

**MARCONDES LIMA DA COSTA
RÔMULO SIMOES ANGÉLICA**
(Coordenadores)

**CONTRIBUIÇÕES À
GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**

**CONTRIBUIÇÕES À
GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**

**MARCONDES LIMA DA COSTA
RÔMULO SIMOES ANGÉLICA**
(Coordenadores)

1997



Contribuições à

Geologia da Amazônia

Contribuições à

Geologia da Amazônia

*Panorama do conhecimento geológico por ocasião do
V Simpósio de Geologia da Amazônia
em Belém do Pará, de 27 de maio a 2 de junho de 1996*

Coordenadores

MARCONDES LIMA DA COSTA

Pesquisador I-A do CNPq
Professor Adjunto IV do Departamento de Geoquímica e Petrologia
Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará
Av. Augusto Correa, 1, 66075-110, Belém-PA
e-mail: mlc@ufpa.br

RÔMULO SIMÕES ANGÉLICA

Pesquisador 2-C do CNPq
Geólogo da CPRM - *Serviço Geológico do Brasil*
Av. Dr. Freitas 3645, 66095-110 Belém-PA
e-mail: angelica@ufpa.br

FINEP
SBG-NO

1997
Belém, Pará, Brasil

C 837 c COSTA, Marcondes Lima da, coord.

Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: FINEP/SBG.
Núcleo Norte, 1997.

x, 437 p.: mapa, pranchas e fotografias coloridas e P & B
(Panorama do conhecimento geológico por ocasião do **V
Simpósio de Geologia da Amazônia**, em Belém do Pará, de
27 de maio a 02 de junho de 1996)

ISBN: 85-247-0164-1

1. GEOLOGIA 2. AMAZÔNIA I. ANGÉLICA, Rômulo Simões,
coord. II. Título.

CDD: 558.11

CDU: 55(811)

O trabalho dos coordenadores deste livro consistiu de criação, diagramação, edição de arte, composição, paginação, motivo e "layout" da capa, além da revisão técnica e editorial 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 - 1997 (1.000 exemplares)

ISBN: 85-247-0164-1

APRESENTAÇÃO E AGRADECIMENTOS

O *V Simpósio de Geologia da Amazônia (VSGA)*, transcorrido em maio de 1996, em Belém do Pará, foi inquestionavelmente um grande sucesso, com maciça participação da comunidade geológica, que demonstrava uma satisfação incontida de ser partícipe de um evento técnico-científico e social pujante, alegre e atual. Essa participação se estendeu até a última palestra do evento. Concorreu para esse sucesso o apoio incondicional de instituições do governo federal e empresas de mineração.

O sucesso do evento demonstrou que a geologia na Amazônia continua ainda viva e laboriosa, mesmo diante dos últimos anos de poucos investimentos no setor mineral, e as perspectivas atuais para novos investimentos em pesquisa na região, e no país, apagam o sentimento de apreensão que se apoderava da comunidade geológica, relegada a um plano inferior, e até mesmo sendo culpada por desmazelas ambientais e de promover apenas grandes “buracos” e desníveis sociais. O novo ar progressista foi antecipado pela Comissão Organizadora do *VSGA*, que já em sua primeira circular, e nas que lhe sucederam, procurou enaltecer esse novo ciclo da atividade geológica e mineral na Amazônia, e no país. Diante desse novo quadro otimista, a Comissão Organizadora, lançou a si mesmo mais um desafio, qual seja, o de publicar na forma de livro, as principais contribuições apresentadas no *VSGA*. O empurrão final foi dado pela colega Adriana Maria Coimbra Horbe, empolgada com a experiência adquirida durante o duro trabalho de editoração do livro de *Resumos do VSGA*, prontificando-se a participar desta empreitada. Sua recente transferência para a Universidade do Amazonas, em Manaus, impediu-a de participar dos trabalhos de editoração do livro. Além do apoio da Adriana, nos deixamos empolgar pelos recursos liberados pela FINEP e pelo folgado saldo credor obtido com a realização do *VSGA*.

Dos 106 trabalhos apresentados no Simpósio, recebemos 17 trabalhos completos. Todos foram submetidos a revisores de renome nacional, a maioria a dois revisores e alguns a três, e, apenas três trabalhos não foram aceitos. Vinte revisores, provenientes de várias instituições e empresas do Brasil, participaram prontamente dessa árdua tarefa, em tempo recorde. Essa taxa de trabalho é compatível com a observada em eventos de igual natureza. O conteúdo está longe de representar uma síntese da Geologia da Amazônia, mas apresenta contribuições de pesquisadores de 15 instituições de ensino-pesquisa e de pesquisa mineral no Brasil e no exterior: USP, UNESP, UFPa, UA, Pennsylvania State University (EUA), Universität Halle-Wittemberg (Alemanha), CPRM (Belém/Manaus/Porto Velho), MPEG, Field Museum (Illinois-EUA), DOCEGEO, CVRD, SECTAM e SETEGEO.

Esperamos que o presente livro, *Contribuições à GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, seja um estímulo a divulgação do conhecimento geológico da Amazônia, conclamando a comunidade geológica regional, nacional e internacional a sintetizar esse conhecimento, ainda disperso nos mais diversos eventos e recantos, e até mesmo enclausurado em relatórios e monografias. Gostaríamos assim de aqui deixarmos semeado o primeiro número de uma possível série de publicações, sob a forma de livro ou número especial de periódico nacional ou internacional, retratando o conhecimento geológico divulgado nos Simpósios de Geologia da Amazônia ou evento equivalente.

Somos plenamente cientes das limitações de seu conteúdo, que não tem a pretensão de ser um marco sobre a geologia da Amazônia, como um julgamento apressado poderia supor, mas acreditamos que se trata de um trabalho importante, que poderá subsidiar o avanço das pesquisas, provocar muitas discussões e enriquecer a pesquisa geológica, e servir de incentivo a publicação de obras muito mais ricas do que esta.

APRESENTAÇÃO E AGRADECIMENTOS

O V *Simpósio de Geologia da Amazônia (VSGA)*, transcorrido em maio de 1996, em Belém do Pará, foi inquestionavelmente um grande sucesso, com maciça participação da comunidade geológica, que demonstrava uma satisfação incontida de ser partícipe de um evento técnico-científico e social pujante, alegre e atual. Essa participação se estendeu até a última palestra do evento. Concorreu para esse sucesso o apoio incondicional de instituições do governo federal e empresas de mineração.

O sucesso do evento demonstrou que a geologia na Amazônia continua ainda viva e laboriosa, mesmo diante dos últimos anos de poucos investimentos no setor mineral, e as perspectivas atuais para novos investimentos em pesquisa na região, e no país, apagam o sentimento de apreensão que se apoderava da comunidade geológica, relegada a um plano inferior, e até mesmo sendo culpada por desmazelas ambientais e de promover apenas grandes “buracos” e desníveis sociais. O novo ar progressista foi antecipado pela Comissão Organizadora do VSGA, que já em sua primeira circular, e nas que lhe sucederam, procurou enaltecer esse novo ciclo da atividade geológica e mineral na Amazônia, e no país. Diante desse novo quadro otimista, a Comissão Organizadora, lançou a si mesmo mais um desafio, qual seja, o de publicar na forma de livro, as principais contribuições apresentadas no VSGA. O empurrão final foi dado pela colega Adriana Maria Coimbra Horbe, empolgada com a experiência adquirida durante o duro trabalho de editoração do livro de *Resumos do VSGA*, prontificando-se a participar desta empreitada. Sua recente transferência para a Universidade do Amazonas, em Manaus, impediu-a de participar dos trabalhos de editoração do livro. Além do apoio da Adriana, nos deixamos empolgar pelos recursos liberados pela FINEP e pelo folgado saldo credor obtido com a realização do VSGA.

Agradecemos a participação de todos os autores que confiaram no nosso trabalho e contribuíram para que essa obra se tornasse realidade. Agradecemos a FINEP pelo financiamento da impressão desse livro, que foi ainda apoiada pelos recursos de caixa do VSGA, que representam o apoio de toda a comunidade geológica participativa e das empresas de mineração que contribuíram para o VSGA (CNPq, CAPES, FIEPA, PETROBRÁS, UFPA, CVRD, Mineração Rio do Norte, CPRM, CADAM, DOCEGEO, BASA, ICOMI, Rio Tinto Desenvolvidores Minerais Ltda e Água Mineral Santa Felicidade). Registramos também os nossos agradecimentos a Elias Leão Moraes, que deu tudo de si durante os trabalhos de editoração deste livro.

Estamos abertos a todas críticas e sugestões construtivas que venham aperfeiçoar a nossa vivência profissional e engrandecer a ciência geológica na Amazônia.

Santa Maria de *Belém* do Grão-Pará, junho de 1997

Marcondes Lima da Costa
Rômulo Simões Angélica
(Os Coordenadores)

REVISORES

Alcides N. Sial, IG/UFPE
Cândido V. Moura, CG-UFPA
Cláudio G. Porto, IG-UFRJ
Cleverson Guizan Silva, LAGEMAR-UFF
Fernando J. Althoff, UNISINOS
Hilton T. Costi, CPGG-UFPA
Ian McReath, IG-USP
Jair Carlos Koppe, IG-UFRGS
João Batista Sena Costa, CG-UFPA
Kenitiro Suguio, IG- USP
Maamar El-Robrini, CG-UFPA
Marcelo Martins Neto, DEGEO-UFOP
Maria Telma Lins Faraco, CPRM-Belém
Mário Ivan C. de Lima, IBGE-Belém
Mário V. Caputo, CG-UFPA
Milton L. L. Fermo, IG-UFRGS
Setembrino Petri, IG-USP
Tomas Scheller, CG-UFPA
Yociteru Hasui, IGCE-UNESP
Xafi da Silva Jorge João, CPRM-Belém

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO E AGRADECIMENTOS	v
REVISORES	viii
SUMÁRIO	ix
1 The influence of geology on soils, biota and the human occupation of Amazonia	
<i>A. C. Roosevelt</i>	01
2 Evolução geológica da Amazônia	
<i>J. B. S. Costa, Y. Hasui</i>	15
3 Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo	
<i>K. Sato, C. C. G. Tassinari</i>	91
4 São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR ?	
<i>S. R. B. Huhn, J. A. S. Nascimento</i>	143
5 Elemental and oxygen isotope variations in Archean mafic rocks associated with the banded iron-formation at the N4 iron deposit, Carajás, Brazil	
<i>J. B. G. Teixeira, H. Ohmoto, D. H. Egglér</i>	161
6 Comportamento magnético e natureza dos minerais opacos do maciço granítico arqueano Xinguara, Sudeste do Pará	
<i>A. A. S. Leite, M. A. B. M. Figueiredo, R. Dall'agnol</i>	205

7	Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim no Estado do Amazonas	
	<i>M. E. Almeida</i>	223
8	Facies analysis of the lower succession of the Upper Itapecuru Formation, São Luís Basin, Northern Brazil	
	<i>D. F. Rosseti</i>	241
9	Depósitos costeiros influenciados por tempestades e marés da Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba	
	<i>A. M. Goes, A. M. Coimbra, A. C. R. Nogueira</i>	285
10	A influência das variações do nível do mar na sedimentação da planície costeira bragantina durante o Holoceno - Nordeste do Estado do Pará	
	<i>P. W. M. Souza Filho, M. El-Robrini</i>	307
11	Lateritização imatura sobreposta a lateritos maduros em Mãe do Rio, Estado do Pará	
	<i>M. L. Costa, A. M. C. Horbe, E. L. Moraes</i>	339
12	Expansão urbana e seus efeitos danosos ao meio ambiente da ilha do Atalaia - Salinópolis/PA	
	<i>A. C. Mendes, M. S. Silva, L. E. C. Faria Jr.</i>	359
13	Determinação quantitativa por difração de raios X de caulinita e quartzo em caulins da Amazônia	
	<i>J. Göske, W. K. Schuckmann, M. L. Costa, M.L., H. Pöllmann, R. S. Angélica</i>	397
14	Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós	
	<i>M. T. L. Faraco, J. M. A. Carvalho, E. L. Klein</i>	423

**THE INFLUENCE OF GEOLOGY ON SOILS, BIOTA,
AND THE HUMAN OCCUPATION OF AMAZONIA**

Anna C. Roosevelt

Anthropology Department, Field Museum and
University of Illinois at Chicago
Roosevelt Road at Lake Shore Drive
60605 Chicago, Illinois, USA

ABSTRACT	02
INTRODUCTION	02
CONTRIBUTION TO PALEOECOLOGY	03
INFLUENCE ON MODERN BIOTA	03
INFLUENCE ON THE HUMAN OCCUPATION	05
RELEVANCE TO SUSTAINABLE DEVELOPMENT	08
CONCLUSIONS	12
Acknowledgements	12
REFERENCES	12

ABSTRACT

Geological processes and patterning are of relevance in archaeology and anthropology for understanding land use and settlement pattern and for analyzing chronology and craft production systems. Information about geology can assess sustainable agriculture and fishing. The history of Amazonian habitats is yet poorly documented and has not been broadly involved in the elucidation of Amazonian paleoecology. Geological substrates help to determine the characteristics of biota in present-day ecosystems. Geological information can elucidate many problems related to dating, source areas for lithics and gemstones, mineral pigments, the anthropogenic *terras pretas do índio* and the interaction of native Amazonians with European colonists. It may be of interest in the future to foster training and degree programs focusing on the surface of geology with biodiversity research and applications in the Amazon region.

INTRODUCTION

Geology is a significant factor in the patterning of soils, biota, and the human occupation of Amazonia.

It is impossible to understand the factors involved in the functioning of ecosystems without considering the geology of an area. Geological processes help to determine the character of soils, topography, water quality, and hydrological patterns. By strongly influencing nutrient availability and moisture-holding aspects of soils, geology affects the patterning of soil fauna and vegetation. By affecting vegetation patterns, geology is, in turn, an important factor in faunal distributions. Geological processes and patterning are of relevance in archaeology and anthropology, both for understanding land use and settlement patterns and for analyzing chronology and craft production systems. Finally, without basic information about geology, the potentials for sustainable agriculture and fishing cannot be adequately assessed.

In these ways, the disciplines of geology have a potential for generating data relevant to many other fields of research, both basic and applied.

CONTRIBUTION TO PALEOECOLOGY

The history of Amazonian habitats is of theoretical and practical relevance and yet is poorly documented. Paradoxically, geology, which could be a main source of data, has not been broadly involved in the elucidation of Amazonian paleoecology. For the most part, habitat change has been investigated through biogeography and palynology. However, palynology presents interpretive problems when used alone for this purpose, and biogeography is hardly direct evidence of ecological change, by itself. For example, without geological, geochemical, vertebrate paleontological, and geomorphological studies, pollen cores are difficult to date and interpret for comprehensive habitat reconstruction. Palynology can give more definitive information about past environments when accompanied with water quality research, stable isotope analysis, identification and dating of paleontological macrospecimens, and sedimentology. For example, both the taxa and the negative stable carbon isotope ratios of trees living at Monte Alegre, Pará, between 11,000 and 10,000 years ago Brazil revealed the presence of closed-canopy tropical rain forest where long-term cutting and burning since the European conquest have opened forests and created savanna woodland (Roosevelt *et al.*, 1996).

In addition, knowledge of geological substrates' effects on soils provides clues to the ability of vegetation to survive past periods of adverse climate. Geophysical survey of large scale elements of landforms is an additional aid for paleoenvironmental reconstruction (Figure 1).

INFLUENCE ON MODERN BIOTA

Geological substrates effect on soil chemistry and texture, topography, and hydrology also help to determine the characteristics of biota in present-day ecosystems. Plants are directly affected by soils' nutrient content and water holding capacity. The substrate's effect upon plant communities can be to interfere with the effects of climate. Thus, the presence of deep, sandy soils in many areas allows for the development of



Figure 1 - The paleochannels visible in the Brazilian Radam map of northeastern Marajó Island record the existence of earlier Holocene rivers that no longer run today (Roosevelt, 1991).

savannas even under high rainfall regimes because the soils have negligible ability to hold water and nutrients. Examples of such savannas can be found in many parts of Amazonia: the upper Rio Negro, Monte-Alegre/Santarém region, and the interior of Guyana. Elsewhere, the presence of nutrient-poor, impermeable clays has comparable vegetation effects because the contact of plant roots with ground water sources is impeded. Areas with such clayey deposits include the upper Xingu river, the Bolivian Llanos de Mojos, much of Roraima, and Marajó Island. On the other hand, sand-filled channels cut into such clays catch and serve as perennial aquifers, even in areas with long, rainless seasons and are perennial aquifers (Figure 2) (Lourenço and Dias, 1983).

INFLUENCE ON THE HUMAN OCCUPATION

At present the timing and nature of the human occupation are under active debate, due to dating and documentation problems that geological research can elucidate (Figure 3). In particular, we need to look more closely at the effects of geological patterns on radiocarbon dating results. The presence of pre-human carbon from petroleum, lignite, and limestone need to be recognized and evaluated in dating programs. For example, geochemical and geochronological analysis of carbon in various materials from the pottery shellmound site at Taperinha, Pará, Brazil showed that the initial occupation at the site dated between 7,000 and 6,000 years ago regardless of the type of material (Roosevelt *et al.*, 1991).

The identification of mineral sources for utilitarian artifacts as well as objects of value is critical for studies of prehistoric trade. Further, the distribution of rocks for lithics, gemstones (Figure 3), and clay and minerals for pigments and for pottery has rarely been investigated empirically. Petrographic and gemological analyses are just two of many mineralogical techniques for investigation of minerals in archaeological sites (Roosevelt *et al.*, 1996).

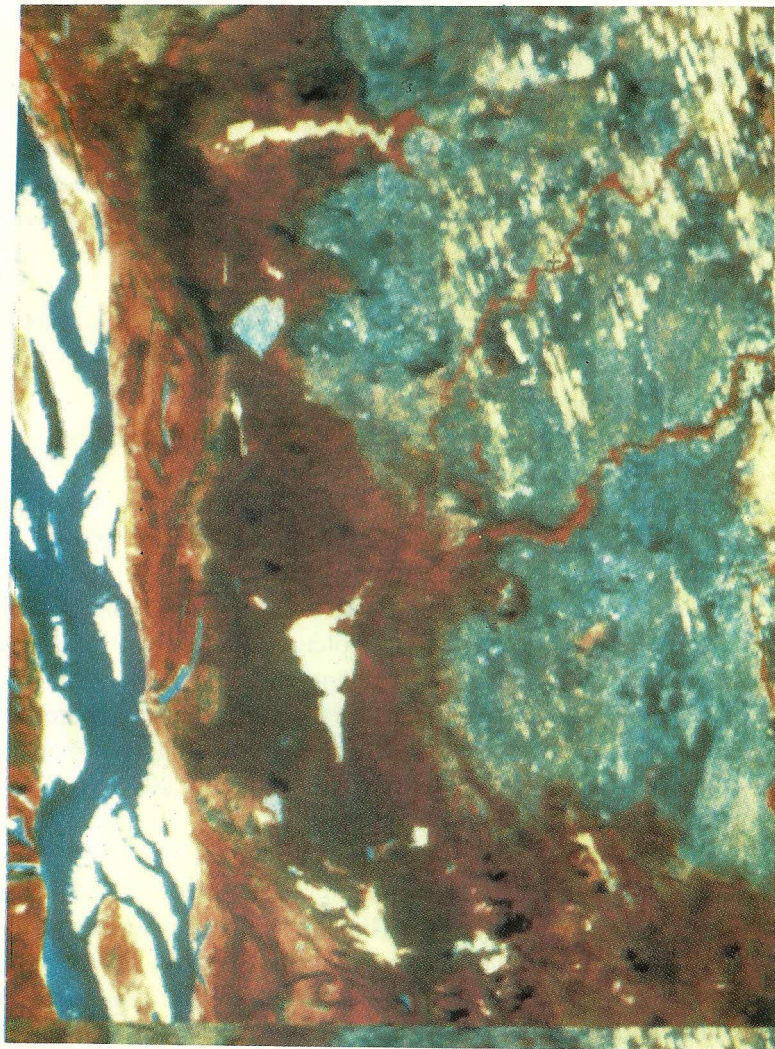


Figure 2 - The Landsat multispectral false-color infrared image of middle Orinoco vegetation in Venezuela in the advanced photosynthesis along the Orinoco main channel but suspended photosynthesis on the compacted clays of its outer floodplain (Roosevelt 1997).



Figure 3 - The geological sources of the gem-quality greenstones that the ancient people of the Santarém culture carved into personal ornaments pendants have not yet been identified. Collections of the Museu Paraense Emilio Goeldi (De La Penha et al., 1986).

Research questions about the population distributions, settlement patterns, and land-uses of ancient Amazonians have been elucidated by geochemical and geophysical studies of archaeological sites. In particular, the characteristics of anthropogenic "terras pretas do Índio" have been revealed by geochemical studies (Kern, 1996), and occupation facilities have been discovered and mapped with geophysical surveys (Figure 4) (Lourenço, 1985; Roosevelt, 1991).

Questions about the interaction of native Amazonians with European colonists also can be elucidated with geological information, because the colonists sought to extract certain mineral as well as human and biological resources.

RELEVANCE TO SUSTAINABLE DEVELOPMENT

Geology can also contribute in several ways to the study and implementation of sustainable development projects.

In a region too large to be adequately investigated pedologically or agronomically, knowledge of geological substrates gives valuable proxy information about soil quality for agriculture or forest conservation. Soils with good nutrient stores and nutrient- and moisture-holding capacity are apt for the intensive cultivation, which can lessen production pressures on areas with weaker soils (Figure 5).

Knowledge of sources of gold, silver, gems, iron, salt, and bauxite is also needed for investigation of questions of sovereignty over natural resources and for the protection of reserves. Geological substrates that support valuable endemic plant communities or create rock features such as mountains (Figure 6), hot springs, and quarries are of interest for sustainable development through ecotourism.



Figure 4 - The Terra Preta in the photograph is Alter do Chão, Pará, Brazil, a late prehistoric site of the Santarém culture.



Figure 5. Limestone quarry, Monte Alegre municipality, Pará, Brazil. Extensive Paleozoic limestone and sandstone strata that run along the Amazon mainstream between Manaus and Belém in Pará, Brazil not only foster rich and moisture retaining soils but also quarries and cave and butte formations of ecotouristic interest).



Figure 6 - Paleozoic sandstone formations. Monte Alegre municipality, Pará, Brazil. The buttes, caves, and rock paintings of Monte Alegre are important resources for future sustainable development through ecotourism in the Amazon.

CONCLUSION

The clear value of geology in research and applications in a broad range of other fields is an incentive for more communication and collaboration between geologists and other scientists. Further, it may be of interest in the future to foster training and degree programs that focus on the interface of geology with other critical fields. For example, the interface of geology with biodiversity research and applications is one that deserves further development. The relationship between geology and soils is also a topic that deserves more attention, both for basic research in ecology and for sustainable development planning.

Acknowledgements

Thanks to Marcondes Lima da Costa and his colleagues at the Universidade Federal do Pará for their current collaboration on the Lower Amazon project and for including archaeologists in the symposium. That project also greatly benefited from past collaborations with José Seixas Lourenço, William Sauck, and their colleagues. Our future research will be enhanced by the collaboration of Elena Franzinelli and others from the Universidade Federal do Amazonas.

REFERENCES

- KERN, D. 1996. Geoquímica e pedogeoquímica de sítios arqueológicos com terra preta na reserva florestal de Caxiuanã (Portel - Pará). PhD. dissertation, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará. Belém, 124 p.
- DE LA PENHA, G.M.S.M.; BRANI, S.A.; PAPAVERO, N. 1986. O Museu paraense Emilio Goeldi I. CNPq and Banco Safra, São Paulo, 287 p.
- LOURENÇO, J.S. 1985. Anomalias magnéticas de feições arqueológicas na Ilha do Marajó. Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi. Belém.

- LOURENÇO, J.S. & C.A. DIAS. 1983. The Brazilian experience in applied geophysics. In *Tropical Regions*. Belém: Brazilian Geophysical Society.
- PROJETO RADAMBRASIL. 1976. Mapa geológico. Folha SA. 21. Levantamento de Recursos Naturales, vol. 10. Departamento de Produção Mineral, Brasil.
- ROOSEVELT, A.C. 1989. *Advances in Economic Botany* 7. New York: New York Botanical Garden. p. 31-62.
- ROOSEVELT, A.C. 1991. *Moundbuilders of the Amazon: Geophysical Archaeology on Marajo Island, Brazil*. San Diego: Academic Press.
- ROOSEVELT, A.C. 1997. Stratigraphy and ceramic serration at Corozal, Venezuela. *Yale University Publications in Anthropology*, Vol. 82. New Haven.
- ROOSEVELT, A.C.; HOUSLEY, R.A.; IMAZIO DA SILVEIRA, M.; MARANCA, S.; JOHNSON, R. 1991. Eighth millennium pottery from a shell mound in the Brazilian Amazon. *Science* 254: 1621-1624.
- ROOSEVELT, A. C.; LIMA DA COSTA, M.; LOPES MACHADO, C.; MICHAB, M.; VALLADAS, H.; FEATHERS, J.; BARNETT, W.; IMAZIO DA SILVEIRA, M.; HENDERSON, A.; SLIVA, J.; CHERNOFF, B.; REESE, D.S.; HOFFMAN, J.A.; TOTH, N.; SCHICK, K. 1996. Paleoindian cave dwellers in the Amazon: The peopling of the Americas. *Science*. 272: 373-384.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA AMAZÔNIA

João Batista Sena Costa

Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
Campus Universitário do Guamá.
Caixa Postal 1611. CEP 66075-900. Belém, PA.

Yociteru Hasui

Pesquisador do CNPq junto ao Departamento de Petrologia e Metalogenia,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
Avenida 24-A, nº 1515, Caixa Postal 178, 13506-900, Rio Claro, SP.

ABSTRACT	16
RESUMO.....	17
INTRODUÇÃO.....	18
ARQUEANO/PROTEROZÓICO INFERIOR	21
Estruturação e constituição regional	21
Terrenos granito- <i>greenstone</i>	25
Terrenos de alto grau e cinturões de cisalhamento	33
PROTEROZÓICO MÉDIO/SUPERIOR	46
PALEOZÓICO	50
MESOZÓICO/PALEOGENO	52
NEOGENO-QUATERNÁRIO	56
CONSIDERAÇÕES FINAIS	74
Agradecimentos	75
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	76

ABSTRACT

The geologic framework of the Amazon region involves many lithologic and structural units formed by thermo-tectonic processes of three evolutive stages.

The Archean/Lower Proterozoic first stage leads to the development of crustal masses by geologic processes not yet clearly understood. The amalgamation of these masses resulted in an extense continental domain, where crustal blocks (paleo-plates) formed of granite-greenstone terrains are distinguished. Shear systems with thrust and superposed strike-slip zones are observed at the block borders, where disrupted and imbricated medium-grade gneisses, supracrustals, granitoids of both adjoining blocks, and also granulitic belts are the lithotypes. This structural pattern is interpreted as due to collisional processes, and the high-grade rocks represent lower crust segments raised by tectonic movements to higher crustal levels.

The ancient continental domain was affected by a second evolutive stage, with displacements along normal and transfer faults, development of several sedimentary basins, and active magmatism, strongly controlled by earlier structures, related to three events of extensional tectonics. The Middle/Upper Proterozoic first event, with NE-SW extension axis, except for western Roraima/northwest Amazonas region where N-S extension axis was active, induced the formation of sedimentary sequences and volcanic flows, as well as granitoid, alkaline and mafic/ultramafic intrusions; in some areas positive inversion took place, with development of thrust and strike-slip systems. The Paleozoic second event formed the large Solimões, Amazonas, Alto Xingu and Parnaíba basins, filled by fluvial-lacustrine, marine and glacial sequences from some sedimentary cycles. The Mesozoic/Paleogene third event, with extensional axis trending NE-SW and NW-SE in the eastern and western regions, is responsible by the reactivation of the earlier basins, formation of the Tacutu and coastal basins, and magmatic activity. These events may be seen as tectonic attempts for continental break-up of the Amazon region.

The third stage formed structural elements and lithologic units since the Miocene, related to a strike-slip tectonic regime with an E-W dextral conjugate system induced by the rotation of the South American Plate towards west. Transtensive and transpressive structures developed along and between the several strike-slip shear, playing important role in the morphogenesis, modelling of the drainage systems, and modern sedimentation processes. Intraplate seismicity is also associated to present displacements.

RESUMO

O quadro geológico da região amazônica compreende unidades litológicas e estruturais variadas decorrentes de processos termo-tectônicos de três etapas evolutivas.

A primeira etapa, que remonta ao Arqueano/Proterozóico Inferior, levou à formação de massas crustais, por processos geológicos que restam por se reconstituir, culminando com a aglutinação das mesmas e, originando uma vasta extensão continental, em cuja estruturação fundamental podem ser identificados vários blocos crustais (páleo-placas), formados internamente por terrenos granito-greenstone. As bordas desses blocos são marcadas por cinturões de cavalgamentos e transcorrentes, em que comparecem, além de gnaisses de médio grau, supracrustais e granitóides, os terrenos de alto grau (cinturões granulíticos), com feições de segmentação e imbricamentos. Essa estruturação decorreu de processos colisionais e as rochas granulíticas representam porções de crosta inferior alçadas pela movimentação tectônica para níveis crustais mais elevados.

Essa massa continental sujeitou-se a uma segunda etapa evolutiva com desnivelamentos de blocos por falhas normais e de transferência, desenvolvimento de numerosas bacias e ativo magmatismo, fortemente controlados por estruturas anteriores, pela incidência de processos extensionais de três eventos. O primeiro evento, do Proterozóico Médio/Superior, envolveu eixo extensional NE-SW (exceto no oeste de Roraima/noroeste do Amazonas, onde a orientação foi N-S), permitindo a deposição de seqüências sedimentares, formação de derrames e intrusão de corpos granitóides, alcalinos e máfico-ultramáficos; alguns segmentos sofreram inversão positiva que gerou sistemas imbricados de cavalgamento e sistemas transcorrentes. O segundo evento atuou no Paleozóico com eixo distensivo NW-SE, originando as extensas bacias do Solimões, Amazonas, Alto Xingu e Parnaíba, preenchidas por seqüências flúvio-lacustres, marinhas e glaciais de alguns ciclos sedimentares. O terceiro evento, do Mesozóico/Paleogeno, com eixos extensionais ENE-WSW a leste e NW-SE a oeste, impôs a reativação dessas bacias, formação das bacias de Tacutu e costeiras, e manifestações magmáticas. Esses eventos podem ser vistos como tentativas de ruptura continental na região amazônica.

A terceira etapa, incidente desde o Mioceno, originou elementos

estruturais e unidades litológicas vinculadas a um regime tectônico transcorrente, com um conjugado E-W dextral, decorrente da rotação da Placa Sul-Americana para oeste. Ao longo dos numerosos sistemas direcionais e entre eles estabeleceram-se estruturas transtensivas e transpressivas, que tiveram papel importante no modelado do relevo, desenvolvimento da rede de drenagem e instalação da sedimentação moderna. À movimentação atual relaciona-se sismicidade intraplaca.

INTRODUÇÃO

O quadro geológico da Amazônia no Brasil consiste de extensas exposições do embasamento mais antigo, formadas por complexos gnáissicos com granitóides e supracrustais associadas, cortadas por intrusivas principalmente graníticas e encobertas em parte por seqüências sedimentares, com ou sem vulcânicas associadas, do Proterozóico Médio/Superior. Tais rochas compõem as unidades litológicas dos escudos das Guianas e do Brasil Central; entre esses escudos e também pouco expressivamente sobre eles desenvolveram-se coberturas mais novas, do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico (Almeida *et al.*, 1976).

Esse quadro está delineado em nível de reconhecimento regional e os detalhes estão longe de ser conhecidos, sobretudo diante das limitações de acesso e de exposições naturalmente impostas pela região que tornam onerosos e penosos os esforços de obtenção de informações. Em que isso pese, aos resultados trazidos pelos estudos pioneiros, grandes avanços foram acrescentados nas últimas décadas pelas investigações sistemáticas e extensivas desenvolvidas pelo Projeto Radam, Petróleo Brasileiro (PETROBRÁS), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e Companhia Vale do Rio Doce/Rio Doce Geologia e Mineração (CVRD/DOCEGEO), incluindo levantamentos geológicos, geofísicos e geoquímicos, e estudos laboratoriais, como os petrológicos e geocronológicos. Nos últimos anos, apesar da desaceleração das atividades de pesquisa geológica, foi reunido um vasto acervo de novas informações por programas de mapeamento desenvolvidos principalmente pela CPRM e pela Universidade Federal do Pará (UFPA), e interpretações de dados

geofísicos, sobretudo aqueles relativos a linhas sísmicas divulgadas ou cedidas pela PETROBRÁS.

As rochas da região desenvolveram-se do Arqueano ao Holoceno e refletem uma evolução que abrange intervalo de tempo de pelo menos 3,2 Ga. Algumas sínteses regionais foram divulgadas, como as de Suszczynski (1970), Martin-Bellizzia (1974), Issler (1975, 1977), Almeida *et al.* (1976), Gibbs & Barron (1983), Lima (1984a) e Hasui & Almeida (1985), e o entendimento de tão longo desenvolvimento foi colocado em termos de três concepções principais de evolução geológica.

A primeira concepção foi proposta por Amaral (1974, 1984), considerando dados geocronológicos e geológicos e reconhecendo: (i) a formação dos complexos metamórficos de alto grau e dos cinturões de rochas verdes nos eventos Guriense (3,4-3,0 Ga) e Guianense (2,75-2,5 Ga); (ii) intensa anatexia, gnaissificação e migmatização no Evento Transamazônico (2,2-1,8 Ga); (iii) magmatismo e sedimentação em três eventos de ativação de plataforma, Paraense (1,7-1,55 Ga), Madeirense (1,4-1,25 Ga) e Rondoniense (1.050-900 Ma); e (iv) magmatismo básico no evento Brasileiro (650-450 Ma).

A segunda concepção foi apresentada por Cordani *et al.* (1979), Cordani & Neves (1982) e Teixeira *et al.* (1989), considerando dados geocronológicos e propondo a formação de um núcleo arqueano alongado na direção NW-SE (Província Amazônia Central), seguida de retrabalhamento e acreção crustal ao longo de cinturões móveis. Estes cinturões seriam o Maroni-Itacaiúnas, contornando aquele núcleo a nordeste e noroeste, desenvolvido no Ciclo Transamazônico (2,25-1,9 Ga), e três outros de direção geral NW-SE no lado sudoeste, formados em progressão para sudoeste, Rio Negro-Juruena (1,75-1,5 Ga), Rondoniano (1,45-1,25 Ga) e Sunsas (1,1-0,9 Ga). Sobre o núcleo arqueano teriam se formado coberturas de plataforma no intervalo de 1,9-1,5 Ga, como resultados de reativação reflexa da instalação dos cinturões móveis.

Essas concepções foram embutidas em diversas interpretações da geologia regional. Assim, por exemplo, Montalvão *et al.* (1975) reconheceram as seguintes etapas evolutivas na região do "Cráton das

Guianas”¹ (i) evento Guriense (>2,6 Ga), responsável pela formação de faixas de dobramentos; (ii) episódio orogênico Transamazônico (2,6-2,0 Ga), que produziu intensos dobramentos NW-SE e WNW-ESE e metamorfismo regional em rochas eugeossinclinais dos grupos Vila Nova e Cauarane; (iii) paroxismo vulcânico intermediário a ácido acompanhado de intrusivas subvulcânicas e anorogênicas constituindo a Formação Surumu, seguido de deposição dos sedimentos do Grupo Roraima e colocação de corpos básicos toleíticos reunidos como Diabásio Pedra Preta; e (iv) episódio K'mudku (1,0-1,3 Ga), de cataclase regional. Os episódios tectônicos Cassiporé (250-180 Ma), expresso por falhamentos e magmatismo básico toleítico, e Tacutu (120-200 Ma), compreendendo falhamentos e formação de *rift-valleys*, seriam os eventos mais novos. Posteriormente, Montalvão & Bezerra (1985) propuseram para a evolução do Cráton Amazônico (i) o desenvolvimento de uma crosta siálica no intervalo 2,9-2,6 Ga, a partir de uma crosta simática antiga ou manto, e caracterizada por *greenstone belts*, e cinturões móveis orogênicos e de retrabalhamento; (ii) manifestações anorogênicas do Proterozóico Médio-Superior, resultando em formação de riftes, que acolheram seqüências vulcânicas e sedimentares, e intrusão de corpos ígneos, bem como orogênicas, responsáveis pelos redobramentos e metamorfismo do Cinturão Araguaia-Tocantins. Ainda, Lima *et al.* (1982) agruparam as rochas granulíticas nos cinturões Imataca, Guiana Central e Tumucumaque, com a conotação de cinturões móveis, e enfatizaram a evolução policíclica envolvendo intensa remobilização no ciclo Transamazônico e reativações nos eventos Jari-Falsino ou K'mudku e Cassiporé.

A terceira concepção foi proposta por Hasui *et al.* (1984) e elaborada por Hasui (1990), Costa & Hasui (1991) e Hasui *et al.* (1993a), considerando informações geofísicas, geológicas e geocronológicas. A estruturação fundamental da Amazônia foi caracterizada em termos de doze blocos

¹ Almeida *et al.* (1976) definiram o Cráton Amazônico como uma das unidades geotectônicas que se mantiveram estáveis em relação às zonas de mobilidade do Ciclo Brasileiro, englobando o que anteriormente se chamava Cráton das Guianas, ao norte, e Cráton do Guaporé, ao sul. As áreas de exposição do embasamento pré-cambriano ao norte e ao sul da Bacia do Amazonas correspondem aos escudos das Guianas e do Brasil Central, respectivamente. Essas mesmas áreas foram qualificadas como províncias estruturais Rio Branco e Tapajós (Almeida *et al.*, 1981).

crustais constituídos por complexos gnáissicos, granitóides e *greenstone belts*, e limitados por suturas, a estas associando-se os cinturões de alto grau. Esses blocos teriam se agregado através de colisões diácronas no Arqueano/Proterozóico Inferior, compondo parte de um megacontinente. Na região amazônica incidiram três eventos de tectônica extensional no Proterozóico Médio/Superior, Paleozóico e Mesozóico/Paleogeno, a que se relacionam estruturação, embaciamentos e magmatismo, com geometrias fortemente controladas pelas estruturas antes formadas. No Neogeno/Quaternário o regime tectônico é do tipo transcorrente relacionado com rotação da Placa Sul-Americana para oeste.

Hasui (1996) e Costa (1996) expuseram de modo resumido a evolução geológica da região amazônica à luz dessa concepção, que tem-se mostrado coerente e consistente com os avanços adquiridos nos últimos tempos, sendo inclusive por eles reforçada e aprimorada.

Considerando que a síntese de informações, ainda que tenha de ser praticada com caráter provisório, é sempre necessária diante do aporte contínuo de novos dados, ela é aqui retomada buscando apresentar uma visão atualizada e abrangente da constituição e evolução geológica da Amazônia, com ênfase para a parte brasileira, como forma de contribuir para o avanço do conhecimento da geologia regional.

ARQUEANO/PROTEROZÓICO INFERIOR

Estruturação e constituição regional

A interpretação das estruturas de âmbito regional anteriormente baseou-se em elementos extraídos de imagens de sensores remotos, dados litológicos e sobretudo datações K-Ar e Rb-Sr, como as propostas de Suszczyński (1970), Amaral (1974), Cordani *et al.* (1979) e Lima (1984b), separando faixas NW-SE de diferentes idades e características litotectônicas, estendendo-se pelos escudos das Guianas e do Brasil Central, com continuidade sob a Bacia do Amazonas. Os dados geofísicos, ainda que incipientes, permitiram avançar nessa interpretação (Hasui *et al.*, 1984).

A compartimentação de primeira ordem que se reconhece consiste de um mosaico de grandes blocos crustais justapostos ou páleo-placas (Figura 1) e é bem marcada: (1) geologicamente, por cinturões granulíticos, que representam porções da crosta inferior alçadas por tectonismo para níveis mais elevados ao longo de grandes descontinuidades crustais; (2) gravimetricamente, por anomalias Bouguer regionais que correspondem a assinaturas de grandes descontinuidades crustais e às quais se associam as ocorrências dos cinturões granulíticos; (3) magneticamente, por padrões de anomalias magnéticas regionais coerentes com essas relações geológico-gravimétricas (Hasui *et al.* 1984, 1993a)².

Os complexos gnáissicos de médio grau e supracrustais associadas (inclusive *greenstone belts*) aparecem constituindo os blocos, à exceção de porções cavalgantes das placas superiores, onde ocorrem os cinturões granulíticos.

Nas bordas dos blocos aparecem (i) cinturões de cisalhamento que envolveram cavalgamentos, complicados ou não por transcorrências tardias, condizentes com o modelo de colisão de continentes, e (ii) as descontinuidades apontadas pela gravimetria, que marcam suturas colisionais. Tais bordas representam as zonas de fraqueza crustal fundamentais e predominantemente têm direções em torno de NE-SW e NW-SE.

² Embora não seja objetivo aqui abordar a informação geofísica, cabe lembrar que dados gravimétricos terrestres existem para a área da Bacia do Amazonas, obtidos pela PETROBRÁS e divulgados por Rezende & Brito (1973) e Linsser (1974), e outros dados podem ser calculados (Sá *et al.*, 1993); mapas de anomalias Bouguer cobrindo a Amazônia foram apresentados pela USA Defense Mapping Agency (Breville *et al.*, 1977) e por Sá *et al.* (1992) e muitos dados de densidades de rochas foram coletados por Michale (1982) em amostras colhidas pelo Projeto Radam. A informação magnetométrica disponível foi obtida pelo satélite MAGSAT (Yuan *et al.*, 1982), bem como por levantamentos realizados pelo DNPM/CPRM para algumas áreas da Amazônia (p. ex., projetos Cabeceiras do Rio Guaporé, Serra dos Parecis, Jari-Rio Negro) e pelo Convênio Geofísico Brasil-Canadá, estes últimos compilados por PGW (1996).

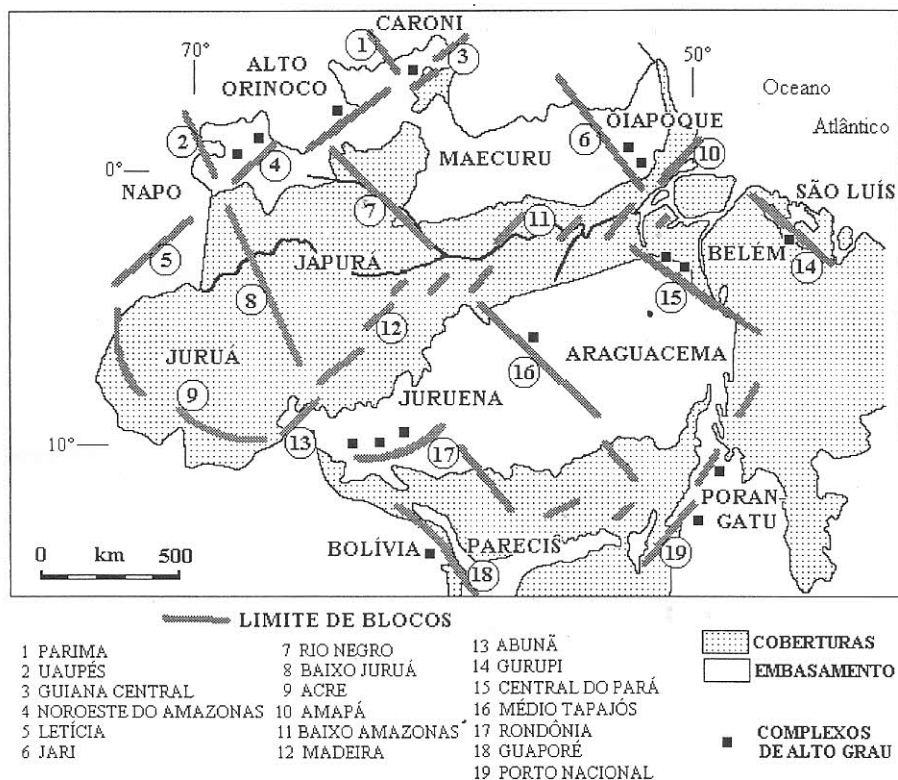


Figura 1- Blocos crustais da região amazônica no Brasil. Hasui *et al.* (1984).

A(s) idade(s) das massas continentais e dos processos de colisão carecem ainda de definição mais precisa, devendo remontar a tempos antigos, do Arqueano e possivelmente do Proterozóico Inferior. Claro está que deslindar a evolução dos processos litogênicos, de deformação e transformações minerais é importante para o esforço prospectivo do potencial mineral que encerra, mas requer ainda muita investigação. Os trabalhos da CPRM em diversas áreas da Amazônia, da UFPA na porção oriental da Amazônia, da UFMT em Mato Grosso, da DOCEGEO na Província dos Carajás e os de várias empresas em áreas esparsas têm permitido avançar aos poucos, e só assim pode ser, considerando-se a vastidão da Amazônia, que corresponde a quase metade do território brasileiro.

As rochas foram reunidas na maior parte nos Complexos Guianense ao norte e Xingu ao sul, e deles faixas metassedimentares, incluindo seqüências de *greenstone belts*, bem como complexos gnáissicos de alto e médio graus vêm sendo separados. A sistematização das unidades estratigráficas é uma questão intrincada, aqui como em todas as partes do País e do mundo. Existe (i) a dificuldade de defini-las e caracterizá-las com o detalhamento desejável, seja por causa das dificuldades de acesso, seja por falta de bons afloramentos de rochas, e (ii) também modificação não menos importante, introduzida pela incidência de processos termo-tectônicos de diferentes épocas, acarretando mudanças de arranjos espaciais e transformações dos litotipos por deformações, metamorfismo, anatexia e intrusões.

As unidades rochosas do Arqueano/Proterozóico Inferior basicamente são:

1. conjuntos de médio a baixo grau, que incluem complexos gnáissicos de fácies anfibolito, com variadas composições (graníticas/tonalíticas/dioríticas/monzoníticas), texturas (homogênea, bandada, laminada, ocelar, porfiróide) e graus/estruturas de migmatização. Aparecem também faixas de dimensões variadas de supracrustais de grau baixo a médio (quartzitos, xistos, mármore etc.) e corpos básicos/ultrabásicos. Formam os terrenos granito-*greenstone*;
2. conjuntos de alto grau constituídos de complexos gnáissicos de fácies granulito, muito semelhantes aos de médio grau em composições (charnockíticas/enderbíticas/noríticas/mangeríticas; Streckeisen, 1973) e texturas (homogênea, bandada, laminada, ocelar, porfiróide), podendo apresentar migmatização/estruturas variadas. Associam-se-lhes faixas de supracrustais de alto grau (quartzitos, xistos, mármore, formações ferríferas etc.) e corpos básicos/ultrabásicos, em faixas de dimensões muito variadas. Formam os terrenos de alto grau.

As informações mais recentes sobre a constituição e estruturação desses blocos são apresentadas a seguir.

Terrenos granito-greenstone

Várias seqüências vulcano-sedimentares, caracterizadas principalmente por metamorfismo de fácies xisto-verde e atribuídas ao Arqueano e Proterozóico Inferior, têm sido interpretadas como *greenstone belts* na região amazônica do Brasil e países vizinhos, sobretudo porque hospedam importantes depósitos de ouro. As mais conhecidas são aquelas dos grupos Andorinhas e Tucumã na região sudeste do Pará, Suite Metamórfica Jacareacanga no extremo leste do Amazonas, grupos Parima e Cauarane no centro-norte de Roraima, Grupo Tunuí no noroeste do Amazonas, Grupo Aurizona no noroeste do Maranhão, além do Supergrupo Barama-Mazaruni na Guyana, Supergrupo Pastora na Venezuela, Grupo Marawijne no Suriname e Grupo Paramaca na Guiana Francesa.

A região que dispõe do melhor acervo de informações é a parte sudeste do Pará, que tem sido referida como Terreno Granito-Greenstone Rio Maria e situado no interior do **Bloco Araguacema**. O arcabouço litostrutural dessa região foi reconhecido por Silva *et al.* (1974) em termos de faixas de rochas supracrustais alongadas aproximadamente segundo E-W e embutidas em gnaisses do Complexo Xingu, e as primeiras referências à existência de seqüências de *greenstone belts* devem-se a Cordeiro & Saueressig (1980), Ianhez *et al.* (1980) e Hirata *et al.* (1982).

A partir dos trabalhos de detalhe e semidetalhe realizados por Cordeiro *et al.* (1982), Medeiros *et al.* (1987), DOCEGEO (1988), Althoff *et al.* (1991) e Duarte *et al.* (1991), passou-se a englobar no quadro litostratigráfico gnaisses migmatizados do Complexo Xingu, gnaisses do Metatonalito Arco Verde, seqüências de tipo *greenstone belt* do Supergrupo Andorinhas que enfeixa os grupos Babaçu e Lagoa Seca, bem como granitóides designados de Granodiorito Rio Maria, Tonalito Parazônia, Trondhjemitó Mogno e Granito Mata Surrão. O Terreno Granito-Greenstone Rio Maria, de acordo com os últimos trabalhos de mapeamento geológico realizados por Pena & Santos (1996) e Macambira & Vale (1995), tem as seguintes unidades litológicas:

- **Gnaisse Mogno**, de fácies anfíbolito média a alta e predominantemente trondhjemitó. Exibe trama planar representada por bandamento composicional paralelo à foliação milonítica de direção NNE-SSW e mergulho da ordem de 35° para ESE. Essa trama é discordante da

estruturação regional dos *greenstone belts*, e existem zonas de cisalhamento discretas que se projetam a partir das rochas supracrustais e dos granitóides na direção E-W e mostram transformações minerais e hidrotermais de fácies xisto-verde; tais feições indicam que esse gnaíse compõe o embasamento sobre o qual se instalaram os *greenstone belts*, crescendo-se ainda que os gnaíesses se formaram em um evento tectônico em fácies anfíbolito anterior à instalação dos *greenstone belts* e à colocação dos granitóides. Por outro lado, M.J.B Macambira (informação verbal) determinou uma idade de 2,87 Ga pelo método U-Pb, interpretada como indicativa da época de cristalização dessas rochas; como se trata de uma idade muito próxima daquela de formação do Granodiorito Rio Maria e das rochas do Grupo Andorinhas, permanece a dúvida sobre a natureza do embasamento.

- Seqüências de rochas supracrustais tipo *greenstone belts*, reunidas nos grupos Andorinhas e Tucumã, que ocorrem em forma de faixas e lentes orientadas nas direções E-W e NW-SE. O **Grupo Andorinhas** inclui talco xistos, tremolita/actinolita xistos, metabasaltos, metadacitos, quartzitos e metapelitos. O **Grupo Tucumã** engloba actinolita xistos, antofilita xistos, serpentinitos, metaperidotitos, talco xistos, metadacitos, meta-riolitos, anfíbolitos, metaconglomerados, quartzitos, metarcóseos, filitos, biotita xistos, metagrauvacas e formações ferríferas. Essas unidades acham-se afetadas por zonas de cisalhamento discretas, entre as quais existem rochas poupadas de deformação e de transformações minerais em fácies xisto-verde. Para o Grupo Andorinhas, Macambira & Lancelot (1992) obtiveram idade de 2.904 +29/-22 Ma pelo método U-Pb em zircões de meta-riodacitos e Pimentel & Machado (1994), 2.979 ± 5 Ma em zircões de vulcânicas félsicas, as quais são interpretadas como correspondentes à formação dessas rochas.
- Corpos de granitóides reunidos sob as denominações de **Granodiorito Rio Maria** e **Granito Mata Surrão**. Os corpos de granodiorito tem xenólitos das rochas dos grupos Andorinhas e Tucumã, e os corpos de granitos contêm xenólitos dos corpos de granodiorito. Macambira & Lancelot (1992) e Macambira (1992) determinaram idade de 2.876 +13/-11 Ma pelo método U-Pb para o Granodiorito Rio Maria, e Lafon *et al.* (1994) e Rodrigues *et al.* (1992), 2.872 ± 10 Ma pelo método Pb-Pb em rocha total para o Granito Mata Surrão. Essas idades são atribuídas à formação dos granitóides.

As estruturas mais antigas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria estão impressas no Gnaiss Mogno e correspondem a tramas planar e linear. A trama planar acima referida pode ser qualificada como um bandamento composicional formado pela alternância de bandas de espessuras centimétricas e composições diferentes. Em alguns locais onde ocorrem porfiroclastos de feldspatos a trama planar é caracterizada por faixas irregulares de agregados de quartzo, anfibólio e biotita envolvendo os cristais maiores, marcando a foliação milonítica paralela ao bandamento composicional. Mobilizados quartzo-feldspáticos são freqüentes nessas rochas e geralmente compõem estruturas estromatíticas, por vezes dobradas e há casos de mobilizados com formas de budins. A lineação de estiramento mergulha em torno de 20° para SE e é realçada por cristais de quartzo e de feldspatos, bem como por frações de mobilizados.

As supracrustais, granitóides e gnaisses são afetados por zonas de cisalhamento transcorrentes discretas, E-W, NW-SE e NE-SW, projetadas sobretudo nas regiões de contato entre as principais unidades litológicas (Costa *et al.*, 1995a). Ao longo das zonas de cisalhamento existem dúplexes transpressivos desenvolvidos principalmente no domínio das rochas supracrustais; os dúplexes denominados de Serra das Andorinhas, Tucumã e Identidade são os mais conhecidos, e os demais situam-se nas vizinhanças de Cumarú e na região nordeste da área enfocada.

O **Dúplex Serra das Andorinhas** é formado por cavalgamentos dúcteis E-W, que compõem um leque divergente. Essas zonas acham-se muito bem desenvolvidas nas interfaces rochas sedimentares/vulcânicas e rochas vulcânicas/granitóides, sendo comum ao longo delas o desmembramento dos pacotes e camadas em lentes alongadas segundo a lineação de estiramento. A parte central do dúplex é caracterizado por dobras métricas a quilométricas que afetam a estratificação plano-paralela dos pacotes sedimentares (Costa *et al.*, 1995a). O **Dúplex Tucumã** tem a forma de uma cunha delimitada por cavalgamentos e zonas de cisalhamento transcorrentes paralelas, que na parte norte têm direção E-W e mergulham em torno de 50° para sul, enquanto que na parte sul têm direção NW-SE e postura subvertical (Costa *et al.*, 1993a). Essa estrutura é decorrente da atuação de um conjugado dextral E-W e as zonas de cisalhamento transcorrentes E-W que afetam os cavalgamentos são interpretadas como estruturas tardias no desenvolvimento do dúplex (Costa *et al.*, 1993a). O

Dúplex Identidade tem direção NW-SE e, segundo Souza (1994), é formado por dobras e zonas de cisalhamento tangenciais oblíquas decorrentes de compressão NNE-SSW imposta pela colocação dos corpos de Granodiorito Rio Maria, seguida de transpressão dextral. É importante destacar que este tipo de evolução não se verifica nos demais dúplexes do Terreno Granito-Greenstone Rio Maria.

O desenvolvimento tectônico das unidades litológicas e das estruturas abordadas é entendido em termos de dois eventos principais:

1. O evento mais antigo, em condições termais de fácies anfíbolito média a alta, gerou os gnaisses do embasamento no contexto de um cinturão de cisalhamento, provavelmente de direção geral NNE-SSW, que foi bastante modificado pelos eventos posteriores. Não foi ainda possível reconstituir essa faceta da história mais antiga da região, pois a norte e a sul desse núcleo instalaram-se cinturões de cisalhamento orientados preferencialmente em torno de E-W.
2. O segundo evento é de natureza direcional e inclui um pulso transtensivo seguido de outro transpressivo. Durante o pulso transtensivo instalaram-se bacias ao longo dos principais sistemas transcorrentes, nas quais se depositaram as seqüências vulcânicas e sedimentares dos grupos Andorinhas e Tucumã, seguidas pela colocação dos corpos de granitóides. No pulso transpressivo as bacias sofreram inversão fraca a moderada e desenvolveram-se dúplexes simétricos e assimétricos, bem como segmentos predominantemente direcionais, em condições térmicas de fácies xisto-verde. Considerando a atuação de um conjugado dextral E-W na formação das estruturas transcorrentes, as faixas de supracrustais E-W, NW-SE e NE-SW podem ser relacionadas a estruturas Y (=D), R e P do modelo de Riedel, respectivamente, conforme indicaram Costa *et al.* (1995a).

No interior do **Bloco Oiapoque**, os **Grupos Marowijne e Paramaca** (Choubert, 1974, e Bosma *et al.*, 1977, *apud* Gibbs & Olszewski, 1982) ocupam extensas áreas, respectivamente no extremo nordeste do Suriname e na região centro-norte da Guiana Francesa, em meio a complexos gnáissico-granitóides de composição predominantemente tonalítica. Ainda não foram registradas rochas ultramáficas nessas unidades; dominam, da base para o topo, vulcânicas máficas (metabasaltos), intermediárias (metandesitos e metadacitos) e sedimentares (metagrauvas, micaxistos e quartzitos), além

de tufos. O prolongamento dessas unidades para o extremo norte do Amapá, é incluído no **Grupo Vila Nova** (Lima *et al.*, 1974). As supracrustais acham-se estruturadas em sinclinais, sem os anticlinais correspondentes, que, nos moldes dos sistemas estruturais descritos na região de Rio Maria, poderiam ser interpretados como dúplexes transcorrentes. As **suites granitóides** incluem corpos de composição diorítica, tonalítica e granodiorítica parcialmente deformados, além de corpos de granodioritos e granitos potássicos interpretados como tardi- a pós-orogênicos. As datações de metavulcânicas do Grupo Paramaca revelaram idade de 2.100 ± 90 Ma pelo método Sm-Nd, que foi interpretada como correspondente à época de formação. Teixeira *et al.* (1989) obtiveram idades de 2.030 ± 65 Ma e 2.060 ± 12 Ma pelo método Rb-Sr e de 2.083 ± 39 Ma pelo método Pb-Pb, que foram interpretadas como relacionadas ao evento de granitização durante o Evento Transamazônico.

A parte interna do **Bloco Caroni** é ocupada pelo terreno granito-*greenstone* da Guyana que se estende para a região leste da Venezuela. As seqüências de rochas supracrustais reunidas nos **supergrupos Barama-Mazaruni** e **Pastora** compreendem metabasaltos na base, seguindo-se em direção ao topo metandesitos, metadacitos, meta-riolitos, metagrauvas, filitos e metaconglomerados, e encontram-se estruturadas em sinclinais separados por granitóides. O metamorfismo varia de anfíbolito a xisto-verde baixa das bordas para o centro dos *greenstone belts* (Gibbs & Olszewski, 1982; Gibbs & Barron, 1983). Os granitóides são, no geral, de afinidade cálcio-alcálica, incluindo gabros, dioritos, quartzo monzonitos, tonalitos sódicos e adamelitos, e muitos corpos acham-se foliados, sobretudo nas bordas. Há também granitos com duas micas e biotita granitos intimamente associados com os metassedimentos, principalmente na parte norte da Guyana, que são interpretados como tipo S (Gibbs & Barron, 1983). Gibbs & Olszewski (1982) dataram zircões de metagrauvas e de gnaisses (Gnaisse Bartica) pelo método U-Pb e obtiveram idades respectivamente, de 2.250 Ma e 2.227 ± 39 Ma, atribuídas à formação dessas rochas.

Na parte sudeste do Bloco Caroni ocorrem as seqüências vulcano-sedimentares incluídas nos grupos Parima e Cauarane, que foram correlacionadas aos *greenstones belts* dos países vizinhos por Pinheiro *et al.* (1994). O **Grupo Parima** é formado por xistos, quartzitos, metapiroxenitos, filitos e rochas cálcio-silicáticas, além de rochas komatiíticas, e acha-se

afetado por dobras e zonas de cisalhamento decorrentes de uma movimentação compressiva oblíqua com transporte tectônico para sudeste (Reis *et al.*, 1994). O **Grupo Cauarane** é constituído, da base para o topo, por metaultramafitos (talco-clorita-tremolita xistos e clorita-tremolita xistos), anfibolitos, metadacitos, meta-riodacitos, metandesitos, metachertes ferríferos bandados e rochas cálcio-silicáticas (Riker *et al.*, 1996 a, b, c).

O **Bloco Alto Orinoco** é constituído internamente pelas supracrustais englobadas no Grupo Tunuí, juntamente com gnaisses migmatizados do Complexo Traíras e os granitóides da Suite Xié (Melo & Villas Boas, 1993).

O **Grupo Tunuí** ocorre em estreitas e alongadas faixas N-S, NNE-SSW e NNW-SSE, envolvendo corpos de granitóides. Aparece em duas áreas principais de ocorrências isoladas por extensas coberturas cenozóicas, melhor expostas em território colombiano, e inclui na sua constituição, reconhecidos até o presente, quartzitos sericíticos, quartzitos com andaluzita e quartzitos com granada, além de meta-riolitos, metadacitos e metapiroclásticas. Há também litotipos isentos de deformação e transformações minerais, a exemplo de psamitos com estratificações cruzadas acanaladas, marcas onduladas e estruturas *wave* e *linsen*. As principais estruturas que afetam as supracrustais são zonas de cisalhamento transcorrente orientadas paralelamente às faixas, podendo-se ao longo delas individualizar dúplexes em imagens de sensores remotos. Considerando a forma de ocorrência, o estilo estrutural, o metamorfismo de baixo grau e a vocação aurífera, Melo & Villas Boas (1993) correlacionaram o Grupo Tunuí com as seqüências de supracrustais dos terrenos granito-*greenstone* do Arqueano/Proterozóico Inferior.

A **Suite Xié** inclui granitos com titanita e granitos com duas micas e se acha também afetada pelas zonas de cisalhamento transcorrente N-S que se projetam nas rochas supracrustais, bem como por zonas de cisalhamento NW-SE. Ao longo destas zonas distinguem-se protomilonitos a milonitos gerados em condições da fácies xisto-verde, mas há também faixas onde as rochas graníticas foram transformadas em xistos ricos em sericita e muscovita.

O **Complexo Traíras** reúne gnaisses parcialmente migmatizados, de composições tonalíticas, monzodioríticas e granodioríticas, e anfibolitos; apresenta tramas planares miloníticas de direções N10-30W e N10E e

mergulhos fortes. É interpretado como parte do embasamento sobre o qual se instalaram as rochas do Grupo Tunuí (Melo & Villas Boas, 1993).

No interior do **Bloco Bolívia** as várias ocorrências de rochas supracrustais reunidas no **Supergrupo San Ignácio** têm sido descritas como *greenstone belts* do Arqueano-Proterozóico Inferior (Jones, 1985; Montaña & Bernasconi, 1988), embora alguns autores (p. ex., Litherland, 1989; Sadowski & Bittencourt, 1994) prefiram atribuí-las a um cinturão tipo Grenville ligado ao ciclo orogênico San Ignácio.

Montaña & Bernasconi (1988) observaram, na região de Concepción, que os cinturões de rochas verdes* ocorrem em meio a granitóides gnaissificados e foliados, de composições tonalítica e granítica. Na coluna litoestratigráfica dominam, da base para o topo, metavulcânicas e metassedimentos. As metavulcânicas têm composições variando de toleítica a riolítica, estando presentes também termos vulcanoclásticos; as rochas intermediárias são subordinadas e existem horizontes associados de formações ferríferas bandadas. Os metassedimentos compreendem tipos predominantemente imaturos, representados por metarcóseos, quartzitos feldspáticos, xistos e filitos, além de quartzitos puros e filitos grafitosos; nesse pacote existem ainda intercalações de anfibolitos, talco xistos e metabasaltos komatiíticos. Regionalmente, em outras áreas dominam rochas metassedimentares. As ocorrências dessas supracrustais formam enclaves sinformais amebóides a irregulares, como se conhece em terrenos granito-*greenstone*. As estruturas são dobras de planos axiais verticais limitadas por zonas de cisalhamento subverticais. O metamorfismo varia de fácies anfibolito baixa nas bordas a xisto-verde no centro das ocorrências.

Na parte interna do **Bloco São Luís** os principais aspectos estratigráficos e estruturais foram abordados por Costa *et al.* (1977), Abreu *et al.* (1980), Abreu & Hasui (1980), Hasui *et al.* (1984) e Abreu & Lesquer (1985). Recentemente, a sua assinatura litoestrutural foi discutida em termos de faixas de supracrustais do Grupo Gurupi imbricadas com outras de gnaisses diversos migmatizados do Complexo Maracaçumé (Pastana & Faria, 1995).

O **Complexo Maracaçumé** é a unidade mais antiga, engloba gnaisses de composição granodiorítica, tonalítica e trondhjemítica, e paragneisses subordinados; de modo geral, os gnaisses apresentam texturas granolepidoblásticas, miloníticas e ultramiloníticas, sendo frequentes

porfiroclastos de feldspatos envolvidos por leitos de minerais micáceos. Os mobilizados quartzo-feldspáticos apresentam-se sob a forma de budins ou camadas definindo arranjos estromatíticos, por vezes dobrados. Os gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos isentos de migmatização e expostos no médio curso do rio Gurupi foram separados do Complexo Maracaçumé, sob a denominação de *Tonalito Itamoari* e foram interpretados como derivados de granitóides da Suite Tromaí. Na região do médio-alto curso do rio Gurupi ocorrem ainda, intercaladas com os gnaisses migmatizados, lentes de rochas aluminosas formadas principalmente por cordierita, biotita e muscovita e reunidas sob a denominação de *Kinzigito Marajupema*, e de quartzitos. Rochas graníticas formadas essencialmente por plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita e muscovita também existem intercaladas nos gnaisses migmatizados; elas compõem corpos de dimensões variadas e se acham englobadas sob o nome *Granito Estratóide Maria Suprema*.

O *Grupo Gurupi* reúne muscovita-biotita xistos, clorita xistos, xistos carbonosos, xistos manganésíferos, filitos, quartzitos, metadacitos e metacherts, além de metaultramafitos (tremolita-clorita xistos) e formações ferríferas subordinadamente. Os xistos aluminosos da Formação Santa Luzia são estruturalmente semelhantes aos do Grupo Gurupi e não há como separá-los. As rochas da Formação Chega-Tudo correspondem a gnaisses ultramilonizados, hidrotermalizados e imbricados tectonicamente com faixas de rochas supracrustais, presumivelmente do Grupo Gurupi, dentro de zonas de cisalhamento. Assim, não mais se mantem as formações Santa Luzia e Chega-Tudo como unidades independentes do Grupo Gurupi e do Complexo Maracaçumé, respectivamente. Todas essas unidades relacionam-se através de cavalgamentos dúcteis e de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais orientadas na direção NW-SE.

Mais a norte ocorrem rochas supracrustais com assembléias minerais da fácies xisto-verde, reunidas no Grupo Aurizona, isoladas em meio a granitóides da Suite Tromaí (Pastana & Faria, 1995). O Grupo Aurizona é formado por xistos aluminosos, metachertes, filitos, quartzitos, formação ferrífera, metamáficas e metaultramáficas. A Suite Tromaí engloba corpos de composições tonalítica, trondhjemítica, granodiorítica e granítica. As duas unidades estão afetadas por zonas de cisalhamento transcorrentes discretas orientadas preferencialmente segundo NE-SW e NNE-SSW; existem também zonas de cisalhamento NW-SE.

Na região de Bragança (PA), aparecem granitóides com duas micas da *Suite Tracuateua* e rochas supracrustais (filitos e micaxistos) correlacionadas ao Grupo Gurupi, caracterizados estruturalmente por uma foliação milonítica orientada em torno de N70W com mergulho de aproximadamente 50° SW, além de uma lineação de estiramento com caimento para S60W.

Terrenos de alto grau e cinturões de cisalhamento

Os terrenos de alto grau aparecem na borda do bloco superior que foi alçada essencialmente por empurrões para níveis crustais mais elevados, inserindo-se no contexto de largas faixas afetadas por cinturões de cisalhamento compressivo e transcorrente. Esses terrenos não estão ainda bem delimitados e sua descrição é apresentada a seguir em termos dos cinturões de cisalhamento, aos quais se associam gnaisses de grau médio, supracrustais e granitóides, sempre segmentados e imbricados.

O **Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas** associa-se à área de justaposição dos blocos Araguacema e Belém e se estende nas porções sudeste e central do Pará, orientado na direção WNW-ESE. Tem sido investigado há quase três décadas na região da Serra dos Carajás (Hirata *et al.*, 1982; DOCEGEO, 1988; Araújo *et al.*, 1988; Araújo & Maia, 1992; Costa *et al.*, 1995a; Macambira & Vale, 1995; dentre outros).

Na sua constituição estão presentes:

1. faixas e lentes de gnaisses granulíticos dos complexos Bacajaí e Pium. O **Complexo Bacajaí** ocorre em uma faixa contínua com mais de 30 km de largura na parte norte do cinturão e o **Complexo Pium** expõe-se com forma de um colar de lentes imediatamente a sul da Serra Sul, e ambos são formados por rochas de alto grau, de composições variadas, orto-(charnockíticas/enderbíticas/mangeríticas) e paraderivadas (гнаisses kinzigíticos);
2. gnaisses diversos de grau médio com porções de rochas supracrustais associadas, do **Complexo Xingu**. Este tem ampla distribuição no cinturão e é formado por gnaisses bandados/foliados de composições tonalítica e granodiorítica, muitos dos quais derivaram do retrabalhamento de granitóides do terreno granito-*greenstone* da parte interna do Bloco

Araguacema; em meio aos gnaisses ocorrem rochas anfibolíticas que aparecem em migmatitos estromatíticos;

3. granitóides potássicos gnaissificados da *Suíte Plaquê*, que forma quase duas dezenas de corpos estratóides, de composição granítica e com tramas miloníticas bem desenvolvidas nas bordas e protomiloníticas nas porções centrais; esses corpos derivaram, em grande parte, da fusão parcial de rochas do Complexo Xingu durante o evento de milonitização regional que impôs a imbricação generalizada das unidades;
4. seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt*, do *Grupo Sapucaia*. Este reúne várias faixas e lentes de supracrustais intercaladas tectonicamente com os gnaisses, e é composto por quartzo-micaxistos, actinolita xistos, tremolita-actinolita xistos, serpentinitos, talco-antofilita xistos, metadacitos e formações ferríferas bandadas;

Sobre essas unidades instalaram-se as seqüências metavulcano-sedimentares acumuladas em bacias de transtensão que se desenvolveram ao longo de sistemas transcorrentes sinistrais, dos *grupos Grão Pará, Aquiri, São Sebastião, São Félix, Rio Novo, Alto Bonito, Salobo, Tapirapé, Buritirama e Misteriosa*. Elas incluem metabasaltos, metadacitos, metariolitos, talco xistos, anfibólio xistos, xistos aluminosos, xistos magnetíticos, formações ferríferas bandadas, quartzitos, filitos, metarcóseos e metagrauvas. A idade máxima destas seqüências é balizada pelos resultados obtidos pelo método U-Pb em zircões de rochas do Grupo Grão Pará, de 2.758 ± 39 Ma (Olszewski *et al.*, 1989) e 2.759 ± 2 Ma (Machado *et al.*, 1991), e a idade mínima é a da Suíte Velho Guilherme, de 1,82-1,88 Ga (Rodrigues *et al.*, 1992). As idades obtidas pelo método Pb-Pb referentes aos eventos magmáticos que geraram os protólitos dos gnaisses do Complexo Xingu e dos granitos foliados da Suíte Plaquê são respectivamente, 2.972 ± 16 Ma e 2.729 ± 29 Ma (Avelar, 1996). No caso das rochas granulíticas, Rodrigues *et al.* (1992) obtiveram pelo método Pb-Pb a idade de 3.050 ± 114 Ma, que também é interpretada como idade do protólito.

As unidades litológicas mais antigas do cinturão relacionam-se através de cavalgamentos dúcteis que marcam as zonas de contato e definem um sistema imbricado moderadamente inclinado para SSW. Tais estruturas respondem pelo acamadamento marcado pela alternância de faixas e lentes de supracrustais e gnaisses; internamente os tipos petrográficos apresentam-se foliados, mas existem lentes de supracrustais, granulitos e granitóides

pouco deformadas e isoladas por faixas de deformação concentrada. As principais zonas de movimentação do sistema imbricado aparecem nas regiões de contato entre os gnaisses dos complexos Xingu, Pium e Bacajá; elas têm sido interpretadas como descolamentos que alcançam a interface crosta-manto e soergueram frações da crosta inferior (Araújo *et al.*, 1988; Costa *et al.*, 1995a), coincidindo com zonas de páleo-suturas. Os critérios cinemáticos sugerem movimentação predominantemente sinistral que, juntamente com a lineação de estiramento inclinada para SW, indicam transporte de massas rochosas para NE, durante o desenvolvimento do sistema imbricado (Araújo *et al.*, 1988).

As unidades litológicas mais novas vinculam-se aos sistemas transcorrentes sinistrais Carajás (Araújo *et al.*, 1988), Cinzento (Costa & Siqueira, 1990), Castanheira (Oliveira *et al.*, 1994), Josinópolis (Oliveira *et al.*, 1994) e Araraquara (Macambira & Vale, 1995). O Sistema Araraquara é dextral e tem orientação geral N-S, enquanto os demais são sinistrais e dispõem-se paralelamente ao sistema imbricado. O *Sistema Carajás* é formado por estruturas elíticas caracterizadas por feixes divergentes de cavalgamentos dúcteis e dúctil-rúpteis, as quais correspondem a dúplexes, denominados Itacaiúnas, Aquiri e São José, de leste para oeste; as zonas de cavalgamento são marcadas por milonitos e ultramilonitos desenvolvidos sob fácies xisto-verde, e por cataclasitos. O *Sistema Cinzento* inclui, de leste para oeste, os dúplexes transpressivos Serra Pelada e Cururu, e o Dúplex Transtensivo Salobo-Mirim. O *Sistema Araraquara* é composto por dois dúplexes romboédricos separados por um bloco de gnaiss do embasamento, tendo o da parte norte forma muito irregular realçada por cavalgamentos dúcteis dobrados (Costa *et al.*, 1993a). Os demais sistemas ainda não receberam investigações mais detalhadas, mas sabe-se que incluem também dúplexes ao longo de suas direções. A evolução desses sistemas envolveu transtensão seguida de transpressão em condições dominantes da fácies xisto-verde, sendo o Sistema Araraquara interpretado como uma estrutura antitética (Costa *et al.*, 1993a).

O *Dúplex Serra Pelada* é formado por duas zonas de cisalhamento mestras ENE-WSW que se projetam nas interfaces supracrustais/gnaisses do embasamento e se ligam através de cavalgamentos oblíquos de direção NE-SW (Lab & Costa, 1995). O *Dúplex Cururu* tem a forma de um romboedro definida por zonas de cisalhamento transcorrentes E-W e cavalgamentos

dúctil-rúpteis de direção NW-SE (Costa & Siqueira, 1990). O **Dúplex Salobo-Mirim** é descrito como um *ripout* formado por uma zona de cisalhamento transcorrente retilínea e outra curvilínea que interagem através de zonas de cisalhamento normais NW-SE (Siqueira & Costa, 1991; Siqueira, 1996); seu desenvolvimento foi fortemente controlado pela geometria do acamadamento gerado pelo sistema imbricado, sobretudo pela presença de uma megalente assimétrica de gnaisses na parte oeste do dúplex.

Os sistemas transcorrentes são afetados por falhas transcorrentes sinistrais WNW-ESE e NNW-SSE. A mais importante é a Falha Carajás que compreende terminações transpressivas em rabo-de-cavalo que passam para um dúplex transpressivo simétrico na parte central.

A evolução tectônica do Cinturão Itacaiúnas deu-se com alternância de movimentos compressivos com movimentos direcionais na progressão da deformação decorrente da colisão oblíqua dos blocos Belém e Araguacema (Costa *et al.*, 1995a), envolvendo as seguintes etapas:

1. formação do sistema imbricado oblíquo em condições de fácies anfíbolito, à qual se associa o soerguimento das rochas granulíticas da crosta inferior ao longo de descolamentos tangenciais. Essa movimentação responde também pela geração dos granitóides estratóides da Suite Plaquê, pelo retrabalhamento de granitóides TTG, resultando na formação de parte dos gnaisses do Complexo Xingu, e pelo embutimento de *greenstone belts* em meio a gnaisses e granitóides gnaissificados/foliados;
2. desenvolvimento dos sistemas transcorrentes sinistrais e dextrais, ao longo dos quais se formaram bacias que foram preenchidas por seqüências vulcano-sedimentares (Grupo Grão Pará e correlatos);
3. inversão das bacias transtensivas a partir da retomada da movimentação transpressiva em escala regional, acompanhada por transformações minerais e hidrotermais em fácies xisto-verde. Os depósitos de cobre-ouro, cobre-zinco e ouro da região da Serra dos Carajás estão intimamente relacionados a essa movimentação;
4. propagação das falhas transcorrentes sinistrais, com destaque para a Falha Carajás.

O **Cinturão de Cisalhamento Pau d'Arco** (Costa *et al.*, 1994a) marca a passagem entre os blocos Araguacema e Juruena na região sudeste do Estado do Pará. Os primeiros trabalhos realizados nessa região

registraram amplas áreas de ocorrência de migmatitos, gnaisses e granitóides reunidos no Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974) e posteriormente no Complexo Pau d'Arco (Lima, 1984b), além de uma faixa de rochas metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt* reunidas no Grupo Serra do Inajá (Ianzez *et al.*, 1980), que foi elevada à categoria de supergrupo e dividido nos grupos Santa Lúcia (base) e Rio Preto (topo) pela DOCEGEO (1988). Althoff *et al.* (1991) separaram do Complexo Xingu o Metatonalito Gnáissico Arco Verde na região de Marajoara e, depois, Althoff *et al.* (1994) propuseram a denominação de Tonalito Arco Verde em função da estrutura bandada ter sido caracterizada como de origem magmática.

As investigações mais recentes (Araújo *et al.*, 1994; Costa *et al.*, 1995a; Neves & Vale, 1996) mostraram que o Cinturão Pau d'Arco inclui faixas de gnaisses tonalíticos migmatizados reunidos sob a denominação de **Gnaisse Arco Verde**, faixas e lentes de rochas supracrustais pertencentes ao **Grupo Serra do Inajá** e corpos lenticulares de granitóides foliados de composições tonalítica, granodiorítica e monzogranítica. Os gnaisses são cinzentos, têm granulação variando de média a grossa e geralmente possuem uma trama planar definida pela orientação preferencial de biotita, quartzo e feldspatos, e de agregados quartzo-feldspáticos. Nas zonas de deformação concentrada as rochas apresentam granulação fina a média e texturas formadas por porfiroclastos de feldspatos estirados envolvidos por faixas de fitas de quartzo, de agregados quartzo-feldspáticos e de anfibólio e biotita. Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam formas amendoadas, possuem geminação e extinção ondulante moderada a forte, podem exibir sombra de pressão nas suas terminações e geralmente estão saussuritizados. Destaca-se ainda que em muitos locais existem faixas métricas de gnaisses granodioríticos intimamente associados com os gnaisses tonalíticos. Os gnaisses tonalíticos a sul da cidade de Rio Maria foram datados em 2.957 ± 16/-19 Ma pelo método U-Pb em zircões por Macambira & Lancelot (1991, 1992). O Grupo Serra do Inajá é composto por metabasaltos, metaultramáficas, metadacitos, formações ferríferas, quartzitos e micaxistos, e não há registros de tipos petrográficos isentos de deformação.

O arranjo estrutural do Cinturão Pau d'Arco é marcado por acamadamento definido por faixas de supracrustais e corpos lenticulares de granitóides alternados com faixas de gnaisses. À exceção das partes internas de alguns corpos de composição granítica, todos os tipos petrográficos

apresentam trama planar penetrativa subvertical; no caso dos gnaisses, em alguns pontos, o bandamento composicional marca-se por alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas ricas em anfibólio e biotita, e é paralelo à foliação.

Ao longo das regiões de contato as rochas apresentam-se fortemente cominuídas e podem ser classificadas como tectonitos SL, existindo estruturas S-C e dobras intrafoliais com eixos geralmente deformados; nessas áreas definem-se as principais zonas de cisalhamento do Cinturão Pau d'Arco. Em alguns locais, sobretudo no domínio das rochas supracrustais, a lineação de estiramento apresenta mergulho forte, mas no restante da área é sub-horizontal. Embora os dados ainda sejam poucos, tais fatos implicam na existência de cavalgamentos dúcteis e zonas de cisalhamento transcorrente na estruturação do cinturão. Costa *et al.* (1995a) sugeriram que a lineação fortemente inclinada em alguns pontos pode indicar a presença de áreas transpressivas, uma vez que a deformação finita é predominantemente direcional. O acervo de dados ainda não é suficiente para definir o sentido preferencial do transporte tectônico, pois há estruturas ligadas tanto a movimentos dextrais como sinistrais. Por outro lado, também não se pode descartar a alternativa de que o acamadamento seja decorrente de uma movimentação tangencial mais antiga. Independentemente da natureza da movimentação dominante, entende-se que os elementos lito-estruturais do Cinturão Pau d'Arco na região sul do Estado do Pará resultaram do evento de retrabalhamento do terreno granito-*greenstone* situado no interior do Bloco Araguacema. É possível que em direção a sul, em Mato Grosso, ocorram rochas de alto grau (Hasui *et al.*, 1984).

O **Cinturão de Cisalhamento Gurupi** marca a zona de articulação entre os blocos Belém e São Luís, e expõe-se em um segmento com 85 km de extensão e 50 km de largura no meio de coberturas sedimentares do Fanerozóico, nas regiões nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, com estruturação preferencialmente orientada na direção NW-SE.

Os cavalgamentos dúcteis definem um sistema imbricado, apresentam inclinações variando de 40° a 70° para SW e concentram-se nas regiões de contato entre as principais unidades litológicas. Dentro dessas zonas de deformação concentrada os diversos tipos petrográficos acham-se cominuídos e penetrativamente foliados, dominando tectonitos SL. A lineação de estiramento é realçada por frações de mobilizados quartzosos

com forte estrição e budinados, e pelo estiramento de cristais de quartzo e de feldspato, além de minerais micáceos alinhados; a trama linear mergulha em torno de 40° para SW. Dobras intrafoliais e em bainha são frequentes dentro dessas zonas. Os cavalgamentos mais importantes ocorrem nas interfaces gnaisses kinzigíticos-gnaisses migmatizados e supracrustais-gnaisses migmatizados e são entendidos como planos de descolamentos, ao longo dos quais foram soerguidas porções de rochas infracrustais (Pastana & Faria, 1995).

As zonas de cisalhamento transcorrente sinistrais concentram-se em faixas, destacando-se a de Tentugal que pode alcançar 5 km de largura em alguns trechos do cinturão. As principais estruturas descritas nessas zonas são tramas planares S-C, bandas de cisalhamento, lineação de estiramento, dobras em bainha e budins de mobilizados quartzosos (Costa *et al.*, 1988).

O desenvolvimento tectônico do Cinturão Gurupi deu-se em duas etapas. A primeira gerou o sistema imbricado em condições de fácies anfíbolito a xisto-verde alta, acompanhada pela colocação de granitóides estratóides; as relações estratigráficas foram fortemente modificadas resultando no empilhamento tectônico das unidades litológicas e espessamento do segmento crustal. A segunda formou as zonas de cisalhamento transcorrentes em condições de fácies xisto-verde. As rochas foram submetidas a intensas transformações hidrotermais e parte dos depósitos de ouro associados a veios de quartzo está vinculada a esse episódio. Admite-se que as supracrustais da *Formação Igarapé de Areia* (Abreu *et al.*, 1980; Hasui *et al.*, 1984) estejam ligadas ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento transcorrente face à estruturação divergente dominante, que deve corresponder a uma estrutura em flor positiva.

A foliação das supracrustais e granitóides da região de Bragança (PA) orienta-se em torno de N70W com mergulho de aproximadamente 50° SW, e porta uma lineação de estiramento com caimento para S60W. Tais elementos estruturais sugerem que os granitóides e as rochas supracrustais se relacionam através de zonas de cisalhamento dúcteis tangenciais com transporte preferencial de massas rochosas de SW para NE, a exemplo do que se verifica na região tipo do Cinturão de Cisalhamento Gurupi (Borges *et al.*, 1988; Pastana & Faria, 1995). Esse arranjo estrutural é afetado por zonas de cisalhamento transcorrente dúcteis, subverticais, orientadas na direção N37E, e com uma lineação de estiramento sub-horizontal associada,

as quais são interpretadas como rampas laterais do Cinturão Gurupi ligadas ao cavalgamento do Bloco Belém sobre o Bloco São Luís (ou subducção deste sob aquele). O quadro estrutural do Pré-Cambriano se encerra com o implante de feixes de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, orientadas segundo NW-SE a sul da vila de Santa Luzia, município de Ourém.

O **Cinturão de Cisalhamento Rondônia** tem orientação geral NE-SW e apresenta-se bem exposto na região central de Rondônia, entre as cidades de Ariquemes e Presidente Médici, correspondendo à zona de articulação entre os blocos Juruena e Parecis. Nessa região, os trabalhos de mapeamento geológico em escala regional reconheceram gnaisses, migmatitos, granitos de anatexia e anfibolitos que foram reunidos inicialmente no Complexo Xingu (Leal *et al.*, 1978) e, logo em seguida, no Complexo Jamari (Isotta *et al.*, 1978). As investigações lito-estruturais mais recentes, ao longo e nas adjacências da BR-364 (Costa *et al.*, 1992), indicam que na constituição do Cinturão Rondônia dominam rochas granulíticas, comparecendo ainda gnaisses aluminosos parcialmente migmatizados, granitóides porfiróides, gnaisses graníticos e supracrustais.

As rochas granulíticas são representadas por termos de composições diversas (mangeríticas/charnockíticas/enderbíticas), e geralmente se acham foliadas, mas existem porções lenticulares maciças no interior das lentes maiores; em muitos pontos ocorrem mobilizados quartzo-feldspáticos dobrados ou budinados. Os gnaisses aluminosos são formados por bandas quartzo-feldspáticas alternadas com bandas ricas em granada, biotita e muscovita, apresentam migmatização com estruturas estromatíticas predominantes e contêm lentes de quartzo-biotita xistos e de anfibolitos, além de mobilizados quartzosos com granada exibindo forte estricção e budinagem. Os granitóides porfiróides têm textura milonítica dominante e caracterizada por porfiroclastos de feldspatos envolvidos por faixas estreitas e irregulares de minerais máficos e esteiras de agregados quartzo-feldspáticos, mas há também faixas centimétricas de rochas bandadas e xistosas onde os porfiroclastos se acham fortemente cominuídos. Lentes e faixas de granitos pegmatóides ocorrem em meio aos gnaisses. As supracrustais são representadas por quartzo-micaxistos, ortoquartzitos, quartzitos hematíticos e manganésíferos, metavulcânicas e metajaspilitos.

Esses litotipos ocorrem como faixas e lentes alternadas marcando o acamadamento e se relacionam através de cavalgamentos dúcteis frontais e

oblíquos, inclinados em torno de 80° para SE. Em nível mesoscópico os cavalgamentos são marcados por arranjos fortemente anastomosados de litotipos diversos, a exemplo de frações lenticulares de anfibolitos e de rochas quartzo-feldspáticas em meio a massas rochosas fortemente foliadas e cominuídas. Esse arranjo se repete em escala microscópica, de modo que a trama planar nos granitóides, granulitos e rochas supracrustais pode ser descrita como uma foliação milonítica. Nos locais onde as rochas adquirem granulação fina a muito fina em decorrência da deformação concentrada, a trama planar assemelha-se a uma xistosidade ou laminação formada pela orientação preferencial de minerais placóides e prismáticos, e por esteiras de agregados quartzo-feldspáticos.

Os mobilizados quartzo-feldspáticos e porções de rochas supracrustais desenham dobras ptigmáticas e intrafoliais que podem evoluir para dobras em bainha. Além disso, aparece um terceiro conjunto de dobras afetando os mobilizados quartzo-feldspáticos e frações de rochas máficas: são predominantemente similares, limitadas por faixas de deformação concentrada e mostram foliação plano-axial, parecendo serem decorrentes de cisalhamento diferencial localizado dentro dos cavalgamentos dúcteis.

A trama linear é formada pela orientação preferencial de micas e anfibólio, bem como por cristais de quartzo e feldspatos estirados, e por corpos alongados de mobilizados quartzo-feldspáticos e quartzosos. No geral a lineação é vista nas faixas onde se concentrou mais deformação, permitindo a definição de tectonitos SL, e nos demais locais ela é incipiente ou não se acha desenvolvida; destaca-se que os tectonitos SL são freqüentes nas interfaces granitóides-rochas granulíticas e rochas granulíticas-supracrustais. O comportamento espacial da lineação é variável, dominando estruturas orientadas predominantemente nas direções NE-SW e NW-SE com mergulhos sub-horizontais e de $30-45^\circ$ para SE, respectivamente. A análise de alguns critérios cinemáticos, como porfiroclastos rotacionados, bandas de cisalhamento, assimetria de caudas de sombras de pressão, bordas assimétricas e arranjos S-C, sugere que dominou movimentação com componente sinistral através do cinturão.

A evolução tectônica do Cinturão Rondônia envolveu uma movimentação compressiva oblíqua que gerou cavalgamentos dúcteis e zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais sub-paralelas. A grande incidência de rochas granulíticas através do cinturão presumivelmente

implica: (1) na presença de vários planos de descolamento que devem se ajustar na interface crosta-manto e na crosta inferior ou mesmo na parte superior do manto litosférico, e (2) no espessamento anômalo desse segmento crustal. Esse processo de espessamento da crosta foi acompanhado por transformações minerais em fácies anfíbolito e xisto-verde, por geração de granitóides e por modificações significativas no arranjo estratigráfico. A imbricação generalizada impôs também freqüente justaposição de tipos petrográficos com assembléias minerais distintas.

O **Cinturão de Cisalhamento Guaporé** constitui o limite entre os blocos Parecis e Bolívia, tem traçado curvilíneo, com orientação NNW-SSE em Mato Grosso e WNW-ESE em Rondônia, a concavidade voltando-se para SW. As informações lito-estruturais disponíveis para esse cinturão devem-se sobretudo aos trabalhos de mapeamento geológico de semidetalhe realizados pela CPRM e divulgados por Santarém *et al.* (1992), Scandolaro *et al.* (1992, 1995), Silva *et al.* (1992, 1994).

Os **complexos granulíticos Santa Bárbara e Santa Luzia** definem uma faixa contínua no terço sul desse cinturão e incluem essencialmente gnaisses granulíticos máficos e enderbíticos de granulação média a fina e fortemente foliados. As **seqüências metavulcano-sedimentares Pontes e Lacerda e Nova Brasilândia** têm ampla distribuição nas partes norte e centro-norte, e são constituídas por xistos cálcio-silicáticos, anfíbolitos, metabasaltos, biotita gnaisses, metatufos máficos bandados, metarenitos arcoseanos, quartzitos e xistos aluminosos com sillimanita, biotita e muscovita. O **Complexo Metamórfico São Felipe** ocorre como lentes na interface granulito-supracrustais e engloba *augen*-gnaisses de composição granodiorítica-tonalítica parcialmente migmatizados. A **Suite Rio Pardo** e o **Granito-Gnaisse Santa Helena** abarcam vários corpos de rochas monzograníticas a tonalíticas em meio aos complexos granulíticos e seqüências metavulcano-sedimentares, com destaque para o corpo situado na região de Rolim de Moura que apresenta 60 km de extensão e 10 km de largura.

A estruturação do cinturão em Rondônia compreende três domínios principais (Scandolaro & Rizzotto, 1993, *apud* Silva *et al.*, 1994). O domínio norte é caracterizado por cavalgamentos oblíquos e secundariamente frontais, de direção NW-SE e mergulhos variando de 40-70° para NE; trata-se de um sistema imbricado de cavalgamentos dúcteis que afeta principalmente as seqüências metavulcano-sedimentares e os granitóides.

Nos cavalgamentos oblíquos a lineação mergulha em torno de 30° para NNW e nos cavalgamentos frontais a sua inclinação é da ordem de 50° para NE. O domínio sul também é caracterizado por um sistema imbricado de cavalgamentos, mas nessa área apresentam direção WNW-ESE e mergulhos variando de $65-80^{\circ}$ para SSW, afetam sobretudo as rochas granulíticas e são predominantemente frontais; a lineação de estiramento associada tem mergulho variando de $50-80^{\circ}$ para SSW. O domínio central corresponde a uma faixa de direção E-W entre os sistemas imbricados e é composto por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais subverticais.

Em Mato Grosso, na região de Pontes e Lacerda, o cinturão é caracterizado por cavalgamentos dúcteis oblíquos de direção NNW-SSE e inclinados para ENE, e por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais paralelas ao sistema imbricado de cavalgamentos. As transcorrências afetam os cavalgamentos e são interpretadas como decorrentes de um segundo pulso de movimentação na evolução do cinturão (Santarém *et al.*, 1992).

O **Cinturão de Cisalhamento Guiana Central** apresenta direção geral NE-SW e estende-se desde a parte oeste do Amazonas até as proximidades de Paramaribo, passando por Roraima e pela República da Guiana. Corresponde à zona de articulação entre os blocos Napo, Alto Orinoco e Caroni situados a noroeste, e os blocos Juruá, Japurá e Maecuru a sudeste, e foi investigado por Kronenberg (1975, 1976), Lima *et al.* (1982), Melo & Villas Boas (1993) e Fraga & Reis (1995).

Na constituição do Cinturão Guiana Central, em Roraima, dominam gnaisses de composições tonalítica, trondhjemítica e granítica em meio aos quais ocorrem corpos lenticulares de gnaisses charnokíticos, enderbíticos, mangeríticos e noríticos; tais rochas foram correlacionadas ao **Complexo Kanuku** por Fraga & Reis (1995). Estes autores individualizaram ainda nessa região paragneisses formados por bandas quartzo-feldspáticas e biotíticas, anfíbolitos e rochas cálcio-silicáticos, que foram correlacionados ao **Grupo Cauarane**. No Amazonas, Melo & Villas Boas (1993) descreveram ortogneisses de composições predominantemente granítica e granodiorítica, além de tipos quartzo sieníticos e quartzo monzodioríticos reunidos no **Complexo Cauaburi**. Nessa área os referidos autores também caracterizaram o **Grupo Daraú**, formado por metassedimentos e metatufos, e a **Formação Aracá**, caracterizada por quartzitos, muscovita xistos e metaconglomerados, vinculados à evolução do cinturão. Corpos lenticulares

de granitos com duas micas e milonitizados, reunidos sob a denominação de **Granito Marauíá**, também ocorrem no domínio dos gnaisses do Complexo Cauaburi. Na República da Guiana o Complexo Kanuku inclui gnaisses granulíticos ácidos, básicos e intermediários, *augen*-гнаisses, gnaisses aluminosos, formações ferríferas, quartzitos e anfibolitos. No Suriname o **Grupo Falawatra** engloba charnoçkitos bandados, sillimanita gnaisses, piroxênio gnaisses, anfibolitos e biotita gnaisses.

As unidades litológicas do Cinturão Guiana Central em Roraima relacionam-se através de cavalgamentos dúcteis fortemente inclinados para NW, os quais se expressam em faixas de rochas miloníticas (Costa *et al.*, 1991a). Dentro das faixas, na parte interna dos corpos que se acham desmembrados em lentes, ainda é possível reconhecer feições primárias das rochas, implicando heterogeneidade da deformação. Aos cavalgamentos associa-se uma lineação com atitude geral de N50W/35NW, definida por cristais estirados de quartzo e de feldspatos, e pela orientação preferencial de micas e anfibólios.

A julgar pela posição espacial da lineação de estiramento, constata-se que durante a evolução do Cinturão Guiana Central dominou transporte de massas rochosas de NW para SE. Existem zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais e sinistrais com essa direção, que devem ter acomodado parte da movimentação e são interpretadas como rampas laterais. Além dessas estruturas, a foliação milonítica regional é afetada também por dobras centimétricas ligadas a instabilidades no fluxo milonítico. Essas características estruturais se repetem no Amazonas (Melo & Villas Boas, 1993), mas ainda não existem informações disponíveis nos países vizinhos.

O **Cinturão de Cisalhamento Tumucumaque** marca a zona de articulação entre os blocos Oiapoque e Maecuru e tem direção geral NW-SE realçada por faixas contínuas de rochas supracrustais do Grupo Vila Nova paralelas às faixas de gnaisses migmatizados do Complexo Guianense e às lentes de rochas granulíticas incluídas nas *suites metamórficas Tartarugal Grande e Ananai* por João *et al.* (1978, 1979).

O **Complexo Guianense**, de acordo com a descrição de Lima *et al.* (1974), ocupa amplas áreas, acha-se relativamente bem exposto ao longo dos rios maiores da região, e inclui gnaisses granulíticos, gnaisses de médio grau, anfibolitos, migmatitos, quartzitos e granitóides de composição granítica, granodiorítica e diorítica, além de gabros, hornblenditos,

piroxenitos e peridotitos. Os gnaisses são representados por sillimanita gnaiss, biotita gnaiss e biotita-hornblenda gnaiss. Os gnaisses granulíticos compreendem tipos mangeríticos/charnockíticos/enderbíticos, além de hiperstênio quartzitos. O **Grupo Vila Nova** engloba quartzitos, anfíbolitos, muscovita xisto, biotita xistos, biotita-granada xisto, sillimanita xisto, mármore, tremolita-actinolita xisto, itabirito e formação ferrífera.

Os dados estruturais do Cinturão Tumucumaque ainda são poucos e restringem-se ao Morro da Mina na região de Cassiporé e às adjacências de Tartarugal Grande, Tartarugalzinho e Calçoene, onde foi possível realizar investigações de detalhe e semidetalhe. Contudo, já se esboça um quadro semelhante ao do Cinturão Itacaiúnas onde há domínios de sistemas imbricados de cavalgamentos dúcteis e domínios de sistemas transcorrentes. Nas áreas de exposição das rochas granulíticas a lineação tem mergulhos altos, sugerindo a existência de descolamentos tangenciais que promoveram o soerguimento de rochas da base da crosta, a exemplo das regiões de Tartarugal Grande e do Morro da Mina. Os sistemas transcorrentes são delineados por dúplexes simétricos e assimétricos que se concentram nas áreas de exposição das rochas supracrustais.

Por fim, cabe referir o **Cinturão Orogênico Araguaia**, que tem direção geral N-S, expõe-se com mais de 100 km de largura e mais de 1.000 km de extensão, e decorreu da colisão oblíqua dos blocos Porangatu e Araguacema. As abordagens mais atualizadas sobre os aspectos estratigráficos, estruturais e tectônicos foram apresentados por Hasui & Costa (1990) e Santos & Costa (1995).

Na constituição desse cinturão orogênico dominam rochas supracrustais reunidas no Supergrupo Baixo Araguaia, que se relacionam tectonicamente com gnaisses diversos dos complexos Colméia e Porto Nacional. O **Complexo Porto Nacional** reúne granulitos máficos, enderbitos e kinzigitos. O **Complexo Colméia** engloba gnaisses de composição tonalítica e granítica, além de anfíbolitos, gnaisses cálcio-silicáticos e xistos aluminosos de ocorrências restritas. Em meio aos gnaisses ocorrem também corpos de granitóides deformados atribuídos às *suites Matança e Serrote*. O **Supergrupo Baixo Araguaia** compreende os **grupos Estrondo e Pequiizeiro**, o primeiro formado por quartzitos, metaconglomerados, xistos aluminosos, filitos e ardósias e o segundo, por xistos quartzo-feldspáticos bandados e quartzo-micaxistos bandados, dominando tipos com clorita.

Essas unidades litológicas relacionam-se através de um sistema imbricado de cavalgamentos dúcteis suavemente inclinados para leste, os quais marcam preferencialmente as zonas de contato. A lineação de estiramento associada aos principais planos de movimentação mergulha em média 15° para SSE, implicando transporte oblíquo de massas rochosas para NNW. Várias zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais e sinistrais, orientadas nas direções NW-SE e NNW-SSE e interpretadas como rampas laterais acompanharam o desenvolvimento dos cavalgamentos.

A evolução tectônica do cinturão envolveu no geral dois pulsos de movimentação compressiva. O primeiro pulso refere-se à propagação de superfícies de descolamentos nas interfaces crosta-manto e embasamento-supracrustais que avança para a crosta superior e impõe forte encurtamento na pilha sedimentar. O segundo pulso corresponde ao desenvolvimento de uma segunda geração de cavalgamentos que deformaram os mais antigos, sobretudo na parte central do cinturão. Tais movimentos foram acompanhados por transformações minerais em fácies anfíbolito e xisto-verde. Na progressão da deformação, incidiu a movimentação transcorrente sinistral na porção sudeste do cinturão, originando as zonas de transcorrência ancestrais do Lineamento Transbrasiliiano.

A história pré-colisional envolve a acumulação do pacote Baixo Araguaia como uma seqüência marinha transgressiva ligada a uma margem passiva. Ainda não foi possível determinar se esse evento distensivo alcançou estágios avançados de adelgaçamento litosférico, com a formação de crosta oceânica.

PROTEROZÓICO MÉDIO/SUPERIOR

A agregação dos vários blocos crustais através de eventos sucessivos de colisão gerou a massa continental referida como megacontinente mesoproterozóico (Almeida, 1978) ou Supercontinente Proterozóico (Windley, 1995), que experimentou pulsos de fragmentação através do Proterozóico Médio/Superior. Vários segmentos extensionais, com taxas variáveis de inversão positiva, caracterizam esses pulsos na região Amazônica (Costa *et al.* 1991a, b; Costa & Hasui, 1992) (Figura 2).

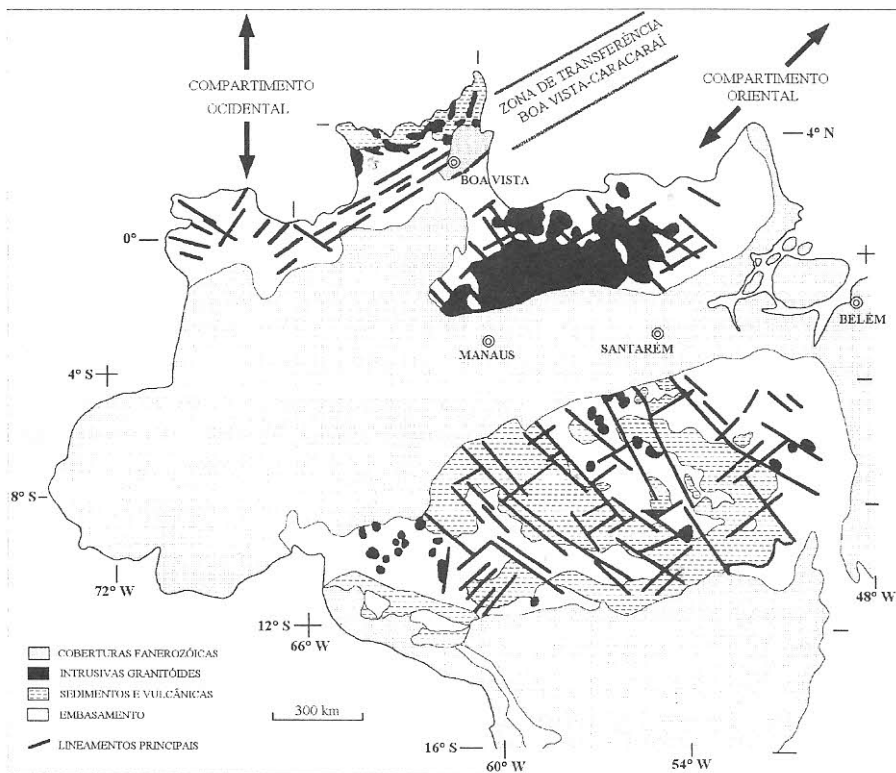


Figura 2 - Unidades litológicas e feições estruturais principais do Proterozóico Médio/Superior. As setas indicam as orientações dos eixos de distensão nos dois compartimentos, separados pela Zona de Transferência Boa Vista-Caracará.

Na região noroeste da Amazônia brasileira (Compartimento Ocidental), principalmente no Estado de Roraima, e também no extremo sudeste da Venezuela, os segmentos extensionais são formados por hemigrâbens moderadamente invertidos, com destaque àqueles situados na parte mais setentrional do Brasil, que hospedam rochas vulcânicas do Grupo Surumu e rochas sedimentares do Supergrupo Roraima, além de corpos ígneos da Suite Saracura e do Diabásio Avanavero.

O *Grupo Surumu* é formado por rochas vulcânicas ácidas

(riodacitos, riolitos e dacitos) e intermediárias (traquitos, latitos e andesitos), e rochas piroclásticas (tufo ácido e lapílicos, brechas e aglomerados). Raramente esses tipos litológicos estão poupados de deformações, dominando tipos petrográficos com texturas miloníticas a protomiloníticas caracterizadas por porfiroblastos imersos em matriz foliada. O **Supergrupo Roraima** é composto, da base para o topo, pela **Formação Arai**, **Grupo Suapi** e **formações Uailã e Mataui**, e seu desenvolvimento envolveu inicialmente a instalação de sistemas continentais fluviais, seguidos de pelo menos duas fases transgressivo-regressivas e encerrando-se com a retomada dos sistemas fluviais (Reis *et al.*, 1990; Pinheiro *et al.*, 1991). A **Suite Saracura** reúne granitos, além de granófiros, adamelitos e granodioritos que se apresentam geralmente como corpos elípticos em meio às rochas vulcânicas. O **Diabásio Avanavero** constitui espessas soleiras e diques de forma anelar em diferentes níveis estratigráficos dentro do Supergrupo Roraima. As idades dessas unidades concentram-se no intervalo de 1.789 Ma a 1.603 Ma, obtidas, respectivamente, a partir dos granitóides e dos *sills* básicos.

As principais estruturas que afetam as unidades referidas são zonas de cisalhamento subverticais, orientadas na direção E-W e com lineação de estiramento de alto mergulho associada, indicando que se tratam de sistemas imbricados de cavalgamentos dúcteis (Costa & Costa, 1996). As rochas apresentam-se fortemente foliadas ao longo das zonas de cisalhamento, e entre estas acham-se poupadas de milonitização, mas no geral estão dobradas ou fortemente inclinadas. Em direção ao extremo norte dessa área e em território venezuelano dominam rochas sedimentares do Supergrupo Roraima pouco deformadas e totalmente isentas de deformação, permitindo que se deduza que as maiores taxas de inversão concentram-se nas regiões de contato entre as principais unidades. Nesse evento as estruturas do Cinturão Guiana Central foram reativadas como zonas de cisalhamento oblíquas, mas há também indicações de cavalgamentos dúcteis frontais, os quais têm sido relacionados ao evento K'mudku em torno de 1.200 Ma (Fraga & Reis, 1995).

No restante da Amazônia brasileira (Compartimento Oriental), sobretudo no Estado do Pará, os segmentos extensionais são formados por diversos hemigrábens com preenchimentos vulcânico e sedimentar. O preenchimento vulcânico compreende essencialmente riolitos, riodacitos,

dacitos e andesitos reunidos no *Grupo Uatumã*. O preenchimento sedimentar é composto por conglomerados e arenitos imaturos desenvolvidos em grande parte em ambientes continentais, e folhelhos carbonosos/manganesíferos e folhelhos antracíticos ligados em parte a ambientes marinhos; tais tipos litológicos foram atribuídos, em diferentes áreas, às *formações Gorotire, Rio Fresco, Triunfo, Cubencranquém e Prosperança*. Parte dessas unidades é cortada por corpos graníticos rapakivíticos e englobados nas *suites Velho Guilherme, Redenção, Rio Dourado e Tarumã*, com idades de cristalização variando de 2,0 a 1,8 Ga.

Os hemigrábens são definidos estruturalmente por falhas normais de direções NW-SE e WNW-ESE, inclinadas para o lado norte e com perfis lístricos e planares. Eles são segmentados em compartimentos por falhas transcorrentes dextrais e sinistrais orientadas nas direções NE-SW e ENE-WSW, e interpretadas como falhas de transferência/compartimentais. Parte das seqüências do preenchimento acha-se afetada por cavalgamentos e dobras, sendo aquelas vinculadas ao Gráben do Cachimbo os exemplos mais importantes de inversão positiva nessa região; admite-se que a maioria das falhas normais desse gráben tenha sido reativada como cavalgamentos.

Na região sudoeste da Amazônia brasileira, sobretudo no Estado de Rondônia, os segmentos extensionais são formados por pelo menos seis bacias que se acham preenchidas por sedimentos predominantemente continentais com influência marinha e atribuídos à *Formação Palmeiral*, e por basaltos alcalinos incluídos na *Formação Nova Floresta* (Scandolaro *et al.*, 1996). Vários corpos de granitos com textura rapakivi, reunidos na *Suite Serra da Providência*, também se associam a esse evento de formação de bacias no período de 1,6 Ga a 1,4 Ga.

Essas unidades foram afetadas por compressão regional, resultando no desenvolvimento de sistemas imbricados de cavalgamentos e sistemas transcorrentes. Os cavalgamentos foram descritos na seqüência sedimentar que preenche a bacia situada a nordeste da cidade de Cacoal (Scandolaro *et al.*, 1996) e definem sistemas moderadamente inclinados para sul, com direção geral E-W e responsáveis por dobras quilométricas de estratificação plano-paralela.

Dois zonas de cisalhamento transcorrentes de direção geral NW-SE destacam-se nessa área. A mais extensa passa nas cidades de Cacoal, Jiparaná e Ouro Preto d'Oeste e se prolonga para NNW, ao longo da qual

existe um megadúplex transpressivo simétrico, orientado na direção NNW-SSE afetando rochas sedimentares da Formação Palmeiral e granitos da Suite Serra da Providência; trata-se de uma zona transcorrente dextral. A outra zona de cisalhamento transcorrente é sinistral e decorre da reativação de estruturas do Cinturão Guaporé.

Um outro episódio extensional é marcado pela colocação de granitos estaníferos (*Granitos Jovens de Rondônia*) em torno de 900 Ma, mas não há registros de formação de bacias nessa época.

PALEOZÓICO

No Paleozóico a região Amazônica foi afetada por outro evento extensional, resultando no desenvolvimento das bacias do Solimões, Amazonas, Parnaíba e Alto Xingu (Figura 3). Os preenchimentos dessas bacias são genericamente caracterizados por seqüências decorrentes de ciclos transgressivo-regressivos alternados com períodos de continentalização, alguns dos quais envolvendo glaciação e desertificação; a descrição das unidades é aqui dispensada, podendo ser encontrada na vasta bibliografia sobre elas.

As principais estruturas da **Bacia do Amazonas** são falhas normais de direção ENE-WSW e falhas de transferência/compartimentais de direção NW-SE (Wanderley Filho, 1991; Wanderley Filho & Costa, 1991). A ausência de dobras antiformais (volteios), de discordâncias angulares e de pacotes fortemente inclinados sugerem que as falhas normais experimentaram movimentação importante apenas na fase inicial do evento distensivo, sendo possível observá-las somente nas linhas sísmicas com resolução profunda.

Por outro lado, pela análise dos mapas de isópacas constatou-se que as falhas de transferência/compartimentais afetaram os depocentros de quase todas as unidades litológicas do preenchimento, indicando que se tratam de estruturas com história longa de movimentação; a forma em *dog-leg* da bacia se deve, em grande parte, à movimentação direcional ao longo dessas falhas. Uma das estruturas que se destaca nesse quadro é a zona compartimental de Purus que separa as bacias do Amazonas e do Solimões e ao longo da qual

existe uma área soerguida (*Arco de Purus*) onde não há registro de deposição das seqüências do Siluro-Ordoviciano e Devoniano/Eo-Carbonífero; essa área soerguida pode ser entendida como decorrente da movimentação oblíqua nesse trecho da zona compartimental. As demais zonas que contribuem significativamente para a segmentação da Bacia do Amazonas são denominadas de Paru-Anapu, Faro-Juruti e Urubu-Crepori (Wanderley Filho, 1991).

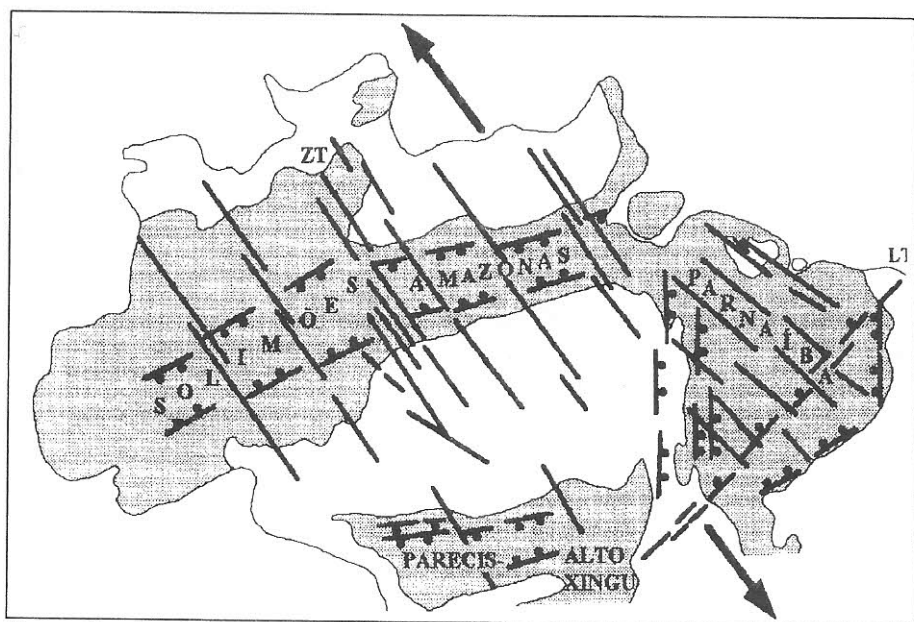


Figura 3 - Quadro tectônico paleozóico. Setas: eixo de distensão. Traços simples: falhas de transferência. Traços/círculos: falhas normais (círculos no bloco abatido). ZT: Zona de transferência Purus. LT: Lineamento Transbrasiliano.

A estruturação da **Bacia do Solimões** é dada por falhas normais de direções NE-SW e ENE-WSW e por falhas de transferência/compartimentais de direção NW-SE, com história de movimentação semelhante à da Bacia do Amazonas. As investigações de linhas sísmicas profundas indicam que o desenvolvimento da Bacia do Solimões está relacionado com a presença de

uma zona de descolamento que secciona todo o segmento crustal e se ajusta à interface crosta-manto, onde adquire postura sub-horizontal (Sacasa & Costa, 1996).

Na **Bacia do Parnaíba** há grande diversidade de estruturas extensionais, distinguindo-se as falhas normais oblíquas e frontais que compõem dois segmentos triangulares principais, separadas pelo feixe de falhas do Lineamento Transbrasiliano, além das falhas de transferência/compartimentais de direção NW-SE. As falhas normais oblíquas concentram-se nas bordas W e E e as falhas normais definem a borda SE e o feixe de descontinuidades do Lineamento Transbrasiliano. As falhas de transferência/compartimentais são numerosas e segmentam a bacia em vários compartimentos, destacando-se aquela da borda nordeste, ao longo da qual se formaram várias bacias transtensivas preenchidas por depósitos periglaciais da *Formação Piriá* e da *Seqüência Camiranga* (Igreja, 1992). Outro conjunto de estruturas que afeta o preenchimento refere-se a dobras de dimensões quilométricas compondo sistemas holomórficos em algumas áreas, e a cavalgamentos com orientações variadas; essas estruturas decorreram de um evento de compressão regional que incidiu em todas as bacias da Amazônia no Carbonífero Médio e é correlacionado à Orogenia Herciniana (Costa *et al.*, 1991c).

Ainda não foram realizados estudos tectônicos na bacia do Alto Xingu, presumindo-se que sua estruturação geral é fortemente controlada pelos cinturões de cisalhamento Rondônia e Guaporé, e que parte do seu preenchimento acha-se embutida em estruturas extensionais do Mesozóico.

MESOZÓICO/PALEOGENO

Esta etapa relaciona-se com os processos que culminaram com a abertura do 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 *et al.*, 1991d, e, 1994b, 1995b; Costa & Hasui, 1991), mostrados na Figura 4. No compartimento ocidental estão

instaladas as depressões ao longo das áreas das bacias do Solimões, Amazonas e Parecis-Alto Xingu, e a Bacia do Tacutu, desenvolvidas a partir de um eixo extensional de direção NW-SE. No compartimento oriental encontram-se as bacias do Marajó, Bragança-Vizeu e São Luís, e a Bacia do Parnaíba, controladas por um eixo extensional em torno de NE-SW.

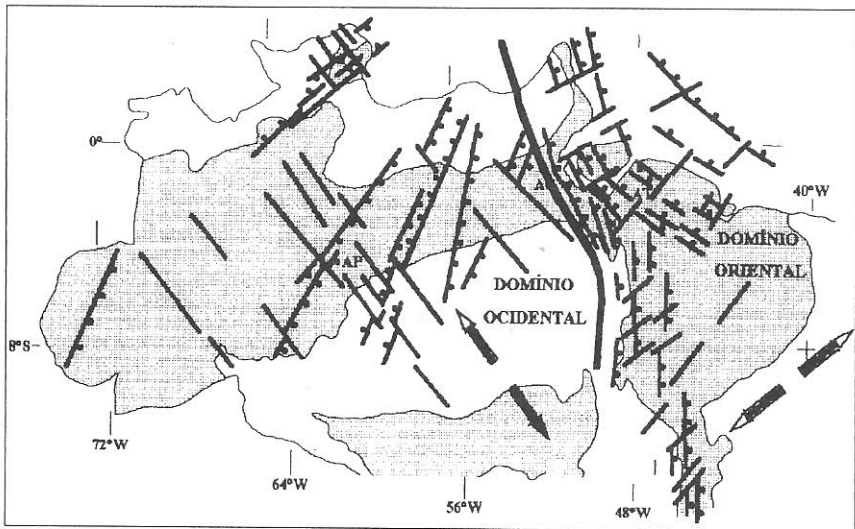


Figura 4 - Quadro tectônico do Mesozóico. Setas: eixo distensivo. Traços: falhas de transferência. Traços/círculos: falhas normais (círculos no bloco abatido). Linha grossa: limite dos domínios.

No Compartimento Ocidental, ao longo das **bacias do Solimões e do Amazonas** estabeleceram-se várias depressões controladas por falhas normais de direções N-S e NNE-SSW, nas quais se depositaram os sedimentos fluviais da **Formação Alter do Chão**. Muitas dessas falhas foram indicadas pela distribuição dos diques de diabásio que cortam as unidades paleozóicas e pré-cambrianas, e outras foram deduzidas por interpretação de linhas sísmicas (Wanderley Filho, 1991). As falhas normais com os rejeitos mais expressivos situam-se na região de Gurupá e limitam uma depressão

preenchida por uma pilha sedimentar com espessura superior a 2 km. Sobre o desenvolvimento tectônico desses segmentos, Costa *et al.* (1995b) consideraram uma fase de subsidência tectônica associada a um fator de estiramento inferior a 1,7, acompanhada de magmatismo básico, e seguida de subsidência termal, sobretudo na região do baixo Tapajós.

A **Bacia do Tacutu** estende-se por mais de 300 km na direção NE-SW no extremo nordeste do Estado de Roraima e na parte sudeste da República da Guiana, e alcança 50 km de largura. O seu preenchimento vulcano-sedimentar inclui, da base para o topo, a **Formação Vulcânica Apoteri** composta de derrames subaquosos de lavas toleíticas, a **Formação Manari** formada por folhelhos e calcários lacustrinos, e as **formações Pirara, Tacutu e Tucano** constituídas por seqüências de leques deltaicos e seqüências lacustres (Eiras & Kinoshita, 1988). Trata-se de uma estrutura assimétrica formada por um sistema de falhas sintéticas, lítricas, de direção NE-SW e inclinadas para NW, que se ajustam a um plano de descolamento na parte intermediária da crosta. No teto desse sistema as rochas do embasamento e do preenchimento acham-se afetadas por uma antifforma (volteio) e por falhas normais antitéticas, muitas das quais não interagem com a zona de descolamento. As falhas de transferência segmentam a bacia em vários compartimentos, têm direção geral NW-SE e apresentam cinemática dextral ou sinistral.

A evolução tectônica da Bacia do Tacutu envolveu abatimento progressivo da capa do sistema sintético, seguido pela ampliação da antifforma e pela individualização do sistema antitético. Esse quadro foi fortemente controlado pela geometria das zonas de cisalhamento do Cinturão Guiana Central, constituindo um exemplo didático de inversão negativa (Costa *et al.*, 1991f).

No Compartimento Oriental, a **Bacia de Marajó** tem extensão superior a 350 km e largura em torno de 50 km, inclui pelo menos oito segmentos limitados por falhas normais, de direções NW-SE e NNW-SSE, e por falhas de transferência/compartimentais, de direções NE-SW e ENE-WSW, com preenchimentos representados por seqüências fluviais e lacustres atribuídas às **formações Jacarezinho, Anajás e Limoeiro**, da base para o topo (Villegas, 1992; Villegas *et al.*, 1994). As falhas normais sintéticas são inclinadas para NE e ENE, têm perfis lítricos, podem apresentar rejeitos da ordem de 7 km e adquirem postura sub-horizontal a aproximadamente 12 km

de profundidade. As falhas normais antitéticas têm perfis planares e lítricos, mergulham para SW e apresentam rejeitos de até 2 km. As falhas de transferência/compartimentais são numerosas, com destaque para a zona do limite NW, ao longo da qual se instalaram várias bacias de tipo *pull-apart*, a exemplo da **Bacia de Mexiana** (Villegas *et al.*, 1992). A evolução tectônica da bacia compreende três etapas principais: (1) formação das falhas normais sintéticas acompanhadas pela individualização de várias falhas de transferência/compartimentais e pela deposição de parte do preenchimento; (2) geração do sistema antitético e intensificação dos movimentos direcionais ao longo das zonas de transferência/compartimentais; (3) diminuição da movimentação nas falhas normais e aumento das bacias *pull-apart* ao longo da zona compartimental da região de Mexiana (Villegas *et al.*, 1992).

A **Bacia de Bragança-Vizeu** é preenchida por uma seqüência essencialmente continental limitada por falhas-mestras normais inclinadas para SW e seccionadas por falhas de transferência de direção NE-SW; a **Bacia de São Luís** é preenchida por seqüências continentais e marinhas limitadas por falhas normais sintéticas inclinadas para NE e com perfis lítricos, e por falhas normais antitéticas planares com fortes mergulhos para SW, achando-se segmentada em numerosos compartimentos por mais de uma dezena de falhas de transferência/compartimentais (Azevedo, 1991; Igreja, 1992). A Zona Compartimental Gurupi separa as duas bacias e ao longo de sua direção existe uma área soerguida, que expõe frações do embasamento pré-cambriano, e que deve ser decorrente de movimentação oblíqua associada à movimentação direcional.

A parte norte da **Bacia do Parnaíba** corresponde a um depocentro preenchido por seqüências continentais com influência marinha (**Formação Ipixuna**), e é limitado a nordeste pelas falhas-mestras da Bacia de São Luís, a oeste por falhas normais submeridianas inclinadas para leste, e a sudeste por um feixe de falhas transcorrentes relacionado ao Lineamento Xambioá-Teresina. Trata-se da **Bacia do Capim**, definida por Borges *et al.* (1997). Na parte sul, tem-se a terminação da **Bacia Alto-Sanfranciscana** (Borges *et al.*, 1992).

NEOGENO-QUATERNÁRIO

Depois das primeiras informações sobre estruturas neotectônicas, seqüências sedimentares modernas, padrões de rede de drenagem e sistemas de relevo da Amazônia devidas a Sternberg (1950, 1953), outras foram colhidas pelo Projeto Radam, Franzinelli & Piuci (1980), Eiras & Kinoshita (1988), Franzinelli & Piuci, 1988; Franzinelli & Igreja (1990), Cunha (1991), Bemerguy & Costa (1991), Costa *et al.* (1993b, c, 1994b, 1995b), Borges *et al.* (1994, 1995a, b), Fernandes Filho *et al.* (1995), Bemerguy *et al.* (1995) e Ferreira Jr. *et al.* (1995, 1996a, b). Também resultados obtidos pela PETROBRÁS por interpretação de linhas sísmicas foram divulgados principalmente por Eiras & Kinoshita (1988) e Travassos & Barbosa Filho (1990), e os dados sísmológicos, que assinalam movimentação atual em diversas áreas, foram sistematizados por Berrocal *et al.* (1984) e Mioto (1993).

As feições neotectônicas da Amazônia passaram a ser melhor entendidas a partir de investigações de campo em diversas áreas, acompanhadas de análise sistemática de cartas plani-altimétricas e de imagens de sensores remotos, a elas relacionando-se depósitos sedimentares e vários aspectos da drenagem e do relevo. Um primeiro ensaio de síntese foi apresentada por Costa (1996), em palestra no V Simpósio de Geologia da Amazônia, e divulgada por Costa *et al.* (1996), com base em estudos morfolito-estruturais de dez áreas selecionadas do Amazonas, Roraima, Amapá, Pará, Maranhão e Tocantins.

A Formação Alter do Chão, parte da Seqüência Pós-Rifte da Bacia do Marajó, e a Formação Ipixuna são os registros das últimas manifestações do Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus & Campos, 1984) ou Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967). Nessas unidades e outras mais antigas desenvolveu-se um perfil laterítico maturo (Truckenbrodt *et al.*, 1991; Costa, 1991), atribuído ao Eoceno-Oligoceno, marcando importante período de estabilidade tectônica. Em seguida sobrevieram processos de estruturação, morfogênese e sedimentação até hoje em vigor, relacionados com a incidência da Neotectônica, cujo regime tectônico é do tipo transcorrente (Hasui, 1990). Dois pulsos de movimentação transcorrente são reconhecidos, do Mioceno/Plioceno e do Pleistoceno Superior/Recente, a eles relacionando-se deslocamentos, sedimentação, morfogênese e controle de

drenagem (Costa *et al.*, 1994b, 1995b; Fernandes Filho *et al.*, 1995; Bemerguy *et al.*, 1995; Borges *et al.*, 1995a, b; Ferreira Jr. *et al.*, 1996a, b).

As unidades lito-estratigráficas do intervalo Neogeno-Quaternário guardam íntima relação com os movimentos neotectônicos e são representadas pelas formações Solimões, Pirabas e Boa Vista, e pelo Grupo Barreiras, bem como pelas formações lateríticas, além de diversas seqüências do Quaternário. A **Formação Solimões** (Mioceno-Plioceno) cobre grande extensão do Acre e da parte oeste do Amazonas, guardando relação de discordância com a Formação Alter do Chão e alcançando grandes espessuras (Santos, 1984). Reúne pelitos com lentes de linhito e turfa, e concreções carbonáticas e gipsíferas, além de alguns sedimentos arenosos, relacionados com sistemas flúvio-lacustres. A **Formação Pirabas** ocorre na região nordeste do Pará em afloramentos descontínuos no meio dos sedimentos do Grupo Barreiras e dos depósitos quaternários. Em sua constituição apresenta margas seguidas de níveis de calcário fossilífero alternados com margas, com níveis de argilitos, calcarenitos, calcários maciços e biocalciruditos, depositados em ambiente marinho raso/lagunar/mangue no Eo-Mioceno. O **Grupo Barreiras** (Mioceno-Pleistoceno) tem ampla distribuição no litoral e apresenta grande variação faciológica, dominando as fácies argilosa, argilo-arenosa e arenosa, de ambiente de planície de maré/estuário/plataforma interna, com importantes oscilações do nível do mar em um contexto regressivo (Costa *et al.*, 1993b). A **Formação Boa Vista** (incluindo a **Formação Viruaquim**) ocupa vasta área na região nordeste de Roraima, compreendendo essencialmente arenitos com intercalações de siltitos e argilitos, provavelmente depositados em sistemas flúvio-lacustres; as informações disponíveis são ainda de reconhecimento, parecendo que a unidade alcança espessura máxima da ordem de 100 m e se formou a partir do Terciário Superior em uma bacia com mais de 30.000 km².

Os lateritos mais antigos, designados **Lateritos Maturos** (Costa, 1991), do Terciário Inferior (Eoceno-Oligoceno), constituem perfis bem evoluídos e profundos, tendo no topo horizonte ferruginoso, ferro-aluminoso, bauxítico ou bauxítico-fosfático, que abriga a maioria dos depósitos de bauxita da região. A crosta ferruginosa ou ferro-aluminosa tem resistência à erosão e intemperismo químico, sustentando superfícies planas elevadas de platôs. Essas superfícies podem estar recobertas por latossolos e

sedimentos ou terem as crostas expostas, e sobre elas desenvolveu-se floresta tropical ou paisagem de savana, respectivamente. Os lateritos mais jovens, designados *Lateritos Imaturos* (Costa, 1991), do Terciário Superior/Pleistoceno, pós-Barreiras e pós-Solimões, marcam-se por horizonte ferro-alumino-argiloso e são pouco evoluídos, menos profundos e desprovidos de horizonte bauxítico ou bauxítico-fosfático. A deformação neotectônica pode ser referenciada nos lateritos e as observações indicam que os movimentos se deram em pulsos, reconhecendo-se um primeiro que incidiu logo após a formação dos lateritos maduros, provavelmente no Mioceno, e um segundo, que sobreveio após a instalação dos lateritos imaturos, ainda no Pleistoceno. Adicionalmente, a deformação de *stone lines* derivadas de perfis imaturos serve como indicador de que a neotectônica se estendeu até os tempos recentes.

As *seqüências quaternárias* incluem em essência depósitos sedimentares pelíticos a psamíticos, e em parte rudíticos, ligados à evolução de encostas, dos sistemas de drenagem e do litoral. Os depósitos fluviais são aqueles de terraços, canais e de planícies de inundação. No litoral aparecem depósitos vinculados a pântanos e mangues, terraços marinhos, barras litorâneas, campos de dunas, praias e cordões litorâneos.

A Figura 5 mostra a distribuição dos principais elementos estruturais do quadro neotectônico da região.

Na região **nordeste de Roraima**, Costa & Costa (1996) definiram uma bacia em cunha, cuja extremidade NE se abateu, acolhendo a Formação Boa Vista. O topo desta é uma superfície relativamente plana, com altitudes em torno de 100 m.

Na borda norte dessa bacia aparecem falhas transcorrentes dextrais E-W a WNW-ESE, afetando rochas do Proterozóico Médio (graníticas da Suíte Saracura, vulcânicas do Grupo Surumu e sedimentares do Supergrupo Roraima), e os diversos segmentos interagem através de falhas normais NW-SE inclinadas para SW, caracterizando-se zonas transtensivas ao longo de toda a porção norte da bacia. As falhas transcorrentes e normais expressam-se em escarpas de falha e facetas trapezoidais, e controlam a orientação geral das serras, que alcançam altitudes de 1.000 m no sistema Pacaraima, e mais ao norte chegam à altitude de 2.770 m do Monte Roraima na fronteira com a Venezuela. Em direção ao sul, nas adjacências do contato entre o embasamento e a Formação Boa Vista, as altitudes não ultrapassam 200 m, e

a variação de altitudes sugere que as falhas transcorrentes tiveram importante componente de rejeito de mergulho. Vales suspensos e lagos decorrentes de drenagens bloqueadas pelas falhas são comuns nessas áreas.

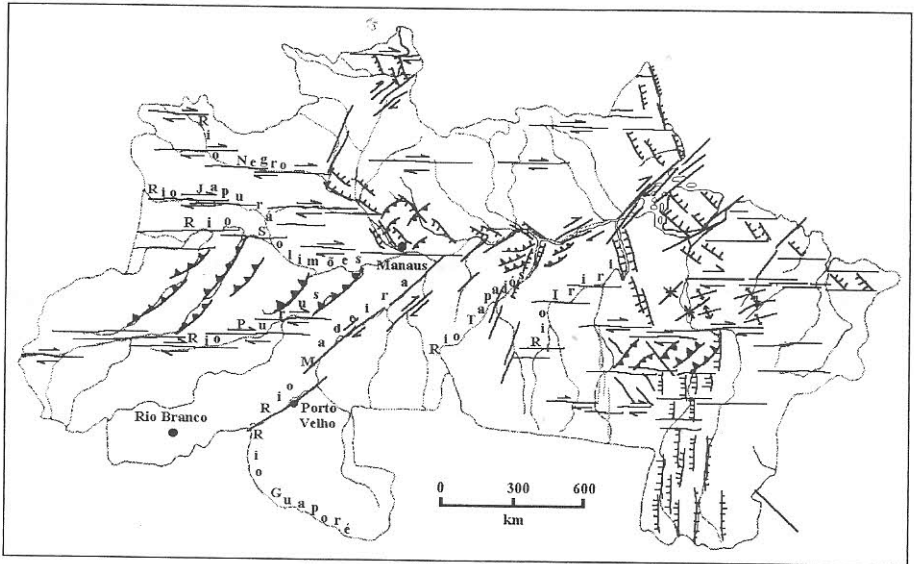


Figura 5 - Arcabouço neotectônico da Amazônia, esquematizando os sistemas de falhas. Falhas transcorrentes: linhas com ou sem par de setas, estas indicando o movimento relativo. Falhas normais: linhas com pequenos traços perpendiculares. Falhas inversas ou de cavalgamento: linhas denteadas.

A borda sudeste da bacia é definida por várias falhas transcorrentes dexas de direção NE-SW, ao longo das quais se desenvolveram áreas transpressivas caracterizadas pelos cavalgamentos e dobras de direções NW-SE (Eiras & Kinoshita, 1988). Tais estruturas afetam rochas pré-cambrianas do Cinturão Granulítico Guiana Central e mesozóicas da Bacia do Tacutu, e se expressam no relevo controlando serras NE-SW, com altitudes de até 500 m, e na rede de drenagem. Como os sedimentos da Formação Boa Vista recobrem as estruturas transpressivas, pode ter ocorrido, provavelmente no Quaternário, um pulso transtensivo ao longo das transcorrências.

O desenvolvimento dessa bacia tem relação direta com a reativação de estruturas pré-cambrianas e mesozóicas. As falhas transcorrentes da borda norte projetaram-se ao longo de zonas de cisalhamento (cavalgamentos dúcteis) presentes nas unidades rochosas do Proterozóico Médio. As falhas transcorrentes da borda sudeste originaram-se pela reativação das zonas de cisalhamento do Cinturão Guiana Central e das falhas normais da Bacia do Tacutu.

Em termos de evolução, considera-se que ocorreram pelo menos dois episódios principais de movimentação. No Mioceno-Plioceno dominou subsidência na porção centro-norte e soerguimento na porção centro-sul. Tal situação parece ser comum em estruturas em forma de cunha geradas por sistemas transcorrentes dotados de mesmo sentido de movimentação, neste caso, dextral. Provavelmente no Quaternário a transpressão deu lugar a subsidência na porção centro-sul, propiciando a formação de novos depocentros e a extensão dos sedimentos Boa Vista para essa região. Esses dois momentos são bem definidos na evolução da estrutura e o eixo de distensão, orientado na direção ENE-WSW, operou continuamente desde o Mioceno.

A região **centro-oeste do Amazonas** inclui extensas áreas de ocorrência de seqüências sedimentares do Terciário Superior (Formação Solimões) e do Quaternário, além de áreas pré-cambrianas na porção do alto Rio Negro. Evidências de movimentos tectônicos positivos afetando as unidades cenozóicas, expressas por rios encaixados, migração de canais, terraços soerguidos e extensos segmentos de rios retilíneos, foram apontadas por Oliveira *et al.* (1977) e Franco & Moreira (1977). O arcabouço neotectônico dessa vasta área pode ser colocado em termos de um segmento transpressivo (compartimento central) que se desenvolveu entre dois cinturões transcorrentes (compartimentos sul e norte) a partir de movimentação direcional predominantemente dextral.

O compartimento sul tem um padrão de drenagem paralelo formado por trechos dos rios Juruá e Purus, e seus afluentes, orientados preferencialmente na direção E-W. Ao longo dos elementos de drenagem, é comum a alternância regular de segmentos meandantes ou retilíneos sugerindo a presença de áreas abatidas e soerguidas, respectivamente, e indicando pelo menos três feixes de lineamentos, que se estendem por mais de 700 km na direção E-W. Muitos desses lineamentos interligam-se através

de outros menores NE-SW e NNE-SSW, aos quais se relacionam anomalias em cotovelo na rede de drenagem. A presença de segmentos de drenagem deslocados, indica movimentação dextral dominante nas falhas transcorrentes E-W e que os lineamentos menores devem representar falhas inversas.

O compartimento central compreende a área situada entre as cidades de Benjamim Constant e o baixo curso do rio Purus. Também é caracterizado por um padrão de drenagem paralelo, controlado por vários feixes de lineamentos NNE-SSW a NE-SW que se conectam às falhas transcorrentes do compartimento sul e são interpretados como falhas inversas.

O compartimento norte estende-se desde a Colômbia até os baixos cursos dos rios Negro e Solimões. É definido por um padrão de drenagem angular controlado principalmente por lineamentos E-W e NE-SW. Os lineamentos E-W são os mais importantes e interpretados como falhas transcorrentes dextrais; muitos deles se interligam através dos lineamentos NE-SW e as articulações demarcam extensas estruturas romboédricas transpressivas.

Na região do baixo rio Negro a estruturação é definida principalmente por falhas normais NW-SE interagindo com falhas maiores E-W, transcorrentes dextrais, resultando no desenvolvimento de várias bacias romboédricas transtensivas. A bacia mais importante situa-se na região de confluência dos rios Negro e Branco e aloja uma extensa seqüência sedimentar atribuída ao Quaternário. As falhas-mestras normais dessa bacia mergulham para nordeste e controlam a orientação geral do rio Negro no alinhamento das cidades Moura e Barcelos.

Na região **leste do Amazonas**, sobretudo entre as cidades de Manaus e Juruti, existem dois conjuntos de estruturas decorrentes de movimentos do Terciário Superior e do Quaternário (Costa *et al.*, 1994b, 1995b).

As estruturas mais antigas correspondem a falhas inversas e dobras NE-SW, que afetam os sedimentos da Formação Alter do Chão e controlam o sistema de colinas delineando alinhamentos com altitudes de até 200 m. Ao longo da rodovia AM-010, principalmente no trecho situado entre os rios Preto da Eva e Urubu, as falhas inversas mergulham em torno de 40° SE e definem um sistema imbricado, aos quais se vinculam dobras abertas a suaves, de amplitudes e comprimentos de onda variando de alguns metros até dezenas de metros.

As estruturas do Quaternário são representadas por duas bacias de

afastamento (*pull-apart*) associadas a falhas transcorrentes dextrais NE-SW e E-W. No leste da área ocorrem falhas NE-SW compondo dois feixes que configuram um grande lineamento, o Lineamento Tupinambarana, e elas se interligam por falhas normais E-W; configurando um romboedro transtensivo, que acolhe extensos depósitos do Quaternário, controla o traçado do rio Amazonas e encaixa o rio Madeira.

Na parte oeste dominam as falhas E-W conectadas através de falhas normais NW-SE, definindo outra bacia de afastamento.

As falhas normais controlam a orientação dos rios Preto da Eva e Urubu, e o baixo curso do rio Negro, têm perfis planares e curvos, e podem ser vistas principalmente dentro da cidade de Manaus e ao longo da Rodovia BR-174, onde se verifica que os rejeitos variam de poucos até dezenas de metros. Nessa área existem ainda falhas transcorrentes NE-SW afetando as falhas normais, sendo a mais importante aquela observada na Avenida Grande Circular, caracterizada por uma estrutura em flor negativa, que promove rotação de até 90^0 em alguns segmentos do perfil laterítico do Pleistoceno.

Na região **oeste do Pará** as estruturas compõem dois conjuntos principais atribuídos ao Terciário Superior e ao Quaternário (Costa *et al.*, 1994b, 1995b).

As estruturas do Terciário Superior, delineadas a partir das interpretações de linhas sísmicas (Travassos & Barbosa Filho, 1990), correspondem a falhas inversas e dobras ENE-WSW e NE-SW que afetam os sedimentos da Formação Alter do Chão ao longo de uma faixa de 150 km de largura e 600 km de extensão. As falhas inversas formam sistemas imbricados e mergulham para NW ou SE marcando estruturas em flor positiva. As dobras têm dimensões quilométricas, apresentam estilos que variam de suaves a fechadas e possuem planos axiais verticais a subverticais. Essas estruturas se expressam no relevo através de sistemas de serras alongadas na direção NE-SW e com altitudes de até 200 m.

As estruturas do Quaternário formam dois segmentos distensivos e um segmento transcorrente que se articulam na região de Santarém-Monte Alegre em uma junção tríplice do tipo R-R-T:

1. o ramo distensivo NW-SE tem extensão superior a 250 km e é formado por falhas normais de alto ângulo que controlam o baixo curso do rio Trombetas e o trecho do rio Amazonas entre as cidades de Juruti e

Santarém. Ali é comum a presença de lagos relacionados com meandros abandonados por migração de canais devido a jogos de blocos de falha, bem como a ocorrência de extensos depósitos de sedimentos pelíticos vinculados principalmente a planícies de inundação;

2. o ramo distensivo NNE-SSW tem extensão em torno de 200 km, é marcado por falhas normais, que controlam o baixo curso do rio Tapajós, e seu desenvolvimento deve ter relação com reativação das falhas normais do Mesozóico;
3. o ramo transcorrente tem direção ENE-WSW, estende-se desde Santarém até as adjacências de Gurupá e impõe forte controle na orientação geral do rio Amazonas. Esta porção é caracterizada também por extensos lagos resultantes principalmente de meandros abandonados por migração do rio Amazonas para norte em resposta aos movimentos ao longo das falhas transcorrentes.

Na região de Monte Alegre, que se situa na área de interação dos três ramos, há registros de fontes termais e de incidência de terremotos sugerindo que as estruturas permanecem ativas. Além disso, reconhece-se ali uma grande anomalia magnética negativa (Hasui *et al.*, 1984). Como feição algo mais antiga, identifica-se um enxame de diques básicos (Almeida, 1986) que reflete um estágio mesozóico de evolução e marca provável pluma do manto, que pode ter promovido soerguimento e ruptura tríplice ancestral.

A estruturação da região **centro-norte do Pará** também é definida por três ramos estreitos e longos que se articulam na região de Porto de Moz, e compõem uma junção tríplice do tipo T-T-R atribuída ao Quaternário (Costa *et al.*, 1994b, 1995b):

1. o ramo direcional ENE-WSW já foi abordado no item anterior;
2. o ramo direcional NE-SW ocupa a área entre Porto de Moz e a foz do Amazonas, tem extensão de 350 km na região continental e é composto por vários feixes de falhas transcorrentes dextrais que se interligam através de falhas normais ENE-WSW e E-W, definindo várias bacias de afastamento. A interpretação de linhas sísmicas no domínio da plataforma indica que as seqüências do Pleistoceno-Holoceno, acumuladas nos vários compartimentos transtensivos, podem alcançar espessuras da ordem de 1.000 m, refletindo taxas elevadas de movimentação ao longo desse sistema transcorrente durante o Quaternário. De acordo com as interpretações baseadas em dados sísmicos e apresentados por Villegas

(1994), essas falhas transcorrentes dextrais funcionaram ininterruptamente desde o Cretáceo, e sempre representaram o corredor de ligação entre o páleo-sistema de drenagem da região do baixo Amazonas e o Oceano Atlântico. Essa interpretação está calcada na presença de seqüências do Terciário e do Cretáceo na Bacia de Mexiana com espessuras de 3 km e superiores a 6 km, respectivamente;

3. o segmento distensivo NNW-SSE tem extensão superior a 250 km, estende-se desde a região de Altamira e Belo Monte até as adjacências de Porto de Moz. É marcado por falhas normais de alto ângulo que controlam o baixo curso do rio Xingu; a continuidade desse segmento para sul é reconhecida por extensos trechos retos de rios de segunda ordem NNW-SSE.

A região **nordeste do Pará** entre o “Bico do Papagaio” (confluência entre os rios Araguaia e Tocantins) e o litoral, incluindo a Ilha de Marajó, mostra feições indicativas de movimentos tectônicos do Terciário Superior e do Quaternário (Costa *et al.*, 1993b, 1994b; Borges *et al.*, 1995a, b).

O quadro tectônico do Terciário Superior (Mioceno-Plioceno) é formado por um compartimento transpressivo e outro transtensivo:

1. o compartimento transpressivo ocupa a área entre Marabá e Paragominas, estende-se para o oeste do Maranhão e tem a forma de um romboedro. Seus limites norte e sul correspondem a feixes de falhas transcorrentes E-W dextrais que afetam principalmente as seqüências sedimentares da Formação Ipixuna, atribuídas ao Terciário Inferior, bem como o perfil laterítico maduro, bauxítico-fosfático. O feixe norte tem extensão aproximada de 560 km entre os vales dos rios Mearim e Tocantins, responde pelas anomalias em cotovelo nas drenagens de terceira ordem, exerce forte controle na orientação das drenagens de primeira e segunda ordens, e inclui estruturas transpressivas e transtensivas ao longo de sua direção, a exemplo de estruturas em flor negativas observadas em cortes da BR-010 (Belém-Brasília). O feixe sul estende-se por mais de 350 km passando por Imperatriz e Marabá, impõe anomalias em cotovelo no baixo curso dos rios Araguaia e Tocantins que configuram o “Bico do Papagaio”, controla o baixo curso do rio Itacaiúnas, e tem suas principais falhas interagindo através de um pequeno segmento transpressivo na região de Marabá. A parte interna desse compartimento é caracterizada por dobras de dimensões métricas a quilométricas e com eixos orientados

na direção N40-70E, que se manifestam no relevo em serras alinhadas de até 500 m de altitude, as quais compõem a Serra do Tiracambu;

2. o compartimento transtensivo abarca a ilha de Marajó e o extremo nordeste do Pará, entre Ipixuna e o litoral, e refere-se à bacia que acolheu os sedimentos da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras. As falhas-mestras normais que controlaram a instalação das seqüências sedimentares foram observadas apenas em linhas sísmicas, orientam-se preferencialmente na direção NW-SE, mergulham para NE e têm perfis lítricos e planares. O desenvolvimento da bacia deu-se em duas etapas principais: a primeira de individualização de falhas normais que propiciaram a ingressão do mar em uma extensa área, resultando na deposição da seqüência carbonática Pirabas, sobretudo nas partes nordeste e leste da bacia, e a segunda, de progressão da movimentação ao longo das falhas normais que responde pela deposição da seqüência siliciclástica do Barreiras (Costa *et al.*, 1995b; Borges *et al.*, 1995a).

Esta bacia foi anteriormente considerada como resultado do último pulso extensional no continente do evento que abriu o Oceano Atlântico (Igreja 1992; Costa *et al.*, 1994b, 1995b), mas sabe-se agora que é uma estrutura de afastamento, cujo limite sul corresponde ao feixe de falhas transcorrentes que passa pela região de Paragominas. Assim, o feixe de falhas transcorrentes NE-SW presente na região do baixo Amazonas pode ter tido papel importante no desenvolvimento do compartimento transtensivo, de modo a delinear uma estrutura em cunha semelhante à da região nordeste de Roraima. Outras falhas transcorrentes NE-SW funcionaram durante a evolução da bacia e aquela que passa em frente à cidade de Belém pode ter controlado a distribuição das seqüências sedimentares na direção NW-SE, pois não há registros de ocorrências expressivas de sedimentos carbonáticos da Formação Pirabas na região da Ilha de Marajó.

O quadro de estruturas do Quaternário (Pleistoceno Médio-Holoceno) compreende vários feixes de falhas transcorrentes dextrais E-W que se interligam através de falhas normais NW-SE, NNW-SSE e N-S, definindo várias estruturas romboédricas transtensivas (bacias de afastamento) de dimensões variadas. Essas estruturas afetam as seqüências sedimentares do Terciário Inferior (Formação Ipixuna) e do Terciário Superior (Formação Pirabas e Grupo Barreiras) e o perfil laterítico imaturo, que se constitui em boa referência para demonstrar que os rejeitos das falhas

normais variam de poucos metros a várias dezenas de metros.

Os deslocamentos verticais ao longo das falhas normais respondem (1) pela distribuição dos sedimentos da Formação Ipixuna e do Grupo Barreiras em faixas alternadas na região entre Mãe do Rio e São Miguel do Guamá; (2) pelas exposições isoladas da seqüência carbonática Pirabas em meio aos sedimentos siliciclásticos Barreiras, em decorrência de taxas altas de erosão das partes externas das capas soerguidas por rotação anti-horária; (3) pelo basculamento da ilha de Marajó promovendo migração de canais em direção a sudoeste, onde domina um sistema de drenagem anastomosado; (4) pela deposição de grande parte das seqüências pleistocênico-holocênicas (pós-Barreiras) de terraços fluviais, de depósitos de fluxos de detritos e de planícies costeiras; (5) pelo forte controle da dissecação do sistema colinoso; e (6) pelos arcos, cotovelos, segmentos retos, capturas e segmentos meandantes nos elementos da rede de drenagem. O trecho do rio Guamá entre Ourém e Belém é um bom exemplo de captura pelas falhas normais.

Os deslocamentos horizontais ao longo dos feixes transcorrentes geraram áreas transtensivas e transpressivas alternadas devido a mudanças nas direções das falhas ou interação entre elas. O exemplo que se destaca é o dúplex transpressivo, de dimensões quilométricas, formado ao longo do feixe transcorrente que passa nas adjacências de Paragominas.

Vários feixes de falhas transcorrentes orientados na direção NE-SW seccionam algumas das estruturas apresentadas, constituem exemplos da última manifestação tectônica na região e estão intimamente ligados à reativação das falhas transcorrentes que operaram no Terciário Superior. Nesse quadro, sobressaem-se os feixes que controlam as disposições do baixo curso do rio Tocantins e da Baía de Marajó, e a orientação geral do rio Gurupi, que juntamente com os feixes menores respondem, no geral, pela forma endentada do litoral, no caso caracterizada por rias.

A região **noroeste do Maranhão** entre os vales dos rios Gurupi e Mearim apresenta elementos estruturais originados por movimentos do Terciário Superior e do Quaternário (Ferreira Jr. 1995; Ferreira Jr. *et al.*, 1996a, b).

As estruturas do Terciário Superior restringem-se ao extremo nordeste da área e correspondem a falhas normais NW-SE e inclinadas para NE, que limitam um depocentro preenchido por sedimentos do Grupo Barreiras. A interpretação dos dados estratigráficos indica que os desnivelamentos induzidos pelos movimentos verticais propiciaram a

instalação das seguintes seqüências, do interior do continente em direção ao páleo-litoral: (1) seqüência de leques aluviais caracterizados por conglomerados e arenitos conglomeráticos na porção proximal e arenitos maciços de granulometria fina na porção distal; (2) seqüência ligada a sistemas fluviais meandantes e a extensas planícies de inundação; e (3) seqüência transicional dominada por marés de baixa energia. Trata-se de uma bacia assimétrica, cujo limite SW corresponde a áreas elevadas, alongadas na direção NW-SE e sustentadas principalmente por sedimentos do Cretáceo (Formação Itapecuru), marcando a zona de ombreira. Nessa época, a páleo-linha de costa situava-se nas adjacências da cidade de Mirinzal e já possuía configuração trombetiforme definida por rias controladas por falhas transcorrentes de direção NE-SW. Na progressão da movimentação houve o recuo da linha de costa e a gradual ampliação da rede de drenagem dominada por elementos hidrográficos orientados preferencialmente na direção NE-SW.

A estruturação do Quaternário refere-se a uma bacia de tipo de afastamento com as bordas norte e sul marcadas por falhas transcorrentes dextrais E-W e as nordeste e sudoeste, marcadas por falhas normais NW-SE.

As falhas transcorrentes do limite norte têm extensão superior a 150 km na direção E-W e se expressam nos afloramentos como dúplexes de dimensões centimétricas a métricas afetando os sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras. Esta geometria repete-se regionalmente, com domínio de dúplexes transtensivos constituídos por falhas normais NW-SE que ligam as falhas transcorrentes. Nessa região o relevo é composto por colinas médias, colinas amplas e colinas médias alongadas na direção E-W e com altitudes variando entre 35 e 70 m, e o padrão de drenagem dominante é o paralelo, sendo fortemente controlado pelas falhas transcorrentes.

As falhas transcorrentes do limite sul compõem um feixe que se prolonga para o nordeste do Pará com extensão superior a 300 km, apresentam estruturas romboédricas transtensivas ao longo de suas direções e impõem traçados paralelos na rede de drenagem. Os lagos existentes nas regiões dos municípios de Monção, Penalva e Viana resultaram de bloqueios da rede de drenagem devidos à individualização das estruturas romboédricas ao longo das falhas. Dentre as formas de relevo dessa região destacam-se as mesas que formam interflúvios tabulares com altitudes em torno de 110 m, bordas escarpadas e topos chatos, e são sustentadas pela crosta laterítica

desenvolvida sobre sedimentos da Formação Itapecuru.

As falhas normais do lado nordeste apresentam mergulhos variando de 75° a 50° para SW, rejeitos de poucos metros até dezenas de metros, perfis planares e lítricos, estrias inclinadas entre 40° e 70° para NW, e definem um sistema imbricado em dominó. Essas falhas bloquearam parte do sistema de drenagem formando os lagos dos municípios de Pinheiro e Santa Helena, e controlaram os sistemas de colinas amplas, colinas médias, e colinas médias alongadas caracterizadas por forte assimetria.

As falhas normais do lado sudoeste têm perfis planares, possuem mergulhos médios a altos para NE, formam um sistema imbricado em dominó e controlam as formas de relevo em colinas médias alinhadas, paralelas e fortemente assimétricas. Os rejeitos dessas falhas são inferiores aos registrados naquelas do lado nordeste.

O desenvolvimento dessa bacia é entendido através de quatro etapas:

1. individualização das falhas transcorrentes E-W que impuseram modificações importantes na rede de drenagem, sobretudo por capturas de segmentos de rios, com mudanças de direção, de NE-SW para E-W, e bloqueios de drenagem que formaram os lagos da parte sul;
2. formação das falhas normais dos lados NE e SW da bacia, o desenvolvimento dos sistemas de colinas, a geração dos lagos da parte central e a instalação da seqüência holocênica;
3. ingresso do mar no interior da bacia originando os depósitos de planície de lama;
4. individualização das falhas transcorrentes NE-SW, destacando-se aquela que controla a baía de São Marcos.

O quadro de estruturas da região **leste do Amapá** é similar ao apresentado para as regiões nordeste do Pará e noroeste do Maranhão.

As estruturas do Terciário Superior são falhas normais orientadas na direção NNW-SSE e inclinadas para ENE. Elas formam parte da arquitetura de uma bacia assimétrica preenchida por sedimentos do Grupo Barreiras e são fortemente controladas por falhas normais mesozóicas da Bacia do Cassiporé. Não há ainda informações disponíveis para avançar no entendimento da evolução dessa bacia, que parece transtensiva.

As estruturas do Quaternário compreendem vários feixes de falhas transcorrentes E-W que se interligam através de falhas normais NW-SE, definindo romboedros transtensivos simétricos e assimétricos, de dimensões

variadas. Essas estruturas têm continuidade para os países vizinhos (Guiana Francesa, Suriname e Guiana), estendem-se por mais de 600 km na direção E-W e controlam a forma do litoral. Os movimentos verticais transtensivos (i) geraram bloqueios no sistema de drenagem formando lagos (Motuca, Novo, Comprido, Duas Bocas etc.) e segmentos sinuosos nos elementos de drenagem de terceira ordem (por exemplo, rio Araguari); e (ii) envolveram rotação anti-horária nos blocos falhados, resultando em migração do sistema de drenagem para SW e conseqüente formação de numerosos páleo-canais, sobretudo na região entre Amapá e Sucuriju.

As principais estruturas neotectônicas da região **sudeste do Pará e oeste de Tocantins** são representadas por três feixes de falhas transcorrentes E-W e dois feixes de falhas normais N-S:

O feixe transcorrente do norte dessa área (i) tem extensão superior a 500 km, (ii) controla os baixos cursos dos rios Itacaiúnas e Parauapebas, e o alto curso do rio Bacajá, (iii) gera anomalias em cotovelo no traçado dos rios Xingu, Araguaia e Tocantins definindo, os dois últimos o “Bico do Papagaio”, e (iv) constitui o limite norte da Serra dos Carajás. Essas falhas afetam rochas pré-cambrianas, seqüências sedimentares do Paleozóico e do Terciário Inferior, bem como o perfil laterítico maduro. O feixe transcorrente central encontra-se entre os vales dos rios Xingu e Araguaia, tem extensão aproximada de 370 km, responde por várias anomalias da rede de drenagem (segmentos retos, cotovelos, sinuosidades etc.) e afeta principalmente as rochas pré-cambrianas. Esses dois feixes transcorrentes interligam-se através de descontinuidades NE-SW, que controlam a orientação de extensos segmentos dos rios Itacaiúnas, Parauapebas e Vermelho, e são interpretados como falhas inversas decorrentes da movimentação dextral. Grande parte da expressão topográfica dessa região, representada por um sistema de serras de até 800 m (Serra dos Carajás), está vinculada aos movimentos verticais associados a transpressão; estima-se que os rejeitos ao longo das falhas inversas podem ter alcançado várias centenas de metros, exumando um páleo-relevo fortemente condicionado pelas estruturas pré-cambrianas subverticais. Os sistemas de serras com topos planos são capeados pela crosta laterítica madura, a exemplo do que se verifica na área transpressiva da Serra de Tiracambu do oeste do Maranhão. Os eventos de sismicidade registrados recentemente na área do prospecto Salobo e as fontes termais na região de Cururu são evidências de que as falhas da região da Serra dos

Carajás permanecem ativas.

O feixe transcorrente do sul tem extensão aproximada de 200 km, controla a orientação geral do rio Inajá e o alto curso do rio Arraias do Araguaia, e se conecta ao feixe transcorrente central através de um conjunto de falhas normais de direção NW-SE, definindo uma estrutura transtensiva.

Os feixes de falhas normais N-S concentram-se nos extremos leste e oeste da área. O feixe do lado oeste é realçado por extensos trechos retilíneos dos rios Xingu e Fresco, bem como pela orientação geral das drenagens de primeira e segunda ordens, e estende-se por mais de 1.000 km para norte e para sul, além dos limites da área enfocada. O feixe do lado leste compreende falhas normais fortemente inclinadas para oeste, as quais são destacadas por extensos trechos retilíneos do rio Araguaia e de seus principais afluentes; os movimentos verticais associados respondem pelo conjunto de serras alinhadas na direção N-S (Serra do Estrondo) que compõem o divisor das bacias hidrográficas dos rios Araguaia e Tocantins.

Nas regiões **nordeste de Tocantins e sul do Maranhão**, as estruturas neotectônicas compõem extensas faixas E-W e N-S reunidas por Bezerra & Costa (1996) no Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina e no Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, respectivamente. Elas envolvem reativação das falhas normais do Cretáceo durante a atuação dos movimentos transcorrentes dextrais no Terciário Superior e no Quaternário.

O Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina acha-se desenvolvido principalmente sobre seqüências sedimentares paleozóicas e mesozóicas pertencentes à Bacia do Parnaíba e é composto por falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW, que se interligam através de falhas normais NW-SE, definindo várias áreas transtensivas, além de falhas transcorrentes dextrais e sinistrais de direção NE-SW. As estruturas-mestras do cinturão são as falhas transcorrentes ENE-WSW, que se concentram em faixas discretas, e as extensas áreas transtensivas. Tais feições refletem-se na orientação geral dos elementos principais da rede hidrográfica, como no cotovelo do rio Tocantins entre as cidades de Carolina e Babaçulândia, e do relevo, como as "Mesas de Carolina", áreas altas ou abatidas, estas correspondendo a sítios de sedimentação.

O Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia é formado por falhas normais de direção N-S que se concentram em três faixas que controlam a orientação geral dos rios Tocantins e Araguaia imediatamente a oeste do

limite da área. Uma das faixas mergulha para oeste e as outras duas inclinam-se preferencialmente para leste, e seus rejeitos respondem pelo conjunto de elevações da Serra do Estrondo.

Por fim, cabe destacar os **sismos intraplaca**, que representam alívios de tensão ao longo de descontinuidades preexistentes reativadas ou menos provavelmente neoformadas, indicando, pois, movimentação tectônica atual.

A distribuição dos epicentros da região mostra concentrações em áreas limitadas, que correspondem a *zonas sismogênicas*, separadas por vastas extensões onde apenas ocasionais e esparsos epicentros aparecem representando alívios locais de tensão (*gaps sísmicos*). A Figura 6 mostra as zonas sismogênicas, e fora delas epicentros esparsos, como aqueles da região de Monte Alegre-Santarém, indicativos de atividade na zona de junção tríplice referida acima.

A **Zona Sismogênica de Boa Vista** tem epicentros concentrados a sul e sudeste da Bacia de Tacutu e associa-se a uma faixa onde se reconhece a incidência de processos tectônicos, magmáticos e sedimentares do Pré-Cambriano (faixa de justaposição dos blocos Caroni/Alto Orinoco e Maecuru, que envolve a Sutura Guiana Central e o Cinturão Granulítico Guiana Central), do Proterozóico Médio (Lineamento Tacutu), do Mesozóico (magmatismo básico e alcalino, Bacia de Tacutu) e Cenozóico (área do nordeste de Roraima, acima referida).

A **Zona Sismogênica de Manaus** enfeixa os epicentros no entorno da confluência dos rios Negro/Solimões/Amazonas e seu evento mais importante foi o de Codajás (5/8/1983, magnitude 5,5). Essa zona coincide com as faixas de justaposição dos blocos Maecuru, Japurá, Juruena e Araguacema (que envolve a articulação das suturas Rio Negro, Médio Tapajós, Baixo Amazonas e Madeira); tais faixas foram palcos de reativações posteriores no Proterozóico Médio (Lineamento Abacaxis e Serra do Cachorro), Paleozóico (Arco de Purus), Mesozóico (zona de transferência Purus, soleiras de diabásio) e Cenozóico (áreas do centro-oeste e leste do Amazonas, acima referidas).

A **Zona Sismogênica de Belém** é marcada pelos epicentros da região de Belém e da foz dos rios Amazonas e Tocantins e seus sismos mais destacados foram os de Belém (12/1/1970, intensidade 4,5) e do nordeste da Ilha do Marajó (2/8/77, intensidade 4,8). Essa zona coincide com as faixas de justaposição dos blocos Belém, Oiapoque e São Luís (envolvendo a

articulação das suturas Amapá e Gurupi), que acomodaram movimentações posteriores no Paleozóico, Mesozóico (bacia do Marajó e Bragança-Viséu) e Cenozóico (área do norte do Pará, acima referida).

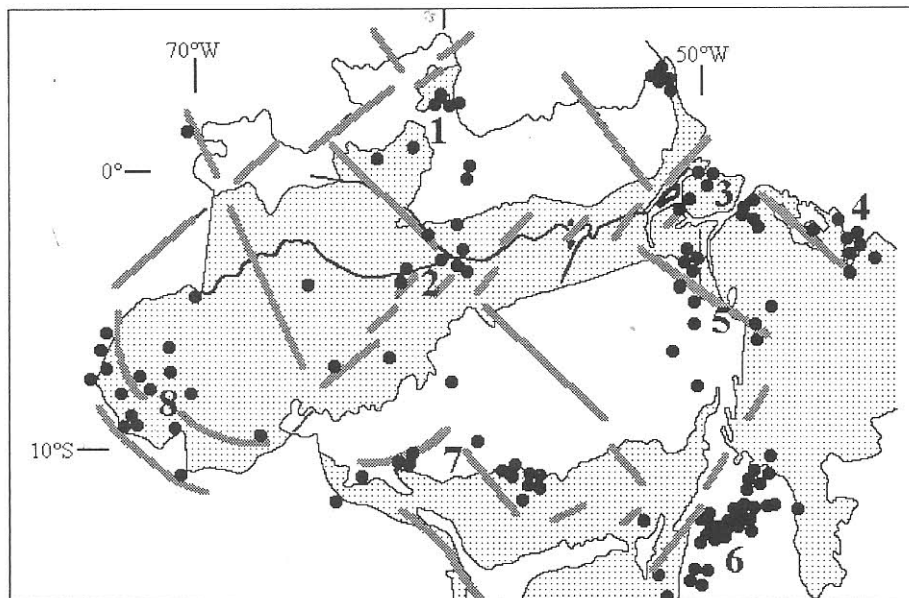


Figura 6 - Distribuição dos epicentros da região Amazônica. Círculos pretos: epicentros. Traços em cinza: suturas. Pontilhado: coberturas fanerozóicas. Zonas sismogênicas: (1) Boa Vista, (2) Manaus, (3) Belém, (4) São Luís, (5) Itacaiúnas, (6) Porangatu, (7) Aripuanã, e (8) Cruzeiro do Sul. Baseado em Mioto (1993).

A **Zona Sismogênica de São Luís** abarca o norte do Maranhão, marcando-se pelos eventos da área da Baía de São Marcos, nas margens do Itapicuru, na borda oeste da Bacia de São Luís em Alcântara (Mioto 1993, Ferreira Jr. 1996). Essa zona coincide com a faixa de justaposição dos blocos Belém e São Luís (envolvendo a Sutura Gurupi), que teve reativações no Proterozóico (intrusivas ácidas), Paleozóico e Mesozóico (Arco Ferrer-Urbano Santos, bacias costeiras; Igreja 1992), e Cenozóico (área do noroeste do Maranhão, acima referida).

A **Zona Sismogênica de Itacaiúnas** estende-se do centro-leste do Pará ao centro-oeste do Maranhão, envolvendo a Serra dos Carajás, e seu evento mais importante foi o de Redenção (12/11/1980, intensidade 4,7). Essa zona coincide com a faixa de justaposição dos blocos Belém e Araguacema (inclui a Sutura Central do Pará e o Cinturão Granulítico Bacajá), que sofreu reativações no Proterozóico Médio (Lineamento Bacajá), Paleozóico (extremidade oeste do Arco de Xambioá), Mesozóico (magmatismo básico) e Cenozóico (área do nordeste de Tocantins e sul do Maranhão, acima referida).

A **Zona Sismogênica de Porangatu** (Hasui & Mito, 1988) abrange o sul de Tocantins e grande parte de Goiás e seus eventos tiveram intensidades de 3,0 a 3,7. Essa zona coincide com o domínio da Estrutura em Quilha Brasil Central (Hasui *et al.*, 1993b), que sofreu reativações no Proterozóico (faixas Brasília e Paraguai), Paleozóico (área de interligação entre as bacias do Parnaíba e Paraná), Mesozóico (magmatismo básico, falhamentos) e Cenozóico (Ilha do Bananal).

A **Zona Sismogênica de Aripuanã** abrange partes de Rondônia e Mato Grosso e nela se registrou o maior evento sísmico do País (Serra do Tombador, MT, 31/1/1995, intensidade 6). Essa zona coincide com a faixa de justaposição dos blocos Juruena e Parecis (inclui a Sutura de Rondônia e o Cinturão Granulítico de Rondônia), que sofreu reativações no Proterozóico Médio (magmatismo ácido, grábens Uopiane e Pimenta Bueno, lineamento Madeira-Quatorze de Abril), Paleozóico e Mesozóico (Bacia Parecis-Alto Xingu), e Cenozóico (baixada do Guaporé).

A **Zona Sismogênica de Cruzeiro do Sul** é conhecida pelos sismos com hipocentros a 500-700 km de profundidade, que se relaciona com a subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana, mas existem também sismos rasos, que ainda carecem de definição acurada e podem representar manifestações intraplaca. Essa zona sismogênica coincide com a faixa da sutura complexa do Acre/Serra do Divisor, que demarca a borda sudoeste do Bloco Juruá (rochas de alto grau expõem-se na Serra do Moa) e movimentações tectônicas do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

As zonas sismogênicas foram relacionadas com zonas de fraqueza crustal que influíram nos processos de reativação posteriores e ainda hoje são palcos de manifestações da tectônica ressurgente (Hasui 1990; Hasui *et al.*, 1993).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A evolução geológica da região amazônica no Brasil envolveu uma ou mais fases antigas de formação de massas continentais (terrenos granito-*greenstone* e de alto grau, faixas de supracrustais), cuja história é difícil de reconstituir em virtude dos deslocamentos e transformações impostas por deformações, metamorfismo e anatexia. De todo modo, essas porções se agregaram, ao que parece diacronamente integrando uma extensa massa continental no fim do Proterozóico Inferior, e o que hoje se observa são os aspectos finais de um nível exposto pela longa erosão posterior. Em termos de constituição, reconhecem-se terrenos granito-*greenstone* formando as massas agregadas, bem como cinturões de alto grau em bordas cavalgantes. Em termos estruturais, definem-se blocos crustais, cujas articulações se dão por cinturões de cavalgamento e transcorrentes NE-SW, NW-SE e ENE-WSW, em que comparecem rochas dos blocos vizinhos (e talvez de outros contextos presumíveis) que foram segmentadas e imbricadas. O processo de agregação, pelas características litológicas, estruturais e termo-tectônicas, condizem com aquele de colisão de continentes. Toda essa longa evolução pode ser enfiada numa *primeira etapa* evolutiva.

No Proterozóico Médio, Paleozóico e Mesozóico/Paleogeno os regimes tectônicos vigentes foram do tipo distensivo, tendo gerado falhas que controlaram a morfogênese/erosão/sedimentação, a arquitetura das muitas bacias e suas eventuais inversões, e os prováveis controles na ascensão de produtos magmáticos. Essas manifestações correspondem a três pulsos tectônicos tendendo a fragmentar aquela grande massa continente, e marcam uma *segunda etapa evolutiva*.

A partir do Mioceno, após o período de estabilidade do Oligoceno, desenrolou-se uma *terceira etapa evolutiva*, com geração de vários tipos de estruturas afetando as rochas pré-cambrianas, mesozóicas e cenozóicas na região amazônica, controlando a deposição de sedimentos e influenciando no desenvolvimento dos sistemas de relevo e drenagem hoje observados. Reconhecem-se áreas transpressivas e transtensivas, devidas a dois eventos principais de movimentação do Mioceno/Plioceno e do Pleistoceno Superior/Recente ao longo de feixes de falhas transcorrentes dextrais E-W, ENE-WSW e NE-SW conectados por sistemas de falhas normais ou de falhas inversas NW-SE e NNW-SSE; entre esses eventos, o Pleistoceno

Médio assistiu a um período de estabilidade. Também se observam áreas marcadas por sistemas mais jovens de falhas normais N-S.

São marcantes nessa última etapa o alçamento de extensas áreas (baixo Tapajós, baixo rio Negro e sudoeste do Amazonas, Serra do Estrondo, Carajás, Tiracambu, Pacaraima e outras), abatimento de várias regiões (baixo Madeira, Boa Vista, Lineamento Tupinambarana etc.), modificações na rede de drenagem (formação do “Bico do Papagaio”, traçados atuais do Amazonas, Branco, Negro, Solimões, Japurá, Juruá, Purus, Tapajós e Xingu, instalação dos rios-lagos ou rias interiores do Pará e Amazonas) e mudanças na linha de costa (avanço e recuo do “Mar Pirabas”, formação da Ilha do Marajó e dos lagos do Maranhão, formação da costa norte). Terremotos, “terras caídas”, migração de canais fluviais, fontes termais etc., relacionam-se com áreas onde algumas falhas permanecem ativas.

O quadro neotectônico resulta de deformação intraplaca imposta pela atuação de um conjugado dextral de direção E-W, com componentes transtensiva e transpressiva orientadas nas direções NE-SW e NW-SE, respectivamente, gerado pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste. Não se caracteriza relação com os movimentos que incidem nas suas bordas oeste e norte da placa (Costa *et al.*, 1996). A complexidade dos aspectos morfolito-estruturais estão em perfeita consonância com as variações geométricas e cinemáticas observadas em contextos de regime tectônico direcional.

Aqueles cinturões de cisalhamento antigos, que marcam as zonas de justaposição dos blocos, delineiam as zonas de fraqueza crustal que se mostraram preferencialmente suscetíveis a reativação no desenvolvimento dos processos geológicos posteriores (Hasui, 1990; Costa & Hasui, 1991; Hasui *et al.*, 1993a; Hasui, 1996). A retomada intermitente de manifestações tectônicas ao longo de zonas de fraqueza marca a incidência de *tectônica ressurgente* e a descrição apresentada acima mostra que ela é proeminente na região amazônica.

Agradecimentos

Os autores expressam seus agradecimentos a todos os colegas que de algum modo contribuíram para que esta síntese pudesse ser realizada, bem como ao CNPq pelo estímulo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. & HASUI, Y. 1980. Estruturas das formações Gurupi e Santa Luzia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v. 5, p. 2533-2541.
- ABREU, F.A.M.; VILLAS, R. N. N.; HASUI, Y. 1980. Esboço estratigráfico do Pré Cambriano da região do Gurupi, Estados do Pará e Maranhão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v. 2, p. 647-658.
- ABREU, F.A.M & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudoeste do Cráton de São Luís. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém, 1985. *Anais...* Belém, SBG. v. 1, p. 721.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: DNPM/DGM. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v. 6, p. 2293-2407.
- ALMEIDA, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4): 325-349.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. São Paulo. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17: 1-29.
- ALTHOFF, F.G.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.C. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: Prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. p. 130-141.
- ALTHOFF, F.G. 1994. Regime tectônico e composição dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1994. *Anais...* Belém, SBG. p. 291-294.
- 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. (Coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 6-35.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGR. LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. p. 324-333.
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.; NEVES, A.P.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. v. 1, p. 299-301.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1992. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília, CONVÊNIO DNPM/CPRM, Programa Grande Carajás. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 164 p.
- AVELAR, V.G. 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental. Belém. (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- AZEVEDO, R.P. 1991. Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basins. London. (Doctor of Philosophy Thesis, Imperial College, University of London).
- BEMERGUY, R.L. & COSTA, J.B.S. 1991. Considerações sobre o sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectono-estrutural. *Boetim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 3: 75-97.
- BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S. 1995. Tectônica e paleogeografia da calha do Rio Amazonas. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. Boletim de resumos expandidos... Gramado SBG/RS e CPGQ/UFRGS, p 419-420.
- BERROCAL, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ANTEZANA, R.; DISA NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H; VELOSO, J.A.V. 1984. Sismicidade do Brasil. São Paulo, Instituto Astronômico Geofísico-USP/Comissão Nacional de Energia Nuclear, 320 p.

- BEZERRA, P.E.L. & COSTA, J.B.S. 1996. Compartimentação estrutural neotectônica da região de Carolina (MA/TO), Bacia do Parnaíba. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Anais...* Belém, SBG. v. p. 320-322.
- BORGES, M.S.; ANGÉLICA, R.S.; COSTA, M.L. 1988. Contribuição à geologia dos arredores da vila de Santa Luzia (Ourém, PA). In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v 6, p. 2689-2698.
- BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. 1992. Faciologia e tectônica da Formação Urucuia na região de Dianópolis, Sudeste do Estado de Tocantins. *Geociências*, 11(1): 7-18.
- BORGES, M.S.; REIS, F.N; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1994. Contribuição ao quadro geológico no Município de Bragança, NE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 5-6.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M. G.; COSTA, M.L.; HASUI, Y. 1995a. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. *Boletim de resumos expandidos...* Gramado SBG/RS e CPGQ/UFRGS, p. 421-422.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERREIRA Jr, C.R. P.; HASUI, Y. 1995b. A esculturação da paisagem do litoral norte do Brasil e sua relação com os movimentos neotectônicos do Quaternário. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. *Boletim de resumos expandidos...* Gramado SBG/RS e CPGQ/UFRGS, p. 423-424.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; FERNANDES, J.M. G.; BEMERGUY, R. L. 1997. Instalação e inversão da Bacia do Capim. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 6. Brasília, 1997. *Boletim de resumos expandidos...* Gramado SBG/RS e CPGQ/UFRGS, (no prelo).
- BREVILLE, G.L; BEIERLE, C.H.; SANDERS, J.R.; VOSS, J.T.; WILCOX, L.E. 1977. Bouguer gravity anomaly map of South America, 1:10,000,000. St. Louis, USA, Defense Mapping Agency, 3d. ed.
- CORDANI, U.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: CONGR. GEOL. CHILENO, 2. Santiago, 1979. *Actas...* Santiago. 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 Geociências*, **12**: 78-88.
- CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A.; FONSECA, L.R. 1982. Geologia da região da Serra dos Gradaús. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1. Belém, 1982. *Anais...* Belém, SBG. v. 1, p. 50-53.
- CORDEIRO, A.A.C. & SAUERESSIG, R. 1980. Serra das Andorinhas; geologia e principais ocorrências de ouro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v. 2, p. 344.
- COSTA, J.A.V. & COSTA, J.B.S. 1996. Estruturação proterozóica ao longo da BR-174, Vila Pacaraima - Rio Surumu, Norte de Roraima In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG, p. 313-315.
- COSTA, J.B.S. 1996. A Neotectônica na Amazônia. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 35-38.
- COSTA, J.B.S. & COSTA, J.A.V. 1996. O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG, p. 284-286.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; HASUI, Y. 1991c. Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço pré-cambriano. *Boletim*, 3º Simp. Nac. Estudos Tectônicos, Rio Claro, UNESP e SBG, p. 96-100.
- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991d. Tectônica mesozóico-cenozóica da região Norte do Brasil In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. Rio Claro, 1991. *Boletim de resumos expandidos...* Rio Claro, UNESP e SBG, p. 108-110.
- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991e. O quadro tectônico regional do Mesozóico na região Norte do Brasil. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. v, p.166-178.
- COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; REIS, N.J.; PESSOA, M.R.; PINHEIRO, S.S. 1991f. O hemigráben do Tacutu: uma estrutura controlada pela geometria do cinturão de cisalhamento Guiana Central. *Geociências*, **10**: 119-130.
- COSTA, J.B.S.; MELO, A.F.; ADAMY, A.; GIOVANINI, C.A.; SCANDOLARA, J.E.; LARIZZATTI, J.H.; FRAGA, L.M.; NUNES, N. S.V.; D'ANTONA, R.J.G.; BAHIA, R.B.C. 1992. Perfil litoestrutural

- Ariquemes - Cacoal (BR-364). CPRM, Porto Velho. Relatório, 20 p.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R.L.; BORGES, M.S.; COSTA, A.R.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J.A.; IGREJA, H.L.S. 1993c. Aspectos fundamentais da Neotectônica na Amazônia Brasileira. Resumos, International Symposium on the Quaternary of the Amazonia, Manaus, Fundação Universidade do Amazonas, 1992.
- COSTA, J.B.S.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; ARAÚJO, O.J.B.; JOÃO, X.S.J. 1993a. Evolução litoestrutural da folha São Felix do Xingu - Serra dos Carajás. *Geociências*, **12**(2): 315-332.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M. G.; COSTA Jr., P.S.; COSTA, M.L. 1993b. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. *Geociências*, **12**(2): 373-396.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; JOÃO, X.S.J.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P. 1994a. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1985. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 314-317.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; SAADI, A.; COSTA Jr., P.S. 1994b. Arcabouço tectônico mesozóico-cenozóico da região da calha do Amazonas. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Anais...* Belém, SBG. p. 47-50.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JOÃO, X.S.J.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995a. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**: 199-235.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L. 1995b. Arcabouço tectônico mesozóico-cenozóico da região da calha do rio Amazonas. *Geociências*, **14**(2): 77-103.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; FERREIRA Jr., C.R.P.; BEZERRA, P.E.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA, M.L. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos estruturais, tectônicos, geomorfológicos e estratigráficos. *Geonomos - Revista de Geociências*, **4** (No prelo).
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1991. O quadro geral da evolução tectônica da

- Amazônia. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. Rio Claro, 1995. *Boletim de resumos expandidos...* Rio Claro-UNESP/SBG, p. 142-145.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1992. Aspectos fundamentais do Proterozóico Médio da Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira Geociências*, **22**(4): 87-492.
- COSTA, J.B.S. & SIQUEIRA, J.B. 1990. Transtensão e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (Região da Serra dos Carajás). *Revista Brasileira de Geociências*, **20**(1/4): 234-238.
- COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S. 1988. A Faixa de Cisalhamento Tentugal na folha SA.23-Y-B In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 5, p. 2257-2266.
- COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; JOÃO, X.S.J.; ARAÚJO, O.J.B. 1991a. Esboço estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **3**: 9-24.
- COSTA, J.B.S.; REIS, N.J.; PINHEIRO, S.S.; PESSOA, M.R. 1991b. Organização lito-estrutural do Proterozóico Médio do extremo norte do Estado de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. p. 179-192.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIA, C.A.S.; SILVA NETO, C.S.; WANDERLEY, V.J.R. 1977. Projeto Gurupi. Belém, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final.
- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(12): 146-160.
- CUNHA, F.M.B. 1991. Morfologia e neotectonismo do rio Amazonas. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. p. 193-210.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anexo aos Anais...* Belém, SBG, p. 11-56.
- DUARTE, K.D.; PEREIRA, E.D.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1991. Geologia e geocronologia do granito Mata Surrão - sudoeste de Rio Maria (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. p. 7-20.
- EIRAS, J.F. & KINOSHITA, E.M. 1988. Evidências de movimentos

- transcorrentes na Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **2**(2/4): 193-208.
- FERNANDES FILHO, L.A.; COSTA, J. B. S.; COSTA, M. L. 1995. Bacia de Manaus: uma estrutura pull-apart do Quaternário. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. *Boletim de resumos expandidos...* Gramado SBG/RS e CPGQ/UFRGS, p. 419-420.
- FERREIRA Jr., C.R.P. 1995. Neotectônica na Bacia de São Luís. Belém. 132 p. (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- FERREIRA Jr., C.R.P.; BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. 1996a. Geomorfologia da região da Bacia de São Luís. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG, p. 316-319.
- FERREIRA Jr., C.R.P.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1996b. Neotectônica na área da Bacia de São Luís. *Geociências*, **14**(2) (No prelo).
- FRAGA, L. M. & REIS, N.G. 1995. A tectônica K'mudku ao longo do cinturão de cisalhamento Guiana Central - Estado de Roraima, Brasil. In: CONGR. LATINO-AMERICANO GEOL., 9. Caracas, 1995. *Anais em disquetes...* Caracas. Temário 2.
- FRANCO, E.M.S. & MOREIRA, M.M.A. 1977. Geomorfologia da Folha SA.19 Içá. Rio de Janeiro: Projeto RadamBrasil, Levantamento de Recursos Naturais, v. 14, p. 125-180.
- FRANZINELLI, E. & IGREJA, H.L.S. 1990. Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do baixo rio Negro e Grande Manaus. In: SIMP. BRAS. SENSORIAMENTO REMOTO, 6. 1990, *Anais...* v. 3, p. 641-648.
- FRANZINELLI, E. & PIUCI, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: CONGR. LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. p. 80-90.
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. 1983. The Guiana Shield reviewed. *Episodes*, **6**(2): 7-14.
- GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI, W.G. 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terraine. *Precambrian Research*, **17**(3/4): 199-214.
- 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...* SBG, p. 1-31.
- HASUI, Y. 1996. Evolução geológica da Amazônia In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG p. 31-34.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. *Episodes*, 8(1): 29-37.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. O cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v. 6, p. 2535-2549.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N. 1984. Província Paraíba. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Coords.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 36-46.
- HASUI, Y. 1993a. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, 12(1): 7-31.
- HASUI, Y. 1993b. Estrutura em quilha Brasil Central, uma feição fundamental na Geologia de Goiás e Tocantins. *Geociências*, 13(2): 463-497.
- HASUI, Y. & MIOTO, J.A. 1988 A zona sismogênica de Porangatu. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 5, p. 2173-2186.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém, 1985. *Anais...* Belém, SBG. v. 1, p. 100-110.
- IANHEZ, A.F.; SOUZA, A.M.S.; MONTALVÃO, R.M.G. 1980. Geologia da seqüência vulcanossedimentar da Serra do Inajá-Santana do Araguaia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v. 5, p. 2918-2928.
- IGREJA, H.L.S. 1992. Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil. Belém. 192 p. (Dissertação de Doutorado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- ISSLER, R.S. 1975. Geologia do Cráton Guianês e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONF. GEOL. INTERGUIANAS, 10. Belém, 1975. *Anais...* Belém. p. 47-74.

- ISSLER, R.S. 1977. Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(3): 177-211.
- ISOTTA, C.A.L.; CARNEIRO, J.M.; KATO, H.T.; BARROS, R.J.L. 1978. Projeto Província estanífera de Rondônia. Porto Velho, Convênio DNPM-CPRM, Relatório Final.
- JOÃO, X.S.J.; FRIZO, S.J.; MARINHO, P.A.C.; CARVALHO, J.M.A.; SILVA NETO, C.S.; SOUSA, A.N.; GUIMARÃES, L.R. 1978. Projeto Sudoeste do Amapá. Belém, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final.
- JOÃO, X.S.J.; CARVALHO, J.M.; VALE, A.G.; FRIZZO, S.J.; MARTINS, R.C. 1979. Projeto Falsino. Belém, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final.
- JONES, J.P. 1985. The Southern border of the Guaporé shield in western Brazil and Bolivia: an interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, 28: 111-135.
- KRONENBERG, S.B. 1975. Polymetamorphism in gneisses and amphibolites of the Coeroeni Group, SW Suriname. In: CONF. GEOL. INTERGUIANAS, 10. Belém, 1975. Anais... Belém.
- KRONENBERG, S.B. 1976. Amphibolite-facies and granulite-facies matamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Suriname. *Geol. Mijnb.*, 25: 109-289.
- LAB, K.O. & COSTA, J.B.S. 1995. O dúplex transpressivo Serra Pelada. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*. 7: 41-60.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K.D. 1994. Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranithique contemporane des associations tonalithiques-trondjhémithiques-granulitiques archeennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale, Brésil). *C. R. Acad. Scienc. Paris*, 318: 643- 648.
- 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, v. 16. p. 17-184.
- LIMA, M.I.C. 1984a. Evolução do Cráton Amazônico no Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3032-3039.
- LIMA, M.I.C. 1984b. Províncias geológicas do Cráton Amazônico em

- território brasileiro. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2. Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, SBG. p. 9-23.
- LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G.G. 1974. Geologia da folha NA/NB Macapá. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RadamBrasil, Levantamento de Recursos Naturais. v. 6, p. 3-120.
- LIMA, M.I.C. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1. Belém, 1982. *Anais...* Belém, SBG. v. 1, p. 147-162.
- LINSSER, H. 1974. Interpretação das anomalias gravimétricas regionais na área amazônica. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 11(1): 3-15.
- LITHERLAND, M.; ANNELS, R.N.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.P.; KLINCK, B.A.; MITCHELL, W.I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G.; WEBB, B.C. 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, 43: 157-174.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonie du sul-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás. Montpellier. 212 p. (Dissertação de Doutorado, Universidade de Montpellier II).
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânicas do greenstone belt do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de resumos expandidos...* São Paulo, SBG. v. 2, p. 188.
- MACAMBIRA, E.M.B. & VALE, A.G. 1995. Folha SB. 22-Y-B. São Felix do Xingu. Estado do Pará. Belém, Convênio DNPM/CPRM. Programa Grande Carajás, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. (No prelo).
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49: 329-354.
- MARTIN-BELLIZZIA, C. 1974. Paleotectónica del Escudo de Guyana. In: CONF. GEOL. INTERGUIANAS, 9. Caracas, 1974. *Anais...* Caracas. v. 6, p. 251-305.
- MEDEIROS, H.; GASTAL, M. C. I.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z. S.

1987. Rio Maria area (eastern Amazon region - Brazil): an example of Archean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic ages. IUGS/UNESCO, IGCP Proj. 284, Precambrian evolution of the Amazonian region, Carajás. Extended Abstracts, p. 97-109.
- MELO, A.F.F. & VILLAS BOAS, P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro. CPRM, Relatório Preliminar.
- MICHALE, M. 1982. Densidades de rochas do embasamento pré-cambriano do Brasil. Rio de Janeiro, CNPq/ON. Relatório.
- MIOTO, J.A. 1993. Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil. Rio Claro. v. 1, 276 p.; v. 2, 282 (Dissertação de Doutorado, Instituto de Geologia e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).
- MONTALVÃO, R.M.G. & BEZERRA, P.E.L. 1985. Evolução geotectônica do Cráton Amazônico (Amazonia Legal) durante o Arqueano e o Proterozóico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém, 1985. *Anais...* Belém, SBG. v. 1, p. 282-297.
- MONTALVÃO, R.M.G.; MUNIZ, M.B.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; SILVA, G.G. 1975. Geologia. Folha NA.20 (Boa Vista) e parte das folhas NA.21 (Tumucumaque), NB.20 (Roraima) e NB.21. Projeto Radambrasil, Levantamento de Recursos Naturais, p. 15-134.
- MONTAÑO, R.L. & BERNASCONI, A. 1988. El cinturón de rocas verdes en la hoja Concepcion, Precámbrico de Bolivia Oriental: geologia, mineralizacion y prospeccion de acuíferos. Servicio Geológico de Bolivia.
- NEVES, A.P. & VALE, A.C. 1996. Redenção. Folha SC. 22-X-A. Estado do Pará. Brasília. Convênio DNPM/CPRM. Programa Grande Carajás, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. (No prelo).
- OLIVEIRA, A.A.B.; PITTHAN, J.H.L.; GARCIA, M.G.L. 1977. Geomorfologia. Folha SB.19. Juruá. Rio de Janeiro: Projeto Radambrasil, Levantamento de Recursos Naturais, 15:91-142.
- OLIVEIRA, J.R.; COSTA, E.J.S.; SILVA NETO, C.S.S. 1994. Folha SB. 22-X-C. Serra Pelada. Estado do Pará. Belém, Convênio DNPM/CPRM, Programa Grande Carajás, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. (No prelo).
- OLSEZWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age origin and tectonics of the Grão Pará group and associated

- rocks, Serra dos Carajás, Brazil. Archean continental vulcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**: 229-254.
- PASTANA, J.M.N. & FARIA, C.A.S. 1995. Folhas Turiaçu (SA.23-V-D) e Pinheiro (SA. 23-Y-B), Estados do Pará e Maranhão. Escala 1:250.000. CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 240 p.
- PENA, J.I.C. & SANTOS, A. 1996. Folha Xinguara. SB.22-Z-C. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Belém, CPRM, Programa Grande Carajás, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. (No prelo).
- PGW (PATTERSON, GRANT, WATSON). 1996. Mapa de campo magnético anômalo do Brasil e da área oceânica adjacente, 1:5.000.000. Rio de Janeiro, CPRM/PETROBRÁS.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v. 2, p. 390-391.
- PIMENTEL, M.M. & REIS, N.G. 1994. Os terrenos metavulcano-sedimentares do Estado de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 30-32.
- PINHEIRO, S.S.; REIS, N.J.; COSTI, H.T. 1994. Projeto Caburaí. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. Relatório Final.
- REIS, N.J.; FRAGA, L.M. B.; PINHEIRO, S.S. 1994. Reconhecimento geológico da região do Uatátás - setor oeste do Estado de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG, p. 40-42.
- REIS, N.J.; PINHEIRO, S.S.; COSTI, H.T.; COSTA, J.B.S. 1990. A cobertura sedimentar proterozóica média do Supergrupo Roraima no norte do Território de Roraima, Brasil: atribuições aos seus sistemas deposicionais e esquema evolutivo da sua borda meridional. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v. 1, p. 66-81.
- REZENDE, W.N. & BRITO, C.G. 1973. Avaliação geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28. Aracaju, 1973. *Anais...* Aracaju, SBG. v. 3, p. 227-245.
- RIKER, S.R.L.; ARAÚJO, R.V.; SANTOS, J.O.S.; SILVA, L.C. 1996a. Seqüência basal do greenstone Cauarane no Estado de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 98-101.
- RIKER, S.R.L.; ARAÚJO, R.V.; SANTOS, J.O.S.; SILVA, L.C. 1996b.

- Seqüência intermediária do greenstone Cauarane no Estado de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 102- 105.
- RIKER, S.R.L.; ARAÚJO, R.V.; SANTOS, J.O.S.; SILVA, L.C. 1996c. Seqüência de topo do greenstone Cauarane no Estado de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 106-109.
- RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38. Camboriú, 1992. *Boletim de resumos expandidos...* Camboriú, SBG. v. 2, p. 183-184.
- SÁ, N.C.; USSANI, N.; MOLINA, E.C. 1993. Gravity maps of Brazil. *Journal of Geophysic Research*, 98(B.2): 2187-2208.
- SACASA, R.V. & COSTA, J.B.S. 1996. Caracterização geotectônica das assinaturas sísmicas crustais no interembasamento da sub-bacia do Jandiátuba (Bacia do Solimões). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 331-336.
- SADOWSKI, G.R. & BETTENCOURT, J. S. 1994. Amazon and Laurentia, former neighbours. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38. Camboriú, 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Camboriú, 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: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de resumos expandidos...* São Paulo, SBG. 321-322.
- SANTOS, J.O.S. 1984. A parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: SCHOBENHAUS, C. *et al.* Coords. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000.* Brasília, DNPM, p. 57-92.
- SANTOS, R.O.B. & COSTA, J.B.S. 1995. A estruturação da parte norte do Cinturão Araguaia na região de Xambioá - São Geraldo do Araguaia. *Geociências*, 14(2): 77-103.
- SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTO, G.J.; SILVA, L.C. 1992. Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de resumos expandidos...* São Paulo, SBG. v. 2, p. 154-155.

- SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R.; RIZZOTTO, G.J.; QUADROS, M.L.S.E.S.; BAHIA, R.B.C. 1995. Compartimentação litoestrutural da porção ocidental do Cráton Amazônico - Estado de Rondônia. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. *Boletim de resumos expandidos...* Gramado SBG/RS e CPGQ/UFRGS, p. 84-86.
- SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G.J.; SILVA, C.R.; BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L.S.E.S. 1996. Revisão geológica do Estado de Rondônia e áreas adjacentes. In: CONGR. BRAS. GEOL., 39. Salvador, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Salvador, SBG, v. 1, p. 47-50.
- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C. et al. Coords. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM, p. 9-56.
- SILVA, C.R.; BAHIA, R.B.C.; SILVA, L.C. 1992. Geologia da região de Rolim de Moura - sudeste de Rondônia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de resumos expandidos...* São paulo, SBG, v. 1, p. 152-153.
- SILVA, C.R.; SCANDOLARA, J. E.; BAHIA, R. B. C.; RIZZOTTO, G.; SILVA, L. C. 1994. Geologia e evolução estrutural no sudeste de Rondônia. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG, p. 65-68.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia das Folhas SB. 22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto Radam, Levantamento de Recursos Naturais, v. 4, p. 1-143.
- SIQUEIRA, J.B. 1996. Aspectos estruturais e controle das mineralizações da região do Salobo, serra dos Carajás. Belém 156 p. (Dissertação de Doutorado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- SIQUEIRA, J.B. & COSTA, J.B.S. 1991 Evolução geológica do duplex Salobo-Mirim. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém, 1985. *Anais...* Belém, SBG, p. 232-243.
- SOUZA, Z.S. 1994. Geologia e petrogênese do greenstone belt Identidade: implicação sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-greenstone de Rio Maria, SE do Pará. Belém. (Dissertação de Doutorado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).

- STERNBERG, H.O.R. 1950. Vales tectônicos na planície Amazônica ? *Revista Brasileira de Geografia*, **12**(4): 3-26.
- STERNBERG, H.O.R. 1953. Sismicidade e morfologia na Amazônia brasileira. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **25**(4): 443-453.
- STRECKEISEN, A. 1973. Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS Sub-Commission on Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, p. 26-30.
- SUSZCZYNSKI, E. 1970. La géologie et la tectonique de la Plateforme Amazonienne. *Geologische Rundschau*, **59**(3): 1235-1253.
- 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.
- TRAVASSOS, W.A.S. & BARBOSA FILHO, C.M. 1990. Tectonismo terciário na área do Rio Tapajós, Bacia do Rio Amazonas. Rio de Janeiro. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **4**(3): 221-340.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; SCHELLMANN, W. 1991. Composition and origin of the clay cover on North Brazilian laterites. *Geologische Rundschau*, **80**: 591-610.
- VILLEGAS, J.M. 1994. Geologia Estrutural da Bacia do Marajó. Belém. 119 p. (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- VILLEGAS, J.M.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; MATSUDA, N.S. 1992. Evolução tectono-estrutural do Rife do Marajó. In: SIMP. BACIAS CRETÁCIAS, 2. Rio Claro, 1992. *Resumos...* Rio Claro, UNESP.
- WANDERLEY FILHO, J. 1991. Evolução estrutural da bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. Belém. 125 p. (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- WANDERLEY FILHO, J. & COSTA, J.B.S. 1991. Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. p. 244-259.
- WINDLEY, B.F. 1995. *The evolving continents*. John, Wiley & Sons, 3d. ed., 515 p.
- YUAN, D.W.; LIDIAC, E. C.; LOMGACRE, M. B.; KELLER, G. R. 1982. Relation of Magsat anomalies to the main tectonic provinces of South America. In: SEG INTERN. MEETING AND EXPOSITION, 52. Dallas, 1982. *Abstracts and Biographies...* Dallas. p. 274-276.

**PRINCIPAIS EVENTOS DE ACREÇÃO CONTINENTAL
NO CRÁTON AMAZÔNICO BASEADOS EM IDADE
MODELO Sm-Nd, CALCULADA EM EVOLUÇÕES DE
ESTÁGIO ÚNICO E ESTÁGIO DUPLO**

Kei Sato

Colombo Celso Gaeta Tassinari

Centro de Pesquisas Geocronológicas
Instituto de Geociências - USP
Rua do Lago 562, 05422-970, São Paulo - SP

ABSTRACT	92
RESUMO	92
INTRODUÇÃO	93
CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO DO CRÁTON AMAZÔNICO	93
SISTEMÁTICA Sm-Nd E SUAS INTERPRETAÇÕES	97
Considerações iniciais	97
Idades isocrônicas em rocha total	100
Idades isocrônicas em minerais	101
Cálculos de idades-modelo em estágio único	102
Cálculos de idades-modelo em estágio duplo	107
Utilização dos isótopos de Nd em petrogênese	109
RESULTADOS E DISCUSSÕES DOS DADOS Sm-Nd	110
CONCLUSÕES	124
Agradecimentos	126
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	126
Anexo I - Concentrações de Sm e de Nd, razões isotópicas de Nd e idades-modelo do Cráton Amazônico	130

ABSTRACT

Sm-Nd mantle depleted model ages (T_{DM}) are determined for rocks from all Amazonian Craton. The T_{DM} results show that the main periods for formation of new mantle derived continental crust within the cratonic area are as follows:

- 3.1 - 2.8 Ga (Carajás region, Central Amazonian Province);
- 2.8 - 2.4 Ga (Southeastern portion of Central Amazonian Province);
- 2.2 - 2.0 Ga (Maroni-Itacaiúnas Province);
- 2.2 - 1.6 Ga (Ventuari-Tapajós and Rio Negro-Juruena Provinces);
- 2.0 - 1.0 Ga (Rondonian-San Ignácio e Sunsás Provinces).

Based on Sm-Nd determinations it is possible to consider the 2.1 - 2.0 Ga time interval as the main period of the continental accretion within the Amazonian Craton where at least 60% in volume of the continental crust was generated.

RESUMO

Os principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico determinados com base em idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}), podem ser resumidos da seguinte forma: até o presente momento as idades $T_{DM} > 2,3$ Ga foram encontradas na Província Amazônia Central, mais precisamente em sua porção oriental. Na Província Maroni-Itacaiúnas, as idades T_{DM} variaram entre 2,25 a 2,0 Ga, com exceção do fragmento arqueano da região do Rio Cupixi, onde também foi confirmada uma idade T_{DM} arqueana. Na Província Ventuari-Tapajós, a grande maioria das idades T_{DM} variou entre 2,1 a 1,9 Ga. Na Província Rio Negro-Juruena as acreções juvenis ocorreram desde 2,2 até 1,7 Ga. Nas Províncias Rondoniana-San Ignácio e Sunsás as idades T_{DM} variaram entre 2,2 a 1,0 Ga. Portanto, a partir dos dados obtidos, conclui-se que o principal período de acreção continental ocorreu no Paleoproterozóico, entre 2,1 a 2,0 Ga.

INTRODUÇÃO

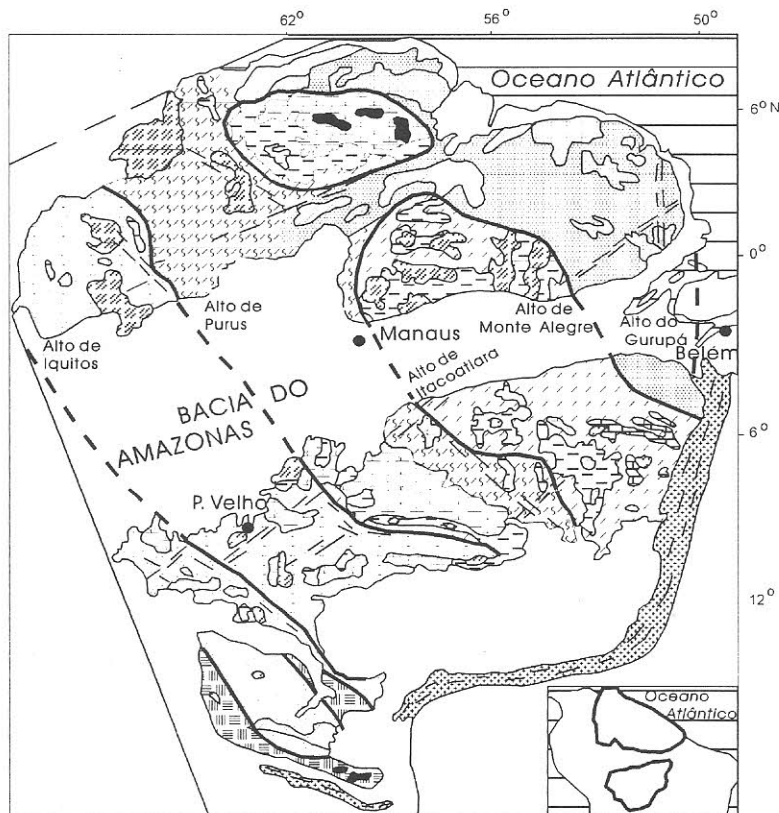
Este trabalho tem por principal objetivo caracterizar a evolução crustal do Cráton Amazônico com base em idades-modelo Sm-Nd, calculadas através dos modelos em estágio único e duplo. Para isso, foram efetuadas cerca de 70 análises Sm-Nd em rocha total, principalmente em granitóides, coletadas em diversas regiões do Cráton.

Para uma melhor compreensão destes dados, é apresentada uma introdução teórica sobre significação de idades-modelo Sm-Nd, bem como são mostradas como podem ser calculadas idades-modelo, assumindo-se evoluções para as rochas em estágios único e duplo.

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO DO CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico é uma das maiores áreas cratônicas da América do Sul, tendo se estabilizado tectonicamente no final do Mesoproterozóico. Dados isotópicos (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb e K-Ar) provenientes de amostras do embasamento e de granitóides pós-tectônicos, têm demonstrado que a evolução crustal da Amazônia pode ser descrita como alguns núcleos arqueanos, que foram amalgamados através de cinturões móveis de idades relativas ao ciclo orogênico Transamazônico, e que, por sua vez, estes grandes fragmentos neoformados foram agregados por uma sucessão de arcos magmáticos com idades variáveis desde 1,9 até 1,55 Ga. Finalmente, esta imensa área continental sofreu a atuação, em sua borda sudoeste, de dois eventos orogênicos de natureza predominantemente ensialica, denominados de Rondoniano-San Ignácio e Sunzás (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996).

Neste sentido, o Cráton é dividido nas seguintes Províncias Geocronológicas: 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 Sunzás (1,25 - 1,0 Ga) (Figura 1).



PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS

-  Amazônia Central
>2,3 Ga
-  Maroni - Itacaiúnas
2,2 - 1,9 Ga
-  Ventuari-Tapajós
1,9 - 1,8 Ga
-  Rio Negro - Juruena
1,8 - 1,55 Ga
-  Rondonlana - San Ignácio
1,45 - 1,3 Ga
-  Sunsás
1,25 - 1,0 Ga

UNIDADES GEOLÓGICAS

-  Coberturas Fanerozóicas
-  Granitóides
-  Coberturas Sedimentares Pré-Cambrianas
-  Coberturas Vulcânicas Ácidas-Intermediárias
-  Vulcanismo básico
-  Greenstones Belts
-  Complexos Granulíticos
-  Falxa de Dobramentos Neoproterozóica

Figura 1 - Províncias Tectônicas do Cráton Amazônico (Tassinari, em preparação).

A **Província Amazônia Central (PAC)** constitui uma importante entidade tectônica do Cráton Amazônico, que inclui fragmentos continentais com idades radiométricas arqueanas, ou com idades antigas inferidas a partir de relações geológicas. Estes fragmentos foram preservados pela orogenia transamazônica, mantendo-se tectonicamente estáveis desde o Arqueano, servindo de palco apenas para atividades ígneas cratogênicas durante o Proterozóico.

A **Província Maroni-Itacaiúnas (PMI)** teve a sua evolução metamórfica entre aproximadamente 2,2 e 1,95 Ga. Este domínio possui uma grande extensão ocorrendo no Suriname, Guiana Francesa e partes do Brasil (Pará e Amapá) e da Venezuela. Em grandes traços, essa Província pode ser dividida em: a) terrenos gnáissico-granulíticos com protólitos arqueanos, que seriam partes retrabalhadas da Província Amazônia Central, e b) terrenos granito-*greenstone* e granulíticos diferenciados do manto durante a orogênese transamazônica.

A **Província Ventuari-Tapajós (PVT)**, pouco mais jovem que a província anterior, teve a sua evolução crustal entre 1,95 e 1,8 Ga (Tassinari *et al.*, 1996) ocorrendo na porção ocidental do Cráton Amazônico, juntamente com a **Província Rio Negro-Juruena (PRNJ)**. Essa, desenvolveu-se entre 1,80 e 1,55 Ga (Tassinari *et al.*, 1996), constituindo uma zona de intensa granitização e migmatização, desenvolvida através de uma sucessão de arcos magmáticos entre 1,95 e 1,55 Ga. O histograma da Figura 2 mostra claramente que a Orogênese Ventuari-Tapajós é mais antiga que a Rio Negro-Juruena.

A **Província Rondoniana-San Ignácio (PRSI)** encontra-se situada na parte sudoeste do Cráton Amazônico, incluindo rochas polimetamórficas formadas principalmente dentro do intervalo de tempo 1,5 a 1,3 Ga, mas também contendo núcleos preservados de rochas mais antigas. A presença destes núcleos antigos, com idades relativas ao ciclo orogênico transamazônico ou mais antigas, aliada aos parâmetros de geoquímica isotópica de Sr e Nd, confere ao domínio Rondoniano-San Ignácio um caráter evolutivo principalmente ensialico, com o evento datado em 1,5 a 1,3 Ga, retrabalhando rochas mais antigas formadas principalmente no Paleoproterozóico. As rochas que constituem o embasamento desse domínio incluem diversos tipos de migmatitos e um grande volume de rochas gnáissicas de composição granítica a granodiorítica e anfíbolitos,

metamorfisadas principalmente no fácies anfibolito, embora ocorrendo também granulitos bandados e charnoquitos em quantidades subordinadas, além de rochas metassedimentares de baixo grau.

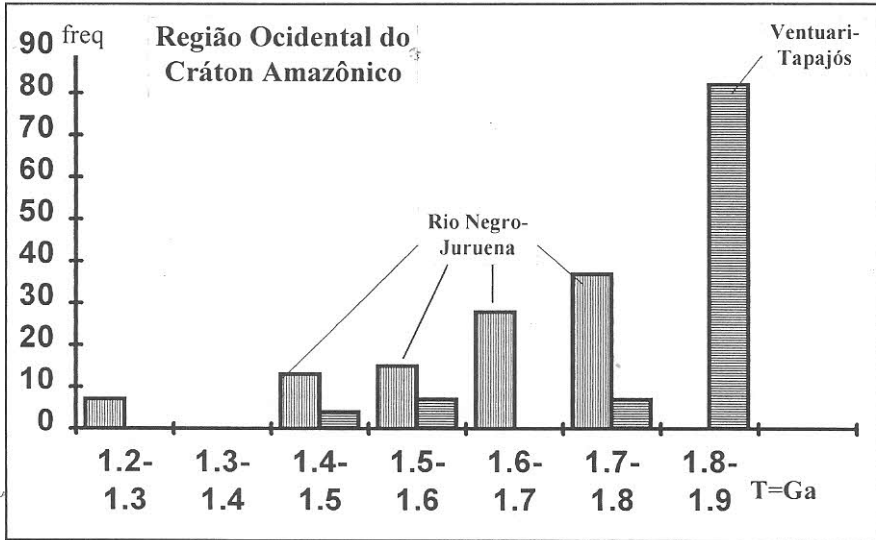


Figura 2 - Histograma mostrando a freqüência nas idades Rb-Sr de todos os tipos de litologias na região ocidental do Cráton Amazônico, nas Províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena. Na Província Ventuari-Tapajós, as rochas do embasamento mostram-se de forma sistematicamente mais velha em relação à Província Rio Negro-Juruena, com pico de idade entre 1,9 Ga e 1,8 Ga (retângulo com listras horizontais). Entre 1,6 e 1,4 Ga, ocorreram intrusões anorogênicas, como granitos rapakivi (Venezuela). As idades Rb-Sr da faixa Rio Negro-Juruena variam entre 1,8 a 1,4 Ga (retângulo com listras verticais). Dados compilados a partir de Tassinari (1981) e Barrios (1983).

A **Província Sunsás (PS)** ocorre no extremo sudoeste do Cráton Amazônico e inclui as rochas pré-cambrianas mais novas desse cráton. Esse domínio comporta as rochas geradas durante a orogenia Sunsás, definida por Litherland & Bloomfield (1981), como compreendendo a erosão de rochas geradas nos ciclos orogênicos anteriores a deposição desses sedimentos clásticos, e subsequente deformação e metamorfismo, acompanhado de

atividades ígneas graníticas e básica-ultrabásicas. A atividade granítica relacionada a orogenia Sunsás compreende vários tipos de plútons de forma circular ou elíptica, formando batólitos ou stocks. Embora ocorram granitóides de caráter sincinemático, a grande maioria desses corpos são tipicamente cratogênicos e de natureza subvulcânica, de composição subalcalina, alcalina e peralcalina. Esses granitóides são reunidos em dois grupos geocronologicamente distintos: o mais antigo com idades próximas de 1,1 Ga e o mais novo com idades ao redor de 990 Ma.

Associadas à evolução tectônica da faixa móvel Sunsás ocorrem rochas básicas e ultrabásicas compondo uma intrusão diferenciada denominada de Complexo Ígneo Rincon del Tigre, datado em 992 Ma. (Litherland & Bloomfield, 1981).

SISTEMÁTICA Sm-Nd E SUAS INTERPRETAÇÕES

Considerações iniciais.

Os núclídeos radioativos são aqueles que emitem espontaneamente partículas α , β e radiações eletromagnéticas γ ou através da captura eletrônica ($p+e^- \rightarrow n+\mu$ onde p = prótons, e^- = elétrons, n = nêutrons, μ = neutrinos). O produto final que atinge o estado fundamental (estado de mínima energia) é denominado núclídeo radiogênico. A equação fundamental da geocronologia é baseada no processo físico de decaimento radioativo, e apresenta a seguinte forma:

$$N = N_0 e^{-\lambda T} \text{ ou}$$

$$T = (1/\lambda) \ln (N_0 / N)$$

se $N_0 = N + F$, então

$$T = (1/\lambda) \ln [1 + (F/N)]$$

equação (1)

onde:

λ = constante de desintegração (definida pela probabilidade de decaimento radioativo).

N = número de núclídeos de um determinado elemento radioativo medido hoje na amostra (pai).

N_0 = quantidade inicial do núclídeo radioativo no momento do fechamento do sistema.

F = número de átomos transmutados medido hoje (filho).

Os isótopos radioativos naturais de interesse para a geocronologia são aqueles que possuem meia vida compatível com o tempo geológico e que tenham uma abundância suficientemente mensurável, em diversos tipos de rochas. Os principais métodos geocronológicos utilizados são Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb, Re-Os, Lu-Hf e K-Ar.

O Sm e o Nd possuem sete isótopos cada um, respectivamente (144, 147, 148, 149, 150, 152 e 154) e (142, 143, 144, 145, 146, 148 e 150) onde o isótopo ^{143}Nd é radiogênico e o isótopo ^{147}Sm é radioativo, sendo os demais isótopos estáveis. O método radiométrico Sm-Nd baseia-se na desintegração do ^{147}Sm em ^{143}Nd , através de uma emissão espontânea de partículas α (equivalente à massa de Hélio), segundo a constante de desintegração λ_{Sm}



Substituindo as variáveis e as constantes da equação (1) pelos dados relativos ao sistema Sm-Nd, temos a seguinte expressão:

$$T = (1/\lambda) \ln [1 + (^{143}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}_0)/^{147}\text{Sm}]$$

onde $^{143}\text{Nd}_0$ é a quantidade inicial existente antes do fechamento do sistema. Dividindo-se por ^{144}Nd (os isótopos são medidos na forma de razões isotópicas) a expressão acima torna-se:

$$T = (1/\lambda) \ln [1 + (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}_0/^{144}\text{Nd})/(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})] \quad \text{equação (2)}$$

Por outro lado, a equação fundamental da geocronologia também pode ser reescrita pela seguinte expressão genérica:

$$T = (1/\lambda) \ln [1 + (Y - Y_0)/X]$$

onde o Y_0 é denominado de razão inicial (RI) e é constante para as rochas cogenéticas. O valor exato de RI é conhecido através de diagramas isocrônicos e os valores de X e de Y são medidos no espectrômetro de massa.

Nos métodos Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os, Lu-Hf, e em alguns casos, no método U-Pb, as idades são calculadas principalmente através de diagramas isocrônicos, onde a equação isocrônica é expressa da seguinte forma:

$$Y = (e^{\lambda T} - 1)X + Y_0 \quad \text{ou} \quad Y \approx (\lambda T)X + Y_0 \quad \text{equação (3)}$$

a expressão acima é uma equação linear do tipo $Y = aX + b$, onde:

$a = \lambda T = \Delta Y / \Delta X$ (coeficiente angular)

$b = Y_0$ (coeficiente linear)

Para calcular a idade através do diagrama isocrônico, necessita-se medir os valores de X e de Y, em pelo menos 3 amostras cogenéticas (ideal > 7). Faure (1988) apresenta as descrições de todos os métodos geocronológicos em maior detalhe.

Considerando-se especificamente o sistema Sm-Nd, temos que ambos os elementos são do Grupo das Terras Raras (ETR) ou Lantanídeos, com raios iônicos bastante próximos (0,96 e 1,0 Å), e com mesma valência, o que os tornam praticamente elementos isoquímicos, ao contrário do sistema Rb-Sr, onde os elementos possuem ciclos geoquímicos diferentes. Este fato resulta em razões Sm/Nd pouco diferenciadas, variando de 0,1 a 0,37 entre os diversos minerais e rochas.

Como os ETR têm uma forte densidade de carga (3+) e um número atômico elevado (57 a 71), não se difundem facilmente no estado sólido, resultando em pouca mobilidade desses elementos, em escala de

rocha total. Por outro lado, em escala mineral, ocorre uma redistribuição do Sm e Nd entre as fases minerais neo-formadas, durante um processo de recristalização metamórfica.

O Sm e o Nd são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo os elementos de íons grandes. Ocorrem principalmente nos clinopiroxênios, anfibólios, granaças, micas e feldspatos, que constituem os principais minerais a serem analisados por este método. Em alguns casos, os ETR são concentrados como constituintes principais de alguns minerais acessórios de rochas graníticas, como por exemplo, as allanitas, monazitas, xenotímio, columbita-tantalita, fluorita, scheelita e cassiterita. Quando o sistema rocha total é enriquecido nesses minerais acessórios, pode ocorrer um fracionamento de Sm e Nd com a diferenciação magmática, modificando substancialmente a razão Sm/Nd (Pimentel & Charnley, 1991; Corey & Chatterjee, 1990).

O método Sm-Nd, do ponto de vista prático, complementa o sistema Rb-Sr, uma vez que permite a datação de rochas ultramáficas e da diferenciação entre processos de fusão parcial de crosta continental inferior empobrecida e de diferenciação mantélica, para os quais os isótopos de Sr não são apropriados.

O método Sm-Nd permite obter-se idades através de diagramas isocrônicos em rocha total ou em concentrados de minerais e também de idades-modelo em rocha total.

Idades isocrônicas em rocha total

O princípio das isócronas Sm-Nd é o mesmo daquele utilizado para o Rb-Sr, ou seja, quando o sistema inicia-se em $T = 0$, todos os minerais da rocha têm a mesma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e diferentes razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, e com o passar do tempo geológico, a medida que esta última razão decresce, a primeira aumenta. A idade é calculada a partir da equação (3), ou seja:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{med.}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_0 + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{med.}} (e^{\lambda T} - 1) \quad \text{equação (4)}$$

Pelo fato do Sm e o Nd possuírem comportamentos geoquímicos semelhantes, não é fácil obter-se rochas cogenéticas com diferenças significativas na razão Sm/Nd para se conseguir uma boa distribuição dos pontos analíticos ao longo da isócrona. Entretanto, quando se consegue obter amostras cogenéticas com diferenças composicionais significativas (rochas ácidas, intermediárias e básicas, por exemplo), torna-se possível a obtenção de isócronas de uma maneira semelhante ao método de datação por Rb-Sr.

O significado geológico das idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total é similar ao significado das idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total, ou seja, idade de cristalização de rochas ígneas e metamórficas. A vantagem em se aplicar o método Sm-Nd é que como esses elementos são pouco móveis em escala de rocha total, o sistema Sm-Nd dificilmente é perturbado por eventos geológicos superpostos. Como as razões Sm/Nd são mais elevadas na maioria das rochas ultramáficas em comparação com as rochas graníticas, pode-se datar aquelas rochas através desse método, o que dificilmente seria conseguido por outro método, apesar das rochas ultramáficas terem concentrações de Sm e de Nd muito baixas, na maioria dos casos menores que 4 ppm.

Idades isocrônicas em minerais

Diferentes minerais de uma mesma rocha permitem a obtenção de isócronas minerais porque suas razões Sm/Nd são distintas. Neste caso, é mais fácil de se obedecer a premissa da cogeneticidade das amostras utilizadas no diagrama isocrônico. Em geral são utilizados concentrados de granada, clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio e mica. Além disso, pode ser adicionado na isócrona um ponto relativo a rocha total. Nesse caso, a idade obtida deve ser interpretada como a época de cristalização da paragênese mineral datada. No caso de rochas ígneas, a idade será a da cristalização magmática e, no caso de rochas metamórficas, se a paragênese mineral datada for aquela gerada durante o episódio metamórfico, a idade obtida será relativa a este evento, considerando-se que o Sm e o Nd se redistribuem durante o processo de recristalização metamórfica. Portanto, é muito importante analisar minerais gerados dentro de um mesmo evento. No

caso de rochas polimetamórficas ou retrometamorfisadas não se deve utilizar minerais de paragêneses distintas.

Cálculos de idades-modelo em estágio único

A modificação mais significativa da razão Sm/Nd ocorre durante o evento de diferenciação manto-crosta. A partir do momento em que o magma mantélico foi incorporado na crosta, a razão Sm/Nd se modifica apenas por decaimento radioativo, independente dos eventos crustais que esse material tenha sofrido durante a sua história geológica, exceto em alguns casos. Essa diferenciação manto-crosta foi modelada por DePaolo (1988), e pode ocorrer através de processos de fusão parcial, cristalização fracionada ou ambos.

Em um processo de fusão parcial de um manto peridotítico, o valor de $\alpha_{\text{Sm/Nd}}$ é sempre < 1 no líquido e > 1 no resíduo. O parâmetro α é definido como:

$$\alpha_{\text{Sm/Nd}} = \frac{\text{Conc. Sm (liq., resíd.)} / \text{Conc. Sm (sólido original)}}{\text{Conc. Nd (liq., resíd.)} / \text{Conc. Nd (sólido original)}}$$

Em outras palavras, dentro de um processo de fusão parcial o magma tem razão Sm/Nd sempre mais baixa do que a da rocha fonte original. Esta regra geral é muito importante e dirige a maioria das interpretações de dados isotópicos de Nd. Por outro, lado as concentrações de Nd e de Sm são geralmente maiores no líquido, em comparação com a rocha original, exceto quando o anfibólio é o mineral predominante no resíduo.

A teoria de tectônica de placas visualiza, como contrapartida da criação de crosta oceânica, a sua destruição por subdução com devolução parcial da crosta oceânica ao manto. A recarga de magma não fracionado vindo do manto inferior (plumas) poderia também ocorrer, mas de forma desprezível. O manto superior apresenta forte empobrecimento (*depleted mantle*) dos elementos litófilos de íons grandes (LILE) tais como La, Ba, K, Rb, U e Th. Neste contexto o Sm e Nd que são ETR, também são um pouco

empobrecidos no manto superior em relação ao manto primordial, pois ambos são elementos incompatíveis. Entretanto o Sm fica menos abundante em relação ao Nd porque o Nd é um pouco mais incompatível que o Sm, e portanto a razão Sm/Nd, no manto superior aumenta. Por outro lado as concentrações de Sm e de Nd aumentam na crosta mas diminui a razão Sm/Nd em relação ao manto primordial (CHUR = *Chondritic Uniform Reservoir* = reservatório uniforme condritico).

Os ETR, de uma forma geral, são pouco solúveis em água, o que faz com que o Sm e o Nd sejam resistentes aos processos de lixiviação, e portanto, à alteração intempérica. No entanto, segundo Corey & Chatterjee (1990), sob determinadas condições, certos fluidos (particularmente o Cl) podem remobilizar os ETR leves (entre os quais o Sm e o Nd). Do mesmo modo, o processo de charnoquitização pode mobilizar os ETR (Stähle *et al.*, 1987). Nestes casos, quando ocorrem remobilizações, o Sm e Nd serão mobilizados de forma relativamente similar, mantendo-se a razão Sm/Nd relativamente constante (exceto em alguns casos que serão vistos a seguir).

O fato da razão Sm/Nd somente se modificar significativamente durante uma eventual diferenciação manto-crosta, permite que se possa datar, para qualquer rocha, a época em que seu magma parental (protólito crustal) diferenciou-se do manto superior, independentemente dos processos geológicos que ela tenha sofrido.

O cálculo desta idade modelo é possível conhecendo-se as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atuais da amostra e calculando-se uma regressão até a intersecção com uma curva de evolução isotópica do Nd em função do tempo geológico, estabelecida para o manto superior (Figura 3).

O problema se coloca justamente na elaboração desta curva de evolução, tendo em vista a heterogenidade do manto. Assim é que, são criados modelos de evolução isotópica de Nd e, em função do modelo adotado, serão obtidas idades distintas, o que justifica a denominação de idades-modelo.

Atualmente, apesar de existirem vários “tipos de manto” com características geoquímicas distintas, existem dois modelos de evolução isotópica de Nd para o manto superior: um adotado inicialmente, baseado na evolução dos condritos (CHUR), e um outro adotado mais recentemente, que compõe grande parte do manto existente na Terra, que é o manto empobrecido (DM, *Depleted Mantle*). Esse último admite uma modelagem

em que o manto sofreria episódios de fracionamento envolvendo a extração de máguas basálticos, permanecendo um manto residual enriquecido na razão Sm/Nd e empobrecido geoquimicamente em elementos litófilos de íons grandes.

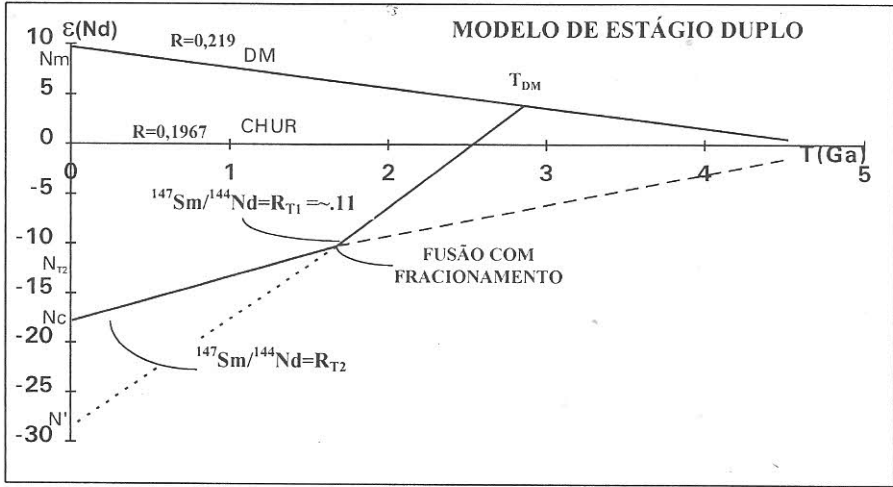


Figura 3 - Diagrama de evolução isotópica de Nd em função do tempo geológico. Em 3,0 Ga, o magma separou-se do manto para a crosta, com $^{147}Sm/^{144}Nd = R_{T1} = 0,11$; e a 1,7 Ga ocorreu uma refusão desse material, com novo fracionamento entre Sm e Nd, sendo a razão $^{147}Sm/^{144}Nd = R_{T2}$; e em $T = 0$ (hoje), temos o $\epsilon_{Nd} = N_c$. A regressão direta de $\epsilon_{Nd} = N_c$ com a inclinação de R_{T2} até a linha de manto resultaria em um valor de T_{DM} sem significado geológico.

O cálculo de idades-modelos T_{CHUR} ou T_{DM} é feito através da seguinte fórmula:

$$T(x) = (1/\lambda) \ln \left\{ 1 + \left[\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_x - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{am} \right] / \left[\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_x - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{am} \right] \right\}$$

equação (5)

onde: x pode ser relativo a CHUR ou DM e am = amostra.

A equação acima aplica-se à uma evolução linear dos isótopos de Nd no manto superior. DePaolo (1988) mostra uma evolução isotópica de Nd ligeiramente parabólica para o manto superior fracionado. A idade modelo é obtida resolvendo-se a seguinte equação:

$$\varepsilon_{Nd}(T) = 0,25T^2 - 3T + 8,5 \rightarrow \text{curva do manto empobrecido (DM) equação (6)}$$

$$\varepsilon_{Nd}(T) = \varepsilon_{Nd}(0) - 25,09 f_{(Sm/Nd)} T \rightarrow \text{evolução de rocha crustal equação (7)}$$

O ponto de intersecção das curvas das equações (6) e (7) é definido como idade modelo T_{DM} . Portanto, se igualarmos as equações (6) e (7), obtemos assim, uma expressão matemática do segundo grau em T (T é dado em Ga), onde:

$$\varepsilon_{Nd}(0) = \left\{ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})(0)_{am} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})(0)_{CHUR}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})(0)_{CHUR}} \right\} 1000 \quad \text{equação (8)}$$

$$f_{(Sm/Nd)} = \frac{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{am} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR}} \quad \text{equação (9)}$$

As constantes utilizadas na equação (5), segundo Ben Othman *et al.* (1984), são: do presente até 2,8 Ga $\rightarrow (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,513114$ e $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,222$. Para idades mais antigas que 2,8 Ga a evolução isotópica de Nd no manto superior fracionado torna-se praticamente assintótica à do *bulk earth* (CHUR). Dessa feita, as constantes acima são alteradas para 0,512638 e 0,1967, respectivamente. Outros grupos de pesquisadores adotam os parâmetros de DM para o modelo de manto empobrecido para toda a escala de tempo geológico (consultar outros parâmetros em Rollinson, 1993). Esta incerteza na curva de evolução do manto empobrecido poderá trazer algumas discrepâncias nas idades-modelo.

As contantes de CHUR utilizadas nas equações (8) e (9) são as mesmas referidas acima.

Em alguns casos as idades-modelo podem não ter significado geológico. Isto ocorre quando o manto que produziu o magma parental da rocha estudada é do tipo EMORB (manto enriquecido) ou HIMU (manto com alta razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$). Esses tipos de mantos possuem uma distribuição restrita em relação ao manto empobrecido, e além disto, para épocas antigas, a diferença composicional entre os dois tipos de manto era muito pequena. Com o passar do tempo geológico essa diferença começou a se acentuar devido ao aumento dos processos de subducção de crosta oceânica contendo sedimentos.

O segundo fator que pode alterar idades Sm-Nd modelo, ocorre ao se datar rochas granitóides fortemente enriquecidas em minerais que concentram seletivamente os elementos terras raras leves, como por exemplo, com as allanitas e monazitas, conforme demonstrado por Pimentel & Charnley (1991). A formação de uma quantidade significativa destes minerais resulta em um empobrecimento progressivo do magma residual e um conseqüente aumento da razão Sm/Nd, fornecendo idades-modelo que não correspondem a realidade.

O erro na idade de formação de uma rocha, segundo (Nelson & DePaolo, 1985) a partir de material crustal que é introduzido por meio de fracionamento Sm/Nd, é dado pela seguinte equação:

$$\text{Erro } (T_{fc}) = (\Delta f_{\text{Sm/Nd}}) \times (T_{fc} - T_{fp}) \quad \text{equação (10)}$$

onde $f_{\text{Sm/Nd}}$ é o fracionamento da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ na amostra em relação ao CHUR (vide equação 9), o Δf é relativo à mudança na razão Sm/Nd ocorrido durante metamorfismo, T_{fc} é a idade de formação de uma rocha crustal após a diferenciação mantélica e T_{fp} é a idade de cristalização após a fusão parcial a partir dessa rocha crustal.

O erro devido ao fracionamento em ambiente crustal durante processos de fusão parcial não excede mais do que 100 Ma quando $(T_{fc} - T_{fp})$ é menor do que 400 a 600 Ma. Isto é baseado em $\Delta f_{\text{Sm/Nd}} < 0,2$ de acordo com o modelo de Hanson (1978). No entanto, quando envolve a cristalização de allanita, por exemplo, o Δf poderá ser muito maior que 0,2 e

por conseguinte, a idade modelo não terá significado geológico (Pimentel & Charnley, 1991). Portanto não é recomendado a utilização de idades-modelo em granitóides enriquecidos em allanitas e monazitas.

O terceiro fator que pode produzir uma idade modelo Sm-Nd que não corresponde ao processo de diferenciação mantélica do protólito crustal da rocha estudada, ocorre quando se trabalha com rochas derivadas de fusão parcial de sedimentos heterogêneos provenientes de diversas fontes. O resultado obtido seria uma idade intermediária entre os diversos episódios de diferenciação manto-crosta que geraram os protólitos das rochas fontes dos sedimentos. A idade obtida seria mais próxima daquele evento que gerou uma rocha fonte que teve uma participação mais significativa no processo de formação da rocha sedimentar estudada.

Cálculos de idades-modelo em estágio duplo

Para as rochas que possuem grandes quantidades de minerais acessórios, tais como granadas ou allanita, o Sm fraciona muito fortemente em relação ao Nd. Nas granadas, a razão Sm/Nd eleva-se significativamente, enquanto que nas allanitas diminui. Nesses casos, as idades-modelo de um único estágio de evolução em Nd, no tempo geológico, não teriam nenhum significado. Também em rochas de natureza máfica e ultramáfica, devido a baixos teores de Sm e de Nd, pode ocorrer o fracionamento entre esses elementos com relativa facilidade durante um evento metamórfico de médio a alto grau. De um modo geral, nas rochas de natureza máfica e ultramáfica, a razão Sm/Nd eleva-se significativamente e aproxima-se do valor do CHUR. Se ocorrerem variados graus de fracionamento entre Sm e Nd em rochas cogenéticas, uma isócrona Sm-Nd de boa qualidade pode ser construída, mas por outro lado, como as rochas sofreram fracionamento após a separação do magma mantélico para a crosta, não poderão ser mais utilizadas para cálculos de idade T_{DM} , segundo a evolução de Nd em estágio único.

O grau de fracionamento pode ser medido através do valor $f_{Sm/Nd}$ da equação (9). A Tabela 1 fornece uma estimativa dos valores de $f_{Sm/Nd}$ para diferentes graus de fracionamento de minerais e das rochas crustais em relação ao CHUR.

Tabela 1 - Grau de fracionamento $f_{Sm/Nd}$ em diversas fontes

	$^{147}Sm/^{144}Nd$	f (equação 9)
CHUR	0,1967	0
manto empobrecido (DM)	0,214 - 0,233	0,09 a 0,18
águas de rios de grande extensão	~ 0,11	-0,44
granada	> 0,11	> -0,44
allanita	< 0,11	< -0,44
granitóides (não fracionados)	0,090 - 0,12	-0,54 a -0,39
máficas fracionadas	> 0,12 (em geral)	> -0,39

Para razões $^{147}Sm/^{144}Nd < 0,090$ e/ou $> 0,125$, a idade modelo de estágio único de Nd poderá não ter significado geológico, principalmente no caso de rochas ácidas (obs.: este intervalo não é uma regra geral).

A equação matemática para o modelo em estágio duplo, conforme a Figura 3, pode ser deduzida da seguinte forma:

da equação (1) $\rightarrow N_m = N_o + R_m (e^{\lambda T_{DM}} - 1)$, para manto empobrecido.
 $N' = N_o + R_{T1} (e^{\lambda T_{DM}} - 1)$, para rochas crustais sem fracionamento.

$$N_m - N' = (R_m - R_{T1}) (e^{\lambda T_{DM}} - 1)$$

$$(e^{\lambda T_{DM}} - 1) = (N_m - N') / (R_m - R_{T1})$$

$$T_{DM} = (1/\lambda) \ln \left\{ 1 + (N_m - N') / (R_m - R_{T1}) \right\} \quad \text{equação (11)}$$

onde $N = ^{143}Nd/^{144}Nd$ e $R = ^{147}Sm/^{144}Nd$;
 $T_1 = 1^\circ$ estágio e $T_2 = 2^\circ$ estágio.
 $N_c = N_{T2} + R_{T2} (e^{\lambda T_2} - 1)$ rochas crustais com fracionamento.
 $N' = N_{T2} + R_{T1} (e^{\lambda T_2} - 1)$ rochas crustais sem fracionamento.
 $N' - N_c = (R_{T1} - R_{T2}) (e^{\lambda T_2} - 1)$.

$$N' = N_c + (R_{T1} - R_{T2}) (e^{\lambda T_2} - 1) \quad \text{equação (12)}$$

substituindo-se N' da equação (12) na equação (11), obtemos:

$$T_{DM} = (1/\lambda) \ln \left\{ 1 + \{N_m - [N_c + (R_{T1} - R_{T2}) (e^{\lambda T_2} - 1)]\} / (R_m - R_{T1}) \right\} \rightarrow \text{equação (13)}$$

onde: $N_c = {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \rightarrow$ rocha crustal, medido hoje
 $N_m = {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0,51315 \rightarrow$ manto empobrecido
 $R_{T2} = {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} \rightarrow$ rocha crustal medido hoje
 $R_{T1} = {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} \rightarrow$ valor estimado
 $R_m = 0,219 \rightarrow$ manto empobrecido

O modelo de evolução em estágio duplo de ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ em função do tempo geológico poderá minimizar o erro ocasionado por problemas de fracionamento na obtenção da idade de T_{DM} se conhecermos a idade do evento T_2 e a razão R_{T1} (${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$). A idade T_2 pode ser estimada através de isócrona Sm/Nd ou através de outras metodologias, tais como: U-Pb em zircões, isócronas Rb-Sr, etc. O valor do R_{T1} também pode ser estimado tomando-se um valor médio de várias determinações da região, mas se isso não for possível, utiliza-se o valor em torno de $0,11 \pm 0,01$, que é o valor médio da crosta continental.

Utilização dos isótopos de Nd em petrogênese

O parâmetro ϵ_{Nd} consiste basicamente na comparação da razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ da amostra estudada para a época de sua formação ou de seu valor atual, com um reservatório condritico uniforme padrão (CHUR), que seria representativo da Terra Global. A forma de calcular o valor da razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ é baseada na equação (4), referida anteriormente.

Se na época de cristalização da rocha, o magma parental tiver uma razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ mais elevada que o condrito, o ϵ_{Nd} será positivo, significando que a fonte deste magma possuía a razão Sm/Nd mais elevada que o condrito, ou seja, a fonte seria o manto superior. Por outro lado, se quando da formação da rocha, o magma parental possuía uma razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ menor que a do condrito, o valor de ϵ_{Nd} é negativo e, portanto, a fonte destas rochas tinha uma razão Sm/Nd menor do que o condrito, como é o caso de magmas de origem crustal.

Portanto, quando o parâmetro ϵ_{Nd} é positivo a fonte é em geral mantélica, e quanto maior for o seu valor mais empobrecido geoquimicamente seria o manto. Já quando o ϵ_{Nd} indicar valores negativos, a fonte dos magmas é crustal, e quanto maior for a contribuição crustal no processo de formação das rochas, mais negativo será o valor deste parâmetro. Por outro lado, quando ocorre uma participação de duas fontes (manto/crosta), os valores de ϵ_{Nd} em geral flutuam, podendo ser negativos ou positivos, dependendo do grau de participação do material de uma determinada fonte, e neste caso, a interpretação das idades-modelo é mais complexa. Em geral, neste caso a idade modelo representa uma época intermediária entre a derivação do material do manto e a idade da rocha recristalizada na crosta.

Em um modelo de evolução manto-crosta sugerido por DePaolo (1988), o manto inferior tem $\epsilon_{Nd} = 0$, enquanto o manto superior empobrecido (*depleted mantle*) tem ϵ_{Nd} médio = +10. Os valores médios de ϵ na crosta são:

- arcos de ilhas oceânicas = +8
- cadeia de ilhas intraplaca (*hot spots*) = 0 a +8
- crista meso-oceânica = +10
- montanhas de fundo do mar de pequeno volume (*off-ridge*) = +5 a +10
- crátons continentais = -5
- riftes continentais = -5 a +8
- arcos em margens continentais = -20 a +8

RESULTADOS E DISCUSSÕES DOS DADOS Sm-Nd

As análises isotópicas apresentadas neste trabalho foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, segundo as técnicas descritas por Sato *et al.* (1995).

Os resultados das razões isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$, bem como as concentrações de Sm e Nd obtidas através da técnica de diluição isotópica, encontram-se no Anexo I. As razões isotópicas de Nd foram normalizadas com $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$. Os erros das razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ são dados em

1σ. O controle de qualidade das análises isotópicas foi aferido através dos padrões BCR-1 e La-Jolla e os resultados obtidos na época em que foram feitas as análises encontram-se nas Tabelas 2 e 3.

Tabela 2 - Medidas das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ nos padrões de La-Jolla e BCR-1

Padrões	sistemas de medidas	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (1sigma)	Nº de análises
La-Jolla	monocoletor (metal)	0,511850 +-	0,000029	22
La-Jolla	monocoletor (óxido)	0,511853 +-	0,000015	15
La-Jolla	multicoletor (óxido) - din./est.	0,511857 +-	0,000023	4
La-Jolla	multicoletor (metal) - estático	0,511847 +- 0,511848 +-	0,000022 0,000004	14 (*)
BCR-1	monocoletor (óxido)	0,512662 +-	0,000027	4
BCR-1	multicoletor (óxido) din./est.	0,512639 +-	0,000020	(**)

Os resultados analíticos dos padrões de La-Jolla e de BCR-1 foram baseados em Sato *et al.* (1995). Obs.: (*) valor de La-Jolla; (**) Wasseburg *et al.* (1981).

Tabela 3 - Resultados das análises das concentrações de Sm e Nd no padrão BCR-1

Amostra	Referências	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd
BCR-1	IG-USP (neste trabalho)	6,53	28,52	0,228
BCR-1	Gladney (1982)***	6,58#	28,70#	0,229
BCR-1	Beer <i>et al.</i> (1984)***	6,59	28,82	0,228
BCR-1	Nakamura (1974)	6,72	28,80	0,233
BCR-1	Nakamura & Misawa (1989)	6,72-6,87	28,85-28,93	0,233-0,238

Para cada análise foram feitas no mínimo 200 medidas de razões.

(***) *apud* Nakamura & Misawa (1989); (#) valores de consenso.

As idades-modelo T_{DM} foram calculadas através da intersecção entre a curva do manto empobrecido ($\epsilon_{Nd}(t) = 0,25t^2 - 3t + 8,5$) e a linha de evolução isotópica de Nd da amostra ($\epsilon_{Nd}(t) = \epsilon_{Nd}(0) - f_{Sm/Nd}Qt$), baseado no modelo de DePaolo (1981), utilizando-se as seguintes constantes para normalizações das razões isotópicas: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{CHUR}(0) = 0,512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{CHUR} = 0,1967$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$.

As localizações das amostras datadas com o método Sm-Nd encontram-se na Figura 4.

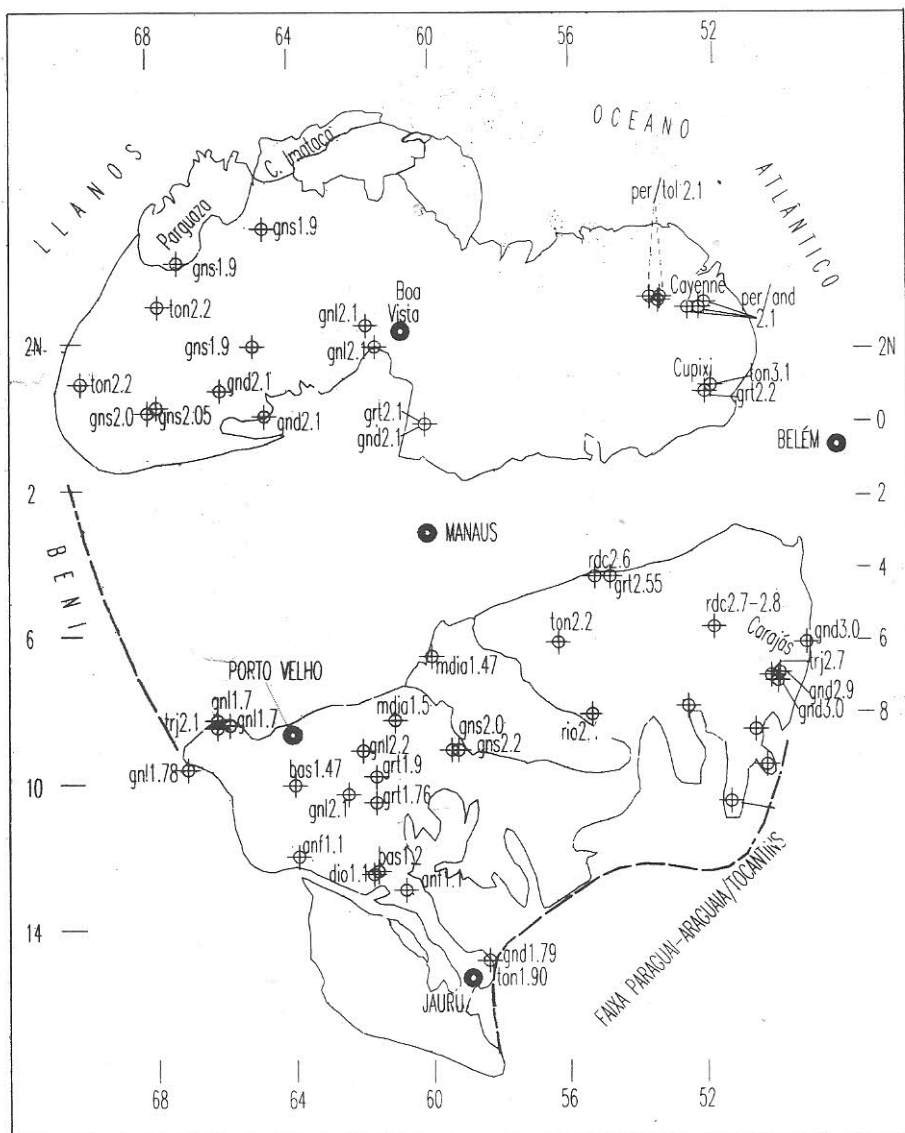


Figura 4 - Mapa de localização com as idades-modelo Sm-Nd. Legenda: and=andesito, anf=anfilito, bas=basilto, dio=diorito, gnl=granulito, grt=granito, gns=gnaiss, gnd=granodiorito, mdia=metadiabásio, per=peridotito, rio=riolito, ton=tonalito, trj=trondjhemito, rdc=riodacito. Os números representam as idades em Ga.

Nas tabelas do Anexo 1 encontram-se algumas idades T_{DM} calculadas com base na evolução isotópica de Nd em estágio único, e em alguns casos em estágio duplo, baseados na equação (13), utilizando-se as constantes de Millisenda *et al.* (1994): $N_m = {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0,51315$ e $R_m = {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} = 0,219$.

Província Amazônia Central (PAC)

Na região da Serra dos Carajás, as idades T_{DM} obtidas para os gnaisses do embasamento e para os granodioritos da região de Rio Maria, distribuem-se entre 3,04 a 2,8 Ga (ident.= A, C, D, E e F - Tabela I do Anexo 1). Estes resultados confirmam as idades Rb-Sr e U-Pb arqueanas (3,1-2,7 Ga), já reportadas em trabalhos prévios.

As rochas vulcânicas ácidas (riodacitos; ident.= L, M e N - Tabela I do Anexo 1) da parte Sul da PAC e os granitos intrusivos nesse domínio (ident. = G), situados a NW da Serra dos Carajás (Figura 4) foram formados no Paleoproterozóico, com idades Rb-Sr variando entre 1,8 a 1,7 Ga e com RI entre 0,705 e 0,706. Os protólitos dessas rochas crustais foram diferenciados do manto superior entre 2,6 a 2,5Ga, conforme indicado pelo valores de T_{DM} .

A Figura 5 corresponde à integração dos dados isotópicos da PAC. Nessa figura, entre as linhas contínuas contendo símbolos quadrados são representadas as rochas plutônicas da Serra de Carajás e suas vizinhanças e entre as linhas tracejadas contendo círculos fechados são representadas as rochas vulcânicas ácidas e metavulcânicas. Observa-se que as rochas metavulcânicas apresentam-se menos fracionadas quando comparado com as demais rochas.

A correlação entre as assinaturas isotópicas iniciais $\epsilon_{\text{Sr-RI}}(t)$ versus $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ para t relativo à época da formação (idade Rb-Sr) dos tonalitos de Carajás e das rochas vulcânicas ácidas (Figura 6), quando analisadas conjuntamente, apresentaram padrões isotópicos distintos. Observa-se que os dados relativos aos tonalitos de Carajás (pontos A a F) distribuem-se próximos da origem e alguns dentro do campo do manto, sugerindo que o intervalo de tempo foi muito curto entre a época da diferenciação do material do manto

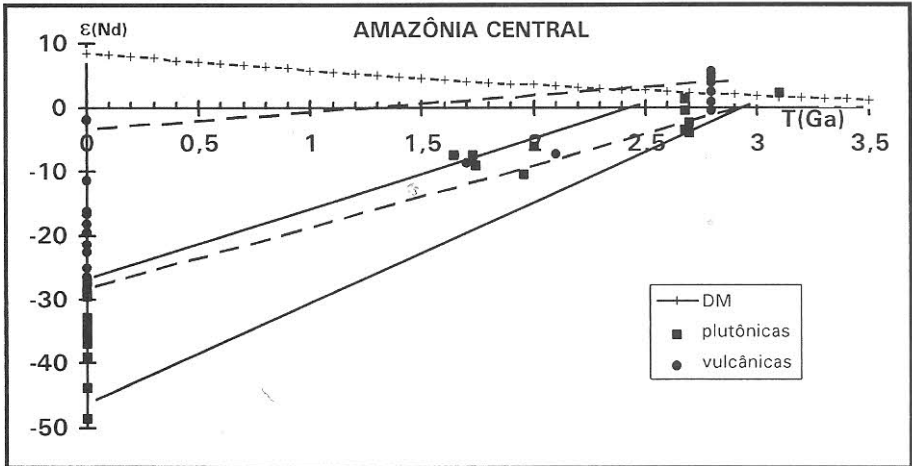


Figura 5 - Diagrama de evolução isotópica ϵ_{Nd} em função do tempo geológico relativos às plutônicas (quadrado) e vulcânicas da Província Amazônia Central (Tabela I - Anexo 1). Os pontos assinalados próximo ao eixo da abscissa representam os valores de ϵ_{Nd} calculados para a época do evento de fechamento do Sistema Rb-Sr.

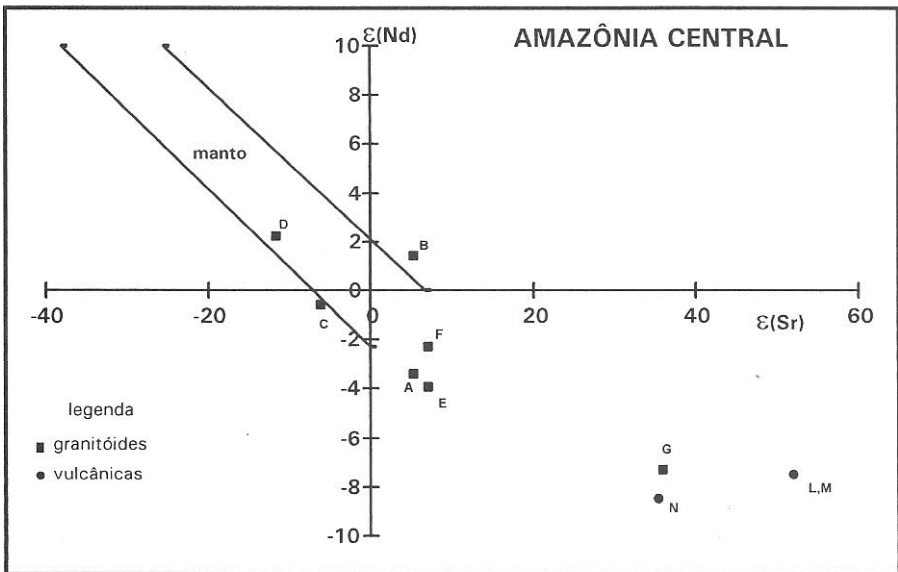


Figura 6 - Diagrama de $\epsilon_{Sr-RI}(t)$ versus $\epsilon_{Nd}(t)$ - Província Amazônia Central. Os dados isotópicos encontram-se na Tabela I do Anexo 1.

superior (DM) e a formação dessas rochas. As rochas vulcânicas ácidas, por sua vez, bem como o granito (ident. = G, L, M e N - Tabelas I do Anexo 1), mostram comportamentos distintos, com $\epsilon_{Nd}(t)$ bem mais negativos e $\epsilon_{Sr-Rl}(t)$ bem mais positivos sugerindo um período maior de residência crustal dos protólitos dessas rochas.

As rochas metavulcânicas do Grupo Grão Pará (ident. = O a Z - Tabela I do Anexo 1) foram datadas através de diagrama isocrônico Sm-Nd, obtendo-se uma idade aproximada, em torno de 2,8 Ga (Gibbs & Barron, 1983). As idades-modelo calculadas baseadas em estágio duplo, também indicaram valores discordantes, distribuídos entre 3,0 a 2,0 Ga, com uma maior concentração de resultados em torno de 2,8 Ga.

Província Maroni-Itacaiúnas (PMI)

No âmbito da PMI foram analisadas rochas granulíticas, komatiíticas, peridotíticas e toleíticas que indicaram idades-modelos T_{DM} relativas ao Paleoproterozóico, com valores relativamente concordantes, distribuindo-se entre 2,3 a 2,06 Ga (Figuras 7A e 7B e Tabela II do Anexo 1).

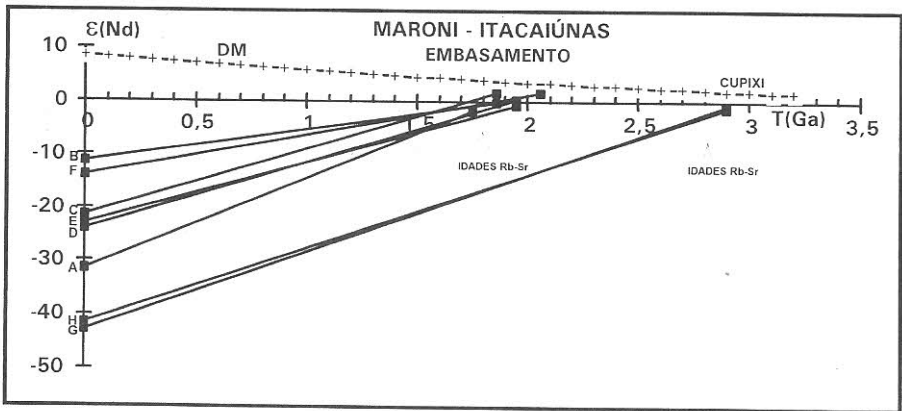


Figura 7A - Diagrama de evolução isotópica ϵ_{Nd} versus tempo geológico T (Ga) das rochas do embasamento da Província Maroni-Itacaiúnas. As identificações das amostras, em letras alfabéticas, encontram-se na Tabela II do Anexo I.

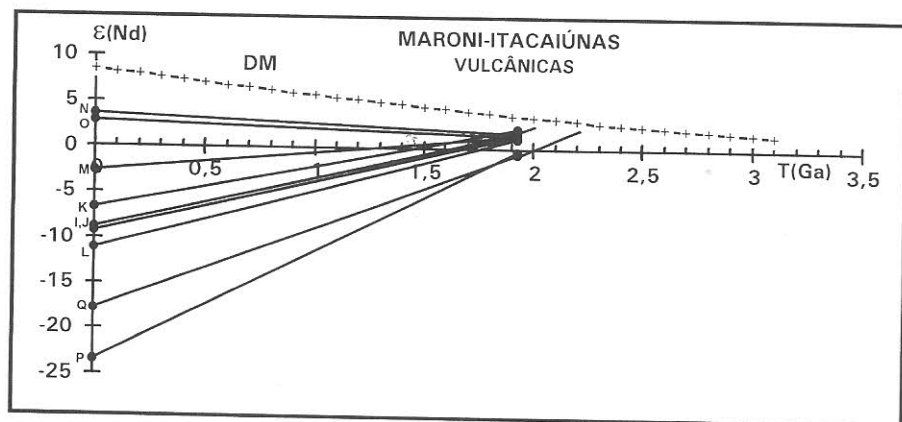


Figura 7B - Diagrama de evolução isotópica ϵ_{Nd} versus tempo geológico T (Ga) das meta vulcânicas da Província Maroni-Itacaiúnas. A identificação das amostras, em letras alfabéticas, encontram-se na Tabela II do Anexo 1.

Duas amostras de rochas tonalíticas (ident. = G e H - Tabela II do Anexo 1) provenientes da região de Cupixi, Sul do Amapá, evidenciaram idades T_{DM} de 3,1 e 3,06 Ga, confirmando a existência de um fragmento crustal arqueano, preservado como *inlier* dentro da PMI, em concordância com a idade arqueana de 2,9 Ga previamente obtida por Montalvão & Tassinari (1983) e Siga Jr. (1986). Também na região do rio Cupixi (Complexo Tumucumaque), ocorrem rochas granito-gnáissicas com idade Rb-Sr de 2,06 Ga e com R_i de 0,760, interpretada por Siga Jr. (1986) como a época de formação das mesmas a partir de retrabalhamento de rochas pré-existentes. A idade modelo Sm-Nd dessas rochas sugere que o respectivo protólito crustal formou-se ainda no Paleoproterozóico (2,2 Ga) (ident. = F, Tabela II do Anexo 1).

A integração dos dados das razões isotópicas iniciais, $\epsilon_{Sr-Ri}(t)$ versus $\epsilon_{Nd}(t)$, mostrada na Figura 8, indica que os tonalitos (pontos G e H, do Anexo 1) e o granito-gnaiss (ponto F, do Anexo 1), apresentaram padrões isotópicos claramente distintos. Os pontos dos tonalitos posicionaram-se bem próximo da origem indicando que o tempo de residência crustal de seu protólito foi muito curto ou nenhum, se admitirmos

uma derivação direta dessas rochas a partir do manto superior tipo CHUR. O dado relativo ao granito com elevada razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,760 mostra comportamento bem distinto com $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +1,8$ e $\epsilon_{\text{Sr-Ri}}(t) = 825$ (para $t = 2,06$ Ga), sugerindo que o protólito desse granito já estaria bem enriquecido em Rb e empobrecido em Sm.

As rochas meta-komatiíticas, peridotíticas, toleíticas e andesíticas das sequências do tipo granito-greenstone que ocorrem na Guiana Francesa, analisadas conjuntamente mostraram uma idade isocrônica Sm-Nd de 1,93 Ga (Gruau *et al.*, 1985; Figura 8).

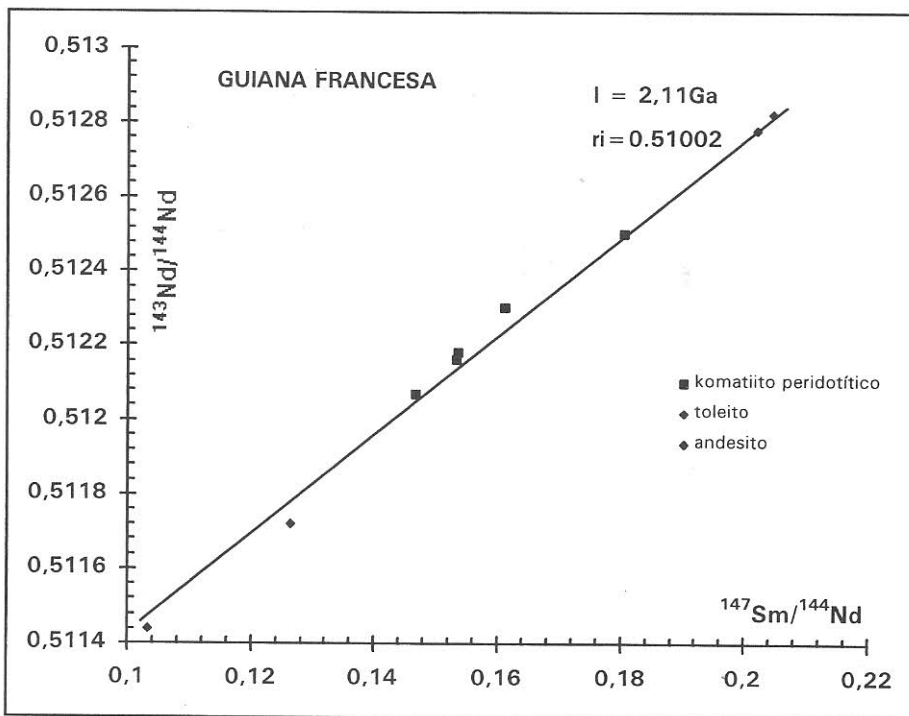


Figura 8 - Diagrama isocrônico Sm-Nd das metavulcânicas da região da Guiana Francesa (Gruau *et al.*, 1985)

Esta idade foi interpretada pelos referidos autores como sendo a idade do vulcanismo. Observa-se que os valores do $\epsilon_{\text{Nd}}(t = 1,93)$ são

positivos ($\sim+2$) e posicionaram-se entre as curvas de evoluções isotópicas de ϵ_{Nd} do manto DM e CHUR (Figura 7B). Portanto, os protólitos destas rochas crustais poderiam ser constituídos por materiais com afinidade com o manto litosférico enriquecido (EMI) ou então com a crosta inferior. Se admitirmos que estas rochas metavulcâncias foram retrabalhadas a partir de material de origem crustal e que esta fonte foi derivada do modelo do manto superior (DM), então as idades-modelo de evolução isotópica em estágio único em Nd não teriam significado geológico, pois teriam idades muito discordantes (3,5 a 2 Ga), mas as idades-modelo, quando calculadas em estágio duplo, indicam valores convergentes em torno de $2,15 \pm 0,10$ Ga, (ident. = I a Q, coluna T_{DM2} - Tabela II do Anexo 1).

Província Ventuari-Tapajós (PVT) e Província Rio Negro-Juruena (PRNJ)

Visando-se determinar a continuidade para oeste dos terrenos arqueanos da PAC foram analisadas várias amostras de rochas tonalíticas, graníticas, gnáissicas e granulíticas que ocorrem no Domínio Ventuari-Tapajós. As idades T_{DM} destas rochas (Tabela III do Anexo 1) indicaram valores vinculados ao Paleoproterozóico, distribuindo-se entre 2,2 e 1,9 Ga e muito similares às idades obtidas para as rochas da PMI. A Figura 9 mostra claramente que na PVT não foram encontrados protólitos arqueanos.

Do mesmo modo, foram analisadas pelo método Sm-Nd, 12 amostras de rochas graníticas, tonalíticas, gnáissicas e granulíticas (Anexo 1), pertencentes a PRNJ. As idades T_{DM} indicaram que o principal evento de acreção juvenil para esta Província também ocorreu durante o Paleoproterozóico ($T_{DM} = 2,2$ a 1,7 Ga).

Os dados ϵ_{Nd} das amostras das PVT e PRNJ quando analisados conjuntamente apresentam padrões isotópicos não muito diferentes (Figura 9). O período principal de acreção de material juvenil para a PRNJ parece estender-se um pouco mais além do que para a PVT. Os símbolos triangulares (PVT) e quadrados (PRNJ) assinalados na Figura 9 correspondem aos valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ calculados para t correspondentes às idades de formação das rochas obtidas pelo método Rb-Sr.

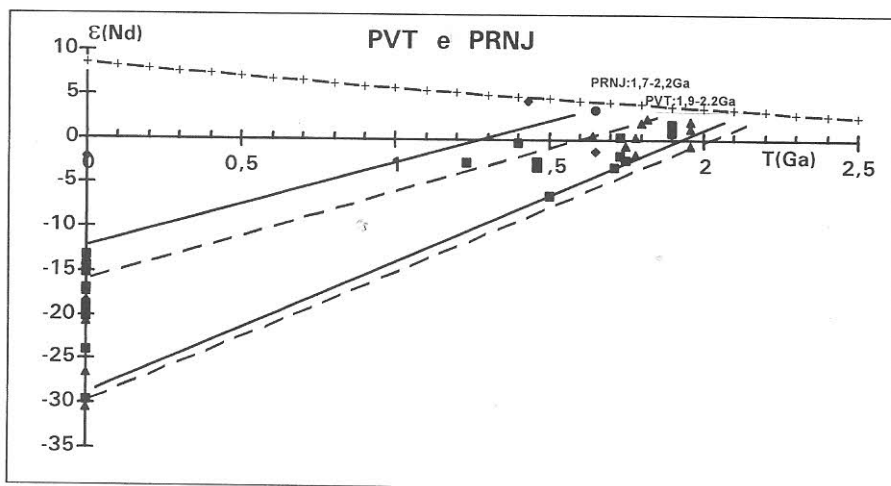


Figura 9 - Diagrama de evolução isotópica ϵ_{Nd} versus tempo geológico T (Ga). As identificações das amostras encontram-se nas Tabelas III e IV do Anexo 1. O envelope entre as linhas tracejadas representa o conjunto de linhas de evoluções isotópicas ϵ_{Nd} das amostras da Província Ventuari-Tapajós (triângulo: plutônicas, losângulo: vulcânicas); e o envelope entre as linhas contínuas representa a Província Rio Negro-Juruena (quadrado: plutônicas, círculo: vulcânicas).

Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ e $\epsilon_{\text{Sr-RJ}}(t)$ relativos à época da formação das rochas das PVT e PRNJ quando analisados conjuntamente num diagrama ϵ_{Sr} versus ϵ_{Nd} (Figuras 10 e 11), apresentam padrões isotópicos distintos. Os dados da PVT (triângulos), delimitados por uma elipse, posicionaram-se em torno do eixo X, sugerindo tratar-se de um material fonte pouco reciclado, com afinidade com o manto litosférico enriquecido ou de crosta inferior. Os dados relativos às rochas da PRNJ (símbolo quadrado, Figura 11) mostraram em alguns casos um comportamento semelhante aos de PVT, situando-se dentro do campo delimitado pela elipse, mas a grande maioria dos pontos posicionaram-se fora deste campo e bem distante da origem. Os dados com $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ bem negativos e $\epsilon_{\text{Sr-RJ}}(t)$ bem mais positivos, sugerem uma fonte (protólito) com participação de material proveniente da fusão parcial da base crosta continental inferior, envolvendo também uma parcela subordinada de material mantélico.

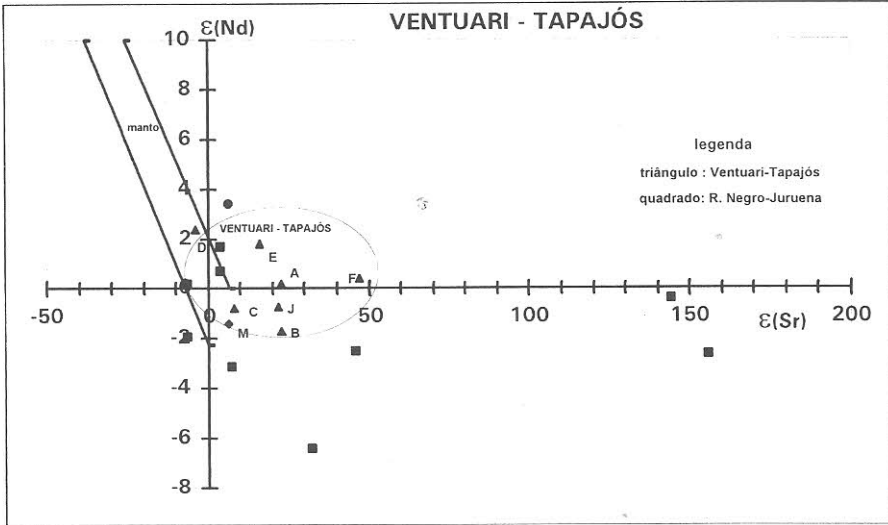


Figura 10 - Diagrama de $\epsilon_{Sr-Ri}(t)$ versus $\epsilon_{Nd}(t)$ da Província Ventuari-Tapajós e da Província Rio Negro - Juruena. Os dados isotópicos encontram-se na Tabela IV do Anexo 1.

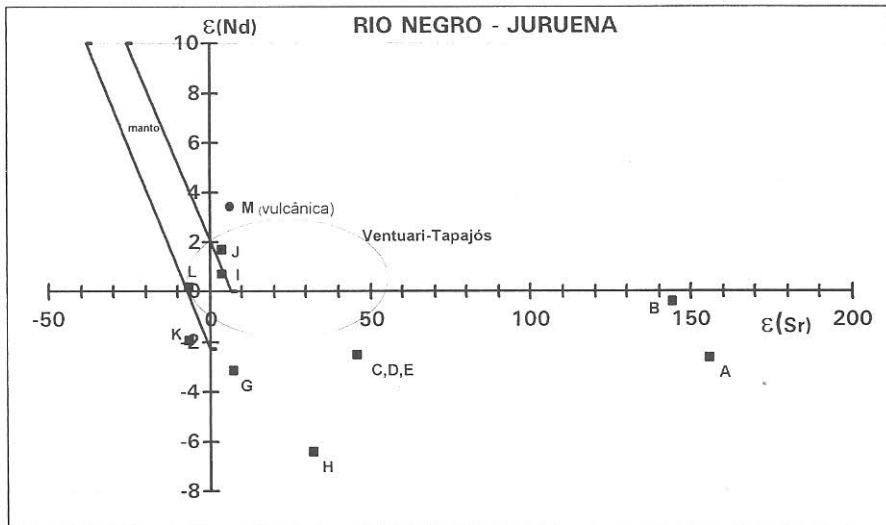


Figura 11 - Diagrama de $\epsilon_{Sr-Ri}(t)$ versus $\epsilon_{Nd}(t)$ da PRNJ. A delimitação em forma de elipse representa o campo dos dados isotópicos ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} da região da PVT. Os dados isotópicos encontram-se na Tabela III do Anexo 1.

Províncias Rondoniana-San Ignacio (PRSI) e Sunsás (PS)

As amostras analisadas pelo método Sm-Nd em rochas granulíticas, tonalíticas, trondjemíticas e granodioríticas, relativas à PRSI, apresentaram idades T_{DM} paleoproterozóicas, distribuídas entre 2,08 e 1,67 Ga (Figura 12 e Tabela V do Anexo 1), com padrões isotópicos muito similares aos da PRNJ, sugerindo a participação de rochas dessa última Província como protólitos de parte das rochas da PRSI.

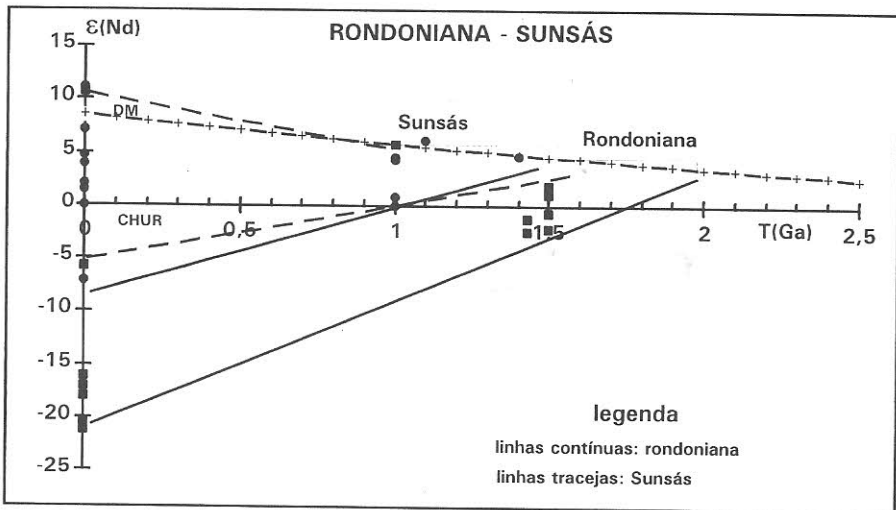


Figura 12 - Diagrama de evolução isotópica ϵ_{Nd} versus tempo geológico T(Ga). O envelope entre as linhas tracejadas representa ao conjunto de linhas de evoluções isotópicas ϵ_{Nd} das amostras anfíbolíticas e metavulcânicas relacionadas à orogenia Sunsás (círculos); e o envelope entre as linhas contínuas representa plutônicas da Província Rondoniana (quadrados).

Por outro lado, os metabasaltos e os anfíbolitos relacionados à orogenia Sunsás, mostraram, no diagrama de ϵ_{Nd} versus tempo geológico (círculos da Figura 12 e ident. = I, na Tabela V do Anexo 1), que ocorreram eventos de acreções juvenis claramente mais jovens (Meso a início do Neoproterozóico). Observa-se no Anexo 1 e na Figura 12, que algumas

rochas, tais como I e K, apresentaram idades T_{DM} concordantes com as suas próprias idades de formação, obtidas pelo método K-Ar.

Os valores de ϵ_{Nd} analisados conjuntamente na Figura 12 mostraram padrões isotópicos bem distintos, onde os eventos de acreções juvenis para os metabasaltos e os anfibolitos relacionados à orogenia Sunsás são claramente mais jovens do que aqueles observados para a PRSI.

Os valores de $\epsilon_{Sr-R1}(t)$, $\epsilon_{Nd}(t)$ relativos à época de formação dos granitóides da Província Rondoniana, quando analisados no diagrama ϵ_{Sr} versus ϵ_{Nd} (Figura 13), sugerem fontes (protólitos) com três padrões isotópicos distintos: a) a rocha granulítica representada pelo ponto A da Figura 13, sugere que a fonte dessa rocha tem uma afinidade com o manto superior DM; b) a rocha relativa ao ponto D tem a fonte com afinidade da crosta inferior ou manto listosférico (EMI); c) a rocha relativa ao ponto C e B da Figura 13 tem a fonte com afinidade com o manto listosférico (EMI) ou crosta inferior.

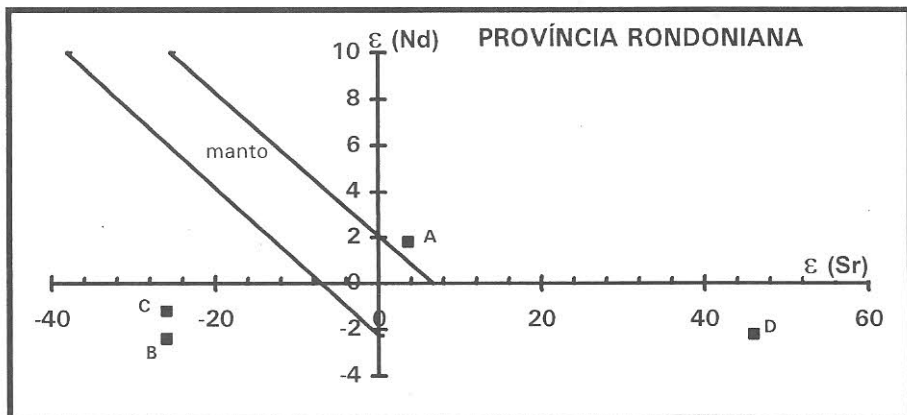


Figura 13 - Diagrama de $\epsilon_{Sr-R1}(t)$ versus $\epsilon_{Nd}(t)$ - Províncias Rondoniana-San Ignacio e Sunsás. Os dados isotópicos encontram-se na Tabela V do Anexo I.

Basu *et al.* (1990), coletaram 26 amostras de sedimentos das areias fluviais provenientes de regiões da Bolívia e Peru e depositadas nas margens do rio Madre Dios (bacia Amazônica). Estes sedimentos apresentaram

idades T_{DM} mistas, indicando a participação de várias fontes. Os dados isotópicos encontram-se na Tabela 4 e as idades T_{DM} recalculadas para este trabalho, estão plotadas na Figura 14, na forma de histograma. Observa-se na Figura 14 que as idades T_{DM} situam-se entre 1,65 e 1,3 Ga, com um valor médio em torno de 1,45 Ga, o qual está coerente com o padrão geocronológico da região, que envolve a PRSI, a PS e também as rochas vulcânicas dos Andes.

Tabela 4 - dados isotópicos de Nd nas areias fluviais da Bacia Amazônica nas margens do Rio Madre de Dios, provenientes das regiões de Bolívia e Peru.

Nº	T_{CHUR}	$T_{DM}^{\#}$ (1) [#]	$T_{DM}^{\#}$ (2) [#]	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Sm ppm	Nd ppm	$\epsilon(0)$	ϵ (1,3)	f
2	0,85	1,35	1,35	0,120875	0,512218	4,41	22,2	-8,2	+4,4	-39
4	0,95	1,48	1,49	0,130598	0,512227	4,40	20,5	-8,0	+2,9	-34
5	1,03	1,48	1,58	0,118644	0,512109	7,39	37,9	-10,3	+2,6	-40
7	1,13	1,55	1,57	0,118234	0,512056	4,10	21,1	-11,4	+1,7	-40
8	1,12	1,55	1,58	0,121217	0,512085	5,08	25,5	-10,8	+1,7	-38
10	1,20	1,62	1,65	0,122065	0,512048	3,29	16,4	-11,5	+0,9	-38
11	1,03	1,44	1,45	0,107902	0,512038	4,96	27,97	-11,7	+3,0	-45
12	1,03	1,46	1,47	0,112732	0,512068	2,39	12,9	-11,1	+2,8	-43
13	0,82	1,32	1,32	0,118705	0,512220	5,56	28,5	-8,2	+4,8	-40
14	1,05	1,48	1,50	0,115712	0,512078	5,61	29,5	-10,9	+2,5	-41
16	0,83	1,33	1,33	0,118797	0,512215	3,69	18,9	-8,3	+4,7	-40
20	1,02	1,43	1,44	0,108916	0,512051	7,16	40,0	-11,5	+3,1	-45
22	1,11	1,52	1,54	0,113888	0,512033	48,29	258,0	-11,8	+1,9	-42
23	0,98	1,47	1,48	0,125034	0,512179	3,07	14,94	-9,0	+2,9	-36
24	1,10	1,52	1,54	0,114959	0,512046	4,95	26,2	-11,5	+2,0	-42
25	0,92	1,38	1,39	0,114959	0,512144	4,95	26,2	-9,6	+3,9	-42
26	0,96	1,47	1,48	0,126478	0,512194	3,86	18,57	-8,7	+3,0	-36

Dados de Basu *et al.* (1990), recalculados para este trabalho. O erro nas razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ tem um valor constante de 0,000015. O valor de ϵ_{nd} (1,3) foi calculado com $t = 1,3$ estimado. T_{DM1} são calculados usando seguintes constantes: $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM} = 0,513114$ e $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM} = 0,222$; T_{DM2} é baseado na equação de DePaolo (1981), com $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR} = 0,512638$ e $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR} = 0,1967$.

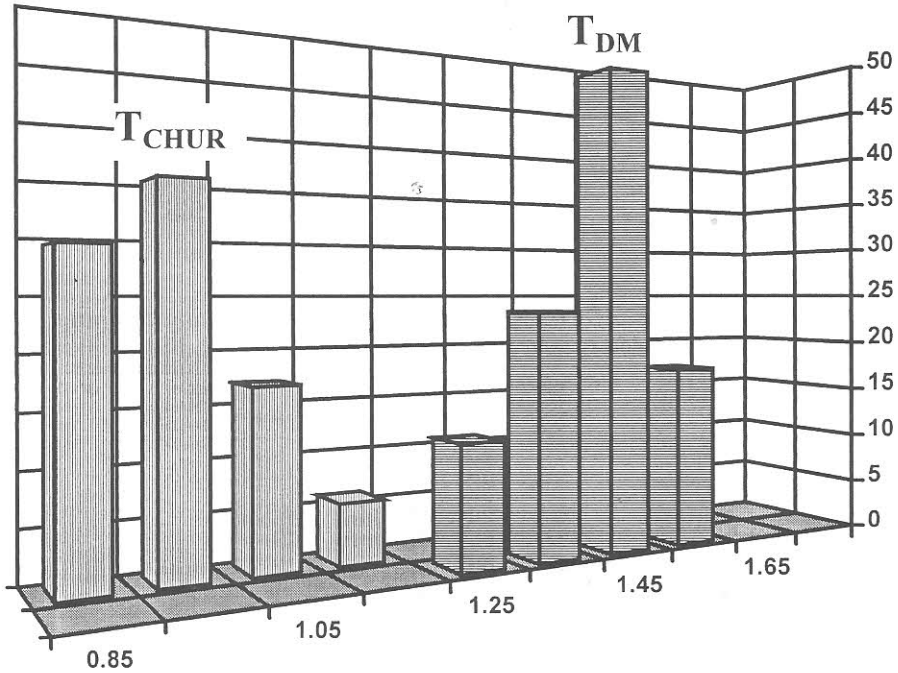


Figura 14 - Histogramas de idades-modelo dos sedimentos das areias fluviais nas margens do Rio Madre Dios. Sedimentos proveniente da Bolívia e Peru e depositados na Bacia Amazônica.

CONCLUSÕES

As idades-modelo Sm-Nd relativas ao manto empobrecido (DM) apresentaram valores variáveis desde 3,0 até 1,0 Ga, corroborando com os modelos de evolução tectônica do Cráton Amazônico, já previamente estabelecidos (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996), que prevêem uma evolução de cinturões móveis do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico circundando núcleos arqueanos.

Os principais períodos de acreção manto-crosta continental no Cráton Amazônico, baseado em idades-modelo Sm-Nd e conforme o histograma da Figura 15, podem ser resumidos da seguinte forma:

- 3,1 a 2,8 Ga - PAC (região de Carajás);
- 2,8 a 2,4 Ga - PAC (porção Sul - Oriental);
- 2,2 a 2,0 Ga - PMI (pico em 2,15 Ga);
- 2,2 a 1,6 Ga - PVT e PRNJ (pico em 1,9 Ga);
- 2,0 a 1,0 Ga - PRSI e PS (picos em 1,8 e 1,15 Ga).

Portanto, os dados geocronológicos obtidos neste trabalho mostram claramente a existência de episódios de acreção de crosta continental juvenil desde o Arqueano até Mesoproterozóico, sendo o período de tempo entre 2,1 a 2,0 Ga o que gerou a maior quantidade de crosta continental no Cráton Amazônico (pelo menos 60% em volume).

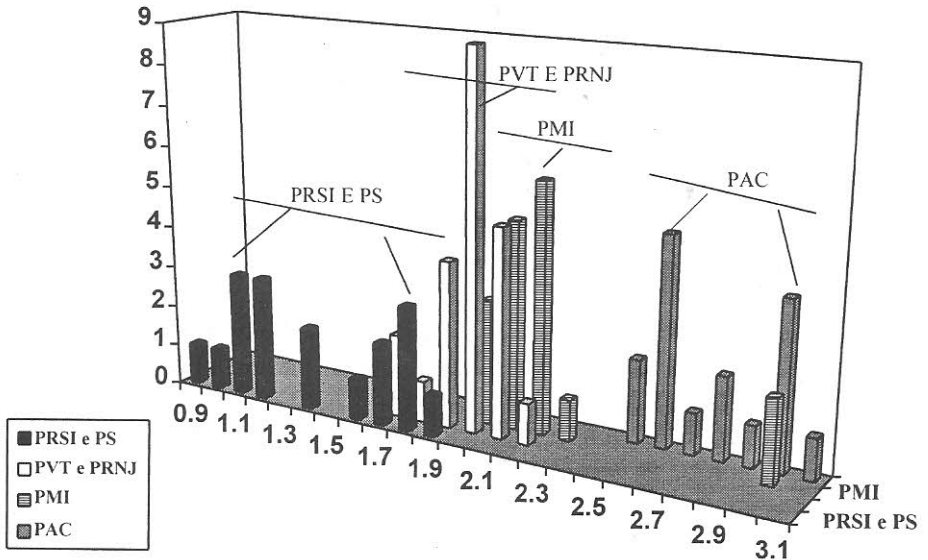


Figura 15 - Histograma dos principais eventos de acreção do Cráton Amazônico. Observa-se no diagrama períodos distintos de acreção juvenil na Província Amazônia Central (PAC) entre o Arqueano e o Paleoproterozóico; um período de super evento de acreção entre 2,25 a 1,8 Ga, compreendendo as Províncias Maroni-Itacaiúnas (PMI), Ventuari-Tapajós (PVT) e Rio Negro-Juruena (RNJ); e finalmente; durante o Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico, com idades entre 1,8 a 1,0 Ga, as acreções juvenis nas Províncias Rondoniana-San Ignácio (PRSI) e Sunsás (PS), foram de menor intensidade.

Agradecimentos

Os autores externam seus agradecimentos aos revisores desse livro, pela cuidadosa revisão e sugestões que fizeram ao presente trabalho e a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro (processo no 95/4652-2).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BASEI, M.S.A. 1975. Levantamentos de Recursos Naturais. (relatório interio) PROJETO RADAMBRASIL. Folha SB.21 - Tapajós, v. 7. Rio de Janeiro.
- BASU, A.R.; SHARMA, M.; DeCELLES, P.G. 1990. Nd, Sr isotopic provenance and trace element geochemistry of Amazonian foreland basin fluvial sands, Bolívia and Peru: implications for ensialic Andean Orogeny. *Earth and Planetary. Sci. Letter*, **100**: 1-17.
- BARRIOS, F.J. 1983. *Caracterização geocronológica da região Amazônica da Venezuela*. São Paulo. 123 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da USP).
- BEN OTHMAN, D.; POLVÉ, M.; ALLÈGRE, C.J. 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, **307**: 510-515.
- CORDANI, U.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: CONGR. GEOL. CHILENO, 2. Santiago, 1979. Actas... Santiago. v. 4, p. 137-148.
- COREY, M. C. & CHATTERJEE, A.K. 1990. Characteristics of REEs and other trace elements in response to sucessive and superimposed metassomatism within a portion of the south Mountain Batolith, Nova Scotia, Canada. *Chemical Geology*, **85**: 265-285.
- DALL'AGNOL, R. & MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Titanita, biotita-granitos do baixo Rio Uapês, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: geologia, petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 3-14.

- DEPAOLO, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**(B11): 10470-10488.
- DEPAOLO, D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Springer-Verlag. 187 p.
- FAURE, G. 1988. *Principles of Isotope Geology*. 2 ed. New York, John Wiley & Sons. 589 p.
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.K. 1983. The Guyana Shield reviewed. *Episodes*, **2**: 7-14.
- GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEUEQUE, B.; CAPDEVILA, R. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite greenstone terrains in French Guiana. South America. *Precambrian Research*, **30**: 63-81.
- HANSON, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis rocks granitic composition. *Earth and Planetary Sci. Letter*, **38**: 26-43.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. 1981. The proterozoic history of Eastern Bolivia. *Precambrian Research*, **15**: 157-179.
- MILLISENDA, C.C.; LIEW, T.C.; HOFMANN, A.W.; KÖHLER, H. 1994. Nd isotopic mapping of the Sri Lanka basement: update and additional constraints from Sr isotopes. *Precambrian Research*, **66**: 95-110.
- MONTALVÃO, R.M.G. & TASSINARI, C.C.G. 1983. Comentários preliminares sobre a geocronologia das rochas em torno do greenstone belt do Cupixi - Amapá - Relatório Interno do projeto RADAM-BRASIL - CPGeo, IG-USP.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VASCONI A.V. 1988. Caracterização geocronológica Rb-Sr dos terrenos granodioríticos e trondjemíticos da região de Rio Maria, Sul da Serra dos Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v.3, p. 1478-1487.
- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**: 757-775.
- NAKAMURA, N. & MISAWA, K. 1989. Determination of picogram quantities of Rare-Earth Elements in Meteoritic Materials by Direct-

- Loading Thermal Ionization Mass Spectrometry. *Analytical Chemistry*, **61**(7): 755-762.
- NELSON, B.K. & DEPAOLO, D.J. 1985. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid-continent. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 746-754.
- PIMENTEL, M.M & CHARNLEY, N. 1991. Intracrustal REE fractionation in late-stage granitic rocks: an example from Central Brazil. *Chemical Geology*, **86**: 123-138.
- ROLLINSON, H. R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. 343 p.
- SANTOS, M.V.; TASSINARI, C.C.G.; SOUZA FILHO, E.E.; TEIXEIRA, W.; RIBEIRO, A.C.O.; PAYOLLA, B.L.; VASCONI, A.V. 1988. Litoestratigrafia das rochas Pré-Cambrianas na Bacia do Médio Xingú - Altamira - PA, Relatório Interno. IG-USP.
- SATO, K; TASSINARI, C.C.G., KAWASHITA, K.; PETRONILHO, P. 1995. O método geocronológico Sm -Nd no IG-USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**(3): 313-336.
- SIGA Jr., O. 1986. Reavaliação dos dados Geocronológicos de rochas da área Cupixi. Projeto Iratapuru - Território Federal de Amapá. Projeto RADAMBRASIL. Relatório interno.
- SIGA Jr., O. 1988. Caracterização geocronológica em parte do setor centro oriental do Cráton Amazônico. Projeto Carajás. Núcleo Marabá. Relatório Interno.
- STÄHLE, H.J.; RAITH, M.; HOERNES, S.; DELFS, R. 1987. Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, Southern India. *Journal of Petrology*, **28**: 803-834.
- TASSINARI, C.C.G. & TEIXEIRA, W. 1976. Geocronologia da parte oriental da Folha SC.19 - Rio Branco. Projeto RADAMBRASIL - Relatório interno.
- TASSINARI, C.C.G. 1980. Comentários Preliminares sobre a geocronologia da Folha SD.21 - Cuiabá. Projeto RADAMBRASIL. v. 26.
- TASSINARI, C.C.G. 1981. *Evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica*. São Paulo. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da USP).

- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BETTENCOURT, J.S.; TAYLOR, P.N. 1996. Geochronological systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian craton), and Tectonic Implications. *International Geology Review*, **38**(2): 161-175.
- TASSINARI, C.C.G. (em preparação) O Mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil. Tese de Livre-Docência a ser apresentado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. 1977. Estudos Geocronológicos da Folha SA.20 - Manaus. Relatório Interno.
- 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.
- VIGNOL, L.M. 1987. *Etudes geochemiques des granulites du Bresil et de la zone d'Ivree: Les elements (K, Rb, Sr, Sm, Nd) et le isotopes radiogeniques (Sr, Nd)*. Diplome d'etudes approfondies de geochemie. Université Paris VII, Inst. de Physique du Globe de Paris.
- WASSERBURG, G.J.; JACOBSEN, S.B.; DEPAOLO, D.J.; McCULLOTH, M.T.; WEN, T. 1981. Precise determination of Sm-Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in Standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45**: 2311-2323.

ANEXO I

Concentrações de Sm e de Nd, razões isotópicas de Nd e idades-modelo do Cráton Amazônico

NOTA EXPLICATIVA REFERENTE ÀS TABELAS I A V:

Colunas:

- **sps/litol.:** SPS = N^o de laboratório (CPGeo); litol. = litologia
- **Legendas das litologias:**

and = andesito	kpe = komatiíto-peridotito
anf = anfibolito	mdia = metadiabásio
bas = básica	mvul = metavulcânica
dac = dacito	ril = riolito
dio = diorito	rdc = riodacito
gnd = granodiorito	ton = tonalito
gns = gnaisse	trj = trondjhemito
gnl = granulito	tol = toleíto
grt = granito	

- **Coord.:** coordenadas geográficas aproximadas com erro de até 5 minutos.
- **Ident.** (diagrama): identificação das amostras nos diagramas das Figuras chamadas no texto.
- **Idades-modelo:** T_{CHUR} = idade modelo baseada em reservatório de manto condrítico, com $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{chur}} = 0,512638$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{chur}} = 0,1967$; T_{DM2} , e T_{DM} são idades-modelos Sm-Nd com manto superior empobrecido; T_{DM} = idade modelo Sm-Nd baseada na equação de DePaolo (1981), com $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{CHUR} = 0,51264$ e $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR} = 0,1967$; $T_{DM2}^{\#}$ = dados recalculados com modelo de 2 estágios: $\#1 \rightarrow T_2 = t$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{T_2} = 0,100$; $\#2 \rightarrow T_2 = t$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{T_2} = 0,150$; $\#3 \rightarrow T_2 = 2,1$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{T_2} = 0,11$;

- **f** = fator de fracionamento da razão Sm/Nd da amostra em relação ao CHUR
- **t_{método} / RI** (fonte): t_{método} = Idades Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb; RI = razão inicial;
- $\epsilon_{Nd}(t)$: calculado em função da idade de cristalização t (vide coluna t_{método}); o $\epsilon_{Sr}(t)$ foi calculado usando o valor da razão inicial obtida na isócrona Rb/Sr.
- **Referências:** nt = neste trabalho; idades-modelo recalculadas para este trabalho a partir de dados isotópicos de: 1 = Vignol (1987); 2 = Gruau *et al.*, (1985); 3 = Ben Othman *et al.* (1984); 4 = Gibbs & Barron (1983).
- **Fonte Bibliográfica para a coluna t_{método}:** a = Siga Jr. (1986); b = Santos *et al.* (1988); c = Montalvão *et al.* (1988), d = Siga Jr. (1988); e = Tassinari (com. verbal); f = Basei (1975); g = Teixeira & Tassinari (1977); h = Tassinari (1981); i = Barrios (1983), j = Dall'Agnol & Macambira (1992); k = Tassinari & Teixeira (1976); l = Tassinari (1980); m = Vignol (1987); n = Gruau *et al.* (1985); o = Ben Otman *et al.* (1984).

Tabela IA - Província Amazônia Central (PAC)

sps/ litol.	nº campo/ região	ident. Diagra- ma	T _{CHUR} Ga	T _{DM2} Ga	T _{DM} Ga	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
Embasamento							
243 gnd	AS1683-6/ Carajás	A	2,87 0,03		3,03 ±026	0,078375 0,000045	0,510393 0,000020
246 trj	AH513-1/ Carajás	B	2,55 0,03		2,73 0,02	0,088038 0,000063	0,510810 0,000018
245 gnd	AH796-4/ Carajás	C	2,69 0,03		2,86 0,03	0,096463 0,000066	0,510862 0,000022
244 gnd	AH796-3/ Carajás	D	2,86 0,06		3,04 0,06	0,107626 0,000036	0,510956 0,000033
160 gns	PP05A/ Carajás	E	2,90 0,04		3,03 0,04	0,066835 0,000066	0,510149 0,000032
161 ton	PP05H/ Carajás	F	2,83 0,04		2,98 0,04	0,089724 0,000235	0,510641 0,000028
Granitos Paleoproterozóicos (Rb-Sr)							
388 grt	AP 13C/ Tapajós	G	2,32 0,05		2,55 0,04	0,105098 0,000352	0,511236 0,000028
399 grt	470pbk02 Carajás	H	2,18 0,04		2,40 0,03	0,09171 0,00009	0,511130 0,000026
400 grt	424bc151 Carajás	I	2,48 0,02		2,69 0,02	0,10361 0,00006	0,511118 0,000018
401 grt	pt09A Carajás	J	2,43 0,04		2,62 0,03	0,09037 0,00005	0,510938 0,000025
Vulcânicas							
234 rdc	XMV-78L/ Xingu-Iriri	L	1,81 0,14		2,63 0,03	0,101528 0,000085	0,511121 0,000027
235 rdc	XMV78M/ Xingu-Iriri	M	2,42 0,04		2,67 0,03	0,102759 0,000100	0,511115 0,000021
389 rdc	AL 90/ Tapajós	N	2,38 0,08		2,60 0,03	0,102801 0,000059	0,511165 0,000051
- mvul	23.1N/ Carajás	O	23,1		2,53	0,13766	0,511789
- mvul	24.1N/ Carajás	P	2,84		3,07	0,13500	0,511483
- mvul	18.1N/ Carajás	Q	2,16		2,51	0,13640	0,511781

Tabela IA - PAC (Continuação)

sps/ litol.	nº campo/ região	ident. Diagrama	T _{CHUR} Ga	T _{DM2} Ga	T _{DM} Ga	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
- mvul	19.1N/ Carajás	R	0,71		2,00?	0,17553	0,512540
- mvul	19.2N/ Carajás	S	5,75?	2,90 ^{#3}	5,62?	0,18162	0,512060
- mvul	19.3N/ Carajás	T	2,33		2,57	0,10868	0,511286
- mvul	19.4N/ Carajás	U	2,29		2,61	0,13525	0,511711
- mvul	19.5N/ Carajás	V	2,85		3,09	0,13846	0,511544
- mvul	20.1N/ Carajás	X	2,46		2,76	0,13492	0,511634
	21.1N/ Carajás	Z	2,69		2,92	0,12423	0,511352

Tabela IB - Província Amazônia Central (PAC)

sps/ litol.	Sm ppm	Nd ppm	f	ϵ_{Nd} (t=0)	ϵ_{Nd} (t)	t _{método} / RI _(fonte)	ϵ_{Sr} (t)	ref.	Coord. Lat/Long
Embasamento									
243 gnd	3,086 ±,001	23,81 0,011	-0,60	-43,8	-3,3	2,68 _{Rb-Sr} 0,7017 _(c)	5,2	nt	7° 2' / 50° 15'
246 trj	1,994 0,001	13,696 0,007	-0,55	-35,7	+1,5	2,68 _{Rb-Sr} 0,7017 _(c)	5,2	nt	7° 6' / 50° 29'
245 gnd	3,610 0,002	22,630 0,009	-0,51	-34,6	-0,4	2,68 _{Rb-Sr} 0,7009 _(c)	-6,2	nt	7° 15' / 50° 18'
244 gnd	3,177 0,001	17,850 0,002	-0,45	-32,8	+2,4	3,10 _{Rb-Sr} 0,7000 _(c)	-12	nt	7° 15' / 50° 18'
160 gns	5,553 0,002	50,242 0,046	-0,66	-48,6	-3,8	2,70 _{Rb-Sr} 0,7018 _(d)	7,0	nt	7° 15' / 50° 18'
161 ton	1,175 0,0003	7,919 0,004	-0,54	-39,0	-2,1	2,70 _{Rb-Sr} 0,70 _(d)	7,0	nt	~6° 10' / 49° 30'
Granitos Paleoproterozóicos (Rb-Sr)									
388 grt	19,670 0,065	113,33 0,05	-0,47	-27,4	-7,1	1,73 _{Rb-Sr} 0,705 _(f)	36	nt	4° 20' / 55°

Tabela IB - PAC (Continuação)

sps/ litol.	Sm ppm	Nd ppm	f	ϵ_{Nd} (t=0)	ϵ_{Nd} (t)	t _{método} / RI _(fonte)	ϵ_{Sr} (t)	ref.	Coord. Lat./Long.
399 grt	1,155 0,001	7,616 0,003	-0,53	-29,4	-7,5	1,64 0,704		nt	8° 37' / 50° 59'
400 grt	5,834 0,002	34,05 0,015	-0,47	-29,7 ⁵	-9,0	1,74 0,719		nt	8° 03' / 52° 43'
401 grt	9,270 0,002	62,03 0,03	-0,54	-33,2	-6,0	2,00 0,705		nt	9° 47' / 50° 38'
Vulcânicas									
234 rdc	6,705 0,003	39,935 0,028	-0,48	-29,6	-7,5	1,82 _{Rb-Sr} 0,706 _(b)	52	nt	5° 45' / 52° 5'
235 rdc	8,651 0,006	50,908 0,034	-0,48	-29,7	-7,9	1,82 _{Rb-Sr} 0,706 _(b)	52	nt	5° 45' / 52° 5'
389 rdc	6,903 0,002	40,605	-0,48	-28,7	-8,4	1,70 _{Rb-Sr} 0,705 _(f)	36	nt	4° 20' / 55° 25'
- mvul	2,70	11,86	-0,30	-16,6	-0,7	2,1 _{estim}		4	
- mvul	2,90	12,99	-0,31	-22,5	-6,0	2,1 _{estim}		4	
- mvul	2,70	11,97	-0,31	-16,1	-0,6	2,1 _{estim}		4	
- mvul	3,55	12,23	-0,11	-1,9	3,8	2,1 _{estim}		4	
- mvul	3,55	11,82	-0,08	-11,3	-7,2	2,1 _{estim}		4	
- mvul	13,61	75,73	-0,45	-26,4	-2,8	2,1 _{estim}		4	
- mvul	2,76	12,34	-0,31	-18,1	-1,6	2,1 _{estim}		4	
- mvul	2,94	12,84	-0,30	-21,3	-5,7	2,1 _{estim}		4	
- mvul	3,03	13,58	-0,31	-19,6	-3,0	2,1 _{estim}		4	
- mvul	3,25	15,82	-0,37	-25,1	-5,7	2,1 _{estim}		4	

Tabela IIA - Província Maroni-Itacaiúnas (PMI)

sps/ litol.	nº campo/ região	ident. Diagra- ma	T _{CHUR} Ga	T _{DM2} Ga	T _{DM} Ga	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
- kpe	T100/ G. Francesa	I	1,59 0,13	2,11 ^{#1}	2,17 0,09	0,1531	0,512182 0,000038
- kpe	T111/ G. Francesa	J	1,64 0,07	2,13 ^{#1}	2,20 0,04	0,1524	0,512162 0,000019
- kpe	T160 G. Francesa	K	1,40 0,12	2,06 ^{#1}	2,11 0,08	0,1601	0,512302 0,000028
- kpe	T188/ G. Francesa	L	1,69 0,09	2,12 ^{#1}	2,18 0,06	0,1457	0,512070 0,000030
- kpe	L303/ G. Francesa	M	1,17 0,30	2,12 ^{#1} 2,28 ^{#2}	2,4?	0,1794	0,512505 0,000034
- tol	H919/ G. Francesa	N	-	2,09 ^{#1} 2,25 ^{#2}	-	0,2033	0,512825 0,000038
- tol	R372/ G. Francesa	O	-	2,11 ^{#1} 2,28 ^{#2}	3,5?	0,2006	0,512781 0,000033
- and	L200/ G. Francesa	P	1,93 0,03	2,23	2,20 0,02	0,1026	0,511440 0,000016
- and	L365/ G. Francesa	Q	1,96 0,12	2,32	2,29 0,09	0,1255	0,511722 0,000055
152 gns	MR-RL-31/ O-B.Vista	A	1,85 0,03	2,08	2,06 0,02	0,064007 0,000043	0,511026 0,000022
- gnl	PL-R5/ Caracará	B	1,90 0,05	2,18 ^{#1}	2,38 0,03	0,15	0,512053 0,000016
- gnl	PL-R18/ Caracará	C	1,72 0,02		2,02 0,02	0,10	0,511541 0,000014
- gnl	8204/ Guiana	D	1,93 0,03		2,19 0,03	0,0990	0,511400 0,000020
- gnl	8332 Suriname	E	1,81 0,14		2,29 0,03	0,1080	0,511460 0,000020
231 grt	EG83AP68 4-2/Cupixi	F	20,02 0,03		2,22 0,11	0,136602 0,000447	0,511921 0,000054
232 ton	eg18am28 12/Cupixi	G	2,92 0,02		3,06 0,02	0,082788 0,000081	0,510443 0,000018
233 ton	EG02LP6 2/Cupixi	H	2,95 0,04		3,10 0,05	0,087394 0,000085	0,510508 0,000032

Tabela IIB - Província Maroni-Itacaiúnas (PMI)

sps/ litol.	Sm ppm	Nd ppm	f	ϵ_{Nd} (t=0)	ϵ_{Nd} (t)	t _{método} / RI _(fonte)	ϵ_{Sr} (t)	Coord. Lat/Long	ref.
- kpe	1,656	6,54	-0,22	-8,9 ₃	+1,8	1,93 _{Sm-Nd}		3° 22' / 53° 8'	2
- kpe	1,878	7,45	-0,23	-9,3	+1,6	1,93 _{Sm-Nd} 0,51002 _(n)		3° 26' / 53° 7'	2
- kpe	1,811	6,84	-0,19	-6,6	+2,5	1,93 _{Sm-Nd} 0,51002 _(n)		3° 22' / 53° 8'	2
- kpe	2,539	10,54	-0,26	-11,1	+1,5	1,93 _{Sm-Nd} 0,51002 _(n)		3° 23' / 53° 9'	2
- kpe	0,831	2,801	-0,09	-2,6	+1,7	1,93 _{Sm-Nd} 0,51002 _(n)		3° 20' / 52° 35'	2
- tol	2,189	6,512	0,03	+3,6	+2,0	1,93 _{Sm-Nd} 0,51002 _(n)		3° 29' / 53° 35'	2
- tol	2,475	7,46	0,02	+2,8	+1,8	1,93 _{Sm-Nd} 0,51002 _(n)		3° 28' / 53° 52'	2
- and	4,69	27,65	-0,48	-23,4	-0,2	1,93 _{Sm-Nd} 0,51002 _(n)		3° 11' / 52° 51'	2
- and	4,16	20,04	-0,36	-17,9	-0,3	1,93 _{Sm-Nd} 0,51002 _(n)		3° 11' / 52° 30'	2
152 gns	2,953 0,001	27,898 0,016	-0,67	-31,5	-1,8	1,75 _{Rb-Sr}		0° 5' / 64° 40'	nt
- gnl	-	-	-0,24	-11,4	-0,3	1,86	95	-2° 40' / 61° 50'	1
- gnl	-	-	-0,49	-21,4	+1,5	1,86	95	-2° 40' / 61° 50'	1
- gnl	10,751	65,663	-0,50	-24,1	+0,1	1,95 _{estim.}		-	3
- gnl	-	-	-0,45	-23,0	-0,9	1,95 _{estim.}		-	3
231 grt	0,464 0,005	2,054 0,001	-0,31	-14,0	+1,8	2,06 _{Rb-Sr} 0,760 _(a)	825	0° 50' / 52° 20'	nt
232 ton	7,143 0,006	52,174 0,026	-0,58	-42,8	-0,7	2,90 _{Rb-Sr} 0,702 _(a)	13	1° 0' / 52° 10'	nt
233 ton	7,180 0,003	49,680 0,043	-0,56	-41,6	-1,1	2,90 _{Rb-Sr} 0,702 _(a)	13	1° 0' / 52° 10'	nt

Tabela IIIA - Província Ventuari-Tapajós (PVT)

sps/ litol.	n° campo/ região	ident. Diagrama	T _{CHUR} Ga	T _{DM2} Ga	T _{DM} Ga	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
208 grt	PT-25/ N. Manaus	A	1,73 0,05		2,08 0,04	0,119316 0,000104	0,511758 0,000027
209 gnd	PT-26/ N. Manaus	B	1,87 0,04		2,09 0,03	0,070159 0,000072	0,511081 0,000033
163 gnl	M 68/ N. Manaus	C	1,79 0,04		2,11 0,03	0,111662 0,000091	0,511636 0,000021
293 gns	MT1036/ Venezuela	D	1,61 0,03		1,91 0,03	0,099477 0,000068	0,511610 0,000022
290 gns	BA-28/ Venezuela	E	1,64 0,03		1,94 0,03	0,098240 0,000049	0,511575 0,000020
292 gns	H508A/ Venezuela	F	1,59 0,04		1,90 0,03	0,102601 0,000053	0,511656 0,000026
386 ton	MA5/ Tapajós	G	1,73 0,07		2,09 0,05	0,120884 0,000341	0,511773 0,000033
387 ton	MA13/ Tapajós	H	1,81 0,05		2,16 0,04	0,122166 0,000057	0,511749 0,000026
373 grt	CR16/ Tapajós	I	2,68 0,03		2,85 0,03	0,089559 0,000058	0,510741 0,000023
374 grt	CR09/ Tapajós	J	20,00 0,03		2,24 0,03	0,093462 0,000064	0,511281 0,000018
155 ril	PT13-2/ SE Manaus	K	1,76 0,04		2,09 0,03	0,114770 0,000096	0,511688 0,000021
210 mdia	PT36/ SE Manaus	L	-	1,53 ^{#1}	1,47 0,11	0,118	0,512527 0,000045
376 ril	PT29-3/ SE Manaus	M	2,21 0,04		2,44 0,03	0,097512 0,000058	0,511192 0,000023

Tabela IIIB - Província Ventuari-Tapajós (PVT)

sps/ litol.	Sm ppm	Nd ppm	f	ϵ_{Nd} (t=0)	ϵ_{Nd} (t)	t _{método /} RI _(fonte)	ϵ_{Sr} (t)	Coord. Lat/Long	ref.
208 grt	6,289 0,005	31,873 0,011	-0,39	-17,2	+0,4	1,78 _{Rb-Sr} 0,704 _(g)	23	0° 05' / 60° 10'	nt
209 gnd	4,441 0,003	38,277 0,029	-0,64	-30,4	-1,6	1,78 _{Rb-Sr} 0,704 _(g)	23	0° 05' / 60° 10'	nt
163 gnl	6,954 0,003	37,569 0,026	-0,43	-19,6	-0,6	1,75 _{Rb-Sr} 0,703 _(h)	7,9	2° 5' / 61° 35'	nt
293 gns	14,133 0,003	85,912 0,055	-0,49	-20,1	+2,5	1,82 _{Rb-Sr} 0,702 _(i)	-3,8	5° 22' / 64° 44'	nt
290 gns	3,850 0,001	23,698 0,01	-0,50	-20,7	+1,9	1,80 _{Rb-Sr} 0,7035 _(i)	16	4° 24' / 67° 8'	nt
292 gns	7,611 0,002	44,857	-0,48	-19,2	+0,5	1,64 _{Rb-Sr} 0,7059 _(i)	47	2° 5' / 65° 0'	nt
386 ton	9,020 0,025	45,121 0,019	-0,39	-16,9	+2,1	1,96 _{Rb-Sr} (c)		~6° 10' / 49° 30'	nt
387 ton	9,365 0,002	46,355 0,019	-0,38	-17,3	+1,3	1,96 _{Rb-Sr} (c)		-	nt
373 grt	8,366 0,004	56,487 0,024	-0,54	-37,0	-10,2	1,96 _{Rb-Sr} 0,7037 _(e)	22	-	nt
374 grt	10,411 0,006	67,359 0,025	-0,52	-26,5	-0,7	1,96 _{Rb-Sr} 0,7037 _(e)	22	-	nt
155 ril	9,189 0,003	48,415 0,037	-0,42	-18,5	-1,3	1,65 _{Rb-Sr} 0,703 _(h)	6,2	10° 20' / 56° 5'	nt
210 mdia	2,837 0,001	14,454 0,010	-0,18	-2,2	+4,3	1,43 _{k-Ar} (h)		6° 35' / 60° 0'	nt
376 ril	6,305 0,003	39,099 0,014	-0,50	-28,2	-7,3	1,65 _{Rb-Sr} (h)		8° 10' / 55° 30'	nt

Tabela IVA - Província Rio Negro-Juruena (PRNJ)

sps/ litol.	n° campo/ região	ident. Diagra- ma	T _{CHUR} Ga	T _{DM2} Ga	T _{DM} Ga	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
377 grt	PT21-1/ RNJ-Rond.	A	1,47 ^s 0,05		1,87 0,04	0,120314 0,000075	0,511898 0,000025
378 grt	PT39A/ RNJ	B	1,42 0,04		1,76 0,03	0,103660 0,000050	0,511772 0,000023
- 364	PT33ASU/ RNJ	C	1,67 0,04		1,98 0,03	0,104547 0,000047	0,511624 0,000023
- 365	PT33ASW/ RNJ	D	1,73 0,06		2,05 0,05	0,111550 0,000061	0,511671 0,000035
- 366	UA-6w-6n/ RNJ	E	1,70 0,05		2,02 0,04	0,108585 0,000073	0,511651 0,000028
156 ton	5532/ RNJ	F	1,92 0,05		2,18 0,04	0,099730 0,000119	0,511415 0,000031
150 ton	PA-SP-35/ RNJ	G	20,05 0,05		2,40 0,04	0,132480 0,000105	0,511771 0,000021
151 gnd	MI-AB-16- 1/RNJ	H	1,90 0,03		2,12 0,03	0,075288 0,000080	0,511123 0,000024
154 gnl	PT61/ RNJ	I	1,78 0,04		2,17 0,03	0,130123 0,000091	0,511857 0,000018
164 gnl	PT72E1/ RNJ	J	1,65 0,10		2,08 0,07	0,134611 0,000146	0,511964 0,000042
149 gns	PT19/ RNJ	K	1,88 0,04		2,19 0,03	0,113097 0,000060	0,511602 0,000023
162 gns	PT-7/ RNJ	L	1,69 0,04		2,04 0,03	0,117557 0,000148	0,511757 0,000022
379 dac	PT51/ RNJ	M	1,31 0,04		1,70 0,03	0,111464 0,000091	0,511902 0,000024

Tabela IVB - Província Rio Negro-Juruena (PRNJ)

sps/ litol.	Sm ppm	Nd ppm	f	ϵ_{Nd} (t=0)	ϵ_{Nd} (t)	t _{método} / RI _(fonte)	ϵ_{Sr} (t)	Coord. Lat/Long	ref.
377 grt	12,523 0,006	62,941 0,025	-0,39	-14,4	-2,5	1,23 _{Rb-Sr} 0,714 _(h)	156	9° 56' / 61° 33'	nt
378 grt	11,845 0,003	69,098 0,028	-0,47	-16,9	-0,3	1,40 _{Rb-Sr} 0,713 _(h)	144	10° 39' / 61° 33'	nt
- 364	14,973 0,003	86,604 0,035	-0,47	-19,8	-2,6	1,46 _{Rb-Sr} 0,706 _(j)	46	0° 12' / 67° 57'	nt
- 365	17,167 0,006	93,060 0,039	-0,43	-18,9	-3,0	1,46 _{Rb-Sr} 0,706 _(j)	46	0° 12' / 67° 57'	nt
- 366	14,688 0,008	81,796 0,031	-0,45	-19,3	-2,8	1,46 _{Rb-Sr} 0,706 _(j)	46	0° 12' / 67° 57'	nt
156 ton	11,397 0,005	69,104 0,076	-0,49	-23,9	-2,2	1,75 _{Rb-Sr} (h)		3° 10' / 67° 40'	nt
150 ton	2,087 0,001	9,526 0,006	-0,33	-16,9	-2,9	1,71 _{Rb-Sr} 0,703 _(h)	7,2	1° 0' / 69° 50'	nt
151 gnd	2,675 0,002	21,485 0,016	-0,62	-29,6	-6,3	1,50 _{Rb-Sr} 0,705 _(h)	32	0° 50' / 65° 55'	nt
154 gnl	8,893 0,003	41,327 0,025	-0,34	-15,2	+0,9	1,90 _{Rb-Sr} 0,703 _(h)	3,7	9° 12' / 61° 55'	nt
164 gnl	7,243 0,004	32,537 0,030	-0,32	-13,2	+1,9	1,90 _{Rb-Sr} 0,703 _(h)	3,7	10° 25' / 62° 20'	nt
149 gns	5,745 0,003	30,717 0,003	-0,43	-20,2	-1,8	1,73 _{Rb-Sr} 0,702 _(h)	-6,7	9° 10' / 59° 15'	nt
162 gns	4,767 0,002	24,521 0,029	-0,40	-17,2	+0,3	1,73 _{Rb-Sr} 0,702 _(h)	-6,7	10° 10' / 59° 15'	nt
379 dac	21,478 0,015	116,52 0,048	-0,43	-14,4	+3,6	1,65 _{Rb-Sr} 0,703 _(h)	6,2	8° 21' / 61° 1'	nt

Tabela VA - Províncias Rondoniana-San Ignácio (PRSI) e Sunsás (PS)

sps/ litol.	nº campo/ região	ident. Diagra- ma	T _{CHUR} Ga	T _{DM2} Ga	T _{DM} Ga	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
211 gnl	PT 14F-2/ R. Branco	A	1,35 0,05		1,67 0,04	0,092614 0,000036	0,511715 0,000033
242 trj	PT14F-3/ R. Branco	B	1,71 0,07		2,08 0,05	0,123635 0,000180	0,511815 0,000034
- gnl	PT15f/ Porto Velho	C	1,38		1,72	0,10	0,511763 0,000011
- gnl	PT143int/ Porto Velho	D	1,69	1,92 ^{#1}	2,47	0,17	0,512342 0,000009
484 ton	PO05/ Jauru	E	1,57 0,06		1,95 0,04	0,119499 0,000052	0,511841 0,000028
159 grt	537amr79/ Rond. S	F	1,60 0,03		1,90	0,097464 0,000022	0,511593
157 gnd	537amr10 1.2/Ron. S	G	1,50 0,03		1,79	0,086198 0,000026	0,511547
184 dio	PT19/ Guaporé	H	-	1,06 ^{#1}	-7?	0,2320 0,0024	0,513187 0,000033
213 anf	PT-04-1/ Guaporé	I	-	1,14 ^{#1}	0,93 0,07	0,178596 0,000095	0,512832 0,000018
183 anf	PT-03/ Guaporé	J	-	1,48 ^{#1}	-7?	0,23226 0,00017	0,513209 0,000028
212 anf	PT-03A1/ Guaporé	K	-	1,14 ^{#1}	0,7?0 0,19	0,202655 0,000089	0,513004 0,000022
375 bas	PT74/ Porto Velho	L	0,89 0,07		1,47 0,05	0,133994 0,000088	0,512274 0,000028
380 bas	PT02A/ Guaporé	M	-	1,18 ^{#1}	1,20 0,07	0,162298 0,000079	0,512639 0,000024

Tabela VB - Províncias Rondoniana-San Ignacio (PRSI) e Sunsás (PS)

sps/ litol.	Sm ppm	Nd ppm	f	ϵ_{Nd} (t=0)	ϵ_{Nd} (t)	t _{método} / RI _(fonte)	ϵ_{Sr} (t)	Coord. Lat/Long	ref.
211 gnl	28,377 0,011	185,28 0,008	-0,53	-18,0	+1,9	1,50 _{Rb-Sr} 0,703 _(h)	3,7	8° 35' / 66° 0'	nt
242 trj	27,665 0,016	135,31 0,18	-0,37	-16,1	-2,1	1,50 _{Rb-Sr} 0,706 _(k)	46	8° 35' / 66° 0'	nt
- gnl	- -	- -	-0,49	-17,1	+1,4	1,5 _{estim}		~8° 22' / 66° 0'	1
- gnl	- -	- -	-0,14	-5,8	-0,7	1,5 _{estim}		~9° 45' / 66° 50'	1
484 ton	5,110 0,001	25,858 0,001	-0,39	-15,5	-2,7	1,3 _{estim}		-	
159 grt	5,853	36,314	-0,50	-20,4	-2,3	1,43 _{Rb-Sr} 0,701 _(l)	-26	15° 27' / 58° 5'	nt
157 gnd	4,074	28,58	-0,56	-21,3	-1,1	1,43 _{Rb-Sr} 0,701 _(l)	-26	15° 3' / 58° 24'	nt
184 dio	0,498 0,005	1,298 0,001	0,18	+10,7	+6,2	1,0 _{estim}		12° 40' / 61° 38'	nt
213 anf	6,295 0,002	21,314 0,009	-0,09	+3,8	+6,3	1,1 _{K-Ar}		12° 10' / 63° 44'	nt
183 anf	1,786 0,001	4,650 0,002	0,18	+11,1	+4,8	1,4 _{K-Ar}		13° 6' / 60° 40'	nt
212 anf	3,847 0,001	11,479 0,004	0,03	+7,1	+6,3	1,1 _{K-Ar}		13° 6' / 60° 40'	nt
375 bas	7,530 0,004	33,982 0,013	-0,32	-7,1	+0,9	1,00 _{K-Ar}		10° 10' / 63° 50'	nt
380 bas	3,936 0,001	14,665 0,006	-0,17	+0,02	+4,4	1,0 _{K-Ar}		12° 35' / 61° 30'	nt

SÃO OS DEPÓSITOS CUPRÍFEROS DE CARAJÁS DO TIPO Cu-Au-U-ETR ?

Sérgio Roberto Bacelar Huhn

Joaquim Antonio Salgado Nascimento

Rio Doce Geologia e Mineração S.A. - DOCEGEO
 Empresa do Sistema CVRD
 Travessa Lomas Valentinas 2717, Marco
 66095-770 - Belém, Pará
e-mail: docegeo@supridad.com.br

ABSTRACT	144
RESUMO	144
INTRODUÇÃO	144
EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOTECTÔNICO REGIONAL	146
GEOCRONOLOGIA DA REGIÃO DE CARAJÁS	147
PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS AURÍFERAS DA REGIÃO DE RIO MARIA	148
PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS CUPRÍFEROS DA REGIÃO DE CARAJÁS	149
CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS DE ÓXIDOS DE FERRO COM ASSINATURA Cu-Au-U-ETR	150
O EXEMPLO DO GARIMPO DO SOSSEGO, REGIÃO DE CARAJÁS	153
GEOCRONOLOGIA DAS ZONAS MINERALIZADAS	154
CONCLUSÕES	156
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	157

ABSTRACT

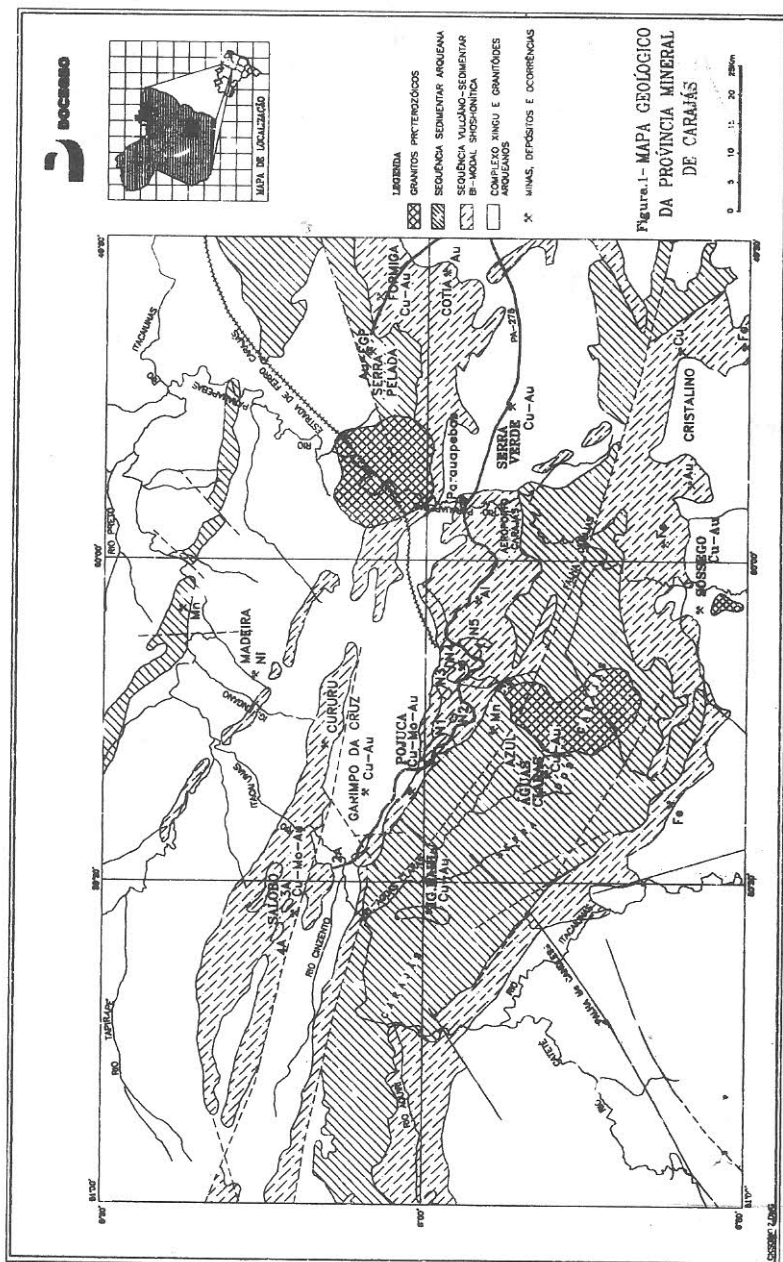
Recent works on the Carajás District suggest that the copper-gold deposits constitute a distinct class of ore characterised by Fe-Cu-Au-REE signature. The magnetite Cu-Au association is the product of large volumes of high temperature, magmatic hydrothermal activity in plumbing systems. This class of oxide deposits contains a worldwide range of giant copper-gold ore deposits (many containing over 100 million tons of mineralized rock).

RESUMO

Trabalhos recentes desenvolvidos na Província Mineral de Carajás têm revelado que a grande maioria dos depósitos cupríferos, está relacionada a sistemas hidrotermais do tipo Fe-Cu-Au-ETR. A associação marcante nas zonas de minério entre magnetita e Cu-Au registrada em minas, depósitos e em ocorrências cupro-auríferas, sugere que o evento mineralizante é produto de intensa atividade magmática-hidrotermal de elevada temperatura. Esta classe de depósito tem sido mundialmente caracterizada como hospedeira de jazimentos gigantes de Cu-Au (> 100 Mt).

INTRODUÇÃO

A bacia de Carajás compreende três unidades principais englobadas no Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo, 1988). Uma unidade basal (Formação Parauapebas, Docegeo, 1988) constituída por rochas vulcânicas bi-modais datadas de 2.759 ± 2 Ma (U/Pb, Machado *et al.*, 1988) que hospeda os depósitos de metais base do Salobo (Cu-Au \pm Mo) e Pojuca (Cu-Zn); uma unidade intermediária (Formação Carajás, Beisiegel *et al.*, 1973), composta por formações ferríferas bandadas, que hospedam os depósitos de ferro e uma unidade superior, formada por rochas sedimentares, vulcano-clásticas, vulcânicas básicas e formações ferríferas subordinadas (Grupos Bahia, Azul e Rio Fresco: Docegeo, 1988; Seqüência Salobo: Lindenmayer, 1990). Esta unidade hospeda os depósitos de Manganês do Azul, de Au-elementos do grupo da platina de Serra Pelada e Au-Cu de Igarapé Bahia (Figura 1).



A bacia evoluiu sobre terrenos do tipo granito-*greenstone* (Supergrupo Andorinhas) e terrenos de elevado grau de metamorfismo (Complexo Xingu), de idade superior a 2,9 Ga (Machado *et al.*, 1988). A deformação regional está relacionada à evolução de cinturões de cisalhamento transcorrente (Araújo *et al.*, 1988).

3

EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

A estruturação geral para a região de Carajás foi interpretada inicialmente pela CVRD/CMM (1972) com um sinclínório, cujas abas, constituídas pela formação ferrífera intercaladas em rochas vulcânicas máficas, aparecem em relevo, respectivamente, na Serra Norte e na Serra Sul.

As seqüências Buritirama, Salobo-Pojuca e o Grupo Grão-Pará foram interpretadas como representantes de diferentes fácies de uma única seqüência vulcano-sedimentar do Paleoproterozóico Inferior por Hutchinson (1979).

Tassinari *et al.* (1987), propuseram a existência de vários cinturões móveis Proterozóicos envolvendo núcleos cratônicos, baseados em datações radiométricas K/Ar e Rb/Sr.

Docegeo (1988) com base em evidências isotópicas e químicas apresentadas por Gibbs *et al.* (1986), propõe um ambiente de *rift* continental para o Grupo Grão-Pará.

Araújo *et al.* (1988) definem na Província Mineral de Carajás o Cinturão Itacaiúnas como a principal estrutura geotectônica do Arqueano, nele distinguindo-se uma compartimentação geotectônica estrutural dominada por movimentações predominantemente transcorrentes.

Lindenmayer & Laux (1994), comparando o comportamento geoquímico das rochas da Formação Parauapebas (Grupo Grão-Pará) e do Grupo Salobo, afirmam que ambos representam eventos contemporâneos e de características continentais presentes na bacia de Carajás, diferindo apenas no grau metamórfico, mais elevado (fácies anfífolito) nas rochas do Grupo Salobo. Ambos seriam formados por basaltos toleíticos continentais enriquecidos em *LILE* à semelhança dos basaltos continentais fanerozóicos das bacias do Paraná e Karroo, tal como admitidos anteriormente por Gibbs *et al.* (1986), para as metavulcânicas do Grupo Grão-Pará.

Teixeira (1994), baseado em análises químicas de elementos maiores e traços em basaltos e dioritos pertencentes ao Grupo Grão-Pará, mostra a afinidade *shoshonítica* para essas rochas, como inicialmente sugerido por Dardenne *et al.* (1987). Dessa forma, propõe que a referida unidade foi gerada em um ambiente de arco magmático, vinculado a uma zona de subducção arqueana.

GEOCRONOLOGIA DA REGIÃO DE CARAJÁS

Na última década, um quadro evolutivo para a região de Carajás foi melhor definido a partir da aplicação de métodos analíticos de maior precisão, tais como U-Pb em rocha total e minerais, especialmente zircões, Rb-Sr e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais e Pb-Pb por evaporação em zircões, comprovando-se que a evolução da bacia vulcano-sedimentar foi predominantemente Arqueana; sendo o Proterozóico marcado principalmente por granitos anorogênicos, diques e vulcânicas.

As rochas mais antigas definidas até então na Província Mineral de Carajás são os metatonalitos gnáissicos Arco Verde da região de Rio Maria (2.957 ± 19 Ma, U-Pb em zircões; Macambira & Lancelot, 1991) e os granulitos do Complexo Pium na área Cateté (3.050 ± 114 Ma, Pb-Pb em rocha total; Rodrigues *et al.*, 1992).

Na região de Rio Maria, o metariolito do Grupo Lagoa Seca (Supergrupo Andorinhas), que compõe os *greenstone belts* da região homônima, foi datado em $2.904 +29/-22$ Ma (U-Pb em zircões; Macambira & Lancelot, 1992). Nesta região, o Supergrupo Andorinhas e o Metariolito Arco Verde foram cortados por granitóides, como o Granodiorito Rio Maria e o Granito Xinguara há $2.876 +13/-11$ Ma (U-Pb em zircões; Macambira & Lancelot, 1991; Macambira & Lancelot, 1992). Idades ligeiramente inferiores (2.859 ± 4 Ma), foram obtidas por Machado *et al.* (1991), interpretadas como representantes da última migmatização sofrida por estas rochas.

A evolução arqueana da região de Carajás seria marcada por eventos tectono-metamórficos significativos (Araújo *et al.*, 1988; Olszewski *et al.*,

1989; Machado *et al.*, 1991). Esta bacia teria sido afetada por uma tectônica de caráter predominantemente transcorrente.

Datações geocronológicas obtidas em metagabros que seccionam os metassedimentos do Grupo Rio Fresco, na região de Águas Claras, apresentaram idade mínima de 2.645 ± 12 Ma, atestam a idade arqueana para a deposição dos mesmos (Dias *et al.*, 1996).

Grande número de granitos interpretados como anorogênicos se distribuiu em toda a Província Mineral de Carajás durante o Proterozóico, a exemplo dos Granitos Cigano, Musa e Carajás. A análise em zircões (U/Pb) definiu uma idade em torno de 1,88 Ga para esta granitogênese (Machado *et al.*, 1991).

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS AURÍFERAS DA REGIÃO DE RIO MARIA

A grande maioria dos tipos de mineralização aurífera no Arqueano está relacionada a fluidos reduzidos $H_2O-CO_2-CH_4$ de baixa temperatura ($<300^\circ C$). O ouro é transportado na forma de $Au(HS)_2^-$, que contém bastante enxofre (Huston & Large, 1989), depositando ouro em equilíbrio com pirita ou pirrotita, muito comumente associado com arsenopirita. Uma feição notável nesse estilo de jazimento é a ausência de minerais de óxidos de ferro e raríssimos minerais de Cu, Co, U e Bi. Exemplos de mineralizações dessa tipologia têm sido caracterizados no terreno granito *greenstone* da região de Rio Maria, porção sul da Província Mineral de Carajás. São mineralizações do tipo *lode arqueano*, delineadas pela presença de veios de quartzo auríferos posicionados na zona central de cisalhamento (Huhn, 1992). Processos de alteração hidrotermal do tipo cloritização, carbonatação e sericitização são comuns. Foliação milonítica penetrativa, dobras de arrasto e lineação de estiramento são freqüentemente identificadas nas encaixantes das zonas mineralizadas. Falhas secundárias às zonas de cisalhamento principal, de caráter reverso, controlam os principais *trends* auríferos mineralizados. Os corpos de minério possuem forma de charuto orientados segundo a lineação de estiramento (Huhn *et al.* 1988).

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS CUPRÍFEROS DE CARAJÁS

Geologicamente, o depósito de Cu (Au-Ag-Mo) do Salobo, compreende um pacote de xistos verticalizados de composição variada, recobertos por uma seqüência metassedimentar de natureza quartzofeldspática (Vieira *et al.*, 1988). Lindenmayer (1990), reporta que as rochas do Salobo foram submetidas a um metamorfismo progressivo de caráter termal, em condições de fácies piroxênio-*hornfels* (750° C), seguido por dois episódios de alteração hidrotermal, em condições compatíveis com as fácies anfíbolito (650° C) e xisto verde (370° C).

Segundo Vieira *et al.* (1988), a associação preferencial dos sulfetos (bornita, calcocita, calcopirita, molibdenita) e do ouro com formações ferríferas, sugere um modelo de concentração singenética para a mineralização, relacionado a um ambiente vulcano-exalativo. Processos tectônicos posteriores seriam responsáveis pela geometria atual dos corpos mineralizados. Lindenmayer (1990), propõe que parte do minério seria de natureza singenética (bornita, calcocita e calcopirita), hospedado nos níveis ricos de formação ferrífera, e uma outra porção seria de natureza epigenética (molibdenita, ouro e uraninita), com calcopirita e fluorita subordinados, relacionada a intrusões de granitos anorogênicos datados em 1.880 ± 80 Ma (Gibbs *et al.*, 1986).

Um certo número de interpretações tem sido sugerido para o depósito do Pojuca. Hutchinson (1979) relaciona-o a depósito do tipo Chipre. Já Saueressig (1988) defende uma origem vulcano-exalativa. Mais recentemente, Winter (1994), sugeriu uma origem epigenética pós-evento de metamorfismo regional, e associada a metassomatismo cálcio-sódico, relacionada ao posicionamento de granitóide datado em 2.530 Ma (Machado *et al.*, 1991). A paragênese do minério é constituída por pirrotita, calcopirita, magnetita, molibdenita, pentlandita, pirita e níquel arsenietos.

Para o depósito de cobre-ouro de Igarapé Bahia, as primeiras interpretações sugerem uma origem vulcano-exalativa (Hutchinson, 1979; Ferreira Filho, 1985; Gonzalez, 1985). Ribeiro (1986) argumenta que as soluções hidrotermais que afetaram a área Bahia estariam relacionadas aos corpos pós-orogênicos (tipo Granito Central). Por outro lado, Sachs (1993) propõe um modelo com superposição de eventos, que contemplaria um

minério estratiforme (singenético) e hidrotermal devido à intrusão de corpos graníticos na região. A mineralogia do minério é composta por calcopirita, pirita, magnetita, molibdenita, cobre nativo, uraninita e ouro.

Estudos de inclusões fluidas realizados nos depósitos de Salobo, Pojuca e Igarapé Bahia (Lindenmayer & Laux, 1994; Ribeiro, 1986; Sachs, 1993; Winter, 1994), chegaram a resultados semelhantes, mostrando que os processos de alteração hidrotermal, foram provocados por soluções salinas, ácidas, de moderada a elevada temperatura, compostas por $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (Ribeiro, 1986). Essas soluções seriam responsáveis por processos generalizados de lixiviação de Ca e Sr, e remobilização de Na, Si e K, comumente registrados nas rochas da região (Lindenmayer, 1990).

A grande maioria dos depósitos está associada a episódios deformacionais predominantemente rúpteis, onde frequentemente a zona mineralizada é associada a zona de intensa brechação e padrão *stockwork*. Em geral, são bem caracterizados dois estágios principais de alteração hidrotermal: um precoce, relacionado à albitização intensa das rochas, e outro tardio, de potassificação (veios a quartzo biotita).

CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS DE ÓXIDOS DE FERRO COM ASSINATURA Cu-Au-U-ETR (ELEMENTOS TERRAS RARAS)

Depósitos de ouro associados com cobre e outros elementos tais como U, ETR, Bi, Co e Mo, são relacionados a fluidos de elevada temperatura ($> 300^\circ C$), altamente salinos, com baixo conteúdo de enxofre e transportados por soluções contendo principalmente $AuCl_2$ (Huston & Large, 1989). A maioria dos depósitos está associada com magnetita ou hematita (Davidson & Large, 1994).

Estudos recentes realizados nos depósitos de Olympic Dam (sul da Austrália), Wernecke Mountain e Great Bear Magmatic Zone (noroeste do Canadá), Kiruna (norte da Suécia), Bayan Obo (Mongólia, China) e no distrito ferrífero do Missouri (sudeste dos Estados Unidos), têm mostrado que os mesmos constituem uma classe distinta de depósito mineral (Figura 2), sendo caracterizados pelo seu baixo conteúdo de titânio e pela marcante assinatura Cu-Au-U-ETR (Hitzman *et al.*, 1992).

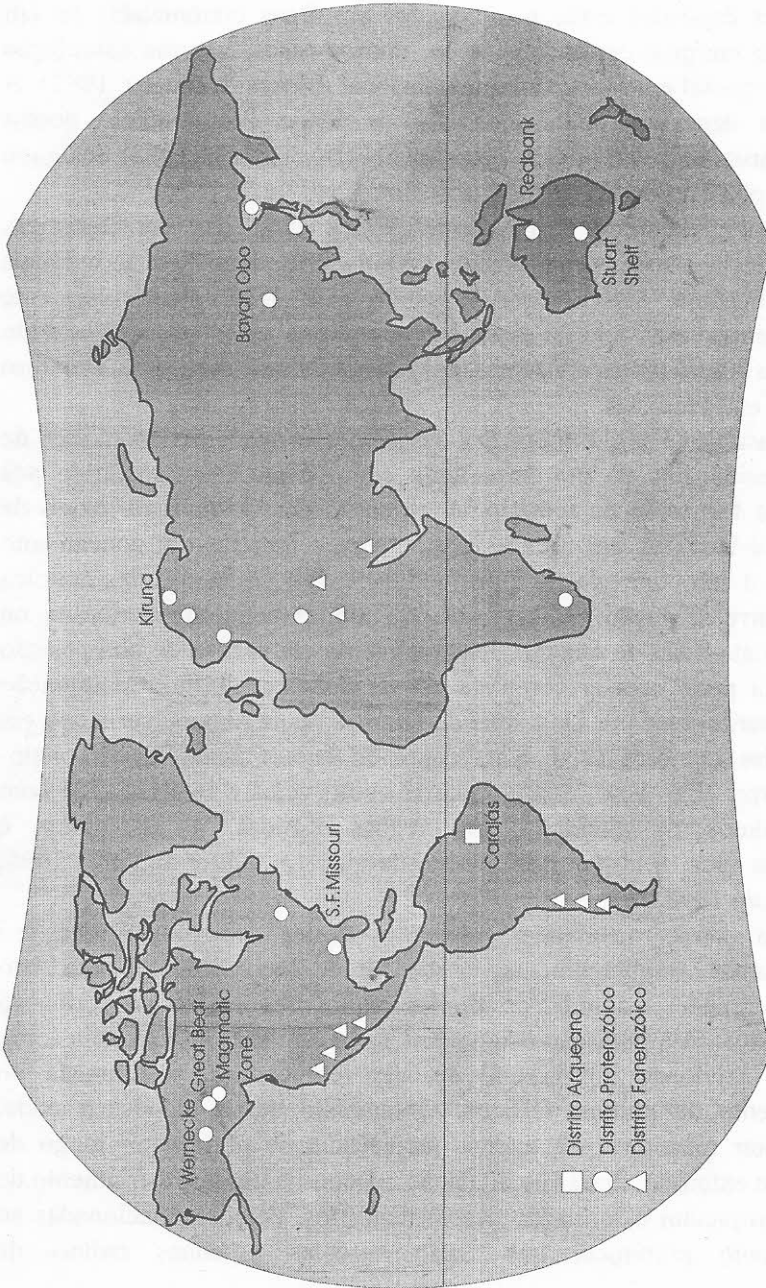


Figura 2 - Localização de Depósitos de Óxido de Ferro no mundo com assinatura Cu - Au - U - ETR

Esses depósitos estão posicionados em áreas cratonizadas ou em ambientes de margem continental, e em muitos casos, há uma associação temporal e espacial com tectonismo extensional (Myers & Barley, 1992). A maioria dos depósitos conhecidos são de idade Proterozóica, porém exemplos Fanerozóicos tem sido descritos. Hitzman *et al.*: (1992) designou essa classe como **depósitos de óxidos de ferro**.

A suíte metálica Fe-Cu-Au-U-ETR é uma das características distintivas desta classe de depósitos. Ainda que depósitos individuais sempre contenham algum cobre, urânio e/ou ETR (particularmente elementos terras raras leves), esses elementos não estão necessariamente presentes em significantes concentrações econômicas. Flúor, bário e fósforo são também enriquecidos.

As assembléias de alterações associadas a depósitos de óxidos de ferro, são evidências de um importante componente metassomático nos processos de formação de minério. A alteração em sistemas de óxido de ferro (Cu-Au-U-ETR), em rochas ígneas, parece mostrar um zoneamento bem desenvolvido com relação à profundidade. Em profundidades maiores (2 km), ocorre alteração sódica, contendo albita+magnetita+actinolita ou clorita, com ausência de quartzo. Especialmente em rochas de composição intermediária pode ocorrer completa conversão para albitito. A alteração sódica é superimposta por uma zona de alteração potássica ou sericítica em profundidades menores (< 1 Km) contendo hematita-sericita-carbonato-clorita±quartzo. Em geral, quartzo ocorre como veios e intercrescido com outros produtos de alteração. Em rochas félsicas, a assembléia é caracterizada por feldspato-sericita-biotita-quartzo (Gow *et al.*, 1994; Hitzman *et al.*, 1992).

Uma das características relevantes destes depósitos é que seu tamanho excede, freqüentemente, a 100 Mt de rocha mineralizada. Isto sugere que grandes volumes de fluidos foram envolvidos na formação destes depósitos. A associação magnetita-Cu-Au tem sido interpretada como produto de atividade hidrotermal de alta temperatura, relacionada ao posicionamento de plútons félsicos. O tamanho desses depósitos pode, também, estar relacionado à intensa recorrência de plutons ao longo de estruturas de extensão. Zonas de dilatação concomitantes ao resfriamento de intrusivas propiciam a formação desses depósitos. Feições relacionadas ao posicionamento plutônico, tais como auréolas e zonas radiais de

fraturamento, com reativação desses sistemas de fraturamento, são freqüentes. As principais características desses depósitos estão ilustradas na Figura 3.

	ASSOCIAÇÃO Cu-Au
Posicionamento Estrutural	Comumente discordante (pouco ou não deformado)
Mineralogia Fe-S-O	Principalmente magnetita hematita, pirita (+ pirrotita)
Principais rochas encaixantes	Sedimentos arenosos (oxidações) Metavulcânicas BIF
Elementos-traço	± B, W, U, ETR, Se, Sn, Mo, Co, F
Temperatura/Salinidade dos fluídos	300-400°C 15-50 eq% NaCl
Redox	Fluidos oxidados (estável nos campos da magnetita ou hematita)
Intrusivas relacionadas	Granitos tipo I (?)

Figura 3 - Características principais de depósitos de óxido de ferro com assinatura Cu-Au-U-ETR

O EXEMPLO DO GARIMPO DO SOSSEGO, REGIÃO DE CARAJÁS

O garimpo do Sossego está situado na região da Serra Sul, a cerca de 50 km a sudeste do núcleo urbano de N5. Geologicamente, a zona garimpada está situada ao longo de zonas de descolamento tectônico, entre a seqüência vulcânica shoshonítica e o Complexo Xingu (Figura 1).

A mineralização de Cu-Au do garimpo Sossego é constituída por veios decimétricos a centimétricos de quartzo com carbonatos e sulfetos oxidados, em arranjo do tipo *stockwork*. São proeminentes os processos de

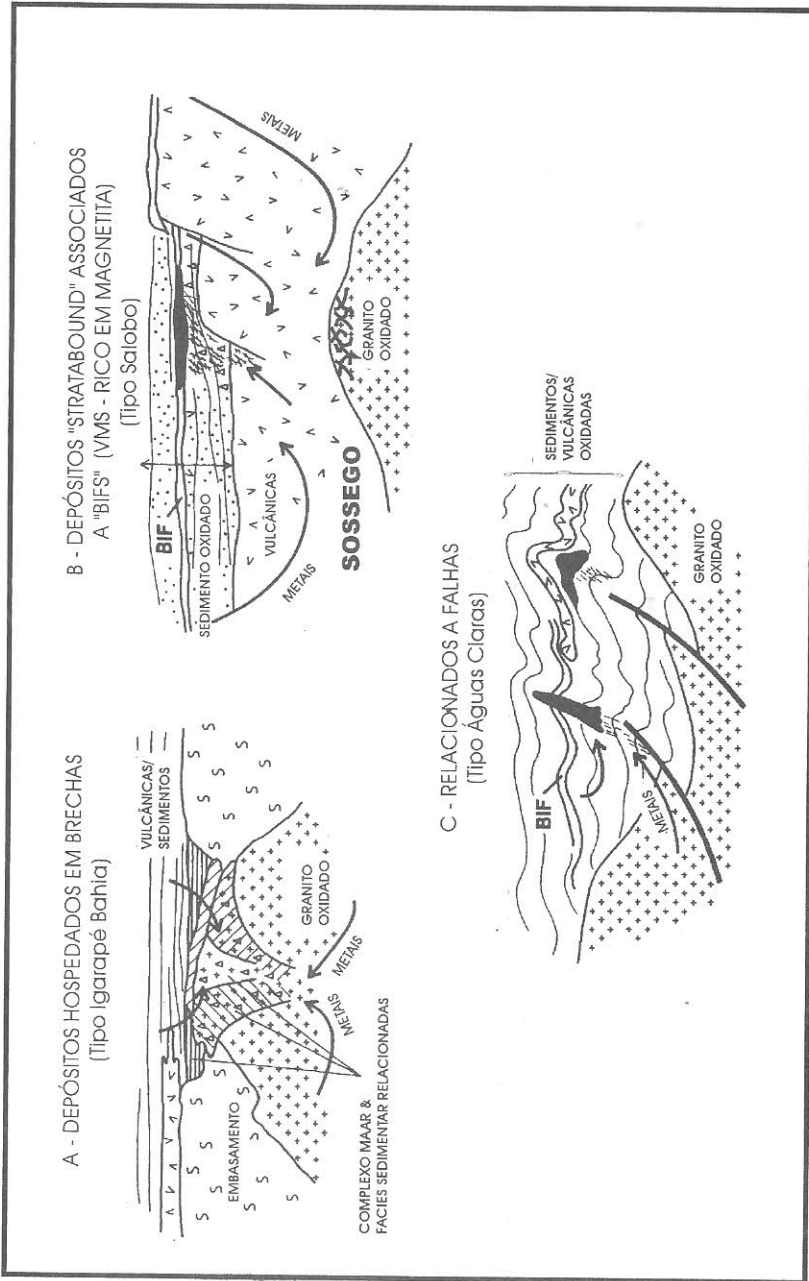
alteração supergênica, registrados pela presença constante de minerais de cobre oxidados, conferindo coloração esverdeada ao maciço rochoso. O referido garimpo está inserido em uma estrutura circular com aproximadamente 1 km de extensão por 800 m de largura. Esta feição circular mostra expressão topográfica positiva. Estruturalmente, o garimpo está condicionado ao longo de zona de intersecção entre zonas de falhas com direções N20E e E-W (Nascimento & Huhn, 1992). A mineralização é hospedada por uma rocha vulcânica máfica intensamente intemperizada em contato com rocha félsica (granito).

A assembléia mineralizada, na forma de veios, é caracterizada por malaquita e pseudomalaquita, havendo goethita, hematita, titano-magnetita e minerais alterados com fases ricas em terras raras incluindo monazita e membros do grupo da *rhabdophane* (seja brookita ou rabdofanita). Essa assembléia intemperizada indica que a mineralização primária foi dominada por calcopirita e magnetita, com pirita subordinada, e quantidade de elementos pertencentes ao grupo das terras raras (ETR). Essa assinatura, sugere que a mineralização Sossego é amplamente relacionada a classe de depósito mundial definida pela associação Fe-Cu-Au-U-ETR (Figura 2).

Dentro desse contexto, a mineralização do Sossego está sendo interpretada como parte de um sistema hidrotermal que pode produzir um amplo espectro de depósitos (Figura 4), tais como: (1) depósitos relacionados a estruturas do tipo *pipe* ou caldeira (tipo Igarapé Bahia); (2) depósitos do tipo *stratabound* encaixados em formações ferríferas (tipo Salobo); (3) depósitos posicionados em zonas de cisalhamento rúpteis (tipo Águas Claras).

GEOCRONOLOGIA DAS ZONAS MINERALIZADAS EM CARAJÁS

Mougeot *et al.* (1996), utilizando os métodos Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb e Pb-Pb, realizaram análises em sulfetos (calcopirita, pirita, galena e molibdenita) em diversas zonas mineralizadas da região de Carajás, tais como: Pojuca, Igarapé Bahia, Águas Claras, garimpo Serra Verde, garimpo Formiga e Granito Central (Figura 1). Segundo os dados obtidos pelos autores, a origem para as mineralizações de Cu-Au-U na Província Mineral



• Figura 4 - Estilos de mineralização Cu - Au na região de Carajás (Adaptado de Davidson & Large, 1994)

de Carajás está relacionada a um processo do tipo multi-estágio. As mineralizações, caracterizadamente arqueanas, foram retrabalhadas pela intensa atividade magmática paleoproterozóica entre 2.060-1.880 Ma. O evento de mineralização arqueano (2.700-2.800 Ma), impresso em todas as zonas mineralizadas, indica que grande parte das zonas ricas em Fe-Cu-Au-U-ETR, foi gerada durante os estágios iniciais de formação da Bacia Carajás.

CONCLUSÕES

A associação Fe-Cu-Au-U-ETR tem sido caracterizada e descrita na região de Carajás. A presença de veios e vênulas constituídos principalmente por magnetita-calcopirita, em diversos depósitos e ocorrências de cobre e ouro na região de Carajás (Biagini, 1990; Nascimento & Huhn 1992), indica que as zonas mineralizadas são acompanhadas por óxidos de ferro. Minerais de F, U, W e B são freqüentemente encontrados.

Os processos de alteração hidrotermal mais freqüentes são albitização (precoce) e potassificação (tardia), podendo ser classificadas, respectivamente, como propilítica e potássica, utilizando a nomenclatura aplicada a depósitos pórfiros (Biagini, 1990; Winter, 1994). A associação de magnetita e Cu-Au é provavelmente produto de atividade hidrotermal de alta temperatura, relacionada ao posicionamento de plútons félsicos. Dentro desse contexto, esse sistema hidrotermal pode produzir um amplo espectro de depósitos, tais como: 1) depósitos associados a estruturas do tipo *pipe* ou caldeira (tipo Igarapé Bahia); 2) depósitos do tipo *stratabound* encaixados em formações ferríferas (tipo Salobo); 3) depósitos posicionados em zonas de cisalhamento (tipo Águas Claras) (Figura 4).

A natureza dos fluidos, até o momento identificados, é de alta salinidade (> 20% NaCl equiv.), alta temperatura (> 350° C) e de composição clorídrica. Na zona de minério, a presença de magnetita e a ausência da pirita, parece indicar que estes fluidos são pertencentes a sistemas hidrotermais do tipo Cu-Au (Huston & Large, 1989).

Estes dados indicam que as diversas mineralizações de Cu-Au da região de Carajás estão relacionadas à classe de depósito mundial definida pela associação Fe-Cu-Au-U-ETR. Essa tipologia de depósito contrasta com

aquela identificada na região de Rio Maria, onde dominam depósitos auríferos do tipo *lode*.

Do ponto de vista metalogenético, a Província Mineral de Carajás mostra uma imensa potencialidade para abrigar depósitos gigantes de cobre (> 100 Mt) associados a sistemas ricos em ferro. Neste contexto, pode-se vislumbrar que a vocação mineral da referida Província é se consolidar como um dos mais importantes cinturões produtores de Cu-Au do mundo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFIAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE-JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGR. LATINO-AMERICANO GEOL., 7. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. p. 324-333.
- BIAGINI, D. 1990. Considerações sobre algumas feições metalogenéticas de Carajás. Belém: DOCEGEO. Distrito Amazônia. 45 p. (Relatório Interno).
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3: 215-242.
- CVRD/CMM. 1972. Distrito ferrífero da Serra dos Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 26. Belém, 1972. *Resumo das Comunicações...* Belém, SBG. Boletim nº 2, p. 78-80.
- DARDENNE, M.A.; FERREIRA-FILHO, C.F.; MEIRELLES, M.A. 1987. The role of shoshonitic and calc-alkaline suite in tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. In: IUGS. Precambrian Evolution of the Amazon region, Carajás. Final meeting of the working group. Extended Abstracts. Carajás. p. 40-50.
- DAVIDSON, G.J. & LARGE, R.R. 1994. Gold metallogeny and the copper-gold association of the Australian Proterozoic. *Mineralium Deposita*, 29: 208-223.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.B., DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: Comprovação de idade arqueana da formação Aguas Claras, Carajás -

- Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 5. Belém, 1996. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG. p.376-378.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anexo aos Anais...* Belém, SBG, p. 11-56.
- FERREIRA FILHO, C. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. Brasília. 112 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília).
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W. 1986. Age and composition of the Grão Para Group volcanics, Serra dos Carajás area, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 201-211.
- GONÇALEZ, R. 1985. Probable contribution Pyroclastique Dans Le Gisement de Cuivre-Área Bahia-Region de Carajás-Brésil. Nancy: Ecole National Supérieure de Géologie Apliquée et de Prospection Minère. 13 p. (Rapport de fin de cycle C.E.S.V.).
- GOW, P.A.; WALL, V.J.; OLIVER, N.H.S.; VALENTA, R.K. 1994. Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits — further evidence of hydrothermal origins. *Geology*, 22: 633-636.
- HITZMAN, W.M.; ORESKES, N.; EINAUDI, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE). *Precambrian Research*, 58: 241-287.
- HUHN, S.R.B. 1992. *Geologia, controle estrutural e gênese do depósito aurífero Babaçu, região de Rio Maria, sul do Pará*. Brasília. 168 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília).
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.C. 1988. O terreno *granito-greenstone* da região de Rio Maria — sul do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, *Anais...* Belém, SBG. v. 3, p. 1438-1452.
- HUSTON, D.L. & LARGE, R.R. 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, 4: 171-200.
- HUTCHINSON, R.W. 1979. Report on Docegeo copper projects MM1, Salobo and regional geological relationships, Pará, Brazil. 17 p. (Relatório Interno Docegeo).

- LINDENMAYER, Z.C. 1990. *Salobo sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Ontario, 406 p. (Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geology of the University of Western Ontario).
- LINDENMAYER, Z.C. & LAUX, J.H. 1994. O Papel da alteração hidrotermal nas rochas da bacia de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG, p. 328-330.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1991. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detriticos de greenstone belt e de cobertura plataformal. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG, v.1, p. 59-69.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v.2, p 188-189.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, D.H.; LINDENMAYER, Z.G. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Metalogenética da Carajás, Pará: Resultados Preliminares. In: CONGR. LATINO-AMERICANO GEOL., 7. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, p. 339-347.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROUGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 1-26.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT J.P.; BRIQUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, P.; LEROUGE, C.; MARCOUX, E.; HUHN, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B. 1996. Isotope geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajas Province (Para, Brazil). In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Salvador, 1996. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG, v. 7, p.323-325.
- MYERS, J.S. & BARLEY, M.E. 1992. Proterozoic tectonic framework and metal deposits of southwestern Australia. *Precambrian Research*, **58**: 342-354.
- NASCIMENTO, J.A.S. & HUHN, S.R.B. 1992. Garimpos de ouro da região de Carajás: Situação atual, principais características e sugestões para trabalhos futuros. DOCEGEO. Relatório interno. 34p.

- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil. Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**: 229-254.
- RIBEIRO, A.M.R. 1986. *Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás-Pará*. Belém, 134 p. (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v. 2, p. 183-184.
- SACHS, L.L.B. 1993. *O magmatismo associado ao depósito cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, Pará, Brasil*. Campinas, 142 p. (Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências da UNICAMP).
- SAUERESSIG, R. 1988. Depósito de cobre e zinco do corpo quatro, Pojuca. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, *Anexo aos Anais...* Belém, SBG. p. 115-119.
- TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA Jr., O.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. 1987 Geological evolution and evaluation of recent geochronological data in Amazonian Craton. In: IUGS, Precambrian Evolution of the Amazonian region, Carajás, 1987. Final meeting of the working group. Extended abstracts. Carajás. p. 20-31.
- TEIXEIRA, J.B.G. 1994. *Geochemistry, petrology, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil*. 161 p. (Doctor of Philosophy Thesis, Penn State University).
- VIEIRA, E.A.P.; SAUERESSIG, R.; SIQUEIRA, J.B.; SILVA, E.R.P.; REGO, J.L.; CASTRO, F.F.C. 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A — reavaliação In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, *Anexo aos Anais...* Belém, SBG. p. 97-114.
- WINTER, C.J. 1994. *Geology and base-metal mineralization associated with archaean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil*. Southampton. 300 p. (Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geology of the University of Southampton).

**ELEMENTAL AND OXYGEN ISOTOPE VARIATIONS IN
ARCHEAN MAFIC ROCKS ASSOCIATED WITH THE
BANDED IRON-FORMATION AT THE N4 IRON
DEPOSIT, CARAJÁS, BRAZIL**

João Batista G. Teixeira

SETEGEO, Serviços Técnicos de Geologia Ltda.
Rua Camuripeba, 13 - CEP 41.640-550, Itapoa, Salvador, BA.

Hiroshi Ohmoto and David H. Eggler

Department of Geosciences, The Pennsylvania State University
University Park, PA 16802, USA.

ABSTRACT	162
INTRODUCTION	162
GEOLOGIC SETTING	164
Lithostratigraphy	165
Structure and Metamorphism	167
Petrography of the Metabasaltic Andesite	167
Petrography of the Quartz-Diorite	170
Genesis of the Lateritic Iron Deposits	171
ANALYTICAL METHODS	171
Major and Trace Element Analyses	171
Oxygen Isotope Analyses	172
RESULTS	180
Hydrothermal Alteration	180
Mass Changes and Element Mobility	181
Fluxes of Major and Trace Elements	184
INTERPRETATION AND DISCUSSION	194
Implications for Petrology of the Carajás Mafic Rocks	195
Constraints on the Metallogeny of the Carajás Iron Deposits	197
CONCLUSIONS	198
Acknowledgments	199
REFERENCES	199

ABSTRACT

The N4 iron deposit of the Carajás mineral province, northern Brazil, is hosted by the Late Archean Grão Pará Group, which is the lowest stratigraphic unit of the Serra dos Carajás volcanosedimentary belt. The Grão Pará Group is composed of the predominantly volcanic Parauapebas Formation overlain by a major banded iron-formation, the protore for the lateritic iron deposits. Petrographic and geochemical data, including the whole-rock isotope analyses, indicate roughly 70% of the mafic rocks from the Parauapebas Formation have been chemically modified by hydrothermal alteration. The hydrothermal activities removed large amounts of Si, Ca, Na, and V from basaltic and dioritic rocks. By contrast, Fe, Mg, and Y were added only to metabasaltic rocks, whereas P and Zr were added to both the rock types. In detail, however, the element fluxes on the older basaltic and the younger dioritic rocks are different, indicating at least two stages of alteration. The first stage hydrothermal fluids were probably of seawater origin. The second stage probably involved convective flow of meteoric water around high-level intrusions of the Carajás granitic batholith, emplaced c. 1.88 Ga ago. Chemical changes attributed to the second stage of alteration are those shared by younger quartz-diorite dikes and sills and older rocks that had already been altered during the first alteration stage. If the metasediments of the N4 area were affected in the same manner as the igneous rocks, the residual Fe-deposits of Carajás must have had a more complex history than proposed previously. This history may have included recurrent reactions of the banded iron-formation with meteoric waters, beginning in the Proterozoic under mesothermal conditions, and evolving to the modern weathering environment.

INTRODUCTION

The N4 deposit, with proven reserves of 1.2 billion metric tons of hematite ore, is the site of one of the largest operating iron mines in the world. The deposit is located in the Serra Norte, within the Carajás Mineral Province (Figure 1). The orebodies are hosted by the Grão Pará Group, which is the lowest stratigraphic unit of the Serra dos Carajás volcanosedimentary belt (Beisiegel *et al.*, 1973; Gibbs *et al.*, 1986; Araújo and Maia, 1991).

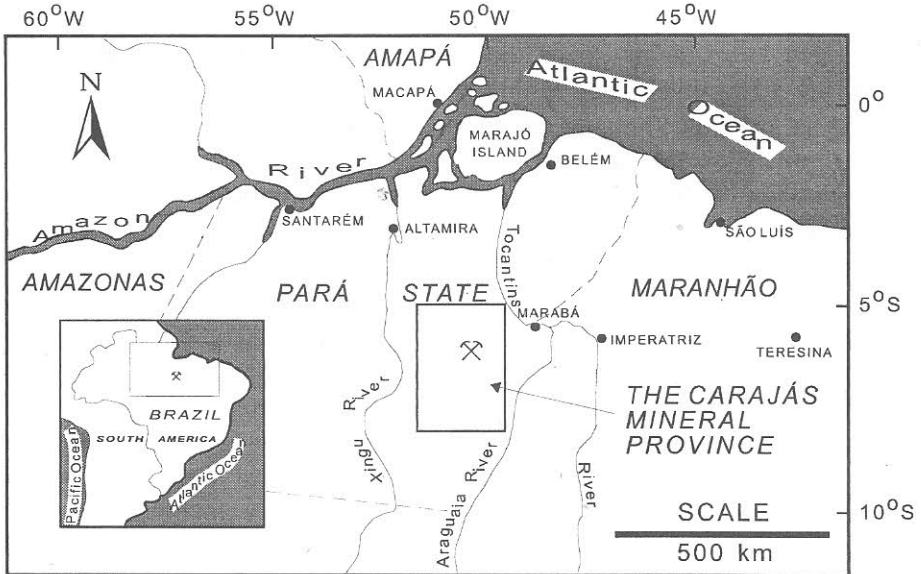


Figure 1 - Location map of the N4 iron deposit (crossed hammers) within the Carajás mineral province.

The Grão Pará Group is divided into two main units: the predominantly volcanic Parauapebas Formation overlain by the Carajás Formation. The Carajás Formation includes a major banded iron-formation (b.i.f.), the protore for the Carajás iron deposits. Uranium-lead zircon isotopic analyses of metarhyolite from the Parauapebas Formation yielded an age of 2759 ± 2 Ma. This age likely coincides with the age of volcanism of the Grão Pará Group (Machado *et al.*, 1991).

The mafic metavolcanic rocks occurring at Serra Norte have been classified as basalt, basaltic andesite, and trachyandesite, according to their silica and alkali contents (Wirth, 1986). Basic to intermediate dikes and sills that intrude the Grão Pará Group were first described by Tolbert *et al.* (1971). More recently, quartz-dioritic sills from the N4 iron mine have been described by Teixeira (1994). In addition, hydrothermally-altered gabbroic dikes and sills were described by Barros *et al.* (1994) at the Águas Claras prospect, situated about 15 km to the west of the N4 Mine.

Based on trace element data and Sm-Nd systematics, Wirth (1986) interpreted the basaltic rocks as mantle-derived melts that have been contaminated by interaction with a composite Archean sialic crust. After interpretation of discriminant and multi-element diagrams, Olszewski *et al.* (1989) concluded that the volcanic rocks of the Grão Pará Group were deposited on extending continental crust. Nevertheless, the Carajás sequence is metamorphosed, and evidence of hydrothermal alteration is widespread (Wirth, 1986; Dardenne *et al.*, 1988).

Because available petrologic and geochemical data did not allow the estimation of the real extent of hydrothermal alteration, a detailed investigation of element mobility has been conducted during the present investigation. The objective was to gain a more accurate interpretation of the geochemistry of the mafic metavolcanic and intrusive rocks of Carajás.

This article evaluates some new geochemical data and oxygen isotope analyses from mafic volcanic and hypabyssal rocks of the N4 mine succession. The paper discusses: (1) the relative mobility of chemical elements in rock samples that pertain to two different magmatic series; (2) the effects of hydrothermal alteration on elemental and oxygen isotope compositions; (3) the nature of hydrothermal processes; and (4) implications for petrology of the Carajás mafic rocks and for the metallogeny of the Carajás iron deposits.

The rock samples were collected in June 1990 and July 1992. Analytical work was performed at the Materials Characterization and at the Stable Isotope Laboratories of the Pennsylvania State University, University Park, PA, USA.

GEOLOGIC SETTING

The geological framework of the N4 iron deposit was described by Rezende and Barbosa (1972) and Beisiegel *et al.* (1973). Specific studies of the petrology, geochronology, and tectonics of the Serra Norte have been reported by Gibbs *et al.* (1986), Wirth (1986), Wirth *et al.* (1986), Dardenne *et al.* (1988), Ladeira and Cordeiro (1988), Olszewski *et al.* (1989), Gibbs and Wirth (1990), and Teixeira (1994).

Lithostratigraphy

The basement rocks at the N4 deposit are gneiss and migmatite of the Xingu metamorphic complex. The supracrustal rocks are divided into three units, which are in ascending order: (1) the Grão Pará Group, (2) the Igarapé Bahia Group, (3) the Rio Fresco Group (Figure 2).

The Grão Pará Group is composed of the Parauapebas Formation and the Carajás Formation. The Parauapebas Formation in the N4 area consists of metabasaltic andesite intercalated with sandstone and conglomerate (Teixeira, 1994). The metavolcanic rocks are greenish, fine-grained and generally porphyritic, with localized vesicular zones and subordinate pyroclastic deposits. The sandstone is composed of fine-grained, xenomorphic quartz, and minor amounts of rock fragments, zircon, and opaque minerals, in a matrix of sericite and chlorite. The conglomerate is polymictic, with pebbles of quartz, amphibolite, quartzite, granite and b.i.f., in a matrix of quartz, sericite, iron oxide and biotite. The thickness of the Parauapebas Formation is unknown. The Carajás Formation consists of a thick pile of chemical sedimentary rocks. The lowermost beds are dolomitic (lenticular deposits). The dolomite grades upwards into a laterally extensive and extremely regular jaspilitic iron-formation. The Carajás Formation, originally, was perhaps 300 to 400 m thick (Wirth, 1986). The Igarapé Bahia Group in the N4 area is composed of interlayered metapelite, metagraywacke, and arkosic sandstone in a sequence more than one kilometer thick. The overlying Rio Fresco Group is a transgressive sequence that begins with basal conglomerate and grades into friable and lithic sandstone alternating with thin intercalations of siltstone and shale.

Two types of intrusive rocks were mapped at the N4 mine area: (1) quartz-diorite sills that occur in each of the three groups, and (2) domes and stocks of coarse-grained granitic intrusions (the Carajás granite). The absolute age of the quartz-diorite is uncertain, although a Pb/Pb age of 2645 ± 12 Ma has been reported by Dias *et al.* (1996) for a probably cogenetic metagabbro sill. The Carajás granite, however, crystallized c. 1880 ± 2 Ma ago as indicated by U-Pb isotopic analyses of zircon (Machado *et al.*, 1991).

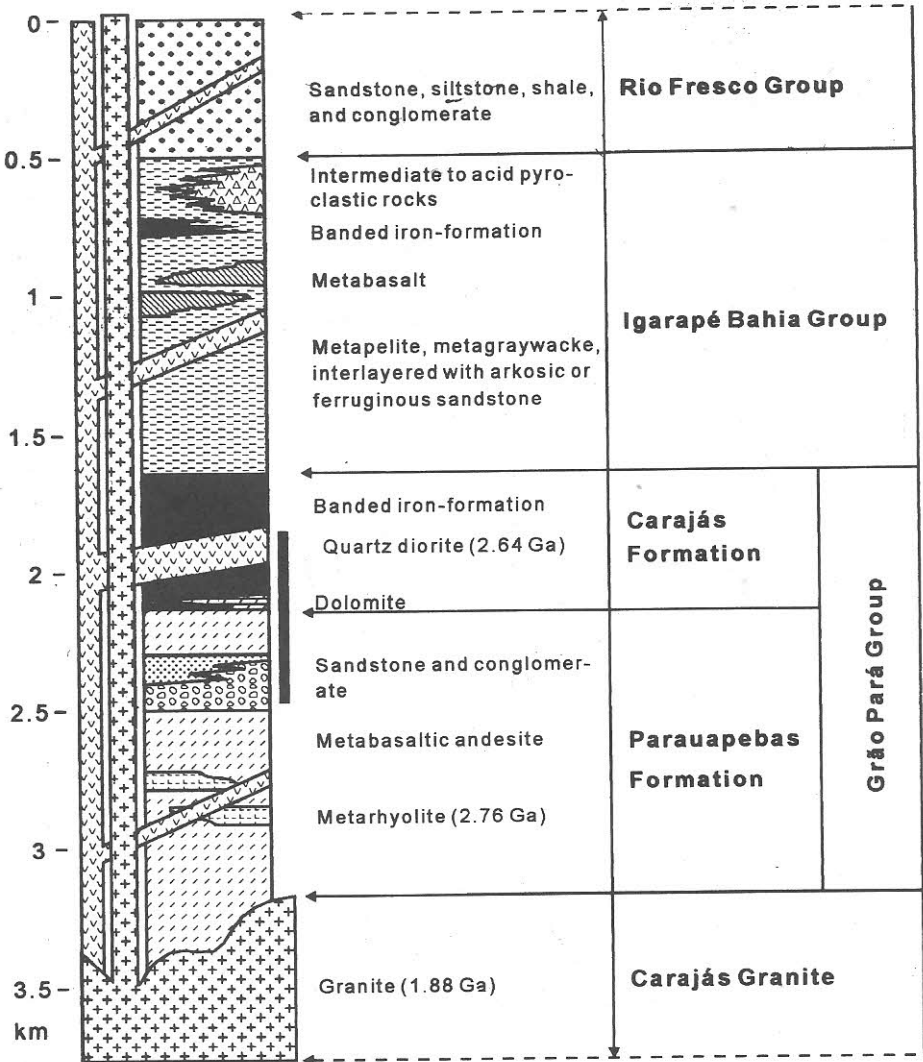


Figure 2 - Reconstructed stratigraphic column of the N4 mine area. Relative ages of intrusive rocks are indicated by cross-cutting relationships. Based on: Wirth (1986); Docegeo (1988); Dias *et al.* (1996), and Teixeira (1994).

Structure and Metamorphism

The supracrustal sequence of the N4 mine displays a complicated structural pattern that resulted from the interference of two nearly orthogonal folding phases (Figure 3). These deformations were followed by an extensional phase that produced locally intense fracturing and a series of normal faults with displacements of tens of meters (Figure 4). The absence of foliation and the preservation of almost all the igneous and sedimentary features in the area indicate that tectonic processes operated at high crustal levels. The local fracturing and folding patterns strongly suggest that the cores of anticlines are occupied by hidden protuberances of the Carajás granite batholith (Teixeira, 1994). The transition of the Grão Pará Group towards the Xingu basement complex at Serra Norte is marked by northward thrust faults and by the intrusion of mafic sills and granitic plutons (Figure 3).

With the exception of the northern contact zone with the basement, where amphibolite facies was recorded (Gibbs *et al.*, 1986; Matta and Teixeira, 1990), the Grão Pará Group was affected by metamorphism of the low-greenschist facies. In basaltic rocks this resulted in albitization or sericitization of plagioclase, uralitization of clinopyroxene, and chloritization of amphibole and other mafic minerals.

Petrography of the Metabasaltic Andesite

The metalavas are greenschist-facies rocks, presenting two distinct mineral associations, depending on the local permeability: (1) metabasaltic andesite that occurs in massive domains is relatively amygdale-free, and displays a poorly-developed fracturing pattern. Original porphyritic, intergranular, or hyalopilitic textures are preserved. Relict primary minerals are Ca-rich pyroxenes, and more or less albitized or sericitized plagioclase. Secondary minerals are chlorite, actinolite, calcite, quartz, and titanite; (2) metabasaltic andesite shows alteration due to local fluid-rock interaction.

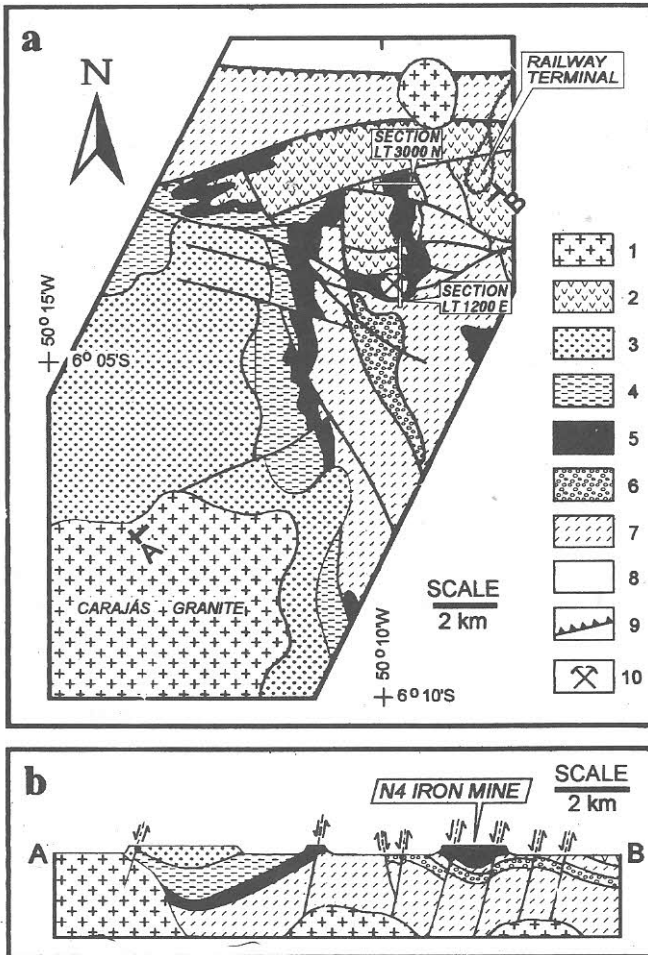


Figure 3 - Geological map (a), and interpretative cross-section (b) of the N4 mine area (ferricrust covers were omitted for the sake of clarity). Legend: 1. Granite; 2. Quartz-diorite; 3. Rio Fresco group: sandstone and siltstone; 4. Igarapé Bahia group: metapelite, metagraywacke, and metabasalt; 5. Grão Pará group, Carajás formation: banded iron-formation and minor dolomite; 6. Grão Pará Group, Parauapebas formation: sandstone and conglomerate; 7. Grão Pará group, Parauapebas formation: metabasaltic andesite, metabasalt, metarhyolite, and banded iron-formation; 8. Xingu metamorphic complex: gneiss and migmatite; 9. Thrust fault (barbs point to the hanging wall); 10. Location of the N4 iron mine. The geological sections LT 1200E/LT 3000N are depicted in Figure 4. After Teixeira (1994).

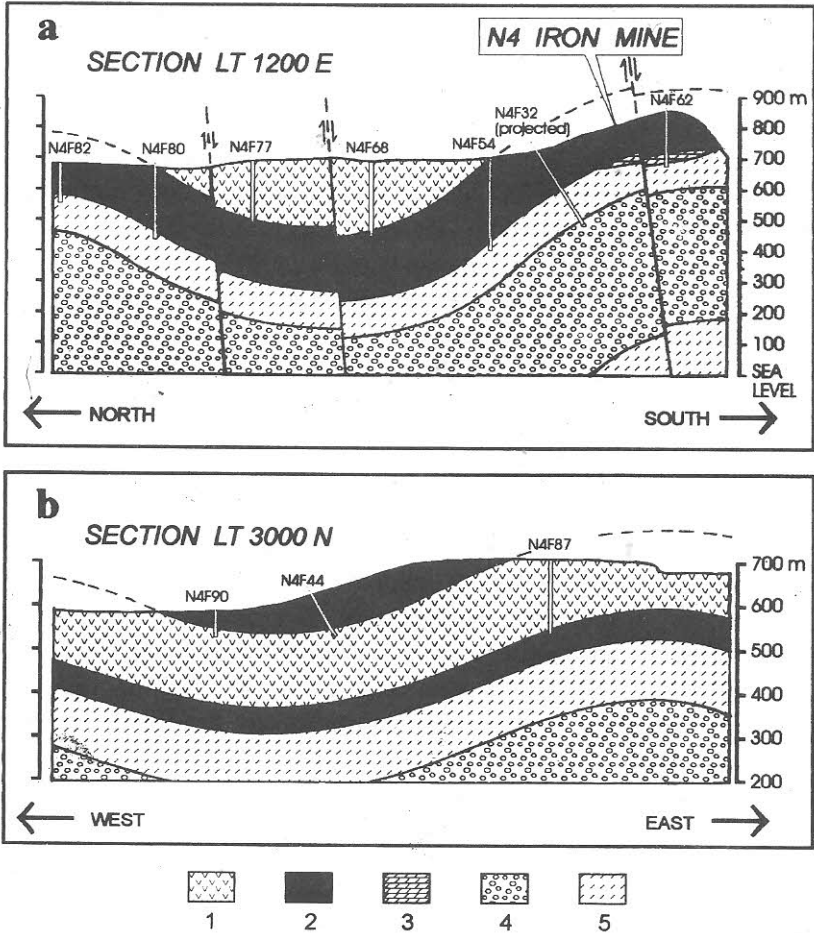


Figure 4 - Geological cross-sections: (a) at traverse LT 1200 E; (b) at traverse LT 3000 N, N4 iron mine. For locations see Figure 3. Elevations in meters are shown along the right-hand sides. Vertical and horizontal scales are the same. Legend: 1. Quartz-diorite; 2. Banded iron-formation; 3. Dolomite; 4. Sandstone and conglomerate; 5. Metabasaltic andesite. Labeled strips represent diamond-drill holes. DDH N4F32 has been projected from section LT 1400 E. After Teixeira (1994).

Permeability was increased in these domains by several generations of tectonically-induced fractures or, to a lesser extent, by original volcanic features such as flow-breccias and amygdaloidal zones. In permeable domains plagioclase is saussuritized, and clinopyroxene is replaced by actinolite plus chlorite. Other secondary minerals are biotite, quartz, sericite, epidote, calcite, titanite, hematite and leucoxene. Amygdules are normally filled from rim to center with chlorite, calcite, epidote, and rarely opaque minerals. Fractures are filled with veinlets 0.1 to 1.0 mm thick, composed of calcite, chlorite, quartz, chalcedony, and epidote.

Because most of the fracture and vein systems clearly crosscut chlorite and actinolite crystals, it is assumed that part of the hydrothermal alteration postdates burial metamorphism of the extrusive rocks (Teixeira, 1994).

Petrography of the Quartz-Diorite

The quartz-diorite in massive domains is holocrystalline, characterized by medium-grained, randomly distributed plagioclase laths, and intergranular hornblende, augite, quartz, and skeletal opaque minerals. Accessory minerals are biotite, apatite and titanite. Secondary minerals are chlorite, actinolite, calcite, hematite and leucoxene. Ophitic texture and granophyric quartz+plagioclase intergrowths occur locally. In permeable domains, plagioclase is sericitized, augite is uralitized and hornblende is replaced by actinolite, chlorite, and Fe-Ti oxides. Several generations of veinlets 0.1 to 2.0 mm thick are composed of chlorite, calcite, epidote, quartz, and chalcedony.

Strong chloritization accompanied by Fe-metasomatism occurs at the contact of the quartz-diorite with the b.i.f.. Here, the chlorite content of altered rocks can reach up to 90 vol% in modal proportion, and replacement of plagioclase by hematite is frequently observed. Another peculiar feature of the contact zone is the occurrence of latest-formed, minute zircon crystals, generally in bundles of randomly-oriented prisms contained in felsitic mobilizates.

Genesis of the Lateritic Iron Deposits

After removal of the uppermost sequences, following regional uplift, the banded iron formation was exposed along tilted, fault-bounded blocks. Many of the b.i.f. outcrops have been affected by supergene enrichment under tropical weathering, at least since the Tertiary (Tolbert *et al.*, 1971). Allitization processes coupled with silica leaching are thought to have generated the large, residual hematite-rich orebodies, normally protected from erosion by hard, goethite-rich canga covers (duricrusts). Grades range from 17 wt% Fe in the unaltered b.i.f. to near 70% Fe in some of the richest orebodies, depending on the extent of the lateritic enrichment (Tolbert *et al.*, 1971; Beisiegel *et al.*, 1973; Samama, 1986).

ANALYTICAL METHODS

Because of the thick weathering profile in the region, a subsurface sampling program was designed, and 184 samples of extrusive and intrusive mafic rocks were collected from 40 diamond-drill hole cores.

On the basis of petrographic criteria, 60 samples of extrusive rocks along with 54 samples of intrusive rocks were selected as representative of the least altered and of the altered mafic rocks from the N4 deposit. These samples were analysed for major and for 12 trace elements by x-ray fluorescence spectroscopy (XRF). Losses on ignition (LOI), were also determined. Precision and accuracy of XRF analyses can be found in Teixeira (1994). Tables with complete XRF and LOI results are available upon request.

Major and Trace Element Analyses

Core samples were sawn into slabs. The slabs were broken and the resulting small chips were ground to approximately 100 mesh in a shatterbox, using tungsten carbide rings. Loss on ignition (LOI),

representing the measurement of total volatiles (i. e., H₂O, CO₂, Cl, S, etc.) was determined by weight loss on the rock powder following heating for 12 hours at 900°C. Other sample splits were pre-ignited at 450 °C for 30 minutes and then mixed with lithium tetraborate in a flux-to-sample ratio of 4:1 (6.0 g Li₂B₄O₇ to 1.5 g sample). Additional flux was added to each sample in weight equivalent to the LOI (% value) divided by 7.5 (g) to compensate for volatile losses during fusion. Fusion was performed in a Leco FX-20™ automatic fluxer, using Pt-Au crucibles heated at 1050°C in an oxygen-propane flame. The melts were poured onto platinum cast dishes at 250°C and then cooled at room temperature. The resulting glass beads were analysed by XRF using a Philips PW 1480™ spectrometer. The analyses included the following elements: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Ba, Co, Cr, Cu, Nb, Ni, Rb, Sr, V, Zn, Zr, and Y. Some lower limits of detection for trace elements were 14 ppm for Ba, 2.9 ppm for Cr, 2.6 ppm for Cu, 0.8 ppm for Nb, 2.4 ppm for Ni, 1.1 ppm for Rb, 1.5 ppm for V, 2.0 ppm for Zn, 1.1 ppm for Zr, and 1.2 ppm for Y.

Oxygen Isotope Analyses

Oxygen isotope ratios were determined in 22 samples of extrusive and 24 samples of intrusive rocks. Oxygen was liberated by reaction of the powdered samples with bromine pentafluoride (BrF₅) at 500-600°C in nickel tubes for a minimum of 12 hours, according to the method of Clayton and Mayeda (1963). The oxygen samples were converted to carbon dioxide (CO₂) as the gas reacted with hot graphite disks. The CO₂ samples were transferred to glass ampoules and transported to a VG-Prism II mass spectrometer for oxygen isotope analysis. The accuracy of the method has been assessed by repeated analyses of a standard quartz sample having $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \cong 15.0\text{‰}$. The oxygen isotopic composition of the samples relative to SMOW, along with XRF and LOI results are presented in Table 1.

Table 1 - X-ray fluorescence analyses, alteration and chloritization indices, and oxygen isotope ratios for forty-six samples of mafic rocks from the N4 iron deposit.

Sample #	022	034	035	036	037	038	039
Rock-type	BA(la)	BA(la)	BA(la)	BA(la)	BA(la)	BA(la)	BA(la)
SiO ₂	55.28	54.16	54.64	53.76	54.56	55.16	54.05
Al ₂ O ₃	14.05	13.76	14.25	14.23	14.79	14.17	14.16
Fe ₂ O ₃ (t)	11.89	10.91	11.21	11.53	11.10	11.40	11.36
MnO	0.41	0.48	0.36	0.34	0.33	0.35	0.39
MgO	4.96	5.25	5.26	5.69	5.35	5.54	5.74
CaO	7.02	9.89	8.45	8.73	8.68	7.53	8.55
Na ₂ O	3.54	3.02	2.76	3.51	3.28	3.38	3.18
K ₂ O	1.95	1.69	2.20	1.36	1.34	1.56	1.76
TiO ₂	0.80	0.74	0.77	0.76	0.78	0.82	0.74
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.08
LOI	4.17	4.47	3.89	5.29	4.20	3.95	3.91
Total*	100.09	100.46	100.83	100.20	101.96	101.49	101.68
Ba	1058	642	1556	638	584	624	637
Co	61	52	75	62	69	64	66
Cr	71	131	121	127	196	130	138
Cu	110	71	120	122	56	85	74
Nb	4	3	5	4	4	4	3
Ni	74	84	89	102	225	91	118
Rb	60	42	67	42	44	44	50
Sr	102	155	147	105	141	121	154
V	218	214	225	230	230	227	220
Zn	257	358	357	354	355	345	274
Zr	101	80	101	99	86	93	85
Y	24	23	21	22	20	20	23
A. I.	40	34	38	39	36	39	38
C. I.	27	25	26	26	26	26	27
δ ¹⁸ O	7.1	6.4	6.7	6.6	6.7	6.6	6.0

Rock-types: BA= metabasaltic andesite; QD= quartz-diorite; (la)= least altered; (d)= distal, meaning a sample collected more than 15 m away from the contact with the banded iron-formation; (p)= proximal, meaning a sample collected at distances varying from 0 to 15 m from the contact with the banded iron-formation.

Obs.: 1. Major elements normalized to 100% anhydrous, in wt%; 2. Trace elements in ppm; 3. Total*= prenormalized sum of major oxides plus loss on ignition (LOI), in wt%; 4. A. I.= Alteration Index= [(MgO+K₂O)/(MgO+K₂O+Na₂O+CaO)]×100; 5. C. I. = Chloritization Index= [(Al₂O₃+Fe₂O₃)/(SiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃+CaO+MgO+Na₂O)]×100.

Table 1 - Continuation

Sample #	101	102	103	106	107	110	112
Rock-type	QD(la)	QD(la)	QD(la)	QD(la)	QD(la)	QD(la)	QD(la)
SiO ₂	53.39	53.37	53.90	53.80	53.22	53.72	53.49
Al ₂ O ₃	15.06	14.75	15.96	14.30	15.47	15.04	14.27
Fe ₂ O ₃ (t)	10.85	10.31	9.49	11.04	10.48	10.75	12.40
MnO	0.36	0.27	0.19	0.29	0.27	0.38	0.46
MgO	7.72	7.54	6.96	10.19	8.30	8.84	7.15
CaO	6.82	8.25	8.62	5.35	7.38	6.40	7.10
Na ₂ O	3.86	2.23	1.89	3.10	2.06	1.97	2.11
K ₂ O	1.22	2.60	2.42	1.32	2.18	2.23	2.24
TiO ₂	0.64	0.61	0.52	0.53	0.57	0.61	0.70
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.05	0.06	0.07	0.07	0.09
LOI	2.54	2.15	2.46	3.22	2.74	3.02	2.64
Total*	100.73	101.16	101.46	100.74	101.50	100.05	101.06
Ba	657	701	569	464	461	866	779
Co	63	62	53	77	62	61	68
Cr	274	286	246	246	281	314	222
Cu	5	33	27	42	24	18	35
Nb	3	3	2	3	3	4	3
Ni	69	63	103	81	128	78	211
Rb	41	91	98	39	69	91	100
Sr	113	79	92	82	93	89	87
V	213	216	176	177	188	210	224
Zn	232	174	98	1348	159	242	274
Zr	72	81	67	66	65	82	79
Y	14	15	15	16	15	17	19
A. I.	46	49	47	58	53	57	50
C. I.	27	26	26	26	27	27	28
δ ¹⁸ O	5.6	5.7	5.4	5.4	5.1	5.6	5.4

Table 1 - Continuation

Sample #	014	016	018	019	042	044
Rock-type	BA (d)	BA (d)	BA (d)	BA (d)	BA (d)	BA (d)
SiO ₂	57.25	54.69	57.83	56.02	54.45	52.79
Al ₂ O ₃	14.43	12.83	14.21	13.85	13.82	14.85
Fe ₂ O ₃ (t)	11.56	12.61	10.99	12.40	12.24	13.37
MnO	0.41	0.51	0.49	0.43	0.45	0.56
MgO	5.28	3.75	5.32	5.40	6.75	6.94
CaO	4.06	9.52	4.60	7.05	6.38	6.74
Na ₂ O	2.11	0.31	2.66	1.92	2.15	2.87
K ₂ O	3.88	4.93	2.94	1.97	2.80	0.86
TiO ₂	0.86	0.74	0.83	0.79	0.75	0.78
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.11
LOI	4.16	8.00	3.62	5.00	5.05	7.96
Total*	101.51	100.31	101.83	101.59	100.24	100.46
Ba	2259	1200	1583	676	1778	374
Co	91	47	55	63	115	65
Cr	80	58	83	74	138	137
Cu	140	337	4	1	92	37
Nb	5	2	5	5	3	4
Ni	91	56	73	88	104	101
Rb	113	126	69	53	84	33
Sr	70	3	64	144	80	22
V	223	204	239	215	224	237
Zn	514	8139	409	426	398	499
Zr	111	98	106	111	96	97
Y	23	1	21	23	21	22
A. I.	60	47	53	45	53	45
C. I.	27	27	26	27	27	29
δ ¹⁸ O	7.3	7.5	7.0	6.7	6.8	7.1

Table 1 - Continuation

Sample #	012	048	049	050	138	139
Rock-type	BA (p)	BA (p)	BA (p)	BA (p)	BA (p)	BA (p)
SiO ₂	60.51	55.12	45.77	54.13	45.47	53.10
Al ₂ O ₃	12.68	11.76	14.36	13.88	16.44	17.84
Fe ₂ O ₃ (t)	16.02	20.39	25.08	16.74	21.46	14.35
MnO	0.65	0.46	0.68	0.48	0.35	0.41
MgO	8.04	11.11	12.75	9.96	14.30	12.13
CaO	0.49	0.22	0.19	0.31	0.44	0.48
Na ₂ O	0.06	0.06	0.05	0.10	0.10	0.59
K ₂ O	0.79	0.02	0.02	3.20	0.35	1.89
TiO ₂	0.70	0.79	0.94	0.90	0.88	0.84
P ₂ O ₅	0.06	0.12	0.13	0.12	0.22	0.20
LOI	5.15	6.20	6.90	5.50	7.45	6.25
Total*	100.10	98.90	100.20	99.90	99.14	100.06
Ba	173	44	16	1500	73	812
Co	125	85	93	69	105	75
Cr	114	123	96	75	446	384
Cu	156	43	64	1	1	1
Nb	3	5	5	3	8	7
Ni	96	170	115	75	375	266
Rb	34	11	7	90	16	53
Sr	1	1	2	22	4	11
V	164	196	234	229	169	167
Zn	718	410	498	238	306	298
Zr	107	110	119	125	112	103
Y	18	13	19	23	14	13
A.I.	94	98	98	97	96	93
C.I.	29	33	40	32	39	33
δ ¹⁸ O	6.5	7.3	5.8	7.6	5.3	6.2

Table 1 - Continuation

Sample #	140	142	144	051	052	053
Rock-type	BA (p)	BA (p)	BA (p)	QD (d)	QD (d)	QD (d)
SiO ₂	51.28	54.77	58.18	55.03	54.54	54.04
Al ₂ O ₃	18.02	14.52	13.75	14.20	14.21	15.10
Fe ₂ O ₃ (t)	11.80	16.77	14.28	13.42	12.83	13.63
MnO	0.46	0.57	0.64	0.49	0.39	0.30
MgO	7.59	8.34	5.58	7.69	5.72	9.14
CaO	4.55	0.76	3.26	5.08	6.73	3.53
Na ₂ O	4.32	0.17	0.17	2.09	2.26	1.47
K ₂ O	0.36	3.44	3.17	2.74	2.30	1.72
TiO ₂	0.86	0.86	0.86	1.16	0.92	0.96
P ₂ O ₅	0.22	0.11	0.10	0.11	0.10	0.12
LOI	6.63	4.93	4.52	3.58	2.92	5.13
Total*	101.61	100.03	100.16	101.28	100.44	99.98
Ba	168	2473	2115	1318	1009	716
Co	70	70	75	69	88	83
Cr	429	97	93	21	58	50
Cu	284	5	47	61	57	45
Nb	6	4	3	7	4	4
Ni	255	149	113	31	39	46
Rb	14	76	71	91	75	60
Sr	76	37	157	97	130	76
V	171	230	226	295	275	285
Zn	296	510	445	499	232	243
Zr	113	109	105	110	103	113
Y	16	19	22	24	24	23
A. I.	47	93	72	59	47	68
C. I.	31	33	29	28	28	30
δ ¹⁸ O	5.2	4.9	5.8	7.0	6.3	6.9

Table 1 - Continuation

Sample #	054	114	122	123	125	126	117
Rock-type	QD(d)	QD(d)	QD(p)	QD(p)	QD(p)	QD(p)	QD(p)
SiO ₂	54.44	55.03	51.13	47.89	56.41	34.22	34.75
Al ₂ O ₃	14.20	14.65	19.14	18.77	17.74	17.22	20.73
Fe ₂ O ₃ (t)	13.81	12.38	12.43	16.04	8.30	28.29	24.09
MnO	0.33	0.45	0.57	0.53	0.26	0.73	1.19
MgO	2.32	6.18	7.79	9.14	6.42	15.30	12.86
CaO	6.40	5.59	1.24	0.58	3.29	0.81	0.78
Na ₂ O	2.44	1.65	5.99	5.11	2.38	0.14	0.03
K ₂ O	1.69	3.14	0.25	0.34	4.21	0.81	3.13
TiO ₂	1.17	0.83	1.16	1.27	0.78	1.96	1.93
P ₂ O ₅	0.11	0.10	0.31	0.32	0.20	0.52	0.52
LOI	3.73	2.42	4.33	5.04	3.77	3.38	7.35
Total*	101.11	100.98	101.42	100.93	101.61	99.28	100.15
Ba	715	1522	82	101	2605	424	691
Co	76	65	65	98	42	90	95
Cr	37	149	196	66	180	33	170
Cu	62	49	5	238	5	36	11
Nb	6	5	14	14	7	21	20
Ni	95	224	279	117	289	204	355
Rb	54	156	11	8	164	33	146
Sr	115	85	96	118	205	6	6
V	321	258	153	192	117	240	324
Zn	263	288	215	359	251	661	536
Zr	108	90	260	328	176	442	446
Y	27	21	25	25	22	47	53
A. I.	31	56	53	62	65	94	95
C. I.	30	28	32	36	28	47	48
δ ¹⁸ O	5.9	6.0	7.6	6.2	7.1	7.0	3.9

Table 1 - Continuation

Sample #	118	119	120	121	129	130	131
Rock-type	QD(p)	QD(p)	QD(p)	QD(p)	QD(p)	QD(p)	QD(p)
SiO ₂	37.33	37.63	26.89	42.46	55.79	48.93	40.41
Al ₂ O ₃	20.99	19.52	19.45	19.66	17.71	18.81	23.03
Fe ₂ O ₃ (t)	25.26	23.13	33.71	18.25	9.18	16.72	18.03
MnO	0.57	1.17	1.04	0.61	0.22	0.45	0.48
MgO	7.88	13.02	15.19	11.37	6.28	9.39	10.28
CaO	0.74	0.68	0.71	0.57	3.25	0.53	0.62
Na ₂ O	0.02	1.30	0.24	0.51	2.82	0.01	0.28
K ₂ O	4.94	1.60	0.46	5.05	3.75	3.67	5.18
TiO ₂	1.78	1.54	1.86	1.21	0.81	1.19	1.33
P ₂ O ₅	0.48	0.40	0.46	0.31	0.20	0.30	0.36
LOI	2.85	7.11	8.17	6.11	7.47	5.77	6.51
Total*	101.72	101.73	100.27	100.15	100.37	100.59	100.20
Ba	726	354	131	2709	2312	1577	1993
Co	54	83	93	70	43	75	61
Cr	186	163	66	160	248	175	213
Cu	117	207	46	14	20	72	5
Nb	17	17	17	11	9	10	12
Ni	587	210	145	193	390	316	326
Rb	230	70	20	133	148	144	214
Sr	8	32	3	37	213	5	6
V	333	267	252	261	125	165	175
Zn	377	433	546	482	273	396	404
Zr	414	347	418	237	171	240	295
Y	37	35	46	30	20	29	33
A. I.	94	88	94	94	62	96	94
C. I.	50	45	55	41	28	38	44
δ ¹⁸ O	5.0	3.8	1.7	5.4	3.9	5.8	5.7

RESULTS

Hydrothermal Alteration

A large number of mafic rock samples exhibit the effects of hydrothermal alteration. Samples were selected as altered or least altered on the basis of the following criteria: (1) least altered samples come from massive sections of core, whereas altered samples come from fractured and veined sections of core; (2) relatively high alteration indices are calculated from chemical analyses of altered samples; and (3) oxygen isotope ratios of least altered samples fall within a narrow range. These criteria are detailed below.

In order to illustrate geochemical characteristics of least altered and altered zones, two stratigraphic sections are presented. Figure 5a shows variations in the alteration index (A. I.) in metabasaltic andesite along a portion of diamond-drill hole N4F32.

An useful alteration index developed for mafic volcanic rocks (Ishikawa *et al.*, 1976) is the alteration index calculated as:

$$A. I. = [(MgO + K_2O)/(MgO + K_2O + Na_2O + CaO)] \times 100$$

The A. I. of fresh MORB and arc-related mafic volcanic rocks are respectively 36 ± 8 and 34 ± 10 (Lafleche *et al.*, 1992). Chloritized and/or sericitized rocks have A. I. > 50 , and albitized samples have A. I. < 30 .

For the N4 deposit, samples with A. I. < 42 appear to be least altered by other criteria, such as the indices of sericitization [$K_2O/(K_2O + Na_2O)$], and of albitization (Na_2O/Al_2O_3), shown in Figure 5a.

Four main conclusions can be drawn for the metabasaltic andesite (Figure 5a): (1) there is a strong anticorrelation of Na and K contents. This behavior may be due in part to mutual substitution, but is largely due to loss of Na, assuming relative immobility of Al (see below); (2) because of the relatively high A. I. and low Na_2O/Al_2O_3 ratios, albitization has not occurred; (3) alteration zones form distinct units; these units may reflect spatial relationships to permeable domains in the volcanic rocks; (4) alteration is more pronounced close to the contact between the mafic volcanic rocks and the banded iron-formation. Accordingly, we arbitrarily term samples collected at distances smaller than 15 m from the contact of

the b.i.f as *proximal*; other altered samples, from beyond 15 m, are named *distal*.

Application of the A. I. criterion to the quartz-diorite (Figure 5b) was inconclusive, either because the samples are not volcanic or because of different alteration style.

A 'chlorite index of alteration' (C. I.) was more successful, however, in separating altered from least altered quartz-diorite samples:

$$\text{C.I.} = [(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$$

Strongly chloritized mafic rocks have C.I. greater than 50, whereas least altered metabasaltic andesite and least altered quartz-diorite of the N4 deposit have C.I. under 28.

Examination of Figure 5b indicates little to moderate loss of Na. Otherwise, the four conclusions from Figure 5a also hold for Figure 5b. These conclusions are reinforced by the comparison of whole-rock oxygen isotopic ratios in least altered mafic rocks to those in hydrothermally altered mafic rocks (Figure 6). Least altered metabasaltic andesite samples fall in the range of $\delta^{18}\text{O} = 6.5 \pm 0.5\text{‰}$, whereas distal samples are slightly more enriched in ^{18}O ($\delta^{18}\text{O} = 6.5\text{--}7.5\text{‰}$). Proximal metabasaltic samples are either enriched ($\delta^{18}\text{O} = 7.6\text{‰}$) or depleted ($\delta^{18}\text{O} = 4.9\text{‰}$) in ^{18}O relative to the least altered metabasaltic samples. Least altered quartz-diorite samples have an oxygen isotopic composition of $5.5 \pm 0.5\text{‰}$, and again distal samples are ^{18}O -enriched. Proximal quartz-diorite samples, however, exhibit a wide range in $\delta^{18}\text{O}$ values, of 1.7 to 7.6‰.

Mass Changes and Element Mobility

Hydrothermal alteration normally causes rocks to gain or lose mass. When the altered products are derived from a single, chemically homogeneous unit (single precursor), chemical changes can be monitored by measurement of relative variation of immobile element concentrations (MacLean and Barrett, 1993).

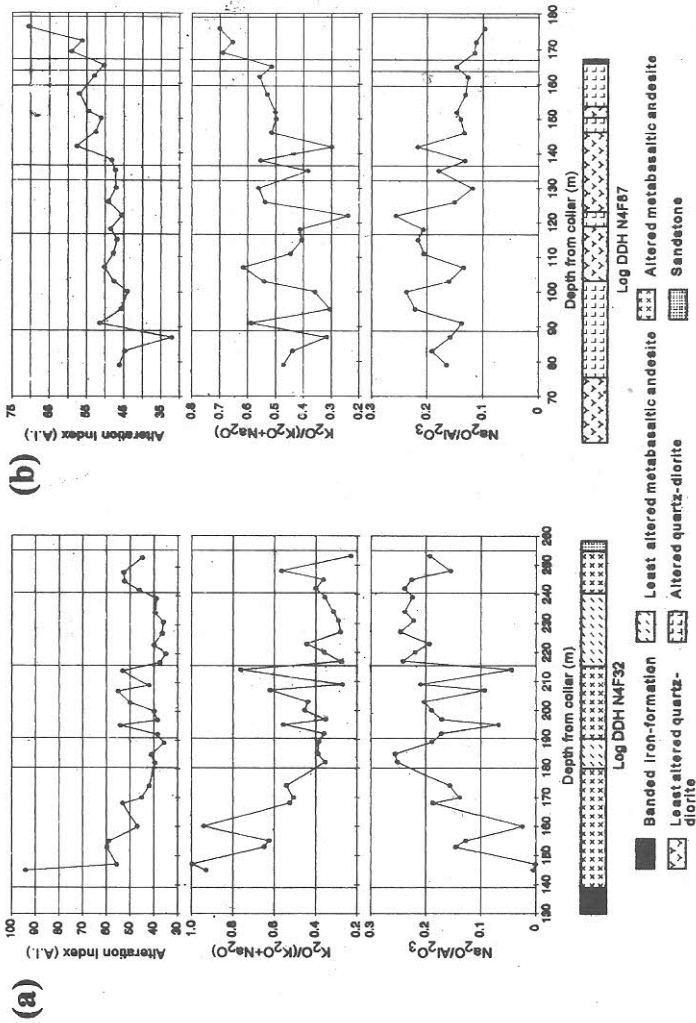


Figure 5.- Stratigraphic sections at the N4 iron mine, showing variation in the alteration, sericitization, albittization, and chloritization indices in mafic rocks: (a) along a portion of diamond drill-hole N4F32 containing metabasaltic andesite; (b) along a portion of diamond drill-hole N4F87 containing quartz-diorite. See Figure 4 for borehole locations. Lines connecting analytical values are for visualization only. See text for discussion. Alteration Index, A. I. = $[(MgO+K_2O)/(MgO+K_2O+Na_2O+CaO)] \times 100$. Sericitization Index = $K_2O/(K_2O+Na_2O)$. Albittization Index = Na_2O/Al_2O_3 . Chloritization Index, C. I. = $[(Al_2O_3+Fe_2O_3)/(SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3+CaO+MgO+Na_2O)] \times 100$.

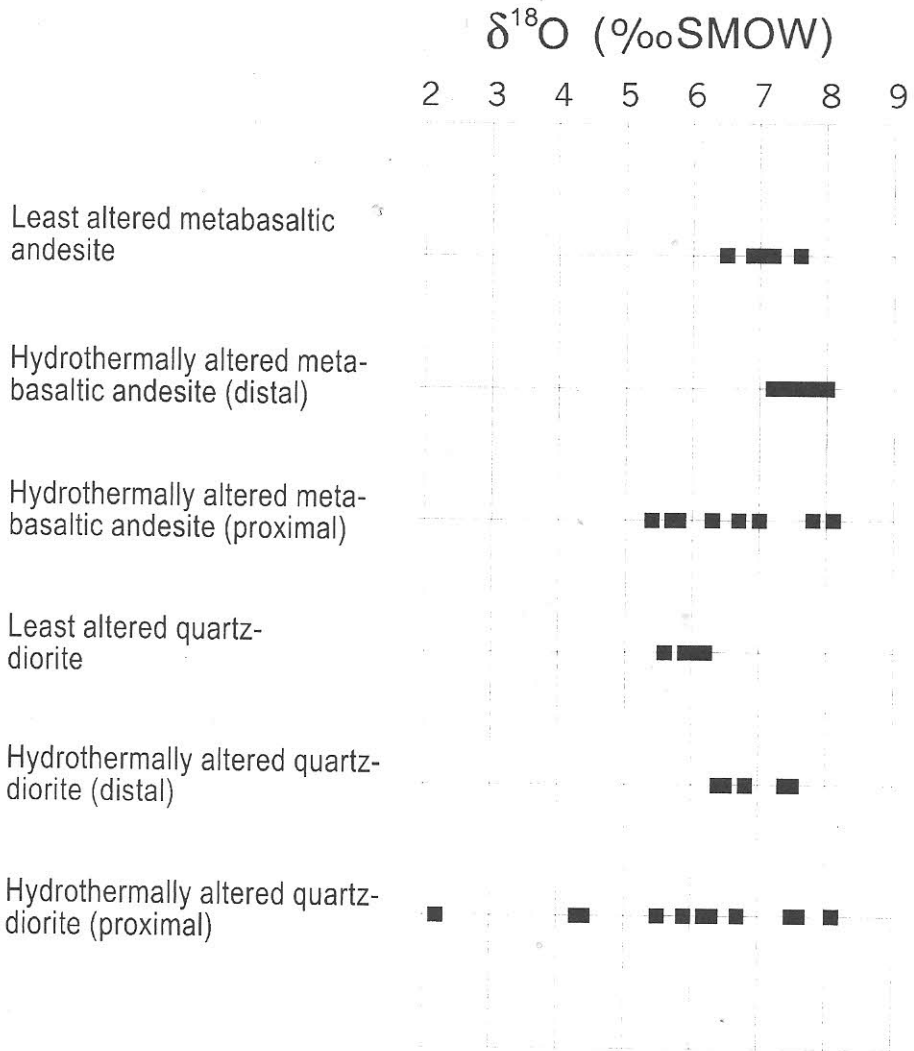


Figure 6 - Values of $\delta^{18}\text{O}$ for least altered and hydrothermally altered mafic rocks from the N4 iron deposit. Proximal altered samples are localized from 0 to 15 m from the contact with the banded iron-formation; other altered samples are named distal. Oxygen isotope contents are expressed as permil (or ‰) deviations from the isotopic composition of SMOW (Standard Mean Ocean Water), or $\delta^{18}\text{O} = [((^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}) / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}] \times 10^3$.

Results of previous studies on hydrothermal alteration by various investigators (e.g. Cann, 1970; Pearce and Cann, 1973; Floyd and Winchester, 1975; Ludden and Thompson, 1978; Hynes, 1980; Hallberg, 1984, Campbell *et al.*, 1984; Kranidiotis and MacLean, 1987; Love and Roberts, 1991, among others) have shown that Al, Ti, Zr, Nb, and the heavy rare-earth elements normally remain immobile during mesothermal alteration ($250 < T < 400$ °C), at low to moderate water/rock ratios.

For each area of study, however, elements should be tested for immobility and it is desirable that a single rock unit can be traced laterally from unaltered to hydrothermally altered zones (MacLean and Barrett, 1993).

As proposed by Finlow-Bates and Stumpfl (1981) and demonstrated by MacLean and Kranidiotis (1987), immobile element pairs for single precursor systems generally form highly correlated linear trends owing to mass gains and losses of mobile components; at infinite mass gain, the regressed line theoretically passes through the origin.

Concentration plots of TiO_2 against Al_2O_3 , Nb, Zr, and Y for metabasaltic andesite and for quartz-diorite samples of the N4 deposit generally show that in fact not all these elements were immobile (Figures 7a and 7b). Relatively high correlations, however, are still shared by $TiO_2 - Al_2O_3$ and $TiO_2 - Zr$ pairs in metabasaltic andesite (Figure 7a), and by $TiO_2 - Nb$, $TiO_2 - Zr$, and $TiO_2 - Y$ pairs in quartz-diorite (Figure 7b). Also, it is evident that Al_2O_3 and TiO_2 show the smallest deviations in concentration relative to least altered compositions.

Because solubility of TiO_2 is much lower than Al_2O_3 in hydrothermal solutions (Naumov *et al.*, 1974), we therefore selected Ti as the element that has been least mobilized during hydrothermal alteration of the mafic rocks of N4 iron deposit. Hence, gains and losses of mobile elements will be discussed in the next section using Ti as the immobile monitor.

Fluxes of Major and Trace Elements

Atomic ratios between selected elements and Ti are portrayed in histograms of Figure 8a-c. As previously established, analytical results for each altered rock-type have been separated into two groups, named proximal and distal, depending on the distance of the sample relative to the banded iron-formation.

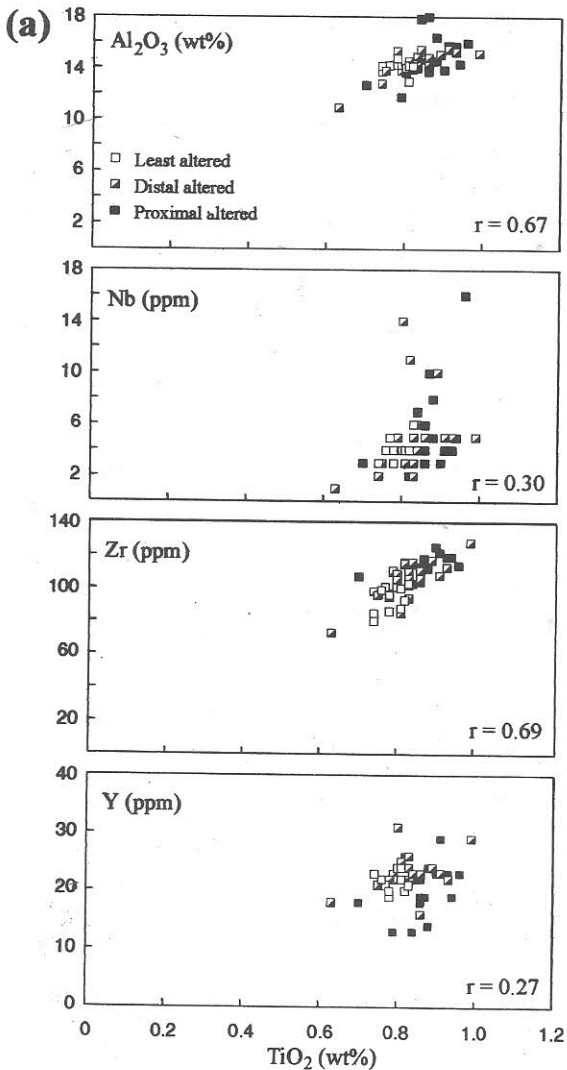


Figure 7a - Binary plots of TiO₂ against Al₂O₃, Nb, Zr, and Y for metabasaltic andesite samples. Correlation coefficients (r-values) are also shown. Symbols: open square= least altered metabasaltic andesite; half-filled square= distal, hydrothermally altered metabasaltic andesite; filled square= proximal, hydrothermally altered metabasaltic andesite; open triangle= least altered quartz-diorite; half-filled triangle= distal, hydrothermally altered quartz-diorite; filled triangle= proximal, hydrothermally altered quartz-diorite. See text for discussion.

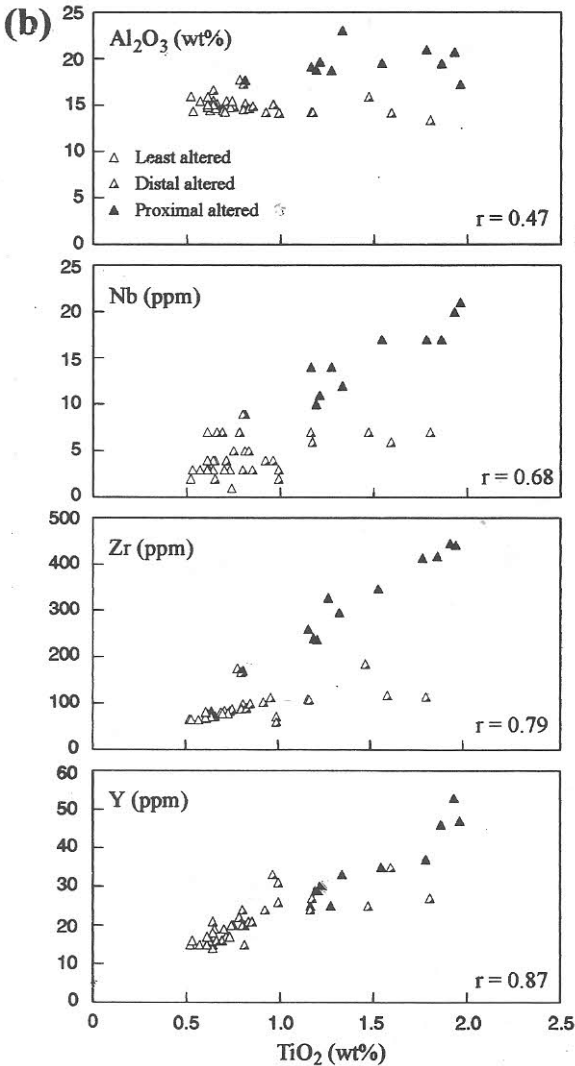


Figure 7b - Binary plots of TiO_2 against Al_2O_3 , Nb, Zr, and Y for quartz-diorite samples of the N4 iron deposit. Correlation coefficients (r-values) are also shown. Symbols: open square= least altered metabasaltic andesite; half-filled square= distal, hydrothermally altered metabasaltic andesite; filled square= proximal, hydrothermally altered metabasaltic andesite; open triangle= least altered quartz-diorite; half-filled triangle= distal, hydrothermally altered quartz-diorite; filled triangle= proximal, hydrothermally altered quartz-diorite. See text for discussion.

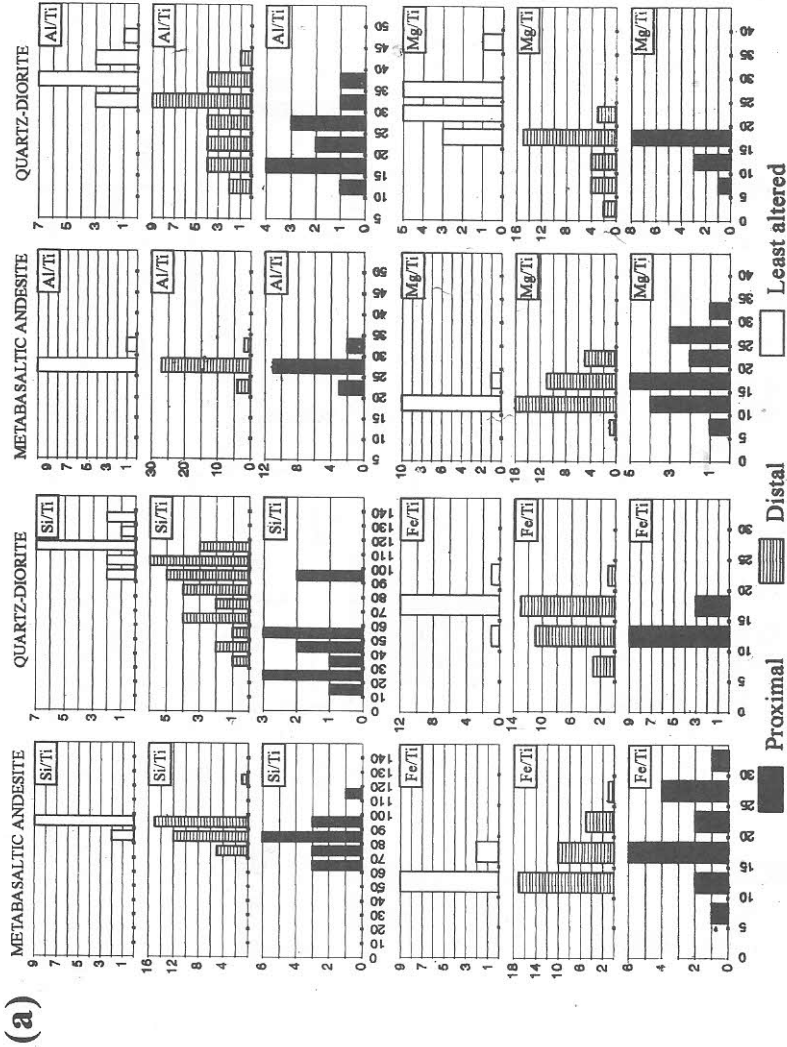


Figure 8a. - Histograms of atomic ratios between selected elements and Ti for sixty metabasaltic andesite samples and fifty-four quartz-diorite samples from the N4 iron deposit: Si/Ti, Al/Ti, Fe/Ti, and Mg/Ti. Figures on the vertical axes represent sample frequencies. Open bars represent least altered rocks. Hatched bars represent distal, hydrothermally altered rocks. Filled bars represent proximal, hydrothermally altered rocks. See text for discussion.

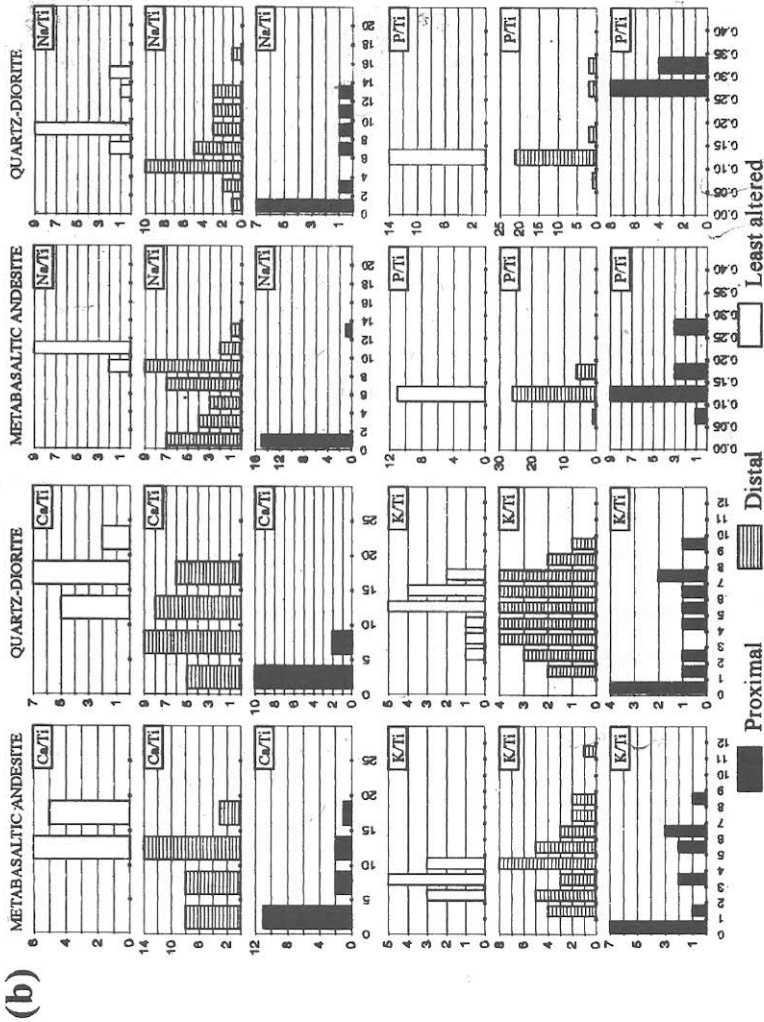


Figure 8b. - Histograms of atomic ratios between selected elements and Ti for sixty metabasaltic andesite samples and fifty-four quartz-diorite samples from the N4 iron deposit: Ca/Ti, Na/Ti, K/Ti, and P/Ti. Figures on the vertical axes represent sample frequencies. Open bars represent least altered rocks. Hatched bars represent distal, hydrothermally altered rocks. Filled bars represent proximal, hydrothermally altered rocks. See text for discussion.

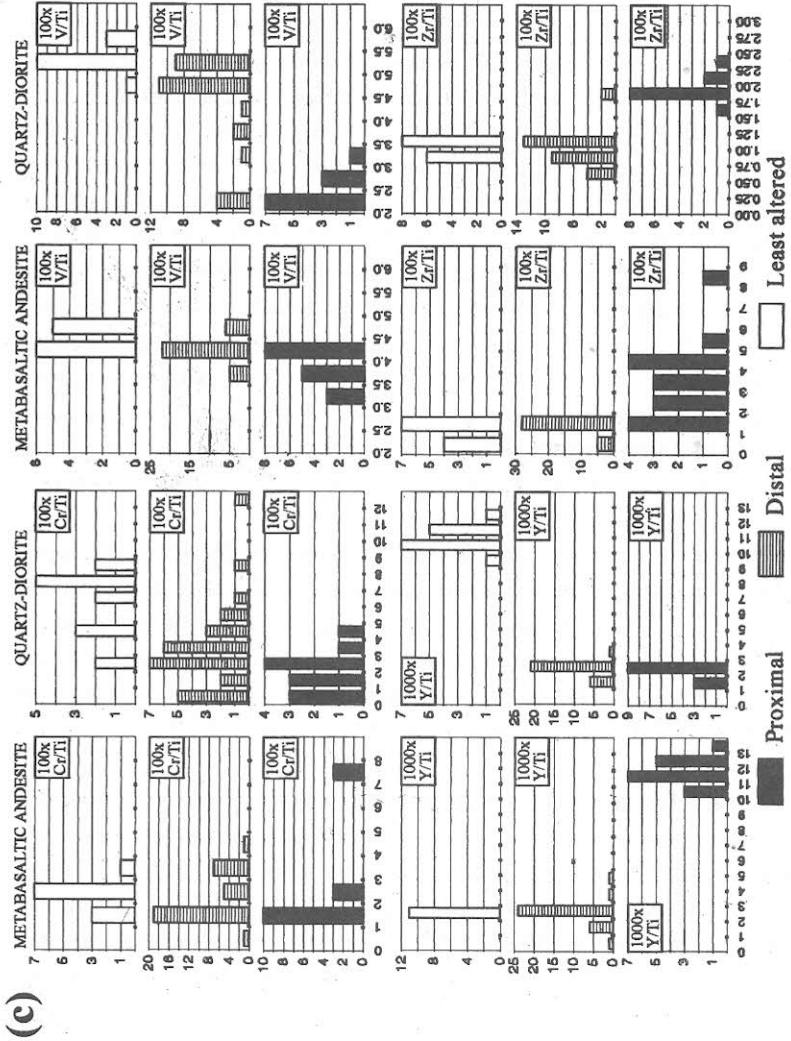


Figure 8c. - Histograms of atomic ratios between selected elements and Ti for sixty metabasaltic andesite samples and fifty-four quartz-diorite samples from the N4 iron deposit: Cr/Ti, V/Ti, Y/Ti, and Zr/Ti. Figures on the vertical axes represent sample frequencies. Open bars represent least altered rocks. Hatched bars represent distal, hydrothermally altered rocks. Filled bars represent proximal, hydrothermally altered rocks. See text for discussion.

Because Ti is assumed to be immobile, variations in the atomic ratios among different samples should reflect an increase or decrease in the element concentration during alteration.

These changes were calculated as positive or negative in comparison with average atomic ratios of the the least altered metabasaltic andesite and quartz-diorite samples. The maximum gains and losses are however relative – e.g., the maximum Si loss in metabasaltic andesite was 2.7 times the Ca loss, even though the percentage loss of Ca is greater than that of Si. The results, summarized in Figure 8 and Table 2, indicate the following: (1) Si, Ca, Na, and V have been removed from both rock types; (2) Fe, Mg, and Y have been removed from quartz-diorite, although the same elements have been added to metabasaltic andesite; (3) P and Zr have been added to both rock types; (4) Al remained immobile whereas Ni has been added, and Sr has been removed from metabasaltic andesite; (5) Nb has been added, while Al and Cr have been removed from quartz-diorite; (6) K, Ba, Cu, and Rb have been either added or removed from both rock types.

Figures 9a-d and 10a-d are plots of $\delta^{18}\text{O}$ values of metabasaltic andesite and quartz-diorite samples against Si/Ti, Fe/Ti, Ca/Ti, and Zr/Ti, in atomic ratios. Boundary lines have been drawn for the fields of least altered, distal altered, and proximal altered samples.

As shown in Figures 9a, 9b, 10a and 10b, the fields of least altered and distal altered samples of metabasaltic andesite overlap and show limited variability, while on the contrary, proximal altered samples have more dispersed fields. This pattern is not true for the quartz-diorite (Figures. 9c, 9d, 10c, 10d). The least altered and distal altered samples do not plot together, and proximal altered samples show much wider variability in $\delta^{18}\text{O}$ values.

To account for the different alteration patterns in the metabasaltic andesite and the quartz-diorite samples, it is proposed that at least two alteration phases must have taken place. An early alteration phase affected only the volcanic rocks. Overall changes attributed to this first alteration stage are those described for metabasaltic andesite samples, but not for quartz-diorite samples, namely addition of Fe, Mg and Y (Figure 8; Table 2).

Table 2 - Major and trace element fluxes computed for hydrothermally altered metabasaltic andesite (60 samples) and hydrothermally altered quartz-diorite (54 samples) from the N4 iron deposit.

Atomic Ratio	Metabasaltic Andesite		Quartz-Diorite	
	Original	Gain/Loss	Original	Gain/Loss
Si/Ti	90	↓ 30%	110	↓ 90%
Al/Ti	25	→	35	↓ 60%
Fe/Ti	10	↑ 300%	15	↓ 30%
Mg/Ti	10	↑ 300%	20	↓ 75%
Ca/Ti	10	↓ 100%	15	↓ 100%
Na/Ti	10	↓ 100%	8	↓ 100%
K/Ti	3	↑↓	5	↑↓
P/Ti	1.0×10^{-1}	↑ 250%	1.0×10^{-1}	↑ 300%
Ba/Ti	4.0×10^{-2}	↑↓	5.0×10^{-2}	↑↓
Cr/Ti	2.0×10^{-2}	↑↓	7.0×10^{-2}	↓ 100%
Cu/Ti	1.0×10^{-2}	↑↓	5.0×10^{-3}	↑↓
Nb/Ti	4.0×10^{-4}	↑↓	3.0×10^{-4}	↑ 300%
Ni/Ti	1.0×10^{-2}	↑ 500%	1.0×10^{-2}	↑↓
Rb/Ti	5.0×10^{-3}	↑↓	1.0×10^{-2}	↑↓
Sr/Ti	1.5×10^{-2}	↓ 100%	1.2×10^{-2}	↑↓
V/Ti	4.0×10^{-2}	↓ 30%	5.0×10^{-2}	↓ 60%
Y/Ti	2.0×10^{-3}	↑ 600%	1.0×10^{-2}	↓ 100%
Zr/Ti	1.0×10^{-2}	↑ 800%	1.0×10^{-2}	↑ 200%

Obs. Ti is used as the immobile monitor. Computations are based on Figure 8. Columns labeled 'original' display the most frequent atomic ratios for least altered samples. Element changes are reported in percentages, meaning maximum gains (upward arrows) or losses (downward arrows), relative to the 'original' atomic ratios. The horizontal arrow indicates that Al was immobile in metabasaltic andesite.

A superimposed alteration stage appears to have affected both the extrusive and intrusive mafic rocks. Chemical changes attributed to this later alteration are those shared by metabasaltic andesite and quartz-diorite samples, including losses of Si, Ca, Na, and V, coupled with gains of P and Zr (Figure 8; Table 2).

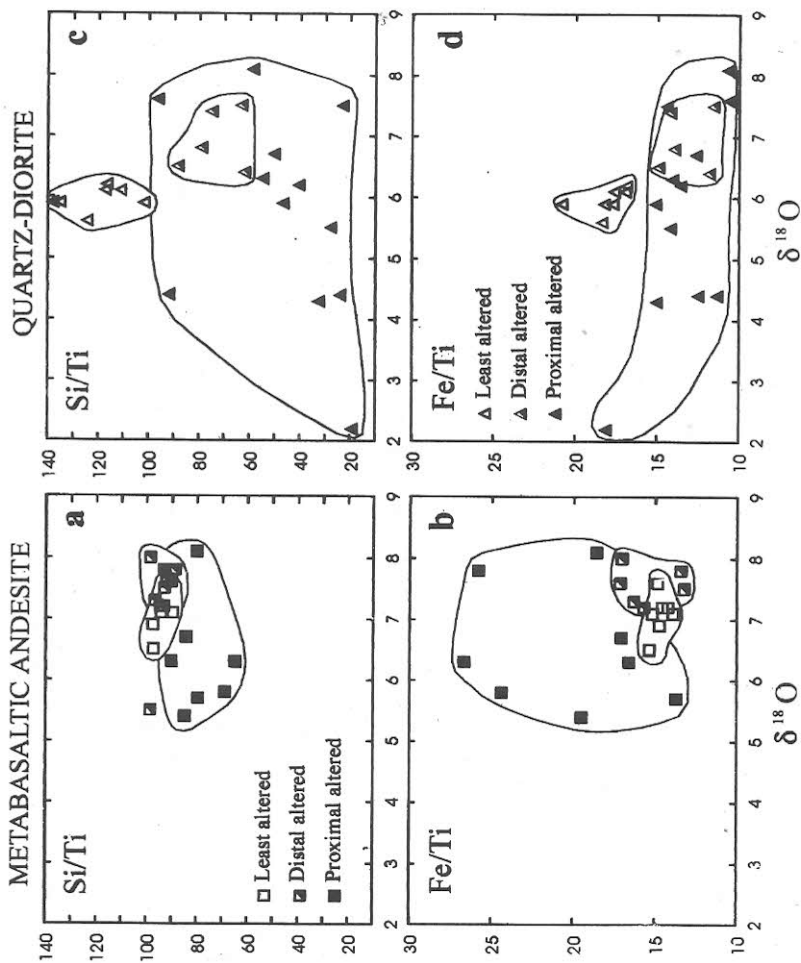


Figure 9. - Si/Ti and Fe/Ti atomic ratios against oxygen isotopic ratios (in permil relative to SMOW): (a and b) for metabasaltic andesite; (c and d) for quartz-diorite. Symbols are the same as in Figure 7. See text for discussion.

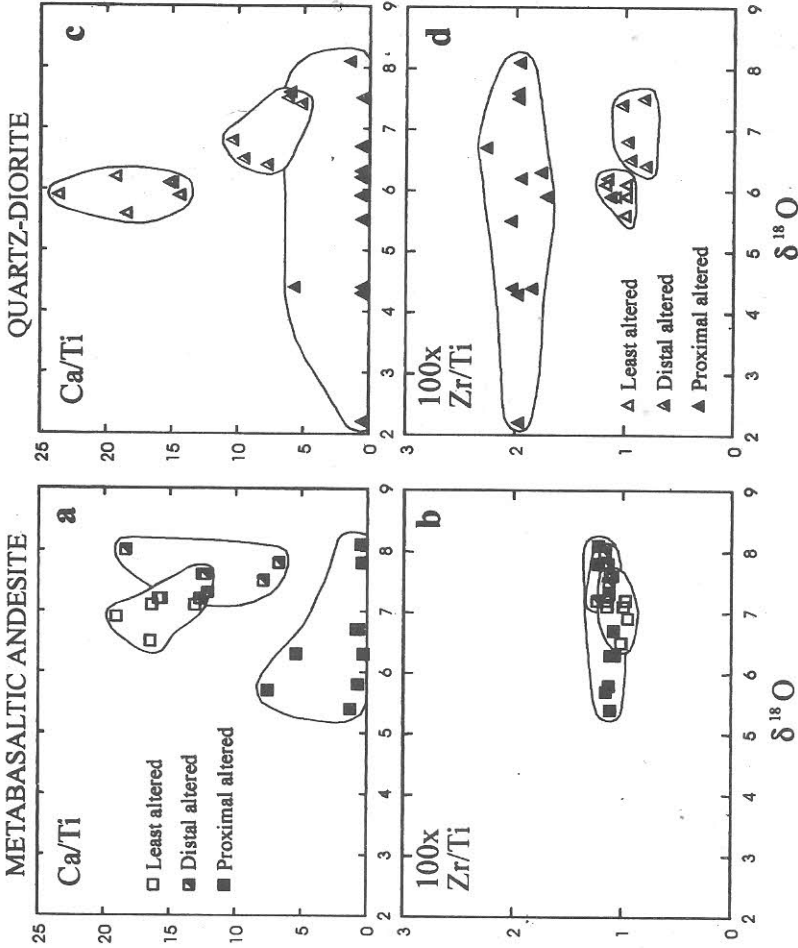


Figure 10. - Ca/Ti and 100xZr/Ti atomic ratios against oxygen isotopic ratios (in permil relative to SMOW): (a and b) for metabasaltic andesite; (c and d) for quartz-diorite. Symbols are the same as in Figure 7. See text for discussion.

INTERPRETATION AND DISCUSSION

The early alteration phase, herein named 'Stage I', must have occurred in the Archean, because it did not affect the quartz-diorite (which crystallized c. 2640 Ma ago). No $\delta^{18}\text{O}$ oxygen isotope evidence of subaerial weathering exists for Stage I, because such process would have increased the $\delta^{18}\text{O}_{\text{rock}}$ to values higher than +15‰ (Faure, 1977). It is worth recalling that the $\Delta_{\text{rock/water}}$ value at 25°C is approximately 30‰ (Cole and Ohmoto, 1983); therefore, even if the $\delta^{18}\text{O}$ of meteoric water was as low as -10‰, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{rock}}$ value might become larger than +15‰.

The best way to explain $\delta^{18}\text{O}$ values around +7‰ for altered metabasaltic andesite of the N4 deposit is interaction with a fluid of $\delta^{18}\text{O} \cong 0\%$, within the temperature range of 200–350°C. This suggests the fluid involved during the first stage of alteration was seawater (Green *et al.*, 1983). Enrichment of Mg in the altered metabasaltic andesite is also a characteristic of alteration caused by heated seawater (e.g., Ohmoto *et al.*, 1983).

The later alteration, herein named 'Stage II', may be divisible into two sub-stages, named respectively IIa and IIb: sub-stage IIa is characterized by $\delta^{18}\text{O}$ enrichment (up to +7.5‰), and sub-stage IIb by pronounced $\delta^{18}\text{O}$ depletion (down to 1.7‰). Stage II is envisioned as a continuous process because both the $\delta^{18}\text{O}$ -enriched and $\delta^{18}\text{O}$ -depleted quartz-diorite have the same chemical characteristics.

This model is compatible with the alteration observed around shallow felsic intrusions, such as the environment described for wolframite-quartz vein deposits worldwide (Landis and Rye, 1974; Kelly and Rye, 1979; Campbell *et al.*, 1984; Shieh and Zhang, 1991).

If the Stage II fluid had $\delta^{18}\text{O}$ values around -5.0‰ (i. e., meteoric water), low-temperature ($\cong 150^\circ\text{C}$) interaction with igneous rocks would have caused the $\delta^{18}\text{O}_{\text{rock}}$ to increase to values greater than +7.0‰, whereas higher temperatures (250-350°C) interaction would have cause the $\delta^{18}\text{O}_{\text{rock}}$ to decrease to values as low as +2.0‰.

Stage II plausibly started with the intrusion of the Carajás granite, 1.88 Ga ago. When a convective circulation of meteoric water (or seawater) around a pluton is established, the temperature of hydrothermal fluids

increases during the early-stage (in the present case, sub-stage IIa), attains the maximum (in the present case, sub-stage IIb), and eventually decreases with time (Cathles *et al.*, 1983).

As pointed out in previous models, the incoming fluids are prone to circulate along fractures, according to convective paths, driven by the heat provided by cooling and crystallization of the granitic magma (Taylor *et al.*, 1991). Permeable zones in igneous country rocks largely consist of coalescent cracks and microfractures, which are natural pathways for the convective fluids. Overall chemical heterogeneities are produced by these channelized flows, because many rock sections remain unaffected, within massive domains.

The geochemistry of Stage II is better expressed in compositional variations of the quartz-diorite, because the metabasaltic andesite probably behaved as a low-permeability 'hydrothermal residue', after being extensively altered during Stage I.

Formation of hematite as an alteration product (in the present case replacing plagioclase crystals in quartz-diorite) is also compatible with the suggestion that the hydrothermal fluid of Stage II was meteoric water in origin, and contained dissolved oxygen.

Implications for Petrology of the Carajás Mafic Rocks

Petrographical and geochemical evidence coupled with oxygen isotopic ratio variations indicate that roughly 70% of the metabasaltic andesite and a similar proportion of the quartz-diorite from the N4 iron deposit have been chemically modified by hydrothermal alteration. The remaining 30% were preserved from secondary alteration probably within impermeable domains (see Figure 5).

Mafic rocks localized close to or at the contact with the banded iron-formation (proximal altered samples), suffered the most severe changes, with substantial losses of Si, Ca and Na, and gains of Fe and Mg. Mineralogically, this is translated into intense chloritization, as reported earlier for the contact zone (Figure 11).

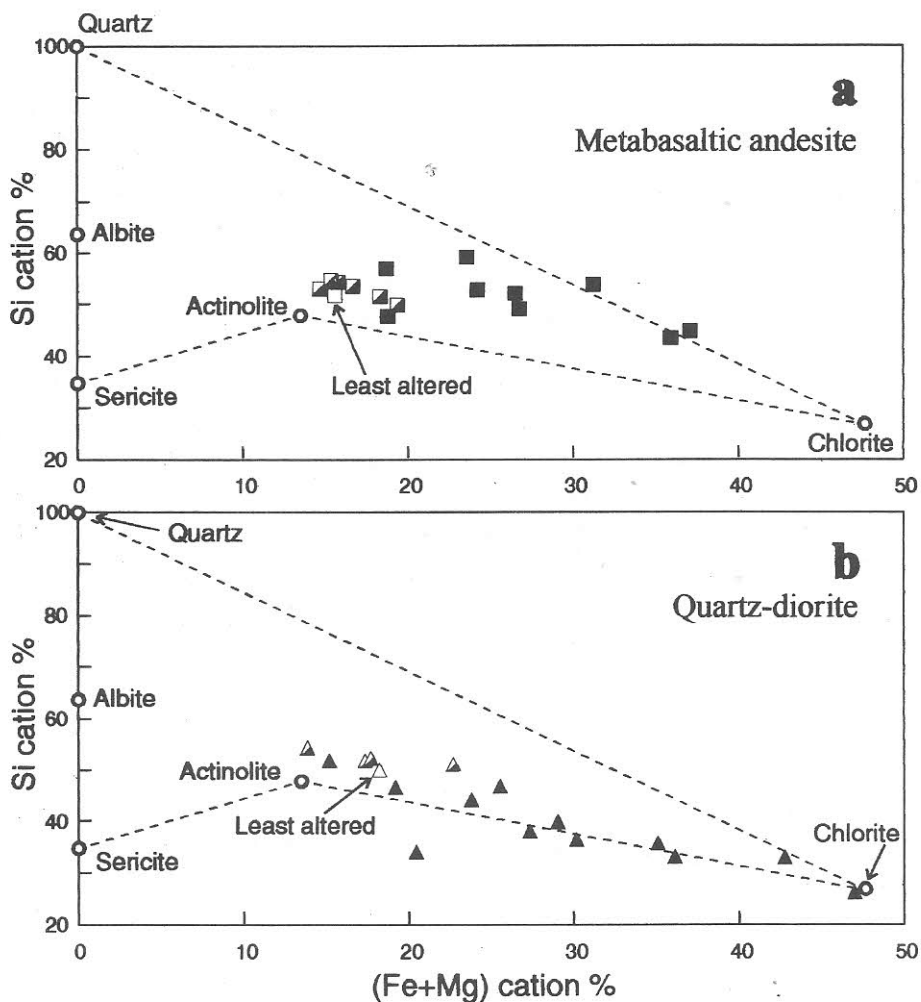


Figure 11 - (Fe+Mg) versus Si (cation percent) after chemical analyses of selected mafic rocks from the N4 iron deposit. Symbols are the same as in Figure 7. Tie-lines connect mineral formulae of the low-greenschist facies: (a) Least altered metabasaltic andesites plot close to the actinolite composition; progressive alteration trends toward the chlorite composition; (b) Alteration of the quartz-diorite produced similar trends, although extreme chloritization has been attained by some samples.

Constraints on the Metallogeny of the Carajás Iron Deposits

Fluxes of chemical elements at the N4 iron deposit indicate that metasomatic reactions were caused by the percolation of hydrothermal solutions, with the ability to remove large amounts of Si and Ca from the basaltic and dioritic rocks. Additionally, a close relationship has been suggested, which links shallow granitic intrusions, rock fracturing, and hydrothermal alteration. Consequently, the hydrothermal alteration should have affected not only the mafic rocks, but all the lithologies of the area, with varying degrees of intensity.

The widespread hydrothermal activities that occurred at least twice since the deposition of the b.i.f., may have played important roles in the development of the high-grade iron deposits of Carajás. Scarce dolomite lenses encountered at base of the b.i.f. (see Figures 2 and 4a) might represent the remnants of formerly thicker limestone beds that have been submitted to massive calcite leaching during hydrothermal alteration.

Occasional collapses, caused by removal of basal limestone (karstification process), might have enhanced the b.i.f. permeability via fracturing and crack propagation. The process of silica leaching and resultant iron enrichment of the b.i.f. probably began during Stage II.

The considerations discussed above lead to a three-step model for the genesis of the Carajás iron deposits: (1) Archean chemical sedimentation (limestone and banded iron-formation), coeval with Stage I alteration of the footwall basaltic andesite; (2) hydrothermal alteration starting in the Proterozoic (Stage II), mainly characterized by removal of Si, Fe, Mg, Ca and Na from the quartz-diorite; (3) Tertiary/Quaternary supergene enrichment under tropical weathering, during which massive silica leaching resulted in enrichment of ferric oxides. These processes collectively account for the c. 18 billion tons of soft hematite ore at concentrations in excess of 66% Fe.

CONCLUSIONS

Geochemical and oxygen isotope variations in mafic rocks of different ages suggest two stages of hydrothermal alteration at the N4 iron deposit. Stage I alteration probably involved pervasive infiltration of seawater, which resulted in Fe, Mg and Y additions to basaltic andesite lavas. Stage II alteration was restricted to fractured zones, affecting younger quartz-diorite dikes and sills, and older rocks that had already been altered during Stage I. Positive and negative $\delta^{18}\text{O}$ shifts, losses of Si, Ca, Na and V, and accompanying gains of P and Zr are attributed to alteration of Stage II.

Stage II hydrothermal fluids appear to have been meteoric waters in origin, causing the rocks to become enriched in $\delta^{18}\text{O}$ during the low-temperature stage, and depleted in $\delta^{18}\text{O}$ during the high-temperature stage. The model is compatible with convective circulation of meteoric water around high-level intrusions. The Carajás granitic batholith, emplaced 1880 Ma ago, was probably the heat source.

Although many primary igneous features are preserved, the chemical compositions of most of the mafic rocks have been substantially changed by hydrothermal alteration. Consequently, any investigation involving igneous petrogenesis or petrotectonics of the Carajás mafic rocks must be preceded by a careful screening for selection of least altered samples.

The results of this study applied to chemical metasediments of the area indicate that the high-grade iron deposits of Carajás probably did not originate from a single weathering event, as stated by Tolbert *et al.* (1971), Beisiegel *et al.* (1973), and Samama (1986). Instead, they may have been produced by recurrent reactions of the iron formation with meteoric hydrothermal waters, starting in the Proterozoic under mesothermal conditions, and gradually evolving the present-day supergene environment.

Acknowledgments

This study is part of a Ph.D. research conducted by the senior author at Penn State, with financial assistance from CNPq (Brazil). H. Ohmoto acknowledges financial support from NSF through grant EAR-9003554. Thanks are due to M. Haruņa and M. Nedachi for helping during isotope analyses. The cooperation of Companhia Vale do Rio Doce for allowing access to drill cores of the N4 mine is gratefully acknowledged. The constructive comments of A. W. Rose, I. McReath, and A. N. Sial definitely contributed to the improvement of the original manuscript.

REFERENCES

- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará. Brasília, DNPM/CPRM, 164 p.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; DIAS, G.S. 1994. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: Petrografia, Geoquímica e Transformações Metamórfico-Hidrotermais. *Acta Geologica Leopoldensia*, **40**: 31-70.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **1**: 215-242.
- CAMPBELL, A.; RYE, D.; PETERSEN, U. 1984. A hydrogen and oxygen isotope study of the San Cristobal mine, Peru: implications of the role of water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits. *Economic Geology*, **79**: 1818-1832.
- CAMPBELL, I.H.; LESHER, C.M.; COAD, P.; FRANKLIN, J.M.; GORTON, M.P.; THURSTON, P.C. 1984. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn sulfide deposits. *Chemical Geology*, **45**: 181-202.
- CANN, J.R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **10**: 7-10.

- CATHLES, L.M.; GUBER, A.L.; LENAGH, T.C.; DUDÁS, F.Ö. 1983. Kuroko-type massive sulfide deposits in Japan: products of an aborted island-arc. In: OHMOTO, H. & SKINNER, B.J. eds. *The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. Economic Geology Monograph*, 5: 96-114.
- CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotope analyses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27: 42-52.
- COLE, D.R. & OHMOTO, H. 1986. Kinetics of isotope exchange at elevated temperatures. In: VALLEY, J. W. et al. eds. *Stable Isotopes in High-Temperature Geologic Processes*. Mineralogical Society of America: Reviews in Mineralogy. v. 16, p. 41-90.
- DARDENNE, M.A.; FERREIRA FILHO, C.F.; MEIRELLES, M.R. 1988. The role of shoshonite and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 1: 363-372.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da formação Águas Claras, Carajás - Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 376-379.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anexo aos Anais...* Belém, SBG. p. 11-54.
- FAURE, G. 1977. Principles of Isotope Geology. Wiley, New York, 464 pp.
- FINLOW-BATES, T. & STUMPFL, E.F. 1981. The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineralium Deposita*, 16: 319-328.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27: 211-218.
- GIBBS, A.K. & WIRTH, K.R. 1990. Geologic setting of the Serra dos Carajás iron deposits, Brazil. Ancient Banded Iron Formations. Athens, Teophrastus. p. 83-102.

- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 201-211.
- GREEN, G.R.; OHMOTO, H.; DATE, J.; TAKAHASHI, T. 1983. Whole-rock oxygen isotope distribution in the Fukazawa-Kosaka area, Hokuroku District, Japan, and its potential application to mineral exploration. In: OHMOTO, H. & SKINNER, B. J. eds. *The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. Econ Geol. Monograph*, **5**: 395-411.
- HALLBERG, J.A. 1984. A geochemical aid to igneous rock type identification in deeply weathered terrain. *Journal of Geochemical Exploration*, **20**: 1-8.
- HYNES, A. 1980. Carbonatization and mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation metabasalts, S.E. Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**: 79-87.
- ISHIKAWA, Y.; SAWAGUCHI, T.; IWAYA, S.; HORIUCHI, M. 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, **26**: 105-117.
- KELLY, W.C. & RYE, R.O. 1979. Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Economic Geology*, **74**: 1721-1822.
- KRANIDIOTIS, P. & MACLEAN, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**: 1898-1911.
- LADEIRA, E. A. & CORDEIRO, J. R. C. 1988. Jazida N4E: Reavaliação dos corpos de hematita dura e jaspilitos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anexo aos Anais...* Belém, SBG. p. 57-72.
- LAFLÈCHE, M.R.; DUPUY, C.; BOUGAULT, H. 1992. Geochemistry and petrogenesis of Archean mafic volcanic rocks of the southern Abitibi Belt, Québec. *Precambrian Research*, **57**: 207-241.
- LANDIS, G.P. & RYE, R.O. 1974. Geologic fluid inclusion and stable isotope studies of the Pasto Bueno tungsten-base-metal ore deposit, northern Peru. *Economic Geology*, **69**: 1025-1059.

- LOVE, D.A. & ROBERTS, R.G. 1991. The geology and geochemistry of gold mineralization and associated alteration at the Rundle gold deposit, Abitibi Subprovince, Ontario. *Economic Geology*, **86**: 644-666.
- LUDDEN, J.N. & THOMPSON, G. 1978. Behavior of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalt. *Nature*, **274**: 147-149.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T. E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- MACLEAN, W.H. & BARRETT, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, **48**: 109-133.
- MACLEAN, W.H. & KRANIDIOTIS, P. 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**: 951-962.
- MATTA, M.A.S. & TEIXEIRA, N.P. 1990. Mapeamento e análise estrutural das unidades lito-estruturais aflorantes na região do platô N-5, Serra Norte, Carajás, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais... Natal, SBG.* v. 5, p. 2309-2320.
- NAUMOV, G.B.; RZHENKO, B.N.; KHODAKOVSKY, I.L. 1974. Handbook of Thermodynamic Data. National Technical Information Service, PB-266-722, 328 pp.
- OHMOTO, H.; MIZUKAMI, M.; DRUMMOND, S.E.; ELDRIDGE, C.S.; PISUTHA-ARNOND, V.; LENAGH, T. C. 1983. Chemical processes of Kuroko formation. In: OHMOTO, H. & SKINNER, B. J. eds. *The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. Econ. Geol. Monograph*, **5**: 570-604.
- OLSZEWSKI Jr., W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks. Serra dos Carajás, Brazil. *Precambrian Research*, **42**: 229-254.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**: 290-300.

- REZENDE, N.P. & BARBOSA, A.L.M. 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás, Estado do Pará. Companhia Vale do Rio Doce and Companhia Meridional de Mineração: Relatório Técnico apresentado ao Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro, v. I: Texto, 250 p.; v. II: Mapas e Seções Geológicas, 119 pp.
- SAMAMA, J.C. 1986. *Ore Fields and Continental Weathering*. New York, Van Nostrand Reinhold. 326 pp.
- SHIEH, Y-N. & ZHANG, Z-X. 1991. Stable isotope studies of quartz-vein type tungsten deposits in Dajishan mine, Jiangxi Province, Southeast China. In: TAYLOR, H. P. *et al.* eds. *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*. The Geochemical Society, Special Publication No. 3, p. 425-435.
- TAYLOR Jr., H.P.; MAGARITZ, M.; WICKHAM, S.M. 1991. Application of stable isotopes in identifying a major Hercynian synplutonic rift zone and its associated meteoric-hydrothermal activity, southern Schwarzwald, Germany. In: TAYLOR, H. P. *et al.* eds. *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*. The Geochemical Society, Special Publication No. 3, p. 355-371.
- TEIXEIRA, J.B.G. 1994. *Geochemistry, petrology, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil*. 161 p. (Doctor of Philosophy Thesis, Penn State University).
- TOLBERT, G.E.; TREMAINE, J.W.; MELCHER, G.C.; GOMES, C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposit, northern Brazil. *Economic Geology*, **66**: 985-994.
- WIRTH, K.R. 1986. *The geology and geochemistry of the Grão Pará Group, Serra dos Carajás, Pará, Brazil*. Ithaca. 284 p. (Master of Science Thesis, Cornell University, Ithaca, NY).
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 195-200.

COMPORTAMENTO MAGNÉTICO E NATUREZA DOS MINERAIS OPACOS DO MACIÇO GRANÍTICO ARQUEANO XINGUARA, SUDESTE DO PARÁ.

Albano Antonio da Silva Leite^{1,2}

Marco Aurélio Benevides Maia Figueiredo^{1,2}

Roberto Dall'Agnol^{1,3}

¹ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides - GPPG/CG/UFPA

² Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - CPGG/CG/UFPA

³ Departamento de Geoquímica e Petrologia - DGP/CG/UFPA

Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará

C.P. 1611 66075-950 Belém - Pará

Fax: (091) 211-1609 - Tel: (091) 211-1477

ABSTRACT	206
RESUMO	206
INTRODUÇÃO	207
ASPECTOS DA GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GRANITO XINGUARA	208
MINERAIS OPACOS	212
Magnetita	212
Ilmenita	212
Hematita	213
Goethita	213
SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA	213
CONCLUSÕES E DISCUSSÕES	218
Agradecimentos	219
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	219

ABSTRACT

The Xinguara Granite is an example of the Archean granitic magmatism that occur in the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain, Carajás Mineral Province. The opaque minerals presents in this granite are magnetite (predominant), hematite (martite), ilmenite and goethite. Magnetite crystals are subhedral to euhedral with weak martitization, or more locally xenomorphic and strongly martitized. The martitization is generally limited to the crystal edges and along fractures, but sometimes, it takes the whole crystal. The magnetite crystal are homogeneous rarely displaying exsolution lamellae of trellis ilmenite.

The Xinguara Granite shows magnetic susceptibility (MS) values averaged at 3.707×10^{-3} emu-SI. By frequency histograms and probability graphics three MS populations were discriminated: "A" with MS values $< 2.861 \times 10^{-3}$ emu-SI; "B" with MS values ranging from 2.938 to 4.686×10^{-3} emu-SI; and "C" with MS values $> 4.860 \times 10^{-3}$ emu-SI. There is no clear correlation between MS values and rock deformation rates, suggesting that the strong deformation observed in the Xinguara Granite did not influenced significantly the magnetite crystals. The highest values of MS were find those in samples, contaning the coarser-grained and weak martitized magnetite crystals. The lower MS values were got in samples with comparative lower modal contents of magnetite or in samples where magnetite is strongly martitized. In this way, the MS populations reflect essentially the variation of magnetite modal contents and of its degree of martitization. According to Ishihara definition the Xinguara Granite is a magnetite granite.

RESUMO

O Granito Xinguara é um exemplo do magmatismo granítico *stricto sensu* Arqueano, que se desenvolve de forma expressiva no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria na Província Mineral de Carajás. Os minerais opacos presentes neste granito são magnetita (dominante), hematita (martita), ilmenita e goethita. A magnetita ocorre geralmente como cristais subdiomórficos a idiomórficos, bem preservados ou pouco martitizados, existindo cristais xenomórficos mais intensamente martitizados. A martitização costuma limitar-se às bordas do cristal ou penetrar pelos seus planos de fraturas mas, por vezes, atinge todo o grão. Só

muito raramente, verificam-se na magnetita lamelas de exsolução de ilmenita do tipo *trellis*.

O Granito Xinguara apresenta valor médio global de suscetibilidade magnética (SM) de $3,707 \times 10^{-3}$ emu-SI. Através de histograma de frequência e gráfico de probabilidade foram discriminadas três populações de SM: "A" com valores de SM $< 2,861 \times 10^{-3}$ emu-SI; "B" com valores variando de $2,938 \times 10^{-3}$ a $4,686 \times 10^{-3}$ emu-SI e "C" com valores superiores a $4,860 \times 10^{-3}$ emu-SI. Levando-se em conta estas populações, constatou-se que não há uma correlação clara entre SM e o grau de deformação. Isso sugere que a deformação que afetou o Granito Xinguara não chegou a afetar de modo significativo os cristais de magnetita. Os maiores valores de SM foram observados nas amostras cujos cristais de magnetita são grossos e pouco martitizados, enquanto os menores valores estão associados a amostras com um conteúdo modal menor de magnetita, e nas quais, esta apresenta-se parcial ou intensamente martitizada. Portanto, as populações de SM refletem essencialmente variações nas proporções modais e no grau de alteração da magnetita. De acordo com a definição de Ishihara, o Granito Xinguara é um granito com magnetita.

INTRODUÇÃO

O Granito Xinguara é um maciço arqueano de 2,8 Ga (U/Pb em zircão - Macambira, 1992), aflorante na região de Xinguara, sudeste do Estado do Pará. A sua designação e a definição de seus limites aproximados são devidas a Huhn *et al.* (1988) e DOCEGEO (1988). Posteriormente, Souza *et al.* (1990) apresentaram uma descrição sumária das características gerais do granito e posicionaram-no no Arqueano, como confirmado por dados geocronológicos (Macambira *et al.*, 1991; Macambira, 1992). Recentemente, Leite (1995) detalhou a geologia, petrografia e geoquímica desta unidade.

Esta região localiza-se na porção nordeste do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM), formado por rochas granitóides e seqüências metavulcano-sedimentares tipo *greenstone belt*, recobertas por metassedimentos e cortadas por granitos anorogênicos proterozóicos (Huhn *et al.*, 1988; DOCEGEO, 1988; Souza *et al.*, 1990; Araújo *et al.*, 1994;

Dall'Agnol *et al.*, 1996). Os granitóides arqueanos do TGGRM foram divididos em três grandes grupos (Dall'Agnol *et al.*, 1996): (i) granitóides da série trondhjemitica, representados pelo Tonalito Arco Verde (Althoff *et al.*, 1995), Trondhjemitito Mogno (Huhn *et al.*, 1988; Souza *et al.*, 1990), tonalito-trondhjemitos gnáissicos e trondhjemitito-granodioritos de Xinguara (Leite, 1995; Leite & Dall'Agnol, 1996a); (ii) Granodiorito Rio Maria e rochas afins (Medeiros & Dall'Agnol 1988; Althoff *et al.*, 1995), pertencentes à série de granitóides cálcico-alcálicos de médio potássio e; (iii) leucogranitóides de composição monzogranítica e afinidade cálcico-alcálica fortemente fracionados, representados pelos granitos Xinguara (Leite, 1995; Leite & Dall'Agnol, 1996b), Mata Surrão (Duarte *et al.*, 1991; Duarte, 1992), Garantã (Althoff *et al.*, 1995) e leucogranitóides de Identidade (Souza, 1994).

Dando continuidade às pesquisas petrológicas executadas nesta região, este trabalho objetiva mostrar o comportamento magnético e a natureza dos minerais opacos do Granito Xinguara e esboçar as relações existentes entre o comportamento magnético e os processos magmáticos e pós-magmáticos, bem como a tipologia deste granito.

A aplicabilidade dos estudos de suscetibilidade magnética (SM) em granitos é discutida por Magalhães & Dall'Agnol (1992), onde é detalhado o papel deste método como ferramenta auxiliar na definição do potencial metalogenético de granitóides. A grande utilidade deste método para a definição da auréola termal originada por intrusões graníticas em metagranitóides também foi demonstrada por varios autores (Magalhães & Dall'Agnol, 1991; Magalhães *et al.*, 1994; Soares, 1996).

ASPECTOS DA GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GRANITO XINGUARA

O Granito Arqueano Xinguara é intrusivo em tonalito-trondhjemitos gnáissicos (denominação informal adotada neste trabalho, em substituição ao termo Complexo Xingu na região de Xinguara) e no Granodiorito Rio Maria. Associa-se, ainda a trondhjemitito-granodioritos, interpretados como contemporâneos do granito, com os quais intercala-se (Figura 1).

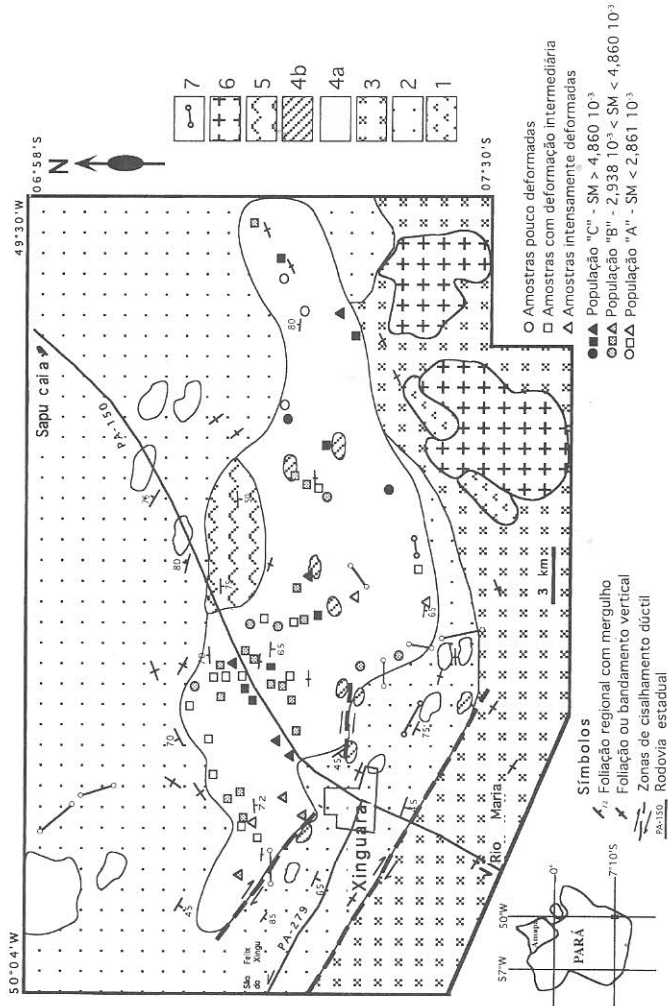


Figura 1 - Mapa geológico com os dados de susceptibilidade magnética e grau de deformação do Granito Xinguara. 1 - Greenstone Belts; 2 - Tonalito-trondhjemitos gnáissicos; 3 - Granodiorito Rio Maria; 4 - Granito Xinguara (4a: leucomonzogranitos, 4b: granitos pegmatóides); 5 - Trondhjemito-granodioritos; 6 - Granito Manda Saia; 7 - Diques básicos e félsicos (Lette, 1995).

Possui uma forma alongada, com eixo maior coincidente com a estruturação regional (WNW-ESE). A foliação possui mergulhos fortes e apresenta lineações sub-horizontais associadas (Figura 1). Encontra-se afetado por expressivas zonas de cisalhamento dúctil e a deformação, embora não seja homogênea e penetrativa, está registrada na grande maioria das amostras através da recristalização do quartzo e feldspatos. A colocação do granito está, provavelmente, relacionada às zonas de cisalhamento, sendo sintectônica em relação ao desenvolvimento das mesmas. Estas associam-se a movimentos transcorrentes dextrógiros (Leite, 1995; Leite & Dall'Agnol, 1994).

As rochas do Granito Xinguara distingue-se dos demais granitóides que ocorrem na área pelo seu caráter leucocrático, coloração predominantemente rosada e aspecto maciço, sugerindo, à primeira vista, uma deformação pouco intensa. A homogeneidade composicional do Granito Xinguara é marcada pela predominância de rochas de composição monzogranítica, podendo variar para sienograníticas, com teores de minerais máficos inferiores a 3% (Figura 2). A principal fase máfica é a biotita e, entre os acessórios, encontram-se opacos (magnetita), titanita, apatita, allanita, epidoto e zircão. Os constituintes secundários são epidoto, sericita-muscovita e, por vezes, carbonatos, clorita e hidróxido de ferro.

Os leucomonzogranitos são fácies predominante, sendo rochas equigranulares, hololeucocráticas, de coloração róseo claro com pontos escuros esparsos e granulação média. Verificam-se ainda tipos médios a finos nas proximidades dos contatos e tipos predominantemente finos nas zonas de cisalhamento. São cortados pelas variedades leuco-sienograníticas e granitos pegmatóides.

O Granito Xinguara apresenta textura granular hipidiomórfica média. As principais variações texturais estão relacionadas com a deformação, que modifica parcialmente a textura original da rocha. As feições deformacionais traduzem-se em: microfraturas em feldspatos, com deslocamento dos planos de maclas, formando *kink bands*; formação de uma matriz microgranoblástica, produto da recristalização dos feldspatos e quartzo em textura "mortar"; modificação da forma e dimensão destes cristais, em alguns casos com formação de novos grãos com contatos suturados e poligonais; orientação mineral mais marcante e caráter mais penetrativo da foliação, especialmente próximo dos contatos do corpo. Apesar dessas feições deformacionais, não há evidências de rotação mineral.

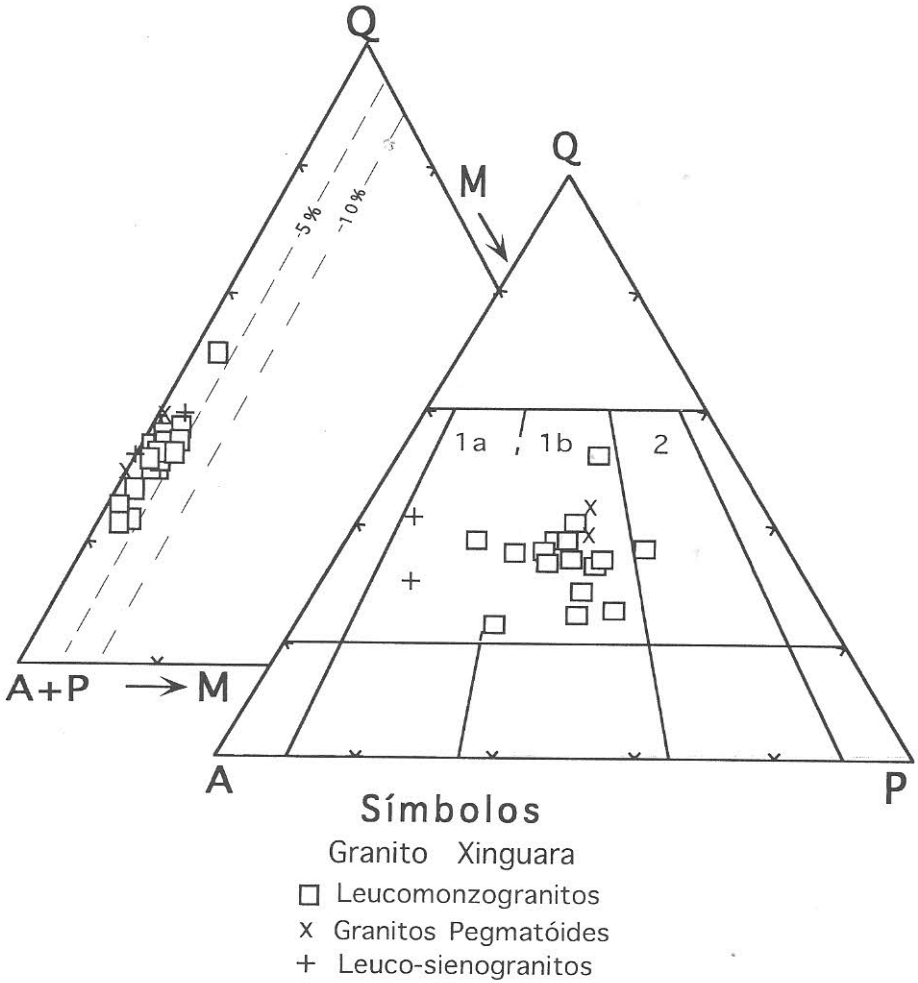


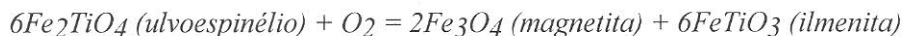
Figura 2 - Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M para as variedades petrográficas do Granito Xinguara. Campos conforme Streckeisen (1976): 1a - sienogranito, 1b - monzogranito, 2 - granodiorito.

MINERAIS OPACOS

O conteúdo modal de minerais opacos do Granito Xinguara varia em torno de 0,1 a 0,5%. A paragênese é formada por magnetita (dominante), hematita (martita), ilmenita e goethita. Estes minerais ocorrem inclusos em cristais de feldspato alcalino e plagioclásio ou associados a biotita, titanita e epidoto.

Magnetita

A magnetita apresenta-se de formas variadas, predominando cristais subidiomórficos a idiomórficos bem preservados e pouco martitizados, existindo também cristais xenomórficos mais intensamente martitizados. A martitização pode limitar-se às bordas do cristal ou penetrar por seus planos de fraturas; excepcionalmente atinge todo o grão. Em alguns cristais observam-se fraturas preenchidas por goethita. Nos contatos entre cristais de magnetita com titanita ou magnetita com biotita, observam-se algumas reentrâncias, sugerindo que a magnetita foi parcialmente corroída e contribuiu para a nucleação e, talvez, crescimento destes minerais. Só muito raramente a magnetita mostra lamelas de exsolução de ilmenita do tipo *trellis*. Este tipo de intercrescimento caracteriza processos de exsolução-oxidação de titanomagnetita magmáticas e pode ser explicado pela reação apresentada por Buddington & Lindsley (1964):



De acordo com Lindsley (1981) e Spencer & Lindsley (1981), a formação de ilmenita *trellis* se dá a temperaturas inferiores a 620°C, caracterizando uma reação no estágio *subsolidus*.

Ilmenita

Os cristais de ilmenita são muito raros e se apresentam exclusivamente como ilmenita *trellis*, como discutido anteriormente.

Hematita

A hematita se desenvolve somente através de martitização da magnetita. Este processo desenvolve-se comumente ao longo do plano (111) de cristais de magnetita pobres em Ti (Haggerty, 1981).

Goethita

A goethita ocorre invariavelmente como pequenos cristais isolados ou preenchendo fraturas na magnetita. Sua formação, segundo Haggerty (1981), resulta do processo de oxi-hidratação da magnetita.

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (SM)

Um total de sessenta e uma (61) amostras do Granito Xinguara foi submetido a medidas de SM, obtidas através de um suscetibilímetro SI-1, fabricado pela *Saphire Instruments*, capaz de medir materiais com SM entre 1×10^{-6} a >1 emu-SI. As medidas foram realizadas em superfícies planas das amostras, previamente serradas a fim de garantir um bom contato com o sensor (tipo bobina plana). Em cada amostra foram efetuadas várias medidas e a média destas foi considerada representativa de sua SM. As amostras ou porções com alteração foram evitadas. As amostras intensamente deformadas foram medidas a fim de testar a evolução dos opacos e SM neste estágio. O tratamento dos dados magnéticos foi realizado através do programa *Statgraphics 5.0*, a partir da elaboração de diagrama de probabilidade normal e histograma de frequência.

O Granito Xinguara apresenta valor médio global de suscetibilidade magnética (SM) de $3,707 \times 10^{-3}$ emu-SI, com o conjunto dos valores médios individuais de cada amostra variando de $0,488 \times 10^{-3}$ a $9,190 \times 10^{-3}$ emu-SI (Tabela 1).

Tabela 1 - Dados de suscetibilidade magnética do Granito Xinguara.

POPULAÇÕES	AMOSTRAS	X (SI)	Log (X)	
C	AL-150	$9,190 \times 10^{-3}$	-2,037	
	AL-4	$8,287 \times 10^{-3}$	-2,082	
	AL-2	$6,716 \times 10^{-3}$	-2,173	
	AL-135	$6,444 \times 10^{-3}$	-2,191	
	AL-10	$6,307 \times 10^{-3}$	-2,200	
	AL-139	$6,041 \times 10^{-3}$	-2,219	
	AL-126	$6,004 \times 10^{-3}$	-2,222	
	AL-148	$5,814 \times 10^{-3}$	-2,235	
	AL-152	$5,789 \times 10^{-3}$	-2,237	
	AL-8	$5,516 \times 10^{-3}$	-2,258	
	AL-100	$5,407 \times 10^{-3}$	-2,267	
	AL-82	$5,310 \times 10^{-3}$	-2,275	
	AL-9F	$5,051 \times 10^{-3}$	-2,297	
	AL-22	$4,954 \times 10^{-3}$	-2,305	
	AL-77	$4,860 \times 10^{-3}$	-2,313	
	B	AL-62	$4,686 \times 10^{-3}$	-2,329
		AL-220	$4,554 \times 10^{-3}$	-2,342
AL-65		$4,460 \times 10^{-3}$	-2,351	
AL-159		$4,445 \times 10^{-3}$	-2,352	
AL-61		$4,276 \times 10^{-3}$	-2,369	
AL-40A		$4,255 \times 10^{-3}$	-2,371	
AL-95		$4,248 \times 10^{-3}$	-2,372	
AL-32B		$4,238 \times 10^{-3}$	-2,373	
AL-157		$4,236 \times 10^{-3}$	-2,373	
AL-229		$4,191 \times 10^{-3}$	-2,378	
AL-21		$4,165 \times 10^{-3}$	-2,381	
AL-64		$4,057 \times 10^{-3}$	-2,392	
AL-155		$4,041 \times 10^{-3}$	-2,393	
AL-32A		$3,922 \times 10^{-3}$	-2,406	
AL-49		$3,845 \times 10^{-3}$	-2,415	
AL-136		$3,769 \times 10^{-3}$	-2,424	
AL-97		$3,657 \times 10^{-3}$	-2,437	
AL-200C		$3,611 \times 10^{-3}$	-2,442	
AL-194		$3,549 \times 10^{-3}$	-2,450	
AL-42		$3,497 \times 10^{-3}$	-2,456	
AL-99		$3,274 \times 10^{-3}$	-2,485	
AL-78		$3,220 \times 10^{-3}$	-2,492	
AL-29		$3,127 \times 10^{-3}$	-2,505	
AL-20	$3,028 \times 10^{-3}$	-2,519		
AL-56	$3,010 \times 10^{-3}$	-2,521		
AL-218	$2,938 \times 10^{-3}$	-2,532		

Tabela 1 (Continuação)

POPULAÇÕES	AMOSTRAS	X (SI)	Log (X)
A	AL-132	$2,861 \times 10^{-3}$	-2,543
	AL-41	$2,778 \times 10^{-3}$	-2,556
	AL-9A	$2,680 \times 10^{-3}$	-2,571
	AL-24	$2,606 \times 10^{-3}$	-2,584
	AL-43	$2,315 \times 10^{-3}$	-2,635
	AL-9E	$2,090 \times 10^{-3}$	-2,680
	AL-198	$2,087 \times 10^{-3}$	-2,680
	AL-224	$1,850 \times 10^{-3}$	-2,733
	AL-40B	$1,804 \times 10^{-3}$	-2,744
	AL-134	$1,677 \times 10^{-3}$	-2,775
	AL-87	$1,670 \times 10^{-3}$	-2,777
	AL-197	$1,667 \times 10^{-3}$	-2,778
	AL-227	$1,466 \times 10^{-3}$	-2,834
	AL-79	$1,424 \times 10^{-3}$	-2,846
	AL-68	$1,268 \times 10^{-3}$	-2,897
	AL-107	$1,060 \times 10^{-3}$	-2,975
	AL-96	$9,980 \times 10^{-4}$	-3,001
	AL-200B	$7,360 \times 10^{-4}$	-3,133
AL-104	$6,119 \times 10^{-4}$	-3,213	
AL-158	$4,880 \times 10^{-4}$	-3,312	

A elaboração do histograma de freqüência com os dados magnéticos (SM), permitiu a separação de três populações de SM (Figura 3), melhor visualizadas no gráfico de probabilidade normal (Figura 4) a partir de segmentos de reta, os quais definem intervalos de SM. A população "A" é formada por amostras fracamente magnéticas, com valores de SM $< 2,861 \times 10^{-3}$ emu-SI, enquanto a população "B" possui valores variando de $2,938 \times 10^{-3}$ a $4,686 \times 10^{-3}$ emu-SI e, finalmente, a população "C" tem valores superiores a $4,860 \times 10^{-3}$ emu-SI.

No mapa geológico (Figura 1) constata-se que a distribuição dos valores de SM é homogênea, não havendo concentrações preferenciais de nenhuma das três populações em domínios específicos do corpo ou ao longo dos seus contatos com as encaixantes.

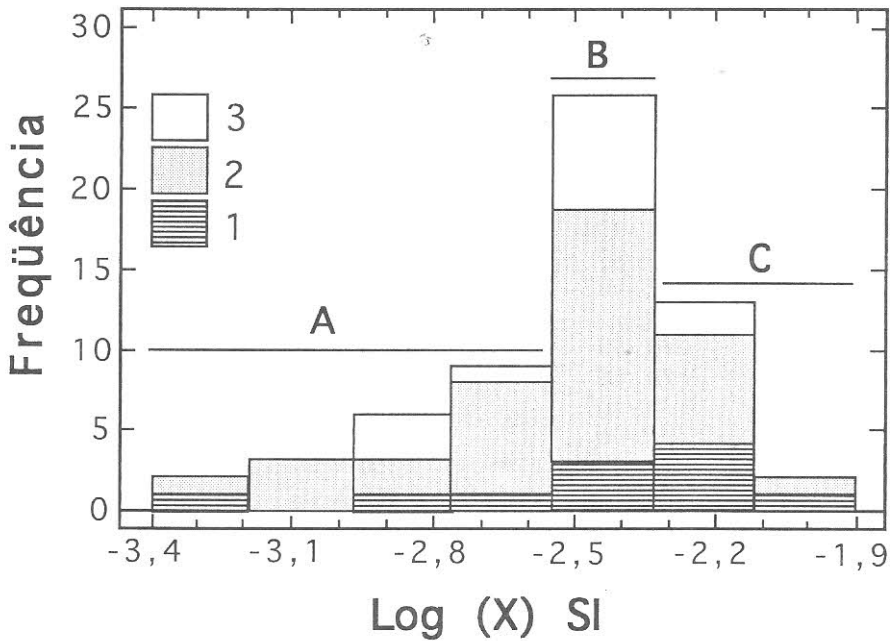


Figura 3 - Histograma de frequência referente aos dados de suscetibilidade magnética das amostras do Granito Xinguara (populações A, B e C). 1 - Amostras pouco deformadas; 2 - Amostras com deformação intermediária; 3 - Amostras intensamente deformadas.

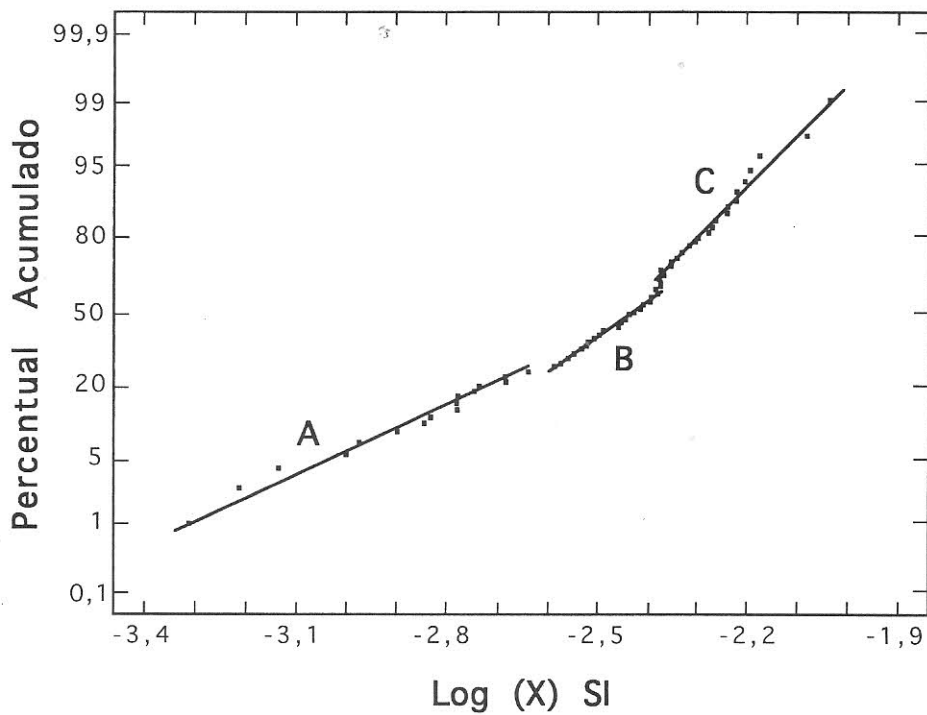


Figura 4 - Gráfico de probabilidade normal referente aos dados de suscetibilidade magnética do Granito Xinguara (Populações A, B e C).

CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

A classificação de rochas graníticas em séries com magnetita e com ilmenita (Ishihara, 1977, 1981) baseia-se em valores de SM, conteúdo modal de magnetita e razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ em rocha total. Considerando-se os valores de SM superiores a $0,488^3 \times 10^{-3}$ emu-SI, o conteúdo de minerais opacos acima de 0,1% e as razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ sistematicamente superiores a unidade (Leite, 1995), o Granito Xinguara é classificado como um granito da série com magnetita. Deve ser enfatizado, nesse caso, que isso não implica admitir a sua estrita semelhança com os granitos da série com magnetita do Japão.

Com base em estimativas microtexturais do grau de deformação das amostras do Granito Xinguara (Leite, 1995), procurou-se estabelecer uma relação entre SM e deformação (Figuras 1 e 3). Considerando-se as populações definidas, constatou-se que não há uma relação direta entre ambos, pois amostras com diferentes graus de deformação distribuem-se nas três populações. Isso sugere que a deformação sofrida pelo Granito Xinguara não afetou os cristais de magnetita, contrariamente ao verificado no Granito Guarantã na região de Marajoara (Magalhães *et al.*, 1994), o qual possui similaridades petrográficas e geoquímicas com o Granito Xinguara. No Granito Guarantã, a SM varia entre $0,619 \times 10^{-3}$ a $4,472 \times 10^{-3}$ emu-SI com valor médio de $2,129 \times 10^{-3}$ emu-SI. Os valores mais baixos de SM, de acordo com estes autores, estariam relacionados às rochas mais intensamente deformadas, ou seja, aquelas onde os cristais de magnetita estariam cominuídos, principalmente nas proximidades de zonas de cisalhamento.

No caso do Granito Xinguara, como mostrado nas Figuras 1 e 3, os mais baixos valores de SM não refletem direta ou indiretamente a intensidade da deformação sofrida pela rocha. As evidências obtidas indicam que eles estão associados a amostras com um percentual menor de magnetita, cujos cristais, estariam, além disso, parcial ou intensamente martitizados. Os mais altos valores de SM foram observados nas amostras cujos cristais de magnetita são mais desenvolvidos e bem preservados, ou seja pouco martitizados, indicando que as populações de SM apresentadas no histograma de frequência devem refletir essencialmente variações nas proporções modais e no grau de alteração da magnetita. Isso reflete o fato

que a magnetita tem SM muito maior do que qualquer outro mineral e, conseqüentemente, a SM de uma rocha é quase que exclusivamente determinada em função de seu conteúdo em magnetita.

Agradecimentos

Gostaríamos de agradecer aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG-CG-UFPa) pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho, em especial à geóloga Marília S. de Magalhães que teve um papel decisivo na implantação do Laboratório de Petrologia Magnética do DGP-UFPa e aos geólogos Carlos Eduardo M. Barros, Renato O. Silva Jr., Claudomiro de M. Soares e Hilton T. Costi. Este trabalho recebeu o apoio financeiro do CNPq (bolsa de mestrado e doutorado de A. A. S. Leite e bolsa de iniciação científica de M. A. B. M. Figueiredo), FINEP-PADCT (Processo 6.5.92.0025.00) e CPGG-CG-UFPa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1995. Composição e estrutura dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciência da Terra*, 7: 5-26.
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X.S. & COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG. p. 299-301.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2):310-357.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; MACAMBIRA, M.J.B.; LEITE, A.A.S. 1996. Geologia e geoquímica do terreno

- granito-"greenstone" de Rio Maria, Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: SYMPOSIUM ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICA PLATFORM, Brasília, 1996. *Extend Abstracts...* Brasília. p. 29-30.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anexo aos Anais...* Belém, SBG. p. 11-54.
- DUARTE, K.D. 1992. *Geologia e geoquímica do Granito Mata Surrão (SW de Rio Maria - Pa: um exemplo de granito "stricto sensu" Arqueano*. Belém. 217p. (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- DUARTE, K.D.; PEREIRA, E.D.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1991. Geologia e geocronologia do Granito Mata Surrão - sudoeste de Rio Maria (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. p. 7-20.
- HAGGERTY, S.E. 1981. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE III, D. ed. *Oxides minerals*. Washington, Miner. Soc. Am. p. 101-300 (Short course notes).
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.B.P.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. 1988. O terreno granito-"greenstone" da região de Rio Maria - sul do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 3, p. 1438-1453.
- ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27: 293-305.
- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75th ann. Vol., p. 458-484.
- LEITE, A.A.S. 1995. *Geologia e geoquímica do maciço granítico arqueano Xinguara - sudeste do Estado do Pará*. Belém. 209p. (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- LEITE, A.A.S. & DALL'AGNOL, R. 1996a. Geologia e geoquímica dos tonalito-trondhjemitos gnáissicos de Xinguara, Terreno Granito-greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 39. Salvador, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Salvador, SBG. v. 6, p. 330-332

- LEITE, A.A.S. & DALL'AGNOL, R. 1996b. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do granito arqueano Xinguara, sudeste do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 64-67.
- LEITE, A.A.S. & DALL'AGNOL, R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG. p. 325-327.
- LINDSLEY, D.H. 1981. Some experiments pertaining to the magnetite-ulvospinel miscibility gap. *American Mineralogist*. **66**: 759-762.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. *Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil*. Montpellier. 212p. (Tese de doutorado, Université Montpellier II - France).
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; BARRADAS, J.A. 1991. Le Granite de Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'archéen de l'Amazonie orientale, Brésil. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, s. II, p. 781-785.
- MAGALHÃES, M.S. & DALL'AGNOL, R. 1991. Considerações petrológicas baseadas em estudos de minerais opacos e estudos e suscetibilidade magnética no Granodiorito Rio Maria (região de Rio maria - sudeste do Pará). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. p. 70-84.
- MAGALHÃES, M.S. & DALL'AGNOL, R. 1992. Estudos de minerais opacos e suscetibilidade magnética nos granitos Musa e Jamon (região de Rio Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2):184-197.
- MAGALHÃES, M.S.; FIGUEIREDO, M.A.B.M. & ALTHOFF, F.J. 1994. Comportamento magnético do Tonalito Arco Verde e do Granito Guarantã, Rio Maria, Pará: Suscetibilidade magnética e minerais opacos. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG. p. 347-348.
- MEDEIROS, H. & DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 3, p. 1488-1499.

- SOARES, C. M. 1996. *Estudo das relações de contato do Granodiorito Rio Maria com os granitos Jamon e Musa e com os diques do Proterozóico*. Belém. 165p. (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- SOUZA, Z.S. 1994. *Geologia e petrogênese do "Greenstone Belt" - Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, SE do Pará*. Belém. 625p. (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito-greenstone Arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v. 6, p. 2913-2928.
- SPENCER, K.J. & LINDSLEY, D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, **66**: 1189-1201.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**: 1-33.

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS
MAIORES DA SUÍTE INTRUSIVA TIQUIÉ: O CASO DOS
GRANITOS TIQUIÉ E MARIÉ-MIRIM NO ESTADO DO
AMAZONAS**

Marcelo Esteves Almeida

CPRM - Serviço Geológico do Brasil
Superintendência Regional de Manaus
Av. André Araújo, 2160, Aleixo, Manaus - AM
CEP 69060-001 - Tel. (092) 663-5614 - Fax (092) 663-5531
e-mail: geremi@internext.com.br

ABSTRACT	224
RESUMO	224
INTRODUÇÃO	225
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	226
SUÍTE INTRUSIVA TIQUIÉ (SIT)	227
Granito Tiquié (GT)	227
SUÍTE INTRUSIVA MARIÉ-MIRIM (SIMM)	230
Granito Marié-Mirim (GMM)	230
LITOGEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES	232
CONCLUSÕES	238
Agradecimentos	239
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	239

ABSTRACT

This work presents a review study of petrographic and geochemical data related to the *Alto Rio Negro* Project, developed by the *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais* (Geological Survey of Brazil). The Alto Rio Negro region, Northwest of Amazonas State (Brazil), presents anorogenic granite bodies, approximately ring-shaped, grouped in the Tiquié and Marié-Mirim Intrusive Suites (TIS and MMIS). These granitoids were subdivided in two principal types: a- Allanite-biotite sienogranite and alaskite (alkali feldspar leucogranite), equigranular, medium-grained, with opaque minerals, titanite, amphibole (Fe-hastingsite ?) and fluorite (Marié-Mirim Granite-MMG); b- biotite monzogranite, medium to coarse-grained, equigranular to porphyritic, with titanite, epidote, and minor allanite, apatite and fluorite (Tiquié Granite-TG). Both granites show low contents of modal biotite, generally below 8%, and seldom show rapakivi textures. With regard to major elements geochemistry, the granitoids are SiO₂-rich (71,4-75,6%) and metaluminous (TG) to peralkaline (MMG). Comparatively, the TG show a broad range of SiO₂ and highest values of TiO₂, Fe₂O₃*, MgO e CaO. The MMG show high levels of Na₂O, K₂O e Rb, and limited range of SiO₂. In the multicationic R1-R2 diagram, TG samples plot preferentially in syn-collisional to post-collisional uplift and MMG in anorogenic granitoids fields.

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados da análise dos dados de campo, petrográficos e geoquímicos (elementos maiores) relativos ao Projeto Alto Rio Negro, desenvolvido pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, como parte do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos - PLGB. A região do Alto Rio Negro, localizada no noroeste do estado do Amazonas, mostra corpos graníticos anorogênicos de dimensões variadas, aproximadamente circulares, agrupados nas Suítes Intrusivas Tiquié (SIT) e Marié-Mirim (SIMM). Os granitóides-tipos são subdivididos neste trabalho, com base em dados petrográficos e petroquímicos, em dois grupos: a- Granito Marié-Mirim (GMM), composto basicamente por allanita-biotita sienogranitos e alaskitos de grão médio, contendo minerais opacos abundantes, allanita, titanita, epidoto, anfíbólio (ferro-hastingsita ?), apatita e fluorita; b- Granito Tiquié (GT) constituído de biotita monzogranito

de grão médio a grosso, localmente porfirítico, contendo titanita, epidoto, e mais raramente allanita, apatita e fluorita. Ambos os tipos graníticos apresentam baixos volumes modais de biotita, em geral inferiores a 8%. Raramente ocorrem texturas rapakivíticas. Com relação aos dados de geoquímica de elementos maiores, nota-se que os litotipos das SIT e SIMM são ricos em SiO_2 (71,4-75,6%) e metaluminosos (GT) ou peralcalinos (GMM). Em termos comparativos, o GT possui maior variação de SiO_2 , além de valores mais altos de TiO_2 , Fe_2O_3^* , MgO e CaO . Por outro lado, os litotipos do GMM apresentam níveis elevados de Na_2O , K_2O e Rb , e limites de variação de SiO_2 bastante restritos. No diagrama multicatiônico R1-R2, as amostras plotam preferencialmente nos campos dos granitóides anorogênicos (GMM) e sin- à pós-colisionais (GT).

INTRODUÇÃO

O presente trabalho baseia-se na reinterpretação dos dados de campo, petrográficos e químicos acerca dos litotipos relacionados à Suíte Intrusiva Tiquié. Este volume de dados foi obtido a partir dos trabalhos desenvolvidos pela CPRM (*Serviço Geológico do Brasil*) no projeto Alto Rio Negro (Melo & Villas Boas, 1993), no período de 1987 a 1993, como parte do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos - PLGB. O objetivo principal desta pesquisa é efetuar uma revisão petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Tiquié.

A área de ocorrência da Suíte Intrusiva Tiquié, incluindo sua localidade-tipo, situa-se no extremo noroeste do estado do Amazonas (Figura 1). Neste trabalho serão estudadas as exposições localizadas nas cartas NA.19-Y-D e NA.19-Z-D, respectivamente, do Granito Tiquié nas regiões do igarapé Castanho (principal afluente do rio Tiquié) e do Granito Marié-Mirim, no médio-alto curso do rio Cauaburi (Serra Marié Mirim), onde se propõe a permanência do termo Suíte Intrusiva Tiquié e a criação da Suíte Intrusiva Marié-Mirim, anteriormente incluída na primeira Suíte.

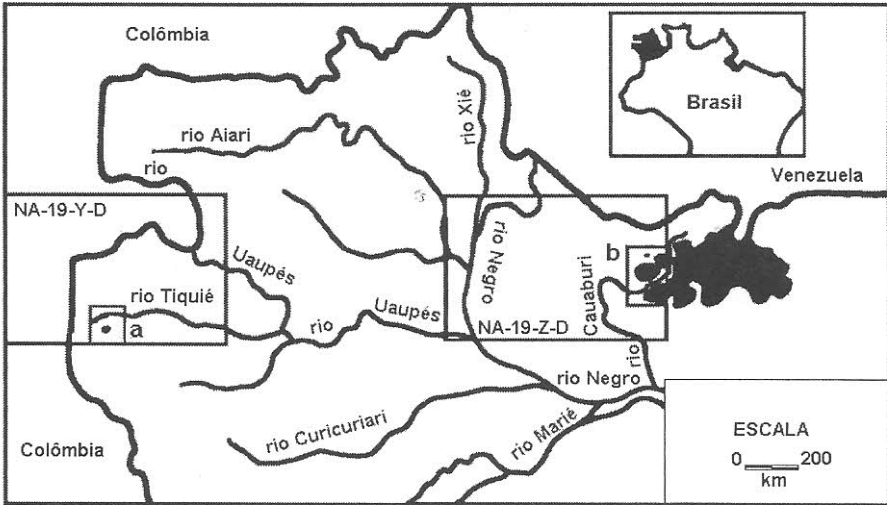


Figura 1 - Localização da área de trabalho, apresentando os corpos graníticos relacionados às Suítes Intrusivas Tiquié (a) e Marié-Mirim (b). Os contornos destes corpos foram extraídos de Melo & Villas-Boas (1993).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O termo *Granito Tiquié* foi introduzido por Pinheiro *et al.* (1976) para designar corpos circulares, intrusivos, com aproximadamente 2,5 km de diâmetro e sem deformação dúctil, encontrados no igarapé Castanho, afluente direito do rio Tiquié. Constatou-se nesta região a existência de biotita granitóides faneríticos, de grão médio, hipidiomórficos e leucocráticos. Estes litotipos são em geral equigranulares, podendo apresentar localmente megacristais de ortoclásio peritítico. Granitóides com características semelhantes a aegirina granitos também foram encontrados, respectivamente, na região do rio Içana e na Serra Marié-Mirim (Pinheiro *et al.*, 1976).

O Granito Tiquié é encontrado intrusivo em granitóides da Suíte Intrusiva Uaupés, definida por Dall'Agnoll & Macambira (1992), enquanto o Granito Marié-Mirim ocorre ao longo de lineamento estrutural NE (e

subordinadamente NW) intrudindo gnaisses tonalíticos e granodioríticos do Complexo Cauaburi, definido por Melo & Villas Boas (1993).

Posteriormente, com base na interpretação de imagens de radar, Lima & Pires (1985) adotaram a designação Suíte Intrusiva Tiquié, incluindo os granitóides descritos por Pinheiro *et al.* (1976) nas regiões do rio Tiquié, na cabeceira do rio Içana, na Serra Marié-Mirim e no extremo oeste da Serra do Padre.

Os corpos graníticos associados à Suíte Intrusiva Tiquié tiveram seu *emplacement* por volta de 1500 Ma (Pinheiro *et al.*, 1976), durante o episódio Parguazense, entre 1600 a 1300 M.a. (Gaudette *et al.*, 1978). Outros autores já haviam chamado a atenção para as características químicas compatíveis com granitos tipo A (Silva & Santos, 1994) e a vocação metalogenética para cassiterita (Melo & Villas Boas, 1993; Santos *et al.*, 1993; Melo *et al.*, 1994) apresentada por estes litotipos.

Recentemente, como parte dos trabalhos de campo do Projeto Integração Alto Rio Negro-Serra Imeri, Reis & Monteiro (1995) registraram na Serra do Curicuriari (SA-19-X-B), a existência de biotita granitóides com feições texturais e composicionais semelhantes dos litotipos da Suíte Intrusiva Tiquié. Neste trabalho, diversos corpos graníticos na região da Serra Imeri, anteriormente relacionados por Santos *et al.* (1993) ao Granito Marauí e ao Complexo Cauaburi, foram reinterpretados, com base em critérios texturais e composicionais, como pertencentes à Suíte Intrusiva Tiquié.

SUÍTE INTRUSIVA TIQUIÉ (SIT)

Granito Tiquié (GT)

São granitóides holocristalinos, faneríticos, de cor cinza a rosea, granulometria média à grossa (4 a 5 mm de dimensão) e textura variando de equigranular à inequigranular porfírica. Neste último caso possuem megacristais tabulares de álcali-feldspato com 1,5 cm em média, envolvidos em matriz de grão médio. Apresentam também, subordinadamente, aspecto

mosqueado dado pelo crescimento de aglomerados máficos milimétricos, ligeiramente circulares, distribuídos de maneira pontual na rocha.

Observa-se também, com relativa frequência, sinais de deformação dútil, sendo esta registrada em feições texturais tais como microfraturamento, recristalização dinâmica, extinção ondulante e ocorrência de contatos serrilhados entre diversos grãos.

A associação mineral do Granito Tiquié é composta basicamente por álcali-feldspatos (microclina e/ou ortoclásio micropertíticos), quartzo, biotita, titanita, anfibólio e eventualmente epidoto, zircão, fluorita, apatita, minerais opacos, além de allanita metamíctica, que é neste caso bastante rara. São granitóides normalmente ricos em quartzo, leuco- a hololeucocráticos (< 1-8% de minerais máficos), apresentando variações sieno- à monzograníticas, predominando amplamente o último grupo composicional.

A *microclina* e o *ortoclásio micropertíticos* são caracterizados por apresentarem contornos hipidiomórficos a xenomórficos e grão médio a grosso, constituindo-se nos megacristsais ocasionalmente encontrados nestes litotipos. Geralmente o álcali-feldspato apresenta-se micropertítico, ocorrendo localmente também manteado por feldspato albitítico (textura rapakivi). São comuns ainda inclusões de plagioclásio e quartzo e microfraturas preenchidas por material quartzo-feldspático.

O *plagioclásio* apresenta hábito tabular, contornos hipidiomórficos a idiomórficos, grão médio e geminação polissintética bem marcada. Caracterizam-se localmente por possuírem amplo zoneamento composicional, em geral oscilatório e descontínuo, ressaltado pelo fenômeno de saussuritização. A saussurita ocorre preferencialmente distribuída nas porções do plagioclásio enriquecidas no componente anortítico, que neste caso surge alternadamente dentro do grão. São identificados ainda núcleos e bordas de plagioclásio corroídos, apresentando como característica principal formas ligeiramente arredondadas. O processo que levou à geração de grãos com zoneamento complexo, e sua posterior corrosão, pode ter sido provocado por variações nas condições de P-T durante a evolução do magma. Inclusões de plagioclásio são frequentes em megacristsais de álcali-feldspato micropertítico.

O *quartzo* ocorre sob duas formas distintas: a- quartzo hipidiomórfico de granulometria fina a média, compondo grande parte da

matriz da rocha e constituindo-se em inclusão comum no álcali-feldspato; b-quartzo hipidimórfico a xenomórfico, de grão médio, intersticial, com extinção ondulante de intensidade variável e localmente com microfraturamento.

A *biotita* raramente ultrapassa 8% em termos de volume total da rocha, apresentando em média 4,5%. É caracterizada por possuir intenso pleocroísmo, marcado por cor marrom e variações de tonalidade entre avermelhado e esverdeado. Apresenta grão médio e contornos hipidiomórficos, localmente xenomórficos. Fenômenos de alteração deutérica e/ou hidrotermal afetam a biotita, propiciando sua substituição pseudomórfica por clorita e/ou sericita. Ocorre com inúmeras inclusões de grão fino (< 1mm) de apatita, zircão, e mais localmente de fluorita e allanita. A biotita ainda aparece em paragênese mineral com minerais opacos, titanita e epidoto.

A *titanita* é de grão fino e ocorrência bastante restrita, ocorrendo preferencialmente na forma de grãos xeno- a hipidiomórficos, bordejando minerais opacos. Entretanto também são observados subordinadamente cristais idiomórficos geminados e de natureza romboédrica.

Os *minerais opacos* encontrados são de granulometria fina, de contornos hipidiomórficos e aparecem geralmente associados à biotita.

O *epidoto* é de caráter secundário, ocorrendo na forma de agregados irregulares dispersos na matriz ou nos núcleos de plagioclásio.

O *anfíbólio* (hornblenda) possui pleocroísmo variando de verde a verde-amarronzado, cor de interferência baixa, é hipidiomórfico e aparece associado à biotita. Apresenta ocorrência restrita a uma única amostra e em volume modal extremamente baixo.

A *apatita* apresenta hábito hexagonal a prismático, contornos idiomórficos (com vértices ligeiramente arredondados) e granulometria muito fina (< 0,5 mm). As variedades prismáticas apresentam dimensão um pouco mais desenvolvida (< 1,0 mm).

A *fluorita* é hipidiomórfica, de grão muito fino (< 0,5 mm), ocorre intimamente associada à biotita (na forma de inclusão) e é bastante rara.

O *zircão* apresenta-se como cristais idiomórficos, localmente com vértices e arestas arredondadas, incluso na biotita, produzindo nesta halos metamícticos.

A *allanita* é escassa e ocorre na sua variedade metamíctica.

SUÍTE INTRUSIVA MARIÉ-MIRIM (SIMM)

Granito Marié-Mirim (GMM)

Os granitóides encontrados na Serra Marié-Mirim são constituídos por tipos que variam de monzogranitos a álcali-feldspato granitos, com substancial predomínio de sienogranitos. Estes apresentam-se em geral holocristalinos, faneríticos, com cor rósea, granulometria média a grossa e textura predominantemente equigranular. Variedades porfíricas localmente são observadas, sendo caracterizadas por megacristais bem desenvolvidos de ortoclásio e/ou microclina micropertítica (4,5 cm).

Em termos comparativos, nota-se nos litotipos do Granito Marié-Mirim maior predomínio de feições texturais e estruturais indicativas de deformação rúptil, e muito subordinadamente dúctil, indicando a atuação de fenômenos deformacionais mais intensos.

O Granito Marié-Mirim apresenta associação mineral composta por álcali-feldspatos (microclina e/ou ortoclásio micropertíticos), quartzo, plagioclásio, biotita, além de allanita, minerais opacos, epidoto, e eventualmente, zircão, fluorita, apatita e titanita. Como características principais, pode-se afirmar que estes granitóides são normalmente ricos em quartzo, hololeucocráticos (< 1-5% de minerais máficos) e possuem sensíveis variações no volume de plagioclásio e álcali-feldspato, predominando este último.

A *microclina* e o *ortoclásio micropertíticos* apresentam grão grosso, contornos hipidiomórficos a xenomórficos, ocorrendo localmente na forma de megacristais, onde são comuns inclusões de plagioclásio e quartzo. Texturas rapakivíticas são extremamente raras, sendo entretanto freqüente se observar grãos “manchados” de material albitico. Estas manchas ou fitas de composição albitica no álcali-feldspato podem ocorrer preferencialmente orientadas, indicando transporte em solução (metassomatismo sódico). São abundantes e generalizadas as microfraturas preenchidas por material quartzo-feldspático encontradas no álcali-feldspato. Localizadamente, observou-se o aparecimento de intercrescimento gráfico nas bordas de cristal de ortoclásio.

O *plagioclásio* é tabular, apresentando-se com contornos hipidiomórficos a idiomórficos e grão médio. Possui geminação

polissintética bem marcada e caracteriza-se por ocorrer com sutil zoneamento composicional, do tipo normal, marcado por núcleos intensamente saussuritizados, enriquecidos no componente anortítico, e bordos estreitos, preservados de alteração, enriquecido no componente albita. São identificados raros cristais com sinais de corrosão. Em casos isolados é possível observar cristais tabulares de plagioclásio microfraturados e com lamelas de geminação curvas, podendo encontrar-se excepcionalmente deslocados e separados ao longo de suas clivagens.

O *quartzo* pode apresentar-se hipidiomórfico, com granulometria fina a média, com incipiente extinção ondulante e compondo grande parte da matriz da rocha. Em amostras onde o processo de microfraturamento é atuante, o quartzo atinge níveis elevados de recristalização e cataclase, com geração de subgrãos e de contatos serrilhados. Constitui-se também em inclusão bastante comum em álcali-feldspatos.

A *biotita* é caracterizada por possuir intenso pleocroísmo, marcado por cor marrom e variações de tons esverdeados. Raramente ultrapassa 5% em termos de volume total da rocha ocorrendo em média com 3,2%. Apresenta grão médio, contornos hipidiomórficos e hábito tabular, ocorrendo com inúmeras inclusões de apatita, zircão e fluorita de granulometria muito fina ($< 0,5$ mm). Fenômenos de cloritização e sericitização (alteração deutérica e/ou hidrotetal), mediante pseudomorfismo, afetam a biotita, propiciando sua transformação. A biotita aparece frequentemente em paragênese com allanita, epidoto, minerais opacos, anfibólio, e mais raramente com titanita.

O *anfibólio* é hipidiomórfico, de grão médio, possuindo pleocroísmo variando de cor verde intenso à verde oliva, localmente verde azulado, e com birrefringência moderada a alta (ferro-hastingsita ?). Ocorre associado à biotita em quatro amostras analisadas apresentando volumes que variam de 0,3 a 1,5%.

A *allanita*, juntamente com *minerais opacos* e *epidoto*, constitui-se num dos principais minerais acessórios. A *allanita* observada é do tipo metamítica, de cor castanha ou laranja e baixo pleocroísmo, possuindo contornos hipidiomórficos à idiomórficos. É freqüente encontrá-la em zoneamento composicional com epidoto. Possui granulometria fina ($< 0,5$ mm) e ocorre geralmente em associação com biotita. Os *minerais opacos* encontrados são hipidiomórficos, de granulometria fina, e também aparecem

associados à biotita. O *epidoto* apresenta granulometria fina, cor amarela claro, leve pleocroísmo e birrefringência elevada. Ocorre na forma de agregados irregulares (xenomórficos) ou em zonamento composicional com a allanita (hipidiomórfico a idiomórfico).

A *titanita* é bastante rara, de grão fino e ocorre, principalmente, na forma de grãos xenomórficos bordejando minerais opacos.

A *fluorita* é rara e encontra-se associada à biotita (na forma de inclusão), apresentando-se hipidiomórfica e de grão muito fino (< 0,5 mm).

A *apatita* e o *zircão* apresentam características morfológicas bastante semelhantes às descritas nos litotipos do Granito Tiquié.

LITOGEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES

Neste trabalho foram selecionadas onze amostras (sete relativas ao Granito Tiquié e quatro pertencentes ao Granito Marié-Mirim), tendo sido enviadas para análise no laboratório de análises químicas (LAMIN) da CPRM. O método analítico empregado foi o de Fluorescência de raios-X e os resultados encontram-se nas Tabela 1.

O índice albitico ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ molar) dos granitóides estudados é bastante semelhante. Entretanto, a relação $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ molar evidencia valores superiores e inferiores a 1, indicando respectivamente, caráter metaluminoso e peralcalino, nos casos do GT e GMM. Este comportamento é explicado pelas proporções modais geralmente elevadas de álcali-feldspato, e a presença ocasional de anfibólio sódico nos litotipos analisados do GMM. O GT, em contrapartida, apresenta composição monzogranítica e possui como fases acessórias principais a titanita e o epidoto, além de uma maior variação no conteúdo modal de biotita. Estas características mineralógicas refletem o comportamento químico demonstrado pelo GT, que apresenta seqüência mais expandida nos diagramas de Harker e caráter amplamente metaluminoso, ao contrário dos GMM que são composicionalmente restritos e peralcalinos (Figuras 2 e 3).

Tabela 1 - Resultados da análise química para elementos maiores e Rb do Granito Marié-Mirim e Tiquié.

Granito Marié-Mirim							
	EP-R- 185	EP-R-186	EP-R-187	EP-R-187	EP-R-187	EP-R-189	EP-R-189
SiO ₂	74,60	74,80	75,10	75,10	75,10	75,20	75,20
TiO ₂	0,22	0,23	0,17	0,17	0,17	0,26	0,26
Al ₂ O ₃	12,60	12,70	12,60	12,60	12,60	12,10	12,10
Fe ₂ O ₃	0,48	0,57	0,28	0,28	0,28	0,67	0,67
FeO	0,74	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59
MnO	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06
MgO	0,09	0,12	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
CaO	0,29	0,54	0,21	0,21	0,21	0,44	0,44
Na ₂ O	4,00	3,80	3,80	3,80	3,80	3,70	3,70
K ₂ O	6,00	5,80	6,30	6,30	6,30	6,10	6,10
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
P.F.	0,75	0,70	0,59	0,59	0,59	0,63	0,63
TOTAL	99,12	99,25	99,20	99,20	99,20	99,23	99,23
Rb (ppm)	448	473	453	453	453	361	361

Granito Tiquié							
	AF-R- 339	AF-R- 340	AF-R- 342	AF-R- 343	AF-R- 346	AF-R- 345	AF-R- 338
SiO ₂	71,40	72,90	75,10	75,60	71,40	74,70	72,00
TiO ₂	0,34	0,25	0,20	0,16	0,41	0,26	0,33
Al ₂ O ₃	13,20	13,10	12,00	12,00	13,40	12,10	13,20
Fe ₂ O ₃	0,94	0,72	0,38	0,22	1,20	0,37	0,77
FeO	1,30	0,88	0,74	0,88	1,60	1,20	1,20
MnO	0,05	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,05
MgO	1,70	1,50	1,20	1,10	0,83	1,10	0,91
CaO	1,80	1,20	0,86	0,83	1,90	1,00	1,80
Na ₂ O	3,50	3,30	3,30	3,20	3,50	3,10	3,50
K ₂ O	4,70	5,30	5,40	5,10	4,40	5,40	5,20
P ₂ O ₅	0,07	<0,05	<0,05	<0,05	0,09	<0,05	0,06
P.F.	0,77	0,69	0,58	0,63	0,74	0,57	0,70
TOTAL	99,00	99,24	99,27	99,17	98,79	99,32	99,02
Rb (ppm)	255	298	357	342	244	241	256

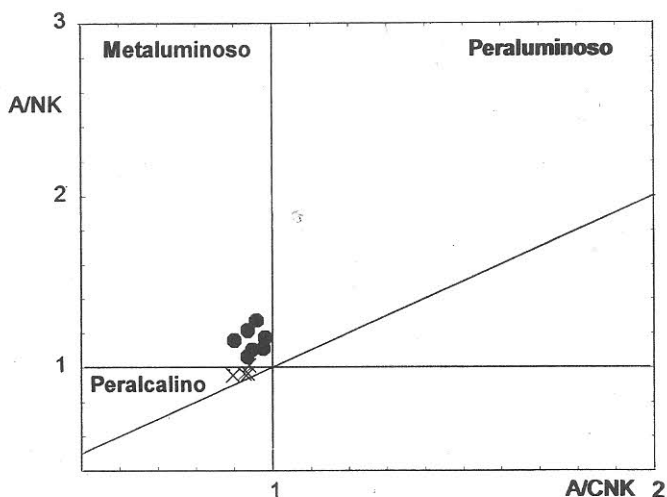


Figura 2 - Índice de Shand dos Granitos Tiquié (●) e Marié-Mirim (×) (modificado de Maniar & Piccoli, 1989). Obs: A/CNK: $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ molar e A/NK: $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ molar.

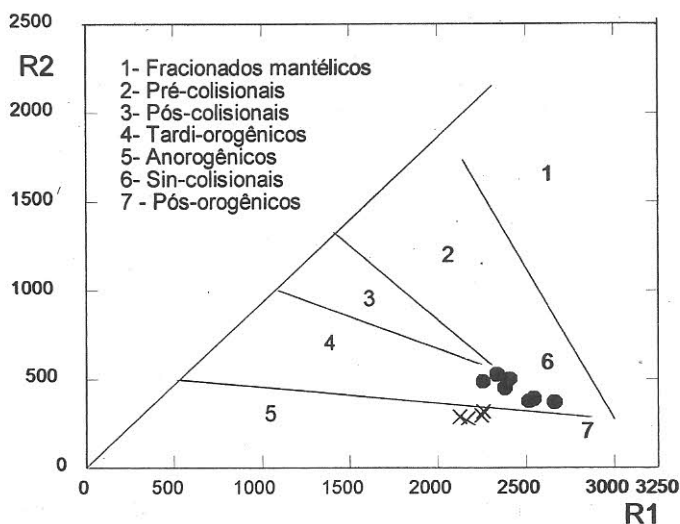


Figura 3 - Amostras do Granitos Tiquié (●) e Marié-Mirim (×) plotadas no diagrama multicatiônico de La Roche *et al.* (1980) modificado por Batchelor & Bowden (1985). Obs: $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

Nos diagramas de Harker, a sílica, nestes litotipos, mostra-se bastante elevada (71,4 a 75,6%). Porém, o intervalo de variação deste óxido mostra-se bastante restrito, especialmente com relação ao GMM (SiO_2 : 74,6 a 75,2%). Entretanto, pode-se observar no GMM teores muito baixos de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , MgO e CaO e em contrapartida, elevados para K_2O , Na_2O e Rb (Figuras 4 e 5). Apesar da homogeneidade composicional apresentada nos diagramas envolvendo $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ e $\text{Rb} \times \text{SiO}_2$ as amostras do GMM demonstram leve correlação positiva, sugerindo a atuação restrita de processos de diferenciação magmática, provavelmente ligados ao fracionamento de plagioclásio.

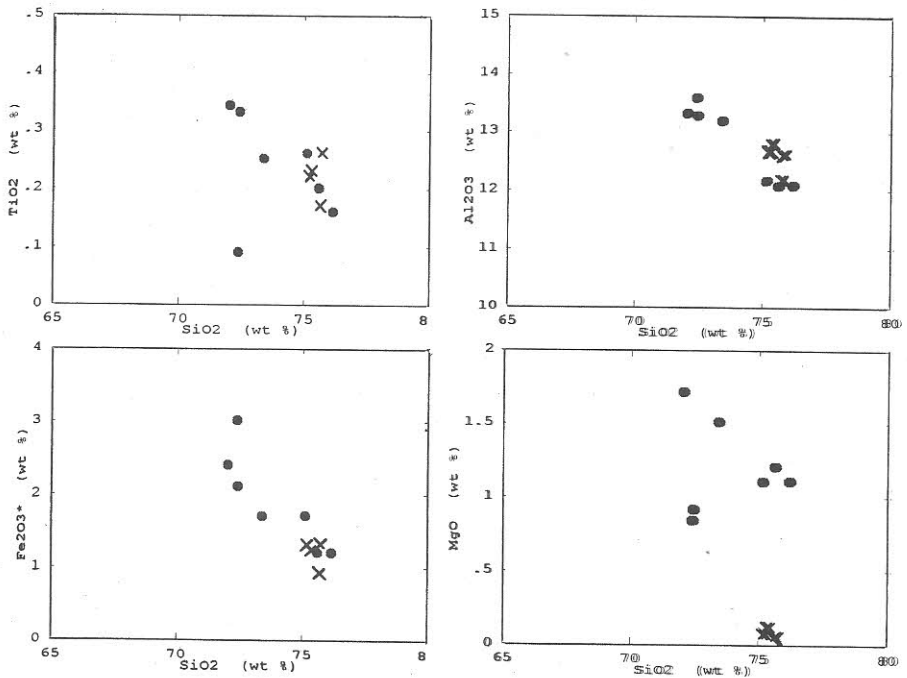


Figura 4 - Comportamento das amostras dos Granitos Tiquié (●) e Marié-Mirim (×) plotadas nos diagramas de Harker, envolvendo TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^* e MgO .

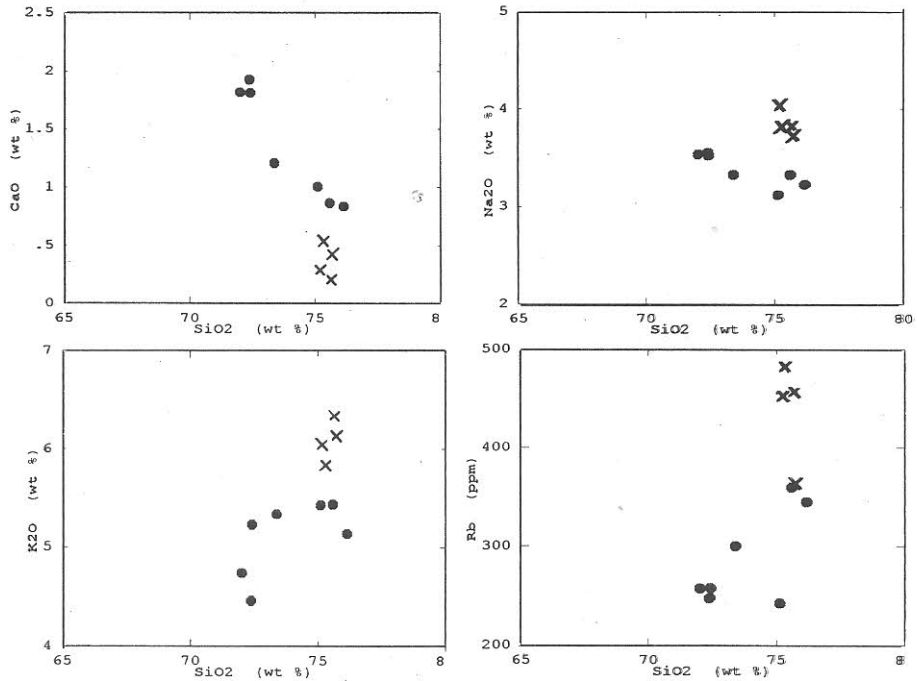


Figura 5 - Comportamento das amostras dos Granitoides Tiquié (●) e Marié-Mirim (×) plotadas nos diagramas de Harker, envolvendo CaO, Na₂O, K₂O e Rb.

No caso do GT também é possível identificar tendências aproximadamente lineares nos diagramas de Harker, envolvendo TiO₂, Fe₂O₃*, MgO, CaO e Na₂O (correlação negativa) e K₂O e Rb (correlação positiva). Este comportamento indica a existência de processos de diferenciação, por cristalização fracionada (plagioclásio, biotita e provavelmente anfibólio), nos litotipos do GT, sendo possível identificar nas amostras mais diferenciadas, valores de óxidos compatíveis ou próximos dos encontrados no GMM, como por exemplo TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃*, CaO e Rb (Figuras 4 e 5).

No diagrama multicatiônico R1-R2, as amostras do GMM plotam preferencialmente entre os campos dos granitoides anorogênicos a pós-orogênicos, enquanto o GT mostra comportamento pós-colisional a pós-orogênico. O GMM, pelas características petrográficas (e químicas) observadas, mostram-se em geral mais anidros (ou com taxas mais baixas de

fluidos) do que o GT. Além disso, este último apresenta maior contribuição de fontes crustais. O ambiente tectônico de geração destes corpos está associado a posterior implantação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central na região do Alto Rio Negro (Melo & Villas Boas, 1993) por volta de 1,7 Ga, podendo ter ocorrido um lapso de tempo entre a colocação do GT e do GMM. Evento tectônico mais jovem (1,0-1,2 Ga), em geral de características rúpteis, afetou todo este conjunto, inclusive os granitóides Marié-Mirim e Tiquié.

Os valores de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MnO e P₂O₅ dos GT e GMM apresentam semelhanças em relação à média dos granitóides tipo-A apresentada por Whallen *et al.* (1987) (Tabela 2). Da mesma forma, os litotipos estudados, sobretudo os GT, mostram, em alguns aspectos químicos, semelhanças com os granitos Proterozóicos e anorogênicos do sudoeste dos EUA (Anderson & Bender, 1989).

Tabela 2 - Quadro comparativo apresentando as médias dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim (Suíte Intrusiva Tiquié e Marié-Mirim) e a média dos granitóides tipo-A elaborada por Whallen *et al.* (1987).

%	GRANITO TIQUIÉ (7)*	GRANITO MARIÉ- MIRIM (4)*	GRANITO TIPO- A (148)*
SiO ₂	73,30	74,93	73,81
TiO ₂	0,28	0,22	0,26
Al ₂ O ₃	12,71	12,50	12,40
Fe ₂ O ₃	0,66	0,63	1,24
FeO	1,11	0,50	1,58
MnO	0,04	0,05	0,06
MgO	1,19	0,08	0,20
CaO	1,34	0,37	0,75
Na ₂ O	3,34	3,82	4,07
K ₂ O	5,07	6,13	4,65
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,04
P.F.	0,67	0,68	0,95
TOTAL	99,77	99,95	100,01
Rb	285 ppm	433 ppm	169 ppm

* n^o de amostras utilizadas para a obtenção das médias

CONCLUSÕES

1. Este trabalho demonstrou que os Granitos Marié-Mirim (GMM) e Tiquié (GT) apresentaram diferenças composicionais marcantes no que diz respeito à associação mineral e, principalmente, aos aspectos geoquímicos dos seus litotipos.
2. Apesar de ambos apresentarem algumas semelhanças texturais, nota-se no GMM a presença, mesmo que localizada, de intercrescimento gráfico e feições deformacionais acentuadas (sobretudo de caráter rúptil). Estas características sugerem, para este corpo, um posicionamento em nível crustal raso, e a atuação de deformação rúptil relacionada provavelmente ao evento Nickerie (1,0-1,2 Ga).
3. O ambiente geotectônico gerador destes granitóides (Granito Tiquié e Marié-Mirim) provavelmente foi o mesmo. Entretanto a(s) fonte(s) e os processos de produção e diversificação dos magmas devem ter sido distintos, atuando de forma diferente em ambos. Estudos litoquímicos detalhados envolvendo a análise de elementos traços (incluindo elementos terras raras) e estudos isotópicos, permitirão uma avaliação mais acurada a respeito da gênese destas rochas;
4. Com relação a tipologia preliminar dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim, pode-se classificá-los como granitóides tipo A do subgrupo A2 (Eby, 1992), devido ao caráter tardio e anorogênico do seu magmatismo, relacionado provavelmente ao final das atividades magmáticas graníticas da região do Alto Rio Negro. Além disso, indícios de textura rapakivi e a ausência de rochas máficas associadas reforçam esta hipótese. Considerando-se unicamente critérios químicos, apenas o Granito Marié-Mirim pode ser considerado um típico granitóide tipo A (Loiselle & Wones, 1979);
5. Com base nestes critérios e no conceito de White (1992), sugere-se a separação dos granitóides GT e GMM em suítes intrusivas distintas, propondo-se a permanência do termo Suíte Intrusiva Tiquié (SIT) de Pinheiro *et al.* (1976) e a criação do termo Suíte Intrusiva Marié-Mirim (SIMM).
6. As fácies mais fracionadas do Granito Tiquié mostraram-se potencialmente favoráveis para a ocorrência de mineralizações de estanho na forma de cassiterita, conforme já demonstrado por Melo & Villas Boas (1993). O Granito Marié-Mirim, devido ao seu caráter

peralcalino atestado em grande parte dos seus litotipos, poderia favorecer mineralizações de Nb e Ta na forma de columbita e tantalita.

Agradecimentos

O autor agradece a CPRM pelo apoio e infraestrutura dispensada à esta pesquisa e aos geólogos Hilton Túlio Costi (UFPA) e João H. Larizzatti (CPRM/Manaus) pelas discussões e sugestões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, J.L. & BENDER, E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, **23**: 19-52.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 43-55.
- DALL'AGNOL, R. & MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: Geologia, petrologia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(1): 3-14.
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644.
- GAUDETTE, H.E.; MENDOZA, V.; HURLEY, P.N.; FAIRBAIRN, H.W. 1978. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela. *Geological Society of America Bulletin*, **89**: 1335-1340.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183-210.

- LIMA, M.I.C. & PIRES, J.L. 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro - AM. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém, 1985. *Anais...* Belém, SBG. p. 140-154.
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abst. Prog.*, **11**: 468.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635-643.
- MELO, A.F.F. & VILLAS BOAS, P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro. Manaus, CPRM, 3 v. Relatório preliminar (inédito).
- MELO, A.F.F.; VILLAS BOAS, P.F.; JORGE-JOÃO, X.S. 1994. Plutonismo anorogênico na região do Alto Rio Negro, porção noroeste do estado do Amazonas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38. Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Camboriú, SBG. v. 1, p.183-184.
- PINHEIRO, S.S.; FERNANDES, P.E.C.A.; PEREIRA, E.R.; VASCONCELOS, E.G.; PINTO, A.C.; MONTALVÃO, R.G.M.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, W.; FERNANDES, C.A.C. 1976. Geologia. In: MME. PROJETO RADAMBRASIL ed. Levantamentos de Recursos Naturais. Folha NA-19 Pico da Neblina. Rio de Janeiro. DNPM, v. 11, p.17-137.
- REIS, C.C. & MONTEIRO, E.A. 1995. Reconhecimento geológico ao longo dos rios Curicuriari, Negro e Capuari. Manaus, CPRM. Relatório Interno (inédito). 15p.
- SANTOS, C.A.; GIOVANNINI, C.A.; GOMES, H.A.; LARIZZATTI, J.H.; MELO, A.F.F.; SANTIAGO, A.F.; VILLAS-BOAS, P.F. 1993. Projeto Serra Imeri. Manaus, CPRM, Relatório preliminar (inédito).
- SILVA, L.C. & SANTOS, J.O.S. 1994. Distribuição de ETR e granitogênese na região do Alto Rio Negro (AM). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG. p. 235-237.
- WHALLEN, J.B.; CURRIE, R.L. & VAN BREMEN, D. 1987. Episodic Ordovician-Silurian plutonism in the Topsails Igneous Terrane, Western Newfoundland. *Royal Society of Edinburgh Transactions* **78**:17-28.
- WHITE, A.J.R. 1992. Granite Handbook. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Short Course notes...* São Paulo, SBG. 109 p.

**FACIES ANALYSIS OF THE LOWER SUCCESSION
OF THE UPPER ITAPECURU FORMATION,
SÃO LUÍS BASIN, NORTHERN BRAZIL.**

Dilce de Fátima Rossetti

Museu Paraense Emílio Goeldi - MPEG
Av. Magalhães Barata, 376, C.P. 399, Belém-PA
e-mail: rossetti@museu-goeldi.br

ABSTRACT	242
INTRODUCTION	242
STRUCTURAL AND STRATIGRAPHIC FRAMEWORK	243
FACIES ANALYSIS OF THE LOWER SUCCESSION	245
Facies Association 1: Mid- to Upper-Shoreface Deposits	248
Facies Association 2: Foreshore Deposits	256
Facies Association 3: Lagoon/Washover Deposits	259
Facies Association 4: Tidal Channel Deposits	262
RECONSTRUCTION OF THE DEPOSITIONAL SETTING	265
HYDRODYNAMIC RECONSTRUCTION	268
CONCLUSIONS.....	272
REFERENCES	273

ABSTRACT

The Lower Succession of the Upper Itapecuru Formation exposed in the eastern margin of the São Luís Basin is 30-35 m thick and consists of sandstones, mudstones, and minor limestones and conglomerates. Facies analysis led to the recognition of four depositional environments within this unit: mid- to upper-shoreface, foreshore, tidal channel and lagoon/washover.

The mid- to upper-shoreface association consists of amalgamated sandstones and minor conglomerates deposited mainly by storm processes. The sandstones occur in thin intervals (up to 3 m thick) bounded by discontinuity surfaces with large-scale (up to 40 m long), either symmetrical or asymmetrical scours (swales) arranged into a regular repetitive pattern. These surfaces are attributed to erosion of the sea bottom due to the passage of vigorous storms. The foreshore association consists mainly of sandstones with sedimentary features generated by fair-weather waves. The tidal channel association is characterized by cross-stratified sandstones with features diagnostic of tidal processes, which are bounded by a basal discontinuity surface with relief of circa 2.5 m. Finally, the lagoon/washover association consists of mudstones, with minor limestone layers and sandstone lenses; the latter present sedimentary structures indicative of combined flow action. A variety of features (e.g., palygorskite, synaeresis crack, faunal/ichnological assemblage) suggests that the lagoon/washover association formed in a coastal basin with freshwater and marine influxes. These features, together with the overall facies architecture, led to propose a barred, probably wave-dominated estuarine system for the Lower Succession, which is consistent with a paleocoast characterized by micro- to meso-tidal regime. The paleocoast had a complex flow distribution and was of a mixed type, i.e., was affected by tidal currents, fair-weather wave and storm-generated flows.

INTRODUCTION

The Itapecuru Formation extends for great part of the Maranhão and Pará states, occurring in the marginal São Luís and Bragança-Viseu basins, as well as in the northern portion of the Parnaíba Basin. Since its formal definition (Campbell, 1949), the Itapecuru Formation has been considered to include only continental deposits (e.g., Colares and Cavalcanti, 1990); however, a work has suggested a general shallow marine setting for the

Upper Itapecuru Formation exposed in the São Luís Basin (Rodrigues *et al.*, 1990). Beyond these interpretations, little is known about the depositional environments of this unit.

The Upper Itapecuru Formation exposed in the eastern portion of the São Luís Basin consists of two lithological units informally named as “the Lower Succession” and “the Upper Succession” (Rossetti, 1996a). Studies combining facies analysis and sequence stratigraphy revealed these successions to represent portions of distinct incised paleovalley systems (Rossetti, 1996b). The Lower Succession, of eo-Cenomanian age (Pedrão *et al.*, 1993), represents part of the lower paleovalley.

The major goal of this paper is to describe the facies and understand the depositional settings of the Lower Succession of the Upper Itapecuru Formation exposed in the eastern portion of the São Luís Basin by documenting in detail the range of facies, their vertical/lateral arrangement within the sections, and the stratigraphic correlation between sections. The studied succession is particularly well exposed and the sedimentary structures are exceptionally well preserved in the study area (Figure 1), which allowed the paleoenvironmental analysis presented herein.

STRUCTURAL AND STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

The São Luís Basin occupies an area of 18,000 Km² in the central part of the Gurupi Graben System. This is a northwest/southeast-trending structure that developed along the Brazilian Equatorial Atlantic Margin as a result of the northeast/southwest regional shear related to the split between South America and Africa (Azevedo, 1991). The tectono-sedimentary evolution of the basin closely followed the overall history of other basins located in the Brazilian Equatorial Continental Margin, and is summarized in terms of three main stages (Figure 2). The pre-rift stage began in the Aptian in response to lithospheric thinning, and resulted in a broad, slowly subsiding depression. This was the time for the accumulation of fluvial and lacustrine sandstones of the Grajaú Formation and black shales, limestones, and anhydrite of the Codó Formation. The rift stage occurred during the Albian, when the basin underwent a pull-apart phase owing to pronounced

east/west-oriented, strike-slip tectonism; this stage culminated in a period of compression that led to basin uplift and inversion. During this time, coarse-grained fluvial and deltaic sandstones of the Lower Itapecuru Formation (Aranha *et al.*, 1990) filled most of the basin (Francisconi and Roncarati, 1965; Carvalho, 1987). Finally, the third or drift stage started in the late Albian to Cenomanian and records the continental breakup and fast sea floor spreading associated with thermal decay. This phase resulted in the northward tilting of the basin and deposition of the Upper Itapecuru Formation. The depositional environments of this unit, which is exposed in the study area, have been discussed in several publications (e.g., Lima and Leite, 1978; Cunha and Del'Arco, 1988; Colares and Cavalcanti, 1990).

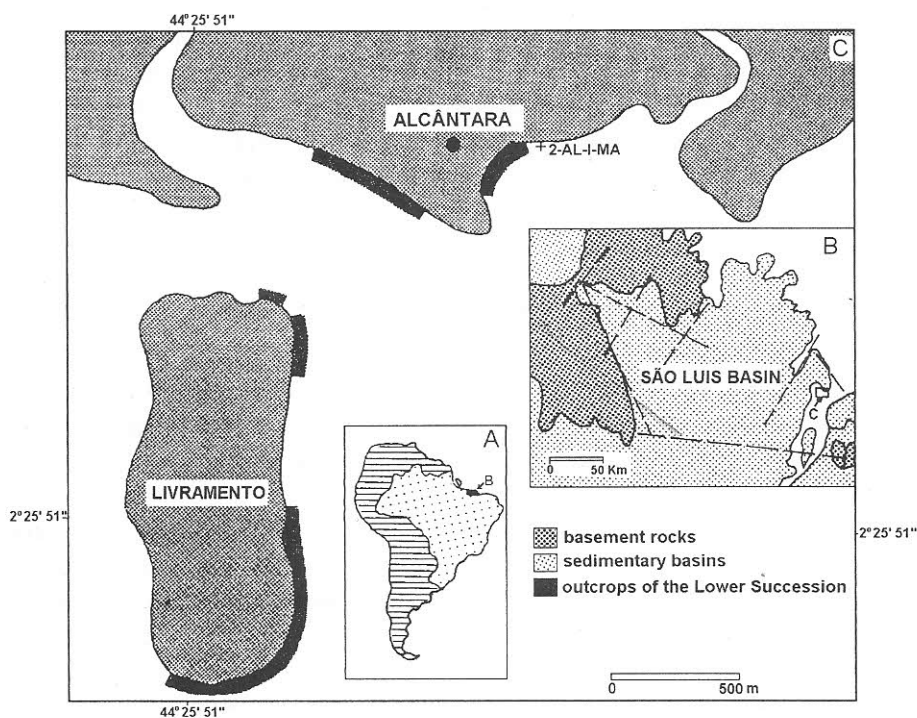


Figure 1- Location map of the study area in the São Luís Basin, northern Brazil.

These studies have recorded alluvial fan, braided-fluvial, eolian, lacustrine, deltaic, and estuarine settings in this unit. The only publication on the Upper Itapecuru Formation exposed in the study area interpreted tidal flat, shoreface, and inner shelf settings (Rodrigues *et al.*, 1990).

AGE	ROCK TYPE	LITHOLOGY AND SEDIMENTARY SETTING	TECTONIC PHASE
LATE TERTIARY	BARREIRAS/PIRABAS FORMATION	LIMESTONES, SANDSTONES AND SHALES (TRANSITIONAL/SHALLOW MARINE)	DRIFT
LATE CRETACEOUS/EARLY TERTIARY	UPPER ITAPECURU FORMATION	SANDSTONES, SHALES, AND MINOR LIMESTONE (CONTINENTAL-SHALLOW MARINE)	
EARLY CRETACEOUS	ALBIAN	LOWER ITAPECURU FORMATION	RIFT
	APTIAN	CODO/GRAJAU FORMATION	PRE-RIFT

Figure 2 - Stratigraphic chart and main tectonic stages of the São Luís Basin.

FACIES ANALYSIS OF THE LOWER SUCCESSION

The analysis of genetically related facies led to the recognition of four facies associations (assigned 1 to 4) for the Lower Succession in the study area (Table 1). These were deposited by storm and/or tidal processes and are attributed to represent mid- to upper-shoreface, foreshore, tidal channel and lagoon/washover environments (Figure 3). This section describes the characteristics of each facies association and discuss the depositional settings of the Lower Succession.

Table 1 - Summary of the main sedimentary features of the facies assemblages recognized in the Lower Succession.

Type	Facies Assemblage	Description	Interpretation
1	Ss, Sup, Slc, and minor G	Sandstones internally dominated by storm-generated, combined flow features (e.g., swaley/hummocky cross stratification, undulating parallel lamination, and large-scale cross stratification). Sandstones are amalgamated and form packages defined by bounding surfaces with regularly-spaced scours up to 40 m wide, which are attributed to storm erosion.	Mid- to upper-shoreface
2	Sh, Scl, and minor Ss	Sandstones with an abundance of fair-weather wave-generated structures, which coexist with horizontal to low angle cross-lamination.	Foreshore
3	Ml, Mm/d, L, Ss, and Sup	Laminated and massive/deformed mudstones with synaeresis crack, root, and Gyrolithes trace fossil, which interfinger with minor layers and lenses of limestone with microkarstic surface, fenestral cavity, nodular fabric, mottling and microbbreciation. Interbedded sandstone lenses with swaley, undulating parallel, and climbing ripple cross lamination.	Lagoon/washover
4	Ssg, GS, and H	Sandstone and mudstone with erosive, basal bounding surface, which is concave-up shaped and has intraformational lag. The fill is represented by tidal-generated, sigmoidal cross-stratified sandstone, intraformational conglomerate with sandstone lenses, and heterolithic-bedded deposits with features indicatives of ebb/flood and neap/spring tidal cycles.	Tidal channel

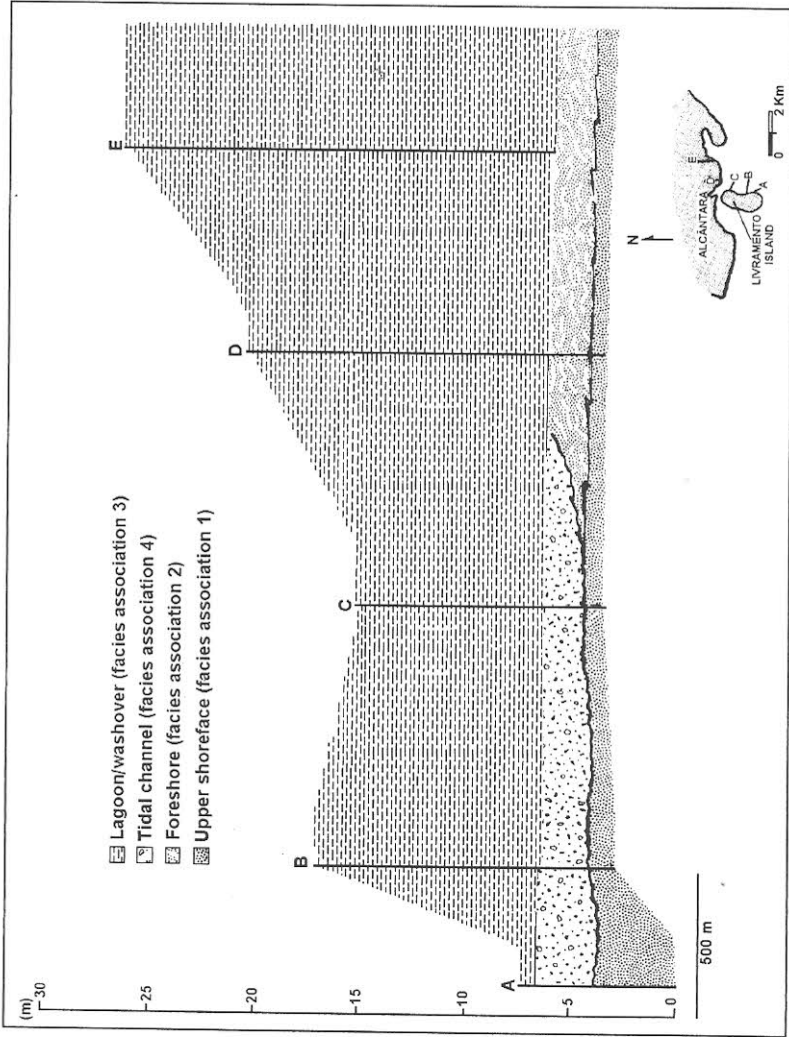


Figure 3 - Distribution of the facies associations of the Lower Succession of the Upper Itapecuru Formation, with the interpreted depositional settings. A-C= sections at the Livramento Island; D= Barco Beach Section; E= Baronesa Beach Section.

Facies Association 1: Mid- to Upper-Shoreface Deposits

Facies association 1 is better exposed at the Livramento Island Section, in the lowermost parts of the profiles. This association consists mostly of amalgamated sandstone bodies with intergrading swaley cross-stratification, undulating parallel lamination, and large-scale low-angle cross bedding. The sandstones are moderate to well-sorted, mostly very fine- to fine-grained, though medium and coarse grain sizes are locally present.

This association is arranged into several intervals, up to 3 m thick, that are bounded by erosive surfaces with regularly-spaced scours. The scours are up to 40 m wide, have both symmetrical and asymmetrical profiles, and are commonly mantled by mudstone and/or sandstone clasts. Minor asymmetrical and symmetrical to nearly symmetrical scours are superimposed on the large scale scours. Association 1 lacks trace fossils, except for a nearly 1 m thick, highly bioturbated layer with *Diplocraterion*, *Thalassinoides*, and *Palaeophycus* (?).

Based on sedimentary structures, three sandy lithofacies were distinguished within facies association 1: (a) swaley cross-stratified facies; (b) undulating parallel-laminated facies; and (c) large-scale, low-angle cross-bedded facies. In addition, a conglomeratic facies (d) intergrades with the sandstones.

a) Swaley cross-stratified sandstone facies (Ss):

This facies consists of gently curved laminations that flatten upward and drape broad, shallow scours or swales (Figure 4A). Swales range from several dm to 6 m wide (averaging 1.5 m) and several cm to 0.8 m deep (averaging 0.15 m). Swaley cross strata form isolated sets, groups of three to four superimposed sets, or amalgamated, laterally cross cutting sets. Asymmetrical sets are more common than symmetrical, and have thicker, more steeply inclined laminations ($<15^\circ$) on the upflow margin of the swales, and thinner, more gently inclined laminations on the downflow side. Symmetrical sets have laminae that are either slightly discordant or conformable to the underlying scours. In both cases, the laminations are separated by erosion surfaces and/or mudstone drapes mm to several cm

thick (Figure 4B). Subsidiary, cross-laminated sets with undulating lower boundaries and minor discontinuities are locally present (Figure 4B). These sets show parallel laminae that change into high-angle cross stratification in the down flow direction.

Minor hummocky and trough cross stratification are also interbedded with this facies. Hummocky cross sets (Figure 4B) have wavelengths of up to 2.5 m and are particularly well preserved on the downflow edges of the swales.

Paleocurrent data derived from the Ss facies indicate a main south/southeast flow direction. Measurements were collected in the more scoured (up flow) side of the swales, where laminae dips are steeper.

b) Undulating, parallel-laminated sandstone facies (Sup):

This facies consists of fine- to very fine-grained sandstones, characterized by laterally extensive, parallel laminations above undulating erosion surfaces. These deposits form sets up to 0.50 m thick, have wavelengths around 4-5 m, and amplitude ranges of 0.10 to 0.20 m. Undulating parallel laminations grade downflow into cross beds dipping to the southeast. The foresets become progressively steeper, and then give way to less steeply dipping strata. The latter ends into parallel-bedded, contorted, and/or massive silty-mudstones. Within a set, cross laminae are separated into packages less than 5 cm thick defined by reactivation surfaces and/or mud drapes; locally, sequences of alternating thick/thin sandstone bundles are present. Asymmetric and/or nearly symmetric ripple marks occur both within the mudstone and on the lower set boundaries.

c) Large-scale, low-angle cross-bedded sandstones (Slc):

This facies comprises large-scale (1 to 3 m thick) sets of low-angle (10° - 12°) dipping beds with a complex hierarchy of internal bounding surfaces (Figures 4C and 4D). These cross beds are mostly oriented to the southwest. The Slc facies is better developed in the more concave up part of a broad bounding surface about 500 m wide and 3 m deep located in the central part of the Livramento Island Section.

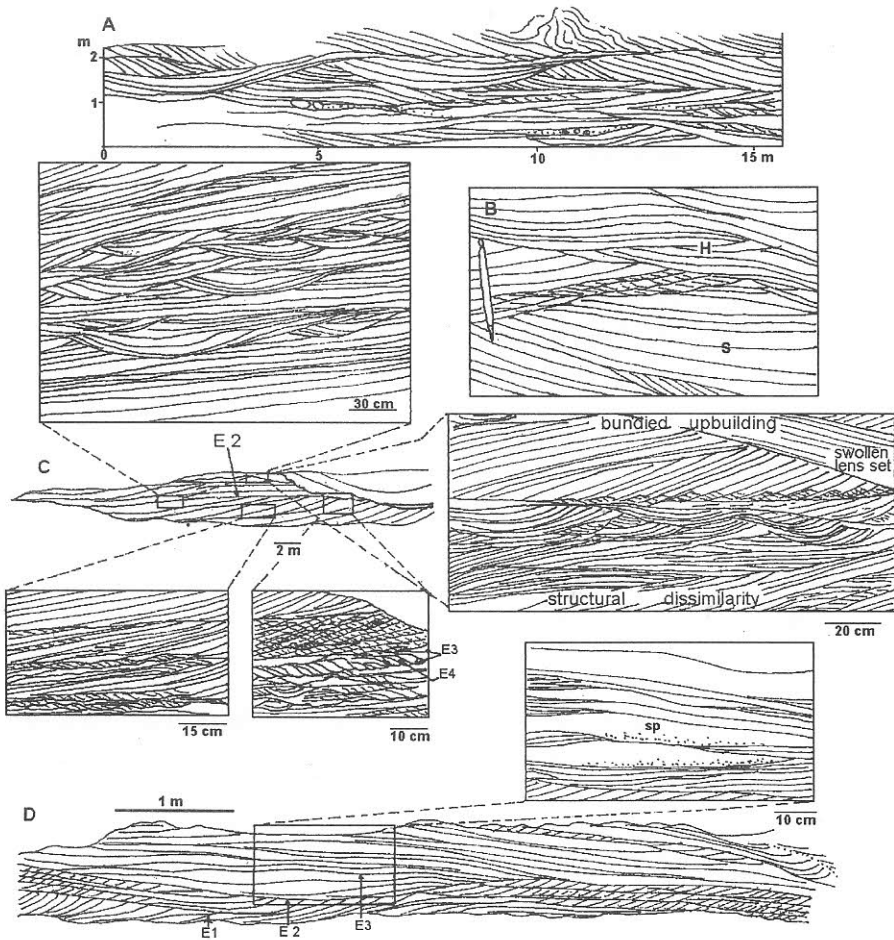


Figure 4 - Sedimentary features of facies association 1, interpreted as mid- to upper-shoreface deposits. A) large-scale swaley cross sets; B) swaley (S) and hummocky (H) cross stratification; C,D) large-scale, low-angle cross sets illustrating compounding bedding (C) and swell-and-pinch (D) types. The blow-outs show details of the internal sedimentary structures. (sp=swell and pinch lamination).

Based on internal structures, four types of Slc deposits are recognized and occur in lateral succession. The first consists of sets with simple foresets. The second consists of compound cross stratification with

internal, mm- to cm-scale, cross-laminated, and minor parallel-laminated sets and cosets (Figure 4C). The small-scale cross sets: 1) commonly ascend (climb) southeastward; 2) laterally grade into parallel to low-angle cross laminations or small- to medium-scale swaley cross sets; 3) show undulating boundaries; and 4) occur even within very coarse- to pebbly-grained sandstones. At places, ripple and megaripple formsets (mostly symmetrical) are preserved, and they show internal structures that change over short distances from bundled-upbuilding to either chevron or swollen lens-like set laminations, which are all features described by Raaf *et al.* (1977). The third style of Slc facies consists of cross beds with internal swell-and-pinch surfaces (Figure 4D). The term 'swell-and-pinch' was used by Boersma (1970) and Raaf *et al.* (1977) for similar, but small-scale, undulating laminations that truncate one another by lateral thickening and condensation. Finally, the fourth style of Slc facies differs from the others as it has dm-scale, cross-laminated and minor parallel-laminated sets bounded by catenary- to scoop-shaped erosion surfaces. The cross sets of these intricate-bounded beds are either opposed-dipping in a bundled upbuilding pattern or dip consistently in the dominant 'upflow' direction.

Four orders of surfaces, ranked E_1 to E_4 , are recognized within the Slc facies. These bounding surfaces are commonly mantled by thin mud drapes. E_1 surfaces define the boundaries; these are the surfaces with large-scale scours mentioned earlier. E_2 surfaces are truncated by E_1 surfaces and, in turn, truncate E_3 surfaces. They are sigmoidal- to sinusoidal-shaped or slightly undulating and, in most cases, their position within the Slc facies coincides with the connection points between the large scale scours of the E_1 surfaces. E_3 surfaces separate packages of large-scale foresets; these surfaces have variable shapes and, in the case of the simple foreset type, locally separate sequences of thick/thin sandstone packages. Finally, E_4 surfaces are regularly-spaced, tangential-shaped, minor discontinuities truncated by E_3 surfaces. They separate packages of foresets mm to dm thick bounded by E_3 surfaces.

d) Conglomeratic facies (G):

This facies consists of poorly-sorted conglomerates with coarse-grained sandy matrix, which is interbedded with swaley cross-stratified and

undulating parallel-laminated sandstones. The clasts vary from pebbles to boulders up to 3 m long, are sub-angular to well-rounded, and consist of mudstone, sandstone, and minor quartz and granite. Lenses and tabular packages of conglomerate characterize this facies. Lenticular and tabular units range from 0.20 to 1 m thick, are massive or trough cross-stratified, and fine upward into ripple cross-laminated sandstones. Mudstone to fine-grained sandstone layers 0.05 to 0.15 m thick are locally present in this facies. Large-scale cross sets have internal small-scale (a few cm thick), climbing sets with undulating boundaries. Fossil fragments, including dinosaur, turtle, fish, crocodile, and crab, are present in this facies.

Interpretation

Facies association 1 was deposited mostly under the influence of storm processes, which is suggested by the swaley and minor hummocky cross stratification, undulating parallel lamination, and numerous combined-flow features within the Slc facies. The dominance of these storm-generated features and the trace fossils *Skolithos*, *Diplocraterion*, and *Palaeophycus*, suggest a high-energy, shallow-marine environment above the storm wave base and close to the fair-weather wave transition, probably on the middle to upper shoreface (Dott and Bourgeois, 1982; Walker, 1984). The amalgamated nature of the sandstone beds is consistent with this interpretation. Amalgamation suggests frequent storm events and deposition above storm wave base (Dott and Bourgeois, 1982; Brenchley *et al.*, 1986). Storm waves traveling over shallow shoreface areas result in more frequent and deep scours due to shoaling (Kumar and Sanders, 1976). For instance, storm processes produced scours as deep as 1 m on the shoreface along the south coast of Long Island, New York (Kumar and Sanders, 1976). The broad, concave up surface underlying the Slc facies in the Livramento Island Section indicates local channeling caused by intense storm scouring. Similar channels have been observed in other ancient shoreface settings (e.g., Duke *et al.*, 1991a). In the study area, pronounced erosion of nearshore settings would have furnished large volumes of sand, which were transported either as turbulent suspended-load or as a mass of suspended-load and bedload. As the storm finally waned, abundant reworked sand accumulated, burying the scoured surfaces and resulting in the intervals with

amalgamated, storm sandstone. The finer-grained fractions were either carried further outward or settled. In the latter case, preservation potential would have been low, probably due to the reworking during subsequent storm events, which resulted in abundant mudstone intraclasts.

The presence of swaley cross stratification indicates a storm-dominated shoreface setting for association 1 (e.g., McCrory and Walker, 1986; Duke and Prave, 1991; Plint and Norris, 1991; Hadley and Elliot, 1993). Although the physical processes responsible for generating swaley cross stratification are still debated (e.g., Nøttvedt and Kreisa, 1987; Allen and Underhill, 1989; Arnott, 1992), this structure has been considered a variety of hummocky cross stratification, recording the migration of low relief bedforms under storm-generated, combined flows (e.g., McCrory and Walker, 1986; Arnott, 1992). The swaley cross sets of the study area are attributed to storm-generated, combined flow processes on the basis of: a) their asymmetrical and symmetrical to nearly symmetrical shapes; b) the subsidiary cross sets with undulating lower boundaries; and c) the intergrading with hummocky and trough cross stratification, as well as with undulating parallel lamination that grades into low-angle cross bedding with progressively steeper foresets. The transition from angle-of-repose to low-angle to swaley/hummocky cross stratification is attributed to increasing oscillatory flow (Nøttvedt and Kreisa, 1987). The numerous internal erosion surfaces are attributed to complex, short-term orientations of the flow during storms (Swift *et al.*, 1983; Nøttvedt and Kreisa, 1987; Arnott and Southard, 1990). The undulating parallel lamination may have formed during periods of upper flow regime and when the oscillatory motion was stronger than the unidirectional one (Arnott, 1992). The superimposed sets of undulating parallel lamination that end downflow in mudstones record successive, short-lived, waning flow episodes, which are typical of storms. Massive and deformed mudstones at the set ends are probably due to flow deceleration during waning periods. Coexisting asymmetrical and symmetrical ripple marks are also consistent with combined flow.

Unsustainable, high energy, storm processes are also indicated in facies G by the undulating boundary of the climbing cross sets that occur superposed in the large scale cross sets. Additionally, the granite clasts and the terrestrial vertebrate fragments were externally sourced. Such components, which are absent in the underlying deposits, probably resulted

from the reworking of coastal material by powerful storm-generated flows. Similar deposits have been recorded from other storm-generated settings (e.g., Celles, 1987; Long, 1993).

Although the shoreface was dominated by storms, fair-weather periods led to minor deposition by tidal currents. Evidences for tidal processes are the thick/thin bundle sequences of the Sup facies and simple foreset type of the Slc facies. Similar features have been attributed exclusively to ebb/flood tidal oscillations (e.g., Koster, 1983; Yang and Nio, 1985; Kreisa and Moiola, 1986; Koster *et al.*, 1987; Leckie and Singh, 1991). The tidal imprint probably occurred when the oscillatory motion decreased momentarily. Similar depositional settings experiencing mixed storm- and tidal-processes have been increasingly recorded in the literature (e.g., Johnson and Baldwin, 1986; Harris and Eriksson, 1990; Amos *et al.*, 1995; Colquhoun, 1995).

Determining the sedimentary process responsible for deposition of the Slc facies is problematic. Large-scale cross stratification with a hierarchy of internal bounding surfaces indicates migration of large-scale bedforms (i.e., bars and/or megaripples) under highly unsteady flows (e.g., Mowbray and Visser, 1984; Chakraborty and Bose, 1990; Simpson and Eriksson, 1991); however, such structure has been recorded in both tidal (e.g., Houboldt, 1968; Allen, 1980; Dalrymple, 1984) and storm settings (e.g., Swift, 1976; Flemming, 1988; Driese *et al.*, 1991). Detailed analysis of the sedimentary features within the Slc facies of the study area led to interpret that both tide and storm processes influenced deposition. Tidal currents are locally recorded by the thick/thin bundle sequences of the simple foresets, as discussed earlier. Storm flows are recorded by numerous features, as discussed below.

The dominance of large-scale cross stratification with very low dip angles (e.g., 10° - 12°) and the compound sets dominated by small-scale climbing, instead of descending, cross sets are better attributed to storm processes. Storm flows typically favor both bedforms with gently dipping slipfaces, and sediment-laden suspensions, which promote the development of abundant low-angle dipping strata and climbing ripple cross lamination, respectively (Nøttvedt and Kreisa, 1987; Arnott, 1992). The swell-and-pinch style of Slc facies is also more consistent with a storm interpretation. Swell-and-pinch lamination is a feature typical of orbital flows (Raaf *et al.*, 1977).

Thus, the large-scale, swell-and-pinch beds of the study area probably resulted from the action of large waves during storms. The lateral transition from either compound or simple foreset styles of Slc facies to intricate-bounded sets suggests changes over short distances from asymmetric bedforms (with well defined flow separation) to symmetric/nearly symmetric bedforms (with reduced or no flow separation). Subtle changes in flow regime were required to produce such features. The numerous downflow transitions between the simple foreset type to compound type show frequent change in flow regime even during the development of a single bedform. Such change is not common with purely tidal processes, and storm influence is suggested for the Slc facies. It is proposed that storm flows would have interacted with local, tidal currents to temporarily reinforce and/or modify the bedform geometry. This interpretation is in agreement with modern and ancient shallow marine deposits, which record combined (oscillatory and unidirectional) flows resulting from the interaction of storm and local (e.g., tidal) currents (e.g., Dott and Bourgeois, 1982; Nøttvedt and Kreisa, 1987; Snedden *et al.*, 1988; Duke *et al.*, 1991b; Cheel and Leckie, 1993).

A storm influence during deposition of the Slc facies is further consistent with the details of the internal bounding surfaces. The E_1 surfaces are attributed to storm erosion on the basis of two main features: 1) the association of symmetric and asymmetric scours, which denotes the coexistence of oscillatory and unidirectional motions; and 2) the large scale and regular spacing of the scours, which are consistent with the oscillation of large, thus probably storm-generated, waves (Swift *et al.*, 1983). The E_2 surfaces probably record changes in flow velocity as the bedforms migrated over the swaley morphology of the underlying E_1 surfaces. The occurrence of E_2 surfaces invariably at the connection between large scale swales is consistent with this interpretation. Migrating bedforms would have slowed when passing from one swale to another due to flow deceleration, resulting in relatively steeper-dipping erosion surfaces, i.e., the E_2 type. The gently-dipping E_3 surfaces are attributed to the climbing of smaller scale bedforms on the slipface of larger ones due to subordinate flows. A combined flow origin for the resulting cross sets is supported by: 1) the highly undulating set boundaries; 2) the transition of unidirectional cross sets into bedforms with symmetrical profiles, but with internal features that frequently change

from bundled-upbuilding to chevron and swollen lens-like laminations; 3) the transition into swaley cross sets; 4) the lateral gradation from parallel lamination to cross lamination with progressively increasing dip angles; and 5) the occurrence in pebbly- to coarse-grained sandstones (e.g., Raaf *et al.*, 1977; Arnott and Southard, 1990). In particular, the last feature is considered diagnostic of storm processes (e.g., Leckie, 1988; Cheel and Leckie, 1993). Finally, the regularly-spaced E₄ surfaces that separate foreset packages reflect minor erosion on the lee face of superimposed bedforms due to short term, but periodic, fluctuations in flow velocity.

The shape of E₃ surfaces in the Slc facies suggests bedforms with low-angle, tangential to sigmoidal slipfaces. Such bedforms indicate rapid vertical accretion promoted by the dominance of suspended-load over bedload, and flow close to dune-plane bed transition (e.g., Jopling, 1965; Bagnold, 1966). This flow condition probably explains the dominance of ascending cross sets in the compound bedding style of the Slc facies. Descending cross sets were probably precluded because, as ripples oriented in the dominant flow direction reached the brink point of the large bedforms, sediment was deposited either as parallel laminae or laminae dipping only slightly more steeply than the large bedform slipfaces.

Facies Association 2: Foreshore Deposits

Facies association 2 forms a single unit up to 5 m thick of fine- to medium-grained sandstone with horizontal lamination, complex lamination, and swaley/trough cross stratification (Figure 5). Horizontal laminated sandstones (facies Spp) resemble facies Sup of association 1, but the set boundary in this case is planar. Horizontal-laminated deposits occur in the lowermost 1 m of the Barco Beach Section, are laterally continuous for several meters, and laterally grade into cross stratification that gently dips either northeastward or southwestward. Complexly-laminated sandstone (facies Scl) consists of complexly intersecting, cross-laminated sets, which are cm to dm thick and typically discontinuous. Cross bed dip is mainly to the southeast or southwest.

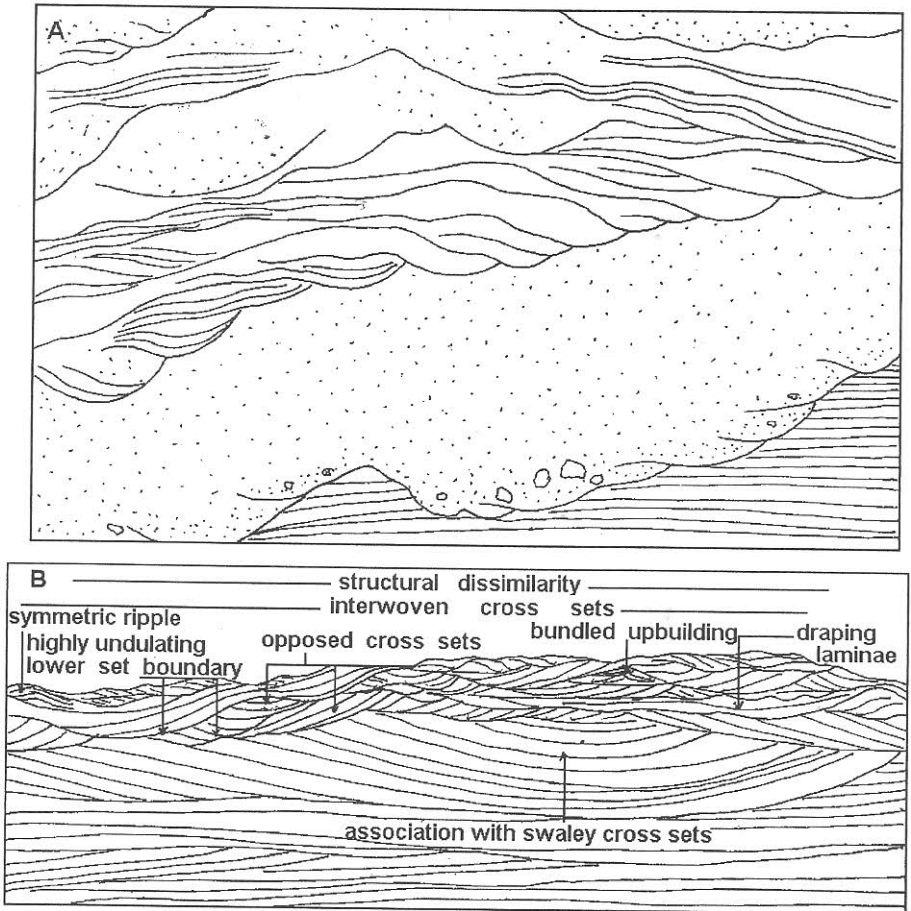


Figure 5 - Sedimentary features of facies association 2, interpreted as foreshore deposits, illustrating: A) wave-ripple cross lamination with undulating lower set boundaries (arrows) and abundant reactivation surfaces; B) swaley cross sets grading upward into complexly-laminated cross laminations with a variety of sedimentary features attributed to combined flow processes. The deposits in this instance fill foreshore channels formed by storm action.

A variety of features described by Raaf *et al.* (1977) are recognized in this facies, including: a) symmetrical, opposed-dipping, chevron upbuilding; b) slightly asymmetric, opposed-bundled upbuilding; c)

laminations that offshoot against adjacent sets; d) laminations that contrast with the preserved ripple form; e) intricate, interwoven, cross laminated sets; and f) structures that change rapidly within short distances (structural dissimilarity). Unidirectional (locally climbing) cross-laminated sets with undulating boundaries are also included in this facies. Individual sets reach up to 0.2 m thick, have abundant erosion surfaces separating foreset packages (dm to a few cm thick), and form cosets up to 1 m thick.

Swaley/trough cross-stratified sandstone occurs in the uppermost portion of facies association 2, forming east/northeast-oriented sets similar to the Ss facies of association 1. However, in this case: i) trough cross sets dominate over swaley cross sets; and ii) the cross-stratified sandstones are confined to a series of regularly-spaced, channels about 10 m wide and 2 m deep. Trace fossils (*Skolithos*, *Ophiomorpha* and *Planolites*) are more abundant in association 2 relative to association 1.

Interpretation

The unit with laterally continuous, horizontal lamination and the increase in both biogenic reworking and fair-weather, wave-generated features compared to association 1 indicate that association 2 was deposited in the transition to or above the fair-weather wave base, in the shallower waters of the foreshore zone (e.g., Clifton *et al.*, 1971; Driese *et al.*, 1991). The abundance of unidirectional cross lamination in association with wave-generated structures indicates that local currents interacted with the fair-weather waves. In addition, the regularly-spaced, channel scours filled with trough and swaley cross stratification at the top of this unit led to suggest that the foreshore setting would have been affected by storm processes.

The horizontal-laminated deposits that grade into very low-angle cross stratification are attributed to swash-backwash action on beaches (e.g., Reinson, 1984; Driese *et al.*, 1991). The Scl facies is attributed to the migration of mostly ripples under the influence of orbital flows. This interpretation is based on the fact that the features in this facies resemble those considered diagnostic of wave-generated sedimentary processes (e.g., Boersma, 1970; Raaf *et al.*, 1977; Harms *et al.*, 1982). The unidirectional cross lamination with undulating set boundaries records current and oscillatory flows acting simultaneously, but with dominance of the first.

Thick intervals of persistently unidirectional (commonly climbing) cross sets reflect more prolonged periods of asymmetrical combined flows. The interaction of fair-weather waves with local (tidal and/or longshore) currents may explain the origin of this lithofacies, and is consistent with the proposed foreshore interpretation.

The storm-generated channels at the top of the foreshore association are interpreted as outlets associated with a ridge and runnel system. This interpretation is consistent with the channel size and the offshore-oblique orientation of the internal cross sets. A modern analogue is the foreshore areas along the northern Massachusetts coast (Davis Jr. *et al.*, 1972; Davis Jr., 1985). Similarly to the study area, the Massachusetts coast is also of a mixed (tide/storm/wave)-influenced type. The ridge and runnel morphology along that coast has been attributed to the combined action of tide and storm flows. Based on comparisons with this modern analogue, the channel scouring of the study area is attributed to periods of intense erosion, which probably occurred when the spring tides were enhanced by storm flows. The storm reworking of nearby beach and dune areas would have been the sand source to fill the channels and also form the ridges between channels.

Facies Association 3: Lagoon/Washover Deposits

Association 3 (Figure 6A-C) consists mostly of mudstones with minor sandstones and limestones. These deposits are better exposed at the Livramento Island, Baronesa Beach, and Praia do Barco sections, and they form the thickest (up to 18 m) unit of the study area.

Some mudstones are laminated- to thinly-bedded (facies Ml), in which case bioturbation and body fossils are absent. Also common are mudstones with massive or contorted bedding (facies Mm/d). Characteristic features of the Mm/d facies are syneresis cracks (Figure 6B) and abundant palygorskite balls, 10-20 cm in diameter (Figure 6C). The palygorskite occurs in layers only one ball thick, or balls are tightly-packed into muddy intervals up to 1.5 m thick. Palygorskite-free and palygorskite-bearing layers are laterally continuous and have uniform thickness and sharp contacts. Fossils are widely dispersed in the Mm/d facies and mostly include gastropod molds and turtle remains, with minor vertebrate teeth. Burrowing

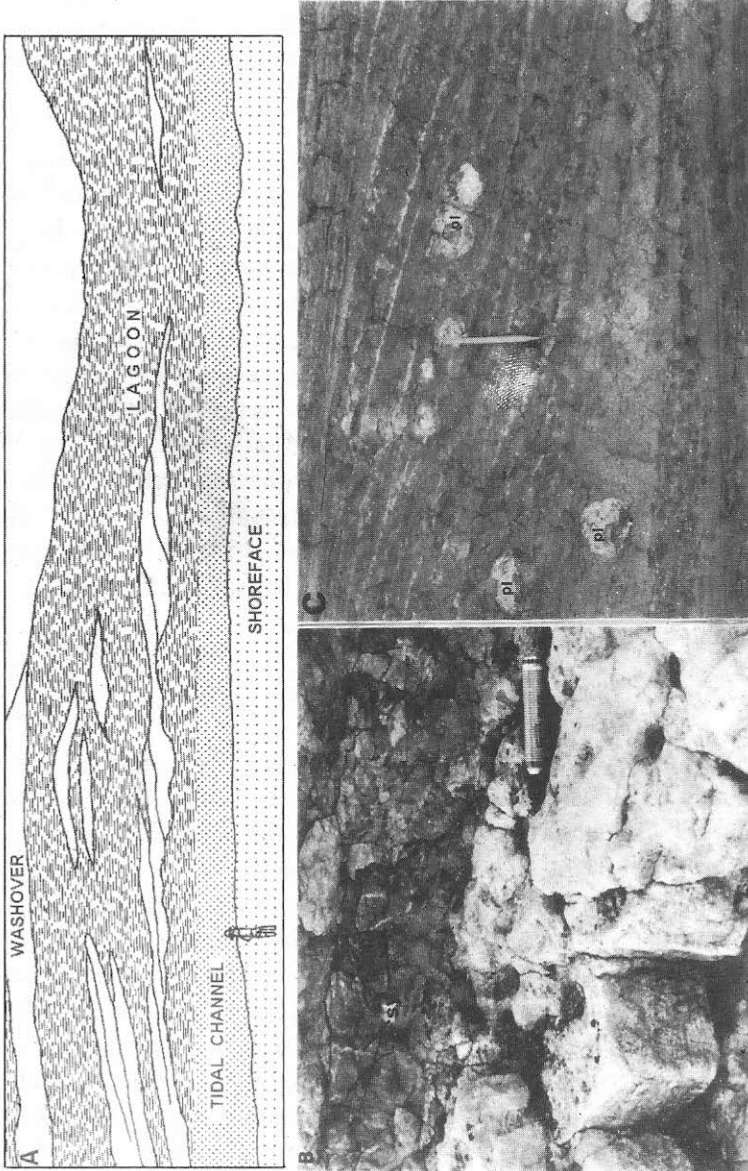


Figure 6 - A) Field drawing of facies association 3: lagoon/washover deposits; B, C) sedimentary features of the lagoon/washover deposits illustrating karstic surface in terrigenous limestone layers and synaeresis cracks (sy) in massive mudstones (B); and palygorskite balls (pl) in massive mudstones (C).

is locally extensive, including: a) *Cylindrichnus*- large (0.15 cm long; 4-5 cm in diameter) vertical to inclined burrows with massive or segmented, infilling; b) *Ophiomorpha*- vertical to subvertical, commonly branched burrows with nodules in the walls; c) *Planolites*- horizontal to subhorizontal, straight to slightly curved, unlined burrows without spreiten; and d) *Gyrolithes*- small spiral-shaped burrows. In addition, a mudstone layer with abundant theropod footprints is present at the Baronesa Beach Section (Carvalho, 1994; Carvalho and Gonçalves, 1994).

Sandstones interbedded in the mudstone facies are lenticular (lenses are up to 2 m thick) and show swaley/hummocky cross stratification and undulating parallel lamination, which are similar to the Ss and Sup facies of the shoreface association. In the Livramento Island Section, the sandstone beds are arranged as southwestward prograding lobes, each measuring 8 to 10 m long in the exposures.

Less commonly, the mudstone facies has tabular layers or lenses of argillaceous micrite and intramicrite (averaging 0.20 m in thickness) that are conformable to bedding (Facies L). These deposits are massive, deformed, or parallel-laminated. Other features include: 1) asymmetric and symmetric ripple marks; 2) microkarst surfaces (Figure 6b); 3) fenestral cavities (birdeyes); 4) nodular fabric and mottling; 5) microbrecciation; and 6) roots and root traces with whitish rims. Abundant in these layers are mudstone intraclasts and plant remains. Fossils are absent or widely dispersed in the limestone, except for a layer with a high concentration of gastropod molds, but of only one species (i.e., *Mataxa paulicinata*).

Interpretation

The high volume of terrigenous grains and organic debris in the limestone layers indicates deposition in a coastal setting close to a clastic supply. The nodular fabric, mottling, roots, brecciation and microkarstic features suggest periods of emergence, with pedogenesis, early carbonate cementation, and carbonate dissolution due to the influence of meteoric water (Platt and Wright, 1992). The fenestral cavities probably resulted from carbonate precipitation in the vadose zone (Platt and Wright, 1992; Tucker, 1994).

Although the mudstone facies indicates the prevalence of low energy, suspension processes, the sandstone lenses record episodic influxes of sand through washover processes during storm episodes. This interpretation is consistent with both the landward progradation of the sand lobes (considering the proposed paleocoastline orientation discussed latter in this paper) and the dominance of storm-generated internal structures (i.e., the undulating parallel and the swaley/hummocky cross stratification). Many modern and ancient lagoon successions contain similar washover deposits (e.g., Fisher and Stauble, 1977; Schwartz, 1982; Carter *et al.*, 1989; Murakoshi and Masuda, 1991).

The origin of the massive/deformed mudstone is more problematic; however, its alternation with laminated mudstone indicates deformation contemporaneous with sediment accumulation. Large volumes of soft sediment-deformed mudstone, without evidence for intense bioturbation, suggest rapid accumulation in areas with high mud supply, probably due to mud plume formation. This hypothesis is consistent with the lagoon interpretation for association 3, since a high suspension load is common when fresh water is introduced into a depositional basin with denser water (e.g., Svrada *et al.*, 1984; Krause and Nelson, 1991). Additionally, the introduction of large volumes of mud into this ancient setting may have been promoted by the reworking of nearshore/shoreline, fine-grained sediments due to the passage of storms (Swift *et al.*, 1983). Rapid accumulation of water-saturated muds probably led to liquefaction of the mud because of excess pore-fluid pressure (e.g., Collinson and Thompson, 1982; Reineck and Singh, 1986). Massive mudstones probably record the obliteration of primary structures due to intense soft-sediment deformation (e.g., Lowe, 1975; Leeder, 1982; Allen, 1986). Penecontemporaneous seismic shocks would have accelerated these processes (Rossetti, in press).

Facies Association 4: Tidal Channel

This association, exposed in the Livramento Island Section (Figure 6A), consists of cross-stratified sandstone with a basal undulating erosive surface mantled by basal lag of sandstone and/or mudstone intraclasts. The deposits are several to many hundreds of meters wide and up to 4 m thick.

Biogenic reworking is scarce or absent, though *Skolithos* and *Arenicolites* burrows are dispersed in some places.

The deposits in this association comprise moderately- to well-sorted, fine- to medium-grained sandstones with planar, commonly tangential, cross stratification (Facies Spc; Figure 7). Minor trough cross sets are locally present. Individual sets are either tabular- or wedge-shaped and are commonly highlighted by continuous, mm to cm thick, mud drapes. Medium-scale sets (average thickness=0.40 m) dominate, though large scale sets up to 1 m are also present. There is a thinning of the cross sets in the upward direction. Foreset dips range from 18° to 30° , but commonly become more gently inclined (6° - 15°) downflow.

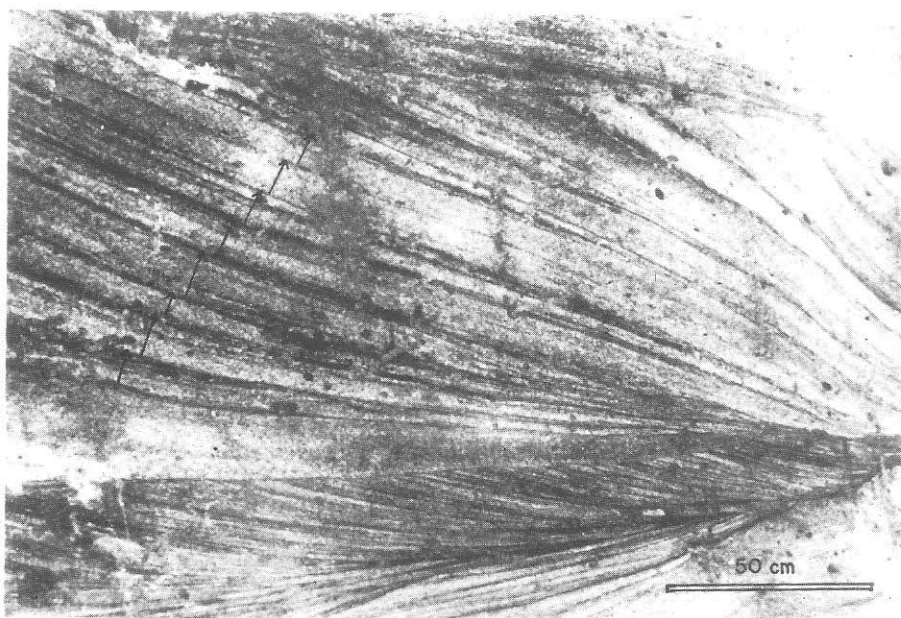


Figure 7 - Facies association 4 (tidal channel deposits) illustrating medium- to large-scale cross-stratified sandstones with thick/thin couplets (arrows) defined by mud drapes, which record ebb/flood cycles.

The cross-stratified sandstone shows foreset bundles cm- to several dm-thick, which are defined by mudstone drapes and/or reactivation surfaces. Alternations of thicker and thinner bundles are common (Figure 7). Locally, groups with thicker bundles alternate with groups with thinner bundles downflow. Thinner-bundled groups correspond to an elevation of the set boundary, whereas thicker-bundled ones correspond to a depression of the set boundary.

Interpretation

The trace fossils *Skolithos* and *Arenicolites* indicate deposition in a nearshore setting. The well preserved, thick/thin bundle sequences indicate deposition under highly unsteady, subtidal conditions (e.g, Clifton, 1983; Yang and Nio, 1985; Koster *et al.*, 1987). The presence of erosive basal bounding surface with lags, and the internal organization of the fill into thinning upward successions are consistent with a tidal channel interpretation for this association.

The thick/thin bundle sequences of the facies Spc record the subtidal preservation of ebb-flood tidal cycles (e.g., Clifton, 1983; Koster, 1983; Yang and Nio, 1985; Kreisa and Moiola, 1986; Koster, *et al.*, 1987; Leckie and Singh, 1991; Shanley *et al.*, 1992). During spring tides, sand transport would have been favored, forming successive thick/thin bundles separated by mud couplets. Conversely, sand transport would have been precluded during neap cycles, which favored erosion and the formation of reactivation surfaces. Subsequent suspension fall-out produced the mud drapes. The resulting reactivation surfaces and mud drapes were then buried by rapid sand deposition during following spring tides.

The lateral alternation between groups with thicker-bundles and thinner-bundles and the lateral change in the lower set boundary are also consistent with spring/neap tidal influence during deposition of the facies Spc. The thicker-bundled groups associated with depressed set boundaries are attributed to more energetic, and consequently more erosive, spring tides, while the thinner-bundled groups associated with elevated set boundaries formed during less energetic/erosive neap tides. Cross sets with similar features have been documented from both modern and ancient tidal-

generated bedforms (e.g., Boersma and Terwindt, 1981; Mowbray and Visser, 1984; Tessier and Gigot, 1989; Nio and Yang, 1991).

The dominance of unidirectional paleocurrent patterns within individual channel deposits is not inconsistent with a tidal interpretation because reduced deposition or even no deposition is expected during the weak, subordinate flow of strongly asymmetrical tidal currents (Kreisa and Moiola, 1986). The northeast-oriented paleocurrents indicate the dominant tidal current, which is attributed to ebb tides with basis on the proposed paleocurrent orientation (see discussion below).

RECONSTRUCTION OF THE DEPOSITIONAL SETTING

The Lower Succession was deposited by the interaction of both storm and tidal processes. The depositional environments recognized within this unit include (from bottom to top): 1) upper- to mid-shoreface; 2) foreshore; 3) tidal channel; and 4) lagoon/washover deposits. These four facies associations were deposited in genetically related environments belonging to a same depositional system.

The various deposits in the Lower Succession indicate deposition in a barrier system. The presence of lagoon/washover deposits is, in itself, a strong evidence of a barrier environment, because lagoons/washovers are exclusively developed in association with barred coastlines. The close relationship of the lagoon/washover deposits with the tidal channel and shoreface/foreshore deposits is consistent with such a depositional setting. These associations are together interpreted as the subaqueous record of the barrier and barrier-related environments. Most ancient barrier deposits preserve the subaqueous components including shoreface, tidal channel, tidal delta, lagoon, and washover deposits (e.g., Barwis and Makurath, 1978; Boothroyd, 1985; Hennessey and Zarillo, 1987; Cheel and Leckie, 1990; Willis and Moslow, 1994). The main body of the barrier represented by the subaerial dunes, barrier spits, and salt marshes is similarly missing in the Lower Succession because they were probably removed during tidal channel migration.

The Lower Succession is probably the outermost (seaward) component of an estuary that was partially enclosed by a barrier in its mouth (Figure 8). Direct evidence for this interpretation is lacking, because the limited exposures do not allow facies relationships to be examined across a proximal-distal transect. However, some sedimentary features of the lagoon/washover association suggest that part of the deposits formed in a basin with marine and freshwater influxes, as discussed earlier, and this is indirect evidence for an estuary. In particular, the palygorskite in the lagoon deposits is attributed to a water density gradient caused by marine influx into a basin with substantial freshwater influence. This environmental condition requires a direct connection of the lagoon to a fluvial channel, which is characteristic of estuaries. In addition, the faunal and ichnological assemblages suggest highly stressed environmental conditions, which is consistent with a back-barrier environment with brackish water, typical of estuaries. Finally, an estuarine setting for the Lower Succession is consistent with similar deposits located in areas surrounding the study area, which contain a mixture of marine, brackish and freshwater fossils (Klein and Ferreira, 1979; Ferreira *et al.*, 1992).

Based on the presence of barrier and barrier-related environments, the estuary was probably of a wave-dominated type, which is typical in micro- to meso-tidal settings (e.g., Boyd *et al.*, 1987; Roy, 1984; Dalrymple and Zaitlin, 1994; Zaitlin *et al.*, 1994a). Similar estuaries, also designated "barrier estuaries" (Galloway and Hobday, 1983) or "lagoonal estuaries" (Reinson, 1992), dominate the geologic record (Zaitlin *et al.*, 1994a). They exhibit a well defined tripartite lithofacies distribution characterized by: a) an outermost (seaward) sand plug, barrier/inlet complex; b) a low-energy central basin (i.e., lagoon); and c) an innermost bayhead delta/fluvial complex (e.g., Zaitlin and Shultz, 1990; Dalrymple and Zaitlin, 1994; Zaitlin *et al.*, 1994a,b). The Lower Succession would represent the lower estuarine areas, comprising parts of the outermost estuary and central basin.

The barrier, probably estuarine, deposits of the Lower Succession represents a system in which depositional settings with tidal processes would have prevailed landward and settings with storm processes dominated seaward. The progradation of such a shoreline resulted in a regressive sequence with tidal channel and lagoon/washover deposits overlying mid- to

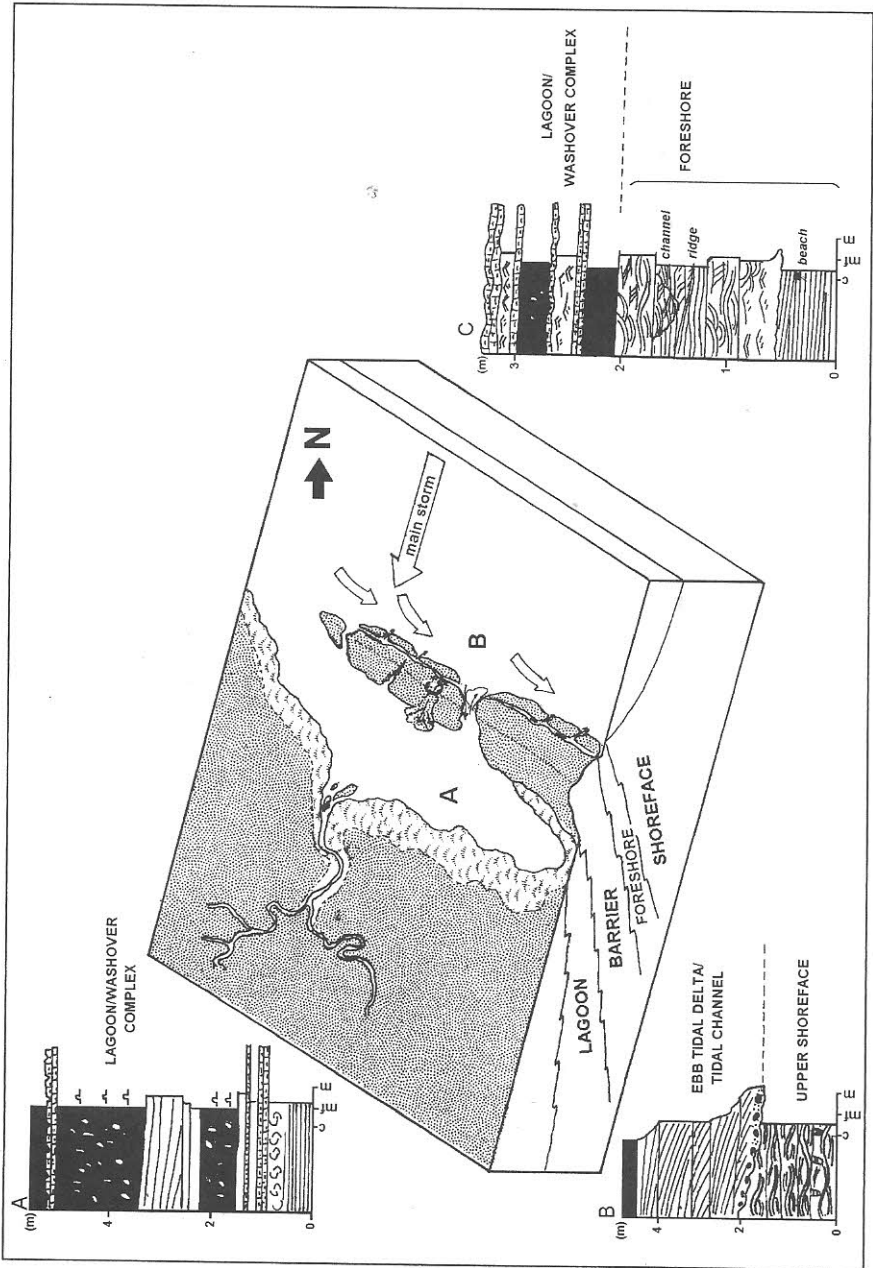


Figure 8 - Proposed depositional reconstruction for the Lower Succession (see text for explanation).

upper-shoreface/foreshore deposits (Figure 8). A number of ancient deposits have been attributed to regressive barrier islands, including: the Late Cretaceous Fox Hills Sandstone (Land, 1972), the Late Tertiary Cohansey Sandstone (Carter, 1978), the Permian Vryheid Formation (Travenor-Smith, 1982), the Virgelle Member of the Milk River Formation (Cheel and Leckie, 1990), and the Triassic Halfway Formation (Willis and Moslow, 1994). In some of these examples, the regressive barrier island developed attached to an estuarine system, as proposed here for the Lower Succession.

HYDRODYNAMIC RECONSTRUCTION

Paleocurrent patterns in the study area, summarized in Figure 9, points to a northeastward progradation of the barrier in the estuary mouth. This is proposed considering a roughly southeast/northwest-oriented paleocoast, with land areas to the southwest. Such a shoreline position, which coincides with the present day north Brazilian coast, is interpreted on the basis of: 1) the northeast/southwest orientation of swash/backwash (beach face) lamination; 2) the dominant northeast and subordinate southwest orientation of tidal cross sets; and 3) the southwest progradation of washover lobes. The dominance of northeastward-oriented tidal cross sets reinforces the proposed paleoshoreline orientation. This is because, in estuarine settings such as this, ebb-directed sets are preferentially preserved, as ebb flows are often enhanced by freshwater runoff (e.g., Johnson and Levell, 1995).

The paleocurrent data indicate a paleocoast with a complex flow pattern, which is consistent with modern analogues. Despite the complex paleoflow distribution, a simplified model is proposed for the flow dynamics of the Lower Succession (Figure 10). The main northeast and subordinate southwest orientations of tidal-generated, planar cross beds from more landward, tidal channel settings characterize an asymmetric tidal regime with a dominant ebb-tidal current and a subordinate flood-tidal current that was too weak to transport sand (in a simplified model where tidal currents are oriented normal to the coastline). The dominant southwest orientation of mixed storm- and tidal-generated, large-scale cross beds (facies Slc) in more seaward, shoreface areas, suggests vigorous flows

resulting from the interaction of major storms approaching normal to the coast with local, flood-oriented tidal currents. Deposition would have been concentrated within depressions along the shoreface (storm channels), which were probably generated by storm reworking of primary tidal channels that extended from the barrier system.

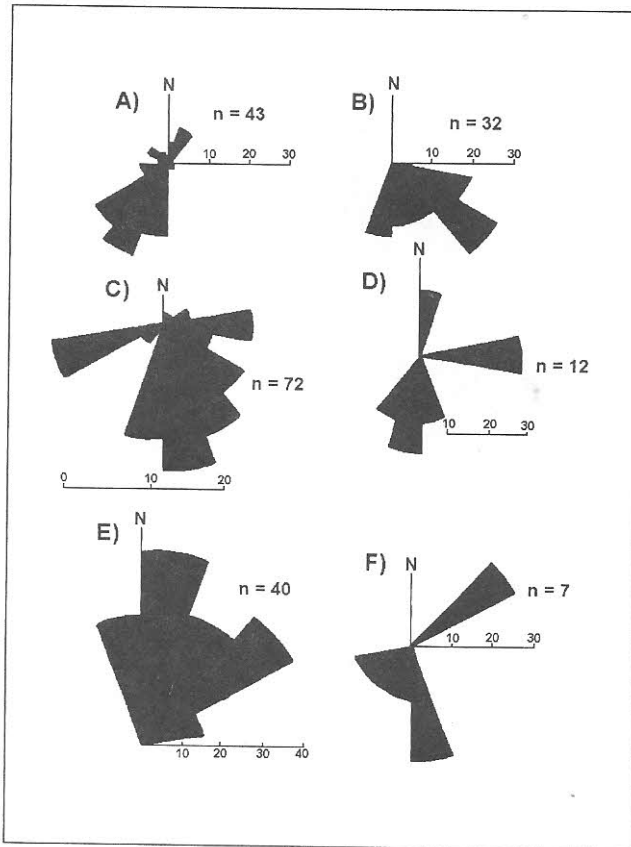


Figure 9 - Summary of paleoflow data from the Lower Succession. Measurements derive from: A) mixed tide and storm-generated large-scale, low-angle cross-stratification; B) combined-flow-generated cross-stratification superimposed upon the large-scale, low-angle cross-stratification (compound and mixed bedding style); C) swaley cross-stratification; D) swash/backwash (beach face) lamination; E) tidal-generated, tabular cross-stratification; and F) tidal-generated, ripple cross lamination.

The south/southeastward-directed paleoflow indicated by the combined-flow cross beds of the shoreface setting is attributed to currents that were oblique to sub-parallel to the shoreline. There are two possible explanations for this flow pattern. First, the barred-coastline may have been affected by landward-oriented storms. As storm waves approached the coast, they were refracted. Oblique to shore-parallel flows were produced as a result of storm surges, possibly combined with the effect of wind-driven currents and downwelling coastal jets promoted by the dissipation of storm power through barrier inlets. The contribution of such processes to the development of oblique to shore-parallel currents has been documented in both modern and ancient settings (i.e., Swift et al., 1972; Johnson, 1977; Swift et al., 1983; Brenchley et al., 1986; Snedden et al., 1988). A second possibility is that the southeast combined flow resulted from a separate, oblique to shore-parallel storm episode, which competed with the main, landward-moving storms. The North Sea Region, where storms approach the coast from different directions (Ad Stolk and Alain Trintessous, verbal communication), is a modern analogue. Unfortunately, there is no way of assessing which hypothesis is more appropriate for the study area.

Because of the strong storm influence on the Lower Succession, a more precise reconstruction of the hydrographic regime that prevailed along the barred-paleocoast is difficult. For example, estimating parameters such as wave energy and tidal range is not possible. Despite such limitations, the paleogeographic setting provides insight into the flow dynamics. A tidal channel associated with lagoon and washover deposits points to a shoreline with both wave and tidal influences, typical of micro- to meso-tidal settings (Hayes, 1979). The tidal range must have been low enough to allow barrier development, whereas wave energy must have been high enough to produce the stormy nearshore and washover deposits. Therefore, a wave-dominated, micro- to meso-tidal (tidal range <4 m) shoreline is inferred for this part of the basin. Meso-tidal coasts are characterized by barriers with actively migrating tidal inlets and back-barrier areas with expansive lagoons, storm washovers, and/or flood tidal deltas (e.g., Kraft and Chrzastowski, 1985; Moslow and Tye, 1985; Reinson, 1992). In addition, modern wave-dominated inlets are typically 3-10 m deep (Tye and Moslow, 1992) and thus commonly erode only the uppermost portions of the underlying

shoreface sandstones. The Lower Succession is consistent with these features.

A coast characterized by micro- to meso-tidal conditions is also consistent with the wave-dominated estuarine model proposed for the Lower Succession. Semi-enclosed or wave-dominated estuaries are actually better known from coasts with micro- to meso-tidal regimes (Reinson, 1992; Zaitlin et al., 1994a).

The apparent small contribution of tides relative to waves within the micro to meso-tidal estuarine system discussed above should be viewed with caution, because severe storm activity may have modified the final facies succession. The tidal influence may have been temporarily overwhelmed by storm episodes, and the intensity and frequency of such events may have precluded significant tidal reworking, thus enhancing preservation of the storm beds. Studies of inlet sequences on the North and South Carolina coast demonstrated that storm interference can completely modify the sequence of sediments of a tide-dominated inlet, resulting in deposits that closely resemble those of a wave-dominated inlet (Moslow and Tye, 1985).

CONCLUSIONS

The Lower Succession of the Upper Itapecuru Formation consists of mid- to upper-shoreface, foreshore, tidal channel and lagoon/washover deposits formed in a barred coastal setting, which probably represented the more distal (seaward) component of a wave-dominated estuarine system. This type of estuary is typical of coasts affected by micro- to meso-tidal regime. The coexistence of sedimentary features indicative of storm, tidal and fair-weather wave processes in the Lower Succession reflects deposition in the outermost (seaward) portion of an estuary characterized by mixed (tide and fair-weather/storm wave) energy.

The paleocurrent reconstruction led to propose a southeast/northwest-oriented paleocoast with complex flow distribution. The dominance of southwest-oriented, tidal-generated cross sets points to asymmetrical tidal currents, with prevalence of ebb tides over flood tides.

The presence of well developed, southwest-oriented, combined flow cross sets suggests the interaction of tidal currents with vigorous landward moving storm flows. Such flow interaction would have favored the development of large-scale bedforms on the shoreface. Additionally, sediment accumulation was further influenced by flows moving oblique to parallel to the paleoshoreline. This is recorded by the southeast-oriented, combined flow-generated cross sets, which are attributed either to the refraction of a landward-moving storm as it approached the coast or to a secondary storm that competed with the main one.

REFERENCES

- ALLEN, J.R.L. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, **26**: 281-328.
- ALLEN, J.R.L. 1986. Earthquake magnitude- frequency, epicentral distance, and soft sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, **46**: 67-75.
- ALLEN, P.A. & UNDERHILL, J.R. 1989. Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Journal Geological Society of London*, **26**: 281-328.
- AMOS, C.L.; BARRIE, J.V.; JUDGE, J.T. 1995. Storm-enhanced sand transport in a macrotidal setting, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. In: FLEMMING, B.W. & BARTHOLOMÄ, A. eds. *Tidal Signature in Modern and Ancient Sediments*. I.A.S. Special Publication, **24**: 53-70.
- ARANHA, L.G.F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P.; MAKINONO, R.K. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. eds. *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras. p. 221-232.
- ARNOTT, R.W.C. 1992. Ripple cross stratification in swaley cross-stratified sandstones of the Chungo Member, Mount Yamnuska, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 1802-1805.
- ARNOTT, R.W.C. & SOUTHARD, F.J.B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined flow bed configurations, and some

- implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**: 211-219.
- AZEVEDO, R.P. 1991. Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basins. London. 412 p. (Doctor of Philosophy Thesis, Imperial College, University of London).
- BAGNOLD, R.A. 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *Professional papers of the United States Geological Survey*, 422-1.
- BARWIS, J.H. & MAKURATH, J.H. 1978. Recognition of ancient tidal inlet sequences: an example from the Upper Silurian Keyser Limestone in Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **25**: 61-82.
- BOOTHROYD, J.C. 1985. Tidal inlets and tidal deltas. In: DAVIS Jr., R.A. ed. *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 2nd edition, 445-532 p.
- BOERSMA, J.R. 1970. Distinguishing features of wave-ripple cross stratification and morphology. Utrecht, 65 p. (Doctor of Philosophy Thesis, University of Utrecht).
- BOERSMA, J.R. & TERWINDT, J.H.J. 1981. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, **28**: 151-170.
- BOYD, R.; BOWEN, A.J.; HALL, R.K. 1987. An evolutionary model for transgressive sedimentation on the eastern shore of Nova Scotia. In: FITZGERALD, D.M. & ROSEN, P.S. eds. *Glaciated Coasts*. New York. Academic Press. p. 87-114.
- BRENCHLEY, P.J.; ROMANO, M.; GUTIERREZ-MARCO, J.C. 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. In: KNIGHT, R.J. & MCLEAN, J.R. eds. *Shelf Sands and Sandstones*. C.S.P.G., Memoir II. p. 241-255.
- CAMPBELL, D.F. 1949. Revised report on the Reconnaissance geology of the Maranhão Basin. Relatório Interno, Petrobrás (DENOR, Belém), 7, 117pp.
- CARTER, C.H. 1978. A regressive barrier and barrier-protected deposit: depositional environments and geographic setting of the Late Tertiary Cohansey Sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**: 933-950.
- CARTER, R.W.G.; FORBES, D.L.; JENNINGS, S.C.; ONFORD, J.D.; SHAW, J.; TAYLOR, R.B. 1989. Barrier and lagoon coast evolution

- under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia. *Marine Geology*, **88**: 221-242.
- CARVALHO, L.C.A. 1987. Resumo das atividades exploratórias das bacias de São Luís e Bragança-Viseu. Belém. Relatório Interno da Petrobrás (DNOR/DOTEC), 130-06D47.
- CARVALHO, I.S. 1994. As ocorrências de icnofósseis de vertebrados na Bacia de São Luís, Cretáceo Superior, Estado do Maranhão. In: SIMP. CRETÁCEO DO BRASIL, 3. Rio Claro, 1994. *Boletim de resumos...* Rio Claro, UNESP. p. 119-122.
- CARVALHO, I.S. & GONÇALVES, R.A. 1994. Pegadas de dinossauros Neocretáceas da Formação Itapecuru, Bacia de São Luís (Maranhão, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **66**: 279-292.
- CELLES, P.G. 1987. Variable preservation of Middle Tertiary coarse-grained, nearshore to outer-shelf storm deposits in southern California. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**: 250-264.
- CHAKRABORTY, C. & BOSE, P.K. 1990. Internal structures of sandwaves in a tide-storm interactive system: Proterozoic Lower Quartzite Formation, India. *Sedimentary Geology*, **67**: 133-142.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. 1990. A tidal inlet complex in the Cretaceous epeiric sea of North America: Virgelle Member, Milk River Formation, southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, **37**: 67-81.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. 1993. Hummocky cross stratification. In: WRIGHT, V.P. ed. *Sedimentology Review*. Cambridge. Blackwell Scientific Publication. p. 103-122.
- CLIFTON, H.E.; HUNTER, R.E.; PHILLIPS, L. 1971. Depositional structures and process in the non-barred high energy nearshore. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**: 651-670.
- CLIFTON, H.E. 1983. Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**: 353-369.
- COLARES, J.Q.S. & CAVALCANTI, V.M.M. 1990. Litofácies e sistemas deposicionais da Formação Itapecuru na porção centro oeste do estado do Maranhão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. p. 150-156.
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. 1982. *Sedimentary Structures*. London, George Allen & Unwin (Publishers) Ltd. p. 194.

- COLQUHOUN, G.P. 1995. Siliciclastic sedimentation on a storm- and tide-influenced shelf and shoreline: the Early Devonian Roxburgh Formation, NE Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Sedimentary Geology*, **97**: 69-98.
- CUNHA, B.C. & DEL'ARCO, J.O. 1988. Variações faciológicas da Formação Itapecuru na região de Santa Inês, MA. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 2, p. 765-772.
- DALRYMPLE, R.W. 1984. Morphology and internal structures of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, **31**: 365-382.
- DALRYMPLE, R.W. & ZAITLIN, B.A. 1994. High-resolution sequence stratigraphy of a complex incised valley succession, Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. *Sedimentology*, **41**: 1069-1091.
- DAVIS JR., R.A.; FOX, W.T.; HAYES, M.O.; BOOTHROYD, J.C. 1972. Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **2**: 423-421.
- DAVIS Jr., R.A. 1985. Beach and nearshore zone. In: DAVIS Jr., R.A. ed. *Coastal Sedimentary Environments*. p. 379-444.
- DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, **93**: 663-680.
- DRIESE, S.G.; FISCHER, M.W.; EASTHOUSE, K.A.; MARKS, G.T.; GOGOLA, A.R.; SCHONER, A.E. 1991. Model for genesis of shoreface and shelf sandstone sequences, southern Appalachians: paleoenvironmental reconstruction of an Early Silurian shelf system. In: SWIFT, D.J.P. *et al.* eds. *Shelf Sand and Sandstone Bodies, Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. I.A.S. Special Publication, **14**: 309-338.
- DUKE, W.L.; ARNOTT, R.W.; CHEEL, R.J. 1991a. Shelf sandstones and hummocky cross stratification: new insights in a stormy debate. *Geology*, **19**: 629-628.
- DUKE, W.L.; FAWCETT, P.J.; BRUSSE, W.C. 1991b. Prograding shoreline deposits in the Lower Silurian Medina Group, Ontario and New York: storm- and tide-influenced sedimentation in a shallow epicontinental sea, and the origin of enigmatic shore-normal channels encapsulated by open shallow marine deposits. In: SWIFT, D.J.P. *et al.*

- eds. *Shelf Sand and Sandstone Bodies, Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. I.A.S. Special Publication, **14**: 339-375.
- DUKE, W.L. & PRAVE, A.R. 1991. Storm- and tide-influenced prograding shoreline sequences in the Middle Devonian, Mahantango Formation, Pennsylvanian. In: SMITH, D.G. *et al.* eds. *Clastic Tidal Sedimentology*. C.S.P.G. Memoir, v. 16, p. 349-370.
- FERREIRA, C.S.; AZEVEDO, S.A.; CARVALHO, I.S.; GONÇALVES, R.A.; VICALVI, M.A. 1992. Os fósseis da Formação Itapecuru. In: SIMP. CRETÁCEO DO BRASIL, 2. Rio Claro, 1992. *Boletim de resumos...* Rio Claro, UNESP.
- FISHER, J.S. & STAUBLE, D.K. 1977. Impact of Hurricane Belle on Assateague Island washover. *Geology*, **5**: 765-768.
- FLEMMING, B.W. 1988. Pseudo-tidal sedimentation in a non-tidal shelf environment (southeast African continental margin). In: DE BOER, P.L. *et al.* eds. *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Dordrecht. Reidel Publishing Company. p. 167-180.
- FRANCISCONI, O. & RONCARATI, P. 1965. Estudo Preliminar da Bacia de Braganca-Viseu. Relatório de Estágio, PETROBRAS/DENOR.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAV, D.K. 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems- Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration*. New York. Springer-Verlag. 423 pp.
- HADLEY, D.F. & ELLIOT, T. 1993. The sequence-stratigraphic significance of erosive-based shoreface sequences in the Cretaceous Mesaverde Group of northwestern Colorado. In: POSAMANTIER, H.W. *et al.* eds. *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 18. p. 521-535.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; WALKER, R.G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. Lecture Notes for Short Course No. 9, S.E.P.M., Tulsa, Oklahoma.
- HARRIS, C.W. & ERIKSSON, K.A. 1990. Allogenic controls on the evolution of storm to tidal shelf sequences in the early Proterozoic Uncompahgre Group, southwest Colorado, USA. *Sedimentology*, **37**: 189-213.

- HAYES, M.O. 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: LEATHERMAN, S.P. ed. *Barrier Islands*. New York. Academic Press. p. 1-27.
- HENNESSEY, J.T. & ZARILLO, G.A. 1987. The interrelation and distinction between flood tidal delta and washover deposits in a transgressive barrier island. *Marine Geology*, **78**:35-56.
- HOUBODT, J.J.H.C. 1968. Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geologie en Mijnbouw*, **47**: 254-273.
- JOHNSON, H.D. 1977. Shallow marine sand bar sequences: an example from the late Precambrian of North Norway. *Sedimentology*, **24**: 245-270.
- JOHNSON, H.D. & BALDWIN, C.T. 1986. Shallow siliciclastic seas. In: READING, H.G. ed. *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford. Blackwell Scientific Publication. p. 229-282.
- JOHNSON, H.D. & LEVELL, B.K. 1995. Sedimentology of a transgressive, estuarine sand complex: the Lower Cretaceous Woburn Sands (Lower Greensand), southern England. In: PLINT, A.G. ed. *Sedimentary Facies Analysis: A tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading*. I.A.S. Special Publication, v. 22, p. 17-46.
- JOPPLING, A.V. 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **35**: 777-791.
- KLEIN, V.C. & FERREIRA, C.S. 1979. Paleontologia e estratigrafia de uma fácies estuarina da Formação Itapecuru, estado do Maranhão. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **51**: 523-533.
- KOSTER, E.H. 1983. Sedimentology of the Upper Cretaceous Judith River (Belly) Formation, Dinosaur Provincial Park, Alberta. C.S.P.G. Conference, The Mesozoic of Middle North America, Field Trip Guide Book #1: 121 p.
- KOSTER, E.H.; CURRIE, P.J.; BRINKMAN, D., JOHNSON, P.; BRAMAN, D. 1987. Sedimentology and paleontology of the Upper Cretaceous Judith River/Bearpaw formations at Dinosaur Provincial Park, Alberta. Geol. Assoc. of Canada Annual Meeting, Field Trip Guidebook #10, 130 p.
- KRAFT, J.C. & CHRZASTOWSKI, M.J. 1985. Coastal stratigraphic sequences. In: DAVIS Jr., R.A. ed. *Coastal Sedimentary Environments*. Massachusetts. Springer-Verlag. p. 187-224.

- KRAUSE, F.F. & NELSON, D.A. 1991. Evolution of an Upper Cretaceous (Turonian) shelf sandstone ridges: analysis of the Crossfield-Caridium pool, Alberta, Canada. In: SWIFT, D.J.P. *et al.* eds. *Shelf Sand and Sandstone Bodies, Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. I.A.S. Special Publication, **14**: 427-456.
- KREISA, R.D. & MOIOLA, R.J. 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, **97**: 381-387.
- KUMAR, N. & SANDERS, J.E. 1976. Characteristic of shoreface storm deposits: modern and ancient examples. *Journal of Sedimentary Petrology*, **46**: 145-162.
- LAND Jr., C.B. 1972. Stratigraphy of Fox Hills sandstone and associated formations-Rock Springs Uplift and Warmstutter Arch area, Sweetwater County, Wyoming: a shoreline-estuary sandstone model for the late Cretaceous. *Colorado School of Mines Quart.*, v. 67, 69 p.
- LECKIE, D.A. 1988. Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**: 607-622.
- LECKIE, D.A. & SINGH, C. 1991. Estuarine deposits of the Albian Paddy Member (Peace River Formation), and lowermost Shaftesbury Formation, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**: 825-849.
- LEEDER, M.R. 1982. *Sedimentology - Process and Products*. London. Allen & Unwin Inc. 344 pp.
- LIMA, E.A. & LEITE, J.F. 1978. Projeto estudo global de recursos minerais da Bacia do Parnaíba: integração geológica-metalogenética. Recife. DNPM/CPRM. v. 16.
- LONG, D.G.F. 1993. Limits on late Ordovician eustatic sea-level change from carbonate shelf sequences: an example from Anticosti Island, Quebec. In: POSAMANTIER, H.W. *et al.* eds. *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 8, p. 487-499.
- LOWE, D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**: 157-204.

- MCCRORY, V.L.C. & WALKER, R.G. 1986. A storm and tidally influenced prograding shoreline- Upper Cretaceous Milk River Formation of southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, **33**: 47-60.
- MOSLOW, T.F. & TYE, R.S. 1985. Recognition and characterization of Holocene tidal inlet sequences. *Marine Geology*, **63**: 129-151.
- MOWBRAY, T. & VISSER, M.J. 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, southeast Netherlands. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**: 811-824.
- MURAKOSHI, N. & MASUDA, F. 1991. A depositional model for a flood tidal delta and washover sands in the late Pleistocene Paleo-Tokio Bay, Japan. In: REINSON, G.E. *et al.* eds. *Clastic Tidal Sedimentology*. C.S.P.G., Memoir. v. 16, p. 219-226.
- NIO, S.D. & YANG, C. 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: SMITH, D.G. *et al.* eds. *Clastic Tidal Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir. v. 16, p. 3-28.
- NØTTVEDT, A. & KREISA, R.D. 1987. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, **15**: 357-361.
- PEDRÃO, E.; ARAI, M.; CARVALHO, I.S.; SANTOS, M.H.B. 1993. Palinomorfos da Formação Itapecuru- análise palinológica de uma amostra de superfície da Ponta do Farol, município de São Luís (MA). SEBIPE/CENPES/PETROBRÁS, Relatório Interno, 13 pp.
- PLATT, N.H. & WRIGHT, V.P. 1992. Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment? *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**: 1058-1071.
- PLINT, A.G. & NORRIS, B. 1991. Anatomy of a ramp margin sequence: facies successions, paleogeography and sediment dispersal patterns in the Muskiki and Marshybank formations, Alberta foreland basin. *C.S.P.G. Bulletin*, **39**: 18-42.
- RAAF, J.M.F. de; BOERSMA, J.R.; VAN GELDER, A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**: 451-483.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1986. *Depositional Sedimentary Environments (with Reference to Terrigenous Clastics)*. Spring-Verlag. 551 pp.

- REINSON, G.E. 1984. Barrier-island and associated strand-plain systems. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models*. Geological Ass. of Canada, Reprint Series 1, Second Edition. p. 119-140.
- REINSON, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. eds. *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada. p. 179-194.
- RODRIGUES, T.L.N.; LOVATO, O.G.; CAYE, B.R. 1990. Contribuição e estratigrafia da Bacia de São Luís (SA-23-Z-A)/MA. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG.
- ROSSETTI, D.F. 1996a. Facies analysis and sequence stratigraphic significance of the Upper Itapecuru Formation, São Luís Basin, northern Brazil. Boulder. 219 p. (Philosophy Doctor Thesis, University of Colorado).
- ROSSETTI, D.F. 1996b. Sequence Stratigraphy of Two Estuarine Valley Fills: The Upper Itapecuru Formation in the São Luís Basin, northern Brazil. *Acta Geológica Leopoldensia*, **19**(43): 111-126.
- ROSSETTI, D.F. (in press) Seismically-induced disturbances in the uppermost Itapecuru Formation, northeastern São Luís Basin, Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra*.
- ROY, P.S. 1984. New South Wales estuaries: their origin and evolution. In: THON, B.G. ed. *Coastal Geomorphology in Australia*. Sidney Academic Press, p. 99-121.
- SCHWARTZ, R.K. 1982. Bedforms and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology*, **29**: 835-849.
- SHANLEY, K.W.; MCCABE, P.J.; HETTINGER, R.D. 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology*, **39**: 905-930.
- SIMPSON, E.L. & ERIKSSON, K.A. 1991. Depositional facies and controls on parasequence development in siliciclastic tidal deposits from the Lower Proterozoic, Upper Mount Guide Quartzite, Mount Isa Inlier, Australia. In: SMITH, D.G. et al. eds. *Clastic Tidal Sedimentology*. C.S.P.G. Memoir, v. 16. p. 371-387.

- SNEDDEN, J.W.; NUMMEDAL, D.; AMOS, A.F. 1988. Storm- and fair-weather-combined flow on the central Texas continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**: 580-595.
- SVRADRA, C.E.; BOTTJER, D.J.; GORSLINE, D.G. 1984. Development of comprehensive oxygen-deficient marine biofacies model. Evidence from Santa Monica, San Pedro and Santa Barbara Basins, California, continental borderland. *A.A.P.G. Bulletin*, **68**: 1179-1192.
- SWIFT, D.J.P. 1976. Continental shelf sedimentation. In: STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. eds. *Marine Sediment Transport and Environmental management*. John Wiley & Sons. p. 311-350.
- SWIFT, D.J.P.; FIGUEIREDO JR., A.; FREELAND, G.L.; OERTEL, G.F. 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**: 1295-1317.
- SWIFT, D.J.P.; HOLLIDAY, B.; AVIGNONE, N.; SHIDELER, G. 1972. Anatomy of a shoreface ridge system, False Cape, Virginia. *Marine Geology*, **12**: 43-58.
- TESSIER, B. & GIGOT, P. 1989. A vertical record of different tidal cyclicities: an example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Provence, France). *Sedimentology*, **36**: 767-776.
- TRAVENOR-SMITH, R. 1982. Prograding coastal facies association in the Vryheid Formation (Permian) at Effingham Quarries near Durban, South Africa. *Sedimentary Geology*, **32**: 111-140.
- TYE, R.S. & MOSLOW, T.F. 1992. Tidal inlet reservoirs: insights from modern examples. In: RHODES, E.G. & MOSLOW, T.F. eds. *Marine Clastic Reservoirs*. New York. Springer-Verlag. p. 77-93.
- TUCKER, M.E. 1994. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Blackwell Scient. Publ., University Press, Cambridge. 2nd. edition. 260 pp.
- YANG, C.S. & NIO, S.D. 1985. The estimation of paleohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology*, **32**: 41-57.
- WALKER, R.G. 1984. Shelf and shallow marine sands. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models*. Geosci. Can. Repr. Ser. 1, 2nd. ed., p. 141-170.
- WILLIS, A.J. & MOSLOW, T.F. 1994. Stratigraphic setting of transgressive barrier-island reservoirs with an example from the

- Triassic Halfway Formation, Wembley Field, Alberta, CA. *A.A.P.G. Bulletin*, **78**: 775-791.
- ZAITLIN, B.A.; DALRYMPLE, R.W.; BOYD, R.; LECKIE, D. 1994a. The stratigraphic organization of incised valley systems: implication to hydrocarbon exploration and production- with examples from the Western Canada Sedimentary Basin. C.S.P.G., Calgary, Alberta.
- ZAITLIN, B.A.; DALRYMPLE, R.W.; BOYD, R. 1994b. The stratigraphic organization of incised valley systems associated with reallive sea-level change. In: DALRYMPLE, R.W. *et al.* eds. *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. S.E.P.M. Special Publ., Tulsa, 51:45-60.
- ZAITLIN, B.A. & SHULTZ, B.C. 1990. Wave-influenced estuarine sand body, Senlac heavy oil pool, Saskatchewan, Canada. In: BARWIS, J.H. *et al.* eds. *Sandstone Petroleum Reservoirs*. New York, Spring-Verlag, p. 363-387.

**DEPÓSITOS COSTEIROS INFLUENCIADOS POR
TEMPESTADES E MARÉS DA FORMAÇÃO POTI
(CARBONÍFERO INFERIOR) DA BACIA DO PARNAÍBA**

Ana Maria Góes

Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
Campus Universitário do Guamá.
Caixa Postal 1611. CEP 66075-900. Belém, PA.

Armando Márcio Coimbra

Universidade de São Paulo/Instituto de Geociências

Afonso César Rodrigues Nogueira

Universidade do Amazonas/Departamento de Geociências

ABSTRACT	286
RESUMO	286
INTRODUÇÃO	288
ASPECTOS LITO E BIOESTRATIGRÁFICOS	288
ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES	291
Depósitos dominados por ondas normais e de tempestades	291
Depósitos dominados por maré	298
CONCLUSÕES	301
Agradecimentos	302
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	302
LEGENDAS DAS PRANCHAS	306

ABSTRACT

Facies analysis of rocks from the Lower Carboniferous Poti Formation, Parnaíba Basin, were carried out on excellent outcrops along the main roads in the states of Piauí and Tocantins, northern Brazil. This detailed study revealed coastal deposits reworked by normal and storms waves, and tidal processes. The coastal deposits were related to upper and lower shoreface/subtidal, fluvial-estuarine channel and tidal flat environments. Wave processes were dominant in the lower part of the Poti Formation, while tidal processes characterized its upper part.

The lower shoreface deposits, probably related to distal tempestites, consist of sandstone and subordinate shale with hummocky cross-stratification, truncated wave-cross-stratification, evenly parallel and climbing wave-ripple cross-laminations and wavy-linsen structures. The upper shoreface is composed of two types of deposits, generally organized in retrogradational-progradational cycles: 1) tidal bars, composed of sigmoidal cross-stratified sandstone with mud drapes on foresets, while toesets are marked by sandstone/siltstone rhythmites with wavy-linsen structures and parallel-laminated siltstone and 2) amalgamated tempestites, represented by sandstone with swaley cross-stratification, truncated wave-cross- and evenly parallel laminations.

The tidal dominated deposits are better exposed near Redenção da Gurguéia, Piauí, and Araguaína, Tocantins. Two facies successions were identified: 1) trough cross-bedded and bioturbated sandstones with mud drapes on foresets, interpreted as fluvial-estuarine deposits, which grade upward to sandstone/mudstone rhythmites and siltstone with algal mats, tepee structures and pseudomorphs of evaporite minerals, related to tidal flat deposits; and 2) siltstones and sandstones organized in coarsening- and thickening- (in the sandstones) upward cycles, considered as overbank deposits, truncated by point bar sandstones/mudstones characterized by inclined heterolithic stratification, grading laterally to sandstone/mudstone/chert rhythmites and carbonaceous siltstones, interpreted as tidal flat deposits. Abandoned channel siltstones overlie succession 2. The occurrence of tepee structures, desert rose-type concretions and pseudomorphs of evaporite minerals suggests arid climatic conditions during the final part of the Poti Formation deposition.

RESUMO

Estudos de fácies sedimentares da Formação Poti, Carbonífero inferior da Bacia do Parnaíba, realizados em excelentes exposições situadas nas principais rodovias dos estados do Piauí e Tocantins, região norte do

Brasil, revelaram a presença de depósitos costeiros retrabalhados por ondas normais e de tempestade e correntes de marés. Estes depósitos foram relacionados aos ambientes de *shoreface*/inframaré inferior e superior, de canal flúvio-estuarino e de planície de maré. Os processos oscilatórios predominam na base da Formação Poti, enquanto que as correntes de maré caracterizam o seu topo.

Os depósitos de *shoreface* inferior, interpretados como tempestitos distais, consistem de arenitos e folhelhos subordinados com estratificações cruzadas *hummocky* e truncada por ondas, laminações plano-paralela e cruzada cavalgante e estruturas *wavy-linsen*. A *shoreface* superior é constituída por dois tipos de depósitos sedimentares, geralmente organizados em ciclos retrogradantes-progradantes: 1) barras de maré, representadas por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal com recobrimentos argilosos nas camadas frontais, contendo em suas terminações arenitos/siltitos com estruturas *wavy-linsen* e, subordinadamente, siltitos com laminação plano-paralela; 2) tempestitos proximais, constituídos de arenitos amalgamados com estratificação cruzada *swaley*, laminações truncada por onda e plano-paralela.

Os depósitos influenciados por maré estão melhor expostos em afloramentos situados próximos às cidades de Redenção da Gurgueia e Araguaína, nos estados do Piauí e Tocantins, respectivamente. Duas sucessões de fácies foram reconhecidas: 1) arenitos bioturbados com estratificação cruzada acanalada com recobrimentos argilosos nas camadas frontais, interpretados como depósitos de canal flúvio-estuarino, que gradam para ritmitos de arenitos/pelitos, siltitos e laminitos de tapetes algáceos com estruturas *tepee* e pseudomorfos de minerais evaporíticos, indicativos de planície de maré e 2) siltitos e arenitos organizados em ciclos com granocrescência e espessamento (nos arenitos) ascendentes, considerados como depósitos de planície de inundação, que são truncados por arenitos/pelitos com estratificação inclinada heterolítica, interpretados como depósitos de barra em pontal que gradam lateralmente para ritmitos, sendo esses últimos recobertos por siltitos de canal abandonado. A presença de estruturas *tepee*, concreções do tipo “rosa do deserto” e pseudomorfos de minerais evaporíticos indica condições climáticas áridas vigentes durante o final de deposição da Formação Poti.

INTRODUÇÃO

A Formação Poti é constituída por rochas datadas do Carbonífero inferior pertencentes à Bacia do Parnaíba, norte do Brasil. Desde a década de 30, diversos autores que enfocaram esta unidade admitiram que a sua deposição teria ocorrido em sistemas deposicionais costeiros (Paiva & Miranda, 1937; Mesner & Wooldridge, 1964; Cruz *et al.*, 1973; Leite *et al.*, 1975; Lima & Leite, 1978; Della Fávera & Uliana, 1979; Della Fávera, 1980 e 1990).

A análise detalhada de fácies sedimentares em excelentes exposições da Formação Poti, ao longo das principais rodovias nos estados do Tocantins e Piauí (Figura 1), permitiu o reconhecimento dos depósitos costeiros, sem evidências glaciais, retrabalhados por ondas e marés, que evoluíram, em parte, para depósitos estuarinos.

A abordagem do trabalho segue os preceitos da análise de fácies sedimentares, utilizando conceitos descritivos conforme as proposições de Harms *et al.* (1982), Walker (1992) e Reading & Levell (1996). A análise estratigráfica da Formação Poti é dificultada pela grande distância entre os locais estudados (Figura 1) e a ausência de marcos estratigráficos significativos para a correlação detalhada das seções, restringindo a caracterização mais precisa dos sistemas deposicionais.

ASPECTOS LITO E BIOESTRATIGRÁFICOS

As rochas da Formação Poti, com espessura máxima aproximada de 300 m, recobrem os folhelhos e arenitos da Formação Longá e são sotopostas pelos arenitos da Formação Piauí, assinalando o topo do Grupo Canindé da Bacia do Parnaíba (Figura 2). Desde Mesner & Wooldridge (1964), a maioria dos autores considera a Formação Poti subdividida em dois membros: inferior, composto por arenitos conglomeráticos e raras intercalações de folhelhos micáceos e superior, representado por arenitos com intercalações de folhelhos micáceos com restos vegetais e, ocasionalmente, delgadas intercalações de carvão. Essa subdivisão tem sido adotada tanto em estudos de superfície, quanto em subsuperfície (Cruz *et al.*, 1973; Leite *et al.*, 1975; Lima & Leite, 1978).

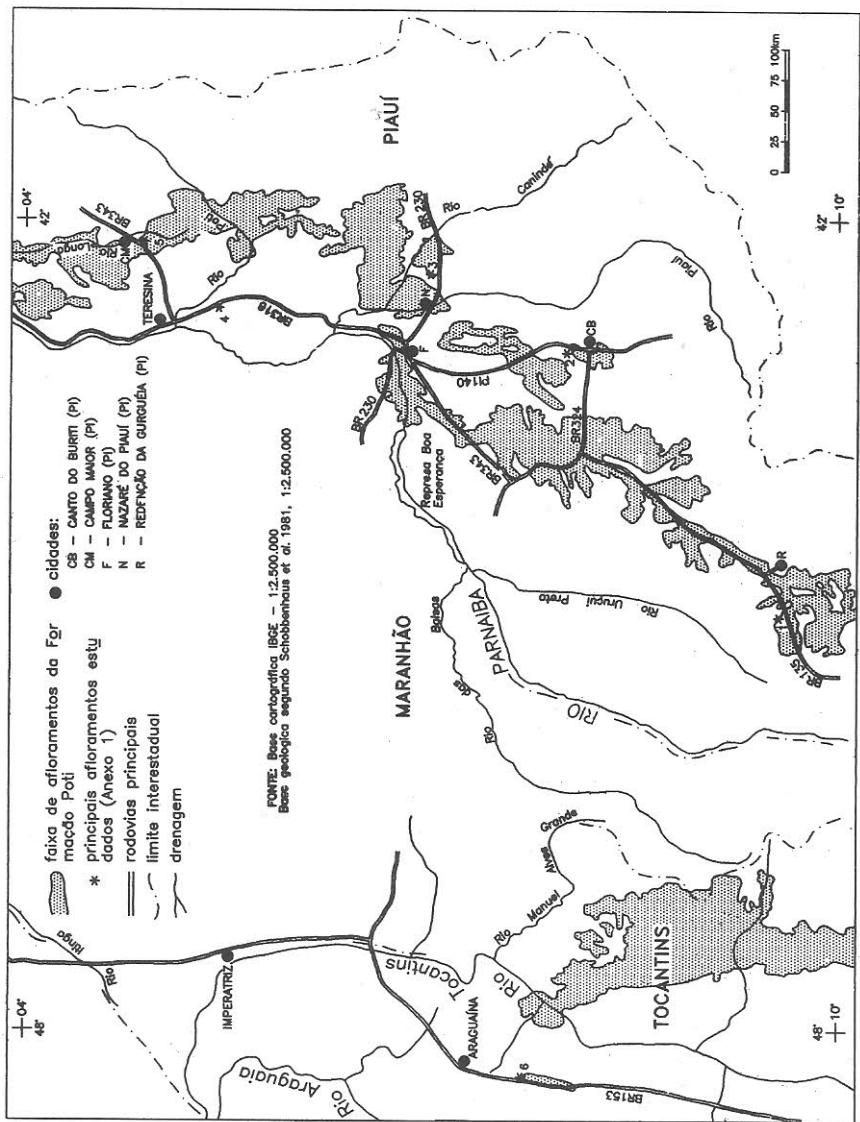
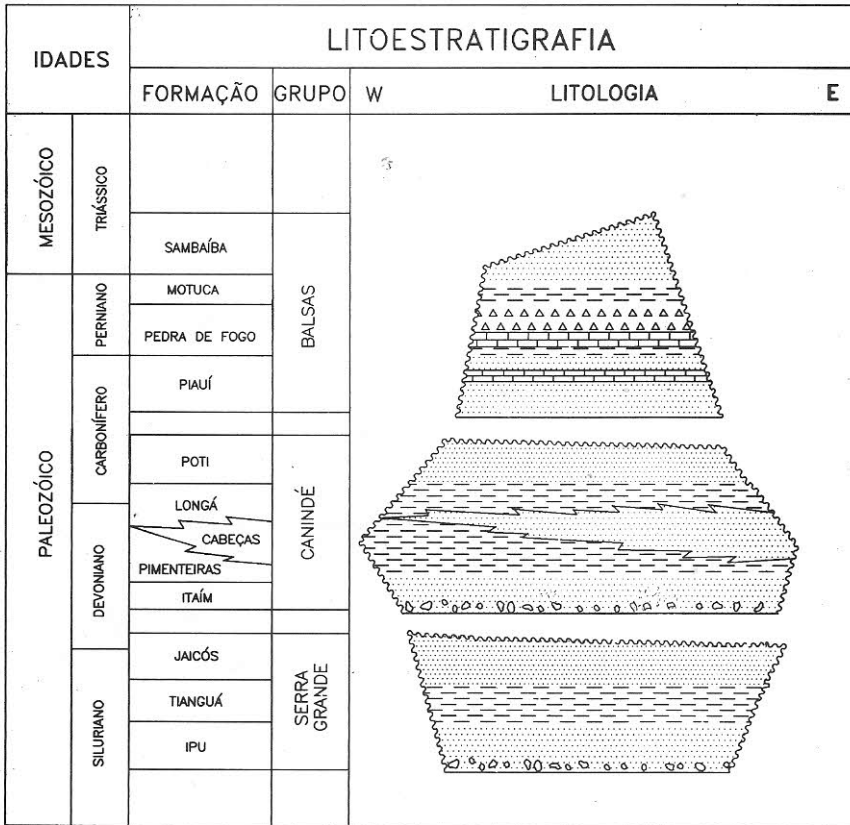


Figura 1: Localização da área estudada, com destaque para a faixa de afloramentos da Formação Poti.



LEGENDA

- Conglomerado
- Arenito
- Folhelhos
- Carbonatos
- Silex

Figura 2 - Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Modificado de Góes & Feijó (1994) e Góes (1995).

A base da Formação Poti contém fauna marinha, composta por moluscos dos gêneros *Edmondia*, *Nucula* e *Lingulidiscina* (Kegel, 1954; Mesner & Wooldridge, 1964), enquanto que a parte superior é rica em restos vegetais terrestres carbonizados, às vezes, carvão. A maioria dos fósseis vegetais é alóctone, mas podem ocorrer raízes em posição de vida, indicando crescimento *in loco* (Dolianiti, 1954). Apesar dos icnofósseis serem freqüentes em vários níveis estratigráficos desta formação, ainda não foram descritos.

Estudos bioestratigráficos asseguram idade eocarbonífera para as rochas da Formação Poti, com algumas discordâncias entre os diversos pesquisadores sobre os andares presentes. Estudos realizados por Andrade & Daemon (1974), Leite *et al.* (1975), Daemon (1976), Sundaram *et al.* (1981) e Iannuzzi (1994) reconheceram a presença dos andares Tournaisiano e Viseano, enquanto que Loboziak *et al.* (1992) e Góes & Feijó (1994) identificaram apenas os andares Meso e Neotournaisianos.

ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES

As fácies sedimentares da Formação Poti, resumidas no Figura 3, são agrupadas em associações faciológicas representativas de depósitos influenciados por ondas ou marés. Para facilitar a apresentação dos resultados, as fácies estão codificadas de acordo com a proposição de Miall (1977), em que as letras maiúsculas (duas no máximo) representam o litotipo e a minúscula (única) a estrutura sedimentar predominante (Figura 3). Nas descrições de estratificações cruzadas, a amplitude dos *sets* é designada pelos termos pequeno porte (< 0,3m), médio porte (0,3-3m) e grande porte (> 3m), segundo a proposta de McKee & Weir (1953).

Depósitos dominados por ondas normais e de tempestades

Os afloramentos foram subdivididos em depósitos de *shoreface* inferior e superior.

		Fácies		Processos
Textura	Cod.	Litotipos	Estruturas	
pséfíticas	C	conglomerados sustentados por areias, seleção moderada, com clastos (quartzo, quartzito) de 2 a 3cm de eixo maior	estratificação plano-paralela incipiente ou maciça	acréscimo clasto a clasto em carga de fundo
	Aa	arenitos médios a grossos, moderadamente selecionados	estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte	migração de formas de leito ondulado 3D, em regime de fluxo inferior
psamíticas	Ab	arenitos finos a médios, moderadamente selecionados	bioturbados com estratificação cruzada sigmoidal reliquiar	desaceleração de fluxos de alta energia, com parada na sedimentação e ação destrutiva de organismos
	Ac	arenitos finos a muito finos, bem selecionados	laminação cavalgante supercrítica	suspensão/tração ou fluxo oscilatório com predomínio de suspensão
	Ah	arenitos finos, bem selecionados	estratificação cruzada <i>hummocky</i>	ação de ondas de tempestade
	Am	arenitos finos a médios, moderadamente selecionados	sem organização, às vezes com estruturas de fluidificação incipientes	desaceleração de fluxos de alta energia e grande carga de suspensão
	Ao	arenitos finos a muito finos, bem selecionados	laminação cruzada truncada por onda	migração de microondulações geradas por ondas normais
	Ap	arenitos finos, bem selecionados	laminação plano-paralela	migração de formas de leito plano, em regime de fluxo superior
	As	arenitos finos a médios, moderadamente selecionados	estratificação cruzada sigmoidal de médio a pequeno porte	desaceleração de fluxos de alta energia e grande carga de suspensão (fluxos homopical e hipopical)
	Ax	arenitos finos, bem selecionados	estratificação cruzada <i>swaley</i>	ação de ondas de tempestade, processos erosivos
	Aw	arenitos finos, bem selecionados	<i>wave ripple bedding</i>	fluxo oscilatório com predomínio de suspensão
	ASh	arenitos médios, moderadamente selecionados, intercalados com níveis de siltitos	estratificação inclinada heterolítica	migração lateral em barras em pontal
	ASp	arenitos finos, moderadamente selecionados, intercalados com níveis de siltitos	estratificação plano-paralela	suspensão
	ASw	arenitos finos, bem selecionados intercalados com siltitos	estruturas <i>wavy-linsen</i>	transição tração/oscilatório-suspensão

Figura 3 - Sumário de fácies e processos deposicionais da Formação Poti, Carbonífero inferior da Bacia do Parnaíba.

pelíticas	Fp	folhelhos de coloração cinza-médio	laminação plano-paralela	suspensão
	FAb	folhelhos de coloração cinza-médio intercalados com arenitos finos	bioturbados com estruturas <i>wavy-linsen</i> reliquias	transição entre suspensão e tração ou fluxo oscilatório, com intensa ação de organismos
	FAp	folhelhos de coloração cinza-médio, com intercalações de arenitos finos	estratificação plano-paralela	transição suspensão/tração ou fluxo oscilatório
	FAw	folhelhos de coloração cinza- médio, com intercalações de arenitos finos	estruturas <i>wavy-linsen</i>	transição suspensão/tração ou fluxo oscilatório
	Rw	ritmos constituídos por arenitos finos/folhelhos/sílex	estruturas <i>wavy-linsen</i> e laminação de corrente	estágios alternados de correntes dominantes e subordinadas - ciclicidade de maré
	Sb	siltitos de coloração cinza esverdeado	bioturbados com laminação reliquiar plano-paralela	suspensão com ação de organismos
	Sp	siltitos de coloração cinza-médio ou avermelhada	laminação plano-paralela	suspensão
	Sr	siltitos de coloração cinza-claro	laminação plano-paralela e concreções silicosas	suspensão com alta taxa de evaporação
	Sz	siltitos de coloração avermelhada	laminação plano-paralela e moldes de minerais evaporíticos	suspensão com alta taxa de evaporação
	SAP	siltitos de coloração cinza-médio, intercalados com arenitos finos	estratificação plano-paralela	transição suspensão/tração ou fluxo oscilatório
	SAw	siltitos de coloração cinza-médio, intercalados com arenitos finos	estruturas <i>wavy-linsen</i>	transição suspensão/tração ou fluxo oscilatório
	SCp	siltitos de coloração preta, carbonosos	laminação plano-paralela	suspensão em ambiente redutor
	biogênicas	Lt	laminitos	laminação algácea, <i>tepee</i> embrionário

Figura 3 - Continuação

Shoreface inferior

São incluídas como *shoreface* inferior, as exposições da Formação Poti próximas ao contato transicional com a Formação Longá, especialmente as localizadas nas adjacências de Nazaré do Piauí e Canto do Buriti, pontos 2 e 3, respectivamente (Figura 1 e Tabela 1). Nestes pontos, a associação de fácies é composta por arenitos e pelitos (fácies Ah, Ao, Ac, Fp, FAb e FAw) em proporções variadas (Figura 4A).

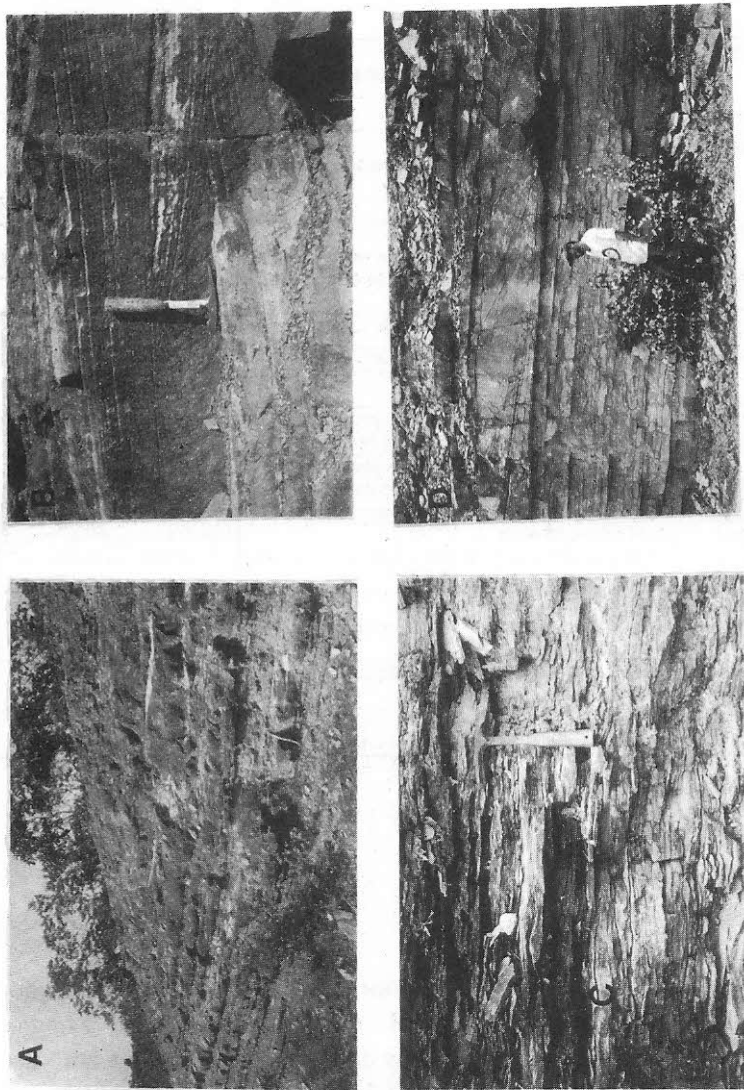


Figura 4 - Depósitos de *shoreface* inferior. A - Tempestitos distais em folhelhos. Rodovia BR-230, 21km a leste de Nazaré do Piauí. B - Detalhe da figura A mostrando arenitos com estratificação cruzada *wavy-laminated*. Rodovia PI-140, 16 km a norte de Canto do Buriti (PI). C - Folhelhos com intercalações arenosas compondo acamamento *wavy-linsen*. Rodovia PI-140, 16 km a norte de Canto do Buriti (PI). D - Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal de médio porte gradando para folhelhos e arenitos. Rodovia PI-140, 18 km a norte de Canto do Buriti (PI).

Tabela 1: Localização dos principais afloramentos estudados.

Ponto	Rodovia	Localidade	Formação
1	BR-135	50km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI) - Fazenda Barra da Vereda.	Formação Poti (topo)
2	PI-140	18km e 17 km a norte de Canto do Buriti (PI)	Formação Poti (base)
3	BR-230	21km a leste de Nazaré do Piauí (PI)	Formação Poti (base)
4	BR-316	50km (Monsenhor Gil) e 47km a sul de Teresina (PI).	Formação Poti (topo)
5		Serra de Campo Maior (PI)	Formação Poti (base)
6	BR-153	40 km a sul de Araguaína (TO)	Formação Poti (topo)

A litofácies Ah é constituída por arenitos finos, bem selecionados, com laminação interna microgradada e com truncamentos de baixo ângulo (Figura 4B). A estrutura principal é a estratificação cruzada *hummocky* (ECH) com comprimento de onda de 1 a 1,5m e *sets* de 0,5 a 0,8m de espessura que passa lateral e verticalmente para laminação plano-paralela.

Os arenitos com laminações truncada por onda (Ao) e cruzada cavalgante gerada por onda (Ac) formam corpos com espessura de 0,3 a 0,4m e são mais abundantes nos intervalos com predominância de pelitos. A identificação de processos oscilatórios foi feita através da observação nos *sets* das microondulações de: arranjos de laminação em *chevron*, geometria de ondulações assimétricas inconsistente com a sua laminação interna, grau e direção variáveis de mergulhos das lâminas cruzadas e *sets* das laminações cruzadas com base erosiva, conforme proposto por De Raaf *et al.* (1977) e Harms *et al.* (1982).

Os corpos arenosos gerados por processos oscilatórios (Ah, Ao e Ac) são interpretados como depósitos tempestíticos mais distais, em zona *shoreface* inferior. Este ambiente é mais favorável à formação e preservação dos depósitos de ECH, conforme advogam Aigner & Reineck (1982) *apud* Reineck & Singh (1986), Leckie & Walker (1982) e Cheel & Leckie (1993).

Nesta associação, próximo ao contato entre as formações Poti e Longá, as litofácies mais pelíticas aumentam sua frequência, com a ocorrência de folhelhos de coloração preta intercalados com arenitos. Em geral, nesta passagem ocorrem arenitos gerados por processos oscilatórios (Figura 4C) e raramente os relacionados a correntes de maré (Figura 4D). O aumento de pelitos representa baixa energia com deposição a partir de suspensão durante condições normais de sedimentação (bom tempo) na plataforma marinha e os arenitos podem ser explicados como interdigitação dos depósitos distais de tempestade com os de suspensão hemipelágica do *offshore* superior.

Shoreface superior

São interpretados como depósitos de *shoreface* superior, as exposições do topo da Formação Poti, com destaque para as próximas a Monsenhor Gil e na Serra de Campo Maior (pontos 4 e 5, respectivamente - Figura 1 e Tabela 1).

a) **Monsenhor Gil** - Os afloramentos estudados localizam-se em Monsenhor Gil e a 3km a norte, ao longo da rodovia BR-316 (ponto 5 da Figura 1 e Tabela 1).

Os afloramentos a norte de Monsenhor Gil mostram associações de fácies compostas pelas fácies As, Am e ASw e muito raramente Sp (Prancha I - A). Os arenitos são de granulação média, moderadamente selecionados, com geometria lobada, formando corpos de 1 a 1,5m de espessura de *sets*, apresentando acamamento maciço (Am) e estratificação cruzada sigmoidal (As). Os corpos lobados estão bastante amalgamados e suas terminações gradam para litofácies mais finas (ASw e Sp).

O afloramento de Monsenhor Gil (Prancha I - B) é formado por barras arenosas complexas com geometria tabular e internamente apresentam acamamento maciço (Am) e laminações plano-paralela (Ap) e cruzada cavalgante (Ac). As terminações destes corpos contêm acamamentos gerados por migração de ondulações simétricas e assimétricas geradas por ondas (*wave ripple bedding* Aw). Uma superfície erosiva trunca o conjunto inferior e a maior abundância das ondulações ocorre no

preenchimento inicial da paleodepressão e localmente no topo das camadas. O processo oscilatório é evidenciado também pelos arranjos internos de Aw, tais como, padrões de laminação cruzada em *chevron*, laminações cruzadas opostas e base de *sets* erosiva. Estas feições aliadas à acentuada tabularidade e à extensão lateral desses corpos sugerem tratar-se de depósitos *shoreface* superior em baixios arenosos submetidos à ação de ondas normais. A proximidade deste ponto com o anterior evidencia passagem lateral dos depósitos sigmoidais para os baixios arenosos (Prancha I - C).

b) **Serra de Campo Maior** - Na Serra de Campo Maior, localizada próximo à cidade de Campo Maior (ponto 6 da Figura 1 e Tabela 1), ocorre uma alternância de depósitos de lobos sigmoidais com barras de tempestades, geralmente organizados em ciclos retrogradantes-progradantes (Prancha II - A).

Os depósitos de tempestade são compostos predominantemente por arenitos e pelitos subordinados (fácies Ax, ASw e Sp). Os arenitos têm granulção fina, bem selecionados, com estratificação cruzada *swaley*, apresentando formas côncavas, geralmente assimétricas, com 1 a 2m de comprimento de onda, com *sets* imbricados de 0,5 a 1m de espessura (Prancha II - B). O limite destes corpos pode ser identificado pela ocorrência de delgados níveis de siltitos (Sp) e arenitos/siltitos com acamamento *wavy* (ASw). A amalgamação dos corpos tempestíticos sugere que sejam depósitos proximais, conforme modelo de Aigner & Reineck (1982) *apud* Reineck & Singh (1986). O ambiente de deposição teria sido de águas rasas, na zona do *shoreface* superior com atuação de ondas de tempestade, região mais propícia à formação dos depósitos ECS, em função do retrabalhamento pelas ondas normais.

A associação de fácies com geometria sigmoidal é composta pelas fácies Ac, As, ASw, Sp e SAw (Prancha II - C). Os corpos sigmoidais (As) são constituídos de areias médias, moderadamente selecionadas, apresentando estratificação cruzada sigmoidal com *sets* de 1,5 a 2m de espessura. Nas terminações sigmoidais, ocorrem intercalações de arenitos/siltitos e siltitos/arenitos (ASw e SAw) com estruturas *wavy-linsen*, arenitos muito finos com laminações cruzadas cavalgantes (Ac) e siltitos com laminação plano-paralela (Sp). Nos depósitos da Serra de Campo Maior não foram observadas feições diagnósticas de correntes de maré,

porém a presença de recobrimentos argilosos em corpos sigmoidais de outras localidades (Góes, 1995) sugere que, pelo menos parte desses depósitos, estaria relacionada a maré, podendo ser considerados como *tidal sand ridges*. Corpos com grande similaridade em relação à geometria sigmoidal têm sido descritos por Kreisa & Moiola (1986) na Formação Curtis (Jurássico Superior - Utah Central), como exemplos clássicos de correntes de marés.

Depósitos dominados por maré

A influência predominante de correntes de maré é reconhecida em afloramentos da parte superior da Formação Poti, destacando-se duas localidades, uma a sul do Piauí (Barra da Vereda) e outra a norte do Estado de Tocantins (Araguaína).

a) **Barra da Vereda** - Estes depósitos ocorrem nas proximidades da Fazenda Barra da Vereda, 50 km a sudoeste de Redenção da Gurguéia - PI (ponto 1 da Figura 1) e são constituídos por arenitos localmente conglomeráticos que passam verticalmente para depósitos pelíticos (Prancha III - A).

A base desta exposição é composta por arenitos médios a grossos, com seleção moderada, apresentando estratificação cruzada acanalada (Aa) com *sets* de 0,5 a 1m de espessura que gradam para o topo para corpos com *sets* de 0,2 - 0,4m de espessura. Suas características evidenciam migração de barras arenosas 3D, com cargas de tração em regime de fluxo inferior. Os conglomerados (C) ocorrem subordinadamente na base dos arenitos, em níveis centimétricos (5 a 10cm de espessura), apresentando arcabouço sustentado por areias, com clastos subarredondados (quartzo e quartzito) com eixo maior variando de 2 a 3cm, moderadamente selecionados, raramente imbricados, com acamamento maciço ou com estratificação plano-paralela incipiente. Estas características e sua relação com os arenitos Aa permitem interpretá-los como depósitos residuais de canais.

Para o topo, esses arenitos apresentam icnofósseis tubulares (Prancha III - B) que cortam paralela e obliquamente o acamamento, com diâmetros de 1 a 2cm, superfícies externas lisas e preenchimento arenoso. Outra tendência vertical é o aparecimento de recobrimentos argilosos nos

estratos cruzados, inicialmente escassos, aumentando sua frequência para as partes superiores até o aparecimento das associações de fácies mais pelíticas compostas por ritmitos, siltitos e laminitos algáceos (Rw, Sz e Lt, respectivamente).

Os ritmitos (Rw) são constituídos por interlaminados de arenitos muito finos com pelitos (Prancha III - C), formando estruturas *wavy-linsen*, *drapes* e laminações de correntes. As espessuras dos arenitos variam de poucos centímetros a frações milimétricas, simultaneamente com a variação de espessura dos pelitos de frações milimétricas a poucos centímetros. Essas variações são cíclicas, onde cada ciclo envolve um progressivo aumento na espessura dos pares, seguido por uma progressiva diminuição em suas espessuras. O par mais espesso contém arenitos com 2 a 5cm de espessura e pelitos com 0,5 a 1,5cm de espessura. O par mais delgado é caracterizado por lâminas de arenito alternando-se com siltitos de 0,1 a 1cm. Segundo Nio & Yang (1991), as características supracitadas permitem supor que estes interlaminados sejam ritmitos de maré. Estes ritmitos, associados a *tidal bundles*, são os melhores diagnósticos de processos de correntes de maré, já que as estratificações cruzadas “espinha de peixe” são de ocorrência mais rara.

Nesta associação também ocorrem, subordinadamente, laminitos algáceos (Lt) com *tepee* embrionário (Prancha III - D) e siltitos (Sz) avermelhados com pseudomorfos de minerais evaporíticos (Figura 6E). Os laminitos algáceos (Lt) são bioconstruções geradas por tapetes algáceos e as estruturas de *tepee* são formadas através da ressecção e da cristalização de sais. Esta associação foi interpretada como depósitos de intermaré a supramaré com alta taxa de evaporação, dada a presença de ritmitos de maré, *tepee* e de pseudomorfos de minerais evaporíticos. Estas associações faciológicas evidenciam o afogamento da paleodrenagem, configurando uma situação estuarina temporária em clima com tendência mais seca no topo da Formação Poti.

b) **Araguaína** - O afloramento estudado, localizado na rodovia Belém-Brasília (BR-153), 40 km a sul de Araguaína (TO), representa porção isolada da Formação Poti preservada em estrutura de *graben* em função da reativação tectônica do Lineamento Tocantins-Araguaia. Considera-se que esta exposição está posicionada na parte superior da unidade com base em estudos palinológicos de Sundaram *et al.* (1981).

Em seção panorâmica (Prancha IV), destacam-se os arenitos com intercalações subordinadas de pelitos apresentando estratificação inclinada heterolítica de médio porte (ASh), no sentido de Thomas *et al.* (1987). Estes arenitos apresentam granulação média, seleção moderada, intraclastos de siltitos na base, com intercalações pelíticas formando recobrimentos argilosos e estruturas *wavy-linsen*. Sua estrutura principal é a estratificação inclinada heterolítica com *set* de 1,5 a 2m de espessura, que migra lateralmente com forte variação no ângulo de mergulho dos estratos inclinados. Estes depósitos são interpretados como barra em pontal, bastante similares a depósitos clássicos descritos por Wright (1959), Reineck (1958) *apud* Reineck & Singh (1986) e Meulen (1982). Os siltitos com concreções silicosas (Sr) formam corpos lenticulares, recobrando a paleomorfologia da barra em pontal, sendo sugestivos de depósitos de abandono de canal. As concreções silicosas (provavelmente silcretes) apresentam variadas formas, incluindo as do tipo “rosa do deserto”. A norte do Prancha IV, a estratificação inclinada heterolítica grada lateralmente para ritmitos (Rw) e, subordinadamente, para siltitos carbonosos (SCp). Marcas onduladas ocorrem nos topos preservados da paleoforma (centro superior do Prancha IV) e nos *toesets*. A estratificação inclinada heterolítica desenvolve-se sobre canal que secciona (a sul do Prancha IV) lateralmente a associação de fácies composta predominantemente por pelitos.

Esta associação pelítica é constituída pelas fácies As, ASp, SAp, Sb, Sp e Sr, com predominância de sedimentos finos moderadamente bioturbados e com influxos ocasionais de aporte sedimentar de granulação mais grossa. Os siltitos bioturbados (Sb) predominam na base do afloramento e apresentam-se maciços por obliteração parcial da estrutura original (laminação plano-paralela). Os arenitos com geometria sigmoidal (As) ocorrem próximo ao topo, enquanto que os arenitos/siltitos, os siltitos/arenitos e os siltitos com laminação plano-paralela (ASp, SAp e Sp) ocorrem intercalados, formando pequenos ciclos com tendências granocrescente e de espessamento ascendentes (a sul do Prancha IV). Os corpos sigmoidais são constituídos por areias finas, com 0,4-0,5m de espessura, enquanto que os demais arenitos (ASp e SAp) variam de camadas milimétricas a centimétricas. Esta associação indica a predominância de processos de suspensão com chegadas episódicas de cargas de tração,

sugestivas de depósitos de transbordamento de canal com rompimento de diques marginais (*crevasse-splays*).

Os ritmitos (Rw) mostram camadas centimétricas de arenitos finos, alternando-se com camadas milimétricas de siltitos e decimétricas de sílex, formando acamamento *wavy*. Esta fácies tem caráter cíclico, sugestivo de maré, podendo estar relacionada a depósitos de intermaré. Os níveis silicificados poderiam representar depósitos primários de evaporitos ou de carbonatos. Os siltitos carbonosos (SCp) apresentam laminação plano-paralela e têm ocorrência restrita na base dos ritmitos e, segundo esta interpretação, representariam depósitos de pântanos de supramaré.

CONCLUSÕES

Todos os afloramentos estudados são interpretados como depósitos costeiros com influência de processos de ondas normais e de tempestade e de correntes de maré.

Os depósitos com influência de ondas dominam nas porções inferiores e, em parte, no topo da Formação Poti, enquanto que os interpretados como influenciados predominantemente por correntes de maré foram identificados em afloramentos exclusivamente na parte superior da unidade estudada.

Dos depósitos influenciados por maré, o situado ao sul do Piauí mostra maior conjunto de evidências tais como, ritmitos de maré, laminações de corrente reversas, laminitos algáceos, *tepee* e icnofósseis abundantes.

A sedimentação da Formação Poti parece ter sido em geral progradante, porém a presença de depósitos de planícies de maré e de canais flúvio-estuarinos sugere que, pelo menos em parte, o topo desta unidade exhibe condições transgressivas.

O clima vigente durante a deposição da Formação Poti era do tipo temperado, sem evidências de influência glacial. Altas taxas de evaporação exclusivamente no topo da Formação Poti são sugeridas através das seguintes feições: a) *tepee*, b) concreções do tipo “rosa do deserto” e c) pseudomorfos de minerais evaporíticos.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Universidade Federal do Pará, pelo apoio financeiro para a realização dos trabalhos de campo. Ao Prof. Dr. Setembrino Petri, pelas sugestões e críticas feitas a este manuscrito. Ao Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild, pelas correções no *abstract*. Ao geólogo José Anaísse Júnior, pelo auxílio na confecção dos desenhos e a técnica Márcia Cristina da Ponte, pela ajuda na computação gráfica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, S.M. & DAEMON, R.F. 1974. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: CONGR. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, SBG. v. 2, p.129-137.
- CHEEL, R.J.; LECKIE, D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Review*, 1: 103-122.
- CRUZ, W.B.; ABOARRAGE, A.M.; SANTOS, M.E.C.M. 1973. *Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba - Relatório de progresso das etapas II e III*. Recife, DNPM-CPRM. 2v.
- DAEMON, R.F. 1976. Correlação bioestratigráfica entre os sedimentos do Siluriano, Devoniano e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29. Belo Horizonte, 1976. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. v. 2, p.189-194.
- DE RAAF, J.F.M.; BOERSMA, J.R.; VAN GELDER, A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24: 451-483.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1980. Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais da Bacia do Parnaíba. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. *Resumos*. Camboriú, SBG. p.357.

- DELLA FÁVERA, J.C. 1990. *Tempestitos da Bacia do Parnaíba*. Porto Alegre, 2 v. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- DELLA FÁVERA, J.C. & ULIANA, M.A. 1979. *Bacia do Maranhão - possibilidades para treinamento em fácies e ambientes sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás, v.1. (relatório interno).
- DOLIANITI, E. 1954. A flora do Carbonífero Inferior de Teresina, Piauí. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM*, v.148: 1-56.
- GÓES, A.M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. São Paulo, 171p. (Tese de doutoramento - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- GÓES, A.M. de O.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8: 57-67.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; WALKER, R.G. 1982. *Structures and sequences in clastic rocks*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, paginação irregular (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course 9).
- IANUZZI, R. 1994. *Reavaliação da flora carbonífera da Formação Poti, Bacia do Parnaíba*. São Paulo, 233p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- KEGEL, W. 1954. Lamelibrânquios da Formação Poti (Carbonífero Inferior) do Piauí. *Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM*, 88: .1-14.
- KREISA, R. D. & MOIOLA, R.J. 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 381-387.
- LECKIE, D.A. & WALKER, R.G. 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in cretaceous Moosebar-Lower Gates interval - outcrops equivalents of deep basin gas trap in Western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 138-157.
- LEITE, J.F.; ABOARRAGE, A.M.; DAEMON, R.F. 1975. *Projeto carvão da Bacia do Parnaíba - Relatório final das etapas II e III*. Recife, DNPM/CPRM. 5v.
- LIMA, E. de A.M. & LEITE, J.F. 1978. *Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba - integração geológica-metalogenética*. Recife, DNPM/CPRM. 2v.

- LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M.V.; MELO, J.H.G. de 1992. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the Central Parnaíba Basin (Brazil). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **115**: 215-226.
- MCKEE, E.D. & WEIR, G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **64**: 381-390.
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C. 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins, North Brazil. *Bulletin Association of Petroleum Geologists*, **48**: 1476-1512.
- MEULEN, V.V.D. 1982. The sedimentary facies and setting of eocene point bar deposits, Monllobat Formation, southern Pyrenees, Spain. *Geologie en Mijnbouw*, **61**: 217-227.
- MIALL, A.D. 1977. A review of braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, **13**: 1-62.
- NIO, S.D. & YANG, C.S. 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: SMITH, D.G.; REINSON, G.E.; ZAITLIN, B.A.; RAHMANI, R.A. eds. *Clastic Tidal Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p. 3-28 (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 16).
- PAIVA, G. & MIRANDA, J. 1937. Carvão mineral do Piauí. *Boletim. Departamento Nacional de Produção Mineral. DFPM*, **20**: 1-16.
- READING, H.G. & LEVELL, B.K. 1996. Facies and sequences. In: READING, H.G. (ed.) *Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy*. 3th edition. Oxford, Blackwell Scientific Publications. p.18-21.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1986. *Depositional sedimentary environments*. 2nd ed. New York, Springer-Verlag. 543p.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.) 1981. *Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM.
- SUNDARAM, D.; CARVALHO, R.G.; COIMBRA, A.M. 1981. Lower Carboniferous palynomorphs from Poti Formation, Parnaíba Basin, Brazil. *Boletim do Instituto de Geociências*, **12**: 23-32.

- THOMAS, R.G.; SMITH, D.G.; WOOD, J.M.; VISSER, J.; CALVEREY-RANGE, E.A. & KOSTER, E.H. 1987. Inclined heterolithic stratification - terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, **53**: 123-179.
- WALKER, R. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. eds. *Facies models - response to sea level change*. Toronto, Geological Association of Canada. p. 1-14.
- WRIGHT, M.D. 1959. The formation of cross-bedding by meandering of braided stream. *Journal Sedimentary Petrology*, **29**: 610-615.

LEGENDAS DAS PRANCHAS

Prancha I - Depósitos de *shoreface* superior.

A - Lobos sigmoidais de médio porte amalgamados. Rodovia BR-316, 47 km a sul de Teresina (PI).

B - Conjunto de corpos arenosos tabulares contendo acamamento maciço e laminações plano-paralelas e cruzada cavalgante formando barras complexas. Superfície erosiva trunca o conjunto inferior, a maior abundância de marcas onduladas ocorre no preenchimento inicial da paleodepressão e localmente no topo das camadas. Rodovia BR-316, 50 km a sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI).

C - Composição dos afloramentos A e B mostrando a passagem de lobos sigmoidais para baixios arenosos retrabalhados por ondas.

Prancha II - Depósitos de *shoreface* superior.

A - Vista geral da Serra de Campo Maior mostrando alternância de depósitos de barras de tempestades e barras sigmoidais.

B - Arenitos com estratificação cruzada *swaley*.

C - Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal e suas terminações contendo arenitos/siltitos com acamamento *wavy*. O sentido da progradação (seta) dos corpos sigmoidais é para NE. Observar tendência retrogradante das fácies de topo.

Prancha III - Canal flúvio-estuarino e planície de maré. Rodovia BR-135, 50km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (Fazenda Barra da Vereda - PI).

A- Arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada de médio porte gradando verticalmente para ritmitos de maré.

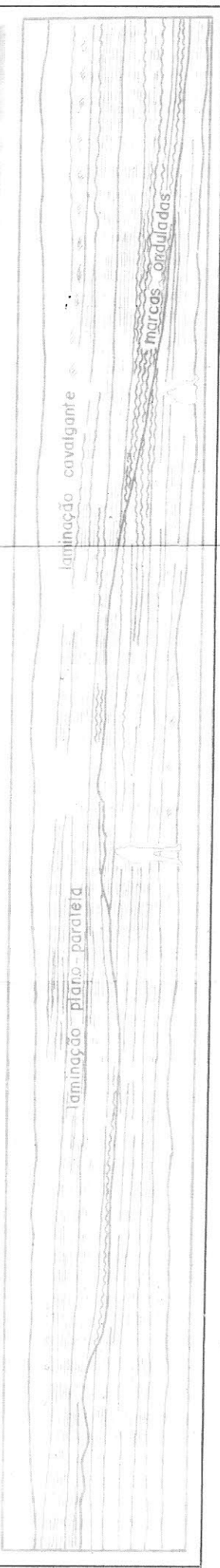
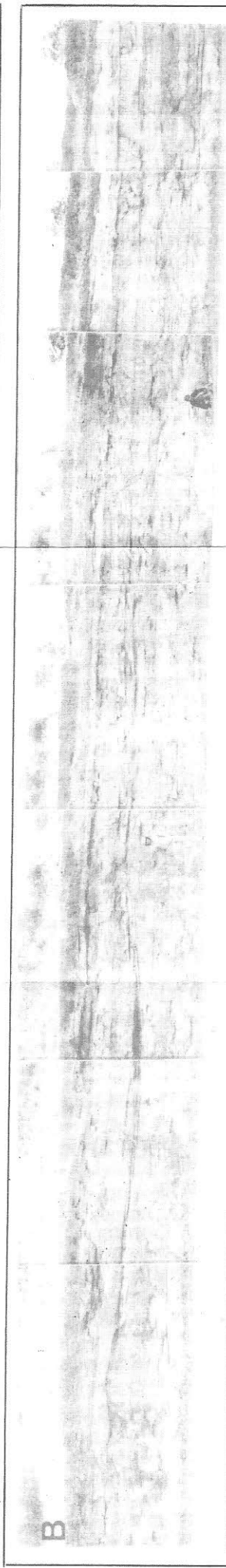
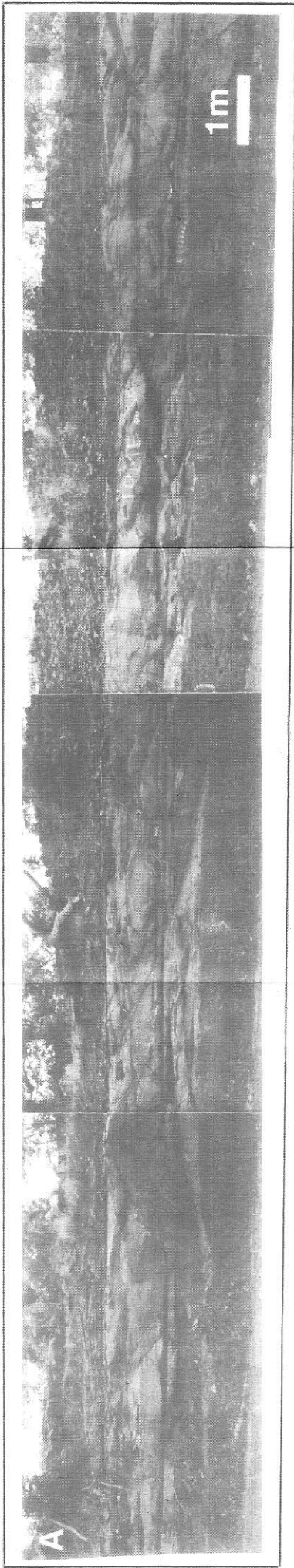
B- Arenitos grossos a médios com icnofósseis tubulares.

C- Ritmitos arenitos/pelitos em depósitos de intermaré.

D - Estrutura de *tepee* em depósitos de intermaré

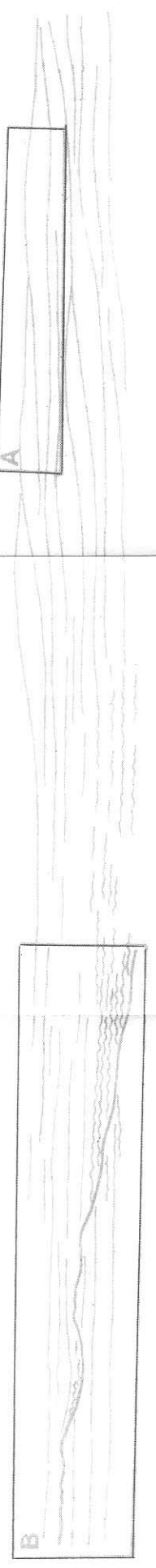
E- Siltitos com pseudomorfos de minerais evaporíticos, possivelmente gipsita em arranjo tipo "rosa do deserto" em depósitos de supramaré.

Prancha IV - Barras em pontal em ambiente costeiro. Rodovia BR-153, 40 km a sul de Araguaína (TO). Arenitos com intercalações subordinadas de pelitos apresentando estratificação cruzada inclinada heterolítica de médio porte. A estratificação desenvolve-se sobre canal que secciona (a sul) arenitos/pelitos bioturbados de ciclos com tendências granocrescente e espessamento ascendentes. Marcas onduladas ocorrem nos topos preservados da paleoforma (centro superior), nos tosets e a norte formando camadas que se intercalam com folhelhos carbonosos e leitos de sílex. O deslocamento aparente na parte superior do afloramento é decorrência da montagem do fotomosaico.

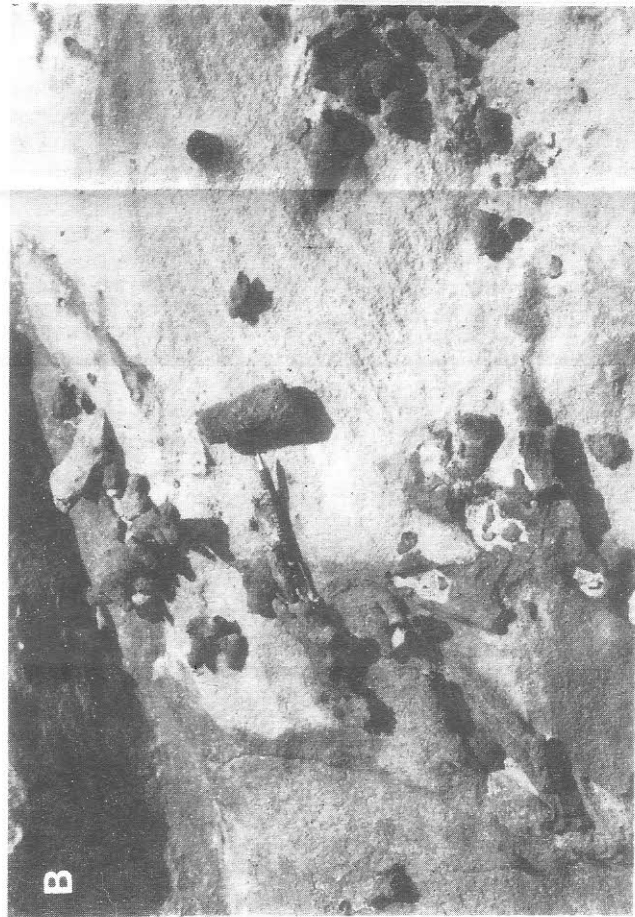
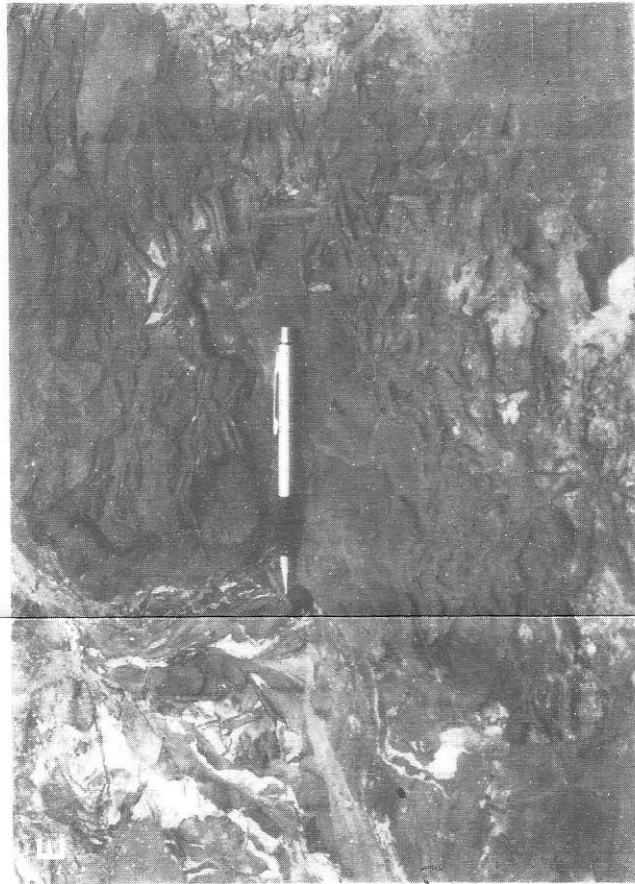
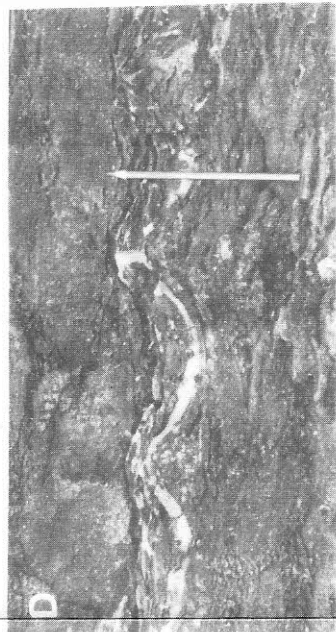
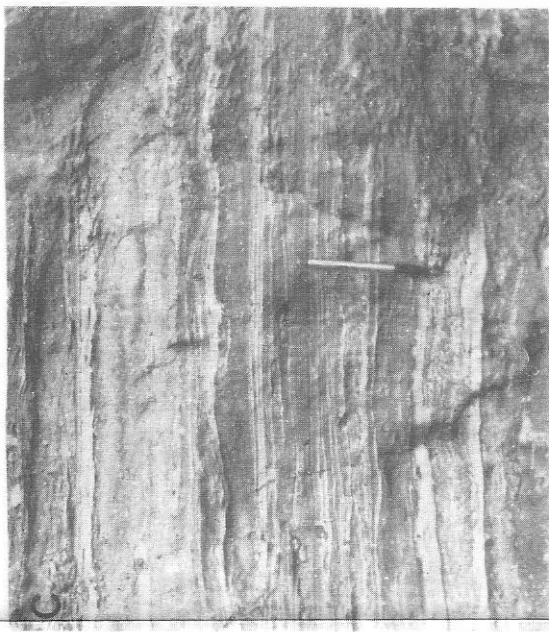
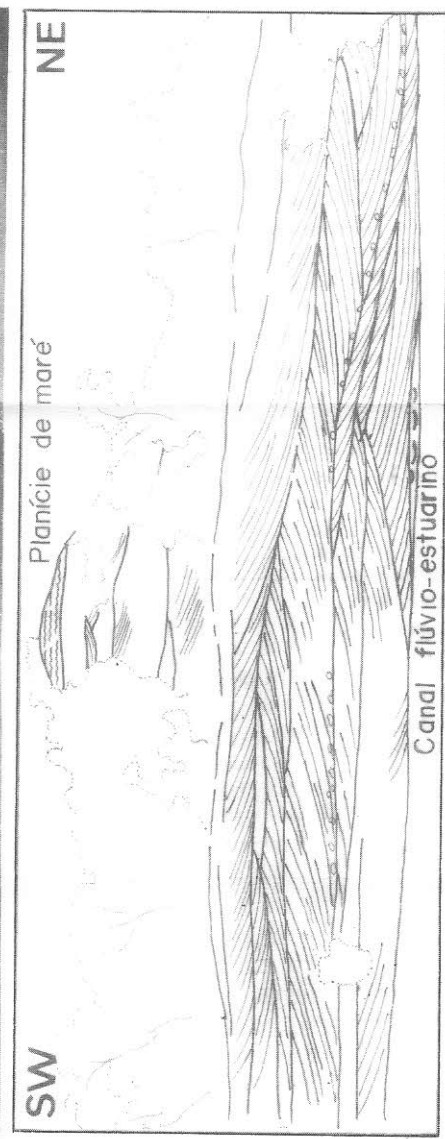


S

N



C



**A INFLUÊNCIA DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR
NA SEDIMENTAÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA
BRAGANTINA DURANTE O HOLOCENO - NORDESTE
DO PARÁ, BRASIL.**

Pedro Walfir Martins e Souza filho

CPRM - Serviço Geológico do Brasil

Av. Lauro Sodré, 2561, 78903-711, Porto Velho-RO

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

Maâmar El-Robrini

Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

Caixa Postal 8617. CEP 66075-110, Belém, PA.

e-mail: robrini@marajo.ufpa.br

ABSTRACT	308
RESUMO	308
INTRODUÇÃO	309
MÉTODOS	311
CENÁRIO REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO	312
UNIDADES MORFOLÓGICAS ASSOCIADAS AOS PADRÕES ESTRATIGRÁFICOS	314
INFLUÊNCIA DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA SEDIMENTAÇÃO COSTEIRA	320
CONCLUSÕES	331
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	333

ABSTRACT

The integration of geomorphologic, sedimentologic, stratigraphic and remote sensing data allowed the identification of three stratigraphic successions correlated to sea-level changes during the Holocene and the presentation of a depositional model of macrotidal coastal area.

The evolution of this system begun 17.400 years B.P. However the evolution of thios depositional system is associated to the sea-level changes during the Holocene 5.200 years later with the maximum of the Holocenic Transgression. Therefore, the sedimentary history of the Bragança Coastal Plain can be subdivided in five stages:

The evolution of this system begun in the Late Pleitocene 17.400 years later. However, the evolution of this depositional system is associated to the sea-level changes during the Holocene with the maximum of the Holocene Transgression (5,200 years B.P.). Therefore, the sedimentary history of the Bragança Coastal plain, can by subdivided in five stages:

A - Pleistocene low sea-level (17,400 years B.P.), when the continental shelf was exposed to erosive processes.

B - Erosion of the highland during the high sea-level 5,200 years later.

C - Stabilization or sea-level fall, with mud progradation of coastal plain

D - Erosive period, associated to a fast sea-level rise or climatic changes the influenced the discharge of rivers, forming *cheniers* and;

E - Reestablishment of the last conditions, with the muddy progradation over the recent coastal deposits in direction to landward.

RESUMO

A integração de dados geomorfológicos, sedimentológicos, estratigráficos e de sensoriamento remoto obtidos na Planície Costeira Bragantina permitiu a identificação de três sucessões estratigráficas correlacionáveis com as variações do nível do mar durante o Holoceno e a elaboração de um modelo deposicional em áreas de macromaré.

A estratigrafia holocênica da Planície Costeira Bragantina mostra uma sucessão retrogradacional basal (S1) constituída por areia de praia, areia e lama de estuário e lama de pântano salino; uma sucessão progradacional (S2) formada por lama da planície de maré (manguezais), e

uma sucessão arenosa retrogradacional atual (S3), representada por areias de dunas costeiras, praias, *cheniers* e baixios.

A evolução deste sistema deposicional está intimamente associada às variações do nível do mar (transgressão) que iniciaram desde o Pleistoceno Terminal há 17.400 anos A.P. e atingiram o máximo a cerca de 5.200 anos A.P. com a Transgressão Holocênica. Deste modo, a história sedimentar da Planície Costeira Bragantina, pode ser compartimentado em cinco estágios distintos:

A- nível de mar baixo no Pleistoceno (17.400 anos A.P), quando a plataforma continental estava exposta e sujeita a processos erosivos subaéreos;

B- nível de mar alto há 5.200 anos A.P que esculpiu as falésias no Planalto Costeiro;

C- estabilização ou descida relativa do nível do mar, com progradação lamosa da planície costeira;

D- período erosivo, associado a uma rápida subida do nível do mar ou a mudanças climáticas que afetaram a descarga dos rios, formando os *cheniers* e;

E- reestabelecimento das condições anteriores, com retomada da progradação lamosa, sobre a qual depósitos costeiros atuais migram em direção ao continente.

INTRODUÇÃO

As variações relativas do nível do mar têm um forte papel na sedimentação das planícies costeiras, onde foram colocados em evidência vários níveis marinhos quaternários, datados desde 120.000 anos A.P até o Holoceno (Domingues, 1982; Domingues *et al.*, 1992; Martin *et al.*, 1993; Suguio *et al.*, 1985; Villwock, 1987; entre outros).

A sedimentação holocênica na planície costeira da Região Norte atesta essas variações do nível do mar. No nordeste do Estado do Pará, a Planície Costeira Bragantina apresenta cerca de 40 km de linha de costa, estendendo-se desde a Ponta do Maiaú até a foz do Rio Caeté (Figura 1).

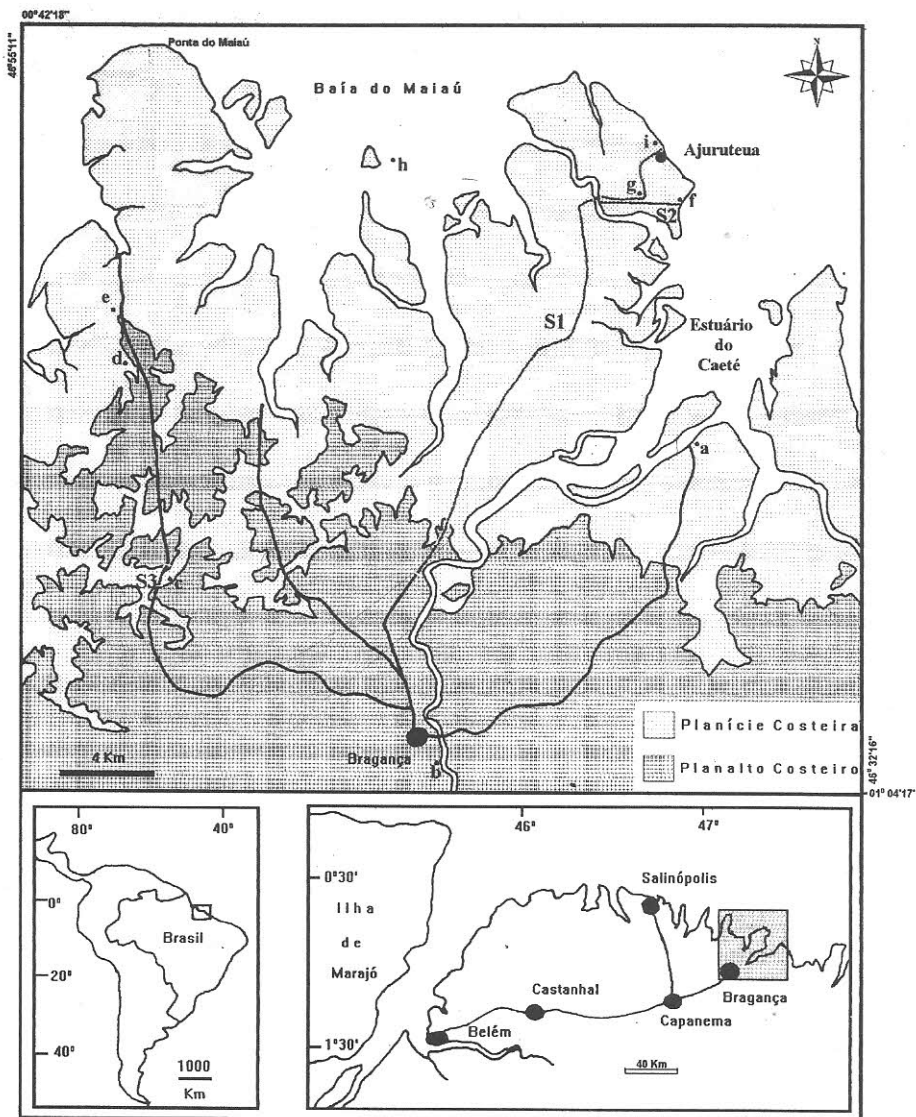


Figura 1- Mapa de localização dos testemunhos (a, b, c, d, e, f, g, h, i) e das seções estratigráficas (S1, S2 e S3) na Planície Costeira Bragantina.

Esta planície costeira é amplamente dominada por macromaré (5.6m de amplitude - DHN, 1997), formada por extensos manguezais e estuários, com baixios arenosos, pântanos salinos, *cheniers*, dunas, praias e depósitos de leques de lavagem associados. Ela está situada na Bacia Cretácea de Bragança-Viseu e sua geometria e paleotopografia estão associadas a movimentações neotectônicas, que têm controlado a espessura dos depósitos terciários e quaternários (Igreja, 1991; Costa *et al.*, 1993).

Nos últimos anos, diversos trabalhos enfocando geomorfologia, sedimentologia, estratigrafia e neotectônica têm sido desenvolvidos nesta área de estudo (Souza Filho, 1995; Souza Filho & El-Robrini, 1995; Borges *et al.* 1995a; 1995b; Souza Filho & El-Robrini, 1997). Deste modo, diversas lacunas do conhecimento estão sendo preenchidas em busca de um melhor entendimento dos processos geológicos evolutivos desta planície costeira.

Este trabalho apresenta o quadro morfológico e o padrão estratigráfico, a fim de evidenciar a influência das variações do nível do mar na sedimentação costeira e pela primeira vez, estabelecer um modelo deposicional para um setor da planície costeira do nordeste do Estado do Pará.

MÉTODOS

Os métodos utilizados durante a realização deste trabalho incluíram análise de produtos de sensores remotos, geoprocessamento, testemunhagem à vibração, análises sedimentológicas e faciológicas.

Inicialmente, foram selecionadas cenas de satélite LANDSAT, fotografias aéreas e imagens de radar. As cenas de satélite TM do LANDSAT-5 (24/07/1991; órbita-ponto 222-61) foram processadas digitalmente através do Sistema de Tratamento de Imagens (SITIM, 340). Foram obtidas fotografias ampliadas em papel fotográfico e slides cobrindo toda a área na composição colorida 5R 4G 3B, definidas como a melhor composição para o estudo das áreas de manguezais.

As fotografias aéreas em escala 1:25.000 são datadas de 1977 e as imagens de radar (banda X) foram obtidas em 1972 com Radar Gems 1000, editado em 1977 durante a realização do Projeto RADAMBRASIL.

Os levantamentos de campo serviram para complementar e/ou corrigir as classificações temáticas iniciais, bem como identificar os tipos de vegetação e de sedimentos.

A interpretação do padrão estratigráfico de sedimentação holocênica da Planície Costeira Bragantina baseou-se na análise de 35 testemunhos a vibração, que permitiram a construção de seções estratigráficas da planície costeira. Na descrição dos testemunhos, utilizou-se técnicas descritas por Figueiredo Jr. (1990).

CENÁRIO REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO

Litoestratigrafia

O embasamento desta área é controlado e constituído por blocos cratônicos pré-cambrianos (granitos, migmatitos - Abreu & Lesquer, 1985), sedimentos eo-paleozóicas (Formação Bequimão e Sucessão Piriá-Camiranga - Igreja, 1991) e mesozóicas (Formações Codó-Grajaú e Itapecuru - Aranha *et al.*, 1990). O Terciário é representado pela Formação Pirabas (Maury *apud* Ferreira, 1982; Góes *et al.*, 1990) e pelo Grupo Barreiras (Arai *et al.*, 1988; 1994; Rossétti *et al.*, 1989), enquanto o Quaternário é constituído pelos sedimentos Pós-Barreiras (Sá, 1969) e depósitos recentes (Franzinelli, 1982; Souza Filho, 1995) (Figura 2).

Geomorfologia

O litoral nordeste do Pará, compreendido no trecho entre a foz dos rios Amazonas e Gurupi, perfaz 600 Km de extensão. Nesta região, Franzinelli (1982, 1992) caracterizou dois tipos de costa: uma costa de emersão, situada a oeste da Baía de Marajó, que apresenta-se reta e contornada por baixos cordões arenosos, com planície de maré muito bem desenvolvida e; uma costa de submersão, a leste da Baía de Marajó (Figura 2), onde situa-se a área do presente estudo.

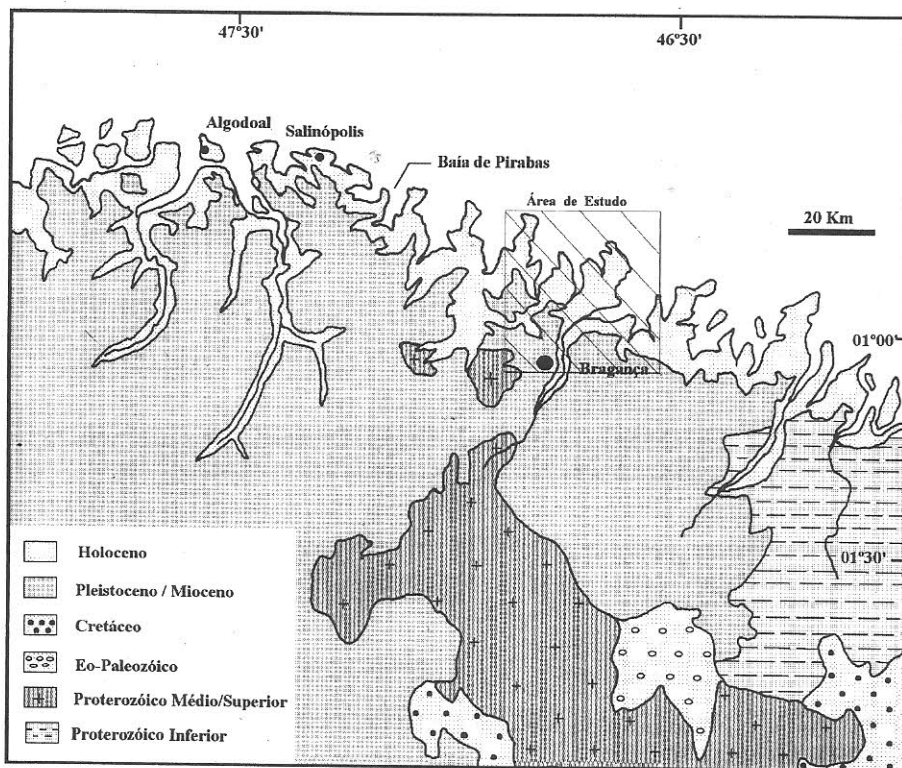


Figura 2 - Mapa geológico do nordeste do Estado do Pará (Modificado de Costa *et al.* 1977).

Esta costa é referida neste trabalho como uma costa embaiada transgressiva dominada por macromaré, a qual Franzinelli (1982, 1992) compartimentou em dois setores: um a oeste da Baía de Pirabas, onde as baías recortam as falésias ativas do Planalto Costeiro e outro; a leste, onde o Planalto Costeiro recua em direção ao sul, constituindo falésias mortas e onde as baías recortam a planície costeira (Figura 2).

Clima

O clima da área é tropical e megatérmico do tipo Amw, com época seca bem definida, segundo a classificação climática de Köppen, com uma estação muito chuvosa de dezembro a maio e precipitação anual de 3.000 mm, com umidade relativa do ar oscilando entre 80 e 91% (Martorano *et al.* 1993).

Vegetação

A planície costeira é recoberta por árvores, gramíneas e juncos. A planície de maré é densamente colonizada por florestas de manguezais (*Rizophora L.*, *Avicenia L.*, *Laguncularia L.*). Durante a estação úmida, os pântanos salinos são extensivamente vegetados por *Eleucharias sp* (juncos). Vegetação arbustiva (*Chysobalanus icaco L.*; *Anacardium occidentale L.*, and *Byrsonma crassifolia H.B.K.*) é comum nos *cheniers* e campos de dunas, onde encontram-se os solos arenosos.

UNIDADES MORFOLÓGICAS ASSOCIADAS AOS PADRÕES ESTRATIGRÁFICOS

A Planície Costeira Bragantina tem sido compartimentada em três domínios morfológicos distintos, segundo sua forma, litologia, estratigrafia e vegetação, os quais são: (1) planície aluvial; (2) planície estuarina; e (3) planície costeira (Souza Filho, 1995; Souza Filho & El-Robrini, 1995). Deste modo, foram identificadas unidades morfo-estratigráficas (Frey & Williman, 1960) definidas a partir de características morfológicas e estratigráficas; e fácies estratigráficas, referidas como depósitos subsuperficiais que não podem ser interpretados em termos dos ambientes atuais. A Figura 1 ilustra a localização dos pontos dos testemunhos e das seções estratigráficas descritas a seguir.

Planalto Costeiro

Esta unidade é constituída por sedimentos siliciclásticos do Grupo Barreiras (Souza Filho & El-Robrini, 1997) (Figura 3a). Quando aflorante, esta unidade representa uma superfície plana arrasada, suavemente ondulada e fortemente dissecada, com cotas entre 50 e 60 m, que diminuem progressivamente em direção à planície costeira à norte (Costa *et al.*, 1977). O contato entre o Planalto Costeiro e a Planície Costeira é marcado por mudanças litológicas (sedimentos areno-argilosos avermelhados do Grupo Barreiras e lamosos da planície costeira), vegetacional (floresta secundária no Planalto e mangue na Planície Costeira) e morfológica (falésias mortas de até 1m de altura em contato com a planície costeira) (Souza Filho & El-Robrini, 1997).

Planície Aluvial

Esta unidade representa os depósitos sedimentares associados ao Rio Caeté, apresentando uma largura média em torno de 100m. Este domínio morfológico é subdividido em três unidades (Souza Filho, 1995; Souza Filho & El-Robrini, 1997):

(1) Canal do Rio Caeté, meandrante, de 100m de largura e profundidade local de 10m, com anomalias em caixa e cotovelo, encravado no Planalto Costeiro;

(2) A Planície de inundação é uma área plana, limitada por diques marginais e pelo Planalto Costeiro, caracterizada por campos herbáceos, principalmente de *Eleucharias sp.* Esta planície é inundada somente durante os períodos de grandes cheias, (quando ocorre o transbordamento dos canais e os sedimentos mais finos são acumulados nesta área) seus sedimentos com cerca de 1 m de espessura, são constituídos principalmente por lama oxidada sem acamamento visível, mas, com marcas e fragmentos de raízes; lentes milimétricas de areia fina ocorrem intercaladas a este pacote de lama (Figura 3b).

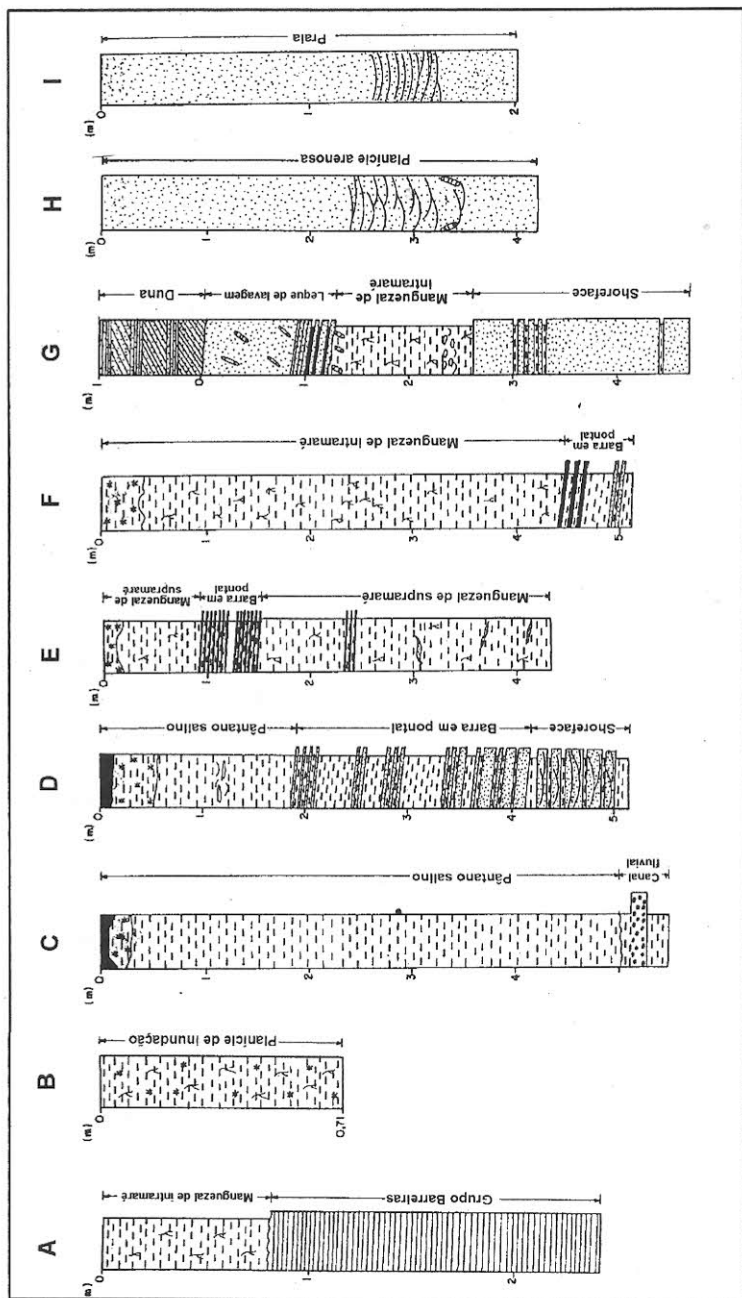


Figura 3 - Seções estratigráficas das unidades morfoestratigráficas e dos fácies estratigráficas da Planície Costeira Bragantina. A- sedimentos basais; B- planície de inundação, C- pântano salino interno sotoposto pelo fácies areia fluvial; D- pântano salino externo sotoposto pelo fácies estratigráfico areia e lama estuarina-maré; E- manguezal de supramaré; F- manguezal de intermaré sotoposto pelo fácies estratigráfico areia marinha; G- chenier sotoposto pelo manguezal de intermaré; H- planície arenosa; I- praia (ver localização na Figura 1).

(3) Diques marginais, 50 cm acima da planície de inundação, fixados por mangues e *Eleucharia sp.* e rompidos durante os períodos de grandes cheias. São constituídos por areias finas a muito finas, com intercalações milimétricas de lama. Os sedimentos estão oxidados e fitoturbados contendo fragmentos de raízes. Devido à intensa fitoturbação, a laminação está completamente obliterada, dando ao pacote um aspecto mosqueado.

Planície Estuarina

É o domínio morfológico mais representativo na Planície Costeira Bragantina. É limitada a sul pela planície aluvial no limite superior da influência das marés e a norte pela zona onde dominam os processos marinhos. A planície estuarina é formada pelo:

(1) Estuário do Rio Caeté que é compartimentado em quatro padrões morfológicos distintos, seguindo: funil estuarino, segmento retilíneo, segmento meandrante e canal de curso superior semelhantes à compartimentação proposta por Woodroffe *et al.* (1986, 1989) para o Rio Aligator na Austrália;

(2) Canais de marés que recortam a planície costeira, em forma meandrante a retilínea, com largura máxima de 100m. Em direção ao continente, os canais são bifurcados, rasos e estreitos com fundos lamosos; em direção ao mar, os mesmos são singulares e largos, com fundos arenosos. Barras em pontal são frequentes e;

(3) Planície de inundação que ocorre ao longo do funil estuarino, do segmento retilíneo e meandrante, onde são observados depósitos lamosos de manguezais. Margeando o canal de curso superior, as planícies de inundação são constituídas por sedimentos orgânicos lamosos depositados sobre o Planalto Costeiro.

Planície Costeira

Esta área é limitada a sul por um alinhamento de falésias mortas de 1 a 2 m de altura esculpidas no Planalto Costeiro. A parte norte dessa zona, influenciada pela maré é recortada pela planície estuarina. Seis unidades foram identificadas (Souza Filho, 1995; Souza Filho & El-Robrini, 1995):

(1) Pântanos salinos ou Campos de Bragança - Colonizados por *Eleucharias sp.* (juncos), estão encaixados em uma rede de drenagem colmatada, alimentada principalmente pela pluviosidade. São subdivididos em pântanos salinos internos, alagados durante o período chuvoso e seco durante o período de estiagem e pântanos salinos externos que apresentam a morfologia semelhante dos pântanos salinos internos, diferindo entretanto destes por serem mais baixos e influenciados pelas marés semidiurnas. Os depósitos dos pântanos apresentam espessura de 5m de lama, sem estruturação visível, o que é atribuído à deposição de argilas na forma de flocos (Bouma, apud Frey & Basan, 1978). Observa-se ainda lentes de areia fina intercaladas à lama, caracterizando acamamento lenticular simples.

A unidade de pântano salino interno repousa em discordância erosiva sobre areias fluviais, essencialmente quartzosas, angulosas, de granulometria média a grossa, interpretadas como areias fluviais (Figura 3c) (Souza Filho, 1995; Souza Filho & El-Robrini, 1997), enquanto, o pântano salino externo é sotoposto por areias quartzosas, finas a muito finas, bem selecionadas, intercaladas a depósitos de lama, formando, flaser e estratificação heterolítica inclinada de influência de maré (Figura 3d).

(2) Manguezais - esta unidade é representada estratigraficamente por um espesso pacote de lama (> 6 m) rico em matéria orgânica, diferenciando-se da unidade de pântano salino, pelas características morfológicas e vegetacionais. Baseados em dados de marés, altimetria relativa e porte da vegetação de mangue, subdividiu-se os manguezais em os de supramaré e intermaré.

O manguezal de supramaré é topograficamente mais elevado, menor porte arbóreo e influenciado pelas marés somente durante os períodos de sizígia. É constituído por lama orgânica oxidada, fitoturbada com marcas e fragmentos de raízes, e estratos inclinados, até 20°, de lama e *coffee ground* (pó de matéria orgânica) de 2 a 10 mm de espessura, inclinados 20°, caracterizando pseudo estratificação heterolítica inclinada, onde a areia é substituída pelo *coffee ground* (Figura 3e). Tal estrutura é resultado da migração lateral de barras em pontal lamosas dentro de córregos de marés.

Comparando com o manguezal de supramaré, o manguezal de intermaré é topograficamente mais baixo e apresenta um maior porte arbóreo. É constituído por lama orgânica, bastante fitoturbada, contendo fragmentos de raízes. Recobre areias quartzosas, finas a muito finas, com

fragmentos de conchas, cujas estruturas presentes incluem estratificações maciça, plano-paralela e cruzadas de pequeno porte, bem como marcas onduladas, caracterizando um ambiente de face praial (Souza Filho & El-Robrini, no prelo) (Figura 3f).

(3) *Cheniers* - são representados por cordões de duna-praia (*dune-beach ridges*) e leques de sobrelavagem que dão forma irregular aos corpos. Os cordões comumente apresentam forma alongada, com 1-3 m de altura, 200 m de largura e 2 km de comprimento, e sua espessura máxima alcança 5.5 m. Os 3 m superiores do perfil de *chenier* são constituídos por areias muito finas, bem selecionadas, onde observa-se formação de solo. De 0 a 100 cm de profundidade ocorrem areias finas, bem selecionadas, bastante bioturbadas, com estrutura mosqueada, característica da porção proximal do leque de sobrelavagem, que apresenta estratificação horizontal. O intervalo subsequente (100-130 cm) é marcado por uma estratificação inclinada, mergulhando 23° para NE em direção ao continente, com alternância de estratos milimétricos de areia fina e *coffee ground*.

Este depósito arenoso repousa em discordância erosiva sobre um pacote lamoso de 130 cm de espessura, com topo marcado por tubos verticais de bioturbação preenchidos por areias finas, evidenciando uma superfície de exposição subaérea (Figura 3g). Um nível de conchas de *Mytela sp.* em posição de vida e fragmentos de conchas são observados neste pacote.

(4) Planície Arenosa (Baixios Arenosos) - Esta unidade ocorre na porção distal da planície costeira, margeando os depósitos de manguezal e dunas costeiras. Integra a zona de intermaré, onde observa-se barras arenosas, *sand waves*, ondulações, cristas e calhas (*ridges e runnels*) expostas durante a maré baixa. Apresenta espessura superior a 4 m e é constituída por areias quartzosas finas, bem selecionadas, com alguns fragmentos de conchas e micas. As estruturas incluem estratificações plano paralela, cruzada tangencial e marcas onduladas, além de acamamento *flaser* simples e tubos de bioturbação preenchidos por lama e, clastos de argila (Figura 3h).

(5) Dunas Costeiras - são limitadas a sul por manguezais e a norte pela planície arenosa. Os campos de dunas mais frequentes são formados por dunas vegetadas, que constituem cristas paralelas à linha de costa, produzidas pela estabilização de dunas longitudinais e piramidais de aproximadamente 7 m e 5 m respectivamente. Esta unidade é formada pelo

retrabalhamento dos sedimentos da planície arenosa e praias pelo vento. As dunas migram em direção ao continente, soterrando assim os depósitos de manguezal da planície lamosa, sendo colonizadas por campos arbustivos.

(6) Praias - bordejam a planície de maré lamosa (manguezal de intermaré), sendo seccionadas pelos canais de marés. As praias constituem cordões arenosos (*beach ridges*) lineares, que migram em direção ao continente sobre os depósitos de manguezais constituindo uma costa retrogradacional.

Esta unidade tem espessura de 50 cm a 3 m e recobre os manguezais de intermaré. É constituída em profundidade por areias quartzosas finas, bem selecionadas, angulosas, com estratificação cruzada planar de baixo ângulo, estrutura típica de fácies de praia (Figura 3i).

INFLUÊNCIA DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA SEDIMENTAÇÃO COSTEIRA

O modelo deposicional

O exemplo da Planície Costeira Bragantina é de grande importância para o entendimento da evolução dos processos deposicionais. Esta planície está localizada na bacia costeira de Bragança-Viseu, onde a sedimentação holocênica está intimamente associada à arquitetura e à paleotopografia da bacia, que exercem grande controle na distribuição e na dinâmica dos ambientes deposicionais atuais. Movimentos tectônicos recentes ligados à reativação de antigos falhamentos normais do embasamento cristalino têm controlado a espessura dos depósitos terciários e quaternários (Costa *et al.* 1993; Igreja, 1991).

A integração de dados superficiais e de subsuperfície ao longo de toda Planície Costeira Bragantina permitiu a construção de um modelo sedimentar, mostrando a distribuição espacial e a geometria das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas e suas características litológicas e sedimentológicas (Figura 4 e 5).

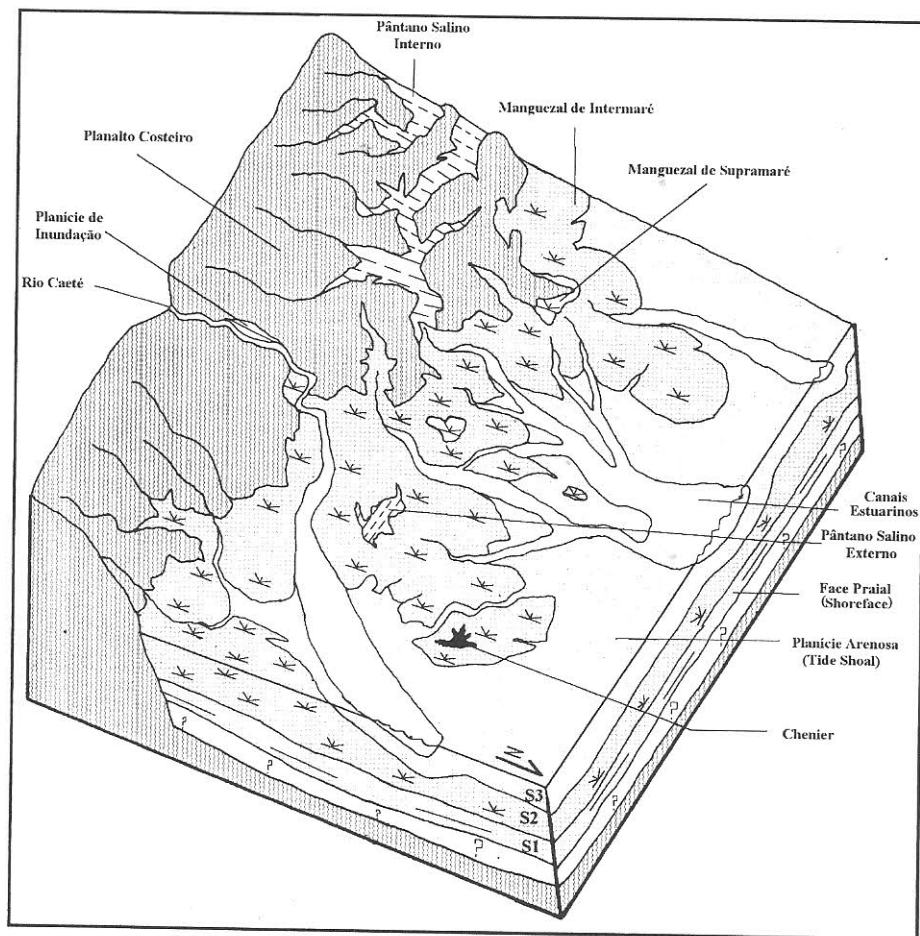


Figura 4- Bloco diagrama mostrando uma visada nordeste dos principais ambientes de sedimentação. O bloco mostra a distribuição espacial e geométrica dos ambientes de sedimentação da Planície Costeira Bragantina em situação de baixamar. S1-Sucessão marinha transgressiva basal; S2- sucessão marinha regressiva e; S3- sucessão marinha transgressiva basal.

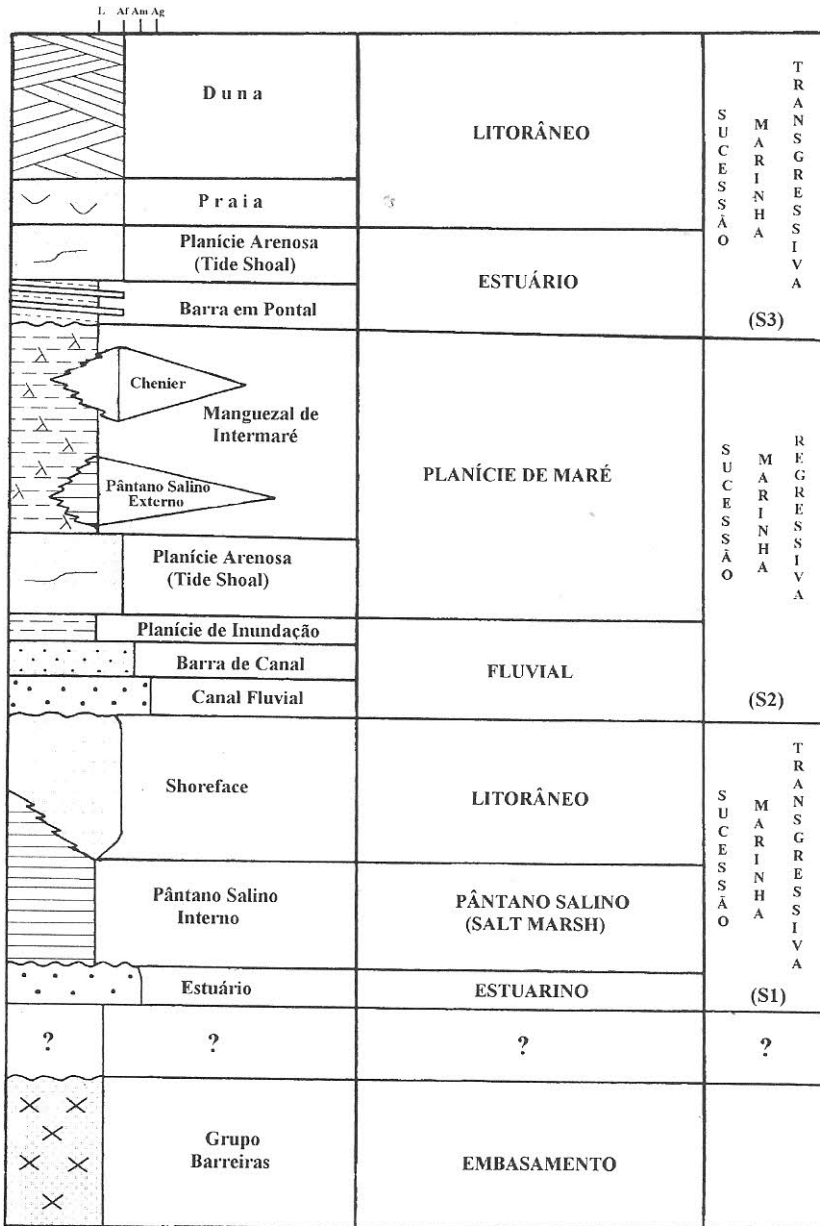


Figura 5 - Seção estratigráfica simplificada da Planície Costeira Bragançina.

O modelo sedimentar atual da Planície Costeira Bragantina é resultado de uma progradação da linha de costa sob condições de nível de mar estável durante o Holoceno, intercalada a eventos retrogradacionais da linha de costa relacionados a pulsos transgressivos de curta duração.

Seis são os ambientes de sedimentação reconhecidos atualmente:

O ambiente fluvial é constituído por um canal fluvial meandrante, com fluxo canalizado e sedimentação influenciada por marés dinâmicas. No canal ocorrem barras longitudinais e barras em pontal, que são superpostas estratigraficamente por depósitos de diques marginais e de planície de inundação. A sedimentação nesses subambientes está ligada aos períodos de transbordamento do canal fluvial, quando ocorre a deposição de sedimentos lamosos, atualmente colonizados por campos herbáceos.

A planície de maré é caracterizada pela interação das correntes fluviais, de maré e secundariamente ondas. A base da sucessão de maré é dominada por processos marinhos, onde predomina a sedimentação por saltação das areias, que constituem lençóis de areia (*sand sheets*), baixios arenosos (*sand shoals*) e barras em pontal, formando a planície arenosa de inframaré.

A sedimentação atual neste ambiente é predominantemente lamosa, depositada a partir do processo de floculação química e física, que segundo Pryor (1975) é um mecanismo de geração de aglomerados de partículas de tamanho argila, com densidade suficiente para ocorrer a deposição mesmo em condições de águas pouco agitadas e durante os períodos de estofa de maré. Estes depósitos são representados pelos manguezais de supramaré e intermaré, além de barras em pontal, produto da migração lateral dos canais de marés.

A seqüência sedimentar vertical geral da planície de maré é mostrada na Figura 5 e é caracterizada por uma granodecrescência ascendente, composta por areias da planície arenosa na base, sobreposta por lamas da planície lamosa (manguezal) de intermaré e supramaré. A espessura total dessa sucessão varia de 3 m a mais de 6 m e está depositada sobre a sucessão fluvial e areias do *shoreface* da sucessão retrogradacional inferior (S1).

O ambiente de pântano salino externo é também influenciado pelas marés e está depositado sobre os depósitos da planície de maré lamosa (manguezais) e arenosa e representa uma sucessão de preenchimento de depressões, provavelmente associadas a *ponds* ou pequenas lagunas.

Atualmente, estes depósitos estão sendo sobrepostos por uma sucessão marinha retrogradacional (S3), representada pelos ambientes estuarino e litorâneo.

O estudo das unidades morfoestratigráficas da planície estuarina é insuficiente para se propor um modelo evolutivo para tal sistema, uma vez que não foi possível a caracterização de todas as unidades morfoestratigráficas que constituem este sistema. No entanto, o estudo das unidades distais, permitiu algumas conclusões: (1) a unidade barra em pontal estuarina é produto da migração lateral dos canais, (2) a planície arenosa dos baixios de maré constitui a unidade morfoestratigráfica, sobreposta ao ambiente de planície de maré e fluvial, produto da migração dos ambientes marinhos, sobre os continentais.

Os ambientes litorâneos são influenciados pelas correntes de marés e de deriva litorânea, ondas e em menor intensidade por correntes fluviais. Os depósitos eólicos e de praia observados, migram a partir da linha de costa em direção ao continente sobre os depósitos de manguezais da planície de maré. A sucessão estratigráfica vertical deste ambiente litorâneo é composta por sedimentos da praia, lateralmente dispostos à sedimentos de dunas eólicas, ambos depositados sobre os sedimentos lamosos da unidade morfoestratigráfica manguezal de intermaré.

O modelo sedimentar proposto da Planície Costeira Bragantina mostra uma sistema deposicional costeiro complexo, constituído por diferentes ambientes de sedimentação (fluvial, estuarino, planície de maré, parálico e litorâneo) com características sedimentares, estratigráficas e morfológicas peculiares, no que diz respeito à geometria e distribuição espacial dos ambientes. Os blocos diagramas (Figura 4) e a coluna estratigráfica composta (Figura 5) da Planície Costeira Bragantina, sintetizam as relações laterais e verticais entre as sucessões estratigráficas, o que permite concluir que este modelo deposicional trata-se de um sistema de planície costeira de macromaré flúvio-estuarina, com cordão duna-praia barreira (*dune-beach ridge*) associado.

A Transgressão Holocênica

A evolução da Planície Costeira Bragantina, provavelmente, foi iniciada há 17.400 anos A.P., no Pleistoceno Terminal, quando o nível do

mar beirava a quebra da plataforma e um sistema de vales fluviais recortava o Planalto Costeiro e a plataforma continental que encontrava-se exposta e sujeita a processos de erosão subaérea (Milliman & Emery, 1968; El-Robrini & Souza Filho, 1993) (Figura 6a).

Com a contínua subida do nível relativo do mar durante o Holoceno, este afogou parte das planícies costeiras e esculpiu falésias ao longo dos depósitos do Grupo Barreiras que constitui o Planalto Costeiro. Esse evento é marcado por lençóis de areia com fragmentos de conchas, que representam, provavelmente, um nível de mar transgressivo mais alto do Holoceno há cerca 5.200 anos A.P. (Simões, 1981). Esta subida do nível do mar afogou a rede de drenagem, que foi progressivamente colmatada, evoluindo para uma sucessão de preenchimento de paleoestuários, representada pelo Pântano Salino, além de esculpir as falésias hoje mortas de 1m de altura, fossilizadas no contato do planalto com a planície costeira, representativas da linha de costa deste período (Figura 6b).

Durante este evento transgressivo, ocorreu o desenvolvimento de uma sucessão retrogradacional (S1) que se encontra amplamente distribuída em profundidade. Esta sucessão estende-se no sentido mar afora (Figura 7), no qual os fácies estratigráficos, predominantemente arenosos, foram desenvolvidos em condições de ambiente praias, influenciado por ondas e correntes de marés; enquanto os sedimentos lamosos dos pântanos salinos, preenchem os vales incisos, sobrepondo os sedimentos fluviais de fundo de canal (Figura 8).

Este evento transgressivo pode ser correlacionável ao nível de mar alto holocênico, que representa o nível de mar mais alto do recente e é muito bem conhecido na costa leste brasileira como Transgressão Holocênica (5.100 anos A.P.), responsável pelo afogamento de cursos fluviais, que foram transformados em estuários (Suguio *et al.*, 1985; Martin & Suguio, 1989).

O nível de mar estacionário e os eventos transgressivos de curta duração

Sob condições de nível de mar estável, ocorreu a progradação lamosa da linha de costa em direção ao mar, marcando o início do desenvolvimento do manguezal de intermaré. O contato do lençol arenoso transgressivo, com os depósitos da frente de progradação lamosa é bem definido (Figura 7 e 9), resultado de uma progradação subaérea, fossilizando sucessivos cordões de praia, a medida que a linha de costa avança em direção ao mar (Figura 6c).

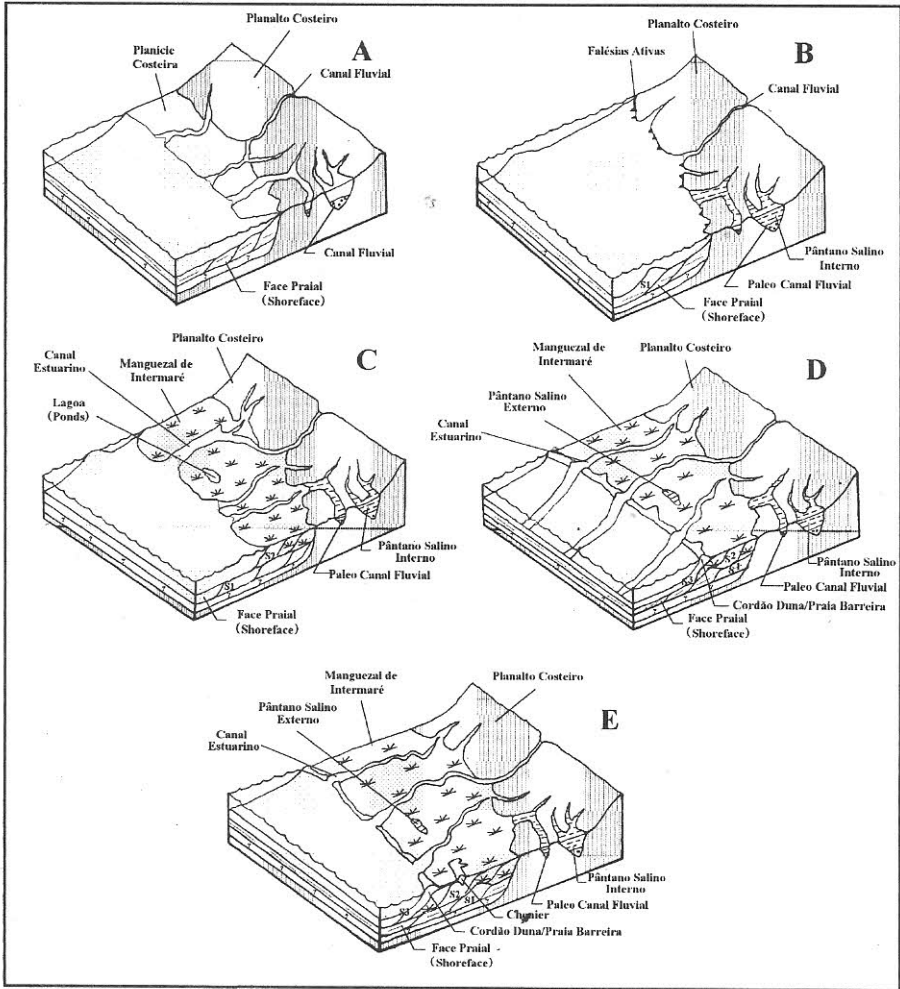


Figura 6 - Modelo sedimentar evolutivo da Planície Costeira Bragançatina. A - Nível do mar baixo (-20 m); B - Nível do mar alto a 5.200 anos A.P, que esculpiu falésias no Planalto Costeiro; C - Estabilização ou descida do nível do mar e progradação da planície lamosa, sobre o lençol arenoso transgressivo; D - Período erosivo, associado a uma rápida subida do nível do mar ou a mudanças climáticas, que afetaram a descarga dos rios, propiciando a migração do cordão duna-praia em direção ao continente e o preenchimento de *pond*, formando os pântanos salinos externos; E - Reestabelecimento das condições anteriores com retomada da progradação lamosa isolando os cordões duna-praia, formando os *cheniers*. Atualmente, um novo cordão transgressivo migra sobre os depósitos da progradação lamosa, erodindo os depósitos de manguezal.

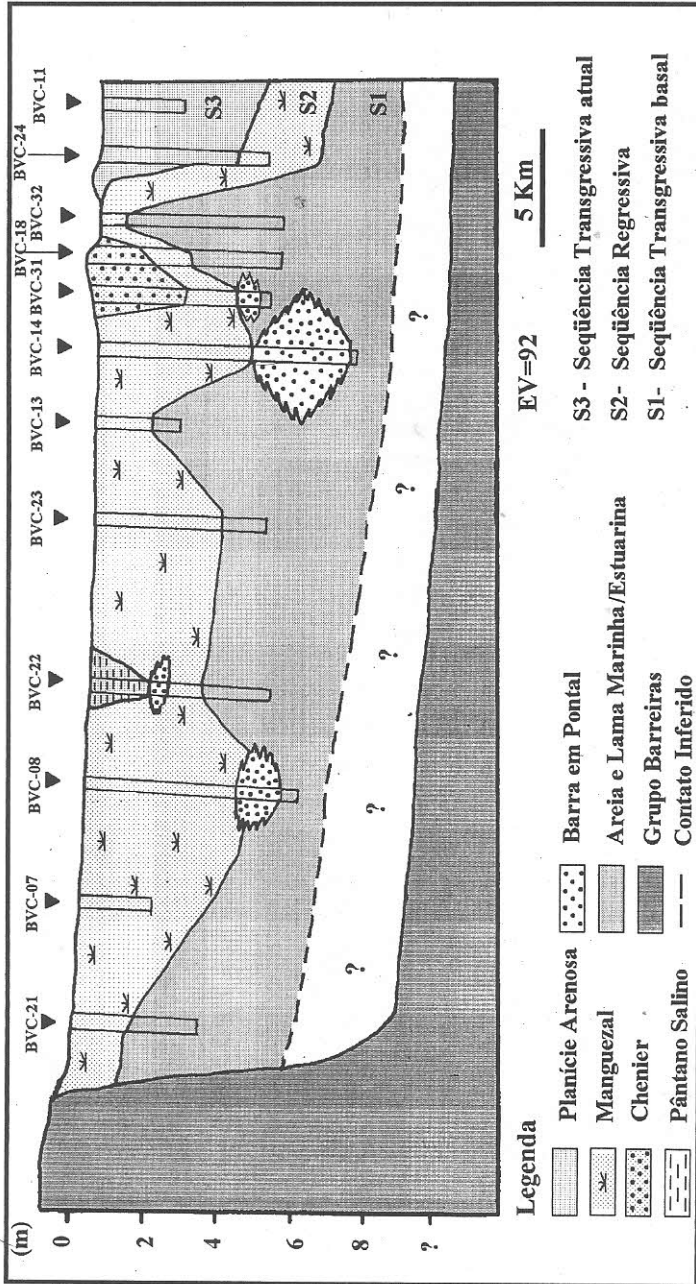


Figura 7- Seção estratigráfica (S1) realizada ao longo da estrada Bragança-Ajurutewa (ver localização na Figura 1)

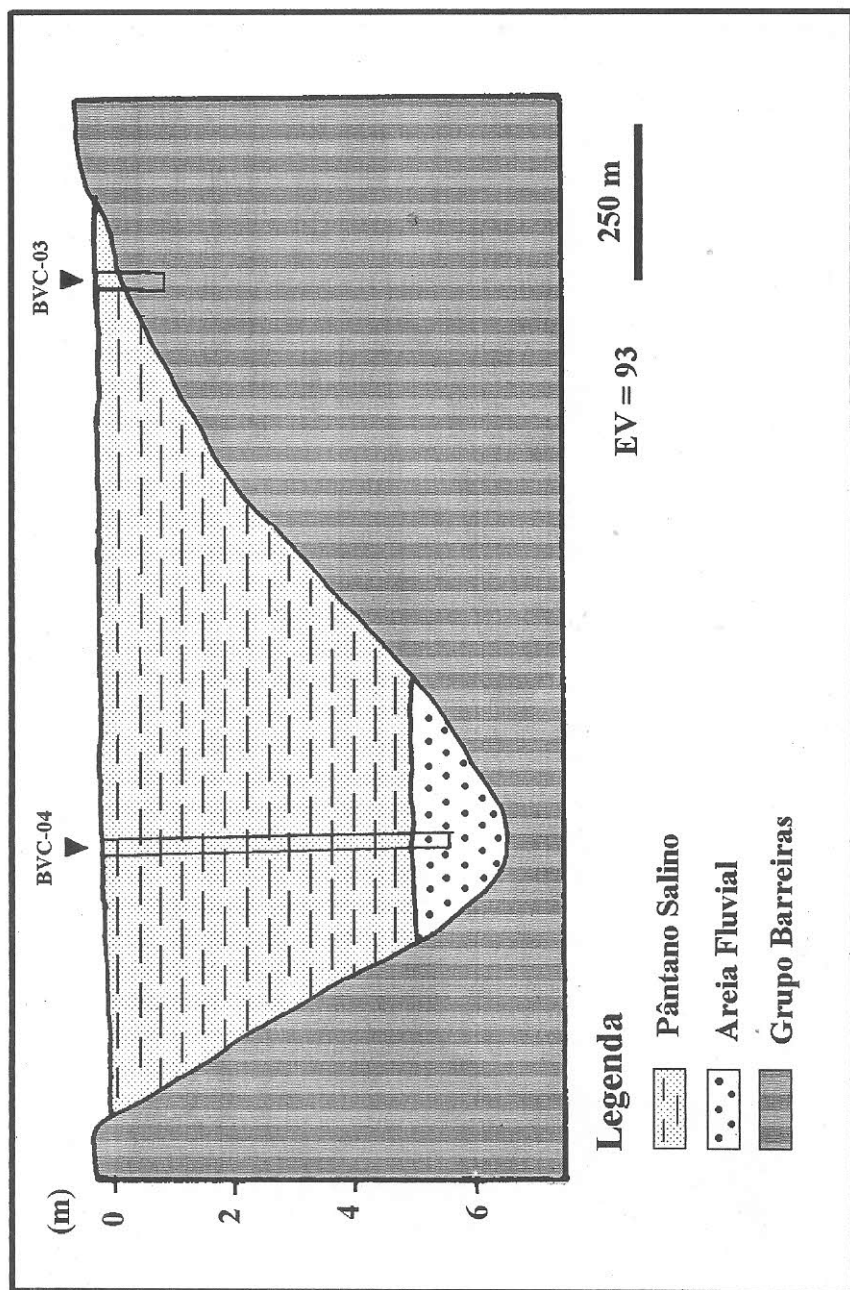


Figura 8- Seção estratigráfica (S3) da unidade Pântano Salino (ver localização na Figura 1).

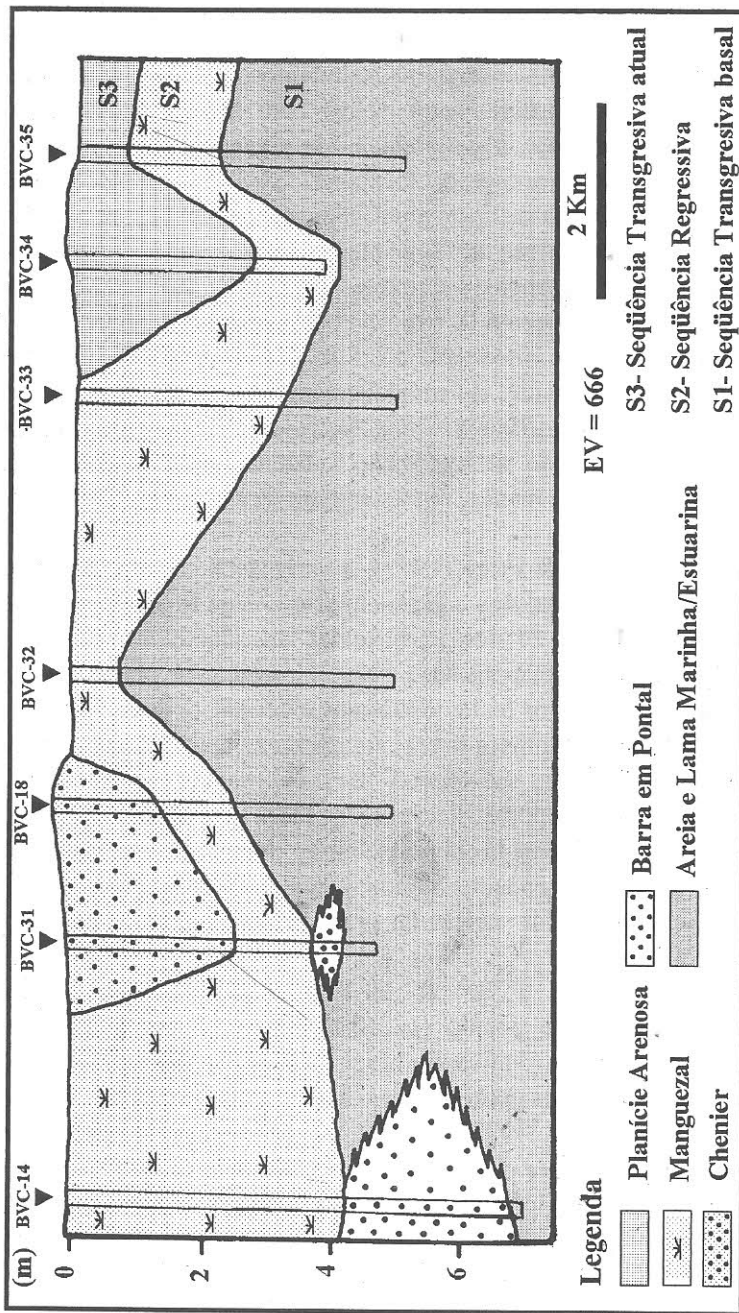


Figura 9- Seção estratigráfica (S2) da porção distal da Planície Costeira Bragançana (ver localização na Figura 1).

Durante a fase de progradação, ocorreram fases de erosão, responsáveis pelo retrabalhamento dos sedimentos costeiros, com deposição de cordões duna-praia (*dune-beach ridge*) com leques de sobrelavagem associados. Posteriormente, a progradação da planície lamosa foi retomada isolando estes cordões arenosos, formando *cheniers*. A posição destes depósitos à 2 Km da linha de costa atual, marca interrupções na progradação lamosa devido a diminuição do suprimento sedimentar oriundo dos rios, prevalecendo a ação de ondas e correntes de marés, que retrabalharam os sedimentos arenosos (Figura 6d). Um nível de conchas de *Mytela sp.* (fauna típica da zona litorânea), observado a 2,5 m de profundidade, pode indicar um período de estabilização do nível do mar. A 1,5 m de profundidade, ocorre também uma superfície erosiva, fortemente bioturbada (Figura 3g), indicadora de um período de exposição subaérea, erodida por leques de lavagem da sucessão de *chenier*, representando deste modo um nível de mar estacionário a -1,5 m.

Segundo Otvos & Price (1979), a variação no aporte sedimentar é função da migração lateral dos canais estuarinos e/ou mudanças climáticas, que causaram períodos de descarga fluvial máxima e mínima, além de transgressões marinhas responsáveis pela colmatação e preenchimento de “*ponds*”, que originaram os pântanos salinos externos. (Figura 6d).

Segundo os mesmos autores, os *cheniers* desenvolvem-se quando existe uma quantidade substancial de sedimentos lamosos fluviais disponíveis para o transporte litorâneo, quando ocorre um certo balanço entre o transporte de deriva litorânea de areia, deposição e retrabalhamento das areias a partir de depósitos lamosos costeiros existentes, permitindo deste modo a formação de cristas de praia (*beach ridges*) e quando estas condições se alternam.

Segundo Souza Filho & El-Robrini (1997), os sedimentos depositados durante este evento (sucessão S2), estão associados a uma estabilização ou descida relativa do nível do mar, o que resulta no fim da adição de novos espaços para a deposição e preenchimento sedimentar (Allen & Posamentier, 1993). Assim, a sedimentação deixa de ser retrogradante e passa a ser progradante, marcada pela progradação da linha de costa, representada pelos depósitos lamosos da planície de maré e barras arenosas (Figura 7 e 9).

Na costa leste do Brasil, este evento é caracterizado pela construção de deltas intralagunares, situados na foz dos principais cursos fluviais, como o Paraíba do Sul, Doce e Jequitinhonha. A progradação da planície costeira deste trecho do litoral brasileiro é marcada pela formação sucessiva de cristas de praia (*beach ridges*), constituindo extensos *strand plains*.

O evento seguinte na área é marcado pela retomada da progradação lamosa da linha de costa, que isolou as cristas de praia, formando os *cheniers*. Esta progradação excedeu 1 km além da linha de costa atual. Neste momento, observa-se a migração de um lençol transgressivo, constituído por baixios de maré, cordões duna-praia, e areias estuarinas (sucessão S3) sobre a frente de progradação lamosa dos manguezais de intermaré (Figura 6e).

CONCLUSÕES

Os dados geomorfológicos mostram três padrões morfológicos: (1) planície aluvial, (2) planície estuarina e (3) planície costeira:

(1) a planície aluvial estende-se a sul do limite da influência das marés, à altura da Cidade de Bragança e é constituída pelo canal fluvial do Rio Caeté, *levees* e planície de inundação;

(2) a planície estuarina é limitada a sul pela planície aluvial e a norte pela zona onde dominam os processos marinhos. É recortada por canais estuarinos, compartimentados em funil estuarino, segmento retilíneo e meandrante e canal de curso superior; córregos de marés e planície de inundação, representada pelos manguezais de intermaré e;

(3) a planície costeira é limitada a sul por falésias mortas esculpidas no Planalto Costeiro (Grupo Barreiras) e a norte pela zona onde dominam os processos marinhos. É constituída pelos ambientes pântanos salinos (interno e externo), manguezais (supramaré e intermaré), *chenier*, planície arenoça (*tidal shoal*), dunas costeiras e praias.

A partir da análise estratigráfica, três sucessões transicionais e marinhas distintas foram definidas: (1) marinha transgressiva basal (S1); (2) marinha regressiva (S2) e; (3) marinha transgressiva atual (S3):

A sucessão S1 é composta pelos ambientes estuarino, parálico (pântano salino) e face praial (*shoreface*). O ambiente estuarino desta

sucessão é reconhecido a partir da unidade estratigráfica areia e lama estuarina-maré. Durante a subida progressiva do nível do mar, este ambiente foi sobreposto por uma sucessão de preenchimento, representada pelo pântano salino interno, que fossilizou esta antiga rede de drenagem. Acima ocorre a areia e lama estuarina-maré que migra sobre os depósitos continentais.

O modelo sedimentar atual é resultado da progradação da linha de costa durante uma fase regressiva (S2), seguida de uma fase retrogradacional atual da linha de costa, sob condições transgressivas (S3), onde vários ambientes sedimentares atuais estão evoluindo.

O ambiente fluvial é constituído por um canal fluvial meandrante, com fluxo canalizado e sedimentação influenciada por marés dinâmicas. No canal ocorrem barras longitudinais e barras em pontal, que são sobrepostas estratigraficamente por depósitos de *levee* e de planície de inundação.

A planície de maré é constituída na base da sucessão estratigráfica por areias da planície arenosa de inframaré. A sedimentação neste ambiente é predominantemente lamosa, depositada durante o estófo das marés. Estes depósitos são representados por manguezais de intermaré e de supramaré, além de barras em pontal, produto da migração lateral de canais. Esta sedimentação lamosa é responsável pela progradação da linha de costa sob condições regressivas, que por vezes foi interrompida por períodos erosivos, responsáveis pela deposição dos *cheniers*.

Os *cheniers* têm sua evolução associada a dois processos distintos: (1) *cheniers* formados por cordões de praia lineares estão relacionados a migração de *spits*, a partir do transporte de areias por correntes de deriva litorânea e; (2) *cheniers* irregulares com cordões duna-praia, ligados ao retrabalhamento dos sedimentos arenosos por ondas. Ambos migram em direção ao continente em decorrência de processos de leques de sobrelavagem.

O ambiente de pântano salino externo é representativo de uma sucessão de preenchimento de antigas depressões, provavelmente associadas a eventos transgressivos formadores dos *cheniers*, que proporcionaram a colmatação de *ponds* ou pequenas lagunas.

Os estuários que recortam a planície costeira, estão em estágio evolutivo avançado de preenchimento, uma vez que se observam deltas de marés vazantes na foz de alguns estuários.

Os ambientes litorâneos são representados por um cordão duna-praia (*dune-beach ridge*) transgressivo que migra sobre os depósitos de manguezais da planície de maré.

O modelo deposicional atual da Planície Costeira Bragantina é interpretado como um sistema de planície costeira de macromaré fluvio-estuarina com cordões duna/praias associados.

A evolução deste sistema deposicional está associada à transgressão relativa do nível do mar ocorrida há 5.200 anos A.P., responsável pelas falésias mortas esculpidas no Grupo Barreiras, indicando a paleolinha de costa.

Após este evento, um cordão litorâneo de duna e praia, se instalou e propiciou a progradação da planície lamosa, sob condições regressivas ou de nível de mar estável, sobre o lençol transgressivo basal. Períodos erosivos, provavelmente, relacionados a rápidas subidas do nível do mar ou a mudanças climáticas, que afetaram a descarga dos rios, permitiram a migração do cordão transgressivo sobre os depósitos da planície lamosa e mais tarde com o reestabelecimento das condições anteriores, a progradação foi retomada, formando-se os *cheniers*. Atualmente um novo cordão transgressivo migra sobre os depósitos da planície lamosa, erodindo-a.

A partir do entendimento desta sucessão de eventos, pode-se concluir que a Planície Costeira Bragantina vem sofrendo um processo cíclico de eventos transgressivos e regressivos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Craton São Francisco. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém, 1985. *Anais...* Belém, SBG. p. 7-21.
- ALLEN, G.P. & POSAMENTIER, H.W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: The Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63 (3): 378-391.
- ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente

- deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Anais...* Belém, SBG. p. 185-187.
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 2, p. 738-752.
- ARANHA, L.G.F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P.; MARINHO, R.K. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. eds. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás. p. 221-233.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; PARANHOS Jr. C.R.; HASUY, Y. 1995b. A esculturação da paisagem do litoral norte do Brasil e sua relação com os movimentos neotectônicos do Quaternário. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. *Anais...* Gramado, SBG, p. 423-424.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA, M.L.; HASUY, Y. 1995a. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. *Anais...* Gramado, SBG. p. 421-422.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA Jr., P.S.; COSTA, M.L. 1993. Evolução cenozóica da região de Salinópolis, Nordeste do Estado do Pará. *Geociências*, 12(2): 353-372.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIAS, C.A.S.; SILVA NETO, C.S.; WANDERLEY FILHO, V.J.R. 1977. Projeto Gurupi, Belém, DNPM/CPRM. v. 1, 258 p.
- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. 1977. Tábua das marés para 1997, 34^a, 194 p.
- DOMINGUES, J.M.L. 1982. *Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do Rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos*. Salvador. 79 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia).
- DOMINGUES, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast

- of Brazil: roles of sea level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, **80**: 213-232.
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. 1993. Evidence of the Quaternary Sea Levels on the Norten Continental Shelf. In: Simpósio AmasSeds, Niterói - RJ, resumos, p. 16.
- FERREIRA, C.S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1. Belém, *Anais...*, SBG. v.1, p. 84-88.
- FIGUEIREDO JR., A.G. 1990. Normas de controle de qualidade para processamento de testemunhos inconsolidados. Projeto Sedimentos de talude, Contrato PETROBRÁS/ UFF nº3-570-794-0-90, 27 p.
- FRANZINELLI, E. 1982. Contribuição a geologia da costa do Estado do Pará (entre as baías de Curuçá e Maiaú). In: SIMP. MAT. BRAS., 4. Manaus, 1982. Atas... Manaus. p. 305-322.
- FRANZINELLI, E. 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. In: PROST, M.T. Évolution des littoraux de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire. Paris, ORSTOM. p. 203-230.
- FREY, J.C & WILLIMAN, H.B. 1960. Classification of the Wisconsinian stage in the Lake Michigan glacial lobe. Illinois State Geological Survey, 285. 16 p.
- FREY, R.W. & BASAN, P.B. 1978. Coastal salt marsh. In: DAVES Jr., R.A., ed. *Coastal Sedimentary Environments*. New York, Springer-Verlag. 420 p.
- GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; TOLEDO, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Série Ciências da Terra, **2**: 3-15.
- IGREJA, H.L.S. 1991. *Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil*. Belém. 191 p. (Dissertação de Doutorado, Centro de Geociências, UFPA).
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1989. Excursion route along the brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (State of Rio de Janeiro). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY. São Paulo, 1989. *Guia de Excursão...* São Paulo, INQUA. 136 p.

- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução gelógica dos "deltas" brasileiros. *Boletim do IG-USP*. v. 15, 86 p.
- MARTORANO, L.G.; PERREIRA, L.C.; CÉZAR, E.G.M.; PEREIRA, I.C.B. 1993. Estudos Climáticos do Estado do Pará, Classificação Climática (KÖPPEN) e Deficiência Hídrica (THORNTHWHITE, MATHER). Belém, SUDAM/ EMBRAPA, SNLCS. 53p.
- MILLIMAN, J.D. & EMERY, K.O. 1968. Sea levels during the past 35.000 years. *Science*, 162: 1121-1123.
- OTVOS, E.G. & PRICE, W.A. 1979. Problems of chenier genesis and terminology - an overview. *Marine Geology*, 31: 251-263.
- PRYOR, W.A. 1975. Biogenic sedimentation and alteration of argillaceous sediments in shallow marine environments. *Geological Society of American Bulletin*, 86: 1244-1254.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, Belém, 1: 25-74.
- SÁ, J.H.S. 1969. Contribuição a geologia e os sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina. *Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro*, 3: 21-36.
- SIMÕES, M.F. 1981. Coletores - Pescadores ceramistas do litoral do salgado (Pará). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série Antropologia*, 78: 1-33.
- SOUZA FILHO, P.W.M. 1995. *Influência das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia da Planície Costeira Bragantina (NE do Pará) durante o Holoceno*. Belém. 123 p. (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, UFPA).
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1995. Um exemplo de sistema deposicional dominado por macromaré: A Planície Costeira Bragantina - NE do Pará (Brasil). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5. Niterói, 1995. *Anais...* Niterói, ABEQUA. p. 278-284.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1997. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da

- Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Pará (Brasil). Aceito pela Revista Geonomos.
- SUGUIO, K.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do Nível Relativo do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas implicações na Sedimentação Costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(4): 273-286.
- VILLWOCK, J.A. 1987. Processos costeiros e a formação da costa sul e sudeste brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA. Cananéia, 1987. *Anais...* Cananéia, SBG. p. 380-398.
- WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. 1986. Geomorphological Dynamics and Evolution of the South Alligator River and Plains, Northern Territory. Australia National University. North Australia Research Unit. Mangrove Monograph nº 3. 190p.
- WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. 1989. Depositional models of a macrotidal estuary and flood plain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology*, **36**(5): 737-756.

LATERITIZAÇÃO IMATURA SOBREPOSTA A LATERITOS MATUROS EM MÃE DO RIO - PARÁ

Marcondes Lima da Costa

Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

Campus Universitário do Guamá.

Caixa Postal 1611, 66075-900, Belém, PA

Adriana Maria Coimbra Horbe

Instituto de Geociências, Fundação Universitária do Amazonas - FUA

Manaus, AM

Elias Leão Moraes

Geólogo Autônomo

Trav. Padre Eutíquio, Pass. Bom Sossego, 16

66065-160, Belém, PA

ABSTRACT	340
RESUMO	340
INTRODUÇÃO	340
METODOLOGIA	344
GEOLOGIA REGIONAL	344
O PERFIL LATERÍTICO	345
Comparações entre os dois perfis	350
COMPOSIÇÃO QUÍMICA	350
Elementos Principais	350
Os Elementos-Traço	352
DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	352
Agradecimentos	355
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	357

ABSTRACT

At Mãe do Rio, along the Belém-Brasília road (Pará state), two superimposed events of lateritization were identified and can be well correlated to the mature and immature profiles developed throughout the Amazon region. The mature profile has been developed upon the Itapecuru formation. It shows evidences of deferruginization and kaolinization and can be compared with the kaolin deposits of the region. The immature profile derived from the sediments of Barreiras Formation and its evolution affected the mature profile. The two types of profile show only slight differences on their chemical and mineralogical composition which can be explained by the similar nature of the bedrock of the two profiles.

RESUMO

Na região de Mãe do Rio, ao longo da estrada Belém-Brasília, identificou-se dois eventos lateríticos superpostos, que podem ser correlacionados com os perfis maduros e imaturos desenvolvidos na região Amazônica. O perfil maduro em Mãe do Rio desenvolveu-se sobre a Formação Itapecuru e mostra evidências de deferruginização e caulínização e pode ser comparado com os depósitos de caulim dessa região. O perfil imaturo se estabeleceu sobre os sedimentos da Formação Barreiras e sua evolução afetou o perfil maduro subjacente. Os dois perfis superpostos mostram diferenças pequenas em termos químicos e mineralógicos, que podem ser explicadas pela pequena variação litológica das rochas-mãe dos dois perfis.

INTRODUÇÃO

Na região Amazônica, Costa (1991) reconheceu dois principais eventos de lateritização durante o Cenozóico: um primeiro evento laterítico, mais antigo, do Eoceno-Oligoceno, levou à formação de perfis mais complexos, denominados de *perfis maduros*, com individualização do

horizonte aluminoso (fosfático e/ou bauxítico) e de crostas ferruginosas com texturas complexas (maciças, pisolíticas e nodulares); um segundo evento mais recente (do Pleistoceno) gerou *perfis imaturos* de ampla distribuição geográfica e caracterizados pela ausência do horizonte aluminoso e pela presença de crostas ferruginosas de baixa evolução textural e ainda com relativa abundância de quartzo, quando comparados com os perfis maduros derivados de litologias similares.

Os perfis maduros descrevem geralmente as superfícies mais elevadas de região Amazônica formando os relevos em platô correspondentes à Superfície Geomórfica Velhas de King (1967), já os perfis imaturos constituem principalmente porções mais rebaixadas e peneplanizadas. Essa clara compartimentação geomorfológica entre os dois eventos, indica que entre os perfis maduros e imaturos, houve, um extensivo processo erosivo e sedimentar continental em consequência de movimentação tectônica que levou ao truncamento e cancelamento de grande parte dos perfis maduros com formação de relevo escarpado e de extensas superfícies rebaixadas. Restaram apenas testemunhos daquele evento mais antigo na forma de platôs e depósitos coluvionares. O segundo evento laterítico, instalou-se sobre rochas sedimentares mais recentes que o evento maturo (ex. Formação Barreiras, Pirabas, Solimões, etc.), e, obviamente, sobre as pré-existentes, e ainda sobre os perfis lateríticos maduros completos ou truncados (Costa, 1991). Além disso, crostas lateríticas ferruginosas, ferro-aluminosas e aluminosas, expostas ao intemperismo tropical no passado e no presente, foram transformadas em latossolos (Horbe, 1995).

No município de Mãe do Rio, estado do Pará, na BR-010 (rodovia Belém-Brasília), 29 Km ao sul de São Miguel do Guamá (Figura 1), encontrou-se uma excelente exposição de material laterítico, onde foi possível observar, no mesmo perfil, a superposição da lateritização imatura sobre a madura (Figura 2). Esta é a primeira exposição encontrada na Amazônia, mostrando claramente a seqüência superposta dos dois eventos. O presente trabalho descreve e discute a sucessão desses dois principais eventos lateríticos Amazônicos com base na exposição de Mãe do Rio.

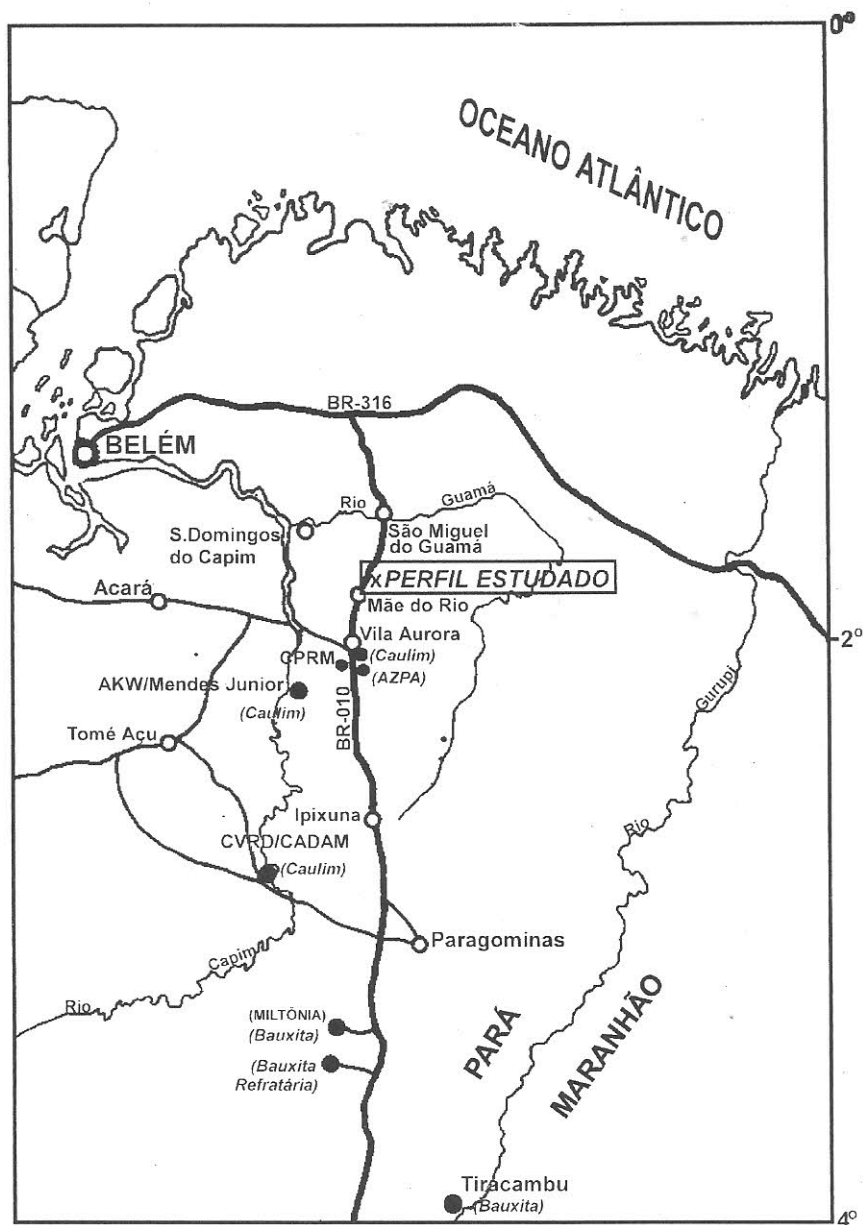


Figura 1 - Mapa de localização do perfil de Mãe do Rio.

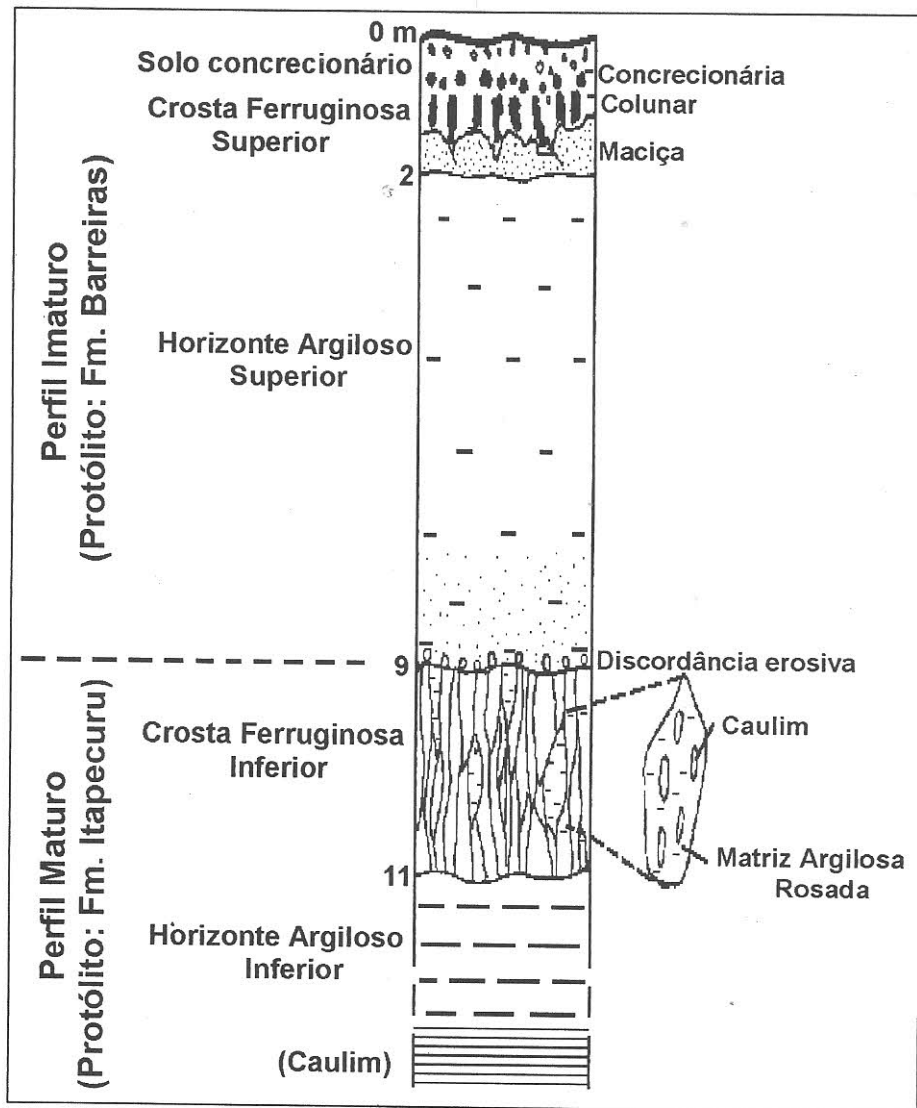


Figura 2 - Perfil geológico na BR-010 (Belém-Brasília), 29 km a sul de São Miguel do Guamá.

METODOLOGIA

Os trabalhos de campo consistiram de cartografia, descrição geológica do perfil da BR-010 a 29 Km ao sul de São Miguel do Guamá, seguidos de amostragem do material laterítico para fins de estudos mineralógicos e geoquímicos. Foram coletadas amostras representativas de cada horizonte laterítico e também das variações faciológicas reliquias das rochas sedimentares envolvidas em toda a seção.

As amostras foram secas ao sol, pulverizadas a menos 200 *mesh* e então analisadas química e mineralogicamente. Foram determinados: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e TiO₂, por via úmida, após abertura por fusão alcalina, e perda ao fogo por gravimetria. Também foram analisados os seguintes elementos-traço: V, Cr, B, Mo, Zr, Ga e Sc por espectrografia ótica de emissão, e Ni, Mn, Cu e Pb por espectrometria de absorção atômica. Os minerais foram identificados através de difração de raios-x e quantificados com base nas análises químicas totais. Os minerais pesados foram separados e os transparentes identificados com auxílio de microscópio ótico.

GEOLOGIA REGIONAL

A região de Mãe do Rio é formada de rochas sedimentares da Formação Barreiras sobreposta à Formação Itapecuru. Ambas as formações podem ser encontradas assentadas diretamente sobre o embasamento cristalino.

A Formação Itapecuru, de idade Cretácica, é constituída por arenitos, siltitos, argilitos, folhelhos e conglomerados de cor avermelhada a esbranquiçada, depositados em ambiente fluvial (Goés, 1982; Cunha & Del'Arco, 1988). Essa unidade foi atingida intensamente pela lateritização matura que formou expressivos depósitos de bauxita e caulim (Truckenbrodt *et al.*, 1982).

A formação Barreiras é de idade Plio-Pleistocênica ou mesmo Miocênica, sendo constituída de conglomerados com intercalações de sedimentos arenosos e argilosos, de ambiente de maré (Rossetti *et al.*, 1989) a flúvio-lacustres. Os sedimentos dessa formação foram atingidos apenas pela lateritização imatura (Costa *et al.*, 1991).

A superfície do terreno da região de Mãe do Rio está representada por exposições de lateritos imaturos e maduros completos sobrepostos por latossolos e ainda por perfis maduros e imaturos truncados, expondo tanto a Formação Itapecuru como a Formação Barreiras, assim apenas parcialmente alteradas.

O PERFIL LATERÍTICO

No perfil de Mãe do Rio na BR-010, podem ser distinguidos os seguintes conjuntos lateríticos descritos a seguir (Figuras 2, 3a e b).

O Horizonte Argiloso Inferior e a Crosta Ferruginosa Inferior constituem o *Perfil Laterítico Inferior* ou *Perfil Laterítico Maduro* (Figura 2), parcialmente alterado, e o Horizonte Argiloso Superior juntamente com o Horizonte Ferruginoso Superior e o Solo Concrecionário o *Perfil Laterítico Superior*, ou *Perfil Laterítico Imaturo*.

Horizonte Argiloso Inferior - Constitui a porção inferior do perfil laterítico maduro, sendo constituído de material argiloso, esbranquiçado, de aspecto maciço, com fraturamento subvertical. É formado quase que essencialmente por caulinita (92 %), contendo ainda hematita e goethita (6 %). Quartzo e anatásio são acessórios, que representam menos de 2% da rocha (Figura 4). Nesta exposição de Mãe do Rio, observa-se que este horizonte tem aspecto caulínico em sua porção inferior (Figura 3b), estando claramente sobreposto pela crosta ferruginosa superior colunar, similar ao que se observa nos demais depósitos de caulim desta região.

Crosta Ferruginosa Inferior - Sobreposta ao horizonte argiloso inferior, encontra-se uma crosta ferruginosa, aqui denominada de crosta ferruginosa inferior, com 2 m de espessura. O contato aparente entre ambos é abrupto mas, em maior escala é gradativo (Figura 2). Apresenta aspecto colunar vertical descrito por manchas/concreções/nódulos de coloração marrom-avermelhada (Figuras 5a e b). Dentro das zonas verticalizadas, distingue-se manchas e nódulos esbranquiçados em matriz argilosa rosada, em um padrão de mosqueamento inverso, ou seja, de deferruginização (Figura 5a).

**A**

Solo Concrecionário

Crosta Ferruginosa Superior

Horizonte Argiloso Superior

Crosta Ferruginosa Inferior

Horizonte Argiloso Inferior

**B**

Crosta Ferruginosa Inferior

 Horizonte Argiloso Inferior
 com CAULIM

Figura 3 - A) Fotografia mostrando a seção geológica típica do Km 29 da Belém-Brasília próximo a Mãe do Rio. As unidades foram individualizadas na Figura 2; B) Detalhe da crosta ferruginosa inferior colunar sobreposta quase diretamente sobre o horizonte de caulim.

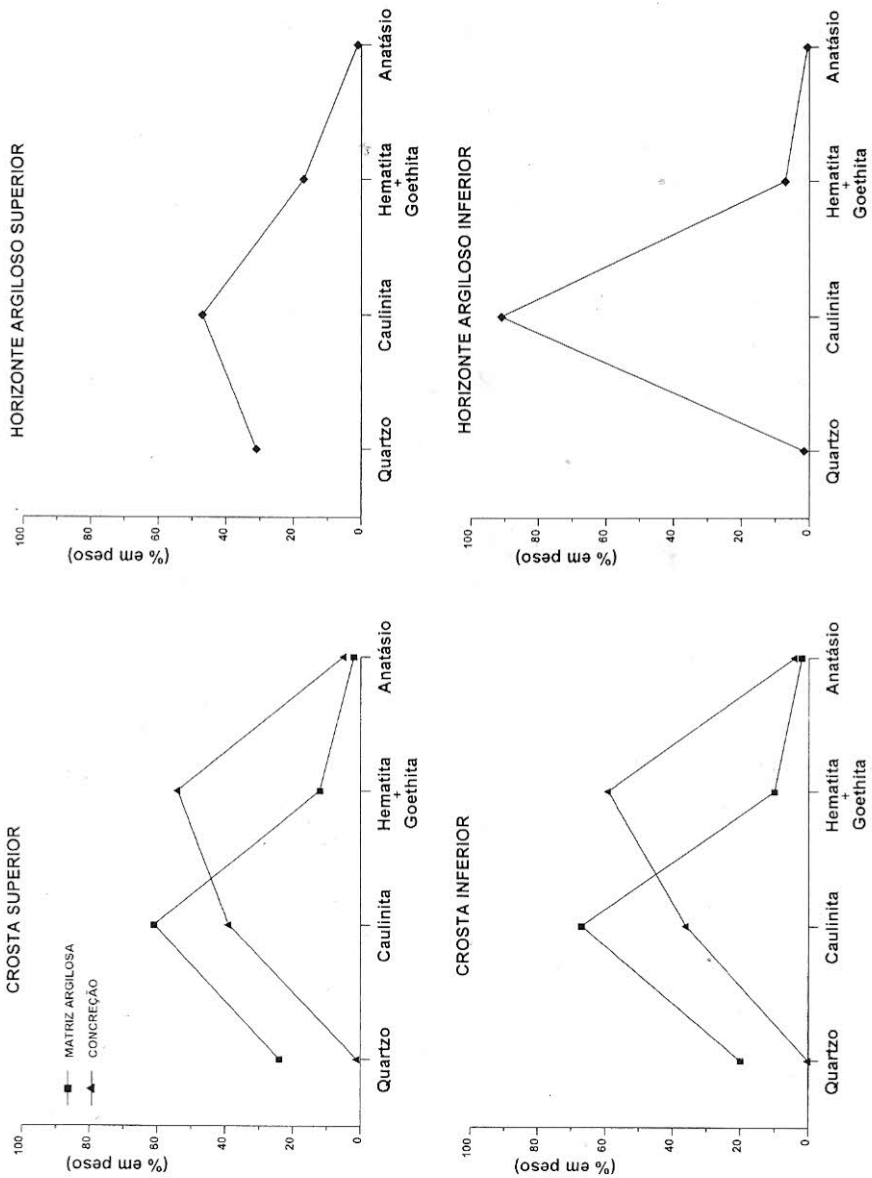


Figura 4 - Composição mineralógica comparativa do perfil de Mãe do Rio.



Figura 5 - Fotografia mostrando o aspecto colunar vertical da crosta ferruginosa inferior, onde se observa a sua deferrificação e a formação de matriz rosada em fase de mosqueamento inverso: A) em seção praticamente horizontal; B) em seção quase vertical.

Material similar também ocorre ao longo de microfraturas e cavidades nesta crosta. Mineralogicamente, as porções com concreções e manchas vermelhas são constituídas de hematita e goethita, além de caulinita, enquanto, no material esbranquiçado a rosado, predominam caulinita e quartzo, com hematita e goethita subordinados (Figura 3). Esse padrão de manchamento indica que essa crosta foi parcialmente deferruginizada quando ocupou a posição de horizonte pálido para o perfil superior. Essa crosta, bem como o horizonte argiloso inferior, parecem ter derivados de uma mesma seqüência litológica sedimentar.

Horizonte Argiloso Superior - Sobreposto a crosta ferruginosa inferior, e, em contato abrupto com esta, ocorre o horizonte argiloso superior, com 7 m de espessura (Figuras 2 e 3a), constituído principalmente de caulinita e quartzo, com hematita, goethita e anatásio subordinados (Figura 4). Esse horizonte é formado de material areno-argiloso, localizadamente friável, de cor geral amarela a marrom claro, com manchas, e mesmo nódulos vermelhos a roxos. No contato abrupto com o horizonte inferior o material ainda mantém textura reliquiar conglomerática, tipo intraformacional, com fragmentos de argila maciça e seixos de quartzo. O contato abrupto e a ocorrência de tais materiais sugerem que este horizonte, depositou-se discordantemente sobre a crosta ferruginosa inferior, sendo posteriormente lateritizado em um segundo evento.

Crosta Laterítica Superior - Apresenta cerca de 2 m de espessura média (Figuras 2 e 3a), tem constituição tanto maciça como colunar na base e concrecionária no topo. As colunas são de cor marrom avermelhada, envolvidas por material ligeiramente esbranquiçado, argiloso. Fraturas, fissuras e poros são preenchidos por material argiloso, amarelo. Hematita e goethita com caulinita, em menor proporção, constituem as colunas, e caulinita e quartzo a matriz argilosa, composição essa similar a da crosta ferruginosa inferior. Zonas sub-horizontais delgadas, ricas em quartzo grosseiro, cimentado por goethita formam pequenas lentes na crosta e no horizonte argiloso superior e subjacente a essa crosta, sugerindo a presença de lentes arenosas dentro do protólito.

Solos Concrecionários - Sobre a crosta ferruginosa superior ocorrem solos e colúvios derivados do desmantelamento dessa crosta. São solos amarelos, com fragmentos de crosta e seixos de quartzo, concrecionários, delgados, pouco desenvolvidos. A composição mineralógica é similar à crosta imediatamente subjacente.

Comparações entre os dois perfis

As concreções da crosta ferruginosa inferior e superior apresentam textura globular incipiente, ferruginosa avermelhada, microporosa. Também podem estar deferruginizadas, dando origem a material criptocristalino, leitoso. Material similar também preenche espaços internodulares. Em outras fraturas mais abertas, observa-se deposição de massas vermelhas ferruginosas, fruto de remobilização de ferro.

As análises dos minerais pesados transparentes mostram que zircão e turmalina são os minerais mais abundantes no horizonte argiloso inferior e na matriz argilosa da crosta inferior, enquanto estaurolitá e cianita dominam nos horizontes superiores, indicando que os protólitos dos dois perfis eram, em termos de fonte de mineral pesado, distintos.

Em termos de minerais principais, a crosta inferior é similar à crosta superior. Já o horizonte argiloso inferior diverge do superior através da sua maior abundância em caulinita e pobreza em quartzo, uma característica dos caulins da região da Mãe do Rio e Ipixuna, intimamente relacionados com os perfis lateríticos maduros. Mais uma vez, é notável a diferença entre os dois perfis em termos de protólito.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA

Elementos Principais

A composição química dos elementos concrecionários das crostas inferior e superior (em suas porções ferruginosas e matriz argilosa) mostra similaridade entre elas, observando-se domínio de Fe_2O_3 , seguido de SiO_2 e Al_2O_3 (Figura 6). Já o horizonte argiloso inferior, em relação ao superior, é mais rico em Al_2O_3 e mais pobre em SiO_2 e Fe_2O_3 , em concordância com os dados mineralógicos que mostraram caráter mais argiloso caulínico do horizonte inferior e arenoso (quartzoso) e ferruginoso do horizonte argiloso superior, que ainda está mosqueado.

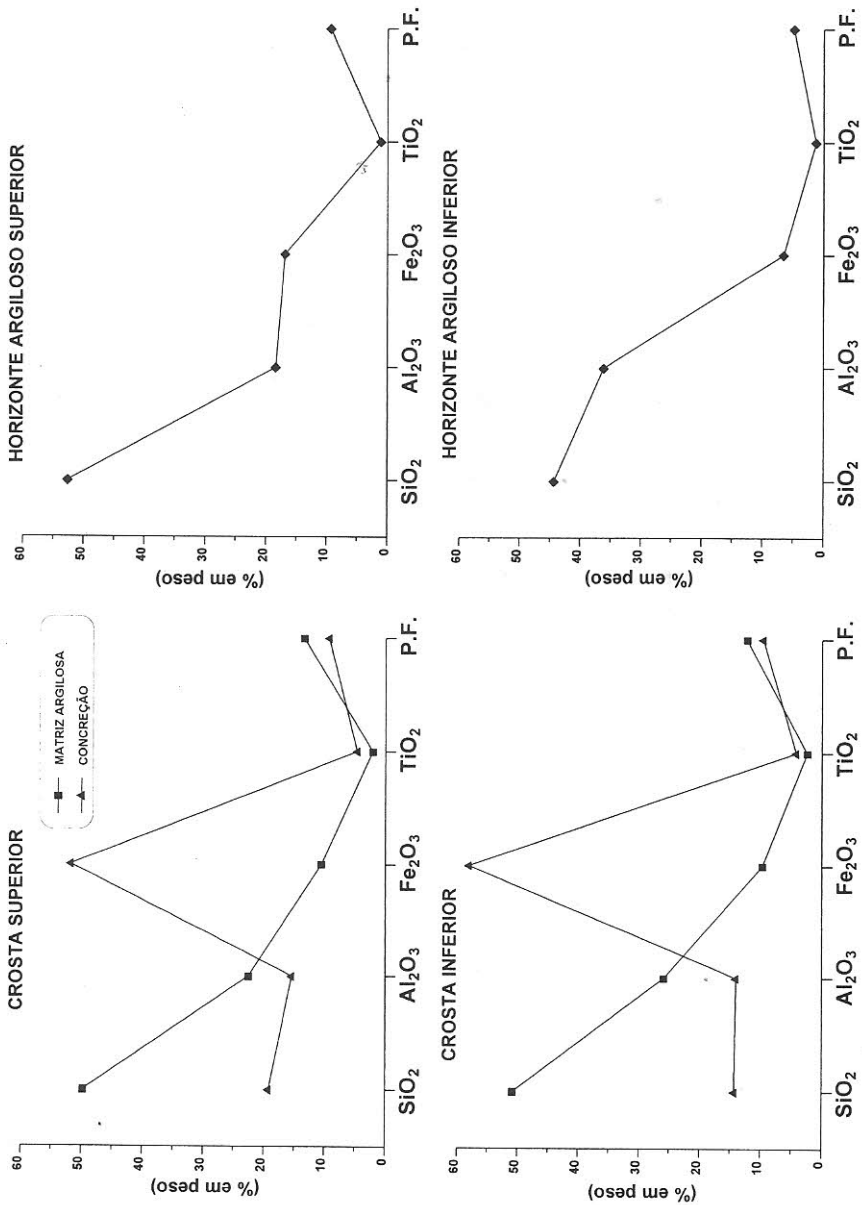


Figura 6 - Composição química comparativa do perfil de Mãe do Rio.

As porções argilosas esbranquiçadas das crostas também tem pouca variação química, com teores elevados de SiO_2 (ao redor de 50 %), Al_2O_3 (22 a 26 %) e Fe_2O_3 (em torno de 10 %), indicando o domínio de caulinita e quartzo.

Do ponto de vista da composição química total e da composição mineralógica, as duas crostas são semelhantes, entretanto os horizontes argilosos divergem expressivamente nos teores químicos e na abundância dos minerais principais e nos minerais pesados.

Os Elementos-Traço

As concentrações dos elementos-traço na crosta ferruginosa inferior são nitidamente mais elevadas que na crosta superior, especialmente V, Cr, Ni, Zr e Mn, sendo mais marcante para Zr (Figura 7). Isso confirma os dados de estudo de minerais pesados, indicando o domínio do zircão na crosta inferior. Nas duas crostas, V, Mn, Ni, Ga, Y, Sc, Mo, Cu e Pb concentram-se preferencialmente nas zonas ferruginosas (concreções), enquanto Zr e Mn o fazem na matriz argilosa (Figura 7). Por outro lado, os horizontes argiloso inferior e superior apresentam concentrações quase idênticas em termos de elementos-traço analisados, embora V, Cr e Mn estejam mais concentrados no horizonte superior.

O paralelismo nas curvas de teores dos elementos traços entre as crostas inferior e superior e entre os horizontes inferior e superior (Figura 7), sugere que, embora os protólitos dos dois perfis lateríticos sejam distintos entre si na idade e em parte na ambiência deposicional, eles guardam muitas similaridades químicas entre si.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os aspectos geológicos da seção de Mãe do Rio mostram que o material laterítico é derivado de rochas sedimentares. A presença de dois horizontes tanto de crosta ferruginosa, como horizonte argiloso mosqueado a caulínico, indica que se trata de dois perfis lateríticos sobrepostos, e não de uma retomada, fato inédito na história da lateritização no Brasil.

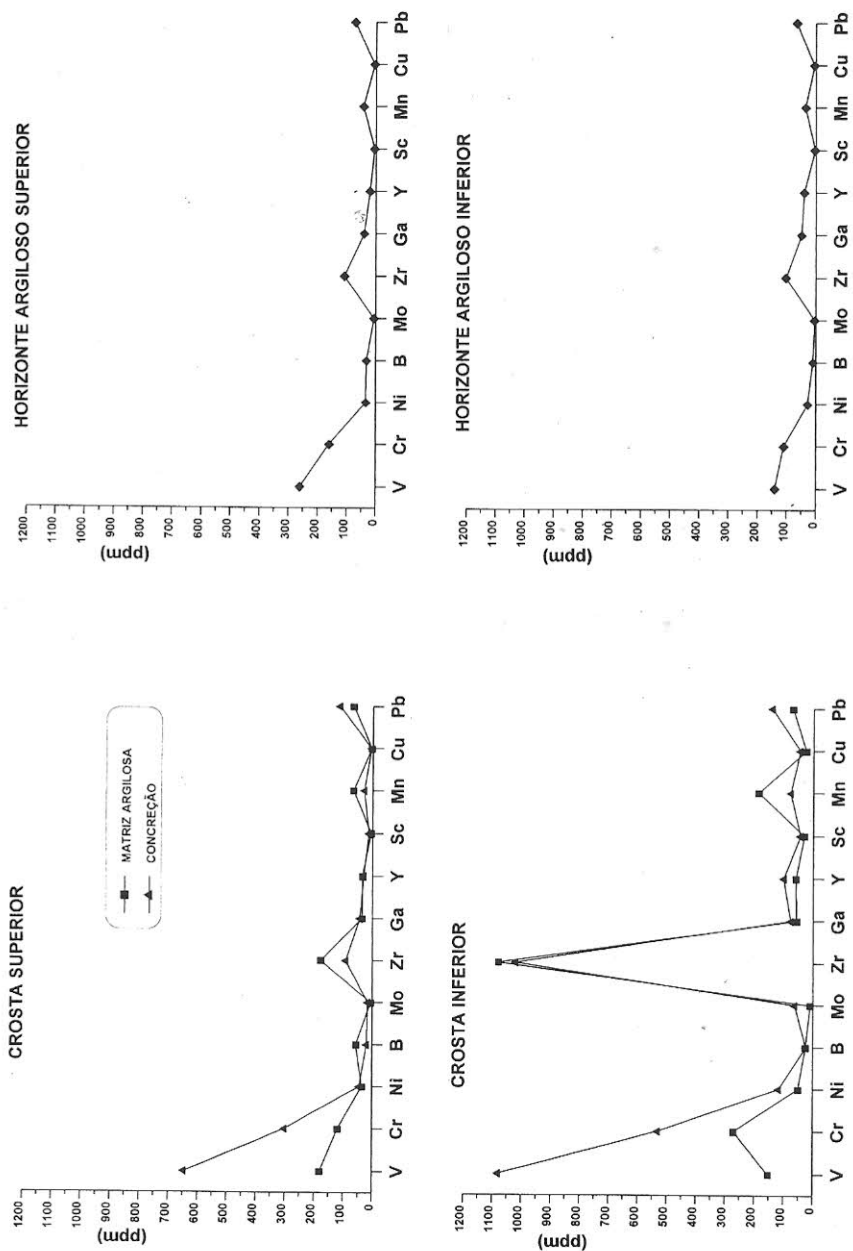


Figura 7 - Comparação entre as concentrações dos elementos-traço no perfil de Mãe do Rio.

A configuração do perfil superior, corresponde tipicamente ao perfil laterítico imaturo de Costa (1991), e muito freqüente na Amazônia e bem representado na região costeira (Costa *et al.*, 1991). A do perfil inferior, subjacente, poderia corresponder ao perfil maturo de Costa (1991), embora não ocorra o horizonte aluminoso, típico desses perfis e comum ao sul da região de Mãe do Rio. Entretanto, a forte deferruginação mostrada pela crosta ferruginosa inferior e zona imediatamente abaixo, perfeitamente correlacionável com os caulins dos perfis maduros da região, mostra que se trata de perfil maturo completo, truncado pela erosão e posteriormente modificado químico-mineralogicamente pela ação da lateritização imatura sobreposta. Isso é comprovado pela deferruginação e caulinização parcial sofrida pela porção inferior do perfil, como mostram as manchas esbranquiçadas caulínicas em um mosqueamento inverso.

A nítida discordância erosiva e sedimentar entre a crosta ferruginosa inferior e o horizonte argiloso superior mostra que os protólitos dos dois perfis lateríticos pertenciam a duas unidades geológicas distintas entre si. A seqüência inferior, protólito do perfil laterítico maturo, preserva características sedimentares e mineralógicas (abundância de caulim), correlacionáveis com a Formação Itapecuru, rocha-mãe dos caulins e bauxitas da região (Moraes & Costa, 1993; Moraes, 1991). Além disso, os teores mais elevados de Zr na crosta inferior que na superior, comprovados pela maior abundância de zircão, uma distinção da Formação Itapecuru relativa à Formação Barreiras (Góes, 1982), reforçam essa assertiva.

Já a seqüência superior, protólito do perfil laterítico imaturo, ainda apresenta características sedimentares e de modo de ocorrência típicos da Formação Barreiras, aflorante na região, e depositada discordantemente sobre a Formação Itapecuru, fato evidente ainda nesta seção. As pequenas divergências químicas entre essas duas crostas, representadas apenas pelas concentrações de Zr, V e Cr, mostram que seus protólitos eram apenas ligeiramente distintos.

A crosta ferruginosa inferior apresenta características claras de desenvolvimento laterítico de crosta madura, ferro-aluminosa, comparável às crostas sobrepostas aos depósitos de caulim de Ipixuna-Mãe do Rio, porém mostra feições indicativas de que sofreu intensa deferruginação

indicada pelo desmosqueamento. Essa alteração químico-mineralógica, deve ter ocorrido quando da sedimentação da Formação Barreiras e/ou por ocasião da formação do perfil laterítico imaturo a partir da Formação Barreiras sobreposta. A crosta inferior ocupou exatamente a porção equivalente ao horizonte pálido e até mesmo representou o *bedrock* do perfil imaturo. Nestas condições, teriam sido alterados minerais como gibbsita e hematita, instáveis nas condições reinantes na parte inferior do perfil, explicando a ausência de gibbsita na crosta inferior e no horizonte aluminoso provavelmente existente, e a deferruginização do horizonte argiloso inferior, formando caulim.

A Figura 8 mostra, a partir da seção de Mãe do Rio, que a Amazônia foi afetada pelos dois grandes eventos de lateritização, que na região leste do Pará, corresponde a um perfil antigo, Pré-Barreiras e Pirabas, equivalente ao Perfil Laterítico Maduro (Eoceno) e Imaturo (Pleistoceno) de Costa (1991). Na região de Mãe do Rio e Ipixuna, os dois eventos estão bem representados e preservados. O perfil maduro desenvolveu-se sobre a Formação Itapecuru (Cretáceo), antes da deposição da Formação Barreiras e Formação Pirabas, portanto no intervalo Cretáceo-Mioceno, o que está de acordo com a idade aceita para os lateritos maduros. Esse perfil foi exposto, truncado erosivamente, e então rebaixado, sendo palco de deposição continental flúvio-lacustre da Formação Barreiras, que se estende até a região costeira.

Sobre a Formação Barreiras, instalou-se já no Pleistoceno, o perfil laterítico imaturo, que na sua evolução atingiu o perfil maduro subjacente.

Agradecimentos

O presente trabalho contou com o apoio financeiro do convênio PADCT/FINEP/FADESP n^o. 65.92.0025.00 e apoio analítico do Laboratório de Análises Químicas via Úmida do Centro de Geociências da UFPa.

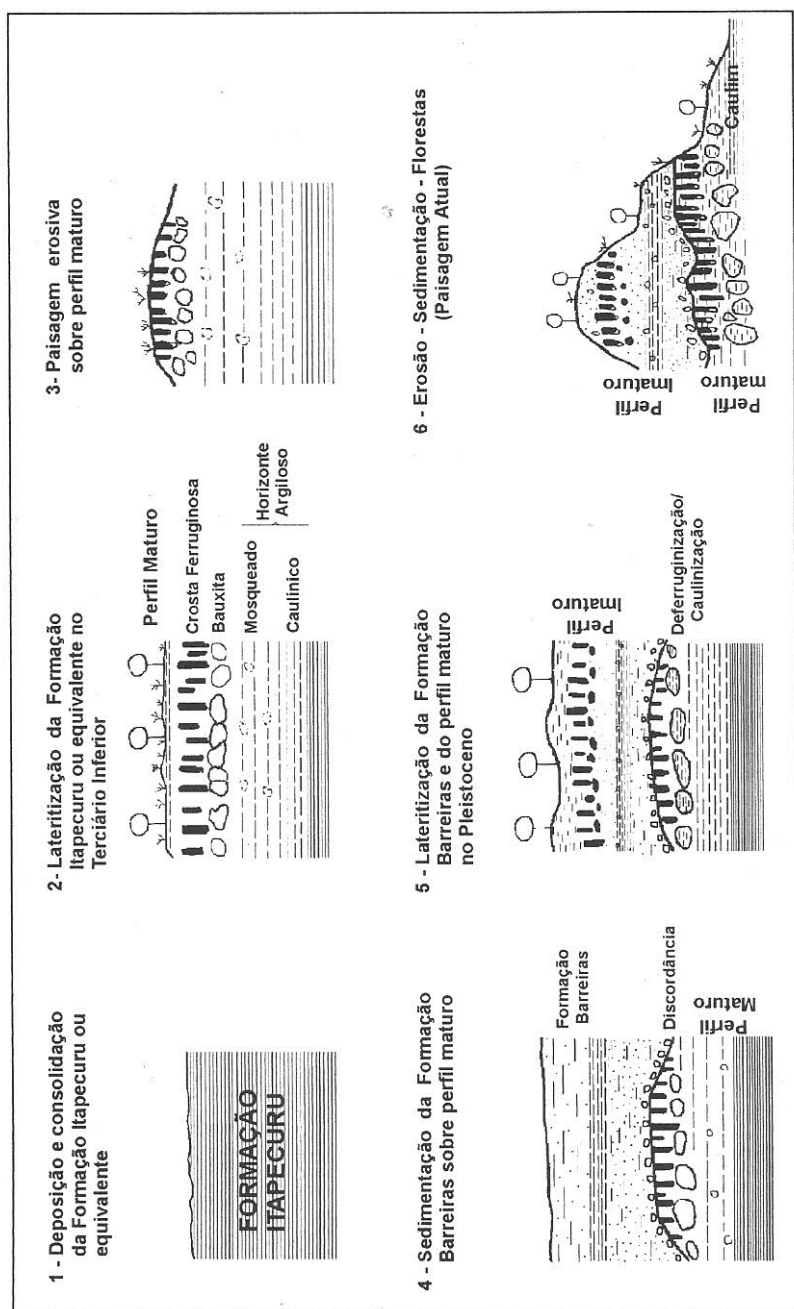


Figura 8 - Evolução esquemática da lateritização madura e imatura na região de Mãe do Rio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 146-160.
- COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S.; AVELAR, J.O.G. 1991. Outeiro e Mosqueiro: exemplos de evolução laterítica imatura. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG/NN, p.479-494.
- CUNHA, B.C.C. & DEL'ARCO, J.O., 1988. Variações faciológicas da Formação Itaipuru na região de Santa Inês-MA. In: CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, 2: 765-777.
- GÓES, A.M. 1981. *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itaipuru, no Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão*. Belém, 55 p. (Tese de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- HORBE, A.M.C. 1995. *Evolução mineralógica e geoquímica multi-elementar de perfis de solo sobre lateritos e gossans na Amazônia*. Belém, 213p. (Tese de Doutorado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- KING, L.C. 1967. *The morphology of the Earth*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 2nd ed., 726 p.
- MORAES, E.L. 1994. *Estudos mineralógicos, geoquímicos e físicos de caulins em São Gabriel da Cachoeira-AM, Manaus-Itacoatiara-AM e BR-010/Rio Capim-PA (Amazônia)*. Belém, 130p. (Tese de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará).
- MORAES, E.L. & COSTA, M.L. 1993. Correlações físicas, mineralógicas e geoquímicas entre caulins derivados de gnaisses e rochas sedimentares na Amazônia Ocidental. In: CONG. BRAS. GEOQ., 4, SBGq, Brasília, Boletim de Resumos Expandidos, p. 215-217.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, Nordeste do Pará. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi*, 1: 25-74.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; GÓES, A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região Amazônica. In: SIMP. GEOL. AMAZ., Belém, 1. 1982. *Anais...* Belém, SBG/NN, p. 201-209.

A EXPANSÃO URBANA E SEUS EFEITOS DANOSOS AO MEIO AMBIENTE DA ILHA DO ATALAIA - SALINÓPOLIS/PA

Amilcar Carvalho Mendes⁽¹⁾⁽²⁾

⁽¹⁾ Museu Paraense Emílio Goeldi - Deptº de Ecologia - Parque Zoobotânico
Av. Magalhães Barata, 376 - São Braz - Belém/Pará. CEP 66040-170

Marcio Sousa da Silva⁽²⁾

⁽²⁾ Programa de Pesquisa e Ensino em Ciências do Mar - UFPA - Campus
Universitário do Guamá - Avenida Perimetral s/n, Guamá, Belém/Pará.

Luis Ercílio do Carmo Faria Júnior⁽²⁾⁽³⁾

⁽³⁾ Secretaria de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente do Estado do Pará - Diretoria
de Meio Ambiente - Travessa Padre Eutíquio, 1730 - Batista Campos, Belém, Pará -
CEP 66025-230

ABSTRACT	360
RESUMO	360
INTRODUÇÃO	360
LOCALIZAÇÃO E ACESSO	361
METODOLOGIA	363
ASPECTOS FISIOGRAFICOS	364
SÍNTESE GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA	365
DIAGNÓSTICO AMBIENTAL	376
UNIDADES GEOAMBIENTAIS E URBANIZAÇÃO	390
CONSIDERAÇÕES FINAIS E AÇÕES PROPOSTAS	393
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	396

ABSTRACT

This paper presents a technical diagnostic about environmental conditions on Atalaia Island (Salinópolis-Pará-Brazil), a place where the actual stage of land use and human interference in the ecosystems are emphasized.

Accord the logical intersection of geological and geomorphologic aspects and the environmental legislation in Brazil, a geoenvironmental map was elaborated, where permanent preservation areas, degraded zones and appropriate areas for urban occupation were delimited. In addition, it was suggested many steps to minimize the environmental degradation proportioned by natural changes of the morphology and damaging human action on Atalaia Island.

We hope this paper may be used to the elaboration of normative documents of land use in accord with the potentiality and, mainly, restrictions of coastal ecosystems, considered fragile areas to human action.

RESUMO

Este trabalho apresenta um diagnóstico técnico sobre as condições ambientais da Ilha do Atalaia, Município de Salinópolis-PA, ressaltando o atual estágio de ocupação do solo e interferência antrópica nos seus ecossistemas.

Com base na interseção lógica dos aspectos geológicos e geomorfológicos, assim como na legislação ambiental vigente, foi elaborada uma carta temática (mapa geoambiental), onde estão delimitadas as áreas de preservação permanente, zonas degradadas e espaços adequados à ocupação urbana. Além disso, foram propostas uma série de medidas que visam minimizar a degradação ambiental propiciada pelas modificações do meio físico e ação antrópica danosa, em todos os seus aspectos, naquela ilha.

INTRODUÇÃO

A Ilha do Atalaia apresenta um enorme potencial turístico graças a sua exuberante beleza cênica e uma das praias mais famosas do Estado do

Pará. No entanto, este potencial vem sendo muito mal explorado. Nas duas últimas décadas essa região vem sofrendo intensas intervenções antrópicas, quase sempre sem nenhum planejamento, extremamente danosas ao meio ambiente, muitas das quais responsáveis por danos ambientais de caráter irreversível aos ecossistemas costeiros.

O objetivo fundamental deste trabalho foi avaliar os impactos ambientais e apresentar, de forma clara e objetiva, um diagnóstico técnico-pericial sobre as condições ambientais da Ilha do Atalaia, ressaltando o atual estágio de uso e ocupação do solo e a interferência humana em seus ecossistemas, delimitando áreas de preservação permanente, zonas degradadas e espaços adequados à ocupação urbana e aos mais variados usos. Este trabalho contempla, em seu último item, um conjunto de propostas e medidas que visam minimizar a degradação ambiental propiciada pelas modificações do meio físico e a ação antrópica danosa na referida ilha.

Com base na interseção lógica dos aspectos geológico-geomorfológicos e ecossistemas da ilha, atingiu-se um produto de fácil compreensão não só para geólogos, arquitetos e engenheiros, mas, notadamente, para autoridades jurídicas, legislativas e executivas, além de administradores e planejadores, sobretudo da Prefeitura Municipal de Salinópolis, para que os mesmos possam elaborar documentos normativos para compatibilizar o uso e ocupação do solo às limitações e potencialidades do meio físico, a fim de que possam ser estabelecidas diretrizes para preservação de áreas cuja ocupação desordenada e irresponsável pode causar danos irreversíveis ao meio ambiente.

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Ilha do Atalaia, com superfície de aproximadamente 30Km², faz parte do Município de Salinópolis e dista cerca de 220 Km de Belém. Localiza-se na costa nordeste do Estado do Pará, na Zona Fisiográfica do Salgado, estando limitada pelos paralelos 00°35'22''S e 00°38'43''S e meridianos 47°15'47''WGr. e 47°21'12''WGr. (Figura 1). Limita-se à leste com a Baía de Araepó, à oeste com o canal de maré Destacado, à sul com o canal de maré Sampaio e sua porção norte é voltada para o Oceano Atlântico.

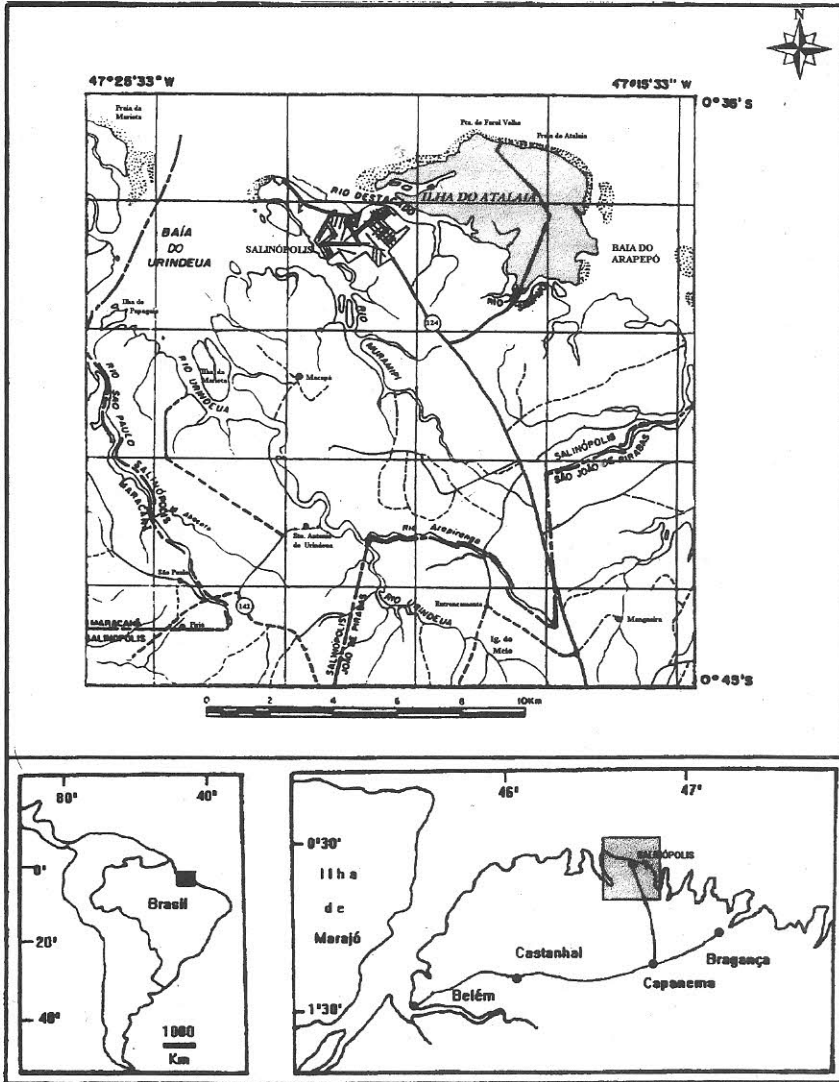


Figura 1 - Mapa de localização da Ilha do Atalaia

O acesso ao Município de Salinópolis é feito, a partir de Belém, através da rodovia BR-316 (Belém-Brasília) e rodovias estaduais PA-324 (Castanhal-Capanema) e PA-124 (Capanema-Salinópolis). Para chegar à Praia do Atalaia, distante cerca de 12 Km, utiliza-se a estrada Salinópolis-Atalaia.

METODOLOGIA

A base cartográfica preliminar que serviu de suporte aos trabalhos de campo foi elaborada a partir da interpretação de fotografias aéreas de 1978 (escala 1:70.000), onde foram definidas as unidades geológico-geomorfológicas. Em seguida, esta carta foi ampliada para a escala 1:10.000 objetivando a análise multitemporal através da comparação entre os dados referentes à fotointerpretação e cenas de satélite LANDSAT TM5 (bandas 3, 4 e 5) obtidas em 1988. O objetivo desta análise foi cartografar vetores de impacto ambiental instalados (por ex., ocupação urbana e estradas) e avaliar as modificações morfológicas ocorridas na ilha ao longo de uma década.

Utilizando-se esta base cartográfica preliminar foi realizado o mapeamento de campo das unidades geológico-geomorfológicas, incluindo o levantamento completo da ocupação e uso do solo, localização, descrição e registro fotográfico (inclusive utilizando sobrevôos de ultraleve) de todas as ações antrópicas que estão causando degradação ambiental.

Para o mapeamento das unidades geológico-geomorfológicas seguiu-se a metodologia tradicionalmente aplicada em mapeamentos, caracterizando as principais feições geomorfológicas e o arcabouço geológico sobre o qual essas unidades foram ou estão sendo desenvolvidas.

O posicionamento dos lotes e edificações existentes na ilha foi realizado mediante levantamento planialtimétrico, sendo que a definição dos limites foi feita através da utilização do sistema de posicionamento global por satélite (GPS).

A partir da integração dos dados obtidos nas etapas anteriores foram elaboradas cartas temáticas, cujos objetivos básicos são:

a) Mapa Geológico-Geomorfológico - Registro das diversas unidades geológicas e geomorfológicas que compõem o meio físico da área e o arcabouço litológico sobre o qual essas unidades estão desenvolvidas ou em desenvolvimento.

b) Mapa de Ocupação Territorial - Registro do atual quadro de ocupação antrópica na ilha e sua superposição sobre os ambientes naturais.

c) Mapa Geoambiental - Representação da compartimentação de áreas para as mais diversas formas de uso e ocupação, respeitando suas características geológicas-geomorfológicas, os processos dinâmicos marinhos, continentais e atmosféricos envolvidos e a legislação ambiental vigente.

ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ILHA DO ATALAIA

Na Ilha do Atalaia há predominância do clima "Awi" (segundo a classificação de Köppen), caracterizado por Vieira & Santos (1987) como um clima quente e úmido, com uma estação seca bem definida (junho a novembro) e um período chuvoso bem acentuado (março a abril), atingindo, em média, índices de precipitação pluviométrica de 2.815mm/ano. A variação média anual de temperatura situa-se entre 26,6° e 28° C, com valores elevados entre setembro e outubro (Costa et al., 1977).

A vegetação presente na Ilha do Atalaia é correlacionável àquela definida como Formação Pioneira por Góes Filho et al. (1973), presente em toda a costa nordeste do Pará, caracterizando-se pela vegetação de mangue, campos naturais e restinga.

A costa nordeste do Estado do Pará encontra-se fortemente submetida à ação de marés, ondas, ventos e descargas fluviais, as quais, em conjunto, são responsáveis pelo deslocamento de sedimentos e modelamento fisiográfico da linha de costa, caracterizada por uma morfologia tipicamente estuarina, com planícies de maré, praias, dunas e manguezais coexistindo em um sistema em equilíbrio. De acordo com dados de 1992 do Departamento de Hidrografia e Sinalização Náutica (DHN), este

setor da costa brasileira está sujeito a marés de amplitude média na faixa de 4.5m, segundo um regime macrotidal semidiurno, com correntes superiores a 2,8 nós durante as marés de sizígias. Contudo, a ausência de medições sistemáticas dos parâmetros hidrodinâmicos e, sobretudo, a falta de correlação com os sistemas de circulação atmosférica que os influenciam dificultam sobremaneira o estabelecimento de modelos hidrodinâmicos confiáveis nos diferentes segmentos da costa paraense.

A Praia do Atalaia desenvolve-se sobre uma ampla e aplainada planície arenosa, de alta energia, em decorrência da ação intensiva de ondas. A porção norte da ilha possui cerca de 7,5 Km de extensão e está submetida à ação contínua de ventos alísios de nordeste, responsáveis pela orientação das ondas que atingem a linha de costa segundo um ângulo de aproximadamente 45°, originando correntes longitudinais que transportam expressivos volumes de sedimentos de leste para oeste. Outra ação marcante dos ventos é o transporte das areias da face praial para a formação de dunas que migram para o interior da ilha, na direção SW.

SÍNTESE GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA

As formas litorâneas mapeadas na Ilha do Atalaia constituem-se em macrofeições desenvolvidas e/ou em desenvolvimento em sedimentos Terciário-Quaternários, as quais encontram-se representadas no mapa geológico-geomorfológico (Figura 2).

A Planície Costeira Holocênica corresponde à faixa de sedimentos argilosos e arenosos resultantes da ação construtiva de marés, ondas e ventos. Nessa unidade foram identificadas as seguintes subunidades:

a) Praias-Flechas Barreiras - As praias-flechas barreiras do Atalaia (Figura 3) e do Farol Velho (Figura 4) são caracterizadas por extensos "flats" arenosos de direção este-oeste, com baixo declive em direção ao mar, perfazendo cerca de 7,5Km de extensão e gerando zonas protegidas da ação direta das ondas e marés, onde desenvolvem-se os manguezais. São constituídas por areia fina a muito fina, bem selecionada, composta por grãos subangulosos a subarredondados de quartzo e, secundariamente, minerais pesados. Fragmentos de conchas ocorrem muito raramente.

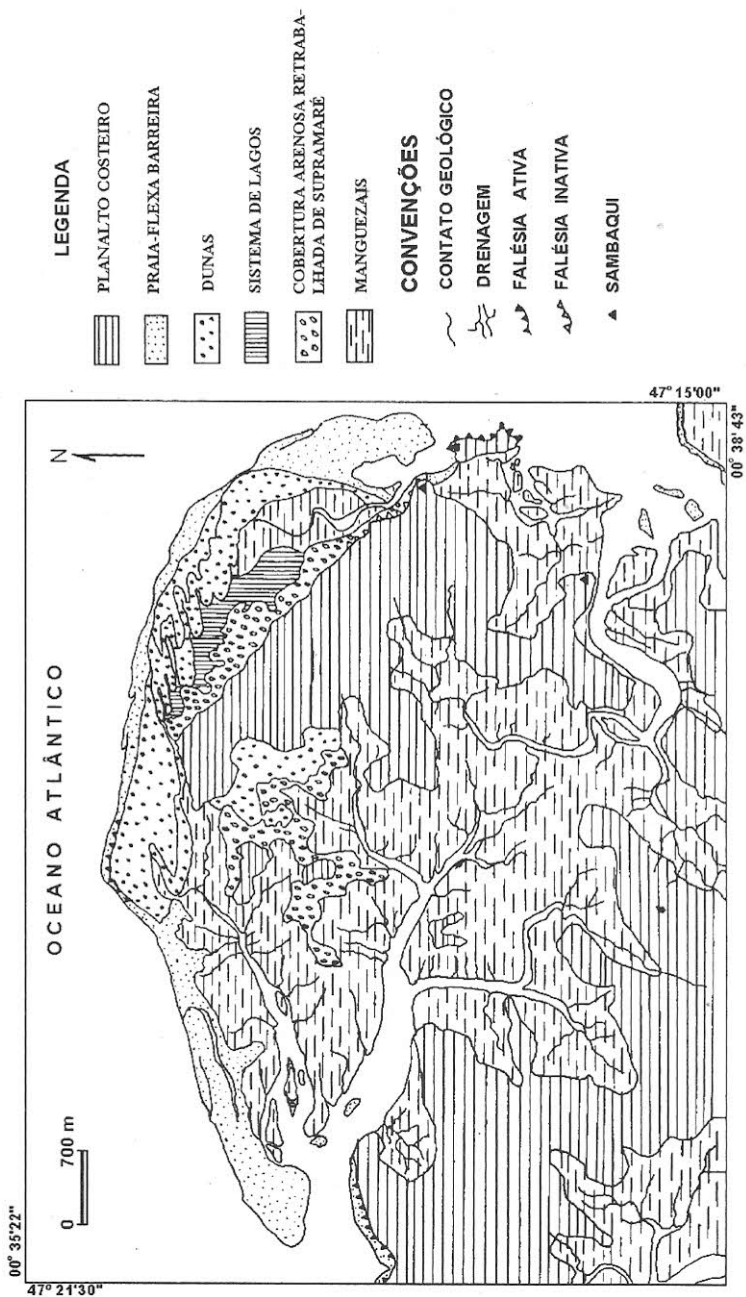


Figura 2 - Mapa Geológico-Geomorfológico da Ilha do Atalaia



Figura 3 - Vista aérea do *flat* arenoso da praia-flecha barreira do Atalaia durante a baixa-mar.



Figura 4 - Vista aérea do *flat* arenoso da praia-flecha barreira do Farol Velho.

b) Canais de Maré - Correspondem à cursos d'água mantidos pelo fluxo das marés, ao longo dos quais desenvolvem-se macroformas definidas como barras ou bancos arenosos laterais e/ou longitudinais, como aqueles encontrados no canal de maré Destacado (Figura 5) e Sampaio durante a baixa-mar.

c) Campo de Dunas - Localiza-se logo após a planície arenosa, em uma faixa com largura máxima de 1Km, cuja formação se deve a interação de fatores bióticos (vegetação) e abióticos (ventos, sedimentos). Foram definidas pelo menos três gerações de dunas: a) paleodunas dispostas nas porções mais internas da planície costeira, onde há predomínio da vegetação arbórea; b) dunas fixas, paralelamente alinhadas segundo a direção NE-SW e possuindo vegetação tipicamente arbustiva (Figura 6); c) dunas móveis atuais alinhadas também na direção NE-SW, demonstrando claramente o sentido de movimento dos ventos alísios.

As dunas móveis atuais apresentam-se sob a forma de cordões alongados (Figura 7) alimentados pelas areias da planície arenosa e submetidos a um intenso retrabalhamento eólico. Em geral mostram formas predominantemente parabólicas (Figuras 8) e/ou longitudinais (Figura 9). Na porção leste da Praia-Flecha Barreira do Atalaia, as dunas estão sofrendo a ação direta das ondas durante a preamar (Figura 10).

As paleodunas seriam remanescentes de enormes campos de dunas que foram destruídos por processos naturais e também para implantação de projetos imobiliários.

Do ponto de vista sedimentológico, as dunas da Ilha do Atalaia são constituídas por areia fina a muito fina, bem selecionada, composta por grãos subarredondados a bem arredondados de quartzo e, secundariamente, minerais pesados.

O estudo comparativo de fotografias aéreas de 1978 e cenas de satélite e 1988 demonstrou que as dunas migraram cerca de 100-150m durante uma década, ou seja, a uma velocidade de 10-15m/ano, o que faz com que a linha de costa seja deslocada cada vez mais para o interior, aumentando a largura da zona intertidal e, também, o soterramento progressivo do sistema de lagos.



Figura 5 - Vista aérea das barras arenosas ao longo do canal de maré Destacado.

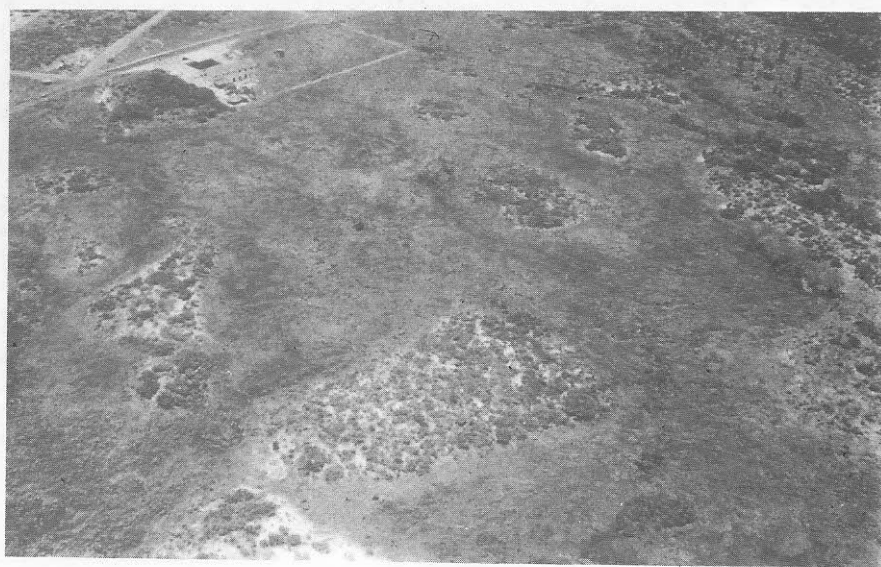


Figura 6 - Vista aérea de paleodunas localizadas na planície costeira.



Figura 7 - Cordões dunares alongados e alinhados segundo a direção NE-SW.



Figura 8 - Vista aérea de uma duna parabólica formada na planície costeira.

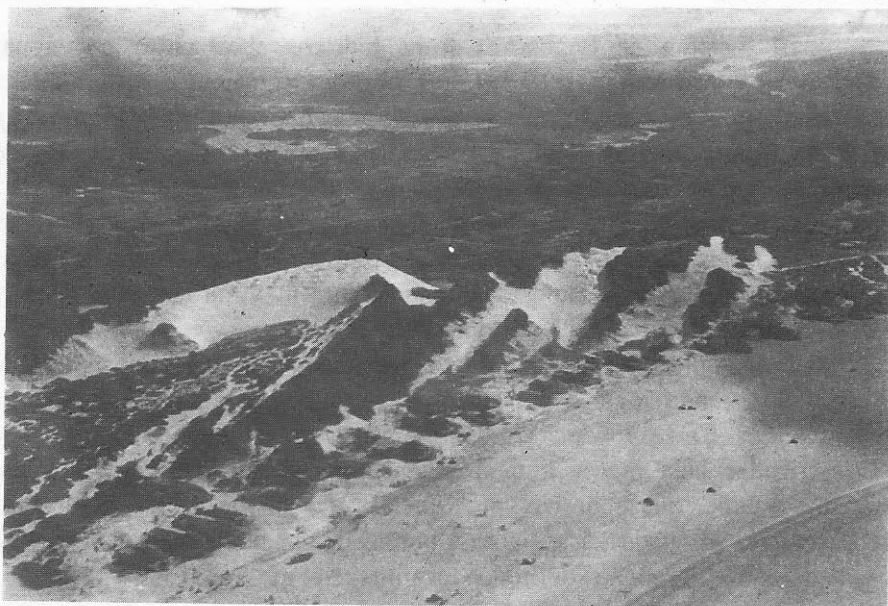


Figura 9 - Vista aérea de dunas longitudinais e parabólicas com direção de migração apontando para o loteamento Atalaia II, visto em segundo plano.



Figura 10 - Dunas da porção oeste da Ilha do Atalaia que estão sofrendo ação direta de ondas.

d) Sistema de Lagos - Corpos hídricos abastecidos por águas pluviais que ocorrem associados aos cordões dunares e normalmente assoreados pela migração dos mesmos. O “Lago Coca-Cola” (Figura 11), além do abastecimento pluvial tem sua manutenção ligada à subida do lençol freático nos períodos chuvosos.

e) Cobertura Arenosa Retrabalhada de Supramaré - Nas porções centro e norte da Ilha do Atalaia ocorrem superfícies areno-argilosas aplainadas, irregulares e alongadas, com largura máxima de 500m (Figura 12) e resultantes da dissipação de dunas.

f) Manguezais - Maior unidade dentre aquelas mapeadas na Ilha de Atalaia, ocorrendo mais expressivamente nas porções NW, S e SW da referida ilha. Corresponde às áreas expostas aos processos estuarinos e caracterizadas pela presença de extensos manguezais desenvolvidos em terrenos baixos, quase horizontais, sujeitos a ação de marés. São áreas relativamente abrigadas, associadas à bordas de canais de maré de pequeno e grande porte (Figura 13) definidos localmente como rios (Ex.: “rio”).

Destacado, “rio” Sampaio), ou ainda, bordas de terraços sedimentares, formando pequenos anfiteatros de sedimentos recentes.

Os manguezais apresentam pelo menos duas franjas distintas: a externa, caracterizada pela troca mais freqüente das águas de inundação por efeito das marés, e outra, mais interna, menos sujeita às inundações e onde são encontradas as espécies vegetais de maior porte como os siriubais.

Esta subunidade estabelece contato com dunas móveis, paleodunas, cobertura arenosa retrabalhada de supramaré e com os tabuleiros edificadas em sedimentos do Grupo Barreiras. Este contato se dá em forma de bordas irregulares e em formato linguóide.

O arcabouço geológico é caracterizado pela predominância de sedimentos argilosos de coloração marrom esverdeada a negra, ricos em matéria orgânica e intensamente bioturbados.

O Baixo Planalto Costeiro corresponde a uma extensa superfície estruturada em relevo de degradação, com cotas topográficas superiores a 20m e topos geralmente planos ou levemente ondulados. No contato com o mar desenvolvem-se as falésias ativas, ou seja, aquelas que sofrem ação direta de ondas, como as encontradas na Ponta do Cocal (Figura 14) e na Praia-Flecha-Barreira do Farol Velho (Figura 15).



Figura 11 - Vista aérea do Lago Coca-Cola situado em frente do cordão de dunas.



Figura 12 - Vista aérea da cobertura arenosa retrabalhada de supramaré.



Figura 13 - Exuberância dos manguezais desenvolvidos na planície lamosa da Ilha do Atalaia onde a ação antrópica ainda não se fez presente.



Figura 14 - Vista aérea da falésia da Ponta do Cocal.



Figura 15 - Vista aérea da falésia do Farol Velho, mostrando a ação direta das ondas no solapamento da base da falésia.

O arcabouço geológico desta unidade é constituído por sedimentos do Grupo Barreiras, datados do Mioceno Médio (Rossetti *et al.*, 1989). Tratam-se de sedimentos areno-siltico argilosos, bastante intemperizados, friáveis a semi-friáveis, com cores variegadas (variando de avermelhadas e amareladas), apresentando, por vezes, nas porções mais arenosas, níveis, nódulos e concreções ferruginosas. Nas falésias ativas, o recuo das mesmas é evidenciado pela presença de grandes blocos lateríticos ferruginosos consolidados que permanecem sobre as areias das praias

DIAGNÓSTICO AMBIENTAL DA ILHA DO ATALAIA

A Ilha do Atalaia sofre constantes modificações na sua fisiografia em virtude da interação de uma série de processos marinhos (ondas, correntes e marés) e atmosféricos (ventos, chuvas e tempestades) fortemente atuantes. Não obstante toda essa ação, nas duas últimas décadas essa região vem passando por transformações, em grande parte aceleradas por ações antrópicas, responsáveis por profundas agressões ambientais que tiveram início partir de 1973 com a construção da estrada Salinópolis-Atalaia, que expôs os ambientes naturais e a exuberante beleza cênica da ilha a um desenfreado e desordenado processo de ocupação urbana.

Na verdade, toda a problemática ambiental hoje observada decorreu da carência de informações sobre as características geológico-geomorfológicas do meio físico e dos seus elementos naturais, bem como de um estudo ambiental prévio que fornecesse subsídios para ação de um planejamento de ocupação urbana e gestão territorial.

A avaliação dos impactos ambientais foi realizada a partir de uma análise sistemática, empregando-se parâmetros técnico-científicos confiáveis, os quais proporcionaram a determinação e compreensão dos processos geológicos e suas relações com a atuação do homem na transformação da paisagem. A principal dificuldade encontrada na avaliação foi a delimitação desses impactos, uma vez que os mesmos propagam-se espacial e temporalmente através de uma complexa rede de interrelações. Muito embora o método utilizado seja de grande capacidade e objetividade

para representar a distribuição espacial dos impactos ambientais, mostra-se extremamente limitado para identificar impactos indiretos, como os sócio-econômicos, visto que a predição e avaliação da dinâmica social estão sujeitas a aspectos de caráter econômicos e culturais muito complexos.

O atual estágio dos impactos ambientais na Ilha do Atalaia está representado no Mapa Geoambiental, o qual permite constatar até que ponto a ação antrópica interviu no meio ambiente natural dessa ilha.

O diagnóstico ambiental abordou principalmente o meio físico, setor mais atingido pelos empreendimentos imobiliários e a ocupação territorial desordenada, e demonstra as várias intervenções e/ou ações antrópicas no meio físico, as quais serão descritas em detalhes a seguir.

Construção da estrada Salinópolis-Atalaia

Muito embora a estrada Salinópolis-Atalaia tenha sido construída antes das resoluções normativas do Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA), elaboradas em 1985, não se pode negar que ela funcionou como o agente principal que desencadeou todo o processo errôneo de ocupação antrópica que hoje se observa na Ilha do Atalaia. Sob a ótica dessas resoluções, a construção dessa estrada deveria ter seguido normas que garantissem a permanência de áreas de preservação, como os manguezais (Figura 16) e faixas de migração de dunas (Figura 17).

Implantação de loteamentos em áreas protegidas por Lei Federal e/ou Municipal

O artigo 174 da Lei Orgânica do Município de Salinópolis, datada de 2 de Abril de 1990, estabelece como competência do Município: a) Ordenamento de seu espaço urbano e rural, levando em consideração a proteção, preservação e conservação dos ecossistemas; b) Proteção do patrimônio paisagístico, definindo espaços territoriais a serem preservados,

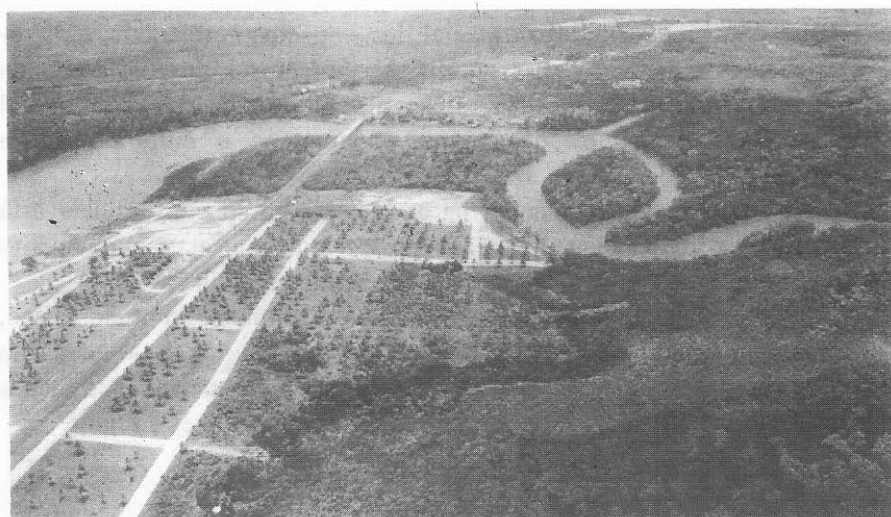


Figura 16 - Vista aérea de um trecho da estrada Salinópolis-Atalaia seccionando uma franja de mangue logo após a ponte sobre o canal de maré Sampaio.



Figura 17 - Vista aérea do trecho final da estrada Salinópolis-Atalaia, construída sobre área de migração de dunas.

buscando incentivar o turismo ecológico no município; c) Elaboração de um plano diretor de controle e defesa do meio ambiente, objetivando o estabelecimento de normas e procedimentos para a redução dos danos ecológicos que estão ocorrendo nas zonas de degradação ambiental e minimização dos impactos ambientais sobre a área urbana e periurbana.

Na Ilha do Atalaia foram implantados três projetos de loteamentos denominados Atalaia I, II e III, todos licenciados pela Prefeitura Municipal de Salinópolis. A data de implantação dos loteamentos Atalaia I e II é anterior às resoluções do CONAMA e à Lei Orgânica do Município, mas em 1991, já com as resoluções em vigor, a prefeitura municipal permitiu que fosse aumentada a área do Loteamento Atalaia II em mais 26 quadras (444 lotes). O que chama atenção nesse ato é que desde o dia 13 de Dezembro de 1990 já existia na Comarca de Salinópolis uma Ação Civil Pública, tendo como réu a prefeitura municipal e cujo objeto era o cumprimento da obrigação de não fazer edificações na orla marítima da Praia do Atalaia, sem aprovação do respectivo projeto pelo Departamento de Meio Ambiente da Secretaria Estadual de Saúde Pública (SESPA), face a real possibilidade de destruição das dunas e manguezais.

As áreas onde estão implantados o Loteamento Atalaia I e parte do Loteamento Atalaia II estão fortemente degradadas. Não foi realizado nenhum estudo prévio de impacto ambiental para que a ocupação fosse ordenada, evitando, assim, que os ecossistemas lá presentes fossem afetados a níveis praticamente irreversíveis. Esses loteamentos estão inseridos em uma região anteriormente ocupada por paleodunas e dunas móveis que foram terraplenadas, como mostram as significantes superfícies eólicas arrasadas, facilmente identificadas nas áreas loteadas (Figura 18). Segundo a resolução 004/85 do CONAMA, as áreas de ocorrência de dunas são consideradas Reservas Ecológicas e, portanto, nenhuma obra de engenharia pode ser edificada sobre as mesmas, a não ser em casos excepcionais e somente após minuciosos estudos de impacto ambiental e a devida aprovação de órgãos ambientais. Além disso, a Lei Orgânica do Município de Salinópolis proíbe as edificações com mais de 4 pavimentos, a qual inexplicavelmente não é cumprida. A existência de prédios com até 9 pavimentos (Figura 19) além de ilegal é uma agressão visual à paisagem natural da ilha. Edificações construídas nas áreas de migração de dunas representam constante perigo para as condições naturais das águas

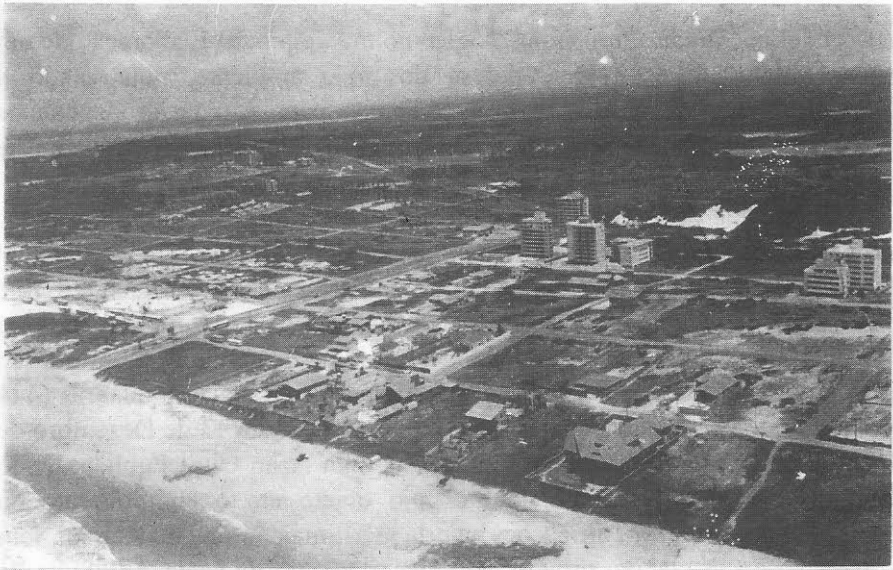


Figura 18 - Vista aérea dos loteamentos Atalaia I (em primeiro plano) e Atalaia II mostrando as superfícies eólicas arrasadas.



Figura 19 - Edifícios construídos na praia do Atalaia em total desacordo com a Lei Orgânica do Município de Salinópolis e as resoluções do CONAMA.

subterrâneas e para as praias. Além disso, os próprios imóveis estão sujeitos a constantes invasões das areias transportadas pelos ventos, uma vez que funcionam como barreiras ao transporte eólico, causando acumulação da areia nas suas dependências. Um exemplo deste processo, em escala reduzida, foi observado no local de implantação de um empreendimento imobiliário, onde uma cerca funciona como um obstáculo à ação eólica, causando acumulação de areia na área interna, sob a forma de pequenas dunas (Figura 20).

Outro erro técnico e visível agressão ao ambiente natural da ilha foi a utilização de aterro no processo de terraplanagem de dunas e paleodunas, para propiciar a instalação dos loteamentos (Figura 21). Atualmente, algumas ruas do setor oeste do Loteamento Atalaia I estão sendo destruídas em função do forte processo erosivo causado pelo escoamento de águas pluviais que expõe o substrato arenoso e inconsistente, impróprio para o assentamento de aterros e arruamentos.

Retirada da vegetação nativa de mangue

Nos limites da área de implantação do Loteamento Atalaia III, às margens do canal de maré Sampaio, houve a destruição de uma franja de manguezal com aproximadamente 300m de extensão, com objetivo de liberar a área para a construção de pequenos trapiches (Figura 22). Este procedimento é extremamente danoso à biodiversidade da região pois, além da destruição da vegetação, são atingidos nichos ecológicos de aves marinhas e continentais, locais de reprodução de peixes e habitats naturais de crustáceos e moluscos. Apesar da devastação produzida, ações mais recentes que impediram o prosseguimento das obras, fizeram com que houvesse uma pequena recuperação natural da área, evidenciada pela presença de estratos de *Spartina*, espécie característica de implantação de mangue jovem.

Acumulação de lixo em lugar impróprio

O destino final do lixo coletado na ilha constitui-se em um grande problema, patrocinado, em parte, pela própria prefeitura municipal que utiliza uma área próxima às dunas e sistema de lagos (Figura 23) para



Figura 20 - Formação de pequenas dunas devido a construção de uma cerca que funciona como um obstáculo ao transporte de areia pela ação eólica.



Figura 21 - Evidência do aterramento realizado no campo de dunas para o arreamento dos loteamentos.



Figura 22 - Franja de mangue devastada para construção de pequenos trapiches. Em primeiro plano observa-se o estrato de *Spartina*, indicador de uma recuperação natural da área devastada.



Figura 23 - Vista aérea do depósito de lixo localizado atrás do cordão de dunas.

depositá-lo, o que, provavelmente causa a poluição das águas superficiais e subterrâneas devido a alta porosidade e permeabilidade do terreno. Além disso, o lixo é incinerado, causando a destruição da vegetação nativa circundante. O problema se agrava ainda mais durante o veraneio e fins de semana, prolongados quando há um aumento populacional significativo na ilha e, conseqüentemente, na produção de resíduos.

Não bastasse a prefeitura depositar lixo em áreas impróprias, os barraqueiros também contribuem para o agravamento dessa situação, jogando detritos (vidro, plástico, latas, etc.) e outros tipos de resíduos (restos de alimentos, espinhas de peixes, carapaças de caranguejo, etc.) atrás das barracas, gerando uma zona de perigo especialmente para as crianças que passeiam pelas dunas.

Contaminação do lençol freático

A Ilha do Atalaia não dispõe de rede de abastecimento de água e saneamento. Além disso, a maioria das residências lá instaladas utilizam sistemas de esgotos por fossas e sumidouros localizadas, quase sempre, próximos aos poços artesianos; esses, por sua vez, são situados em locais de migração das águas subterrâneas contaminadas.

No caso das barracas da Praia do Atalaia o problema é ainda mais grave, uma vez que o sistema de coleta de água para abastecimento é feito exclusivamente por meio de poços rasos, abertos nas areias de dunas e localizados às proximidades das fossas sépticas, sendo a água consumida sem nenhum tratamento e com grande risco de insalubridade. Para se ter uma idéia, até 1978 haviam apenas cerca de 20 barracas instaladas na Praia do Atalaia, mas em dezembro de 1994 este número foi quadruplicado, aumentando sobremaneira os riscos de contaminação do lençol freático. No inverno, a elevação do nível desse lençol faz com que as águas subterrâneas aflorem na base das dunas carreando para a praia os constituintes poluidores.

A despeito da carência de dados referentes à análise bacteriológica, a água obtida em poços próximo às dunas foi analisada por Cavalcanti Neto (1986), que encontrou valores elevados de Fe total, dureza total e alta turbidez, o que a coloca fora do padrão de potabilidade elaborado pela Organização Mundial de Saúde (OMS).

Vias de acesso à praia através do cordão de dunas e sistema de lagos

Na porção leste da Ilha do Atalaia, onde ainda encontram-se preservados lagos de água doce, foi registrada a presença de uma via de acesso à praia com cerca de 1Km de extensão, partindo do Loteamento Atalaia II (Figura 24) e seccionando o sistema de lagos e algumas dunas. Perpendicular à essa via existia uma outra via de acesso menor (Figura 25), de direção E-W, com cerca de 350m, que conduzia até o extremo leste da ilha e, do mesmo modo, construída irregularmente sobre um campo de dunas. Esta via foi completamente destruída pela ação de ondas, notadamente durante as marés de sizígias.

Durante os trabalhos de campo foi verificado que em alguns trechos dessa estrada não houve condições de passagem de veículos, em virtude do acúmulo de areia em consequência da migração de dunas (Figura 26). O acúmulo só não é mais expressivo porque a prefeitura municipal faz a retirada periódica das areias para desobstruir a estrada.

No extremo leste da Ilha de Atalaia existe ainda uma tentativa de implantação de uma via de acesso até a praia, cruzando áreas originalmente ocupadas por dunas e manguezais (Figura 27), a qual ainda não está sendo utilizada em função da necessidade da construção de uma ponte sobre o canal de maré, o que daria acesso ao planalto costeiro. Ressalte-se que essa via também foi construída em total desacordo com as leis de proteção ambiental e, sobretudo, desconsiderando critérios técnicos de construção de estradas.



Figura 24 - Vista aérea mostrando as vias de acesso do loteamento Atalaia II e, ao fundo, com início no lado direito da foto, a estrada de acesso ao sistema de lagos e dunas.



Figura 25 - Ataque frontal de ondas responsável pela destruição da via de acesso à extremidade leste da praia do Atalaia.



Figura 26 - Detalhe da acumulação de areias sobre a via de acesso à praia do Atalaia, construída irregularmente em área de migração de dunas.



Figura 27 - Via de acesso a praia do Atalaia seccionando área de manguezal.

Áreas de invasão

Na Praia do Farol Velho, em terrenos da União, foram construídas residências sem qualquer critério de preservação dos ambientes naturais. Além da devastação e aterramento de manguezais (Figura 28), essas obras assentam-se sobre sedimentos de pós-praia que periodicamente são atingidos pelas marés de sizígia. As conseqüências dessas invasões são danos irreversíveis aos ecossistemas e aumento dos riscos geológicos, já que os mangues e as dunas funcionam como anteparos naturais à ação de ondas e marés na linha de costa.

Erosão costeira

Apesar de ser um dos processos naturais mais comuns no litoral paraense, a erosão costeira está sendo acelerada por intervenções antrópicas. A destruição dos cordões dunares, por exemplo, é uma das causas que perturbam o equilíbrio da praia do Farol Velho.

Na Ilha do Atalaia, na parte oeste, desde o final da estrada principal que atinge a praia até a Ponta do Farol Velho, a ação erosiva das ondas foi ampliada a partir da remoção dos cordões dunares que situavam-se acima dos limites das preamares. Com a diminuição do fornecimento eólico de areias provenientes das praias e a destruição dos campos de dunas, as ondas e correntes litorâneas atacam com mais intensidade o litoral, fazendo com que os processos erosivos sejam mais acentuados, expondo corpos rochosos subjacentes às areias de praia e tornando determinados setores da linha de costa mais sensíveis à erosão. Esse processo é muito evidente na Ponta do Farol Velho, onde o efeito erosivo de ondas e marés se faz sentir nas residências construídas à beira-mar (Figura 29). Esse quadro tende a agravar-se ainda mais uma vez que estudos científicos vêm demonstrando uma elevação paulatina do nível médio do mar na costa brasileira, o que induz a um avanço gradativo das preamares continente adentro.



Figura 28 - Vista aérea de um trecho da praia do Farol Velho mostrando residências localizadas em áreas de invasão.



Figura 29 - Efeito erosivo de ondas e marés na residências construídas à beira-mar (praia do Farol Velho).

Nesses setores da Ilha do Atalaia já foram tomadas várias medidas de proteção pelos proprietários das residências. No entanto, a eficácia e durabilidade dessas obras de contenção são mínimas frente ao ataque do mar, uma vez que são obras que levam em consideração apenas critérios de engenharia, descartando, portanto, a dinâmica costeira. A medida mais segura e eficaz para evitar os problemas aqui registrados, sem dúvida, é a adoção de um planejamento urbano integrado que atenda tanto as necessidades de habitação e lazer da população, assim como, as características geológicas e hidrodinâmicas dos ambientes naturais costeiros da Ilha do Atalaia e por que não dizer do Município de Salinópolis e demais regiões do litoral paraense onde estão concentrados contingentes populacionais.

Sítios arqueológicos

Às margens do canal de maré Sampaio (Figura 30) e na falésia da Ponta do Cocal foram encontradas concentrações de conchas inteiras e fragmentadas de pelecípodes e gastrópode, bem como diversos fragmentos de cerâmica. Pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi e Museu Nacional (RJ) chegaram a conclusão que essas ocorrências são sítios arqueológicos (sambaquis), constituindo-se, portanto, em registros da ocupação humana milenar no litoral nordeste do Pará.

UNIDADES GEOAMBIENTAIS E URBANIZAÇÃO NA ILHA DO ATALAIA

Os trabalhos realizados na Ilha do Atalaia permitiram identificar e caracterizar áreas apropriadas ou não para uso e ocupação do solo, as quais foram denominadas Unidades Geoambientais.

O Mapa Geoambiental (Figura 31) é o documento que retrata a distribuição espacial das unidades descritas abaixo, assim como as áreas já degradadas na Ilha do Atalaia.



Figura 30 - Sítio arqueológico (sambaqui) encontrado às margens do canal de maré Sampaio.

Áreas de preservação permanente

São consideradas como Reservas Ecológicas segundo a resolução 004/85 do CONAMA. São áreas de manguezais, sistemas de lagos interdunas e campos de dunas fixas (paleodunas) e móveis. Além dos aspectos ecológicos, deve ser destacado que essas áreas são inadequadas à urbanização por estarem sujeitas a riscos geológicos devido a ação de processos naturais (erosão costeira, transporte eólico, etc), os quais se constituem em um entrave, principalmente no que diz respeito à obras de engenharia.

Áreas adequadas à urbanização

Áreas sem Restrições - Áreas cujas características do meio físico possibilitam sua ocupação. A necessidade de avaliação de impacto ambiental restringe-se a cobertura vegetal e sistema de drenagem a ser atingido. São áreas que correspondem ao Planalto Costeiro, edificadas sobre sedimentos do Grupo Barreiras.

Áreas com Restrições - Apresentam condições parciais de suporte à urbanização. São necessários cuidados especiais para evitar problemas ambientais, geológicos e geotécnicos. Correspondem às faixas marginais das falésias da Ilha do Atalaia onde o risco geológico proporcionado pela erosão e/ou escorregamento do solo é mais pronunciado.

CONSIDERAÇÕES FINAIS E AÇÕES PROPOSTAS

As ações e omissões de dirigentes de órgãos públicos, aliadas a desenfreada cobiça pela propriedade do solo na ilha e da devida especulação imobiliária, foram, em grande parte, os responsáveis pela situação atual. Um bom número de agressões ambientais teria sido evitado mediante a simples obediência à lei. Mesmo nos casos em que a natureza impôs sua força às modificações causadas pelo homem, uma ação preventiva poderia resguardar ou minimizar seus efeitos deletérios.

Desde 1973 a Ilha do Atalaia vem sofrendo degradações ambientais, as quais somente serão coibidas se as autoridades constituídas e responsáveis pela preservação do patrimônio de uso público e coletivo adotarem medidas urgentes quanto ao cumprimento das leis vigentes; caso contrário, os ecossistemas costeiros entrarão em colapso. Em determinados setores os impactos ambientais ainda são reversíveis, mas em outros a degradação é tão acentuada que não há mais recuperação do meio físico.

No contexto das unidades geológico-geomorfológicas encontradas na área estudada, foram definidas formas litorâneas que, do ponto de vista ambiental, são consideradas como Reservas Ecológicas, como é o caso dos cordões dunares, sistema de lagos e manguezais. Contudo, o que se observa é que a legislação ambiental vigente no país foi e continua sendo totalmente desrespeitada em nome do “progresso” (?!!) e do “turismo” (?!!).

Novos problemas ambientais serão evitados se forem adotadas imediatamente medidas técnicas compatíveis com a ocupação antrópica da ilha, em harmonia e respeitando as condições naturais e, principalmente, as limitações dos ecossistemas costeiros. Tais medidas devem ser viabilizadas envolvendo as esferas jurídica, política, econômica, social e educacional do Município de Salinópolis e do Estado do Pará.

É importante identificar também as atribuições que cabem aos setores públicos em todas as suas instâncias a fim de evitar a omissão e/ou a exorbitância do poder de decisão. Aos setores privados, interessados na exploração econômica dos elementos naturais, cabe seguir as orientações e normas técnicas, assim como as regras jurídicas estabelecidas para a ocupação do território da ilha. Os licenciamentos para novas obras, empreendimentos de lazer, projetos industriais e outras formas de atividade econômica, devem ser submetidos a análise prévia dos órgãos públicos ambientalistas, quer na esfera estadual como na municipal, conforme previsto em lei.

Os empreendimentos que estiverem ilegais ou produzindo danos irreversíveis aos ecossistemas da Ilha do Atalaia devem ser impedidos de prosseguir suas ações depredatórias, sob pena do agravamento da situação atual. Neste caso, enquadra-se a imediata desativação do depósito de lixo localizado próximo ao cordão de dunas e lagos de água doce e, ainda, a proibição de novas construções na orla marítima. A definição sobre os aspectos ilegais dos empreendimentos, óbvio, cabe à justiça; quanto aos

aspectos técnicos de dano ao ambiente, devem ser ouvidos o órgão ambiental estadual, no caso a Secretaria de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente (SECTAM), e ainda o Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA).

Deve ser exigido da Prefeitura Municipal de Salinópolis a elaboração e implantação de um Plano Diretor para a ocupação territorial da Ilha do Atalaia, o qual deve contemplar diretrizes e metas para análise, controle e acompanhamento dos atuais e futuros projetos de urbanização dessa ilha. O Mapa Geoambiental elaborado pode e deve constituir-se no elemento para elaboração do mencionado Plano. À Prefeitura de Salinópolis deve ser exigido, ainda, a implantação de programas de estudo e de educação ambiental em parceria com os órgãos estaduais, federais e instituições de pesquisa, visando esclarecer a população fixa e móvel do Município sobre as vantagens da preservação dos ambientes naturais para o desenvolvimento social e econômico.

Os locais onde foram encontrados registros de ocupação humana milenar são sítios arqueológicos e, portanto, são áreas protegidas por lei federal e consideradas como terrenos da União. Além disso, dado o seu enorme potencial científico devem ser preservados da ação de predatória. Cabe ao Departamento de Patrimônio da União (DPU) fazer o imediato cadastramento das residências construídas de maneira irregular, em terrenos federais, sem a devida concessão deste órgão, responsável pela gerência desses terrenos. Assim sendo, é imperativo que o DPU, em conjunto com os órgãos responsáveis pela gestão ambiental no Estado do Pará, impeça a construção de novos imóveis, dando um fim a uma ocupação irregular do ponto de vista jurídico e ambiental.

É válido ressaltar que o litoral paraense é pródigo em áreas com igual ou maior beleza cênica que a Ilha do Atalaia, como por exemplo as praias do Crispim e Ajuruteua, onde a especulação imobiliária e ocupação desordenada já começam a se fazer presente. A medida mais segura e eficaz para evitar que essas áreas não sofram dos mesmos problemas detectados na Ilha do Atalaia, e adotar, o quanto antes, um planejamento urbano integrado que atenda tanto as necessidades de habitação e lazer da população quanto as características geológicas e hidrodinâmicas dos ambientes costeiros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAVALCANTE NETO, F.P. 1986. Determinação da interface água doce - água salgada da Estância Hidromineral de Salinópolis. Trabalho de Conclusão de Curso. Departamento de Geologia. Universidade Federal do Pará. 30p.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIAS, C.A.S.; SILVA NETO, C.S.; WANDERLEY FILHO, V.J.R. 1977. Projeto Gurupi, Belém, DNPM/CPRM. V.1. 258p.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1992. Tábuas de Marés para 1992: Costa do Brasil e Alguns Portos Estrangeiros. Rio de Janeiro. DHN. P. 1-6.
- GÓES FILHO, L.; VELOSO, H.P.; JAPIASSÚ, AM.S.; LEITE, P.F. 1973. Vegetação: Folha SA.23 (Folha São Luís) e Parte da Folha SA.24 (Folha Fortaleza). In: Projeto RADAM.MME/DNPM. V.3. p. 71-72.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e pós-barreiras na região bragantina, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 1(1): 25-47
- VIEIRA, L.S.; SANTOS, P.C.T.C. 1987. Amazônia: Seus Solos e Outros Recursos Naturais. Agronômica Séries. São Paulo. 147p.

DETERMINAÇÃO QUANTITATIVA POR DIFRAÇÃO DE RAIOS X DE CAULINITA E QUARTZO EM CAULINS DA AMAZÔNIA

Jürgen Göske⁽¹⁾, Walter Schuckmann⁽²⁾, Marcondes L. da Costa⁽²⁾,
Herbert Pöllmann⁽¹⁾, Rômulo Simões Angélica⁽³⁾

⁽¹⁾ IGWuG, Universität Halle-Wittenberg
Domstr. 5, D-06108 Halle (Saale), Alemanha

⁽²⁾ Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará
Campus Universitário do Guamá.
Caixa Postal 1611 - 66075-900. Belém, PA.

⁽³⁾ CPRM - Serviço Geológico do Brasil
Av. Dr. Freitas, 3645 - 66095-110, Belém-PA

INTRODUÇÃO	398
METODOLOGIA	399
RESULTADOS	402
Pesquisas prévias	402
Estatística sobre as Preparações	404
<u>Os ajustes (<i>fits</i>) de alguns picos</u>	404
<u>O Intervalo 19° até 24° 2 θ</u>	408
<u>O Intervalo de 34° até 40° 2 θ</u>	410
<u>O Intervalo 34° até 40° 2 θ para o caulim de Fortaleza dos Nogueiras</u>	414
<u>Método de Adição</u>	416
CONCLUSÕES E DISCUSSÕES	421
Agradecimentos	422
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	422

INTRODUÇÃO

O caulim é até o presente a principal matéria prima para a indústria de cerâmica, farmacêutica e de papel. Caulim puro entretanto não se encontra em quantidade suficiente para atender a demanda industrial, e dessa forma é muito importante desenvolver métodos rápidos e precisos para quantificar os minerais acessórios — como quartzo, anatásio, hematita e goethita — que normalmente acompanham a maioria dos caulins disponíveis no mercado. Além dos métodos de análise química elementar, cresce o interesse pelo emprego de análise de fases através de difração de raios X (DRX), com o auxílio de métodos modernos digitais de processamento de dados. Esse método experimentou ainda um maior desenvolvimento com o emprego da difração de raios X pelo método do pó em análise de estrutura cristalina (Bish & Reynolds Jr., 1989).

Considerando que durante a realização de análises por difração de raios X, vários parâmetros **devem** ser levados em conta, tais como orientação dos cristais, superfície de preparação e o próprio preparador, os quais interferem na qualidade das análises, realizou-se estudos para avaliar a reprodutibilidade das análises pelo método do pó, levando em conta os diferentes métodos de preparação e de preparadores. Dessa forma, foi possível, aplicando cálculos estatísticos, obter um método de preparação com reprodutibilidade excelente e checar o desenvolvimento de um método muito bom para quantificar caulinita e quartzo em materiais multifase como o caulim.

Para o desenvolvimento deste método foram selecionados caulins de três estados do norte do Brasil, já que o país dispõe de uma das mais importantes reservas de caulim do mundo e é também grande produtor, a partir de principais minas encontradas na Amazônia. Os caulins utilizados para o presente estudo foram coletados nas jazidas do Rio Capim, no Estado do Pará, de Manaus-Itacoatiara, no Amazonas e na ocorrência de Fortaleza dos Nogueiras, no Maranhão.

METODOLOGIA

A quantificação de fases minerais em misturas naturais por difração de raios X (DRX) é feita normalmente por correlação entre a intensidade de um dado pico e a respectiva concentração. Nos estudos estatísticos aqui realizados, para os diferentes métodos de preparação, considerou-se como intensidade, o valor máximo (altura do pico), bem como a área integrada (área do pico). Para o método de adição (caulinita + quartzo), selecionou-se o campo com melhor reprodutibilidade. Partiu-se então para o desenvolvimento de uma curva padrão. Cada mistura utilizada para elaborar a curva padrão foi analisada por difração de raios X e testada com a linearidade e reprodutibilidade do teor de quartzo.

Para a pesquisa estatística foi utilizado o caulim natural proveniente do Rio Capim. Uma alíquota de 10 g foi homogeneizada e empregada para todas as análises subseqüentes. A mesma amostra foi manuseada e preparada por seis preparadores diferentes, sendo que cada um utilizou três métodos distintos de preparação, e com as mesmas condições físicas do difratômetro de raios X.

Os dados de difração foram obtidos no laboratório de raios X do Centro de Geociências da UFPA. O equipamento utilizado (todos da firma Philips) e as condições instrumentais foram os seguintes goniômetro PW 1050, sistema de controle PW 3710; tubo com anodo de Cu (45 kV, 40 mA), fenda de divergência de 1° , fenda de recepção de 0,2 mm, monocromador de grafita. Varredura contínua de $0,05^{\circ} 2\theta/\text{seg}$, intervalo de integração de $0,02^{\circ} 2\theta$.

O registro digital dos difratogramas e o processamento de dados foram realizados através do programa PC-APD (*Automated Powder Diffraction*), também da Philips. Os cálculos envolveram principalmente o módulo *Profile Fit*, onde o espectro de difração é aproximado por uma curva calculada com base na superposição de vários picos (Figura 1). Esses cálculos envolveram as intensidades máximas, integração das áreas de cada pico, as razões entre picos, em diferentes campos com até 8 picos dos diagramas de raios X. Os dados obtidos nos cálculos estatísticos serviram de base para as investigações posteriores.

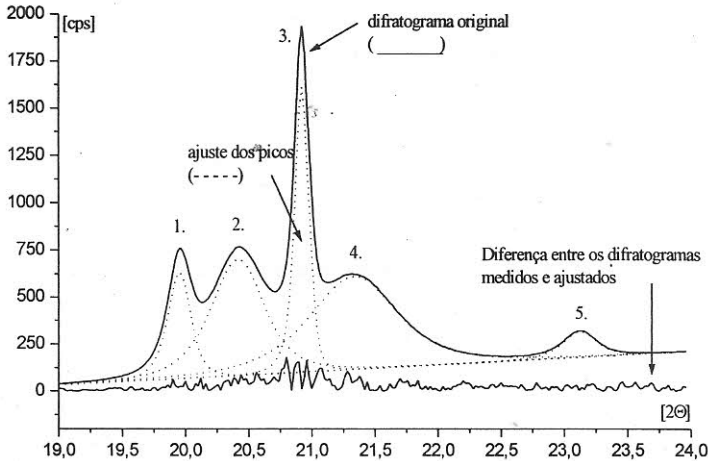
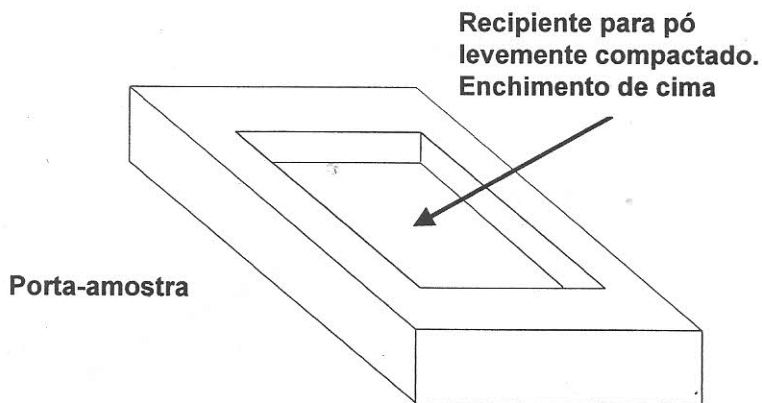


Figura 1 - Procedimento de um ajuste pelo APD

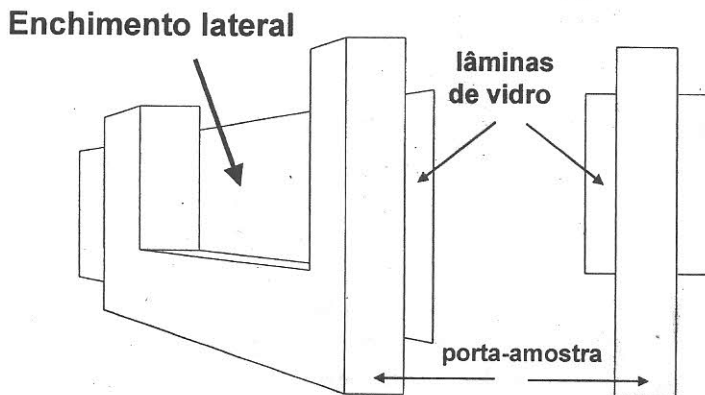
Para o emprego do método de adição caulinita + quartzo foi utilizado o campo do difratograma de raios X com a melhor reprodutibilidade. Em uma amostra típica de caulim do rio Capim foram adicionados separadamente 10, 20, ..., 90 % de quartzo, preparado naturalmente, e submetidas à difração de raios X e em seguida tratados matematicamente. O método foi testado com diferentes caulins em diferentes misturas de quartzo + caulinita.

Os métodos de preparação foram os seguintes:

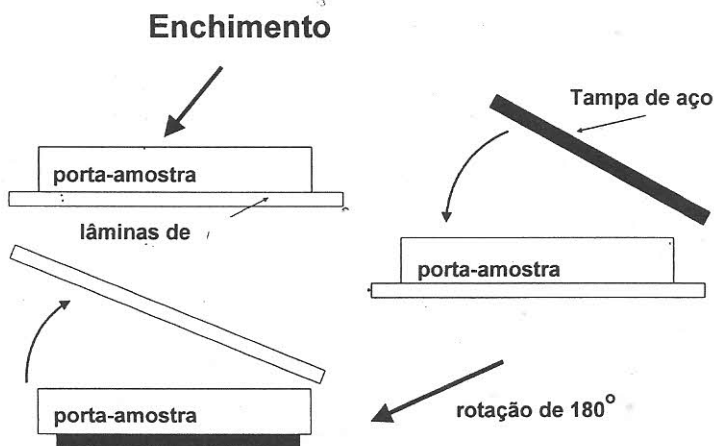
1.) Preparação normal: a amostra é pressionada com uma placa de vidro no porta-amostra.



2.) Preparação normal via moldura de socar: a amostra é introduzida no recipiente, em posição lateral, e por meio de socagem distribuído no porta-amostra, que ao mesmo tempo compacta a amostra.



3.) Método do encosto: a amostra é introduzida por cima e espalhada. Em seguida é coberta com uma tampa de aço, o porta-amostra então é virado, a lâmina de cobertura em vidro é retirada e esse lado do porta-amostra é submetido a difração de raios X.



RESULTADOS

Pesquisas prévias

O caulim do rio Capim foi submetido inicialmente a difração de raios X, o qual apresentou diferentes espectros apresentados nas Figuras 2, 3 e 4, com indicação dos picos dos respectivos minerais presentes.

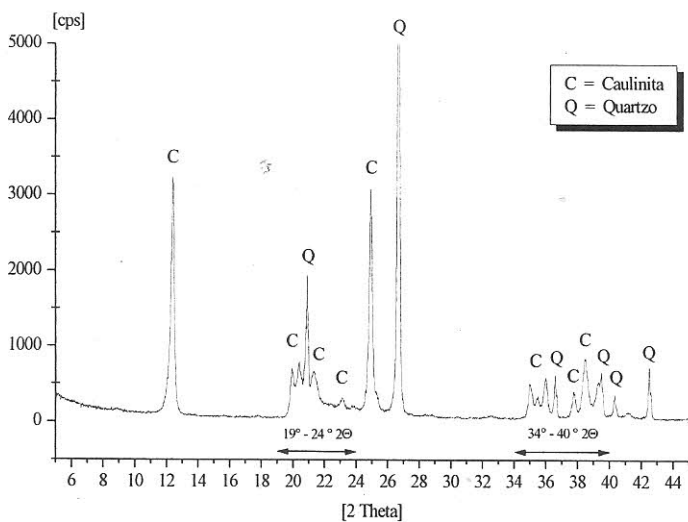


Figura 2 - Difratograma de raios X do caulim do Rio Capim

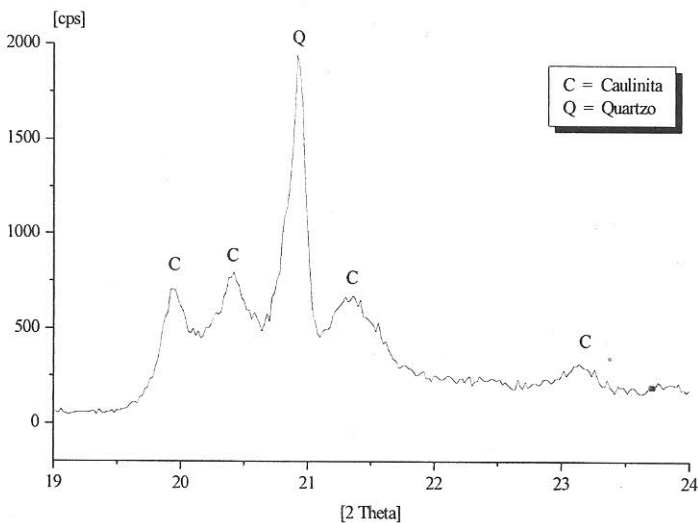


Figura 3 - Difratograma de raios X do caulim do Rio Capim, no intervalo de 19° até 24° 2 θ.

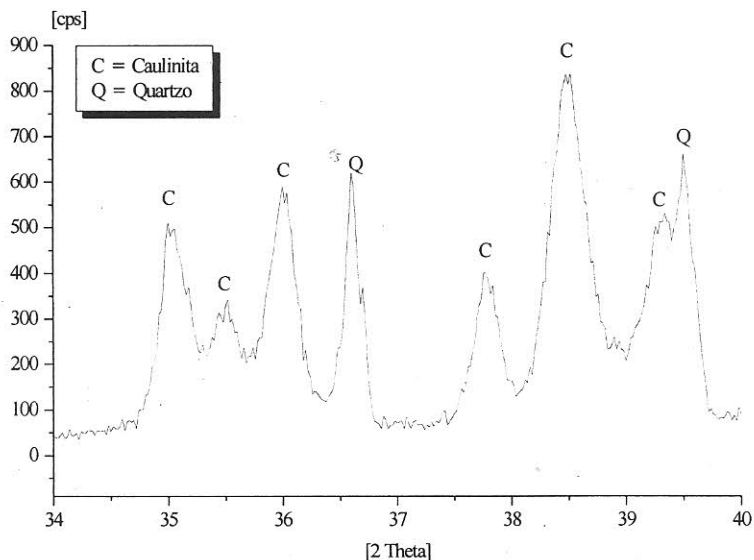


Figura 4 - Difratograma de raios X do caulim do Rio Capim, no intervalo de 34° até 40° 2θ.

Estatística sobre as Preparações

Os ajustes (*fits*) de alguns picos

A Tabela 1 mostra que os valores médios das intensidades máximas médias de todos os picos de quartzo apresentam grandes erros, se comparados com os picos da caulinita. Os valores médios da integração da área total indicam também os mesmos resultados. Comparando os três métodos de preparação em termos de percentuais de erro, o método 3 se apresenta com o melhor intervalo. Donde se conclui que os métodos 1 e 2 estão afetados com muitos fatores de perturbação, como: pressão de preparação sobre a mostra, superfície da amostra não homogênea e efeitos de textura. Isso é evidente principalmente na intensidade do pico do quartzo (Figura 5).

Tabela 1 - Estatística sobre os métodos de preparação dos ajustes de alguns picos.

Método	Pico (h k l)	caulinita (0 0 1)	caulinita ($\bar{1}$ 1 0)	caulinita (0 0 2)	quartzo (1 0 0)	quartzo (1 0 1)	quartzo (1 1 0)
	I. [%]	100	60	80	22	100	8
1	Ø I.	2256 ± 741	236 ± 35	2060 ± 298	1143 ± 972	6379 ± 2223	459 ± 270
	E [%]	± 33	± 14	± 14	± 85	± 35	± 58
	Ø T.A.	581 ± 184	35 ± 9	456 ± 117	112 ± 97	581 ± 184	49 ± 23
	E [%]	± 32	± 24	± 26	± 86	± 32	± 47
2	Ø I.	1691 ± 140	260 ± 18	1441 ± 105	1141 ± 463	7108 ± 2267	633 ± 378
	E [%]	± 8	± 7	± 7	± 41	± 32	± 59
	Ø T.A.	788 ± 51	65 ± 5	579 ± 26	183 ± 48	1536 ± 403	106 ± 60
	E [%]	± 6	± 7	± 4	± 26	± 26	± 57
3	Ø I.	1449 ± 76	253 ± 7	1448 ± 102	1049 ± 188	5869 ± 833	494 ± 122
	E [%]	± 5	± 3	± 7	± 18	± 14	± 25
	Ø T.A.	658 ± 32	64 ± 4	576 ± 25	167 ± 14	1315 ± 210	85 ± 10
	E [%]	± 5	± 6	± 4	± 8	± 16	± 12
		Σ T.A. cau (1)	Σ T.A. qtz (2)	Σ (1) / Σ (2)	cau (001) / cau (002)	qtz (100) / qtz (110)	qtz (101) / cau (001)
1	Ø	1071 ± 206	970 ± 195	1,16 ± 0,3	1,26 ± 0,2	2,40 ± 1,1	2,96 ± 1,3
	E [%]	± 19	± 20	± 25	± 11	± 47	± 44
2	Ø	1433 ± 73	1867 ± 441	0,78 ± 0,2	1,36 ± 0,1	1,98 ± 0,9	1,95 ± 0,6
	E [%]	± 5	± 24	± 25	± 0,1	± 47	± 31
3	Ø	1299 ± 58	1551 ± 102	0,84 ± 0,06	1,14 ± 0,02	1,99 ± 0,2	1,99 ± 0,3
	E [%]	± 4	± 7	± 7	± 2	± 10	± 16

I = Intensidade máxima (altura do pico)

T.A. = Intensidade integrada (área do pico)

cau = caulinita

qtz = quartzo

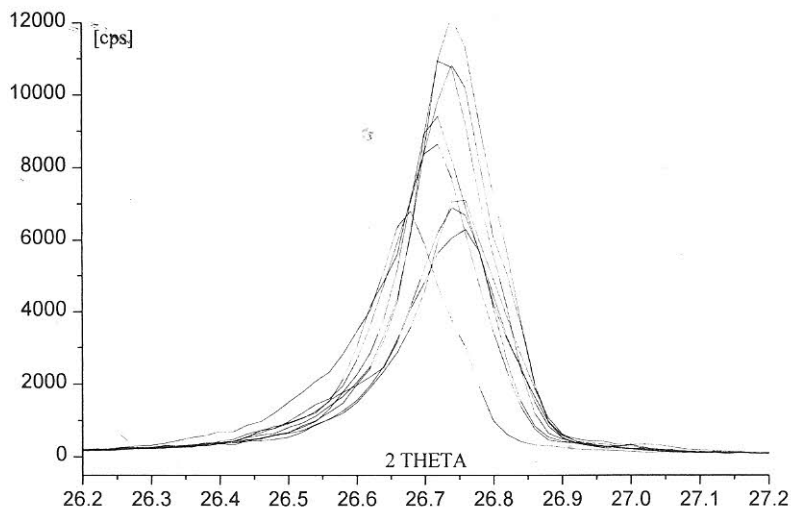


Figura 5 - Comparação entre 10 diagramas de difração de raios X do pico 100 % (101) do quartzo.

No método de preparação 3, estes fatores de perturbação, não totalmente eliminados, mostrando os melhores resultados, quando relacionados com a reprodutibilidade da intensidade do pico do quartzo. Como é possível ser observado na Tabela 1, método 3 apresenta a melhor reprodutibilidade da intensidade dos picos, bem como da área dos picos de quartzo. Tanto as intensidades médias quanto as áreas integradas dos picos de caulinita indicam erro relativo grande apenas para o primeiro método de preparação. Os métodos 2 e 3 (o método 2 é típico para preparação de argilominerais) praticamente não se distinguem entre si em relação a percentagem de erros. No último método, o surgimento do efeito de textura da fase caulinita causado pelo preparador, se for minimizado, promoverá uma maior segurança da reprodutibilidade do diagrama de raios X. Os diagramas das Figuras 5 e 6 comparam os picos de 100 % das duas fases minerais, quartzo e caulinita entre si.

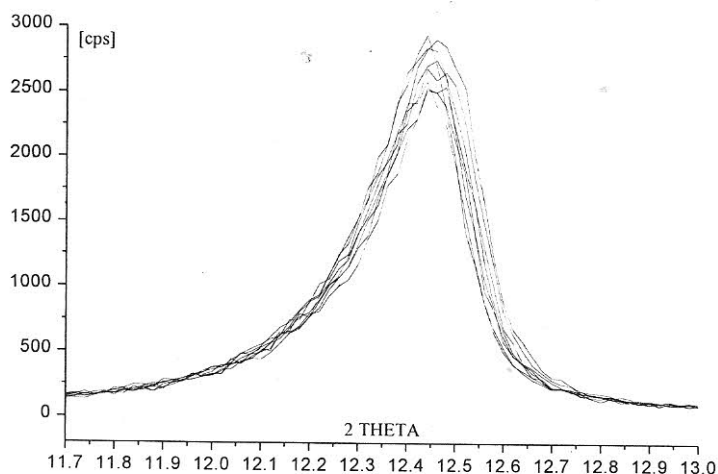


Figura 6 - Comparação entre 10 diagramas de difração de raios X do pico 100 % (001) da caulinita.

O diagrama da Figura 5 mostra 10 difratogramas de raios X com o pico 100% (001) do quartzo, preparado segundo o método 3. Cada diagrama foi obtido sob as mesmas condições de aferição e com a mesma substância. Cada pico de quartzo oscila bastante, o que obviamente atinge a altura dos picos, o valor metade da largura e a área do pico. O diagrama da Figura 5 mostra claramente que não há uma reprodutibilidade das intensidades e das áreas integradas dos picos 100% do quartzo.

Na Figura 6. são apresentados 10 diagramas de difração de raios X do pico 100 % (001) da caulinita, preparados também segundo o método 3. Os diagramas do mineral foram obtidos também sob as mesmas condições precisas. O pico 100% da caulinita apresenta em todos os diagramas uma reprodutibilidade muito boa. Isso pode ser observado em cada gráfico, onde o pico apresenta uma variação muito pequena em relação a altura, largura, assimetria e área. O diagrama da Figura 6 mostra, sem dúvida, uma reprodutibilidade e continuidade da tomada do diagrama de radiação X pelo método de preparação 3.

Os diagramas das Figuras 5 e 6 mostram que, sob a mesmas condições de medidas, apenas o preparador (também pode ser influenciado, entre outras, por um efeito de textura de uma fase mineral) assume um papel muito importante. Isso é notável com a fase quartzo.

O Intervalo 19° até 24° 2 θ

Em comparação com o ajuste de cada pico, o diagrama do intervalo 19° até 24° 2 θ é o que apresenta os melhores resultados. Nesta faixa se pode utilizar mais e melhores informações sobre as intensidades e as áreas integradas dos picos, cuja estatística sobre os métodos de preparação, nesse intervalo, está apresentada nas Tabelas 2 e 3.

Tabela 2 - Estatística sobre os métodos de preparação - intervalo 19° até 24° 2 θ.

Método	Pico (h k l)	caulinita (0 2 0)	caulinita ($\bar{1}$ 1 0)	caulinita ($\bar{1}$ $\bar{1}$ 0)	caulinita (0 $\bar{2}$ 1)	quartzo (1 0 0)
	I. [%]	35	60	45	40	22
1	Ø I.	414 ± 45	431 ± 32	331 ± 21	91 ± 13	1154 ± 399
	E [%]	± 11	± 8	± 6	± 15	± 35
	Ø T.A.	136 ± 13	359 ± 60	438 ± 39	48 ± 9	239 ± 44
	E [%]	± 10	± 16	± 9	± 18	± 18
2	Ø I.	439 ± 39	467 ± 15	357 ± 12	95 ± 6	1172 ± 284
	E [%]	± 4	± 4	± 4	± 7	± 18
	Ø T.A.	154 ± 7	381 ± 16	467 ± 19	53 ± 4	263 ± 48
	E [%]	± 4	± 4	± 4	± 7	± 18
3	Ø I.	426 ± 19	450 ± 14	352 ± 9	101 ± 6	1085 ± 320
	E [%]	± 4	± 3	± 3	± 6	± 29
	Ø T.A.	146 ± 3	370 ± 14	469 ± 11	49 ± 2	240 ± 16
	E [%]	± 2	± 4	± 2	± 4	± 7
		Σ T.A. caulinita (1)	Σ T.A. quartzo (2)	Σ (1) / Σ (2)	cau (110) / cau (021)	cau (110) / cau (021)
1	Ø	987 ± 102	239 ± 51	4,27 ± 1,9	0,83 ± 0,2	7,27 ± 1,6
	E [%]	± 10	± 22	± 44	± 18	± 22
2	Ø	1054 ± 28	267 ± 65	4,11 ± 0,5	0,82 ± 0,05	7,27 ± 0,5
	E [%]	± 3	± 23	± 18	± 6	± 7
3	Ø	1043 ± 71	240 ± 15	4,35 ± 0,3	0,79 ± 0,04	7,51 ± 0,3
	E [%]	± 7	± 6	± 6	± 5	± 4

Tabela 3 - Resultado do tratamento de um diagrama - intervalo de 19° até 24° 2 θ.

Nº do pico	Posição [2 θ]	Largura [2 θ]	Altura [cps]	Área Total [cps * 2 θ]
1	19,94	0,20	418,95	144,36
2	20,40	0,49	439,26	363,67
3	20,91	0,11	1213,99	237,38
4	21,32	0,81	346,78	475,32
5	23,11	0,29	97,07	48,19

Como se pode observar na Tabela 2, os valores médios de intensidade são melhores se comparados com os ajustes individuais. Mas os resultados para os picos de quartzo, da mesma forma que anteriormente, mostram um alto percentual de distanciamento. A reprodutibilidade das intensidades dos picos de caulinita é muito boa até mesmo para o método 1. Os valores médio da Área Total mostram resultados praticamente iguais. Considerando a percentagem de erro para os três métodos de preparação, constata-se que o método 1 não é aconselhável, pois não há reprodutibilidade dos resultados. A origem disso já foi discutida no item "Os ajustes (*fits*) de alguns picos". O erro em percentagem da Área Total para o método de preparação 3 é de $\pm 7\%$, ou seja, os ajustes do pico do quartzo mostram também linearidade e reprodutibilidade.

Os valores da Tabela 2 mostram que o método 3 deve ser utilizado preferencialmente quando se deseja resultados reprodutíveis para a quantificação mineral, sendo que, até o fator de preparação será minimizado. A reprodutibilidade do pico da caulinita será até mesmo um pouco pior do que no método 3, mas a reprodutibilidade da soma dos picos da caulinita e do quartzo, ao contrário, será melhor. Por outro lado, considerando-se o método 3 para o cálculo da Área Total, o distanciamento em percentual para a soma dos picos individuais corresponde apenas a 6%, o que quase exclui a dependência do parâmetro de perturbação. Na Tabela 2, também pode-se notar que um ajuste de uma área integrada de um pico apresenta melhor reprodutibilidade do que os resultados do cálculo da intensidade do pico individual (exemplo: 22% de quartzo, reflexão (100), método 3: erro $\pm 29\%$ (intensidade do pico) contra $\pm 7\%$ (área integrada do pico)).

O Intervalo de 34° até $40^\circ 2^\circ \theta$.

O intervalo 34° até $40^\circ 2^\circ \theta$ nos diagramas de raios X apresenta resultados melhores do que os do intervalo de 19° até $24^\circ 2^\circ \theta$, se comparado com os ajustes dos picos individuais ou do conjunto do intervalo, o que pode ser observado nas Tabelas 4a, 4b e 5.

Tabela 4a - Estatística sobre os métodos de preparação - intervalo 34° até 40° 2 θ.

Método	Pico (h k l) I. [%]	caulinita (2 0 1) 35	caulinita (1 3 1) 35	caulinita (2 0 0) 45	quartzo (1 1 0) 8	caulinita (0 0 3) 25	caulinita (1 3 1) 40	
1	Ø I.	348 ± 20	179 ± 16	394 ± 13	453 ± 220	262 ± 61	569 ± 40	
	E [%]	± 6	± 8	± 3	± 49	± 23	± 7	
	Ø T.A.	142 ± 10	104 ± 10	177 ± 10	93 ± 28	89 ± 14	340 ± 10	
	E [%]	± 7	± 10	± 6	± 30	± 16	± 3	
	2	Ø I.	372 ± 10	193 ± 20	411 ± 14	557 ± 334	192 ± 21	594 ± 20
	E [%]	± 3	± 10	± 3	± 60	± 11	± 3	
3	Ø T.A.	152 ± 3	111 ± 3	188 ± 4	120 ± 47	66 ± 2	370 ± 4	
	E [%]	± 2	± 3	± 2	± 40	± 3	± 1	
	Ø I.	357 ± 6	190 ± 7	402 ± 15	488 ± 145	205 ± 9	612 ± 12	
	E [%]	± 2	± 4	± 4	± 30	± 4	± 2	
	Ø T.A.	149 ± 4	106 ± 3	182 ± 7	103 ± 16	68 ± 3	371 ± 6	
	E [%]	± 2	± 3	± 4	± 15	± 4	± 2	
	Pico (h k l) I. [%]	caulinita (1 3 1) 35	quartzo (1 0 2) 8					
1	Ø I.	312 ± 20	502 ± 131					
	E [%]	± 6	± 26					
	Ø T.A.	165 ± 10	80 ± 20					
	E [%]	± 6	± 25					
2	Ø I.	321 ± 18	532 ± 158					
	E [%]	± 6	± 29					
	Ø T.A.	172 ± 5	87 ± 22					
	E [%]	± 3	± 25					
3	Ø I.	327 ± 13	515 ± 85					
	E [%]	± 4	± 17					
	Ø T.A.	172 ± 4	81 ± 10					
	E [%]	± 2	± 12					

Tabela 4b - Estatística sobre os métodos de preparação - intervalo 34° até 40° 2 θ .

Método		Σ T.A. cau (1)	Σ T.A. quartzo (2)	Σ (1) / Σ (2)	cau (131) / cau (131)	cau (131) / cau (201)
1	\emptyset	1022 \pm 25	173 \pm 35	5,9 \pm 1,0	3,3 \pm 0,4	2,5 \pm 0,2
	E [%]	\pm 2	\pm 20	\pm 17	\pm 11	\pm 8
2	\emptyset	1057 \pm 10	204 \pm 91	5,4 \pm 2,7	3,3 \pm 0,1	2,4 \pm 0,1
	E [%]	\pm 1	\pm 45	\pm 50	\pm 3	\pm 3
3	\emptyset	1048 \pm 12	184 \pm 24	5,8 \pm 0,8	3,5 \pm 0,1	2,5 \pm 0,1
	E [%]	\pm 1	\pm 13	\pm 14	\pm 3	\pm 5

Tabela 5 - Resultados do cálculo no intervalo de 34° até 40° 2 θ .

Nº do Pico	Posição [2 θ]	Largura [2 θ]	Altura [cps]	Área Total [cps * 2 θ]
1	35.04	0.25	358.48	151.20
2	35.49	0.32	196.42	107.27
3	35.99	0.26	411.87	183.60
4	36.60	0.11	644.34	120.26
5	37.76	0.18	211.68	67.74
6	38.49	0.35	627.73	376.86
7	39.29	0.34	343.91	175.38
8	39.53	0.10	567.54	96.20

O diagrama do intervalo de 34° até 40° 2 θ (Figura 7) mostra 8 picos, sendo que seis pertencem a caulinita e dois ao quartzo. Já no diagrama da Figura 8, observa-se que no método 1 até os picos da caulinita (1, 2, 3, 5, 6 e 7) são reprodutíveis, mas os picos do quartzo, por outro lado, mostram diferenças claras nos três diagramas e não são reprodutíveis. O método 3 apresenta reprodutibilidade boa dos resultados para ambas fases minerais.

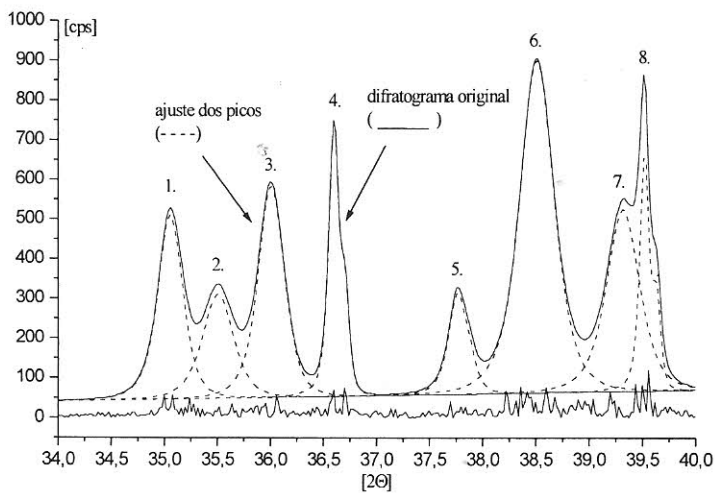


Figura 7 - Cálculo de ajuste através do programa APD.

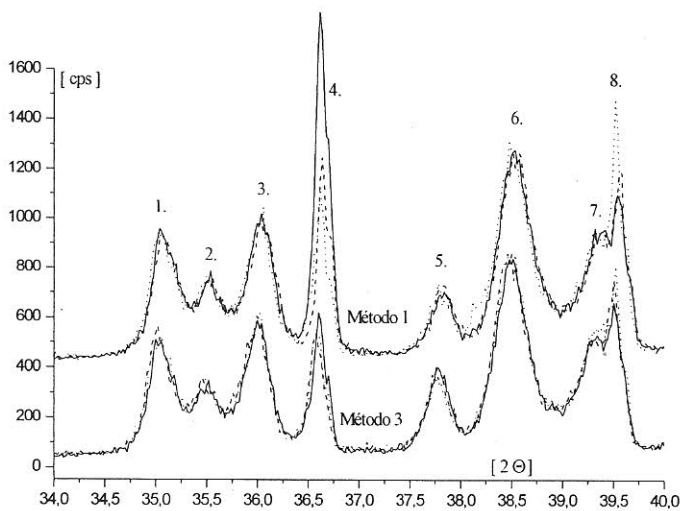


Figura 8 - Comparação entre os métodos 1 e 3.

O Intervalo 34° até 40° 2 θ para o caulim de Fortaleza dos Nogueiras.

O caulim natural de Fortaleza dos Nogueira contém $99,9 \pm 0,5$ % de caulinita e $1 \pm 0,5$ % de acessórios (gibbsita, anatósio e hematita). Os resultados obtidos, com os respectivos erros em percentuais, através de tratamento estatístico para os três métodos são apresentados nas Tabelas 6a e 6b. A comparação entre três diagramas de difração de raios X, preparados segundo o Método 3 está apresentado na Figura 9.

Tabela 6a - Tratamento estatístico para os três métodos de preparação no intervalo de 34° a 40° 2 θ no caulim de Fortaleza dos Nogueiras.

Método	Pico (h k l) I. [%]	caulinita (2 0 1) 35	caulinita (1 3 1) 35	caulinita (2 0 0) 45	caulinita (0 0 3) 25	caulinita (1 3 1) 40	caulinita (1 3 1) 35
1	Ø I.	529 ± 12	284 ± 2	593 ± 28	260 ± 4	903 ± 28	524 ± 10
	E [%]	± 2	± 1	± 5	± 2	± 3	± 2
	Ø T.A.	209 ± 3	172 ± 6	267 ± 6	78 ± 3	566 ± 12	258 ± 4
	E [%]	± 1	± 3	± 2	± 4	± 2	± 2
2	Ø I.	534 ± 12	293 ± 11	610 ± 1	235 ± 2	929 ± 16	519 ± 6
	E [%]	± 2	± 4	± 0,2	± 1	± 2	± 1
	Ø T.A.	222 ± 4	171 ± 4	282 ± 1	72 ± 1	576 ± 6	264 ± 1
	E [%]	± 2	± 2	± 0,4	± 1	± 1	± 0,4
3	Ø I.	529 ± 3	279 ± 4	578 ± 2	234 ± 7	901 ± 10	515 ± 3
	E [%]	± 1	± 2	± 0,4	± 3	± 1	± 1
	Ø T.A.	210 ± 1	161 ± 1	260 ± 1	66 ± 2	553 ± 2	257 ± 2
	E [%]	± 0,5	± 1	± 0,4	± 3	± 0,4	± 1

Tabela 6b - Tratamento estatístico para os três métodos de preparação no intervalo de 34° a 40° 2 θ no caulim de Fortaleza dos Nogueiras.

Método		Σ T.A. caulinita	cau (131) / cau (131)	cau (131) / cau (201)
1	Ø	1550 ± 32 ^s	3,3 ± 0,1	2,7 ± 0,02
	E [%]	± 2	± 3	± 1
2	Ø	1587 ± 17	3,4 ± 0,05	2,6 ± 0,03
	E [%]	± 1	± 1	± 1
3	Ø	1506 ± 6	3,4 ± 0,03	2,6 ± 0,01
	E [%]	± 0,5	± 1	± 0,5

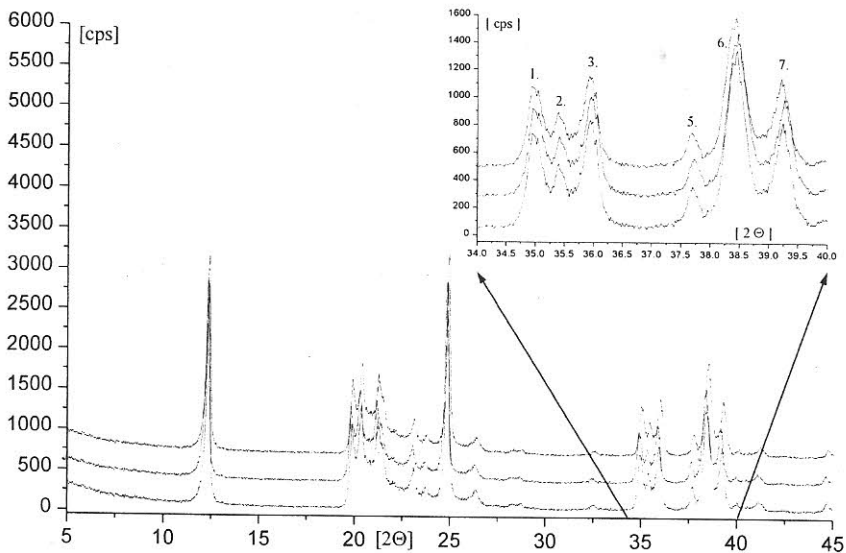


Figura 9 - Comparação entre três diagramas de difração de raios X, preparados segundo o Método 3.

As Tabelas 6a e 6b e a Figura 9 mostram que a caulinita natural de Fortaleza dos Nogueiras é pura, e nem mesmo quartzo foi detectado, quer seja por análise química, quer por ATD/ATG, com valores percentuais muito baixos de desvio padrão, segundo o método de preparação 3. No diagrama da Figura 9, no intervalo de 34° a 40° 2θ observa-se a reprodutibilidade nos três diagramas. Aqui também o método 3 se sobrepõe aos métodos 1 e 2 para a caulinita pura, que apresentaram erros mínimos (exceção para o pico da caulinita (003) com intensidade relativa de 25%).

Método de Adição

Foram preparadas misturas padrões de caulim do Capim com quartzo para as razões 10, 20, 30, ..., 90 %. O caulim do Capim contém $88 \pm 0,5$ % de caulinita e $12 \pm 0,5$ % de quartzo (são acessórios anatásio e hematita, que estão com menos de 1 %). Os resultados obtidos para cada razão de mistura nos padrões estão indicados na Tabela 7, ressaltando os valores reais e os adicionados. Os resultados (valores médios com desvio padrão em %) podem ser observados nas Tabelas 8a e 8b.

Tabela 7 - Adição de quartzo e os resultados obtidos a partir destes, originando os valores reais de quartzo.

		Misturas de quartzo										
Caulim Capim		10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%	
Conteúdo real de quartzo (%)	12,0	20,8	29,6	38,4	47,2	56,0	64,8	73,6	82,4	91,2	100,0	

Tabela 8a - Estatística básica para as misturas do caulim do Capim com quartzo, no intervalo de 34° a 40° 2 θ .

Mistura de quartzo ↓	Pico (h k l) I. [%]	caulinita (2 0 1) 35	caulinita (1 3 1) 35	caulinita (2 0 0) 45	caulinita (0 0 3) 25	caulinita (1 3 1) 40	caulinita (1 3 1) 35
+ 10 %	Ø T.A. E [%]	131 ± 3 ± 2	94 ± 3 ± 3	164 ± 3 ± 2	70 ± 1 ± 1	332 ± 1 ± 0,3	149 ± 2 ± 1
+ 20 %	Ø T.A. E [%]	117 ± 1 ± 1	83 ± 3 ± 4	151 ± 2 ± 1	59 ± 1 ± 2	297 ± 1 ± 0,3	139 ± 1 ± 1
+ 30 %	Ø T.A. E [%]	100 ± 1 ± 1	92 ± 1 ± 1	126 ± 0 ± 0	49 ± 2 ± 4	270 ± 2 ± 1	123 ± 2 ± 2
+ 40 %	Ø T.A. E [%]	87 ± 1 ± 1	68 ± 2 ± 3	108 ± 2 ± 2	42 ± 2 ± 4	229 ± 1 ± 0,4	111 ± 1 ± 1
+ 50 %	Ø T.A. E [%]	81 ± 1 ± 1	55 ± 2 ± 4	102 ± 14 ± 1	35 ± 1 ± 3	201 ± 1 ± 0,5	99 ± 1 ± 1
+ 60 %	Ø T.A. E [%]	65 ± 2 ± 3	40 ± 1 ± 2	80 ± 1 ± 1	31 ± 1 ± 3	158 ± 1 ± 1	71 ± 2 ± 2
+ 70 %	Ø T.A. E [%]	46 ± 4 ± 8	36 ± 4 ± 11	57 ± 2 ± 3	20 ± 0 ± 0	118 ± 2 ± 2	67 ± 2 ± 2
+ 80 %	Ø T.A. E [%]	30 ± 1 ± 3	25 ± 1 ± 4	38 ± 1 ± 3	13 ± 1 ± 3	81 ± 2 ± 2	40 ± 2 ± 2
+ 90 %	Ø T.A. E [%]	19 ± 3 ± 15	11 ± 1 ± 9	18 ± 2 ± 11	5 ± 0 ± 0	41 ± 1 ± 2	19 ± 2 ± 1

Tabela 8b - Estatística básica para as misturas de caulim do Capim com quartzo, no intervalo de 34° a 40° 2 θ.

Misturas de caulim do Capim com quartzo										
	Caulim									
	Capim	+ 10	+ 20	+ 30	+ 40	+ 50	+ 60	+ 70	+ 80	+ 90
		%	%	% ³	%	%	%	%	%	%
Ø Σ T.A.	1048 ± 8	940 ± 10	846 ± 2	761 ± 2	645 ± 3	572 ± 3	446 ± 6	343 ± 7	225 ± 2	114 ± 3
E [%]	± 0,8	± 1	± 0,2	± 0,3	± 0,5	± 0,5	± 1	± 2	± 1	± 3

A representação gráfica dos dados da Tabela 8b (Figura 10) indica comportamento linear muito bom entre os conteúdos de quartzo e caulinita natural nas misturas padrões do caulim do Capim.

Os desvios em percentuais para cada valor medido, indicados com uma cruz, encontram-se ao redor de $\pm 1\%$.

Neste trabalho também foram conduzidos dois outros métodos de adição no caulim, apresentados na Figura 11. As misturas padrões foram preparadas de igual forma, também sendo submetidas a difração de raios X e em seguida calculadas. São elas:

- Caulim de Itacoatiara, próximo a Manaus, no Amazonas. Conteúdo de caulinita: $81 \pm 0,5\%$; de quartzo: $16,4 \pm 0,5\%$; acessórios: ca. $1,3\%$.

- Caulim de Fortaleza dos Nogueiras, no Maranhão. Conteúdo de caulinita: $99,5 \pm 0,5\%$; acessórios: $< 0,5\%$.

A Figura 11 deixa bem claro que esses dois últimos caulins se comportam similarmente ao caulim do Capim. Entretanto, os três caulins apresentam três retas de regressão com diferentes inclinações. Se for feita uma extrapolação até 100 %, de quartzo pode-se alcançar os diferentes valores de soma usando o T.A. dos picos da caulinita no intervalo de 34° a 40° 2θ (caulim do Capim: 1200; caulim de Itacoatiara: 1260; caulim de Fortaleza dos Nogueiras: 1360). Isso poderia ser creditado a natureza diferente de cada caulim (caulinita monoclinica ou triclinica, conteúdo de água diferente, origem sedimentar ou intempérica).

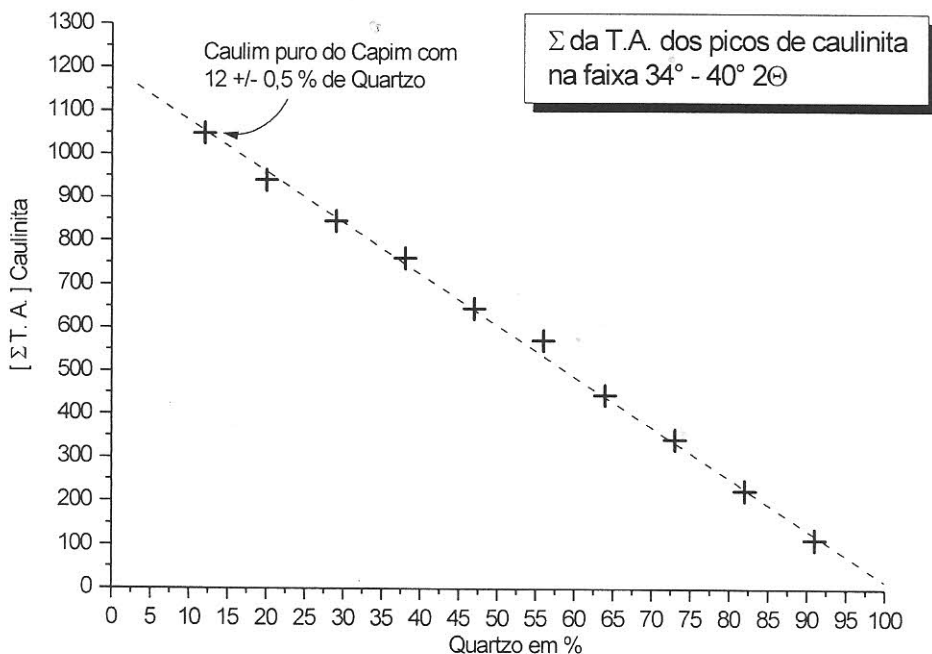


Figura 10 - Representação gráfica dos resultados da Tabela 8b. Os valores medidos estão indicados com desvio em percentual (barras de erros).

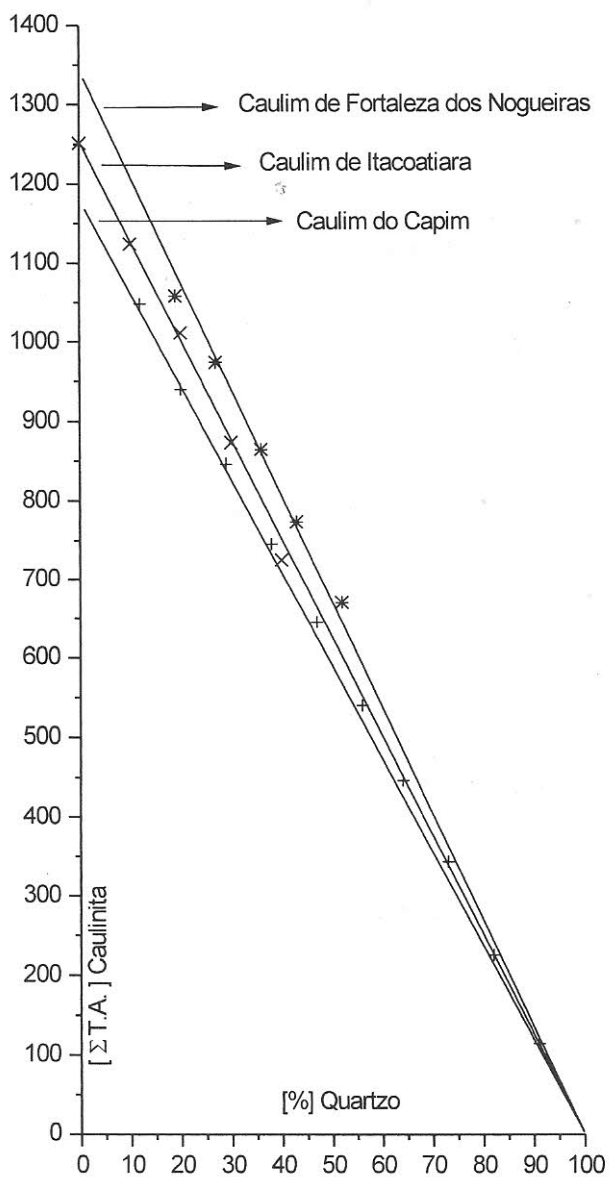
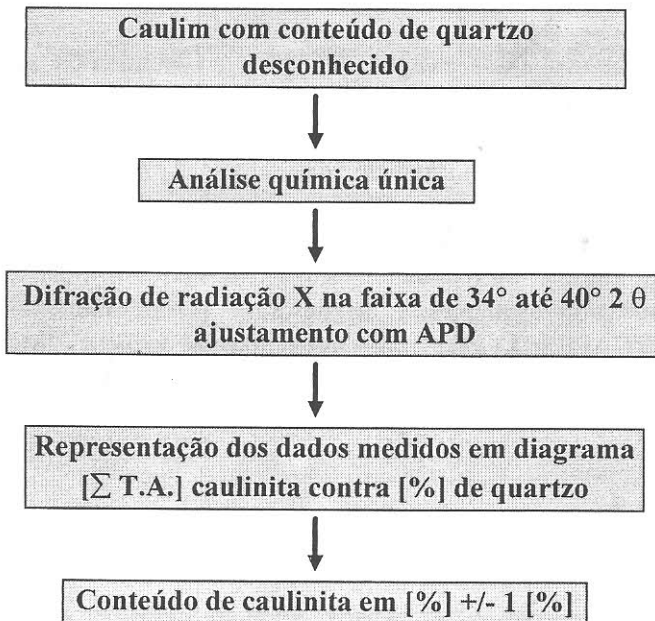


Figura 11 - Representação dos dados obtidos para os três diferentes caulims.

CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

O tratamento estatístico realizado mostrou que o método 3 (método do encosto) foi o melhor método de preparação para o presente experimento, que consistiu na quantificação de caulinita e quartzo em caulins naturais.

Este método está sumarizado no esquema abaixo:



Diferentes misturas de caulim desconhecido, com conteúdo de quartzo não conhecido foram avaliadas com esse método. O conteúdo de quartzo em % foi determinado com um erro de aproximadamente 1 %.

O método aqui desenvolvido pode ser aplicado de forma excelente na determinação de caulinita e quartzo em caulins. Como os coeficientes de absorção de massa das duas fases são quase iguais, é possível se considerar que a matriz da amostra pulverizada seja idêntica a de uma mistura com até 90 % de quartzo. Entretanto, se aumentar a quantidade de outras fases acessórias, como hematita e goethita, ao nível de mais de 5 %, o método não é mais aplicável, a exemplo do que mostra o diagrama da Figura 13, cuja amostra contém 40 % de goethita.

Agradecimentos

O primeiro autor externa os seus agradecimentos ao Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico - DAAD, pelo apoio financeiro durante a sua estadia de 3 meses na Universidade Federal do Pará, em Belém, quando trabalhou junto ao Grupo de Mineralogia Aplicada da UFPA. Os agradecimentos se estendem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, que concedeu bolsa de produtividade em pesquisa aos autores Marcondes Costa e Rômulo Angélica e suporte financeiro ao projeto integrado de pesquisa (Proc. 520041/95) e ao PROBRAL (CAPES/DAAD), que financiou o projeto "Mineralogia aplicada a impactos ambientais e rejeitos minerais na Amazônia" (Proc. 011/94).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BISH, D.L. & REYNOLDS Jr., R.C. 1989. Sample preparation for X-ray diffraction. In: *Modern Powder Diffraction*, D.L. Bish and J.E. Post, eds., Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 73-99.
- JASMUND, K. & LAGALY, G. 1993. *Tonminerale und Tone*, Steinkopff Verlag, Darmstadt.

CARTA METALOGENÉTICA DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Maria Telma Lins Faraco

José Maria de Azevedo Carvalho

Evandro Luiz Klein

CPRM - *Serviço Geológico do Brasil*
Superintendência Regional de Belém
Av. Dr. Freitas, 3645, 66095-110, Belém-PA

ABSTRACT	424
RESUMO	424
INTRODUÇÃO	424
GEOLOGIA REGIONAL	426
METALOGENIA AURÍFERA	427
Mineralizações relacionadas às rochas de médio grau metamórfico ..	428
Mineralizações relacionadas às seqüências metavulcano-sedimentares	428
Mineralizações relacionadas às suítes básicas proterozóicas	429
Mineralizações relacionadas às suítes vulcânicas proterozóicas	429
Mineralizações relacionadas às suítes intrusivas ácidas proterozóicas ..	429
Mineralizações aluvionares	430
OUTRAS MINERALIZAÇÕES	430
DADOS ECONÔMICOS	431
DISCUSSÃO	433
Agradecimentos	435
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	435
ANEXOS	437

ABSTRACT

The Metallogenetic chart of the Tapajós Auriferous Province reunites the available geological, geophysical and metallogenetic informations of the Tapajós region, that is located in the central portion of the Amazonian Craton. Two geotectonic units are recognized: Ancient Crust (reworked or not), composed by medium grade metamorphic complexés, and by greenstone belts; Platform Covers of sedimentary and volcanic origin, besides Plutonic Suites from diferent ages and origin. The mineralizations are characterized according to their genetic type, morphology, status, size and are discussed in terms of their relationship to six main lithological types: medium grade metamorphic rocks, metavolcano-sedimentary sequences, felsic and mafic plutonic suites, volcanic suites and alluvial cover.

RESUMO

A Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós reúne as informações geológicas e metalogenéticas disponíveis para esta região situada na porção central do Cráton Amazônico. São reconhecidas duas unidades geotectônicas: Crosta Antiga (remobilizada ou não), composta por complexos gnáissico-migmatítico-graníticos de médio grau e seqüências metavulcano-sedimentares tipo *greenstone belts*; e Coberturas de Plataforma, de origem sedimentar e vulcânica, além de Suítes Plutônicas de idades e naturezas diversas. As mineralizações estão caracterizadas segundo seu tipo genético, morfologia, *status* e tamanho, e são discutidas, em termos de suas associações, a seis principais grandes tipos litológicos: rochas de médio grau metamórfico, seqüências metavulcano-sedimentares, suítes ácidas e básicas, suítes vulcânicas e coberturas aluvionares.

INTRODUÇÃO

A área relativa à carta metalogenética anexa a este trabalho, corresponde a porção SW do Pará e a uma parcela da porção SE do Amazonas, limitada pelos meridianos $54^{\circ} 00' W$ e $58^{\circ} 30' W$ e pelos

paralelos $5^{\circ} 00' S$ e $9^{\circ} 00' S$, perfazendo aproximadamente 168.000 km^2 (Figura 1). A carta é resultante da integração e interpretação de dados geológicos, geofísicos e metalogenéticos disponíveis relacionados à referência bibliográfica deste trabalho, de tal modo a representar o estado atual do conhecimento geológico-metalogenético dessa região. Foi elaborada sobre uma base tectono-estratigráfica, na escala 1:500.000, e apresentada neste trabalho em escala 1:1.000.000 (*vide* Carta Metalogenética em anexo), onde estão cartografadas as informações conhecidas. As anomalias radiométricas e magnéticas, obtidas a partir de levantamentos aerogeofísicos, que cobrem parcialmente a área, estão igualmente assinaladas. As mineralizações estão caracterizadas segundo o seu tipo genético, morfologia, *status* e tamanho. Além disso, estão relacionadas no Anexo I as principais feições das mineralizações auríferas primárias, tais como: rocha encaixante/hospedeira, atitude, arranjo, número e espessura dos veios, associação mineralógica, alterações hidrotermais, controle estrutural e toponímia.

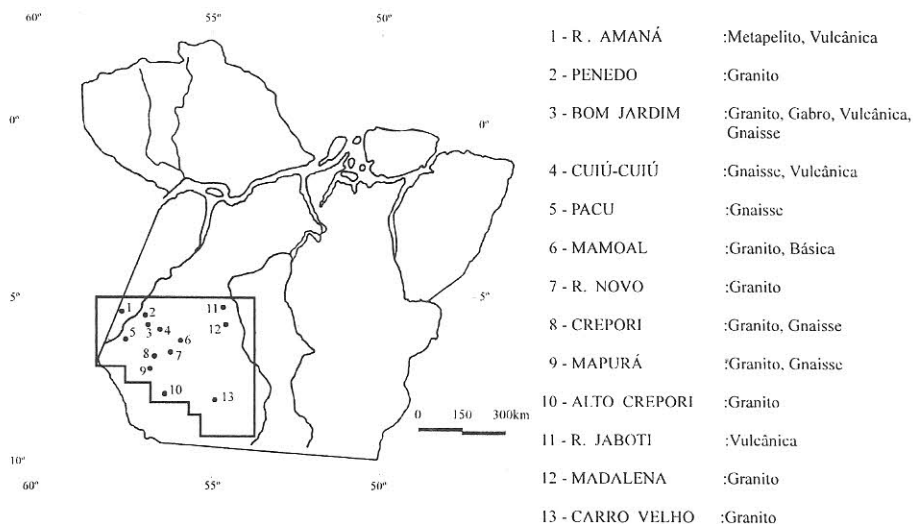


Figura 1 - Mapa de localização da Província Aurífera do Tapajós e áreas mineralizadas

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) está inserida na porção central brasileira do Cráton Amazônico. Duas unidades geotectônicas foram individualizadas: Crosta Antiga, (remobilizada ou não) e Cobertura de Plataforma, além de Suítes Plutônicas de natureza e idades diversas (vide Tabelas do Anexo I e Carta Metalogenética em anexo). A Crosta Antiga, de idade arqueana a paleoproterozóica (1,9 a 3,1 G.a.), representa complexos de médio a alto grau, constituídos por gnaisses, migmatitos, granitóides e anfibolitos (Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú e Complexo Xingu) e seqüências metavulcano-sedimentares tipo *greenstone belt*, formadas essencialmente por xistos diversos (aluminosos e magnesianos) e quartzitos com atitude geral N15°W/40°-70°NE (Suíte Metamórfica Jacareacanga). Na região do Castelo dos Sonhos (SE da área) vários segmentos foram fotointerpretados como metassedimentitos e relacionados a essas seqüências metavulcano-sedimentares. Embora englobadas no Grupo Beneficiente, algumas porções da borda norte da Serra do Cachimbo (SW da área) estão sendo interpretadas, preliminarmente, como pertencentes à Suíte Jacareacanga (PROMIN/Tapajós, informação verbal da equipe executora). As Coberturas de Plataforma mais antigas são seqüências sedimentares dobradas árqueo-proterozóicas (?), constituídas por arenitos e conglomerados com seixos de quartzo e formação ferrífera, possivelmente representando sedimentação de cobertura dos *greenstones* (Castelo dos Sonhos). Uma grande extensão espacial é recoberta pelas seqüências vulcânicas do Grupo Iriri, fase extrusiva do grande evento plutono-vulcânico Uatumã, representada por riolitos, riodacitos e piroclásticas subhorizontais a dobradas, com idades radiométricas em torno de 1800 Ma. No Proterozóico Médio-Superior há seqüências marinho-fluviais (Grupos Beneficiente e Palmares) e continentais (Grupos Cubencranquém e Prosperança e Formação Prainha). O Paleozóico está representado pela Bacia do Alto Tapajós (Formações Jatuarana e Ipixuna), o Mesozóico pela Formação Alter do Chão, seqüência de topo da Bacia Amazônica, e o Cenozóico por coberturas lateríticas terciárias, sedimentares fluviais pleistocênicas e aluvionares holocênicas. As Suítes Plutônicas ácidas e básicas possuem grande distribuição geográfica na PAT, concentrando-se fundamentalmente no Proterozóico. O

Granodiorito Parauari ocorre sob a forma de grandes batólitos intrusivos nas unidades de Crosta Antiga, com idades em torno de 1900 a 2000 M.a. Predominam granodioritos e monzogranitos porfiróides, às vezes gnaissificados e migmatizados. O Gabro Ingarana (1800 M.a.) ocorre como *stock* intrusivo na Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú e no granodiorito Parauari, sendo cortado por diques de vulcânicas Iriri. A Suíte Intrusiva Maloquinha (1772 M.a.) engloba feldspato alcalino-granitos a monzogranitos sob a forma de *stocks* e secundariamente batólitos, intrusivos nos metamorfitos Cuiú-Cuiú, granodioritos Parauari e vulcânicas Iriri. Representa a fase plutônica do evento Uatumã. Magmatismo básico de 1611 M.a., ocorre intrusivo sob a forma de *sill* em rochas sedimentares da Formação Palmares na região da sinclinal do Crepori (*Sill* Crepori). O Granito Cumaru, rapakivítico, representa magmatismo ácido pós-Uatumã e encontra-se intrusivo nos granitos Parauari e Maloquinha. O Troctolito Cachoeira Seca, corresponde ao magmatismo básico alcalino, composto de diabásios e olivina-gabros datados em torno de 1000 M.a. Outras suítes básicas, consideradas indefinidas, que possuem composição e idades incertas, foram cartografadas com base em interpretação de sensores remotos (aerogeofísica e imagens de satélite e radar). Ao Mesozóico estão relacionados os diques de diabásio Periquito. A área possui estruturação segundo três direções principais NW-SE, NNE-SSW e E-W, sendo a primeira mais expressiva, provavelmente devido a influência do evento tectônico gerador das descontinuidades gravimétrica e magnética, que marcam a zona NW-SE de articulação aos blocos Juruena e Araguacema, definidos por Hasui *et al.*, localizada na porção meridional da província.

METALOGENIA AURÍFERA

O estágio atual de conhecimento geológico, não permite que se conceitue a região aurífera do Tapajós como uma Província Metalogenética, segundo a concepção de Petrascheck (1965), uma vez que não se pode associar as mineralizações conhecidas a uma única época tectono-metalogenética. Assim, neste trabalho, a denominação Província Aurífera está sendo utilizada de maneira informal. Entretanto, pôde-se caracterizar

várias Áreas Mineralizadas, de categoria não especificada, policíclicas ou não, relacionadas a diversos conjuntos litológicos (Figura 1, Anexo I e Carta Metalogenética em anexo). A individualização dessas áreas obedece a critérios geográficos (agrupamento de mineralizações e a disponibilidade de informações de campo acerca de depósitos primários). De acordo com essa metodologia, uma área mineralizada pode encerrar mineralizações associadas a um ou vários litotipos. Assim, foram caracterizadas mineralizações associadas a seis grandes tipos litológicos.

Mineralizações relacionadas às rochas de médio grau metamórfico

Ocorrem encaixadas em gnaisses da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. Tais mineralizações são encontradas nas áreas Bom Jardim (Garimpo do Federal), Cuiú-Cuiú (Garimpo do Jacaúna), Pacu (São José e São José II), Marupá (Nossa Senhora da Conceição e Comandante Machado) e Crepori (Zé Deca). Nas áreas Bom Jardim e Crepori os veios mineralizados apresentam direções NE-SW, enquanto que nas áreas Cuiú-Cuiú e Marupá são NW-SE, concordantes com a estruturação regional. Na área Pacu, concordam com a conspícua zona de cisalhamento N-S. A maioria dos veios possui arranjos anastomóticos (Federal e N. S. Conceição são tabulares) e espessuras centimétricas, à exceção do garimpo Jacaúna que atinge 2m.

Mineralizações relacionadas às seqüências metavulcano-sedimentares

Estão aqui caracterizadas, aquelas associadas à Suíte Metamórfica Jacareacanga, sendo conhecidos os depósitos do garimpo Seta de Ouro/Cutijuba, na área do rio Amaná; Espírito Santo, na região do alto rio Parauari e Chico Torres, na região de Jacareacanga. No primeiro, há veios de quartzo anastomóticos (2 a 3m de espessura), de direções NNW-SSE e NE-SW, no contexto de marcante zona de cisalhamento NW-SE, alojados em metargilitos ou filitos. No garimpo do Espírito Santo a mineralização está encaixada em xistos alterados de composição indefinida e em metagrauvas anquimetamórficas. No garimpo Chico Torres, os depósitos situam-se às proximidades do contato com o Granodiorito Parauari. Além

desses, citam-se mineralizações primárias desse tipo associadas a filitos, além do limite oeste da área cartografada, na região do rio Abacaxis.

Mineralizações relacionadas às suítes básicas proterozóicas

São conhecidos depósitos na área Bom Jardim (Davi e Joel) e no garimpo Jutaí, no limite setentrional da área, às proximidades da BR-230. Nos dois primeiros, o ouro ocorre em veios de quartzo de direção NE-SW, controlados por zona de cisalhamento NW-SE, no âmbito da Suíte Básica Ingarana, nas proximidades do contato com a Suíte Maloquinha. O garimpo Jutaí está associado a rochas básicas detectadas a partir de marcante anomalia magnética e confirmadas por furos de sondagem. Além desses, no garimpo Mamoa, a mineralização está hospedada em diques básicos subverticais que cortam a Suíte Maloquinha.

Mineralizações relacionadas às suítes vulcânicas proterozóicas

As áreas auríferas caracterizadas nos domínios das rochas vulcânicas do Grupo Iriri situam-se nas região dos rios Bom Jardim (garimpos Carivaldo e Eliana), Cuiú-Cuiú (Peba), Jaboti, Amaná (Mormaço) e Alto Crepori (Boa Vista, São José, Cristo Rei, Fé em Deus, Planalto e Babilônia). Os veios são centimétricos a decimétricos com direção NE-SW e forma tabular nas áreas Bom Jardim e Cuiú-Cuiú e NW-SE nas áreas Rio Jaboti e Alto Crepori, ocorrendo nesta última o arranjo *stockwork*. As mineralizações relacionam-se ao sistema cisalhante principal (NW-SE), aparentemente com exceção do garimpo Peba que está posicionado em zona de cisalhamento NE-SW. Na Fazenda Pison existe um sistema de *stockworks* encaixados em granófiros.

Mineralizações relacionadas às suítes intrusivas ácidas proterozóicas

Constituem as mineralizações mais frequentes na província, tendo sido reconhecidas nove áreas mineralizadas: Penedo, Bom Jardim, Mamoa,

Crepori, Marupá, Rio Novo, Alto Crepori, Madalena e Carro Velho. Nas cinco primeiras áreas é marcante a direção NE-SW e a forma tabular dos veios mineralizados, discordantes da estruturação regional principal, havendo veios amendoados nas áreas Crepori e Marupá. Nas demais áreas, a direção dominante dos veios é concordante com o *trend* estrutural regional e na área Alto Crepori chama a atenção o tipo *stockwork*. Nesses depósitos, geralmente ocorrem mais de um veio mineralizado, raramente atingindo 1m de espessura.

Mineralizações aluvionares

Foram cadastrados cerca de 360 depósitos aluvionares, distribuídos preferencialmente no âmbito das suítes intrusivas ácidas proterozóicas. Análises químicas do ouro aluvionar são mostradas na Tabela 1.

Tabela 1 - Análises de minérios de ouro aluvionar no Tapajós, segundo Araujo Neto, 1996.

Elemento	Trevas da Amazônia	Cooperativa Mista dos Garimpeiros do Tapajós
Ouro	75,2%	75,6%
Prata	15,6%	15,4%
Outros	9,2%	9,0%

OUTRAS MINERALIZAÇÕES

São registradas ocorrências (8) e depósito (1) de cassiterita e diamante (5) aluvionares, além de filoneas de fluorita (5) e filoneas e aluvionares de topázio (9), turmalina (8) e ametista (1). Embora possam apresentar potencialidade econômica, estas substâncias não têm sido objeto de trabalhos de pesquisa ou garimpagem, dada a supremacia do ouro.

DADOS ECONÔMICOS

Poucos são os dados econômicos conhecidos dos depósitos da região do Tapajós (Tabela 2). Com relação a reservas de mineralizações primárias, são conhecidas apenas reservas dos depósitos Mamoaal e Madalena, ambos de pequena tonelagem e associados às suítes graníticas intrusivas proterozóicas.

Tabela 2: Dados Econômicos da Província do Tapajós

Depósito e Garimpo	Reserva (kg/Au)/Teor				Observações
	Primário	g/t	Secundário	g/t	
Mamoaal	1.950	5,00	2.555	0,38	Tp: 4-5 (z. alt. hidrot. γ), 37-45 (dique β), 200-450 (z. alt. hidrot. β)
Madalena	4.160	6,64	1.615	0,31	
Patrocínio			5.440	0,56	
Metano			5.067	0,46	
CrepORIZINHO			2.641		
Palmitesta			1.987		
Federal					
N.S.Conceição					
Torrão					<p>Tp: 20-30 p: 800 (uma cava)/Tp: 2,3; Tp: 30 (<i>tension veins</i>); Tp: 200 (<i>stone line</i>) P: 13-130g/dia P: > 250 (até 94 P: 35 a 40 (até 94)</p>
David					
Carivaldo					

Tp: Teor de primário estimado (g/t); P: Produção total (kg) de primário estimada; P: Produção (g/dia); γ : Granito; β : Rocha básica

Vale salientar que na área Mamoaal, existem diques básicos auríferos com espessura em torno de 80 cm, cortando granitos, com teores médios de 37 a 45 g/t, atingindo 200 a 450 g/t em estreita faixa hidrotermalizada, próxima ao contato com a encaixante. Esses valores são bem mais altos que os 4-5 g/t, nas zonas de alteração hidrotermal do granito encaixante. Tal tipo de depósitos, até então desconhecido na região, poderá representar importante modelo para prospecção. Segundo dados oficiais (Araújo Neto,

1996; Figuras 2 e 3), a Província do Tapajós, desde o início de sua produção (1958) até 1971, produziu em média cerca de 900 kg/ano, representando aproximadamente 54% da produção de ouro do Brasil.

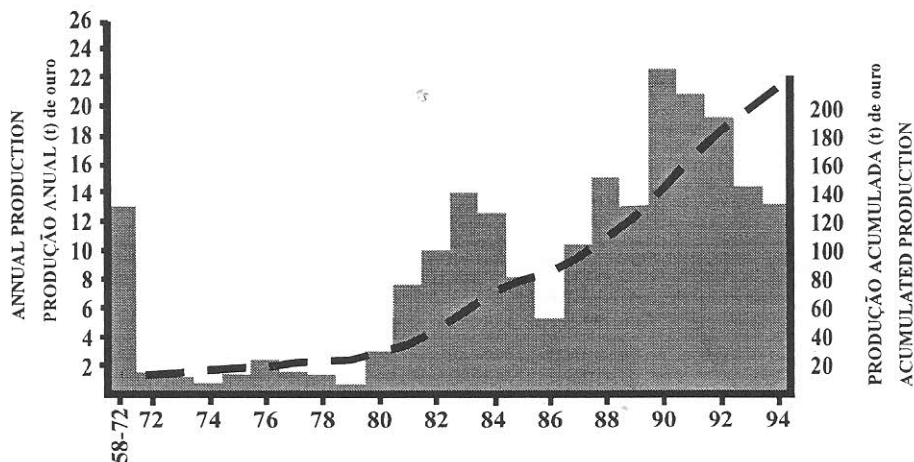


Figura 2 - Produção oficial anual e acumulada da Província Aurífera do Tapajós.

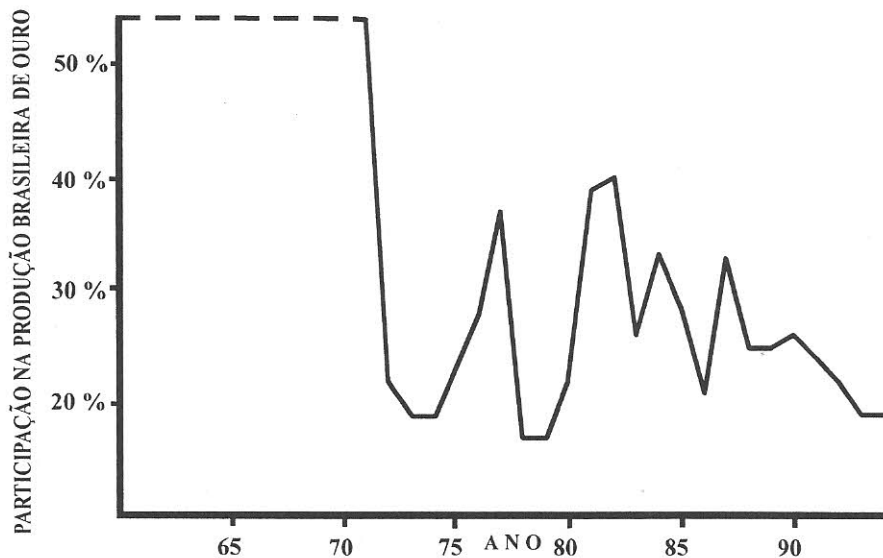


Figura 3 - Produção oficial da Província do Tapajós em relação à produção brasileira.

Durante a década de 70, a produção se manteve relativamente uniforme (em torno de 1,6 t/ano), porém com uma queda significativa da produção relativa para cerca de 17% da produção nacional entre 1978 e 1979, provavelmente em decorrência do aumento de produção de outras províncias auríferas brasileiras. Apenas um aumento repentino da produção relativa foi observado em meados dessa década (chegando a representar 37% da produção nacional), ainda que em momento de baixa de sua produção, retratando uma maior baixa na produção de ouro no resto do país. Na primeira metade da década de 80, ocorreu marcante ascensão na produção (chegando a 14 t em 1983), com simultâneo aumento da produção relativa (atingindo 40% em 1982). Essa ascensão foi seguida por um marcante decréscimo de produção (5,5 t em 1986), refletido na baixa da produção relativa (21% da produção nacional). A partir de 1987 nova ascensão foi verificada, atingindo a cifra de aproximadamente 22,5 t em 1990, não retratada na produção relativa, significando aumento no restante da produção brasileira.

Nesta primeira metade da década de 90, constatou-se queda brusca da produção (de 22,5 t em 1990 para 13 t em 1994), também refletida na baixa da produção relativa (19% em 1994). Este fato mostra a virtual exaustão das concentrações auríferas aluvionares e a dificuldade de exploração do ouro primário por métodos rudimentares. Desta forma, para que a Província do Tapajós possa recuperar sua posição no *ranking* da produção brasileira (26% da produção nacional entre 58 e 94, perfazendo 211,5 t), é imperativo a melhoria das condições de infra-estrutura e a avaliação dos jazimentos primários, para que depósitos de pequeno a médio porte sejam explotáveis. Os raros dados econômicos conhecidos nos depósitos auríferos da Província do Tapajós estão indicados na tabela abaixo.

DISCUSSÃO

A Província Aurífera do Tapajós é historicamente uma importante produtora de ouro e poderá se constitui em uma das maiores províncias auríferas do mundo. A atividade exploratória tem sido desenvolvida essencialmente de maneira rudimentar (garimpagem), em depósitos

aluvionares. Somente agora, com a virtual exaustão desses jazimentos, chegou-se à descoberta de mineralizações primárias, atraindo atividade empresarial. Assim, o conhecimento acerca desses jazimentos é ainda incipiente. Este fato e a carência de dados geológicos, não permitem que se proponha uma evolução metalogenética segura para a região do Tapajós. No entanto, a interação de todas as categorias de dados disponíveis, permite a elaboração do panorama metalogenético preliminar da província. Na região do Tapajós as mineralizações distribuem-se praticamente por todas as unidades arqueanas e proterozóicas, havendo, entretanto, uma incidência significativamente maior no âmbito das suítes intrusivas ácidas proterozóicas (Granodiorito Parauari e Suíte Intrusiva Maloquinha). Todavia, o relacionamento depósito/encaixante aqui considerado, é preliminarmente entendido como sendo essencialmente espacial, uma vez que é marcante o controle estrutural das mineralizações (em zonas de cisalhamento cortando indistintamente várias unidades ou em contatos litológicos), e a ocorrência de depósitos em praticamente todas as unidades arqueanas/proterozóicas. As seqüências metavulcano-sedimentares arqueanas/proterozóicas tipo *greenstone belt* são mundialmente os mais importantes metalotectos auríferos, o que também se verifica nas porções oriental norte (Suíte Metamórfica Vila Nova) e sudeste (Grupo Grão Pará) do Cráton Amazônico. Contrariamente a este fato, ainda são relativamente poucos os depósitos primários conhecidos, associados a essas seqüências na região do Tapajós (Suíte Metamórfica Jacareacanga e segmentos da região do Castelo dos Sonhos). Inclusive, um desses depósitos está posicionado em zona de cisalhamento que corta também seqüência sedimentar do Proterozóico Médio (Grupo Palmares), sugerindo sua geração a partir desse período. São conhecidas mineralizações associadas às suítes básicas proterozóicas, no âmbito do Gabro Ingarana, bem como em diques básicos auríferos cortando rochas graníticas intrusivas proterozóicas. Não são raros os registros de mineralizações no contexto de rochas graníticas, às proximidades de suítes básicas intrusivas, ainda que em muitos casos elas não sejam cartografadas na escala da carta. Este fato permite que se considere essas suítes importantes mecanismos geradores ou remobilizadores de depósitos. A pequena incidência de jazimentos auríferos relacionados às rochas vulcânicas do Grupo Iriri é indicativa de baixa probabilidade dessas rochas em conter depósitos significativos. Conforme já

foi comentado no item Geologia Regional, a área possui estruturação segundo três direções principais: NW-SE, NNE-SSW e E-W. A maioria dos veios mineralizados possui direção preferencial NE-SW, discordantes da principal estruturação regional, sugerindo tratar-se de veios extensionais. Na porção centro-sul aumenta a incidência das direções NW-SE e E-W, concordantes com a estruturação regional, bem como é incipiente a presença de *stockworks*. Esses diferentes arranjos podem sugerir épocas e/ou processos distintos de mineralizações. De uma maneira geral, os veios mineralizados da PAT são pouco espessos (raramente ultrapassam 1 m) e subverticais. Isto torna baixa a expectativa de reserva, além de dificultar a lavra. Todavia, na porção sul observa-se maior incidência de *stockworks*, mais atrativos. Assim, especula-se que os depósitos sejam predominantemente de pequeno porte (< 10 t), podendo atingir resultados mais significativos (até 30 t) nos jazimentos tipo *stockworks*. Os dados até então disponíveis permitem sugerir a possibilidade da existência de mais de uma época metalogenética na região do Tapajós. Aparentemente existem quatro grandes mecanismos geradores de mineralizações: as intrusões básicas (pré e pós-Uatumã), as intrusões ácidas proterozóicas, as zonas de cisalhamentos e falhamentos regionais e o grande evento tectônico gerador da zona de articulação dos blocos Araguacema-Juruena.

Agradecimentos

Alguns dados inéditos e que constam nas referências do Anexo I foram gentilmente cedidos pelos geólogos Francisco de Assis Wolf, Everton Reis Pereira, João Orestes Schneider Santos e Alain Daniel Lestra, aos quais agradecemos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AQUINO, E.G.T. de; CAMPOS, A.P.; RODRIGUES, J.L.B. 1994. *Projeto mapas de ocorrências minerais dos municípios do Estado do Pará: diagnóstico mineral da microrregião de Altamira*. Belém: DNPM, 17p.

- ARAÚJO NETO, H. de. 1996. *Mineralizações de Ouro*. Tapajós-Amapari- Abacaxis (Pará/Amazonas). Brasília: CPRM. 203p. [Relat. Inédito].
- BASTOS LEAL, L.R.; TASSINARI, C.C.G. 1994. Características das mineralizações auríferas filoneanas dos garimpos do Creporizinho e Creporizão, Província Aurífera do Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriu-SC, 1994. *Boletim de Resumos*. Camboriu, SC, SBG, V. 1, p. 285-286.
- BIZINELLA, G.A. *et al.* 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri*; Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM. 6V. [Relat. Ostensivo].
- CARVALHO, J.M.A. de ; KLEIN, E.L. 1996. *Projeto Nacional de Prospecção de Ouro*. Belém: CPRM. [em execução].
- COLLYER, T.A, RODRIGUES, E.G., LIMA, M.I.C. de, MACHADO, J.I.L., STILIANID FILHO, B., AZEVEDO, L.O.R., GRANJEIRO, I.S. 1994. *Mapa geomológico do Estado do Pará*. Belém: SUDAM/IDESP, 44p.
- CPRM/CALFER'S. 1995. *Síntese dos aspectos geológicos de mineralizações primárias de alguns garimpos de ouro da Província Aurífera do Tapajós*. Belém: 48p. [Relatório inédito].
- DAMASCENO, B.C. 1995. *Integração mineral no município de Itaituba*. Belém: CPRM/PRIMAZ. 125p. il.
- FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M. de A. 1994. A Carta metalogenética e previsional do Pará e Amapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38 Camboriu-SC, 1994. *Boletim de Resumos*. Camboriu-SC, SBG, v. 1, p. 291-293.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, Fº, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2. Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, SBG. V.1, p. 129-148.
- MARTINI, S.L. & DREHER, A.M. 1996. *Visita aos garimpos N.S. Conceição, Bom Jesus e Cuiú-Cuiú*. Rio de Janeiro, CPRM, 16 p. (relatório interno).
- MARTINS, R.C. 1996. *Levantamento Geofísico Terrestre-Vila São José*, Município de Jacareacanga. Belém: CPRM/PRIMAZ. [Relatório inédito].

- MELO, A.F.F. de. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri*. Relatório Final. Manaus: CPRM/DNPM. v.1A [Relat. Ostensivo].
- PESSOA, M.R. et al. 1977. *Projeto Jamanxim*: Relatório final. Manaus: DNPM/CPRM. 11V. [Relatório Ostensivo].
- PETRASCHECK, W.E. 1965. Typical features of metallogenic provinces. *Economic Geology*, **60**: 1603-1634.
- SCHOBENHAUS F°, C. 1984. *Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Brasília: DNPM.
- YASQUEZ, M.L.; SANTOS, A. dos; KLEIN, E.L.; FRAGA, L.M.; MAIA, R.G.N.; MARTINS, R.C. 1996. Reconhecimento geológico na região do médio Tapajós. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém, 1996. *Boletim de Resumos*. Belém, SBG, P. 117-118.

ANEXOS:

- 1) Principais feições das mineralizações auríferas primárias
- 2) CARTA METALOGENÉTICA DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Nº	Toponímia	Encaixante/ hospedeira	Número e Espessura (m)	Forma e Arranjo	Direção	Associação Mineralógica	Alteração Hidrotermal	Controle Regional	Refer.
25	Edison								1
26	São Félix	granito		<i>stockwork</i>					1,9
27	Laginha								1
28	Madalena	granito	vários	tabular múltipla	WNW ESE/ ENE-WSW	Po	Sili, Carb, Clor, Epid.	Y/ZC NW- SE	4
29	Grupo Cauê								1
30	São Jorge								1
31	Cerro Azul								1
32	N.S. Conceição								1
33	Pista do Cumbica								1
34	Modelo								1
35	Abacate								1
36	Pista Nova								1
37	Quatá								1
38	Boca do Crepori								1
39	Peralta								1
40	Palha								1
41	Comunidade								1
42	Bom Jardim								1
43	Abílio								1
44	Cmt. Darcy								1
45	Davi	microgabro	8 (0,80-1)	tabular múltipla	N10°-70°E	Py, Mc, Cp, Po, Ef, Cv		Y/ZC NW- SE	3,7
46	Gameleira	granito	1 (0,40-1)	tabular simples	N35°-65°E	Py, Mc, Cp, Ef		Y/ZC NW- SE	3,7
47	Eliana	vulcânica	1	tabular simples				Y/ZC NW- SE	1
48	Carivaldo	vulcânica	3 (0,20)	tabular múltipla	N10°-70°E	Py, Mc, Cp, Ef		Y/ZC NW- SE	7
49	Federal	gnaisse	3 (0,20-0,45)	tabular múltipla	N50°-80°E	Py, Mc, Cp		Y/ZC NW- SE	3,7

Nº	Toponímia	Encaixante/ hospedeira	Número e Espessura (m)	Forma e Arranjo	Direção	Associação Mineralógica	Alteração Hidrotermal	Controle Regional	Refer.
76	Fé em Deus								1
77	Mamoaol	granito/dique básica		tabular	N10°-70° E		silic., sulf.	ZC/Y	4,16
78	Novo Mamoaol								1
79	Fofoca								1
80	Palito								1
81	Cmt.Jari								1
82	São João								1
83	Comte. Arara								1
84	São Francisco								1
85	Nova Água Branca								1
86	Água Branca I								1
87	Água Branca II								1
88	São Domingos								1
89	Ouro Mil								1
90	Matacobra								1
91	Peralta								1
92	Ouro Roxo	milonito, diorito			N15°E			ZC	1,9
93	Sol Nascente								1
94	São Jorge II								1
95	Tangará								1
96	São Jorge I								1
97	Bela Vista								1
98	Rio Curuá								6
99	Tropas								1
100	Columbita								1
101	Pedra Branca								1
102	Comte. Paulo								1
103	Surubim								1
104	Novo Surubim								1
105	Zé Deca	gnaisse	(0,2-0,7)	amendoada		Py		ZC	7
106	Jânio	subvulcânica	var. (0,2-0,06)	tabular/lenticular	N25° -70° E	Py	Argilização	ZC	3,7

Nº	Toponímia	Encaixante/ hospedeira	Número e Espessura (m)	Forma e Arranjo	Direção	Associação Mineralógica	Alteração Hidrotermal	Controle Regional	Refer.
130	Pau D'Arco								1
131	Nova Conceição								1
132	Faz. Canaã								1
133	N.S. Conceição	gnaisse	1 (1)	tabular simples	N60°W	Py, Cp		ZC	3,7
134	Samauma								1
135	Serra Verde								1
136	Tabocal								1
137	Vietnã								1
138	Rio Claro								1
139	Conforto								1
140	Índio		var (0,3-2,5)		N25°E				3
141	Chagas	granito	2 (0,8-1,5)		N50°E				3
142	Bigode	granito	2 (0,4-1,2)		N25°W	Py			3
143	Quinze Irmãos								1
144	Porto Alegre								1
145	Novo Progresso								1
146	Rio Curuá								1
147	Canaã Novo								6
148	Independência	granodiorito		<i>stockwork</i>					1
149	São Raimundo	granodiorito grosseiro		<i>stockwork</i>	N30°W			ZC	14
150	Cristo Rei				N40°W			ZC	14
151	Fé em Deus				NW-SE				14
152	Boa Vista			<i>stockwork</i>	N40°W				14
153	Tatu								14
154	Planalto				N40°W				14
155	São José				N40°W				14
156	Babilônia								14
157	Bom Jesus	granito	var (0,3-0,5)	tabular múltipla	E-W	Py, Gl			3,7
158	Serraria	granito			NE-SW				8
159	Barra Preto	granito			NE-SW				8
160	Paulista	granito			NE-SW				8

Nº	Toponímia	Encaixante/ hospedeira	Número e Espessura (m)	Forma e Arranjo	Direção	Associação Mineralógica	Alteração Hidrotermal	Controle Regional	Refer.
161	Samoy	granito			NW-SE				8
162	Bernardo	granito			NW-SE				8
163	Delegado	granito			NW-SE				8
164	Maneca	granito			NW-SE				8
165	Robson	granito			NWW-SSE				8
1a	Fazenda Pison	granófiro	var (mm-cm)	<i>stockwork</i>	NNW-NNE	Py, He, Mg, CuS	Potássica	ZC NW-SE	16
33a	Espirito Santo	xisto, metagrauvaca							16
54a	Joel	olivina- gabronorito				Py, Lm			15
97a	Santa Izabel I								1
112a	Piçarreira		(0,80-1)	amendoada/ anastomótica		Py, Gl			3,7

Referências:

1 - Damasceno (1995); 2 - Martins (1996); 3 - CPRM/CALFERS (1995); 4 - Carvalho & Klein (1996); 6 - Aquino et al. (1994); 7 - F. Wolf (Com. Verbal); 8 - E.R. Pereira (Com. Verbal); 9 - E.L. Klein (Com. Verbal); 14 - A.D. Lestra (Com. Verbal); 15 - Martini & Dreher (1996); 16 - J.O.S. Santos (Com. Verbal)

Abreviaturas Utilizadas:

As - arsenopirita; Cc - calcocita; Cp - calcopirita; Cs - cassiterita; CuS - sulfeto de cobre; Cv - covelita; Ef - esferita; Gf - grafita; Gl - galena; He - hematita; Lm - limonita; Mc - marcassita; Mg - magnetita; Po - pirrotita; Py - pirita
ZC - zonas de cisalhamento; γ - granitos

ANEXO A CARTA METALOGÊNÉTICA

ELEMENTOS ESTRUTURAIS DIVERSOS



contato geológico



Descontinuidade gravimétrica/magset.



Lameamento estrutural

Foliação com mergulho indicado

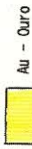


Dique

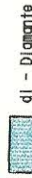
Traco de foliação e/ou zona de cisalhamento

CONVENÇÕES METALOGÊNÉTICAS

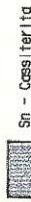
SUBSTÂNCIAS MINERAIS



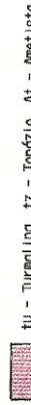
Au - Ouro



dl - Diamante



Sn - Cassiterita



tu - Turmalina, tz - Topázio, At - Ametista



Fl - Fluorita

CLASSE/ MORFOLOGIA	S T A T U S				TAMANHO (t)
	OCCORRÊNCIA sem dir. contida	GARIPO		DEPÓSITO	
		com dir. contida	sem dir. contida		
ALUVIONAR/PLACER Lenticular	○	○	○	○	<10
HIDROTÉRMAL Filoniana Stockwork	⊕	⊕	⊕	⊕	<10

ANOMALIAS GEOFÍSICAS



RAD IOMÉTRICAS



MAGNÉTICAS

UNIDADE

METALOGÊNÉTICA



PROVÍNCIA AURÍFERA



ÁREAS MINERALIZADAS:

1 - RIO AMANÁ

2 - PENEDO

3 - BON JARDIM

4 - CUIÚ-CUIÚ

5 - PACU

6 - MARIPÁ

7 - RIO NOVO

8 - CREPORI

9 - MARIPÁ

10 - ALTO CREPORI

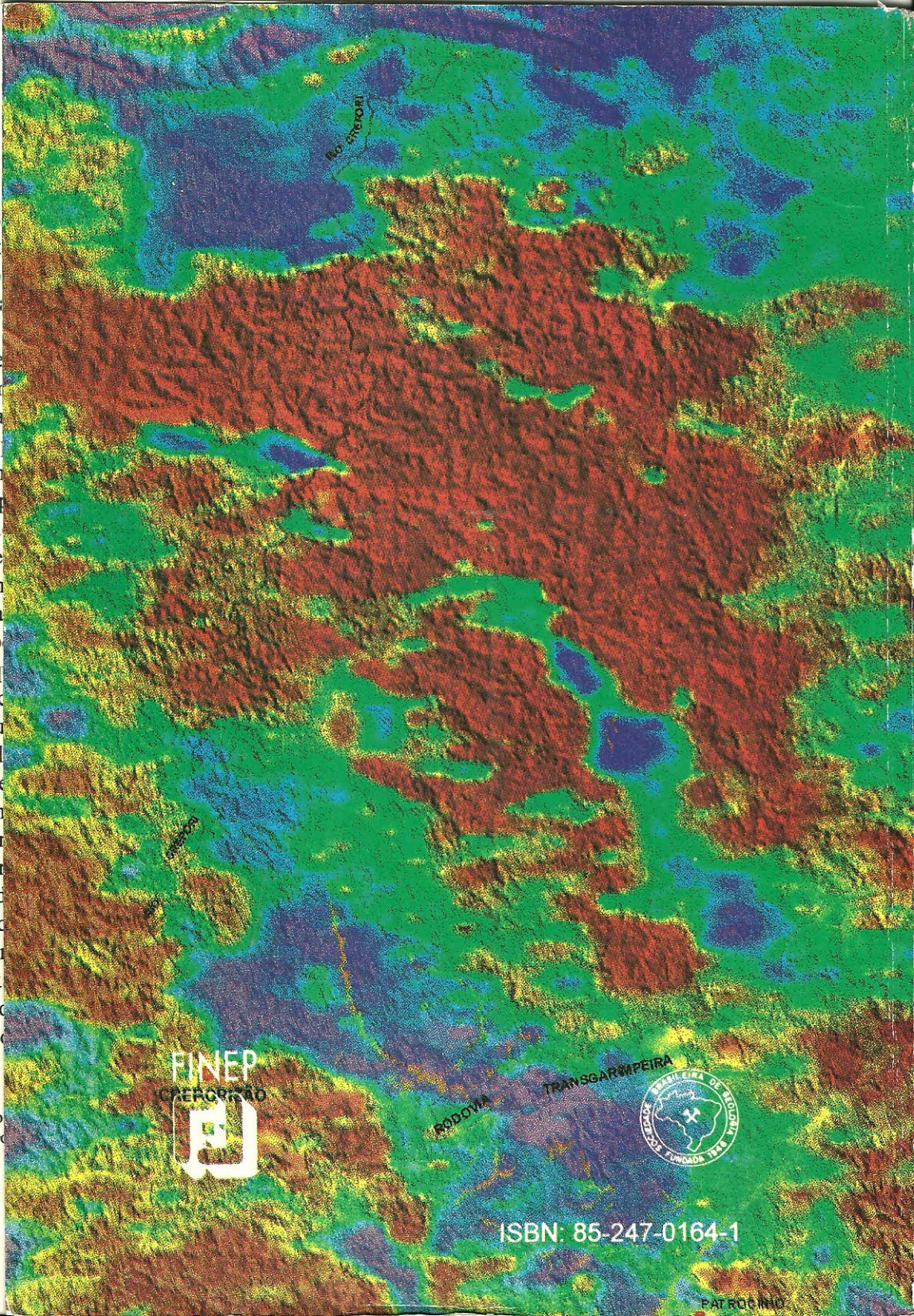
11 - RIO JABOTI

12 - MADALENA

13 - CARRO VELHO

ANEXO A CARTA METALOGENÉTICA

IDADE		COBERTURA DE PLATAFORMA (p)				SUÍTE PLUTÔNICA (s)			
		SEQUÊNCIAS	LITOTIPOS	AMBIENTES	UNID. ESTRAT.	LITOTIPOS	UNID. ESTRAT.		
FAZANERÓZÓICO	QUATERNÁRIO	HOLOC.	ALUVIAR	pa argilas, areias, cascalhos	fluvial				
		PLEISTOCENO	SEDIMENTAR	pa0 granitos ferruginosos, argilitos (silícios, turfa)	fluvial	104			
	MESOZOICO	TERCIÁRIO	SUPERGÊNICA	pa1 lateritos	supergênico				
		CRETÁCEO SUPERIOR	SEDIMENTAR	pa2 granitos argilicos, gravatos conglomerados, silícios argilitos e cherts	continental	Aster do Chão	na 9 diabolo	Periclitó	
	JURÁSSICO	pa3 granitos, qz-granitos		continental, ilhorano	Ipiranga				
	PERMO-CARBONÍFERO								
	PALEOZOICO	SILURO-DEVONIANO	SEDIMENTAR	pa4 silícios, fósforos, qz-granitos, granitos carbonosos, granitos conglomerados	marinho, costeira e continental	Jaturana			
				pa5				na 10 suíte básica indefinida	
		PROTEROZOICO	SUPERIOR		pa6 granitos, silícios e conglomerados	continental	Prosperança	na 11 troctolito, gábro, diorito	Candeia Seca
			MÉDIO	SEDIMENTAR	pa7 granitos, silícios, argilitos avermelhados e tufo	continental	Cubencangá, Proina	na 12 suíte granítica reactiva	Cumaru
pa8 qz-granitos, silícios, argilitos ardeses, conglomerados, brachos (cherts e calcários)	marinho rasa e fluvial	Barricenta, Palmar			na 13 diabolo, gábro, basalto, andesito, anagranito	Suíte Básica Crepori			
ARQUEANO A PROTEROZOICO INFERIOR	INFERIOR	SEDIMENTAR	pa9 vulcanitos básicos, andesitos e piracitólitos	rift continental	Irliri	na 14 granitos, adalmitos granodioritos, adalmitos	Suíte Intrusiva Maloquillo		
			pa10			na 15 olivino-gábro, metabasitos	Ingarana		
							na 16 granitos, monzogranitos, leucosilitos e tonalitos	Paracuri	
ARQUEANO A PROTEROZOICO INFERIOR	INFERIOR	SEDIMENTAR	pa11 granitos e conglomerados		Castelo dos Sonhos				
		CROSTA ANTIGA (RETRABALHADA OU NÃO) (c)							
		SEQUÊNCIAS	LITOTIPOS	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS					
		METALVULCANO-SEDIMENTAR TIPO GREENSTONE-BELT	pa12	quartzitos, actinolito-xistos, alio-qz-xistos, qz-ser-cis-xisto, qz-sua-xisto, serapimentito			Jacupiranga		
		COMPLEXO MÉDIO A ALTO GRAU	pa13	gnaissos e migmatitos, granitos e granodioritos alcinaditos, granitos tardicimentitos e anfibolitos (an)			Quil-Quil, Xingu		



FINEP
CONSORCIO

RODOVA

TRANSGARIMPEIRA



ISBN: 85-247-0164-1

PATROCÍNIO