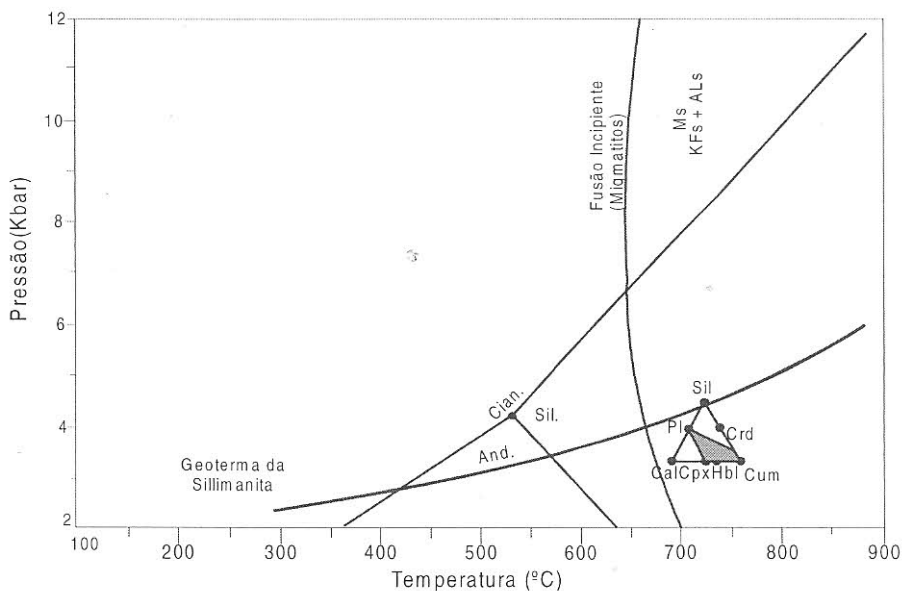


Figura 3- Paragênese característica dos anfibolitos representada pelo diagrama ACF com sua respectiva posição espacial no diagrama PT (modificado de Bucher & Frey 1994).

Os anfibolitos também foram submetidos, em alguns locais, a um segundo estágio (M_2) de um mesmo pulso metamórfico progressivo, pós-tectônico, de característica termal e não penetrativo e com transformações mineralógicas localizadas preservando, em grande parte, a paragênese M_1 (Figura 4). Este estágio é caracterizado pela paragênese com plagioclásio + magnésio-hornblenda + diopsídio \pm ortopiroxênio \pm biotita avermelhada, indicativa de condições metamórficas da fácies granulito.

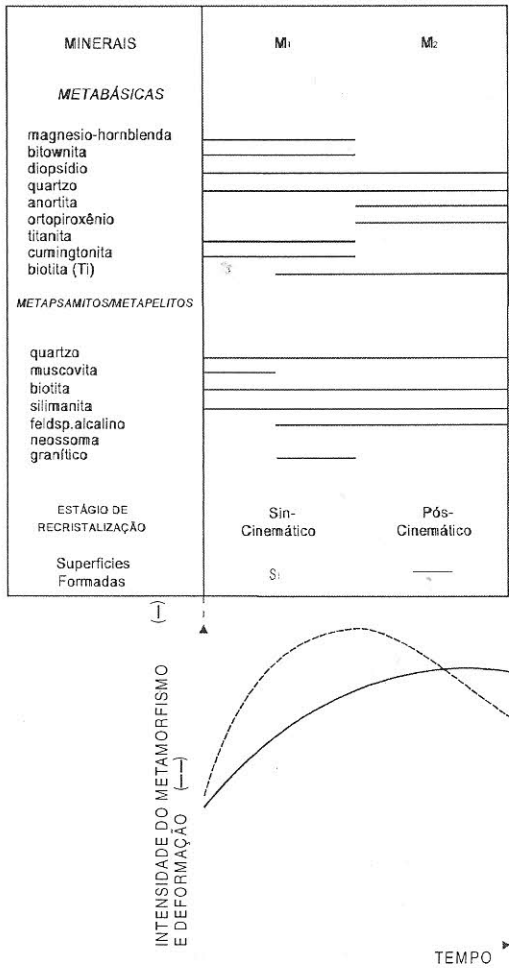


Figura 4- Diagrama representativo das paragéneses metamórficas das rochas metabásicas com as respectivas fases M₁ e M₂ relacionando-as com a deformação regional. As rochas paraderivadas são colocadas juntamente para efeito de comparação.

Os plagioclásios, de composição An_{93} (anortita), ocorrem como cristais porfiroblásticos crescendo sobre a foliação do estágio M_1 e com inúmeras inclusões de magnésio-hornblenda, ilmenita e quartzo do M_1 sugerindo crescimento estático. Também ocorre a neoformação de ortopiroxênio, definido como ferrossilita, na forma de cristais poiquiloblásticos com inclusões de plagioclásio (bitownita) e ilmenita do estágio M_1 , indicativos da atuação do metamorfismo em condições da fácies granulito.

Metagabros

Os metagabros caracterizam-se texturalmente em dois grupos: um que preserva, em parte, a mineralogia e textura primária e outro totalmente transformado para protomilonito. O primeiro possui as texturas reliquiárias hipidiomórfica inequigranular e subofítica onde as ripas de plagioclásio envolvem os piroxênios que representam a fase intercumulus. A granulação fina é indicativa de cristalização em níveis crustais rasos. A recristalização aliada à preservação da textura ígnea é indicativa da natureza heterogênea do evento deformacional, onde a rocha deve ter atuado como um resistato à deformação, sofrendo principalmente o efeito térmico. Os sinais de deformação são raros, com os cristais tabulares de plagioclásio exibindo formas sigmoidais, extinção ondulante e *kink bands* além de microzonas de cisalhamento subparalelas, as quais propiciaram a percolação de fluidos metamórficos favorecendo a neoformação de hornblenda. Os anfibólios neoformados concentram-se principalmente nestas zonas e nas suas imediações onde cristalizam ao redor dos piroxênios. Afastando-se um pouco destas zonas, os piroxênios encontram-se mais preservados.

Os piroxênios são do tipo augita e hiperstênio e mostram-se parcialmente transformados nas bordas e ao longo do plano de clivagem para hornblenda. Por vezes, observa-se uma pseudomorfose da hornblenda no piroxênio ocupando a sua forma e preservando a birrefringência do último. Quando a transformação é mais intensa, os cristais de piroxênio (augita) se restringem ao núcleo dos anfibólios, de forma que através dessa reação de substituição ocorre exsolução de sílica para formar “gotas” de quartzo inclusas no anfibólio. Onde as microzonas de cisalhamento afetam os hiperstênios, estes são substituídos por anfibólio, além da perda do pleocroísmo típico verde-rosa. Os relíctos de piroxênios mostram uma intensa exsolução de agulhas e lamelas de opacos, deixando os minerais mais escuros no início da reação metamórfica. A liberação de ferro destes minerais não entra na estrutura do diopsídio que está recristalizando nas suas bordas, pois o mesmo aceita um mínimo de ferro na sua estrutura, comparando com a augita. Assim, o ferro destina-se quase todo para a formação da biotita (Schumacher 1991).

A cristalização de hornblenda marrom, diopsídio, raramente biotita titanífera, e ausência de ortopiroxênio são indicativos de condições metamórficas da fácies anfibolito superior.

O plagioclásio ocorre sob a forma de prismas tabulares, além de alguns megacristais zonados, esporadicamente com núcleo sericitizado e fraturas preenchidas por anfibólio neoformado. Raramente, nos espaços intersticiais ocorrem intercrescimentos mirmequíticos de quartzo e albita resultante do líquido

magmático residual. Observam-se também contatos interpenetrados entre prismas de plagioclásio indicando início de reação entre eles que pode progredir até uma recristalização completa onde os cristais de plagioclásio passam a exibir uma textura granoblástica poligonal, com maclas mal definidas e tamanho de grão variando entre 0.1 a 0.3 mm. Raros cristais de escapolita desenvolvem-se no contato entre hornblenda e plagioclásio e em microfaturas deste último. Entretanto, próximo ao contato com os granitos intrusivos, os cristais de escapolita ocorrem como porfiroblastos englobando e substituindo os cristais de plagioclásio sugerindo uma neoformação decorrente do metamorfismo termo-estático ocasionado pela intrusão dos granitos. Afastando-se um pouco mais destas intrusões graníticas, entretanto ainda dentro da zona de influência destas, os metagabros exibem contínuos veios milimétricos constituídos, predominantemente, por actinolita e biotita resultantes da desestabilização da hornblenda. A mica branca é originada a partir do plagioclásio, indicando condições de desequilíbrio retrometamórfico a fácies xisto verde.

Os protomilonitos restringem-se a zonas estreitas de deformação concentrada, onde a rocha torna-se quase que completamente transformada em uma trama granonematoblástica com granulação bimodal e que chega a atingir as condições da fácies granulito. A deformação produz um fraco bandamento com bandas máficas constituídas de piroxênio e hornblenda e bandas félsicas de plagioclásio.

Observam-se associações minerais bem distintas: uma ígnea com augita, hiperstênio, plagioclásio (labradorita) e ilmenita; e outra metamórfica com diopsídio, plagioclásio (labradorita/andesina), hiperstênio, hornblenda,

quartzo e opacos. Todas as fases minerais estão recristalizadas em maior ou menor intensidade, salientando-se que os efeitos deformacionais são mais intensamente absorvidos nos cristais de plagioclásio. Estes exibem cristais tabulares (porfiroclastos ígneos) sigmoidais, planos de maclas deslocados, extinção ondulante e bordas subgranuladas. Apesar de intensamente deformados, alguns porfiroclastos mantêm ainda a zonação composicional original. Cristais menores em arranjo granoblástico-polygonal, de origem metamórfica, recristalizam nas bordas dos plagioclásios relíctos (*recovery*). Outra feição comum dos cristais de plagioclásio é a sua substituição parcial ou total por um agregado de escapolita. Essa substituição está provavelmente vinculada a intrusão dos granitos tardi-tectônicos.

A augita ocorre como cristais estirados e exibe uma borda neoformada de clinopiroxênio incolor (diopsídio) e também diminutos grãos que crescem na sombra de pressão de cristais maiores em arranjo granoblástico juntamente com hornblenda. Esta, com o processo mais avançado de transformação, substitui completamente o piroxênio. Por vezes, a augita está transformada para um agregado granoblástico de diopsídio mantendo a forma externa numa relação pseudomórfica. A neoformação de ortopiroxênio é localizada e restringe-se a pequenos grãos em arranjo granoblástico desenvolvido nas bordas de cristais relíctos de augita e/ou hiperstênio.

A hornblenda ocorre geralmente como agregados granoblásticos e poiquiloblásticos apresentando forma pleocróica α (castanho-esverdeado), β (verde escuro) e δ (verde oliva) sendo acompanhada, em alguns casos, por biotita titanífera. O quartzo ocorre como grãos estirados nos espaços intersticiais, com extinção ondulante e por vezes intercrescido com plagioclásio em forma de mirmequitos.

Rochas Metaturbidíticas

Paragnaisses migmatizados

Os paragnaisses são mineralogicamente constituídos por feldspato alcalino (microclínio), plagioclásio (An_{20}), quartzo, biotita e muscovita, raramente com sillimanita e turmalina. O protólito dos gnaisses foi reconhecido como sedimentos imaturos do tipo arcóseos ricos em plagioclásio. Possuem granulação fina (0,2 a 0,5 mm), coloração acinzentada, tendo como principal característica a extrema homogeneidade textural e granulométrica. As texturas são do tipo granolepidoblástica e granoblástica-poligonal definidas por um percentual aproximadamente igual de feldspatos e quartzo que constituem um mosaico regular e, eventualmente, com trama alongada segundo a foliação. São classificados petrograficamente como biotita-feldspato-quartzo gnaisse. Uma superfície planar regular, embora descontínua é representada pelas palhetas idioblásticas de biotita titanífera. A intercalação entre bandas milimétricas quartzo-feldspáticas e bandas máficas de biotita imprimem um nítido bandamento composicional.

Os cristais de plagioclásio possuem formas subédricas, geralmente desprovidos de maclas, com contatos intracristalinos retos e poligonizados. O microclínio exhibe macla albita-periclínio, com extinção ondulante e raramente com contato reativo com muscovita. A biotita marrom-avermelhada apresenta uma forte disposição planar orientada salientando a foliação da rocha.

O quartzo, juntamente com o plagioclásio, são os minerais predominantes e ocorrem como agregados granoblásticos, raramente alongados, com freqüente extinção ondulante e contato intracristalino suturado.

Em escala de afloramento é comum a presença de veios centimétricos a métricos de leucossoma granítico fanerítico grosso a pegmatóide concordante ou não com a foliação metamórfica regional, resultante da fusão anatéxica parcial do material pelítico. São veios pouco regulares e com distribuição lateral restrita a dezenas de metros.

A mobilização migmatítica geralmente aproveita as heterogeneidades primárias (acumulação sedimentar) para desenvolver estruturas flebíticas e ptigmáticas. As texturas predominantes nos leucossomas graníticos são granoblástica-alongada e mais raramente hipidiomórfica granular e indicam que o processo de fusão/recristalização foi sintectônico a tardio relativamente ao clímax da deformação regional.

Em lâmina, essa condição de anatexia está representada pela destruição da muscovita e o surgimento do feldspato alcalino juntamente com agregados fibrosos de sillimanita. Portanto, em condições de instabilidade da muscovita em presença de quartzo, produz feldspato alcalino + sillimanita e libera H_2O . A água liberada facilita a fusão, segundo a reação esquemática: $Bt + Mu + Qzo \Rightarrow Sl + fundido$. Essa reação é compatível com temperaturas da fácies anfibolito superior, conhecida também como “segunda isógrada da sillimanita”.

Uma mineralogia retrometamórfica a base de agregados de clorita e sericita, e mais raramente blastos de muscovita, desenvolve-se no interior dos cristais de plagioclásio e biotita respectivamente, em zonas próximo às intrusões graníticas.

Mica-quartzo xistos

Entre as rochas pelíticas o predomínio é de muscovita-biotita-quartzo xisto e subordinadamente de sillimanita-biotita-quartzo xisto. A rigor, são basicamente quartzo xistos contendo quantidades variáveis de muscovita, biotita, sillimanita e feldspatos. Os acessórios mais frequentes são turmalina e zircão.

Possuem granulação média a grossa, coloração castanha-avermelhada, mostrando, em geral uma fina e regular foliação metamórfica coplanar com o bandamento composicional em mesoescala. Apresentam texturas granolepidoblástica e lepidoblástica definidas pelo arranjo em forma de mosaico irregular de cristais de quartzo e palhetas orientadas de micas e fibras de sillimanita. É freqüente a presença de dobras simétricas intrafoliais de plano axial concordante com a foliação e, raramente, apresenta cristais estirados de quartzo. Estes exibem contatos intracristalinos suturados e com extinção ondulante. Observa-se também segregação e diferenciação metamórfica intraxistosa na forma de pequenos bolsões de material granítico.

A muscovita ocorre, geralmente, como porfiroclastos assimétricos, raramente sigmoidais, envoltos por biotita e quartzo. Por vezes mostra-se parcialmente substituída por agregados fibrosos de sillimanita. Localizadamente,

próximo aos corpos graníticos, a muscovita exhibe formas porfiroblásticas com freqüentes inclusões de quartzo.

A biotita ocorre como finas palhetas idioblásticas, de pleocroísmo marrom a vermelho, sugerindo alto conteúdo de titânio. Mostra-se disposta paralelamente a principal superfície planar e por vezes constituindo agregados decussados. Exhibe, raramente, contato reacional com muscovita.

Reportando-se a Figura 4 a qual apresenta um quadro gráfico comparativo entre as rochas metapsamíticas/metapelíticas e as metabásicas, mostrando as paragêneses das fases M_1 e M_2 e os estágios de recristalização.

Gnaisses calcissilicáticos bandados

Os gnaisses calcissilicáticos apresentam um característico bandamento regular representado por camadas milimétricas de material quartzo-feldspático (bandas félsicas) e camadas de minerais ferromagnesianos (bandas máficas). Esse bandamento reflete o acamadamento primário transposto. Possuem granulação fina e texturas do tipo granoblástica-alongada e granoblástica-poligonal. Apresentam uma paragênese mineral bastante variada, formada por plagioclásio (An_{55}), quartzo, diopsídio, titanita, hornblenda, granada, escapolita e raramente microclínio. Os acessórios principais são apatita, epidoto e sulfetos.

Em algumas amostras observa-se porfiroblastos de plagioclásio em matriz granoblástica fina caracterizando uma bimodalidade granulométrica. Feições deformacionais são pouco pronunciadas sendo que as mais comuns são extinção ondulante no quartzo, formação de subgrãos e maclas do plagioclásio

deslocadas. Entretanto, dobras intrafoliais são relativamente freqüentes e representadas quase que exclusivamente por micro-agregados granoblásticos de hornblenda e mais raramente de diopsídio. Nas zonas de alta deformação estes gnaisses foram transformados em milonitos, os quais exibem estruturas *sxc* representadas, geralmente, por cristais estirados de granada e diopsídio.

O diopsídio é a fase fêmica predominante nos gnaisses, apresentando-se, de maneira generalizada, com formas xenomórficas, que juntamente com a hornblenda, titanita e mais raramente granada, constituem as bandas máficas intercaladas com bandas félsicas constituídas por quartzo, plagioclásio e escapolita. O plagioclásio ocorre como microcristais em agregados granoblástico na matriz e mais raramente como porfiroblastos com inclusões de quartzo e hornblenda.

A paragênese metamórfica freqüentemente encontrada é dominada por quartzo + diopsídio + plagioclásio (An_{55}) + hornblenda + titanita \pm granada \pm escapolita \pm microclínio e é compatível com condições de metamorfismo da fácies anfibolito superior.

Gnaisses calcissilicáticos maciços

Esses gnaisses diferem dos anteriores por possuírem um aspecto maciço, homogeneidade textural, cores escuras e ricos em quartzo. A granulação é bastante fina com textura granoblástica predominante em todos os tipos observados. Essa textura é representada por um arcabouço poligonizado a alongado de cristais de plagioclásio, quartzo e diopsídio. A paragênese mais repre-

sentativa desta unidade é composta por plagioclásio (An_{42}) + diopsídio + quartzo + titanita \pm epidoto. Raramente ocorrem hornblenda e microclínio. As proporções de diopsídio são variáveis, mas geralmente constitui-se no principal componente máfico. O contato entre os constituintes minerais é reto e as formas predominantes são subidiomórficas. Geralmente o diopsídio ocorre como poiquiloblastos englobando quartzo e plagioclásio. Os cristais de plagioclásio não exibem maclas e ocorrem como agregados granoblásticos em contato intracristalino lobado. O quartzo é a fase mineral predominante, possui hábito alongado, com extinção ondulante observando-se a geração de subgrãos e recristalização.

Feições de desequilíbrio mineral são observadas em algumas seções delgadas, onde os grãos de diopsídio e hornblenda quando seccionados por microfraturas desenvolvem um agregado de epidoto e actinolita. Os cristais de plagioclásio, por sua vez, mostram o núcleo sericitizado. Estas reações retrometamórficas são vinculadas a intrusão dos corpos graníticos tardi-tectônicos.

PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANÍTICAS INTRUSIVAS

Granito Rio Branco

Os granitos estudados são classificados como monzogranitos, possuindo teores variáveis de biotita e hornblenda. São predominantemente equigranulares médios, raramente porfiríticos, e mostram estrutura deformacional superimposta

em graus variáveis e ainda no estágio magmático. A proporção relativa de matriz milonítica para porfiroclastos permite classificar as amostras, sob este ponto de vista, como protomilonitos a milonitos, sempre com as características ígneas preservadas em maior ou menor grau.

Os minerais mais comumente porfiroclásticos são feldspatos alcalinos e plagioclásios, geralmente arredondados ou alongados paralelamente à foliação que os envolve, com ou sem sombra de pressão. Essas são, em geral, assimétricas e compostas por quartzo e feldspatos.

O feldspato alcalino exibe freqüentemente maclas em padrão *tartan*, com forma subidiomórfica e com inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita. Pertitas são comumente observadas nos tipos mais preservados da deformação. Formação de subgrãos, extinção ondulante e associação com mirmequitos são feições mais abundantes nos termos mais deformados.

Os cristais de plagioclásio são freqüentemente zonados, subidiomórficos a xenomórficos, mostram maclas polissintéticas encurvadas, extinção ondulante, subgrãos e *kink bands*. Freqüentemente estão transformados para mica branca e epidoto.

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos, mostrando com freqüência contatos suturados, subgrãos, extinção ondulante e recristalização dinâmica de grãos. Estruturas de poligonização são raramente observadas.

A biotita é o mineral máfico predominante, possuindo pleocroísmo castanho-escuro a amarelo-claro, com inclusões de zircão e quartzo. Raramente mostra feições de desequilíbrio, apresentando-se cloritizada, moscovitizada e com óxidos de ferro ao longo das clivagens.

O anfibólio, com características ópticas próprias das hornblendas, é de ocorrência restrita e ocorre isorientado, juntamente com a biotita, ao longo da foliação principal.

A allanita juntamente com o zircão é o acessório principal, exibindo com relativa frequência coroas de epidoto (pistacita). Alguns cristais estão metamictizados.

Suíte Granítica Rio Pardo

As rochas representantes desta suíte apresentam uma forte variação textural em função do seu posicionamento tectono-magmático. Ocorrem corpos com foliação magmática superimposta por uma foliação metamórfica em estágio magmático/submagmático, e corpos com foliação metamórfica impressa no estágio *solidus*.

Os primeiros são menos freqüentes e apresentam um alinhamento de minerais ígneos, comumente euédricos, paralelos aos contatos externos das intrusões. Os cristais de feldspato alcalino mostram microestruturas ígneas como zonação oscilatória e textura rapakivi e os minerais máficos hornblenda e raramente biotita geralmente ocorrem alinhados. As texturas dominantes são hipidiomórficas seriadas e as porfiríticas não são raras. Dominam as variedades *hipersolvus* (sienogranitos) representadas por microclínio mesopertítico. Nas variedades *subsolvus* (monzogranitos), que são raras, os feldspatos são microclínio e oligoclásio. A textura metamórfica superimposta é do tipo granoblástica-alongada acompanhada por deformações intracristalinas com extinção ondulante e *kink bands* nos cristais de feldspato e quartzo.

Apresentam uma assembléia mineral dominada por plagioclásio (An_{34}), quartzo, microclínio mesopertítico, hornblenda (biotita) como minerais essenciais, enquanto zircão, allanita, titanita, magnetita e ocasionalmente granada são os acessórios mais comumente encontrados.

Os corpos graníticos com foliação metamórfica impressa no estágio *solidus* exibem texturas protomiloníticas predominantes. Nesse sentido, os grãos minerais, principalmente quartzo e feldspato alcalino, raramente o plagioclásio, exibem bandas de deformação, subgrãos, extinção ondulante e alongamento segundo o eixo "c". Essas são evidências de que essas rochas foram submetidas a um evento deformacional quando já se comportavam fisicamente como um sólido. O microclínio ocorre como porfiroclasto lenticular com efeitos visíveis de deformação e recristalização principalmente nas suas bordas onde se observa geração de subgrãos e recuperação. Também são freqüentes exsoluções de lamelas de albita (pertitas).

Intercrescimentos mirmequíticos também ocorrem com freqüência e é comum a sua localização nas bordas dos porfiroclastos alongados opostas às sombras de pressão. O quartzo raramente constitui porfiroclastos, mostrando um significativo achatamento, cuja extrema ductilidade favoreceu o desenvolvimento de cristais em forma de *ribbons*.

A hornblenda verde-azulada de provável afinidade ferrohastingsítica e a biotita marrom-pardacenta mostram-se, geralmente, rotacionadas e recristalizadas segundo a direção da foliação milonítica, contornando os porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio. A titanita ocorre bordejando os cristais de ilmenita e associados aos cristais de biotita. A allanita possui forma idioblástica e raramente observam-se cristais metamictizados.

LITOQUÍMICA DAS ROCHAS DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA

Neste capítulo são apresentados e tratados os dados químicos obtidos em rocha total das diferentes variedades de rocha do GNB, enfatizando-se a química das rochas metabásicas e os seus aspectos evolutivos dada a importância desse grupo de rochas na tentativa de caracterização do ambiente geotectônico. O estudo dos metaturbiditos envolveu comparação entre os padrões químicos das seqüências modernas de areia-argila de mar profundo, depositadas por correntes de turbidez, com turbiditos antigos do tipo folhelho-grauvaca.

Caracterização Geoquímica das Rochas Metabásicas

Com vista em avaliar a extensão da mobilidade de elementos maiores, seja por processos singenéticos, metassomáticos, etc. apesar das amostras estudadas não mostrarem evidências destes fenômenos no campo e nem durante os estudos petrográficos, utilizou-se os diagramas LMPR de Beswick & Soucie (1978), desenvolvidos a partir de dados analíticos de rochas vulcânicas recentes não alteradas. O método permite identificar o tipo e a intensidade de qualquer efeito metassomático e/ou metamórfico o qual pode modificar as características primárias dos elementos maiores. A observação destes diagramas (Figura 5), indica que as amostras utilizadas estão dispostas no intervalo de não alteração definido por Beswick & Soucie (1978) e, desta forma, as mesmas podem ser utilizadas em estudos petrogenéticos.

A identificação petrográfica de fases *cumulus* em alguns metabasitos impossibilitou o tratamento destes como líquidos magmáticos puros. O contraste de composição entre os minerais de *cumulus* e as outras fases minerais determinou uma “tendência de pontos esparsos” característico dos cumulados. Assim, as amostras que foram identificadas com as fases cumuláticas conforme critérios texturais e critérios químicos, foram assinaladas com simbologia diferente nos diagramas geoquímicos.

Caracteristicamente os metabasitos do GNB possuem baixos conteúdos de K_2O , TiO_2 e P_2O_5 , associados com alto CaO e Na/K , assemelhando-se quimicamente aos toleíitos de fundo oceânico. Em diagramas de classificação química como SiO_2 x $Na_2O + K_2O$ e AFM, os metabasitos mostram um distinto *trend* de enriquecimento em ferro (Fig. 6), comum em rochas da série toleítica.

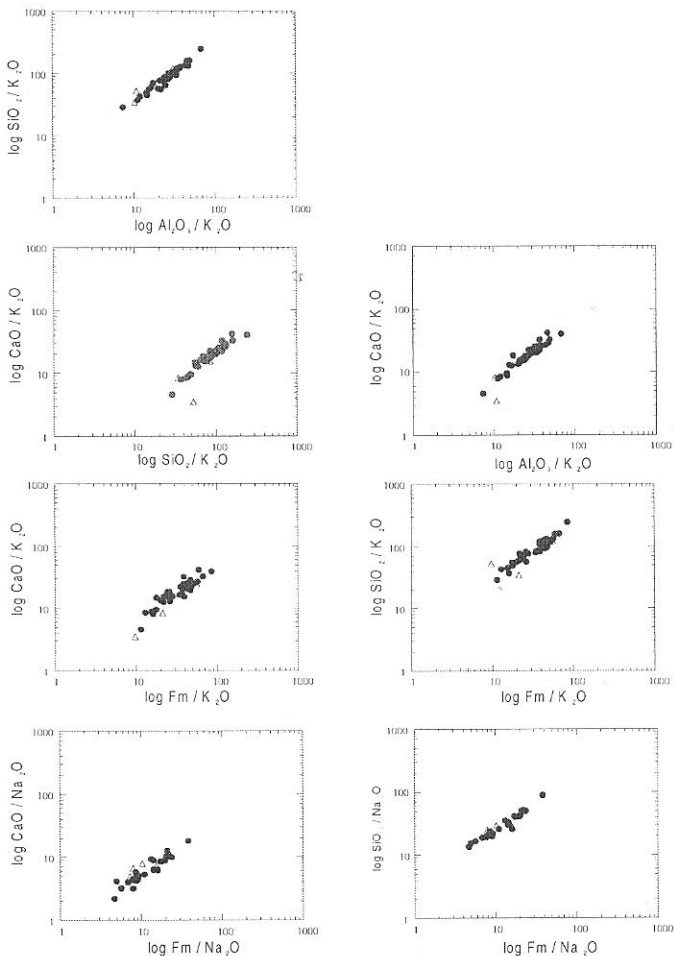


Figura 5- Diagramas das razões de proporção molecular (MPR) das rochas metabásicas do GNB. Fm é a soma da proporção molecular do FeO total, MgO e MnO. Campos tracejados definidos por Beswick & Soucie (1978). Simbologia: (●)-anfibolitos/metagabros; (▲) - cumulados).

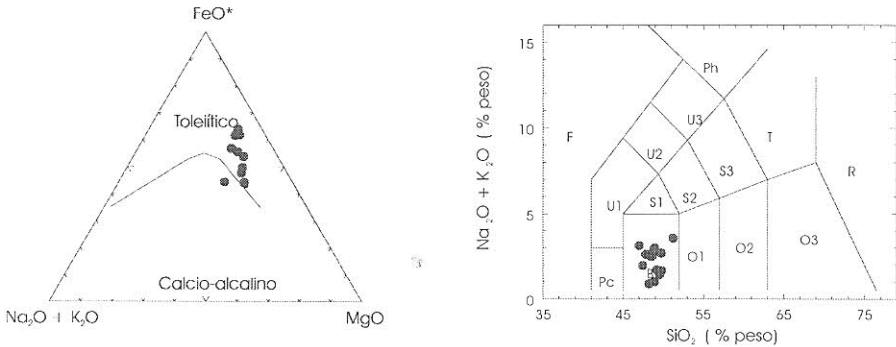


Figura 6- Diagrama AFM e $SiO_2 \times (Na_2O + K_2O)$ mostrando a distribuição dos anfibolitos/metagabros no campo toleítico e dos basaltos, respectivamente.

Elementos Maiores

Os parâmetros químicos das amostras foram projetados através da razão $Fe/Fe + Mg$ (atômicos), um índice de fracionamento ou diferenciação (ID). Este índice foi escolhido por representar melhor a variação composicional destas rochas sendo, portanto, representativo dos processos de diferenciação magmática.

Observando-se os diagramas binários (Figura 7) nota-se um aumento progressivo de SiO_2 , FeO_T , MnO , P_2O_5 e TiO_2 com a diferenciação do sistema. Antipateticamente, ocorre um decréscimo de MgO , CaO , e Al_2O_3 com o processo de diferenciação. Estas tendências sugerem a extração de fases magnesianas e calcio-aluminosas tais como olivina + plagioclásio + clinopiroxênio. O diagrama de Fe_{total} exibe um *trend* progressivo de enriquecimento em ferro com a diferenciação, que é uma das características diagnósticas de magmas da série toleítica.

O padrão da variação de CaO é algo semelhante ao de Al_2O_3 e sendo assim, no diagrama $CaO+Al_2O_3$ x ID (Fig. 8a) e Sr x ID (Fig. 8b) estes elementos mostram uma correlação negativa enquanto que no diagrama $CaO+Al_2O_3$ x Sr (Figura 9) há um comportamento quase que linear sugestivo de fracionamento do plagioclásio durante a evolução magmática. Ao mesmo tempo, o decréscimo de MgO é sugestivo da cristalização fracionada do piroxênio e olivina.

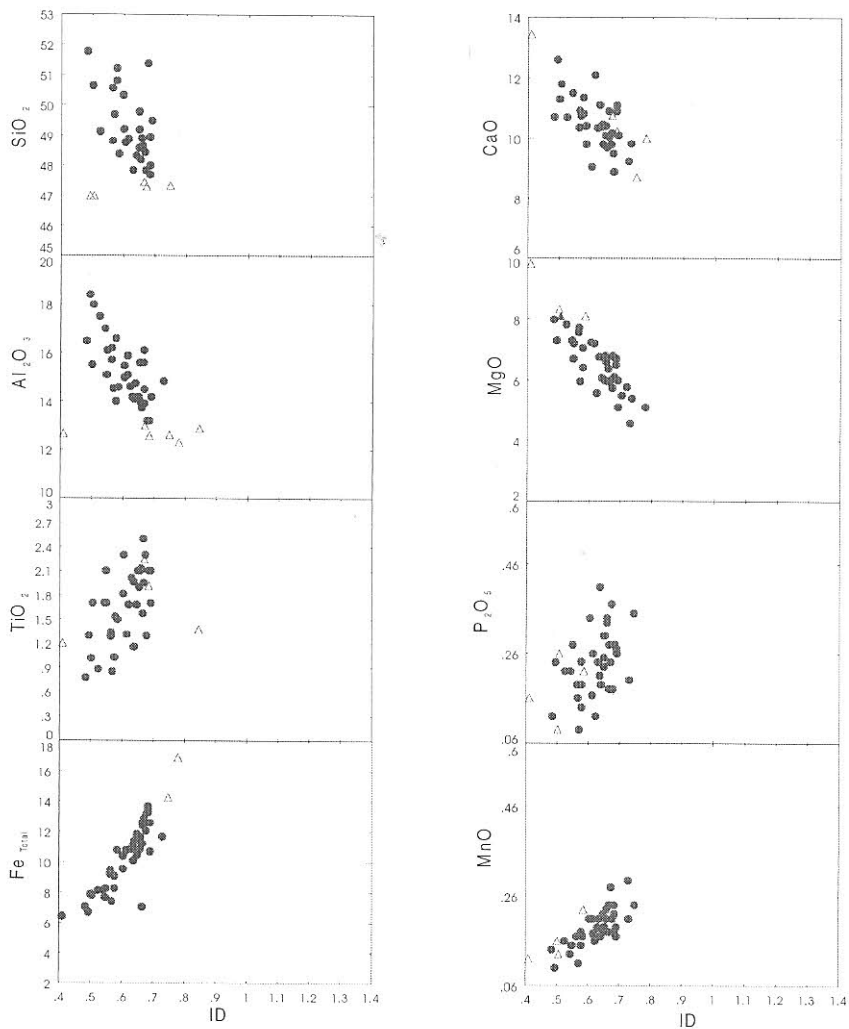


Figura 7 - Diagrama de variação dos elementos maiores versus o ID (= $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$) (atômico).

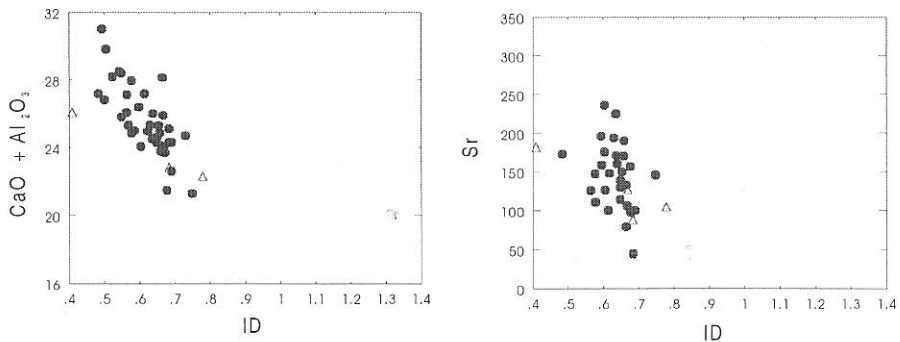


Figura 8: (a)- Diagrama de $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ versus ID; (b)- Sr versus ID dos anfibolitos e metagabros exibindo o comportamento das amostras com a diferenciação.

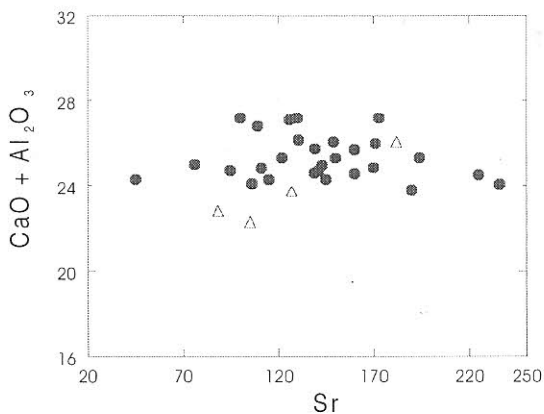


Figura 9- Diagrama de $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ x Sr mostrando um comportamento similar destes elementos.

Elementos-traço

A dispersão dos elementos Ba e K (Figura 10) pode ser atribuída a alteração do plagioclásio e não parece estar vinculada à modificação devido ao metamorfismo. Entretanto, elementos menos móveis como Y e Ti plotados contra o ID mostram uma boa correlação, refletindo o fracionamento ígneo original (Figura 11). Por conseguinte, a correlação positiva destes elementos sugere que nenhuma fase mineral rica em Ti e Y foi extraída substancialmente durante a evolução de cristalização do magma básico.

Nos diagramas binários, o Cr e Ni mostram um decréscimo com o aumento da razão $Fe/Fe+Mg$, fato este coerente com a hipótese de cristalização fracionada de olivina \pm clinopiroxênio (Figura 12). Rochas ultramáficas (piroxenitos, troctolitos) e anortositos que ocorrem a SSE da área podem representar os componentes cumuláticos dominados por olivina + piroxênio e plagioclásio + piroxênio, respectivamente. Da mesma forma, os conteúdos de Cr, Ni e MgO indicam que estas composições básicas representam líquidos evoluídos.

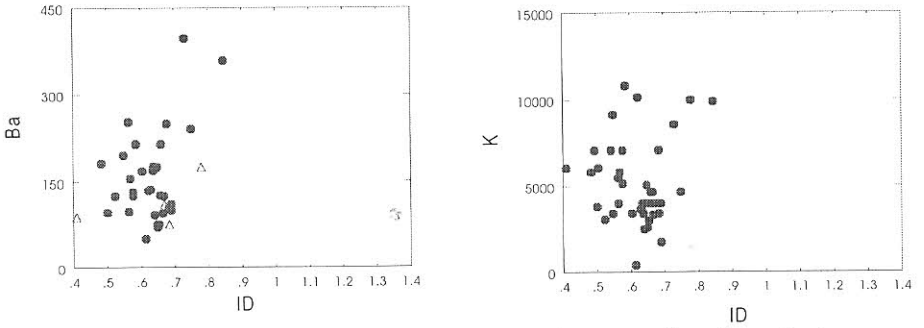


Figura 10- Diagramas dos elementos mais incompatíveis mostrando a dispersão das amostras ocasionada pela alteração do plagioclásio.

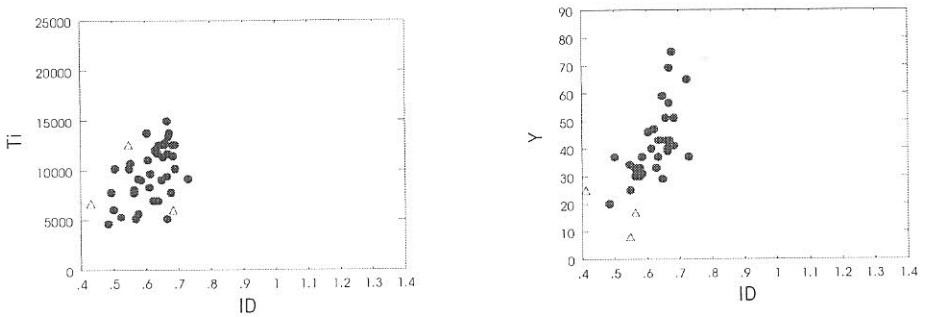


Figura 11- Diagramas dos elementos de alto campo de força (HFSE) plotados contra o índice de diferenciação (ID).

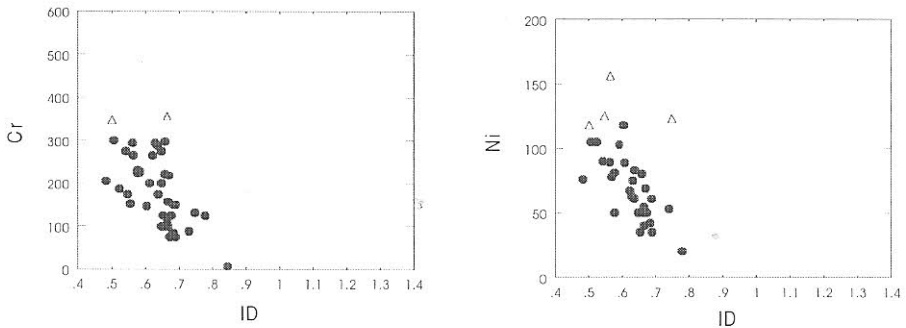


Figura 12- Diagrama de variação do comportamento dos elementos-traço (Cr e Ni) mostrando uma correlação negativa com a diferenciação.

Green *et al.* (1974), sugerem que magmas primários extraídos de um manto peridotítico têm valores de #mg em torno de 70. Sato (1977), salienta que o conteúdo de Ni em magmas basálticos é estimado em torno de 300-500 ppm e de MgO entre 10 a 12,5%. Os anfibolitos e metagabros estudados mostram valores inferiores em relação as estas médias, sugerindo que os mesmos são derivados de magma evoluído.

Norma CIPW

A composição normativa dos anfibolitos e metagabros é mostrada no diagrama Cpx-Ol-Hy-Qz (Fig. 13). Utilizou-se a razão $FeO/(FeO + Fe_2O_3)$ com valor de $FeO=0,15$. Estas rochas apresentam hiperstênio e quartzo normativos e, portanto, ocupam o campo dos quartzo-toleióitos (toleióitos supersaturados segundo Yoder & Tilley (1962). As amostras definem uma tendência em direção ao vértice do quartzo, sendo este padrão semelhante ao dos

toleítos do tipo MORB plotados no diagrama ternário Di-Ol-Hy. Algumas amostras com feições cumuláticas observadas em lâmina apresentam olivina e nefelina normativas.

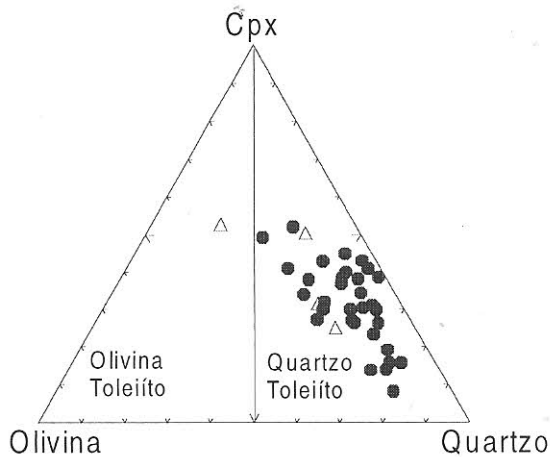


Figura 13 - Mineralogia normativa dos anfibolitos plotados no diagrama Cpx-Ol-Hy-Qz derivado do sistema Di-Fo-Ne-Qz (Yoder & Tilley, 1962).

A composição geoquímica dos elementos maiores, elementos-traço e a composição normativa dos metabasitos, associadas aos baixos valores do # mg, sugerem que estas rochas não representam magmas primários, e sim magmas evoluídos por cristalização fracionada de olivina + piroxênio + plagioclásio.

Elementos Terras Raras

As amostras dos anfibolitos e metagabros apresentam um padrão moderadamente fracionado em relação ao condrito de Nakamura (1974), com médio enriquecimento em ETRL (30 a 50 vezes o condrito) e intervalo da razão La/Sm de 1,65 a 2,27. Observa-se também um fraco enriquecimento dos ETRP (~ 15 vezes o condrito) com razão La/Yb de 1,83 a 3,31 (Figura 14). Este padrão é muito semelhante aos basaltos do tipo P-MORB.

A cristalização fracionada envolvendo olivina, clinopiroxênio e plagioclásio pode explicar este aumento no conteúdo total dos ETRs. Também, a anomalia negativa de Eu sugere que o fracionamento do plagioclásio pode ter sido importante na evolução dos metabasitos.

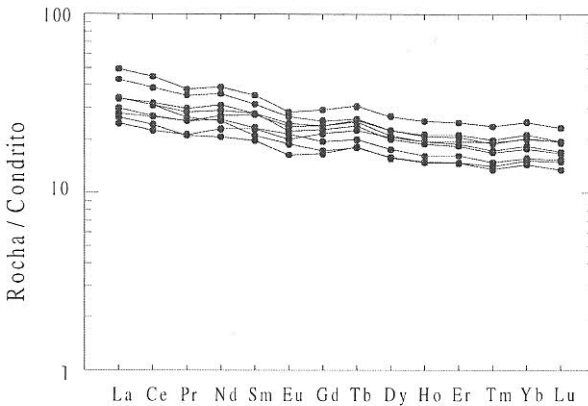


Figura 14- Diagrama ETR dos anfibolitos e metagabros normalizado ao condrito de Nakamura (1974).

No diagrama multielemental normalizado por N-Morb (Pearce 1982), os anfibolitos e metagabros mostram um enriquecimento em LIL's aliado a uma anomalia negativa de Ti, Nb e Ta (Figura 15).

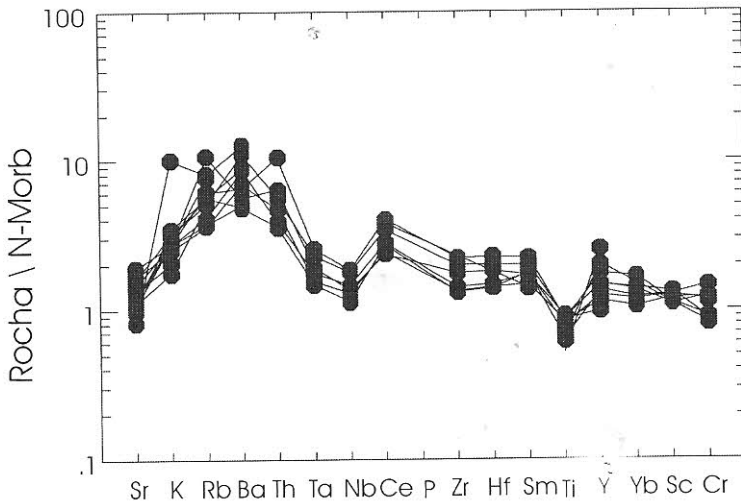


Figura 15- Anfibolitos e metagabros em diagrama multielemental normalizado pelo N-Morb (Pearce, 1982).

A anomalia negativa de Nb aliada as anomalias positivas do Th, U e Rb pode estar relacionada à contaminação crustal (Thompson 1982). A alta razão Th/Yb também pode ser indicativa de contaminação crustal. Segundo Puchtel *et al.* (1998), a assimilação de pequenas quantidades de rochas félsicas crustais resultam num aumento na abundância de Ba, Pb, U, Th e ETRL, mas com pouco efeito na concentração de Ta, Nb, Y, Ti e ETRP. Essa relação produz

anomalias negativas de Ta, Nb e Ti em rochas contaminadas. Alternativamente, a anomalia de Nb-Ti pode estar relacionada à estabilidade de fases residuais (esfeno, ilmenita ou rutilo) durante a fusão mantélica e que não influenciaria na abundância dos LILEs, sendo neste caso características herdadas da fonte mantélica conforme o modelo de enriquecimento em multiestágio (Perfit *et al.* 1980).

Comparando-se ao padrão dos basaltos enriquecidos, as amostras mostram valores próximos a 1, indicando uma notável semelhança com os P-MORBs, salientando-se a moderada anomalia negativa de Sr, Nb e Ti e o enriquecimento dos elementos mais móveis tais como Ba, Th, U e Cs (Figura 16). Da mesma forma, a assinatura dos ETR dos anfíbolitos e metagabros é muito semelhante ao padrão dos basaltos enriquecidos (E-MORB de Sun & McDonough 1989) (Figura 17).

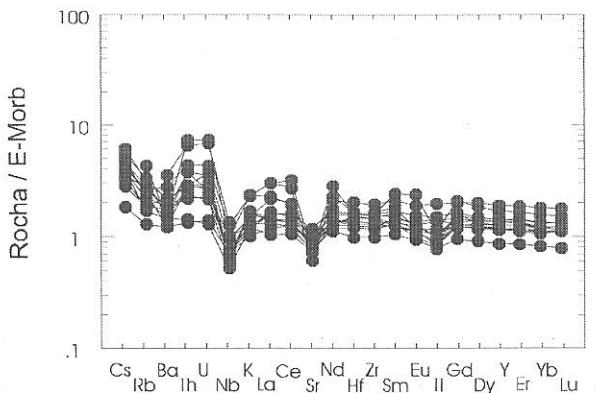


Figura 16 - Diagrama multielementar dos anfíbolitos e metagabros normalizados pelo E-MORB (Sun & McDonough, 1989).

Conforme exposto acima, os anfibolitos e metagabros do Grupo Nova Brasilândia mostram uma convergência de características geoquímicas que mais se aproximam com os basaltos enriquecidos do tipo P-MORB, tais como razões $La/Sm > 1$, $TiO_2/P_2O_5 < 10$, $La/Yb = 1,8$ a $3,3$ e $Zr/Nb = 12,7$ a $28,4$ além do moderado a forte enriquecimento em elementos mais incompatíveis como Zr, Ti, Ba, Y e ETR's.

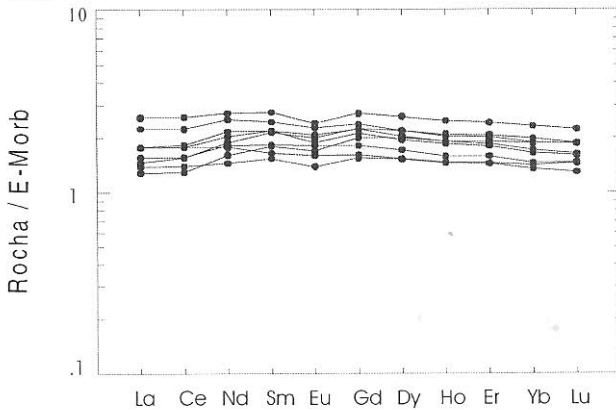


Figura 17- Diagrama dos Elementos Terras Raras normalizados pelo E-MORB (Sun & McDonough 1989).

Caracterização Geoquímica das Rochas Metaturbidíticas

Dada a complexidade química de sistemas sedimentares, optou-se pela discriminação isolada de cada conjunto litológico. Os metaturbiditos terrígenos constituem o grupo litológico dominante e são representados pelos biotita-feldspato-quartzo gnaisses. Os mica-quartzo xistos por serem subordinados e

de pouca representatividade na área, além de apresentarem-se bastante modificados por intemperismo e possuindo valores elevados de perda ao fogo ($\pm 5\%$), não foram tratados quimicamente.

Litoquímica dos biotita-feldspatos-quartzo gnaisses

Os biotita-feldspato-quartzo gnaisses são composicionalmente representados no geral por arenitos ricos em plagioclásio e quartzo, os quais podem sugerir uma fonte mista predominantemente dacítica e granítica.

As composições químicas e mineralógicas de sedimentos clásticos, especialmente de arenitos (*lato sensu*), são indicativas de ambiente tectônico e área de proveniência. Desta forma, o emprego de diagramas triangulares permite relacionar a composição modal de arenitos pobres em matriz (paragnaisses do GNB) com a fonte de sedimentação. Sendo assim, as referidas rochas inferem para uma natureza similar à de arenitos de bloco continental em margem passiva (Dickinson 1983) devido a ausência de litoclastos e moderada maturidade.

A composição química dos paragnaisses confirma as indicações petrográficas sobre a natureza epiclástica dos mesmos, como conteúdo de SiO_2 que varia entre 61,30 a 82,90%, com parte considerável acima de 72%, Al_2O_3 entre 6,1 a 14,7%, com baixos conteúdos ($<10\%$) nas variedades mais maduras e mais ricas em quartzo ($\text{SiO}_2 > 80\%$). Classificam-se como grauvacas intermediárias em quartzo segundo a proposta de Crook (1974) salientando que este autor utiliza o termo “grauvaca” para rochas sedimentares arenosas depositadas por correntes de turbidez e possuindo estruturas sedimentares características dos clássicos *flysch*.

O conteúdo elevado em sódio (Na_2O entre 1,1 a 3,8%) e as baixas razões $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O}}$ são indicativas de imaturidade química e sugerem discreto intemperismo na fonte e no ambiente de sedimentação (clima seco).

Os paragneisses do GNB possuem valores de $\text{FeO} + \text{MgO} = 4,86$ e da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,21$, semelhantes as médias das areias de margem passiva em bloco continental. Usando os parâmetros químicos de Roser & Korsch (1986), a maior parte das amostras dos paragneisses do GNB ocupa o campo correspondente a ambiente de margem passiva (Figura 18).

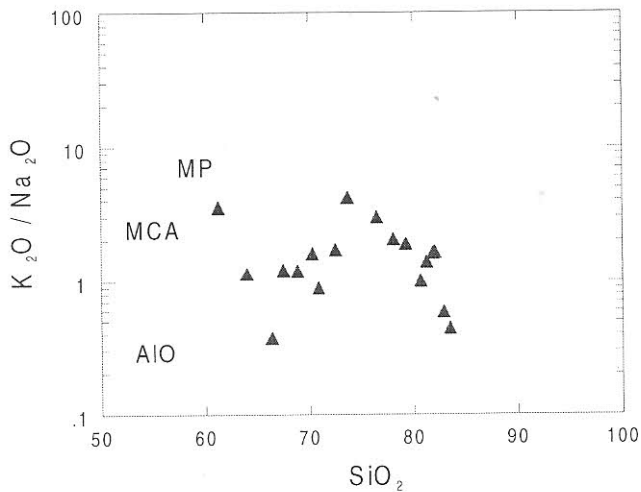


Figura 18- Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para os paragneisses do GNB, segundo a proposta de Roser & Korsch (1986). MP- Margem Passiva; MCA- Margem Continental Ativa; AIO- Arco-de-ilha Oceânica.

Fazendo uso dos diagramas de Bhatia (1983) (Figura 19) os paragneisses do GNB ocupam, principalmente, o campo de margem passiva com pequeno espalhamento no campo de margem continental ativa, justamente por apresentarem uma moderada maturidade.

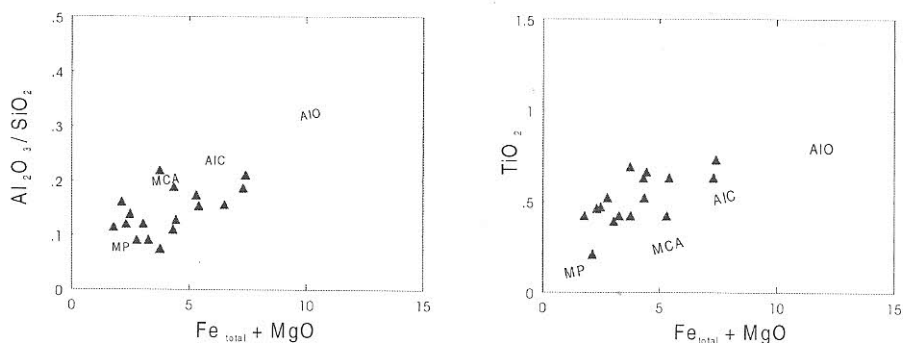


Figura 19- Amostras dos paragneisses plotadas através das razões de elementos maiores em diagramas de discriminação tectônica para arenitos (segundo Bhatia, 1983). *MP*- Margem Passiva; *AIC* -Arco de Ilha Continental; *MCA*- Margem Continental Ativa; *AIO*-Arco-de-ilha Oceânica.

Os paragneisses do GNB quando normalizados pelos folhelhos continentais pós-arqueanos (PACS; Taylor & McLennan 1985), mostram similaridades com os folhelhos de margem passiva ou de bacia intracratônica (Figura 20), coerente com a interpretação obtida através dos elementos maiores. As anomalias negativas de Ti e Ni comprovam a natureza sedimentar dos gnaisses do GNB. Também, mostram um empobrecimento dos elementos ferromagnesianos (Sc, V, Cr).

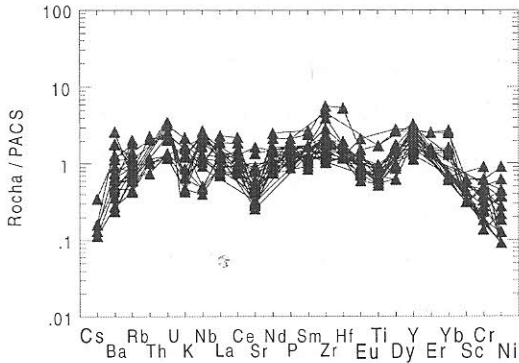


Figura 20- Diagrama multielemental para as amostras dos paragneisses do GNB. Valores normalizados pelos folhelhos continentais pós-Arqueanos (PACS) propostos por Taylor & McLennan (1985).

No diagrama de Ti/Zr versus La/Sc, segundo Bhatia & Crook (1986), os paragneisses do GNB ocupam o campo delimitado para o ambiente de margem passiva, mostrando razões de Ti/Zr geralmente menores que 10 e razões mais altas de La/Sc (geralmente entre 5 e 9) (Figura 21 A). No diagrama La/Y versus Sc/Cr a razão La/Y mostra o enriquecimento de Terras Raras leves (La) sobre os elementos Terras Raras pesados (representados pelo Y). A razão dos dois elementos compatíveis Sc/Cr é geralmente menor que 0,2 e, desta forma, as amostras dos paragneisses ocupam o campo correspondente à ambiência de margem passiva (Figura 21B).

A utilização de diagramas triangulares propostos por Bhatia & Crook (1986) também indicam um paleoambiente tectônico do tipo margem passiva para as amostras dos paragneisses do GNB (Figura 22). Pode-se observar nestes diagramas as altas razões La/Sc ($\cong 6$) e Zr/Th, de forma que as amostras se situam no campo próximo ao polo do Zr.

De um modo geral, os paragneisses do GNB sugerem deposição em um ambiente extensional do tipo margem passiva, discriminados pelo seus altos conteúdos de Zr; altas razões Zr/Th, Zr/Nb e baixo Ba, Rb, Sr, V, Sc; baixas razões Ti/Zr e Sc/Cr. Essas características são devidas a natureza reciclada dos sedimentos de margem passiva resultantes do empobrecimento de feldspatos e fragmentos de rocha e no aumento na quantidade de minerais pesados (p.ex. zircão) durante os processos sedimentares.

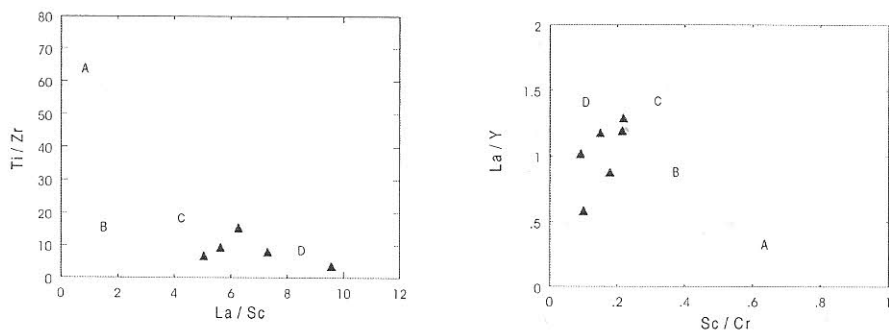


Figura 21- Diagramas de discriminação tectônica propostos por Bhatia & Crook (1986) mostrando que a maior parte das amostras ocupam o campo de margem passiva. Campos: A - arco-de-ilha oceânico; B - arco-de-ilha continental; C - margem continental ativa; D - margem passiva.

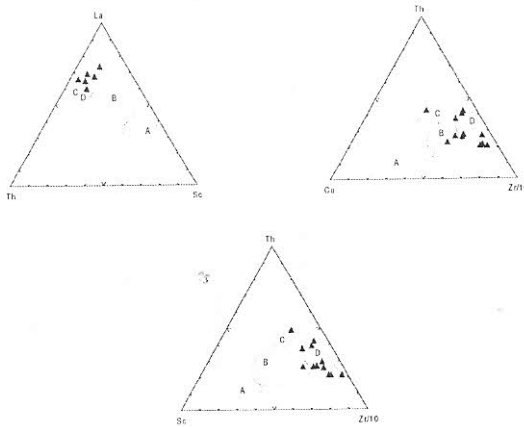


Figura 22- Diagramas triangulares de discriminação de ambientes tectônicos. Notar o agrupamento das amostras dos paragneisses no campo delimitado para ambiente de margem passiva. Campos como na Figura 21.

O espectro de distribuição dos ETR's mostra um padrão moderadamente fracionado (LaN/LuN entre 13,5 a 19,6) com forte enriquecimento em ETRL ($LaN \cong 100$ a 200 vezes o condrito) e considerável empobrecimento em Eu ($Eu/Eu^* = 0,47$) sugerindo fonte continental (granítica) similar às fontes PAAS. O moderado empobrecimento de ETRP, por sua vez, indica mistura com fonte não continental (dacítica) (Figura 23). De um modo geral, assemelham-se ao padrão “calcio-alcálico” representativo da sedimentação pós-arqueana derivada da erosão de uma fonte mista vulcanogênica dacítica e de uma fonte granítica subalcalina normal, potássica, não empobrecida, que se constituiria na mais importante e provável fonte de toda a sedimentação pós-arqueana (Taylor & McLennan 1985). Adicionalmente, estes paragneisses mostram um padrão de distribuição dos ETR's semelhante àqueles das grauvacas de margem passiva (conforme Crook).

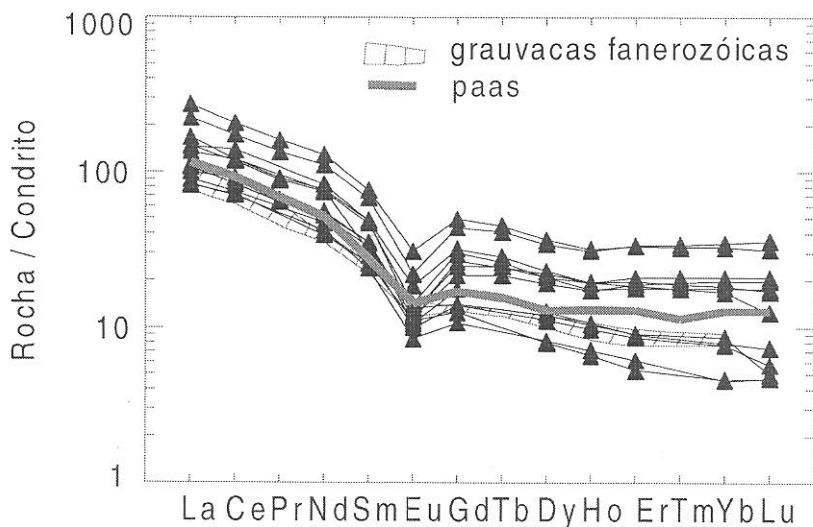


Figura 23- Diagrama de distribuição dos elementos Terras Raras, normalizado pelo condrito (Sun & McDonough, 1989), dos paragnaisses do GNB. Comparativamente, são plotados o padrão PAAS (linha sólida) e o envelope (hachurado) das grauvacas intermediárias em quartzo (conforme Taylor & McLennan 1985).

Na tentativa de caracterizar de forma mais consistente a fonte dos sedimentos do GNB, compara-se os padrões de distribuição dos elementos Terras Raras de rochas regionais (metadacitos Roosevelt e granitos Serra da Providência) (Figura 24). Assim, observa-se a forte similaridade do padrão dos paragnaisses com os padrões destas rochas regionais. Por conseguinte, estes dados reforçam a idéia de que estas rochas regionais constituam a fonte dos mesmos.

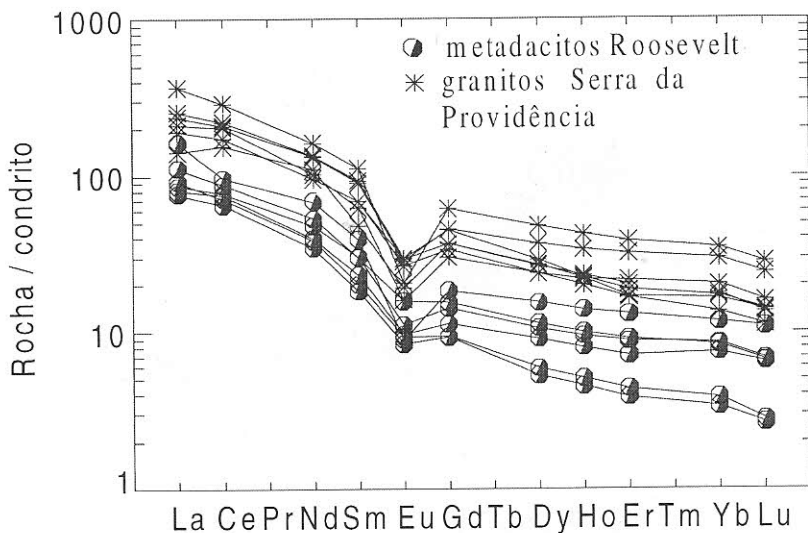


Figura 24 - Elementos Terras Raras dos metadacitos Roosevelt e granitos Serra da Providência. Nota-se a forte semelhança com o padrão ETR da Figura 23.

Complementarmente, lançando-se as amostras dos metadacitos Roosevelt juntamente as amostras dos paragneisses em diagrama multielemental normalizado ao Morb (Sun & McDonough 1989) (Figura 25), observa-se, mais uma vez, a extrema semelhança entre os padrões. Em função disso e de dados petrográficos e de campo, uma fonte mista (metadacitos Roosevelt e granitos Serra da Providência) pode ser caracterizada para a derivação dos sedimentos do GNB, com uma possível maior contribuição dos primeiros.

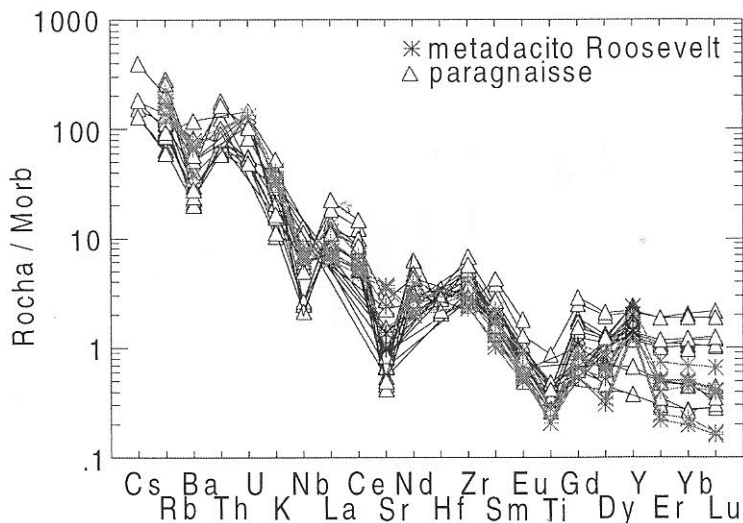


Figura 25- Diagrama multielemental dos elementos-traço comparativo entre os paragnaisse e os metadacitos Roosevelt.

Litoquímica dos Gnaisses Calcissilicáticos

Em virtude de suas características estruturais, petrográficas e químicas peculiares, as rochas calcissilicáticas foram separadas em dois tipos: os gnaisses maciços e os bandados.

Os gnaisses maciços apresentam teores mais elevados de SiO_2 , e mais baixos de Al_2O_3 , Fe_T , MgO , CaO , Na_2O e TiO_2 em relação aos gnaisses bandados. O teor elevado em sílica (>80%) dos gnaisses maciços reflete o alto conteúdo modal de quartzo nestas rochas. Por conseguinte, faz sentido denominá-las de metarenitos silicosos-carbonáticos.

A representação das rochas calcissilicáticas no diagrama de Simonen (1953) (citado por Holdhus 1971) o qual utiliza os parâmetros de Niggli - $si \times (al + fm) - (c + alk)$ - mostra que as mesmas se dispõem no campo dos sedimentos calcários (Figura 26). As duas amostras dos gnaisses maciços, por possuírem elevados teores de SiO_2 , plotam fora deste campo.

No diagrama de Niggli ($al - alk$) versus c (Burri, 1964), pode-se visualizar que os gnaisses calcissilicáticos bandados foram, provavelmente, originados de uma mistura de dolomito + marga (Figura 27).

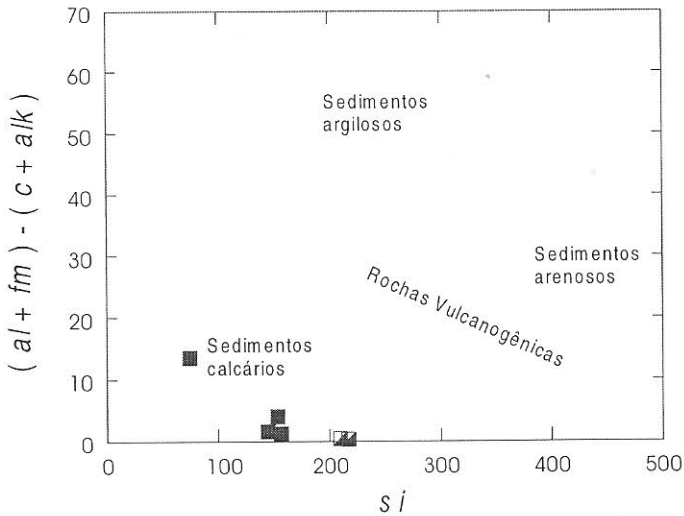


Figura 26 - Diagrama proposto por Simonen (1953), com delimitação dos campos ígneos e sedimentares, mostrando a disposição das rochas calcissilicáticas. Símbolos: ■- calcissilicáticas bandadas; □- calcissilicáticas maciças.

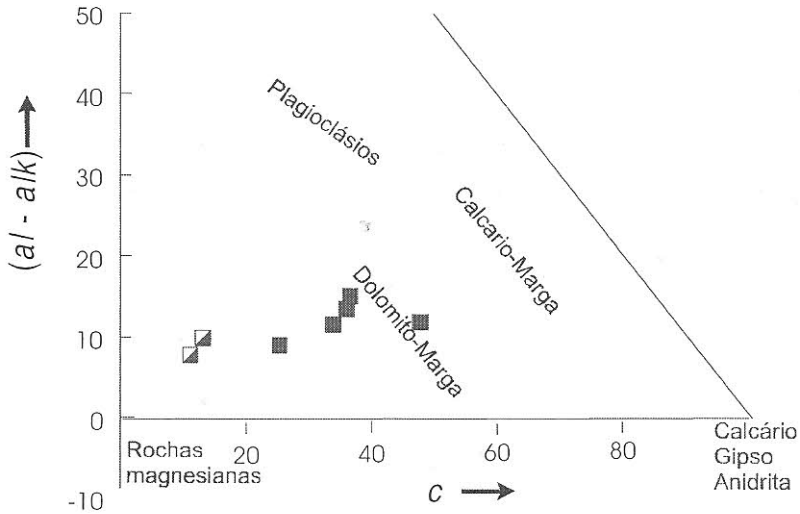


Figura 27- Diagrama de Niggli $(al - alk) \times c$. Campos composicionais das rochas são de Burri (1964).

Os elementos-traço também mostram diferenças significantes entre os dois tipos, principalmente nos elementos ferromagnesianos (V, Sc, Ni, Cr) onde os gnaisses maciços possuem valores notadamente mais baixos nesses elementos. Comportamento oposto apresenta o Zr, onde possui um conteúdo maior nos gnaisses maciços, que é explicado por ser derivado de sedimento mais maturo ou mais rico em quartzo.

As rochas calcissilicáticas apresentam um padrão horizontalizado (próximo de 1) dos elementos Terras Raras quando normalizados ao NASC (Figura 28) sugerindo, desta forma, um padrão similar das rochas sedimentares carbonáticas com as rochas sedimentares clásticas. Também aqui nota-se as

diferenças nos dois tipos de gnaisses calcissilicáticos, onde os gnaisses maciços exibem anomalia positiva de Eu, enquanto que os bandados possuem anomalia negativa. Observa-se, também, uma fraca anomalia negativa de Ce, que é uma feição comum em carbonatos marinhos, refletindo o empobrecimento de Ce na água do mar.

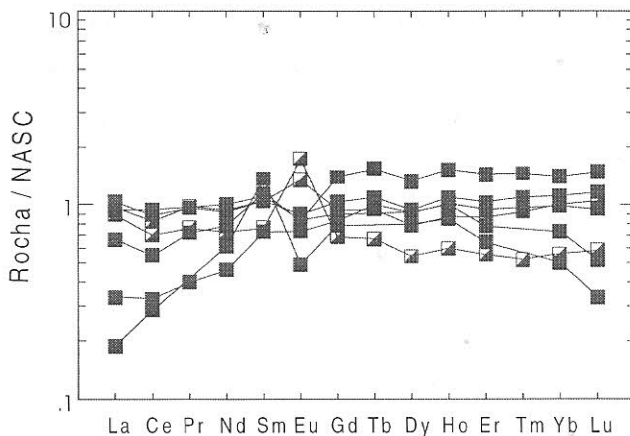


Figura 28- Distribuição dos elementos Terras Raras dos gnaisses calcissilicáticos. Símbolos como na Figura 26.

LITOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS INTRUSIVAS

Com base nos estudos de campo e petrográficos foram selecionadas 26 amostras representativas das rochas graníticas da suíte Rio Pardo. Foram excluídos dos objetivos deste trabalho os aplitos e rochas pegmatóides. Os dados químicos mostram uma variação restrita nos teores de SiO_2 , em torno de 70 a 75% na maioria das amostras.

Os teores de álcalis ($K_2O + Na_2O$) são elevados, variando entre 8,4 a 12,8%, baixos valores de CaO ($< 1,7\%$), baixos valores de Al_2O_3 (11,3 a 14,2%), e também baixos valores de MgO (0,10 a 0,41%).

Usando o índice de Shand (Figura 29), os granitos classificam-se em metaluminosos a peraluminosos. Estas características geoquímicas aliadas aos altos conteúdos de Rb, Zr, Y e ETR (exceto Eu) são típicas de granitos subalcalinos do tipo A (Whalen *et al.* 1987). Utilizando-se o diagrama de Whalen (1987, Figura 5b) parte das amostras plotam no campo dos granitos tipo A e parte no campo dos granitos félsicos fracionados (Figura 30).

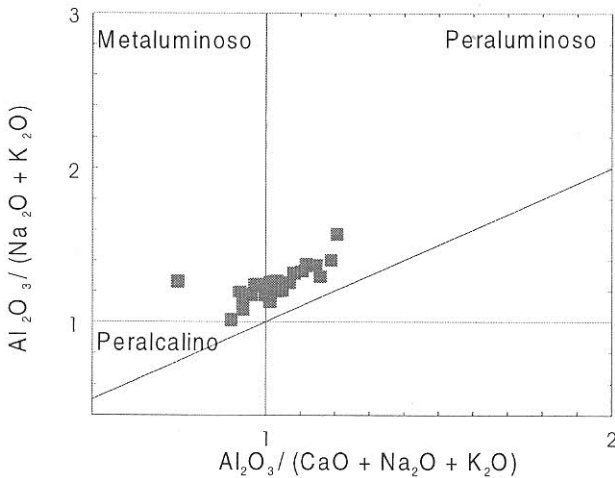


Figura 29- Diagrama de alcalinidade para a Suíte Granítica Rio Pardo.

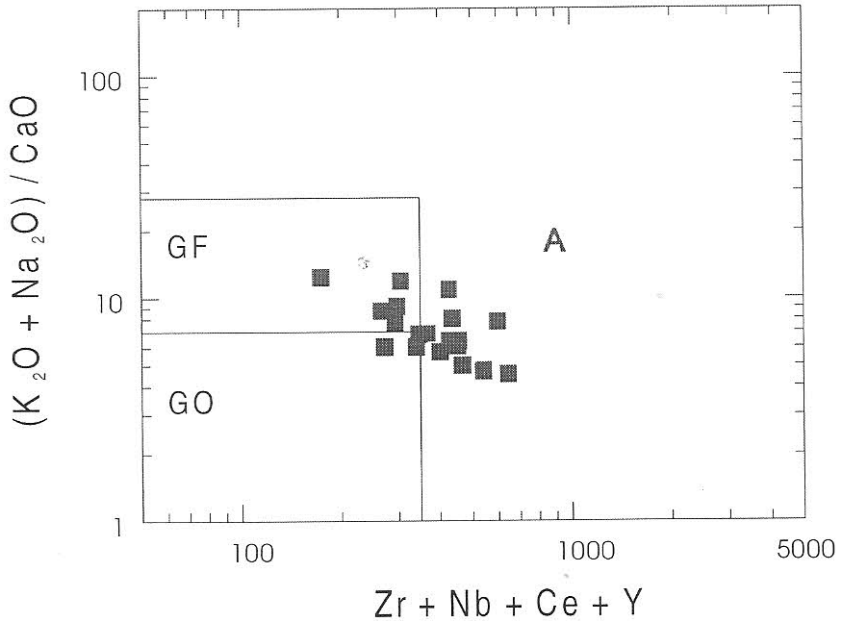


Figura 30- Diagrama de Whalen (1987, Figura 5b) aplicado aos granitos estudados. GF - granitos félsicos fracionados; GTO - granitos orogênicos; A - granitos tipo A.

Pela classificação de Eby (1992), os granitos intrusivos estudados ocupam, preferencialmente, o campo A_2 (Figura 31), que segundo o autor acima citado, são granitos pós-orogênicos. Além das evidências estruturais e petrográficas que apontam para uma natureza tardi-tectônica, os dados químicos também sugerem isso, conforme é mostrado no diagrama R_1R_2 de Batchelor & Bowden (1985) (Figura 32).

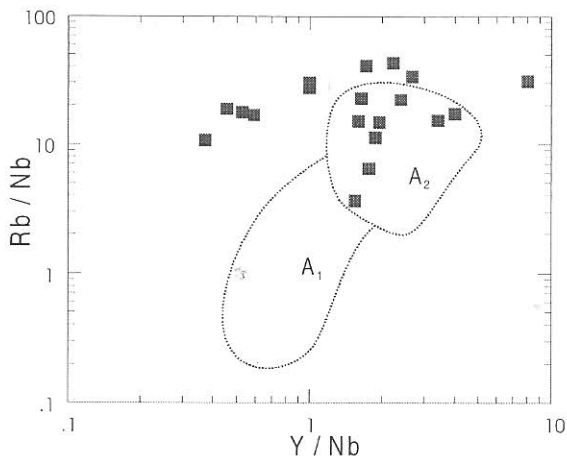


Figura 31- Diagrama de discriminação tectônica (Eby 1992) mostrando a distribuição dos granitos da Suíte Granítica Rio Pardo. A₁ - granitos anorogênicos; A₂ - granitos tardi a pós-colisionais.

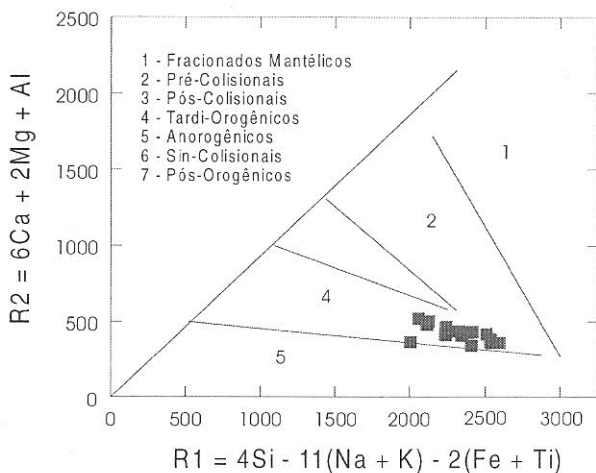


Figura 32- Amostras representativas dos granitos da suíte Rio Pardo plotadas no diagrama R1R2, em relação aos campos sugeridos por Batchelor & Bowden (1985).

Os dados de ETR para os granitos intrusivos (Figura 33) normalizados pelo condrito (Sun & McDonough 1989) mostram um padrão semelhante aos granitos metaluminosos do tipo A, relacionados a faixas orogênicas em fase de estabilização (Bonin 1990; Maniar & Piccoli 1989). Apresentam um forte enriquecimento em ETRL (100 a 400 vezes o condrito) e moderado enriquecimento em ETRP (10 vezes o condrito), além da pronunciada anomalia negativa de Európio. Essas anomalias negativas de Eu são devidas à diferenciação em crosta continental, deixando para trás um resíduo rico em plagioclásio portador das anomalias positivas complementares. O comportamento dos ETR's durante a diferenciação do magma granítico varia dos ETRL para ETRP. Enquanto que os primeiros tendem a apresentar redução de seus teores com o aumento do grau de diferenciação, os ETRP apresentam tendência inversa.

A Suíte Granítica Rio Pardo é quimicamente comparável, na Região Amazônica, com os *Younger Granites* de Rondônia (Bettencourt *et al.* 1997).

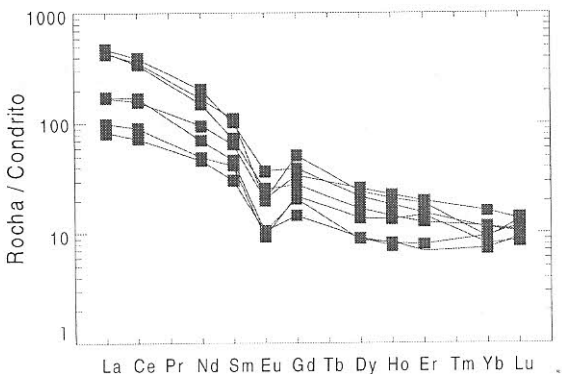


Figura 33- Padrões dos elementos Terras Raras, normalizado pelo condrito de Sun & McDonough (1989), dos granitos da Suíte Granítica Rio Pardo.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Os dados estruturais que dão suporte ao desenvolvimento deste capítulo, basearam-se na análise de 700 pontos de descrição de afloramentos dos quais 643 pontos foram selecionados para análise estrutural.

No intuito de caracterizar e montar um quadro tectono-estrutural para a região estudada, os dados estruturais definidos por estruturas planares e lineares (foliações, xistosidades, lineações minerais e de estiramento, eixos de dobras) permitiram uma divisão da área em domínios estruturais distintos. Desta forma, pôde-se definir no âmbito regional quatro domínios estruturais denominados de I, II, III e IV caracterizados principalmente por feições estruturais distintas e padrões variados de orientação (Figura 34).

O *domínio I*, localizado na porção oeste da área, é caracterizado pelo desenvolvimento de foliação e xistosidade penetrativas apresentando orientação predominantemente NW-SE. Também associadas a estas estruturas ocorrem fraturas formando pares conjugados com padrão geral de orientação que varia de WNW-ESSE a NE-SW. A interpretação dos estereogramas dos pólos dos planos das principais feições planares permitiu estabelecer um padrão geral de orientação que varia de $N60^{\circ}W / 70^{\circ}NE$ a $N80^{\circ}W / 60^{\circ}NE$, apresentando valores médios de $N83^{\circ}W / 61^{\circ}NE$ (diagrama Ia, Figura 34).

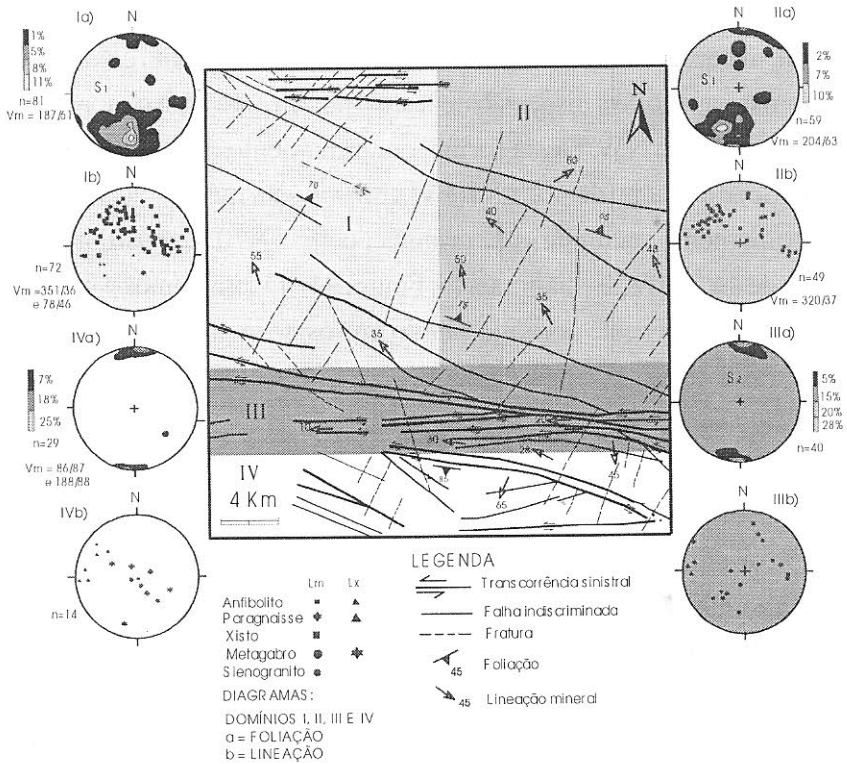


Figura 34- Domínios estruturais e seus respectivos estereogramas da região de Alta Floresta d'Oeste-Nova Brasilândia d'Oeste. Valores médios de foliação e lineação respectivamente: Domínio I - N83°W / 61°NE; 36° / N9°W; Domínio II - N65°W / 70°NE; 37° / N40°W; Domínio III - E-W / 80°-90°N; 21° / N80°W; Domínio IV - N87°E / 86°NE; 58° / N60°W.

As feições lineares representadas quase que exclusivamente por lineação mineral, materializada pelo alinhamento dos cristais de biotita e/ou muscovita, mostram uma razoável dispersão de dados, porém com uma maior concentração no quadrante NW. Desta forma, o agrupamento de medidas indica um padrão de orientação de $40^\circ / N10^\circ W$ com valores médios de $36^\circ / N9^\circ W$ e um agrupamento secundário de orientação $45^\circ / N70^\circ E$ mostrando valores médios de $46^\circ / N78^\circ E$ (diagrama Ib, Figura 34). Dobramentos e *boudinagem* também ocorrem neste domínio, sendo que os primeiros são caracterizados por dobras antiformes simétricas com eixo geralmente paralelo às estruturas lineares e mais raramente dobras ptigmáticas.

O domínio II, localizado na porção leste da área, é também dominado por uma foliação e xistosidade penetrativas e anastomosadas. O padrão geral de orientação das estruturas planares é predominantemente NW-SE, associado a falhas e fraturas NE-SW correspondendo a um sistema de conjugados. A interpretação dos estereogramas dos pólos dos planos das feições planares permitiu estabelecer um padrão de orientação que varia de $N60^\circ W / 85^\circ NE$ a $N65^\circ W / 70^\circ NE$ (diagrama IIa, Figura 34). As estruturas lineares, por sua vez, representadas pela orientação e estiramento esporádico dos minerais micáceos, apresentam-se com uma certa dispersão como no domínio anterior. Entretanto, mostram uma concentração maior no quadrante NW, com valores médios de $37^\circ / N40^\circ W$ (diagrama IIb, Figura 34). As lineações secundárias localizadas no quadrante NE, apresentam um alto *rake* orientando-se segundo as direções $N10^\circ$ a $30^\circ E$ com inclinações de 30° a $80^\circ NE$. As dobras neste domínio são geralmente isoclinais reclinadas, com plano axial e eixo subverticalizados.

O *domínio III*, localizado na porção centro-sul da área, apresenta-se com características bem distintas em relação aos outros, já que este se mostra dominado por foliações miloníticas, foliações anastomóticas, lineações de estiramento e mineral. As feições planares apresentam um padrão de orientação E-W com mergulhos subverticais a verticais. Os valores encontrados para estas feições foram E-W / 80°-90°N (diagrama IIIa, Figura 34). As feições lineares mostram uma pequena dispersão, com predominância da lineação de estiramento definida principalmente por cristais de quartzo (*ribbon*) e feldspatos. Estas feições lineares estão orientadas segundo um padrão E-W de caimento variável entre 0° a 20°, com valores médios de 21° / N80°W e 30° / N 87°E (diagrama IIIb, Figura 34). As dobras são raras, e quando presentes, mostram-se com um arranjo assimétrico, de flancos rompidos e de eixo com baixo caimento.

O *domínio IV* localiza-se no extremo sul da área e abrange toda a área de exposição das rochas metabásicas e de granitos subordinados. Este domínio é caracterizado em parte por uma foliação milonítica sigmoidal cujas orientações variam de NW-SE a WSW-ENE, além de falhas e fraturas NE-SW e, também, por uma foliação compressiva penetrativa e bandamento gnáissico. Os dados estruturais neste domínio são escassos o que dificulta o estabelecimento de padrões de orientação para as principais estruturas planares e lineares. Entretanto, com os dados disponíveis pôde-se observar que a foliação milonítica mostra um padrão heterogêneo com orientação variando de N75°W / 80°SW, N60°E / 80°SE, N65°W / 60°NE e E-W / 85°S.

O bandamento gnáissico geralmente segue esta última orientação. Os valores médios estabelecidos são de N87°E / 86°NE (diagrama IVa, Figura 34). As lineações de estiramento e mineral apresentam-se muito dispersas o que não permite determinar um padrão de maior concentração de pontos. Porém, o padrão de orientação 58° / N60°W é o mais representativo e mostra um padrão intermediário entre os demais domínios. Algumas lineações de estiramento com caimento para SW podem representar a componente de empurrão relacionada às transcorrências que limitam o domínio tanto a norte como a sul.

Através da integração dos dados estruturais dos quatro domínios acima descritos pode-se sugerir uma evolução tectono-estrutural para a área estudada. Parte-se do princípio que as estruturas planares e lineares que ocorrem nos domínios I, II e IV foram geradas durante um período de tectônica compressiva. Na fase inicial da deformação predominou o cisalhamento puro ou deformação coaxial heterogênea (D_1). Como resultado desta deformação as rochas desenvolveram fortes foliações e xistosidades (S_1), passaram por um encurtamento materializado pelas dobras e, acompanhadas com menor frequência, de um estiramento resultando em *boudinagem*. As lineações minerais caracterizadas por tectonitos SL (quartzo, sillimanita) foram originadas pelo fluxo perpendicular ao σ_1 ou paralelo ao eixo x do elipsóide de deformação, enquanto que as lineações NE podem ser derivadas de um fluxo paralelo ao σ_1 .

Com a deformação progressiva, passa a predominar o cisalhamento não-coaxial desenvolvendo faixas de deformação concentrada referidas como zonas de cisalhamento transcorrente dúctil (D_2), as quais abrangem predominantemente o domínio III e parcialmente o domínio IV. Nestes domínios,

as rochas desenvolveram foliação milonítica (S_2) paralela ao bandamento composicional dos gnaisses calcissilicáticos, estiramento mineral (quartzo, feldspato) e dobras intrafoliais. Por conseguinte, as feições estruturais indicadoras de cinemática como pares $S \times C$, assimetria de dobras intrafoliais e rotação de porfiroclastos de feldspato alcalino indicaram uma movimentação sinistral em regime de transcorrência.

O desenvolvimento de transcorrências no domínio III foi favorecido pela diferença de competência entre as litologias já que esta zona está materializada no contato entre os metaturbiditos e metabasitos.

Analisando conjuntamente os quatro domínios estruturais permite-se identificar uma mudança gradual no padrão da foliação, em termos de direção e mergulho. Nos dois primeiros domínios a foliação apresenta um *trend* geral NW-SE com médios a altos mergulhos para NE. No terceiro domínio a foliação sofre uma inflexão para WNW-ESSE a E-W, com mergulhos aproximando-se da verticalidade. Essa virgacão da foliação com aumento do mergulho é acompanhada da rotação das lineações minerais e de estiramento, tornando-se preferencialmente direcionais.

Com base nos registros lito-estruturais acima expostos permite-se sugerir que a área passou por um regime tectônico transpressivo, de abrangência regional. A atuação desse regime provocou a inversão da bacia com conseqüente encurtamento crustal seguido por deslocamento lateral de blocos de cinemática sinistral. Nesse estudo, passamos a denominar essa estruturação de Cinturão Transpressivo Rio Branco (CTRB).

O tensor primário regional (σ_1), no regime transpressivo se posicionou aproximadamente a N45°E/S45°W promovendo a movimentação de massas de SW para NE. Nesse sentido, as principais direções compressivas estão orientadas segundo N65°W (*P*) e E-W (*Y*), ambas com cinemática sinistral. As principais estruturas distensivas estão orientadas segundo N45°E, enquanto que as estruturas de direção N45°W correspondem a rampas frontais (Figura 35).

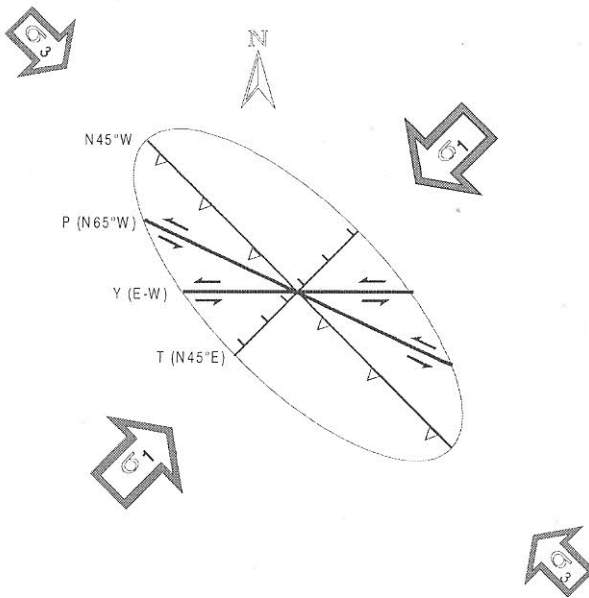


Figura 35- Elipsóide de tensão regional mostrando o posicionamento do σ_1 para o final do Mesoproterozóico.

GEOCRONOLOGIA

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados geocronológicos inéditos obtidos pelos métodos U/Pb e Sm/Nd em granitos, metagabros e metassedimentos. O estudo geocronológico teve como objetivo identificar os eventos de formação das rochas ígneas e metamórficas e a proveniência dos sedimentos turbidíticos, além de sugerir uma cronologia para os eventos tectônicos no intuito de subsidiar a evolução geológica do GNB.

Os dados analíticos foram obtidos pelo Isotope Geochemistry Laboratory (IGL), Department of Geology e Kansas University Center for Research, University of Kansas.

Resultados Analíticos

As rochas graníticas e um metagabro foram datados pelo método U/Pb em zircão; os anfibolitos/metagabros e metassedimentos foram datados pelo sistema Sm/Nd e uma amostra de paragnaisse datada por U/Pb utilizando-se o SHRIMP. Os resultados analíticos de Sm/Nd são mostrados na Tabela 1 e a localização das amostras no mapa geológico em anexo.

Tabela 1- Resultados analíticos Sm/Nd das amostras de rocha do GNB (- não determinado).

	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ba})$
GR-05	9,70	3,21	0,19979	0,512881	± 14	+4,8	+ 4,3	-
GR-10	18,65	5,61	0,18172	0,512687	± 15	+1,0	+ 3,1	-
GR-10A	63,41	13,28	0,12665	0,512112	± 10	-10,3	- 0,4	1,63
GR-18	10,59	3,11	0,17733	0,512754	± 18	+2,3	+ 5,0	-
GR-20	51,20	9,97	0,11769	0,511992	± 13	-12,6	- 1,5	1,66
GR-20A	34,13	6,54	0,11587	0,511856	± 11	-15,3	- 3,9	1,85
GR-20A ₁	21,03	4,09	0,11748	0,511873	± 11	-14,9	- 3,8	1,85
GR-20C	29,33	5,80	0,11950	0,511860	± 11	-15,2	- 4,3	1,91
GR-23	89,84	17,52	0,11790	0,512097	± 12	-10,6	+ 0,5	1,50

Granito Rio Branco – Uma amostra deste granito foi selecionada para determinação geocronológica pelos métodos U/Pb e Sm/Nd. A amostra GR-10A representa um monzogranito equigranular, de posicionamento sintectônico (ortognaisse monzogranítico), localizado no domínio estrutural III e controlado pelas grandes transcorrências. Cinco frações de zircão dessa unidade forneceram um intercepto superior (idade de cristalização) de 1113 ± 56 Ma no diagrama concórdia U/Pb (Figura 36). A idade modelo (T_{DM}) resultou em 1.63 Ba e o valor do $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -0,4$.

Leucogranito anatótico – Uma amostra foi escolhida para a determinação da idade de cristalização/metamorfismo pelo método U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total. A amostra GR-20 representa uma lente centimétrica a métrica de granito porfiróide leucocrático intercalado nos metaturbiditos do qual derivou por fusão parcial dos mesmos. A amostra está inserida no domínio estrutural II, no centro-norte da área. A mesma, em sete frações de zircão forneceu a idade de cristalização de 1110 ± 8 Ma no diagrama concórdia U/Pb (Figura 36). Pelo método Sm/Nd obteve-se a idade modelo (T_{DM}) de 1.66 Ba e $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1,5$.

Metagabro - Uma amostra de metagabro subofítico foi escolhida para a determinação geocronológica pelo método U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total. A amostra GR-05 representa um gabro subofítico, metamorfisado em fácies anfíbolito superior, com preservação parcial das feições ígneas. Localiza-se no extremo sul da área estudada, no domínio estrutural IV, mostrando-se deformado pelas transcorrências. Em quatro frações de zircão magnético forneceu um intercepto superior (idade do metamorfismo) de 1110 ± 10 Ma no diagrama concórdia U/Pb (Figura 36). A idade modelo não pôde ser calculada devido ao padrão plano das ETR (Sm/Nd). Entretanto, a amostra resultou num valor positivo do $\epsilon_{Nd}(t)$, que é igual a + 4,3.

Suíte Granítica Rio Pardo - Uma amostra de granito representativo da unidade foi escolhida para determinação geocronológica pelos métodos U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total. A amostra GR-23 representa um monzogranito porfirítico tardi a pós-tectônico, localizado no centro-sul da área, no interior do domínio estrutural III. Quatro frações de zircão dessa unidade forneceram um intercepto superior (idade de cristalização) de 1005 ± 41 Ma no diagrama concórdia U/Pb (Figura 36). A idade modelo fornecida pelo método Sm/Nd foi de 1.5 Ba, com $\epsilon_{Nd}(t) = + 0,5$.

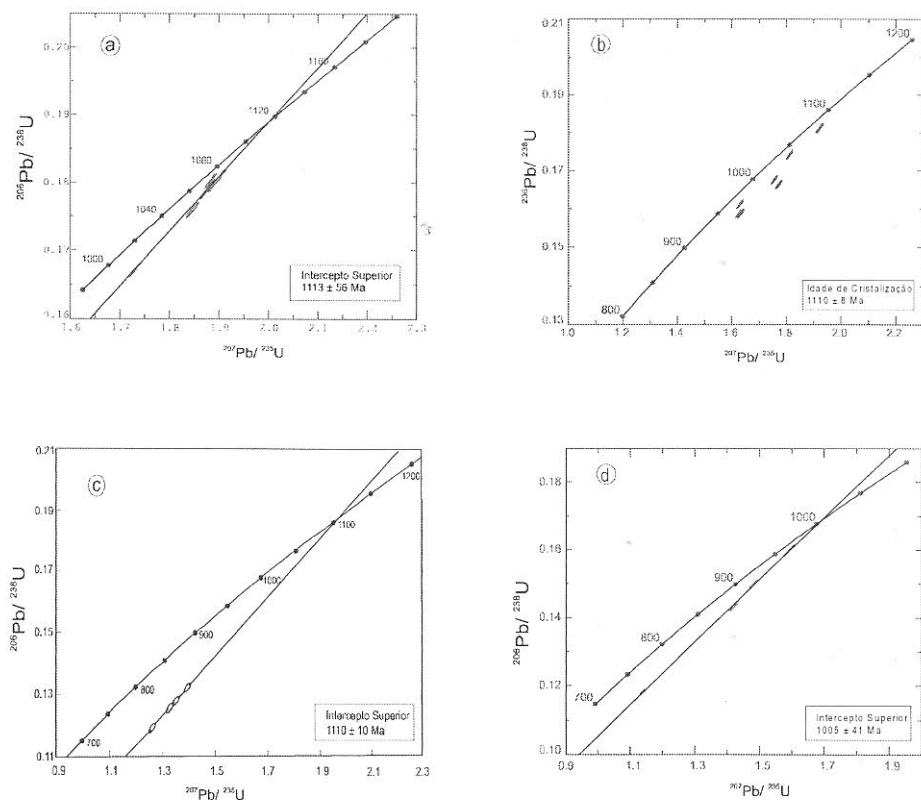


Figura 36 - Diagramas concórdia: (a)- Granito Rio Branco; (b)- leucogranito anatótico; (c)- metagabro; (d)- Granito Rio Pardo.

No limite oriental da área estudada cinco amostras de rochas desta mesma suíte foram investigadas por Tassinari (1993). As mesmas forneceram uma idade isocrônica de 1003 ± 22 Ma pelo método Rb/Sr, com ISr de $0,7038 \pm 0,000204$ e MSWD de 0,3031.

Anfibolito - Uma amostra de uma lente de anfibolito foi selecionada para a determinação geocronológica pelo método Sm/Nd em rocha total. A amostra GR-10 trata-se de um anfibolito de granulação fina, fortemente foliado e recristalizado na fácies anfibolito superior. Encontra-se localizado no domínio estrutural III, nas zonas de transcorrência e intrusões pelos granitóides Rio Branco. A idade modelo não pode ser calculada pelas mesmas razões expostas acima pelo metagabro. De outra forma, o $\epsilon_{Nd}(t)$ apresentou valor positivo de 3,1.

Metagabro - Esta amostra foi selecionada para determinação geocronológica pelo método Sm/Nd em rocha total. A amostra GR-18 é representativa de um corpo subarredondado de metagabro em forma de *sill*, de granulação grossa, que possui a textura ígnea parcialmente preservada em condições metamórficas da fácies anfibolito superior. Localiza-se no setor noroeste da área, no domínio estrutural II. Apresenta valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ mais positivo de todas as amostras (+5,0) sendo que a mesma também não se prestou para o cálculo da idade modelo.

Metaturbiditos - Foram selecionadas três amostras para a determinação geocronológica pelo método Sm/Nd em rocha total e uma pelo método U/Pb (SHRIMP) em zircões detríticos. As amostras GR-20A e 20A1 tratam-se de paragneisses essencialmente quartzo-feldspáticos com níves subordinados de biotita (20A1), granulação fina e recristalizados na fácies anfibolito superior. A amostra GR-20C trata-se de um gnaiss calcissilicático, o qual representa um nível terrígeno-carbonático dos turbiditos, e metamorfoisado nas mesmas condições das outras amostras. Todas as amostras são de um mesmo afloramento que está localizado no extremo noroeste da área, no domínio estrutural II.

As duas primeiras forneceram idades modelo de 1.85 Ba e $\epsilon_{Nd}(t) = -3,9$ e -3,8 respectivamente. A amostra GR-20C forneceu idade modelo de 1.91 Ba e $\epsilon_{Nd}(t) = -4,3$.

A amostra GR-66 foi selecionada para datação U/Pb em zircão realizada através do SHRIMP. Trata-se de um paragneisse bandado, de granulação fina, com bandas félsicas bem definidas constituídas por quartzo e plagioclásio e por bandas máficas de biotita. Mostra-se recristalizado em condições metamórficas da fácies anfibolito superior. A mesma está localizada na porção nordeste da área, no domínio estrutural II. As análises de 24 pontos em zircões detríticos forneceram idades muito variadas. Existem zircões isolados com idades de 2090 ± 17 Ma, 2020 ± 17 Ma, 1904 ± 17 Ma, 1748 ± 16 Ma, 1716 ± 17 Ma, 1599 ± 42 Ma, 1505 ± 41 Ma, 1417 ± 35 Ma (grupo de três cristais), 1320 ± 20 Ma (cinco cristais) e 1122 ± 12 Ma (dois cristais). Entretanto, um grupo principal de sete cristais de zircão, forneceu uma idade de 1215 ± 20 Ma (Figura 37).

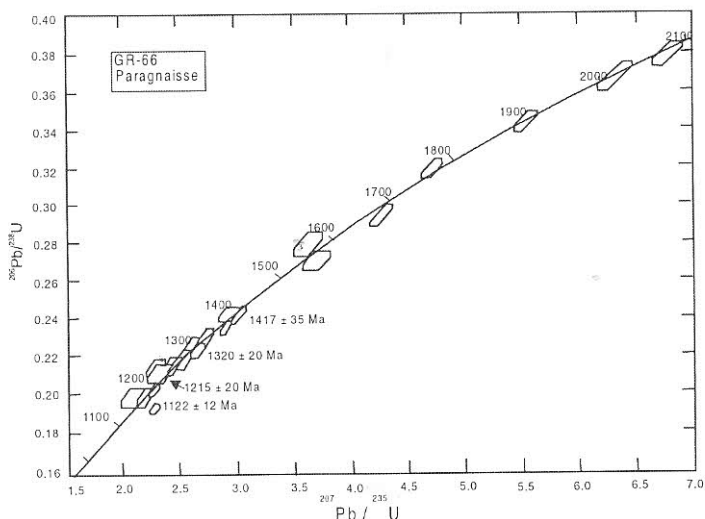


Figura 37- Diagrama concórdia do paragnaisse (GR-66) do GNB. Zircões detríticos com idades mistas desde o Paleoproterozóico ao final do Mesoproterozóico. Área hachurada indicando a principal população de zircão.

Discussão e Interpretações dos Resultados

Os resultados obtidos neste estudo, junto com os escassos dados geocronológicos já existentes, permitem inserir importantes referências cronológicas para a evolução mesoproterozóica da região de Nova Brasilândia/Alta Floresta d'Oeste. Os resultados geocronológicos mostram um agrupamento de idades no período compreendido entre 1200 Ma e 1000 Ma. Essas idades indicam que as rochas do GNB foram originadas durante um curto intervalo de tempo e essa seqüência está provavelmente relacionada ao importante evento tectono-magmático que atuou no sudoeste do Cráton Amazônico denominado de Orogenia Sunsás.

Dois pulsos de magmatismo granítico foram identificados na área. O pulso mais antigo é caracterizado pela idade U/Pb de 1113 ± 56 Ma do Granito Rio Branco, que é interpretada como idade de cristalização magmática. Este é um corpo sincinemático ao evento transpressivo, sendo as texturas deformacionais adquiridas ainda no estágio magmático. Nesse caso, a idade de cristalização é coincidente com a idade de deformação/metamorfismo da referida unidade. A idade Sm/Nd de diferenciação do manto (T_{DM}) para essa rocha é de 1.63 Ga, com $\epsilon_{Nd}(t) = -0,4$. Esses valores são indicativos de que o magma original foi derivado de uma fonte contendo um componente crustal mais antigo com alguma participação de material mantélico.

A idade U/Pb de 1100 ± 8 Ma fornecida pela lente de leucogranito anatético sintectônico, gerada pela fusão parcial dos metassedimentos turbidíticos, é tida como idade de cristalização dessa rocha. Como a mesma representa um fundido anatético gerado durante o clímax metamórfico-deformacional do evento transpressivo, essa idade também é interpretada como a idade do metamorfismo do GNB. A idade modelo (T_{DM}) para essa rocha é de 1.66 Ga com $\epsilon_{Nd}(t) = -1,5$ indicando que a mesma teve uma derivação de material crustal mais antigo.

O pulso granítico mais jovem é indicado pela idade U/Pb de 1005 ± 41 Ma da Suíte Granítica Rio Pardo. Essa idade é interpretada como de cristalização magmática e colocação desses corpos. Os dados de campo sugerem que esses granitos foram posicionados em regime tardi a pós-tectônico. Nesse caso, essa idade também é indicativa do final da Orogenia Sunsás nesta porção meridional do Cráton Amazônico.

A idade modelo (T_{DM}) dos isótopos Sm/Nd para essa rocha é de 1.5 Ga e o valor de $\epsilon_{Nd}(t) = +0,5$ indicando que o magma foi originado por fusão de uma crosta mais antiga com forte contribuição juvenil e um curto tempo de residência crustal. A razão inicial do $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (0,7038) também é coerente com esta hipótese.

Esta última pulsação granítica na área estudada é contemporânea com o plutonismo de caráter regional representado pelos Younger Granites de Rondônia (Bettencourt *et al.* 1997) amplamente distribuído na porção centro-norte do Estado de Rondônia.

A idade U/Pb de 1110 ± 10 Ma do metagabro é interpretada como idade do metamorfismo da rocha. Essa argumentação é suportada pelos dados de campo os quais sugerem que essas rochas foram originadas no regime extensional e contemporâneas com a sedimentação dos turbiditos. Portanto, são anteriores à deformação e metamorfismo de 1100 Ma que afetou o GNB.

Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ dessa rocha e das outras metabásicas do GNB (GR-18 e GR-10) são todos positivos variando de +3,1 a +5,0 e, portanto, são indicativos de fonte mantélica. Nesse sentido, um significativo componente juvenil foi adicionado à crosta continental durante o estágio extensional do final do Mesoproterozóico. Este episódio de acreção de crosta continental juvenil no sudoeste do Cráton Amazônico vem de encontro com os dados isotópicos apresentados por Sato & Tassinari (1997) (Figura 38).

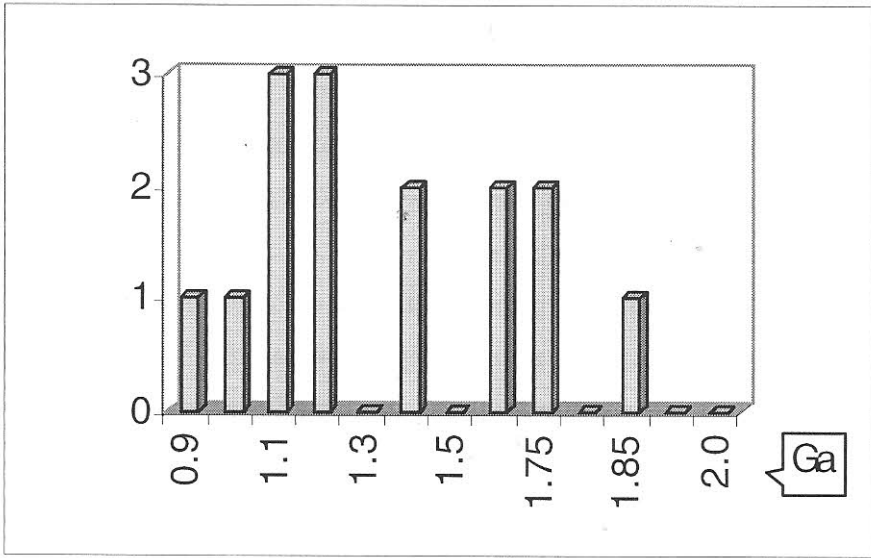


Figura 38- Histograma dos períodos distintos de acreção juvenil nas Províncias Rondoniana-San Ignácio e Sunsás no sudoeste do Cráton Amazônico (modificado de Sato & Tassinari 1997).

Os resultados geocronológicos dos zircões detríticos do paragnaisse do GNB fornecidos pelo método U/Pb (SHRIMP) permitem identificar uma fonte mista com idades paleoproterozóicas até mesoproterozóicas. Entretanto, o maior agrupamento de cristais forneceu a idade de 1215 ± 20 Ma, que é interpretada como a idade máxima dos metassedimentos e, por conseguinte, como sendo a idade máxima da bacia. As idade modelo (T_{DM}) desses paragnaises são de 1,85 Ga e 1,91 Ga, com $\epsilon_{Nd}(t) = -3,8$, indicando que a fonte dos mesmos tem uma origem a partir da crosta continental. A primeira idade T_{DM} é coerente com aquelas apresentadas por Payolla *et al.* (1998), para os granitos da

Suíte Intrusiva Serra da Providência, os quais constituem uma das fontes principais destes metassedimentos. A segunda idade T_{DM} está coerente com o padrão geocronológico do magmatismo e orogênese da Província Rio Negro-Juruena conforme os dados de Sato & Tassinari (1997). Esta província é representada regionalmente pela Sequência metavulcano-sedimentar Roosevelt e Complexo Jamari, os quais também são fontes dos metassedimentos.

COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA

O quadro geotectônico do GNB vem demonstrar que o final do Mesoproterozóico, mais especificamente durante o período Esteniano, conviveu com outras situações semelhantes de caráter global em decorrência dos processos tectônicos que afetaram a crosta pré-cambriana. Esses processos foram de natureza extensional seguidos de inversão tectônica.

A trefrogênese imposta à crosta evolui de diferentes maneiras levando, geralmente, a formação de uma bacia intracratônica ou de uma margem continental passiva. A inversão tectônica das bacias é, por outro lado, um fenômeno posterior devido à transmissão da deformação através da crosta relacionado a ciclos orogênicos maiores ou por colisão de placas litosféricas.

A crosta continental apresenta um comportamento rígido e é limitada a um determinado volume de extensão e estiramento crustal. Quando esse limite é alcançado a crosta é automaticamente fragmentada. O mecanismo responsável por esse fenômeno é conhecido como delaminação litosférica ou adelgaçamento convectivo da litosfera (Houseman *et al.* 1981),

ambos com conse-qüências similares. A justaposição da astenosfera quente com a litosfera continental afinada aumenta o potencial de energia da crosta com o conseqüente aumento na elevação da superfície. Com isso, um pulso termal atinge a crosta estendida com a subseqüente geração de *rifts* intracratônicos e produção de magmas mantélicos. Seguindo este raciocínio, propõem-se dois estágios tectônicos para os episódios acrescionários e colisionais que envolvem a evolução do GNB.

Estágio I: Tectônica Extensional

A atuação de um evento extensional propiciou o rifteamento intracontinental com evolução para uma margem passiva (Figura 39). A sedimentação nesse ambiente de margem passiva é derivada do embasamento continental soerguido, representado principalmente por rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência, vulcânicas intermediárias da seqüência Roosevelt e rochas do Complexo Jamari. Desta forma, a fonte da sedimentação da margem passiva é bastante variada, fato este que é comprovado pelas idades obtidas em várias populações de zircões detríticos dos paragnais do GNB, os quais forneceram idades paleo a mesoproterozóicas compatíveis com as idades das rochas do embasamento da bacia. Reportando aos dados geocronológicos do capítulo anterior, a maior concentração de cristais de zircão que resultaram a idade em torno de 1200 Ma, fornece a idade máxima da bacia. Por outro lado, as características petrográficas e químicas dos metassedimentos do GNB indicam uma fonte mista com contribuição mais expressiva das rochas dacíticas da Seqüência Roosevelt.

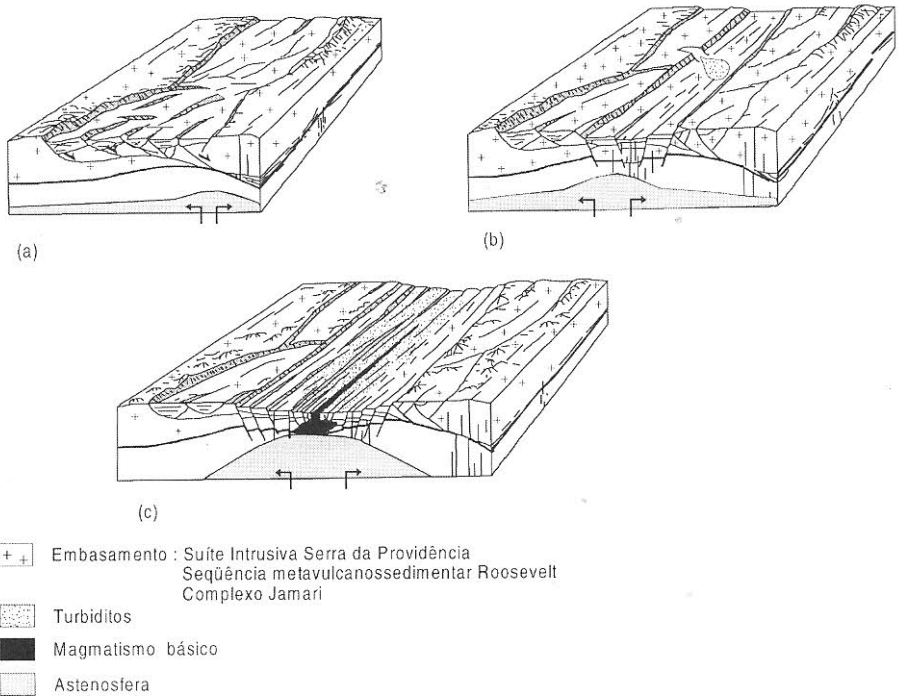


Figura 39- Evolução de um sistema de rift para margem passiva. (a) Estágio rift com propagação dos falhamentos e geração de sub-bacias; (b) estágio rift-drift com sedimentação continental/marina; (c) estágio drift com sedimentação marinha em margem passiva e formação de proto-oceano.

Esta hipótese é suportada pelas idades modelo (T_{DM}) dos metassedimentos, os quais forneceram valores de 1.91 a 1.63 Ga que são interpretadas como idades de diferenciação do manto dos protólitos das vulcânicas Roosevelt e granitos Serra da Providência. Por sua vez, os sedimentos terrígeno-carbonáticos que preencheram a bacia foram originados por correntes de turbidez em águas profundas. São representados por arenitos arcossianos ricos em plagioclásio que mostram a seqüência de Bouma incompleta em fácies distal.

Durante o processo continuado de extensão, o conseqüente adelgaçamento litosférico teria induzido a um levantamento da astenosfera (plumas mantélicas) levando à fusão por descompressão das fontes mantélicas e a geração de magmas toleíticos que passariam a alimentar a bacia. Esses magmas básicos são interpretados como testemunhos de um proto-oceano. Esse episódio magmático foi bastante expressivo e ocorreu em dois pulsos bastante próximos temporalmente. São representados por *sills*, *stocks*, e mais raramente diques, de gabros e diabásios em parte contemporâneos com a deposição dos turbiditos e, principalmente, intrusivos nos mesmos.

Quimicamente são classificados como basaltos enriquecidos da série toleítica (P-MORB), com composições isotópicas de Nd positivas (ϵ_{Nd} entre + 3.1 a + 5.0). Desta forma, são indicativos de um importante evento de acreção de material juvenil durante este estágio.

Complementarmente, dados isotópicos de rochas básicas que ocorrem na área de estudo e próximos a ela, recentemente citados por Sato & Tassinari (1997), também indicam um período de acreção continental em torno de 1.15 Ga. Esta interpretação representa uma contraposição aos modelos anteriormente propostos de evolução para esta porção do Cráton Amazônico.

Estágio 2: Tectônica Compressional

A inversão tectônica da bacia se traduz por uma deformação regional transpressiva — Cinturão Transpressivo Rio Branco — que evoluiu progressivamente a partir de um contexto de cisalhamento puro nas porções setentrionais da área, com preservação parcial das rochas metaígneas, até rochas intensamente deformadas num contexto de cisalhamento simples no centro-sul da área. Essa tectônica foi arquitetada pela Orogenia Sunsás (Litherland & Bloomfield 1981).

Durante o princípio da fase compressiva o encurtamento crustal foi acompanhado por dobramentos e desenvolvimento de uma forte foliação nas rochas do GNB. Esta deformação foi posteriormente acomodada pelas grandes falhas transcorrentes.

A geometria e as feições tectônicas do Cinturão Transpressivo Rio Branco permitem inferir que o transporte de massa foi de SW para NE, seguido de arrasto lateral com cinemática sinistral sem, no entanto, ocorrer consumo de placas conforme também sugerido pelo metamorfismo de baixa pressão.

O metamorfismo associado a esta deformação é de alto grau (fácies anfibolito superior) e foi acompanhado de migmatização dos metaturbiditos do GNB. Isso ocorreu em regime de baixa pressão e alta temperatura, pelo provável nível elevado da astenosfera também durante este estágio. A idade de 1100 ± 8 Ma obtida pelo método U/Pb em um leucossoma granítico (granito sintectônico) originado pela fusão dos metaturbiditos é interpretada como a idade do metamorfismo

do GNB. Por outro lado, as megalentes sintectônicas dos granitóides Rio Branco foram intrusivas em sítios de extensão associados a zonas de cisalhamento e foram em seguida deformados durante o mesmo evento em função da continuidade dos movimentos transcorrentes. Nesses termos, as feições tectônicas e magmáticas impressas nesse granito sugerem a sua colocação em regime transcorrente. Corroborando essa evolução, o granito Rio Branco forneceu idade de 1098 ± 10 Ma, a qual é praticamente idêntica daquela obtida no leucossoma granítico.

A fase final desta orogênese é marcada pela colocação de granitos tardi a pós-tectônicos (Suíte Granítica Rio Pardo), os quais apresentam similaridades com os granitos do tipo A e com os *Younger Granites* de Rondônia (Bettencourt *et al.* 1997). Os dados geocronológicos de uma fácies desta suíte resultaram numa idade de 1005 ± 41 Ma, ou seja, é interpretada como a idade de cristalização da rocha e também indica o fechamento deste ciclo. Como visto acima, foi relativamente curto o período entre a abertura e fechamento da margem passiva.

Este período de extensão, seguido de inversão tectônica, faz parte de um processo generalizado de tafrogênese/orogênese que se desenvolveu em escala global entre 1200 a 1000 Ma (Hoffman 1991). Na América do Sul o evento responsável por esses processos foi designado de Orogenia Sunsás e o evento equivalente na América do Norte, de ciclo orogênico Grenville.

As Orogenias Sunsás e Grenville reúnem uma série de características comuns, salientando que os seus principais registros geocronológicos são muito próximos no tempo, concentrando-se as principais atividades sedimentares, magmáticas e metamórficas no período Esteniano.

Os supercontinentes proterozóicos reconstituídos por Hoffman (1991), Sadowski & Bettencourt (1993), mostram que a Amazônia e Laurentia colidiram durante tempos grenvillianos e originaram os cinturões Grenville-Sunsás. Partindo-se deste princípio e das similaridades petrotectônicas de ambos os crátons, pode-se sugerir que o final da Orogenia Elzeviriana no Cráton Laurentiano, por volta de 1200 Ma, é contemporânea com o início do rifteamento que gerou o ambiente de margem passiva nesta porção do Cráton Amazônico. Na Província Grenvilliana esse regime extensional é caracterizado por uma mudança no caráter do magmatismo materializado por um expressivo plutonismo intraplaca amplamente distribuído no denominado Cinturão Magmático Interior no sudeste da referida província. Este magmatismo é representado predominantemente pela suíte AMCG e gabróides associados além de seqüências sedimentares terrígenas marinhas. Da mesma forma, na porção sudoeste do Cráton Amazônico encontra-se correspondentes destas entidades petrotectônicas principalmente nos domínios do Grupo Nova Brasilândia.

A integração desses eventos interativos e de outras entidades geotectônicas subordinadas (Cinturão Aguapeí) consubstancia um quadro paleogeográfico a nível global. Nestes termos e de acordo com os dados geológicos da literatura, interpreta-se esta aglutinação de massas continentais como registro da ampla colagem de todos os continentes preexistentes que gerou o supercontinente Rodínia. Esse supercontinente iniciou sua desarticulação no período de 1000 Ma a 700 Ma e este fato parece ter deixado seu registro na área estudada através de reativações principalmente ao longo da ZCRB.

Esta hipótese é suportada pelos dados isotópicos obtidos em muscovita dos milonitos no interior da ZCRB, através do método K/Ar, que forneceu idade de 889 ± 13 Ma, a qual é interpretada como sendo a época da reativação das transcorrências.

CONCLUSÕES

A região de Nova Brasilândia d'Oeste/Alta Floresta d'Oeste é caracterizada por apresentar um conjunto de rochas metaígneas e metassedimentares que tiveram a sua origem e evolução compatível com o desenvolvimento completo do Ciclo de Wilson. Essas rochas fazem parte do Grupo Nova Brasilândia, as quais foram separadas em dois domínios distintos em função das suas características geológicas e composicionais: 1- Formação Migrantinópolis- domínio de rochas supracrustais psamo-pelíticas (metaturbiditos) com intercalações subordinadas de *sills* de metagabros/anfibolitos; 2- Formação Rio Branco- domínio de rochas metabásicas representadas por *sills* e *stocks* de metagabros, anfibolitos e metadiabásios com intercalações subordinadas de metaturbiditos terrígeno-carbonáticos.

O Grupo como um todo apresenta um padrão deformacional heterogêneo de forma que em zonas de baixo *strain*, tanto as feições ígneas como sedimentares encontram-se parcialmente preservadas permitindo assim a identificação dos respectivos protólitos. Nesse sentido, os metagabros preservam a textura ofítica/subofítica, feições cumuláticas, de maneira que indicam transformações metamórficas incompletas. Por sua vez, os metaturbiditos apresentam estruturas primárias parcialmente obliteradas, onde ainda reconhece-se a repetição de níveis arenosos e níveis argilosos que definem ciclos de sedimentação produzidos por correntes de turbidez.

As condições metamórficas de alta temperatura e baixa pressão favoreceram o desenvolvimento de intensa migmatização nas rochas metaturbidíticas assim como a recristalização incompleta das metabásicas em fácies anfíbolito superior. O metamorfismo foi progressivo e desenvolvido em duas fases com acréscimo contínuo de temperatura. A fase sintectônica M1 alcançou temperaturas da fácies anfíbolito superior, enquanto que na fase M2 atingiu condições de granulitização em regime estático e de caráter localizado.

Os anfíbolitos e metagabros exibem uma assinatura geoquímica compatível com os basaltos enriquecidos ou P-MORB e representam magmas toleíticos originalmente evoluídos que passaram por processo de cristalização fracionada de clinopiroxênio + olivina + plagioclásio.

A composição arcósiana e as características químicas dos paragneisses indicam a natureza epiclástica dos mesmos, com derivação de uma fonte mista a partir da erosão de rochas do bloco continental. A assinatura dos ETR's destes paragneisses é muito similar as do granito Serra da Providência e dos metadacitos Roosevelt. Os dados isotópicos de Sm/Nd também reforçam a hipótese de que os metassedimentos do GNB sejam oriundos das rochas acima citadas.

A reconstituição da história evolutiva do GNB pode ser descrita em dois estágios: 1- Estágio Extensional - rifteamento da crosta continental com evolução para uma margem passiva. Magmatismo toleítico do tipo P-MORB com geração de proto-oceano. Os valores de ϵ_{Nd} indicam que são magmas mantélicos; sedimentação clástica de mar profundo por mecanismo de correntes de turbidez contemporânea com o magmatismo básico.

Os sedimentos são predominantemente continentais, representados por arcóseos ricos em plagioclásio, originados de fonte mista a partir de uma rápida erosão e sedimentação. A idade máxima desses sedimentos é em torno de 1200 Ma. Nova pulsação, em menor escala, de magmas toleíticos representados por diques de diabásio; 2- Estágio Compressivo - Inversão da bacia por atuação de um binário de direção N45°E / S45°W. Nessa fase ocorre um encurtamento crustal, dobramentos e desenvolvimento de foliação e xistosidade penetrativas. No início da deformação domina o cisalhamento puro que passa progressivamente ao cisalhamento simples, materializado por falhas transcorrentes as quais desenvolvem uma generalizada milonitização nas rochas do GNB. A edificação do orógeno se deu por deslocamento de massa de SW para NE, e ao que parece sem haver consumo de placas, tendo acontecido o ajuste final do processo orogênico por deslocamento lateral de blocos com cinemática sinistral. Essa estruturação foi imposta em regime transpressivo. Os dados geocronológicos resultantes do leucogranito anatótico gerado por fusão parcial dos metaturbiditos indicaram a idade de 1110 ± 8 Ma para esse evento metamórfico-deformacional.

Nesta fase foi gerado um magmatismo granítico (possivelmente por underplating de magmas básicos na base da crosta) manifestado por meio de duas pulsações. O mais antigo é representado pelo Granito Rio Branco, de posicionamento sintectônico ao desenvolvimento das transcorrências e que forneceu idade de 1113 ± 56 Ma. O pulso granítico mais novo foi posicionado em regime tardi a pós-tectônico e é representado pela

Suíte Granítica Rio Pardo, a qual apresenta similaridades com os granitos do Tipo A e com os Younger Granites de Rondônia e que forneceu idade de 1005 ± 41 Ma. Este último magmatismo marca o final do ciclo orogénético que atuou no extremo sudoeste do Cráton Amazônico, denominado de Orogenia Sunsás.

O resgate dos registros lito-estruturais da área estudada permite vincular o processo evolutivo das rochas do GNB com a Orogenia Sunsás, análoga ou uma possível extensão da Orogenia Grenvilliana no Continente Sul-Americano. Esses orógenos promoveram a interação de massas continentais no limiar de Mesoproterozóico dando origem ao supercontinente Rodínia.

A caracterização de uma importante acreção continental juvenil nesta porção meridional do Cráton Amazônico durante o período Esteniano, colocou em evidência uma nova concepção geotectônica e ampliou as perspectivas metalogénicas da região. Nesse sentido, as fortes evidências de mineralizações de sulfetos de Ni-Cu e EGP's, além de ocorrências sistemáticas de ouro, ambas associadas ou originadas do magma básico mantélico, torna o Grupo Nova Brasilândia um alvo prospectivo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A Evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus Homólogos do Hemisfério Norte. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, PE, SBG, v.6, p.2393-2399.
- BASEI, M.A.S. 1977. Idade do Vulcanismo Ácido-Intermediário na Região Amazônica. São Paulo, 133p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series using Multicationic Parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. 1978. A Correction Procedure for Metasomatism in an Archean Greenstone Belt. *Precambrian Res.*, 6: 235-248.
- BETTENCOURT, J.S.; LEITE JR.; PAYOLLA, B.L.; SCANDOLARA, J.E.; MUZZOLON, R. & VIAN, J.A.J. 1997. The Rapakivi Granites of the Rondônia Tin Province, Northern Brazil. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*. Excursions Guide. Salvador: CBPM/SGM, 162p. il., 3-31.
- BHATIA, M.R. 1983. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. *J. Geol.*, 91: 611-627.

- BHATIA, M.R. & CROOK, A.W. 1986. Trace Element Characteristics of Graywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 181-193.
- BONIN, B. 1990. From Orogenic to Anorogenic Settings: Evolution of Granitoids Suites after a Major Orogenesis. *Geological Journal.*, 25: 1-11.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.*, 53: 23-40.
- BUCHER, K. & FREY, M. 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Complete Revision of Winkler's Textbook. 6th Edition, Berlin, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 318 p.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S. & KAWASHITA, K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos Dados Geocronológicos. *In: CONGRESSO GEOLOGICO CHILENO*, 2, Santiago. Actas... Santiago, Chile, v.4, p.137-148.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The Geologic Evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12 (1-3):78-88.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. *In: Costa, M.L. (ed.), Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG, 437 p., p.15-90.
- CROOK, K.A.W. 1974. Lithogenesis and Geotectonics: the Significance of Compositional Variations in Flysh Arenites (Graywackes). *In: Dott, R.H. and Shaver, R.H. (Eds), Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. SEPM Spec. Pub. 19: 304-310.

- DICKINSON, W.R.; BEARD, L.S.; BRACKENRIDGE, G.R.; ERJAVEC, J.L.; FERGUSON, R.C.; INMAN, K.F.; KNEPP, R.A.; LINDENBERG, F.A. & RYBERG, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- GREEN, D.H.; EDGAR, A.D.; BEASLEY, P.; KISS, E. & WARE, N.G. 1974. Upper Mantle Source for some Hawaiites, Mugearites and Benmoreites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48: 33-43.
- HASUI, H. & ALMEIDA, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield Reviewed. *Episodes*, 8: 29-37.
- HOFFMANN, P.F. 1991. Did the Breakout of Laurentia turn Gondwanaland Inside-out? *Science*, 252: 1409-1412.
- LEAL, J.W.L. ; SILVA, G.H.; SANTOS, D.; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, C.A.C. & PINTO, A.C. 1978. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho; Geologia. Rio de Janeiro, 663p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16) p. 17-184.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. 1981. The Proterozoic History of Eastern Bolivia. *Precambrian Research.*, 15: 157-174.
- LOBATO, F. P. N. S.; APPEL, L. E.; DE GODOY, M. C. F. T. & RITTER, J. E. 1966. Pesquisa de Cassiterita no Território Federal de Rondônia. Relatório Final. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral. Rio de Janeiro, (125), 290p.
- MCLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R. 1991. Sedimentary Rocks and Crustal Evolution: Tectonic Setting and Secular Trends. *J. Geol.*, 99: 1-21.

- MORIMOTO, N.C. 1988. Nomenclatura of Pyroxenes. *Amer. Mineral.*, 73: 1123-1133.
- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites. *Geochim.Cosmochim. Acta.*, 38: 757-775.
- PAYOLLA, B.L.; KOZUCH, M.; LEITE, W.B., Jr.; BETTENCOURT, J.B. & VAN SCHMUS, W.R. 1998. U-Pb and Sm-Nd Isotopic Data of the Basement Rocks in the Eastern Part of the Rondônia Tin Province, Brazil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, Belo Horizonte, 1998. Anais... Belo Horizonte, MG, SBG/MG.
- PEARCE, J.A. 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. *In: Thorpe, R.S. (ed), Andesites. John Wiley & Sons, pp. 525-548.*
- PINTO FILHO, F.P.; FREITAS, A.F. de; MELO, C.F. de & ROMANINI, S.J. 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 4v.
- PLUMB, K.A. 1991. New Precambrian Time Scale. *Episodes.*, 14 (2): 139-140.
- ROMANINI, S.J. 1996. Projeto Platina/Rondônia. Prospecção geoquímica/aluvionar da área Rio Branco/Alta Floresta. Porto Alegre, Porto Velho. Relatório Interno, CPRM.
- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J. 1986. Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journ. Geology*, 94: 635-650.

- SANTOS, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C. 1984. A Parte Meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central). *In*: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, F.R.; Asmus, H.E. eds. Geologia do Brasil. Brasília, MME/DNPM. P. 93-127.
- SATO, H. 1977. Nickel Content of Basaltic Magma: Identification of Primary Magmas and Measure of the Degree of Olivina Fractionation. *Lithos.*, 10: 113-120.
- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais Eventos de Acreção Continental no Cráton Amazônico baseados em Idade Modelo Sm-Nd, calculada em Evoluções de Estágio Único e Estágio Duplo. *In*: Costa, M.L. (ed.), Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: FINEP/SBG, 437p., p.91-129.
- SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G.J.; BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L.E.S.; SILVA, C.R. & AMORIM, J.L. 1998. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia. Texto explicativo do Mapa Geológico do Estado de Rondônia. CPRM-Porto Velho (no prelo).
- SENGÖR, A.M.C. 1991. Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 years: Synopsis of a Tethyan Perspective. *In*: Hilde, T.W.C. and Carlson, R.L. (editors), Silver Anniversary of Plate Tectonics. *Tectonophysics*, 187: 315-344.

- SILVA, C.R.; BAHIA, R.B.C. & SILVA, L.C. 1992. Geologia da Região de Rolim de Moura - Sudeste de Rondônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, São Paulo, 1992. Resumos Expandidos... São Paulo, SP, SBG, v.1, p.152-153.
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for the Mantle Composition and Processes. *In: A. D. Saunders and M.J. Norry (eds.) Magmatism in the ocean basins*. London, Geol. Soc. London, p. 313-345.
- TASSINARI, C.C.G. 1993. Resultados Radiométricos pelos Métodos Rb/Sr e K/Ar de Rochas do Sudeste de Rondônia. Relatório Interno. CPRM. 9p.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R. & BETTENCOURT, J.S. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro - Juruena Province and tectonic implications. *International Geology Review*, 38: 161-175.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, 312p.
- TEIXEIRA, W. 1978. Significação Tectônica do Magmatismo Anorogênico Pré-Cambriano Básico e Alcalino na Região Amazônica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, PE, v.1, p. 477-490.
- THOMPSON, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107.

- WHALEN, J.B.; CURRIER, K.L. & CHAPPELL, B.W. 1987. A-type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407-419.
- YODER, H.S.Jr. & TILLEY, C.E. 1962. Origin of Basaltic Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. *Journal of Petrology*, 3: 342-532.

11

**UM GRAVE PROBLEMA ESTRATIGRÁFICO NA
REGIÃO DO ALTO SOLIMÕES**

Luciano Leite da Silva

IBGE – DIGEO/BA

ABSTRACT	451
RESUMO	451
INTRODUÇÃO	451
HISTÓRICO DA DIVISIBILIDADE E	
COMENTÁRIOS CRÍTICOS	452
DISCUSSÃO	456
RECOMENDAÇÕES	462
AGRADECIMENTOS	462
REFERÊNCIAS	463

ABSTRACT

The Solimões Cenozoic Stratigraphic Sequence has been target of a formal lithostratigraphic division without any theoretical or practical support. This division goes against the Stratigraphical Nomenclature Code. The historical report and the discussion of this division will be the main issue of this paper.

Keywords: Içá/Sanozama Formation; Solimões Formation; flood plain model.

RESUMO

A Seqüência Cenozóica Solimões vem sendo alvo de uma divisão litoestratigráfica formal sem nenhum suporte teórico ou prático. Esta divisão vai de encontro ao Guia de Nomenclatura Estratigráfica. O relato histórico e a discussão desta divisão serão o escopo deste trabalho.

Palavras- chave: Formação Içá/Sanozama; Formação Solimões; modelo de planície de inundação.

INTRODUÇÃO

A Região Ocidental da Amazônia, domínio do imenso Rio Solimões, é o palco da sedimentação de uma conspícua seqüência sedimentar a qual é chamada genericamente de “Seqüência Cenozóica Solimões”. Acredita-se que esta, no que concerne à sua litoestratigrafia, vem sendo alvo de divisões que

não têm sustentação de campo e que ferem freqüentemente o Guia de Nomenclatura Estratigráfica. O relato histórico, a discussão destas divisões, o problema da formalização da própria Formação Solimões e uma rápida abordagem crítica sobre a implementação de uma tectônica quaternária em seus domínios, serão os temas principais deste trabalho.

HISTÓRICO DA DIVISIBILIDADE E COMENTÁRIOS CRÍTICOS

Deve-se iniciar este breve histórico da divisibilidade da seqüência com o trabalho de Almeida (1974) que é um marco na sua evolução histórica. Este trabalho é um verdadeiro ponto de referência para os divisionistas. Começa-se afirmando que nas bacias do Alto Amazonas e Acre existiria um mega sistema de estratificações cruzadas com *foresets* de grande amplitude que controlava todo sistema hídrico da época. Os rios fluíam encaixados entre estas mega estratificações cruzadas que seriam enormes ondas de dimensões inimagináveis. Como registro de sua existência, o autor conseguiu reconhecer em imagens de radar um padrão de drenagem ao qual denominou de drenagem festonada. Com relação a este padrão de drenagem o que primeiramente deve ser contestado é a sua gênese. É totalmente inviável que uma estrutura sedimentar sin-genética como é a estratificação cruzada, ocorrendo em sedimentos quase sempre friáveis ou pouco consolidados, possa controlar os cursos d'água de um sistema fluvial. Deve-se ressaltar que *foresets* de dimensões gigantescas não ocorrem em um ambiente de planície de inundação onde os estratos cruzados são, em geral, de pequena a média amplitude. Por outro lado, os *foresets* são conseqüência e não controle de um tipo qualquer de drenagem. Como

corolário destas ilações, o autor individualizou e caracterizou uma unidade sedimentar terciária a qual cognominou de Formação Sanozama, Amazonas escrito de trás para frente em homenagem ao principal rio de seu pretérito sistema de drenagem. Este fluía em sentido contrário ao atual rio Amazonas, ou seja, de este para oeste, desembocando supostamente no atual Golfo de Guayaquil. Deve-se salientar que o rio Sanozama e seus tributários que depositaram a formação homônima em suas planícies de inundação, simplesmente não guardam registros nas rochas do Cenozóico da Região do Alto Solimões.

Como é possível que um rio principal e seus tributários, cujas planícies de inundação englobam em território brasileiro uma área de quase um milhão de quilômetros quadrados, não tenham deixado no terreno um único registro de suas existências? E mais, com o levantamento do Orógeno Andino atingindo o seu clímax no Mioceno Médio a Superior o rio Sanozama teria sido bloqueado e impedido por esta enorme barreira natural de desaguar como antes no Golfo de Guayaquil, já no Oceano Pacífico. Sendo assim, buscando um desaguadouro natural, agregou-se à bacia de inundação do rio Orinoco na figura de um simples tributário. Isto é possível? Na opinião do autor deste trabalho é algo inimaginável.

Apesar de seu total empirismo, a Formação Sanozama fez escola com um número considerável de adeptos que aceitaram-na como uma “verdade de campo” na ousada empreitada de dividir a Sequência Cenozóica Solimões em unidades litoestratigráficas formais. Dentre estes se pode citar Maia *et al* (1977) os quais endossam sem restrições todas as suposições de Almeida (1974) e, embasados nas mesmas vem a público, textualmente, criar a Formação Içá,

que só não chamaram de Sanozama pelo fato desta denominação não corresponder a nenhum acidente geográfico da região do Alto Solimões. Primeiramente, Maia *et al.* (1977, p. 93) afirmaram de forma simplista que há uma seqüência predominantemente arenosa Içá assente em discordância sobre uma seqüência pelítica Solimões. Em tópicos diversos, esta mesma seção é descrita pelos citados autores de uma forma muito mais pormenorizada, com uma gama apreciável de distintas litologias, tanto no concernente à Formação Içá, quanto à Formação Solimões, o que causa espécie. Assim é que para Maia *et al.* (1967, p. 81), os sedimentos da Formação Solimões estariam representados essencialmente por argilitos, siltitos e arenitos com intercalações locais de finos níveis de calcários, linhito e turfa. Estas litologias constituiriam camadas lenticulares de extensões variáveis cujas transições verticais e laterais se fariam, tanto de forma brusca, quanto gradacional. Ainda para os mesmos autores, a pretensa Formação Içá seria constituída por sedimentos macroclásticos (psamitos e psefitos) e microclásticos (siltitos e argilitos) que se encontrariam intercalados em locais onde a passagem de um termo a outro é às vezes brusca, denotando uma variação de energia na época de deposição (Maia *et al.* 1977, p. 99). Deve-se salientar que intercalar significa misturar, entremear, etc.

Pela descrição supra dos dois pacotes sedimentares, observa-se que ambos possuem praticamente os mesmo litotipos com algumas diferenças a nível secundário e exibindo os mesmos relacionamentos. Com então separá-los se não existe continuidade, nem vertical, nem lateral, entre os seus constituintes litológicos? Como, por exemplo, separar um argilito pretensamente rela-

cionado à Formação Içá de um congênere pertencente à Formação Solimões quando ambos se contatarem? Como separar e diferenciar um depósito de barra em pontal da Formação Içá de um similar proveniente da Formação Solimões? E com relação aos depósitos de transbordamento? Como separá-los? São perguntas que devem ser formuladas aos divisionistas. Para o autor deste trabalho seria o mesmo que separar o joio do joio e o trigo do trigo. Em tese, o que se advoga neste presente momento é que dois hipotéticos pacotes sedimentares de mesmo ambiente deposicional (fácies fluvial de planície de inundação) são indivisíveis. Com relação a discordância que individualiza esta pretensa Formação Içá/Sanozama da Formação Solimões, é definida no texto de forma dúbia, ora como erosional, ora como paralela. A discordância erosional separa duas unidades de rochas estratificadas e paralelas, exibindo uma superfície de erosão entre ambas. Considera-se improvável que em uma seqüência sedimentar depositada em ambiente fluvial da fácies de *flood plain*, ambiente de variação de alta e baixa energia, cíclico e seqüencial, possa existir um hiato tão grande de deposição a ponto de configurar uma superfície de erosão. Ter-se-ia que pressupor uma parada total do regime fluvial, do seu fluxo hídrico, por alguns milhares ou milhões de anos, o que é totalmente inverossímil.

Sendo assim, persiste-se na incredulidade com relação a existência desta discordância que teria de ser contínua e de grande extensão a ponto de configurar uma relação de contato. A discordância paralela é ainda mais difícil de ser caracterizada, pois requer análise paleontológica acurada de ambas as seqüências justapostas. Além do mais, ao se consultar o trabalho de Maia *et al* (1977, p.104), verifica-se que “não há constatação de indícios fossilíferos na

Formação Içá". Como então os autores definiram esta discordância paralela? Em síntese, o trabalho de Maia *et al.* (1977), no concernente às litologias, comportamento espacial e relações de contato desta hipotética Formação Içá/Sanozama, é extremamente dúbio. Todavia está sendo o trabalho de referência de todos aqueles que insistem em dividir formalmente a seqüência.

DISCUSSÃO

Por tudo que foi abordado sobre os trabalhos aqui arrolados, considera-se de suma importância o debate sobre a Estratigrafia da Região do Alto Rio Solimões. E o Sexto Simpósio de Geologia da Amazônia (SGA - Manaus, 1999) foi um excelente fórum desta discussão. Vê-se com preocupação o fato de muitos colegas geólogos insistirem ainda na divisibilidade e formalização desta seqüência, apoiados nos autores aqui já mencionados que infelizmente criaram esta verdadeira aberração estratigráfica que é a Formação Sanozama/Içá (é a mesma unidade com denominações diferentes). A verdade é que esta divisão não tem nenhum fundamento de campo ou prático no que tange às relações de contato, litologias, comportamento espacial dos litotipos e diferença de ambiente de deposição. É uma flagrante afronta ao Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986). Este, em seu artigo que versa sobre a natureza das unidades litoestratigráficas assevera que uma formação pode conter litologias de um ou mais tipos ou com composição litológica heterogênea mas que constitua por si mesma um caráter distintivo das unidades litoestratigráficas adjacentes (art. B-4, parágrafo 01). Não existe este caráter distintivo entre as

Formações Içá e Solimões. Ambas têm os mesmos litotipos, as mesmas correlações litológicas e a mesma gênese deposicional. Onde se situa a seção tipo? Onde estão os estratotipos de referência, seções auxiliares e incompletas subordinadas à seção tipo? Os autores, que adotam a subdivisão formal, baseiam-se nestas bibliografias e nos sensores remotos afirmando existirem “padrões fisiográficos anômalos” como se a seqüência não fosse aquela configurada às expensas de um dos mais dinâmicos ambientes de sedimentação de que se tem notícia, o Ambiente Fluvial de Planície de Inundação. Este ambiente é cíclico e ciclópico, caracterizado por grandes cheias e vazantes. Os ciclos deposicionais contínuos e repetitivos são conhecidos como ciclotemas e formados às custas dos depósitos de barra em pontal e de transbordamento onde toda a seção de um ciclo individual de preenchimento do vale fluvial, da base do canal à bacia de inundação, se deposita quase que concomitantemente (Medeiros *et al.* 1971).

Por vezes, um ciclotema ao ser elaborado destrói parte do seu antecessor ou quando muda de curso arrasa porções de antigas estruturas fluviais pertencentes a ciclos pretéritos, numa verdadeira autofagia, isto é, um processo que o torna devorador de si mesmo. Esta ação, no decorrer do tempo, deixou o seu registro indelével nas rochas da região. Esta enorme variação de energia redundou no comportamento variável, ora abrupto, ora gradacional, dos litotipos ao longo de toda a seqüência, tanto na vertical, como na horizontal (variações laterais). É óbvio que este comportamento deposicional é refletido na superfície. Daí a grande variação de padrões nos sensores.

Vale salientar que o palco desta ação criadora é a atual planície de inundação. Na mesopotâmia, os registros das antigas estruturas fluviais, como cicatrizes de meandros, encontram-se mascarados por uma intensa pedogênese o que dificulta sobremaneira a sua visualização. Cicatrizes de meandro são estruturas das mais comuns ao longo de todo o ciclo deposicional, não servindo em hipótese alguma de parâmetro de separação entre as Formações Solimões e Içá, como defendem alguns geólogos.

Pelo exposto, quando se lê em Maia *et al.* (1977, p.101), que o contato da Formação Içá em imagem de radar é “facilmente delimitado” por apresentar “um padrão de drenagem dendrítico a sub-dendrítico bem definido”, vê-se o total desconhecimento dos citados autores no concernente às implicações que o regime de cheias e vazantes tem na morfologia, configuração estrutural e espacial dos depósitos de planície aluvial.

Por outro lado, deve-se novamente enfatizar o problema das claras “diferenças litológicas” relatadas por Maia *et al.* (1977, p.102) entre as unidades Içá e Solimões. Estes autores, baseados em perfis compostos de furos de sondagem, atestam que a Formação Solimões tem litologias redutoras, granulometria fina, argilosas, em contraste com a Formação Içá de litotipos mais grosseiros, porosos e pouco argilosos. Novamente vê-se a situação dicotômica e equivocada de que existem dois pacotes bem distintos, um argiloso e redutor (Solimões) coberto por outro predominantemente psamítico e oxidante (Içá). A contestação desta divisão pode ser baseada inclusive em trabalhos posteriores advindos da própria CPRM como, por exemplo, o Projeto Serra do Imeri (CPRM/SUREG-MA 1993) que exhibe seção geológica representativa da pretensa Formação Içá e que respalda esta contestação.

Nesta, observa-se de forma cabal o extremo inter-relacionamento dos termos litológicos pelíticos e psamíticos da citada formação compondo duas unidades faciológicas denominadas pelos mentores do referido projeto de “unidade psamo-pelítica-conglomerática” que se sobrepõe a uma “unidade pelítico-arenosa”. Sendo assim, pode-se indagar então: onde está a seqüência eminentemente psamítica que tão bem caracteriza a pretensa Formação Içá/Sanozama? Por ocasião do Sexto Simpósio de Geologia da Amazônia realizado na cidade de Manaus-AM (1999), foi proferida palestra pelo autor deste trabalho em defesa da tese da inconveniência da divisão formal da Seqüência Cenozóica Solimões. Nos debates que se seguiram, nada de pertinente foi colocado que pudesse modificar a tese em epígrafe. Um dos presentes afirmou que seria adepto da divisão formal da seqüência por achar “existir sobre a Formação Solimões um pacote psamítico mais oxidante”. Ora, pacotes psamíticos oxidantes existem ao longo de toda a seqüência como também pacotes pelíticos redutores. Os depósitos de point bar tendem a ser oxidantes ao contrário dos depósitos de várzea que por conterem mais matéria orgânica tendem a formar ambientes redutores. Ambos os pacotes são depositados quase que concomitantemente.

Ainda com relação à hipotética Formação Içá/Sanozama a sua evolução histórica é aquela obra ficcional já descrita e comentada em tópico anterior, a qual relata que o imenso caudal amazônico fluiu em direção ao rio Orinoco. De tão inverossímil, só vem alicerçar ainda mais a tese aqui defendida da inexistência da referida unidade.

Por outro lado, levando-se em consideração a indivisibilidade da seqüência, deve-se falar do grave problema de definição dos limites de topo e base da também pretensa Formação Solimões. Diz-se “pretensa” porque à luz do Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986) esta unidade não poderia ser formalizada por apresentar problemas de definição nas suas relações de contato com as unidades subjacentes e sobrejacentes. Partindo-se da premissa de que toda a seqüência foi formada por incontáveis ciclos fluviais e que um ou mais destes ciclos completos (ciclotemas) são praticamente impossíveis de serem observados em escala de afloramento ou até mesmo em sessões lineares, torna-se ingrata a tarefa de se configurar um estratótipo de limite superior para a Seqüência plio-pleistocênica Solimões. Na realidade, torna-se muito difícil – quiçá impossível – discernir-se um ciclo fluvial pleistocênico – topo hipotético da Formação Solimões – de um outro que lhe é imediatamente superior e holocênico. As litologias, estruturas e o comportamento espacial aliado ao fenômeno do retrabalhamento entre os ciclos (autofagia) não permitem a separação e a identificação de contatos entre eles. Além do mais, o atual ciclo fluvial será acrescido à Formação Solimões assim que um novo ciclo começar e assim sucessivamente em seu interminável processo de acréscimo lateral e vertical.

Com relação ao seu limite basal a unidade assenta-se discordantemente sobre o embasamento em uma relação de contato visível até em escala de afloramento. Já com os red beds tectonizados da Formação Ramon (Bouman 1959) existe uma falta total de informação, quer verbal, quer textual sobre o assunto o que impossibilita uma maior definição sobre esta relação de contato em um de seus grandes compartimentos tectônicos, a Bacia do Acre.

Finalizando, deve-se salientar aqui um fato que está causando grande polêmica entre aqueles que, como o autor deste trabalho, labutou nesta imensa seqüência sedimentar aluvial. É a importância que os neo-tectonistas estão dando à referida seqüência no concernente ao registro conspícuo de uma tectônica quaternária impressa sobre os seus tratos. Observa-se em alguns novos mapas geológicos da área em pauta, a existência de fraturamentos e até mesmo falhamentos que exibem inclusive o sentido de seus deslocamentos direcionais, a orientar a rede de drenagem secundária. Indaga-se como é possível que isto possa vir a acontecer se a esmagadora maioria das drenagens secundárias da região do Alto Solimões apresenta um padrão sub-dendrítico a dendrítico que refletem, de forma insofismável, uma tropia multidirecional o que é atestado inquestionável de que não existe controle estrutural. E mais, os rios que constituem a sua drenagem principal apresentam um padrão meandrante, a modificar corriqueiramente os seus cursos, deixando um registro marcante deste processo através dos cut offs e neck cut offs os quais originaram as cicatrizes de meandros abandonados. Nada também tem a ver este processo com qualquer controle estrutural, mas sim com os diferentes graus de coesão das rochas de suas planícies de inundação. Pois estes rios de primeira grandeza tornaram-se verdadeiras “dorsais meso-oceânicas” tal o número de falhas e estruturas outras ali cartografadas. E, ao se considerar, ainda, que tudo isto foi configurado no Quaternário e sobre uma seqüência sedimentar que em muitos locais chega a ter mais de um milhar de metros de espessura de sedimentos essencialmente dúcteis, chega-se a conclusão que é um processo tectônico cuja veracidade é altamente discutível.

RECOMENDAÇÕES

Diante de tudo o que foi exposto, levando-se também em consideração os problemas que a unidade ainda tem para a sua formalização à luz do *Guia de Nomenclatura Estratigráfica* recomenda-se aqui a indivisibilidade da seqüência em unidades litoestratigráficas formais e a proposição de chamá-la informalmente, em um caráter meramente temporal e descritivo, de “Seqüência Cenozóica Solimões”.

Recomenda-se, ainda, tomar muito cuidado com o imprint da tectônica quaternária na área em lide que no entender do autor está supervalorizada em alguns trabalhos.

Por fim, faz-se necessário aconselhar às novas gerações de geólogos que muitas vezes a tentativa de se modificar a Litoestratigrafia e a Tectônica de uma área sem uma boa bagagem teórica e de campo, sem bom senso e sem respeitar, no caso da Estratigrafia, o *Guia de Nomenclatura Estratigráfica*, faz da inovação não um progresso, mas sim um enorme retrocesso.

AGRADECIMENTOS

Na oportunidade, agradecer ao eminente geólogo Mário Vicente Caputo, profundo conhecedor da Seqüência Cenozóica Solimões, a revisão e as sugestões por ele formuladas as quais só vieram enriquecer o texto deste trabalho.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, L. F. G. de 1974. A drenagem festonada e o seu significado fotogeológico *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Resumo... Porto Alegre, RS, SBG. Boletim 1, p. 274 - 276.
- BOUMAN, Q. C. 1959. Semi detailed geologic reconnaissance of the central portion of the Serra do Moa anticline, northwestern, Territorio do Acre. Belém, Petrobrás, 33p. (Relatório Interno 292 – A).
- MAIA, R.G.N.; GODOY, H.K.; YAMAGUTI, H.S.; MOURA, P.A. de; COSTA, F.S.F. da; HOLANDA, M.A. de & COSTA, J. de A.. 1977. Projeto Carvão no Alto Solimões. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 11 v.
- MEDEIROS, R.A.; SCHALLER, H. & FRIEDMAN, G.M. 1971. Facies sedimentares, análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. PETROBRÁS/CENPES, 124p.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA, H.; FÚLVARO, V.J. & PONÇANO, W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. Revista Brasileira de Geociências, 16: 372-415.

Apoio Editorial



Patrocínio



ISBN 85 - 88692 - 01 - 5



9 788588 692015



SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
- NÚCLEO NORTE -