

Sociedade Brasileira de Geologia
Núcleo Norte



Anexo aos Anais do
I Simpósio de Geologia da Amazônia



belém-pa-maio 1982

Acervo: 227339
Class: 551.060811
Cutter: S612a
Ex.: 2 - 604569
Data: 10/07/2012

NCCG
Data: 22-05-85 BIBLIOTECA
Registro: 85/3566
Compra: _____
Preço: R\$ 25.000,00
Verba: _____
Doação: x
Classif.: 550.60811/S612

S612 Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1982
Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia. Be-
lém, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Norte,
1982.
2 v. ilustr.

Anexo: Província Mineral de Carajás-Pará; depósi-
tos de ferro, manganês, cobre, ouro, níquel, bauxita.

1. Geologia-Congressos-Amazônia. 2. Amazônia-
Geologia. I. Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo
Norte. II. Título.

CDD 550.60811
CDU 55(811):061.3

SUMÁRIO GERAL

VOLUME 1

SEÇÕES TÉCNICAS:

- . GEOLOGIA REGIONAL
- . ESTRATIGRAFIA
- . GEOCRONOLOGIA
- . GEOFÍSICA

VOLUME 2

SEÇÕES TÉCNICAS

- . GEOLOGIA ECONÔMICA
- . PESQUISA MINERAL
- . PETROLOGIA
- . MINERALOGIA
- . GEOLOGIA DO PETRÓLEO
- . HIDROGEOLOGIA

ANEXO

- . PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PARÁ: DEPOSITOS DE FERRO, MANGANÊS, COBRE, OURO, NÍQUEL e BAUXITA.

VOLUME 1

SUMÁRIO

GEOLOGIA REGIONAL/ESTRATIGRAFIA/GEOCRONOLOGIA

BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C. da; MONTALVÃO, R.M.G. de; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T. & PITTHAN, J.H.L. — Geologia da extremidade sudeste da Plataforma Amazônica e da faixa de dobramentos Araguaia-Tocantins.	9
CARVALHO, M.S. de & FIGUEIREDO, A.J. de A. — Caracterização litoestratigráfica da bacia de sedimentação do Grupo Beneficente no alto Rio Sucunduri-AM.....	26
✓ CORDEIRO, A.A.C. — Geologia preliminar da região de Andorinhas.	45
CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A. & FONSECA, L.R. da — Geologia da região da Serra dos Gradaús.	50
✓ CUNHA, B.C.C. da; BEZERRA, P.E.L.; IANHEZ, A.C.; PITTHAN, J.H.L.; POTIGUAR, L.A.T. & MONTALVÃO, R.M.G. de — Geologia do extremo sul-oriental da Amazônia Legal Brasileira.	54
CUNHA, F.M.B. da — Aspectos morfoestruturais do baixo Amazonas.	75
FERREIRA, C.S. — Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho do Estado do Pará.	84
FRANZINELLI, E. & POTTER, P.E. — Caracterização petrográfica e textural de sedimentos arenosos recentes dos rios da Bacia Amazônica.	89
→ HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C. & MEIRELES, E.M. — Geologia regional da Província Mineral de Carajás.	100
GAMA JR., T.; MACAMBIRA, J.B. & KOTSCHOUBEY, B. — Contribuição à litoestratigrafia da região da Serra das Andorinhas — sudeste do Pará.	111
IANHEZ, A.C.; CUNHA, B.C.C. de; BEZERRA, P.E.L.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L. & MONTALVÃO, R.M.G. de — Vulcano - plutonismo da extremidade sudeste da Plataforma Amazônica.	128
LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P. de & TASSINARI, C.C.G. — Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico.	147
SANTOS, D.B. dos; MONTALVÃO, R.M.G. de; RODRIGUEZ, O.B. & LEAL, J.W.L. — Coberturas vulcano-sedimentares e sedimentares pré-cambrianas da Plataforma Amazônica.	163
SANTOS, J.O.S. — Principais incompatibilidades entre a estratigrafia e a geocronologia do pré-cambriano do Território Federal de Roraima.	185
TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. & GÓES, A.M. — Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da Região Amazonica.	201
VASCONCELOS, L.A. & NUNES, T.N. — Geologia da parte norte do granito de São Vicente.	210
VILLAS, R.N.N. — Geocronologia de intrusões ígneas na bacia do rio Guamá, nordeste do Estado do Pará.	233
GEOFÍSICA	
ARAÚJO, R.L.C. de — Medidas de condutividade térmica dos principais tipos de solo do Estado do Amazonas. ...	251
SILVA, R.W.S. & SÁ, J.H. da S. — Feições geológicas e magnetométricas da região do Baixo Araguaia.	259

– SEÇÕES TÉCNICAS

- . GEOLOGIA REGIONAL
- . ESTRATIGRAFIA
- . GEOCROLOGIA

GEOLOGIA DA EXTREMIDADE SUDESTE DA PLATAFORMA AMAZÔNICA E DA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA - TOCANTINS

Pedro Edson Leal Bezerra
Bernardo Cristovão Colombo da Cunha
Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão
Afonso Celso Ianhez
Luiz Aurélio Torres Potiguar
Jaime Heitor Lisboa Pitthan

PROJETO RADAMBRASIL/Goiânia

ABSTRACT

The results of geological mapping by Projeto RADAMBRASIL, are presented from the northwest quadrant of the SC.22 Tocantins Sheet, bounded by the latitudes 8° and 11° S and the longitudes 48° and 54° W. This area is located in the extreme southeast of the Amazonian Platform and forms part of the Amazon Hydrographic basin, including the Xingu river to the west, the Araguaia river in the centre and the Tocantins river to the east.

The Xingu and Colmeia Complexes are considered as the oldest lithostratigraphic units, affected by several tectono-thermal events, with the development of a variety of structures, lithologies and radiometric ages. Archean nuclei in these complexes are indicated by ages of 2696 ± 79 m.y. and 2591 ± 64 m.y., and both of them show the effects of the Transamazonian cycle. The Serra do Inaja Group follows the complexes in the stratigraphic column of the area and represents a volcanic-sedimentary sequence with features similar to those of a greenstone belt. In the Middle Precambrian, clastic and chemical sedimentation with basic-ultrabasic magmatism developed in a basin on the margins of the platform, subsequently metamorphosed in the Araguaia--Tocantins Fold Belt. These lithologies comprise the Baixo Araguaia Supergroup, subdivided into the Estrondo and Tocantins Groups, and the Basics and Ultrabasics of Quatipuru type. The Volcano-plutonism of the Uatumã Supergroup, including the Iriri Formation (1856 ± 29 m.y) and the Rio Dourado Intrusive Suite (1773 ± 50 m.y.), was followed by the platform cover units of the Gorotire and Cuben cranquém Formations, the former being intersected by the Tarumã Intrusive Suite, dated at 1641 ± 21 m.y. The Redenção Intrusive Suite, with an age of 685 ± 38 m.y., represents the final Precambrian event recorded in the Amazonian Platform within this area. The stratigraphic column for this part of southern Amazonia is concluded by the Phanerozoic Covers.

1. INTRODUÇÃO

A área estudada constitui a rigor o limite sul-oriental da Plataforma Amazônica, onde além desta entidade geotectônica, podem ser visualizadas a Faixa de Dobramentos Araguaia--Tocantins e as Coberturas Fanerozoicas. Abrange partes dos estados do Pará, Goiás e Mato Grosso estando o ponto limitrofe entre as três unidades federativas aproximadamente em seu centro geográfico. Fisiograficamente encerra três importantes vias fluviais que são os rios Xingu e oeste, o Araguaia ao centro e o Tocantins a leste, todos componentes da bacia hi

drográfica do Amazonas.

O presente relato, visa mostrar os resultados obtidos pelo Projeto RADAMBRASIL nesta região da Amazônia Meridional com ênfase no em pilhamento estratigráfico das várias unidades. É produto de uma síntese de parte do vol. 22 da Série Levantamento de Recursos Naturais de autoria de Cunha *et alii* (1981).

2. ESTRATIGRAFIA

Geologicamente são reconhecidas na área unidades que vão do Pré-Cambriano Inferior (Arqueano) ao recente. No Pré-Cambriano Inferior (Arqueano) foram posicionados os complexos Xingu e Colméia, e o Grupo Serra do Inajá, este constituindo uma seqüência tipo **greenstone belts**. Ao Pré-Cambriano Médio relacionam-se o Super Grupo Baixo Araguaia (grupos Estrondo e Tocantins) e o Super Grupo Uatumã (Formação Iriri e Suíte Intrusiva Rio Dourado) este com as atividades vulcano-plutônicas estendendo-se ao Pré-Cambriano Superior. Neste período situam-se as formações Gorotire e Cubencranquém e as suítes intrusivas Tarumã e Redenção. As rochas que compõem a Bacia do Parnaíba o corrente a leste, além das seqüências sedimentares cenozóicas, são tratadas genericamente como coberturas fanerozóicas.

2.1. Complexo Xingu

O termo Complexo Xingu foi proposto por Silva *et alii* (1974) caracterizando as rochas que constituem o "embasamento" da área da Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins, representadas por granitos, granodioritos, migmatitos, gnaisses, granulitos, anfibolitos e quartzitos. Esta unidade, quando observada à luz da visão regional proporcionada pelas imagens de radar, mostra uma perfeita continuidade de física para as áreas vizinhas, com padrões tectônicos idênticos aos ali observado além de notáveis similaridades litológicas. Em vista disso, esta associação litológica, tem sido estendida pelo Projeto RADAMBRASIL para as outras áreas, caracterizando o "embasamento" da Plataforma Amazônica a sul da Sinéclise do Amazonas.

O Complexo Xingu como considerado, tem sido alvo de um grande número de trabalhos, sendo que poucos tem se voltado para a individualização das unidades por ele englobadas. Isto é certamente reflexo da sua complexa evolução, em que os diversos eventos tecto-orogênicos ocorrentes ao longo de sua história, homogeneizaram parcial ou totalmente suas rochas. Um dos poucos trabalhos que se tem notícia, onde houve uma tentativa de subdivisão do Complexo Xingu, é aquele de Pessoa *et alii* (1977), que no Projeto Jamanxim consideraram o "embasamento" antes tido como Complexo Xingu, subdividido em Grupo Cuiú-Cuiú, Granodiorito Jamanxim, Quartzo-monzonito Santa Helena, Granito Mangabal e Gabro Ingarana.

Um dos problemas existentes no estudo desta unidade litoestratigráfica é a extrema variação dos resultados geocronológicos, que apresentam diferenças de até 1.500 MA. [Com base nestes resultados, Cordani *et alii* (1979) elaboraram uma evolução pré-cambriana da região Amazônica onde é caracterizada a Província Geocronológico-Estrutural Amazônia Central de Vocação Cratônica desde o Pré-Cambriano Inferior, com idades aparentemente transamazônicas. Ao redor deste núcleo cratônico, ter-se-iam desenvolvido três cinturões móveis (**mobile belts**) que apresentariam principalmente rochas graníticas (гнаisses, migmatitos), em grande parte formados durante as épocas características de cada faixa móvel. Assim, ter-se-ia o Cinturão Móvel Maroni--Itacaiúnas (2.200-1.800 MA); o Cinturão Móvel Rio Negro--Juruená (1.700-1.400 MA); e o Cinturão Móvel Rondoniano (1.400-1.100 MA). Na área, o que é considerado Complexo Xingu, para Cordani *et alii* (op. cit.) estaria o Cinturão Móvel Maroni--Itacaiúnas e a Província Ama

zônia Central.

O Complexo Xingu tem suas litologias na área em pauta, amostradas e caracterizadas como granitos, granodioritos, migmatitos, anatexitos, charnokitos, gnaisses, ocorrendo anfibolitos como porções paleossomáticas nos migmatitos. A escala adotada não permitiu sua subdivisão em unidades menores tais como super grupos, grupos ou formações. É uma das unidades com maior extensão e constitui o substrato sobre o qual depositaram-se as outras unidades litoestratigráficas aqui caracterizadas. Sua evolução remonta ao Pré-Cambriano Inferior (Arqueano) quando a assistiu a deposição de seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares do Grupo Serra do Inajá (**greenstone belt**). Sofreu regeneração no Transamazônico e comporta-se como encaixante regional para as intrusivas e extrusivas da área cratônica. Encontra-se datado através de 12 determinações Rb/Sr onde obteve-se duas isócronas cujos resultados são: 2.696 ± 79 MA com uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,701 \pm 0,002$, e aproximadamente 2.000 MA com razão inicial de 0,705. Esta última idade mostra rejuvenescimento isotópico no Ciclo Transamazônico. Cerca de 14 amostras foram datadas pelo método K/Ar, em rocha total e em minerais separados, cujos resultados apresentaram idades variando no intervalo de 2-200 a 1.700 MA.

2.2. Complexo Colméia

Na região de Colméia a meio caminho entre Guaraí e Conceição do Araguaia, através da rodovia GO-364 ocorre uma seqüência de rochas granito-gnaissicas constitutivas do que se tem denominado Complexo Colméia (Costa, 1980). Tais rochas formam o núcleo de uma estrutura em que os estudos ali realizados não mostram um consenso. Alguns interpretam-na como um anticlinal com flancos invertidos ou não, como é o caso de Barbosa *et alii* (1966); Silva *et alii* (1974), Schobbenhaus Filho *et alii* (1975); Montalvão, Cunha e Potiguar (1979) e Cunha *et alii* (1981); outros como um braquianticlinal (Hasui, Abreu e Silva, 1977; Costa, 1980; e Hasui, Costa, Abreu, 1980).

Assim, Guerreiro & Silva (1976) correlacionaram estas rochas com o Complexo Xingu. Hasui, Abreu e Silva (1977) consideraram os granitos que afloram nos núcleos das "braquianticlinais" de Xambioá, Lontra e Colméia, como intrusões pós-tectônicas e acreditaram que estas rochas acham-se envolvidas pelos gnaisses da base da Formação Estrondo, a qual teria sofrido migmatização. Montalvão, Cunha e Potiguar (1979) as consideram como integrantes da "Formação" Colméia base do que chamaram de Grupo Xambioá, e conseqüentemente do Super Grupo Baixo Araguaia. Outros autores que estudaram as rochas deste complexo são Hasui *et alii* (1980); Costa (1980); Hasui, Costa e Abreu (1980); Abreu, Silva e Hasui (1980) e Hasui *et alii* (1981).

Hasui, Costa e Abreu (1980) baseados em análises de mesoestruturas elaboraram uma seqüência evolutiva para a região de Colméia, onde determinaram que o Complexo Colméia teria sofrido cinco fases de formação sendo duas pré-Super Grupo Baixo Araguaia (f₁ e f₂) e três concomitantes a esta unidade (f₃, f₄, e f₅). O Super Grupo Baixo Araguaia teria sofrido quatro fases de deformação, sendo que a primeira f₁ não teria afetado o complexo. Estes eventos deformacionais para Hasui, Costa e Abreu (*op. cit.*) teriam correspondência geocronológica, acreditando os autores que as duas fases de deformação pré-Super Grupo Baixo Araguaia refletir-se-iam na idade de 2.700 MA, correspondendo ao evento Jequiê; as demais fases estariam marcadas pela idade de 1.000 MA, obtida em xistos do Grupo Estrondo resultante do evento Uruaçuano. Estas idades foram obtidas através de análises radiométricas, que também acusaram 1.800 MA obtida através de diagrama isocrônico Rb/Sr em rochas do Complexo Colméia. Esta última idade para os autores não teria correspondência a nenhuma feição estrutural ou blástica. Concluíram que o Complexo Colméia teria sua evolução ligada ao

evento Jequié tendo subido provavelmente por diapirismo no Brasília no, e o Super Grupo Baixo Araguaia ao evento Uruaçuano.

Com os trabalhos do Projeto RADAMBRASIL nesta região não foi possível confirmar as relações apresentadas por esses autores. No tocante a esse problema Cunha et alii (1981) assim se referem: "Existem dúvidas se realmente as rochas migmatíticas e granitóides do Complexo Colméia são pré ou pós-xistos do Grupo Estrondo. No campo, nota-se uma transição dos xistos do grupo para as rochas do complexo, sendo que em vários locais, parece ser o migmatito produto da transformação dos xistos. É possível no entanto, que os xistos formadores dos migmatitos, sejam diferentes daqueles do Grupo Estrondo. Porém, ambos apresentam a mesma composição mineralógica e o estilo das feições planares neles inseridas parece ser o mesmo, podendo haver uma pequena mudança na atitude dessas estruturas, facilmente explicável haja vista ser uma área onde houveram pelo menos duas migmatizações responsáveis pelo intrincado padrão estrutural ali observado. Além disso, Hasui, Costa e Abreu (op. cit.), não encontraram feições planares que justificassem a idade de 1.800 MA obtida no Complexo Colméia, que pode perfeitamente corresponder a primeira fase de deformação do Super Grupo Baixo Araguaia, sem correspondência no complexo e relacionadas por esses autores ao evento Uruaçuano. Em vários pontos da área, além dos domínios do Complexo Colméia, ocorrem migmatitos passando para xistos feldspatizados, que no contexto de Hasui, Costa e Abreu (op. cit.) representam apófises da intrusão maior subjacente, mas que se poderia pensar na migmatização dos xistos no Grupo Estrondo". Cunha et alii (1981) embora fizessem estas considerações, ou seja, que não são claras as relações entre o Grupo Estrondo e o Complexo Colméia, no ordenamento stratigráfico proposto, as rochas que formam o Complexo receberam tentativamente, o mesmo posicionamento daquelas do Complexo Xingu (Arqueano), por considerarem a idade de 2.700 MA de terminado em suas rochas.

O Complexo Colméia ocorre na área em seu quadrante nordeste, em meio a faixa de ocorrência do Grupo Estrondo. Possui cerca de 40 km de extensão N-S e largura máxima na direção E-W de aproximadamente 20 km, condicionado a anticlinal homônima.

Cerca de 12 amostras foram tratadas geocronologicamente pelo método do Rb/Sr. Plotadas em diagrama Rb/Sr forneceram duas isócronas de referência uma com 2.591 ± 64 MA com razão inicial 0,705 ± 0,001; outra com 1.834 ± 39 MA e razão inicial 0,715 ± 0,001. Esses dados foram referidos por Hasui et alii (1980) como resultantes da atuação dos ciclos geotectônicos Jequié e Transamazônico.

Litologicamente, este complexo compõe-se de migmatitos, xistos, quartzitos e anfibolitos, complexamente deformados.

2.3. Grupo Serra do Inajá

A serra do Inajá forma um acidente topográfico orientado segundo E-W, localizado aproximadamente no centro da área em pauta. Em sua borda ocidental são observados através de imagem de radar, e fotografias aéreas, duas estruturas circulares consideradas por Barbosa et alii (1966) como chaminés vulcânicas de idade terciária. Esta foi a primeira referência que se tem notícia, sobre as rochas ocorrentes na dita serra. Silva et alii (1974) correlacionaram as seqüências da serra do Inajá com o Grupo Grão-Pará mapeado na serra dos Carajás. Ianhez, Sousa e Montalvão (1980) caracterizaram estas rochas como uma seqüência vulcano-sedimentar aventando sua possível homotaxialidade com o Grupo Grão-Pará, sugerindo tratar-se de um **greenstone belt**; e propuseram que as denominassem Grupo Serra do Inajá. No evento estabeleceram uma coluna stratigráfica para a seqüência que seria constituída da base para o topo de metaultramatitos, metamafitos, metavulcânicas ácidas e metassedimentares. Os metaultramatitos são represen-

tados por serpentinitos, esteatitos, clorititos, actinolititos e meta peridotitos; os metamafitos por rochas gabróides, andesíticas e xistos máficos; os metavulcanitos ácidos por metatufos de composição rioda cítica; e os metassedimentos por formação ferrífera, quartzitos, metabrechas, **metacherts** e **hornfels** carbonáticos e alumino-silicatados.

O Grupo Serra do Inajá configura uma faixa contínua da ordem de 70 km e direção aproximadamente E-W. Estruturalmente caracteriza-se por feições planares e lineares com mergulhos verticais a subverticais, frequentemente com caimento para SSE, onde o estilo de dobramento mesmo com poucos dados, são prováveis isoclinais com planos axiais inclinados e eixos paralelos ao alongamento do corpo. Encontra-se em contato a norte, sul e leste com rochas do Complexo Xingu representado por granitos de anatexia e metassomáticos, migmatitos e raros gnaíses metamorfisados na fácies anfibolito e raramente granulito. Assemelha-se a uma calha inclusa neste complexo e caracteriza-se por uma diversificada seqüência litológica da natureza vulcano-sedimentar, metamorfisada na fácies xisto verde, localmente epidoto-anfibolito.

Cunha **et alii** (1981) enumeram uma série de similaridades entre o Grupo Serra do Inajá e aquelas dos **greenstone belts**; entre as quais citaram: 1) modo de ocorrência -- faixa estreita, tipo calha, com uns 70 km de extensão, encaixada em rochas arqueanas do Complexo Xingu; 2) associação litológica -- seqüência estratigráfica constituída por serpentinitos, clorititos, esteatitos, actinolititos, metagabros, metatamonzogabros, metandesitos, metavulcânicas ácidas e metassedimentos (formação ferrífera bandeada, quartzitos, filitos, mármore e **cherts**); 3) metamorfismo -- a seqüência vulcano-sedimentar encontra-se metamorfisada na fácies xistos verde e raramente epidoto-anfibolito, contrastando com as encaixantes do complexo, da fácies anfibolito a granulito; 4) disposição estrutural -- o eixo de deformação é aproximadamente E-W, paralelo ao maior alongamento do corpo, com mergulhos fortes para SSE, prováveis isoclinais com planos axiais inclinados.

2.4. Super Grupo Baixo Araguaia

Primeiramente proposto por Hasui, Abreu e Silva (1977) na categoria de grupo, foi promovido para Super Grupo por Abreu (1978) nele englobando os grupos Estrondo e Tocantins. Suas rochas foram primeiramente estudadas por Rego (1933) que chamou de "Série" do Tocantins uma seqüência "mais ou menos metamórfica", ocorrente no rio que lhe empresta o nome. Porém, um grande avanço no estudo desta unidade litostratigráfica foi dado pelos trabalhos da PROSPEC S/A durante as décadas de 50 e 60, quando da realização dos projetos Araguaia e Brasília - Goiás (Barbosa **et alii**, 1966 e 1969). Nesses trabalhos, os autores acreditaram que os micaxistos definidos no Triângulo Mineiro sob a denominação de "Formação Araxá" (Barbosa, 1955) estender-se-iam até ao norte de Goiás e sul do Pará. Assim, o que hoje é mapeado como Grupo Estrondo, foi considerado como Série Araxá por Barbosa **et alii** (1966) e Grupo Araxá por Barbosa **et alii** (1969). O Grupo ou Série Tocantins seria composto pelos metamorfitos, de mais baixo grau metamórfico. Estes postulados foram seguidos por Puty **et alii** (1972) e Silva **et alii** (1974). Schobbenhaus Filho **et alii** (1975) propuseram que se abandonasse a correlação até então existente entre o Grupo Araxá do Triângulo Mineiro, sul e centro de Goiás, com aquelas do norte de Goiás e sul do Pará. Admitiram que as do primeiro pertenciam ao Sistema de Dobramento Araxá e as do segundo ao Sistema de Dobramento Paraguai--Araguaia; estas, os autores denominaram de Unidade Xisto-Quartzítica mais nova que o Grupo Araxá. Provavelmente escudados nestes autores, Hasui, Hennies e Iwanuch (1975) enumeraram uma série de evidências, contrárias a correlação entre as duas unidades Araxá. E desse modo, propuseram que se denominasse Grupo Estrondo, tudo aquilo que era considerado Araxá no âmbito da Faixa de Dobramen

to "Paraguai--Araguaia", ou Unidade Xisto-Quartzítica de Schobbenhaus Filho *et alii* (1975).

Em 1977, Hasui, Abreu e Silva estabeleceram uma coluna estratigráfica para a Faixa de Dobramento "Paraguai--Araguaia" definindo o Grupo Baixo Araguaia, abandonando a denominação "Tocantins" que foi substituída pelas formações Couto Magalhães, e Pequizeiro e o Estrondo foi reduzido a categoria de formação. No mesmo ano, Montalvão (1977) criou o Grupo Xambioá em substituição ao "Grupo Araxá", enquanto que Abreu (1978) elevou o Grupo Baixo Araguaia a categoria de Super Grupo, subdividido em Grupo Estrondo e Grupo Tocantins, sendo esta a subdivisão aceita atualmente.

O Super Grupo Baixo Araguaia é produto da evolução de uma faixa de dobramentos, até o presente tida como marginal a Plataforma (Craton) Amazônica. Este cinturão metamórfico recebeu sua primeira denominação geotectônica através de Almeida (1977) que denominou de Geossinclínio Paraguai--Araguaia, a faixa de dobramentos geossinclinais que orla o que considerava "Plataforma do Guaporé". Nesse contexto, estabeleceu uma correlação entre os grupos Cuiabá e Tocantins, e não incluiu no geossinclínio, as rochas naquela época consideradas como Grupo Araxá (hoje Estrondo), por julgá-las compondo o "Maciço Média no Goiano". Silva *et alii* (1974) introduziram o termo Faixa Orogênica Araguaia--Tocantins com evolução no Transamazônico, e consideraram os seus metamorfitos de mais alto grau, integrando o Grupo Araxá, sem que justificassem a proposição. Montalvão (1978) já chamava a atenção para o fato de que os grupos Cuiabá e Tocantins, apresentavam litologias e padrões estruturais incorrelacionáveis, o que poderia indicar uma provável descontinuidade entre os segmentos norte e sul do Geossinclínio Paraguai--Araguaia de Almeida (1967). Hasui *et alii* (1980) acreditaram que o segmento norte do referido geossinclínio teve sua evolução ligada ao evento Uruçuano, mais antigo que o segmento sul desenvolvido no Brasileiro. Assim introduziram a denominação Faixa de Dobramentos Araguaia para a parte norte propondo o abandono o termo Araguaia--Tocantins de Silva *et alii* (1974) considerado como indicativo de uma "situação geográfica" (sic).

Analisando-se estes trabalhos, é de se admitir que se houver um consenso, como parece ser a tendência atual em considerar o Super Grupo Baixo Araguaia integrando uma faixa de dobramentos distinta daquela do Grupo Cuiabá, o termo Araguaia--Tocantins deve ter seu uso consagrado por uma questão de prioridade. O problema da idade do cinturão metamórfico ainda é um assunto controverso. Além disso, existem dúvidas se este cinturão é realmente pericratônico, pois a sudeste da área, nos domínios do Complexo Goiano existe uma associação vulcano-plutônica (Grupo Ipueiras) correlacionável ao Super Grupo Uatumã, o que poderia indicar uma continuidade da Plataforma Amazônica para aquela região. Assim, a Faixa Orogênica Araguaia--Tocantins poderia ser caracterizada como intracratônica, fato já aventado por Bezerra *et alii* (1981)

2.4.1. Grupo Estrondo -- A denominação Grupo Estrondo, coube a Hasui, Hennies e Iwanuch (1975) considerando que: "... o chamado Grupo Araxá do norte de Goiás não pode ser correlacionado com o Grupo Araxá definido no oeste mineiro e estendido até a região de Peixe (GO), pois as vergências são opostas, o grau de metamorfismo do primeiro decresce gradualmente para oeste passando para aquele do Grupo Tocantins, e existe uma faixa de Complexo Basal Goiano, separando as duas unidades Araxá". Montalvão (1976, *apud* Hasui, Abreu e Silva, 1977) ainda empregando a denominação Grupo Araxá, subdividiu a unidade da base para o topo em formações Lontra, São Geraldo, Serra dos Martírios e Tocantins. Assim, o Grupo Araxá seria tudo aquilo que hoje é considerado Super Grupo Baixo Araguaia, onde o Grupo Tocantins foi incluído na categoria de formação. Hasui, Abreu e Silva (1977) a

ceitando a denominação Estrondo de Hasui, Hennies e Iwanuch (1975) reduziram-na a categoria de formação quando criaram o Grupo Baixo Araguaia.

Abreu (1978) retornou a denominação original de Grupo Estrondo que assim comportou subdivisões em formações denominadas por este autor de Morro do Campo e Xambioá. A Formação Morro do Campo no mapa apresentado, ocorreria no núcleo e bordas das estruturas de Colméia, Serra do Lontra, Xambioá e serra dos Martírios e seria constituída pelos gnaisses do núcleo das estruturas (hoje sabe-se que em Colméia estas rochas estão incluídas no Complexo Colméia), além de quartzitos puros e muscovíticos com intercalações que edificariam os flancos com ressalte topográfico das "braquidobras". A Formação Xambioá teria posicionamento estratigráfico acima da Formação Morro do Campo em contato transicional e constituição a base de espessos pacotes de xistos representados por muscovita-biotita xistos e calco-muscovita-biotita xistos. Estas unidades correspondem ao que Montalvão (1977 e 1978) denominou de Formação Serra do Lontra e São Geraldo. A Formação Serra dos Martírios, como se pode observar no mapa de Abreu (op. cit.) encontra-se mapeada como Formação Xambioá. A partir desta revisão bibliográfica pode-se dizer que são reconhecidos como subunidades do Grupo Estrondo, as formações Serra do Lontra, São Geraldo e Serra dos Martírios de Montalvão (1977), as duas primeiras correspondentes ao que Abreu (1978) considerou como formações Morro do Campo e Xambioá. Além dessas, Costa (1980) relacionou ao topo do grupo a formação Canto da Vazante que em termos litológicos também pode pertencer a base da seqüência, já que parecem representar rochas de um grau metamórfico relativamente alto.

O Grupo Estrondo na área em pauta é constituído de xistos quartzo-feldspáticos, anfibólio xistos, migmatitos, gnaisses, quartzitos ferruginosos, ortoquartzitos e metaconglomerados, metamorfisados na fácies xisto verde o anfibólito. Distribui-se de norte a sul segundo uma faixa grosseiramente sub-meridiana com largura máxima de 50 km. A leste seus limites são encobertos pelos sedimentos da Bacia do Paranaíba e a sudeste transiciona para a associação petrotectônica do Complexo Goiano. O oeste limita-se com o Grupo Tocantins em contato transicional. Encontra-se posicionado no Pré-Cambriano Médio com idade mínima ao redor de 1.850 MA e na coluna estratigráfica é mais novo que o Grupo Serra do Inajá e mais antigo que o Grupo Tocantins. Hasui et alii (1980) apresentaram uma isócrona Rb/Sr para o grupo com aproximadamente 1.050 MA, aqui interpretada como representativa do último evento de reomogeneização isotópica sofrido por suas rochas.

Esta idade mínima aqui admitida deve-se ao fato de que segundo Cunha et alii (1981), xistos feldspatizados do Grupo Estrondo ocorrentes na região de Colméia, alinharam-se segundo a isócrona de 1.834 ± 59 MA, obtida para o Complexo Colméia, com idade convencional de 1.924 ± 68 MA. Além disso, nos domínios do Complexo Goiano, desenvolveu-se um cinturão metamórfico denominado por Cunha et alii (1981) de Grupo Santo Antônio, que é seccionado por intrusivas graníticas, do Grupo Ipueiras com idade ao redor de 1.950 MA. O Grupo Santo Antônio parece truncar o Super Grupo Baixo Araguaia o que lhe estabeleceria uma idade mínima.

2.4.2. Grupo Tocantins -- O primeiro pesquisador a estudar as rochas inerentes a esta unidade litoestratigráfica foi Rego (1933) que chamou de Série Tocantins as rochas aflorantes naquele rio desde Alcobaca (Tucuruí) até além de Marabá. Posteriormente vários autores a estudaram colocando-as na categoria de Série e posteriormente grupo. Montalvão (1977) reduziu a categoria de formação, quando a incluiu no Grupo Xambioá, retomando a terminologia Grupo em 1978. Hasui, Abreu e Silva (1977) suprimiram o termo Grupo Tocantins que foi substituído pelas formações Couto Magalhães e Pequizeiro. E Abreu

[1978] com o Super Grupo Baixo Araguaia retomou a antiga terminologia já consagrada para a unidade.

Na área em epígrafe o Grupo Tocantins é constituído por filitos, clorita xistos, metarcósio e metagrauvacas, quartzitos, jaspers, mármoles, metassiltitos e metargilitos. Ocorre numa faixa aproximadamente N-S, com largura máxima da ordem de 125 km no lado leste da área limitando-se a noroeste com o Complexo Xingu; a sudoeste acha-se encoberta pelos sedimentos fanerozóicos. A leste limita-se com o Grupo Estrondo em contato transicional. Analisando-se estes grupos, como compondo um Super Grupo Baixo Araguaia, o Grupo Tocantins também fica posicionado no Pré-Cambriano Médio, sendo mais novo que o Grupo Estrondo e mais antigo que as Básicas e Ultrabásicas do Quatipuru. Esta idade de (1.850 MA) também é corroborada pelas relações estratigráficas entre o Grupo Tocantins e a Formação Tucuruí de Trow *et alii* (1976). Este grupo encontra-se jogado por falha de empurrão sobre a Formação Tucuruí, sendo portanto mais antigo que a mesma. Esta formação segundo Hasui *et alii* (1981) é correlata da Formação Gorotire que como veremos posteriormente, assenta-se sobre vulcânicas ácidas com 1.850 MA e é seccionado por granitos intrusivos datados em 1.650 MA. Em resumo, tem-se como subunidades do Grupo Tocantins as Formações Pequiseiro e Couto Magalhães, ambas definidas por Hasui, Abreu e Silva (1977). Hasui *et alii* (1980) efetuaram datações no Grupo Tocantins pelo método ⁴⁰K-Ar e obtiveram resultados entre 800 e 500 MA.

2.4.3. **Básicas e Ultrabásicas Tipo Quatipuru** -- Os trabalhos do Projeto RADAMBRASIL na área da Folha SC.22 Tocantins evidenciaram uma série de corpos de natureza básico-ultrabásica, apresentando dimensões, composições e transformações metassomáticas variadas; com as rochas encaixantes suas relações são ainda obscuras, sendo que vários corpos integrantes desta unidade parecem concordantes com as mesmas (Serra de São José por exemplo); enquanto outros mostram relações que sugerem discordâncias (Serra do Quatipuru ou Taina-Recan). Efeitos de metamorfismo dinamo-termal estão presentes em alguns corpos enquanto que em outros essas características são imperceptíveis ou ausentes. Os tipos litológicos são predominantemente serpentinitos, antofilita clorita serpentinitos, tremolititos, talco xistos e clorititos. Tal unidade tem suas melhores exposições nas serras Quatipuru ou Taina-Recan (orientada grosseiramente N-S) e São José, está orientado NW-SE, únicas com representatividade areal no mapa aqui apresentado. Encontram-se sob a forma de corpos esparsos na área do Super Grupo Baixo Araguaia, principalmente na faixa de ocorrência do Grupo Tocantins, onde se encontra a Serra do Quatipuru que empresta o nome a esta unidade. Cunha *et alii* (1981) propuseram tentativamente uma correlação entre os vários corpos presentes nesta unidade litoestratigráfica, situando-as logo acima do Grupo Tocantins. Hasui *et alii* (1980) obtiveram valores de 780, 560 e 480 MA em rochas básicas então atribuídas ao Grupo Tocantins; esses números, na interpretação dos citados autores, relacionam-se a processos de rejuvenescimento isotópico.

2.5. Super Grupo Uatumã

Esta unidade litoestratigráfica designa as rochas vulcânicas de caráter ácido a intermediário e mais raramente básico, com suas intrusivas subvulcânicas e plutônicas comagmáticas associadas e intercalações locais de sedimentos, que com extensa distribuição na área em pauta representa o prologamento para essa parte da Plataforma Amazônica daquilo que tem sido extensivamente descrito como Grupo, Super Grupo e até mesmo Complexo Uatumã, tanto a norte como a sul da Síntese do Amazonas. Este vulcano-plutonismo no mapa aqui apresentado encontra-se indiferenciado, mas os trabalhos do Projeto RADAMBRASIL na área em tela (Cunha *et alii*, 1981) identificaram no Super Grupo "Ua

tumã, a Formação Iriri e a Suíte Intrusiva Rio Dourado. A Formação Iriri designa rochas vulcânicas na forma de riolito-, riodacitos, tufos e ignimbritos com andesitos subordinados e intercalações sedimentares localizadas. Encontra-se datada na área através de 11 determinações Rb/Sr cujos resultados quando plotados em diagrama isocrônico de referência fornecem uma isócrona de 1.856 ± 29 MA, sendo posicionada no Pré-Cambriano Médio. Estratigraficamente é mais nova que o Grupo Tocantins e mais antiga que a Suíte Intrusiva Rio Dourado. Encontra-se recoberta discordantemente pela Formação Gorotire com desenvolvimento de conglomerado basal nesta unidade.

A fase migmática de jazimento mais profundo que compõe o Super Grupo Uatumã, se faz representar pela Suíte Intrusiva Rio Dourado, com rochas às vezes subvulcânicas na forma de granitos, granitos gráficos, granófiros, granitos pórfiros, granitos rapakivi e microgranitos. Apresenta idade isocrônica Rb/Sr de 1.737 ± 50 MA e razão inicial de $0,19 \pm 0,008$, o que para Tassinari (1980) indicaria uma origem a partir do retrabalhamento de rochas crustais.

2.6. Formação Gorotire

Foi Ramos (1955) o primeiro a utilizar o termo "arenito da serra de Gorotire" para designar um pacote de arenitos grosseiros a conglomeráticos com subordinados horizontes de granulometria mais fina, leitões de conglomerados, conglomerados com seixos variáveis entre 5 a 10 cm, cores predominantemente esbranquiçadas, caulínicos tectonizados. Posteriormente Barbosa et alii (1966) deram à unidade o status de formação, e que seria distinta de um outro conjunto sedimentar, mais novo, ao qual denominaram de Formação Cubencranquên. Da literatura geológica, nota-se que dois problemas envolvendo a Formação Gorotire foram alvo de controvérsias. O primeiro seria a sua distinção da Formação Cubencranquên, pois existem autores que não aceitam a separação entre as duas unidades, englobando-as em uma só Formação Gorotire caso de Silva et alii (1974); outros, como Barbosa et alii (op. cit.) advogam uma discordância entre as mesmas e que somente após um certo dobramento da Formação Gorotire teria começado a sedimentação da Formação Cubencranquên, posteriormente dobradas em conjunto. O segundo problema seria as relações estratigráficas entre a unidade em pauta e o Super Grupo Uatumã. Martins & Araujo (1979), após a apresentação de um relato histórico sobre a Formação Gorotire e escudados no "... fato de nunca haver sido descrito petrograficamente a existência de fragmentos de vulcânicas como constituinte de tais rochas na seção tipo da unidade" consideraram improvável seu posicionamento pós-Uatumã. Santos, Leal e João (1980) já englobaram as coberturas Beneficente, Gorotire, Cubencranquên e Mutum Paraná, e o vulcano-plutonismo do "Escudo do Guaporé" em uma grande unidade litoestratigráfica denominada de Complexo Uatumã, que representaria os processos e produtos das ativações tectono-magmáticas na "mega porção sul do Craton Amazônico". E finalmente existe grande número de autores que colocam a Formação Gorotire em superposição a este vulcano-plutonismo.

Com relação primeiro problema, pode-se admitir que litologicamente as duas unidades (Gorotire e Cubencranquên) podem ser diferenciadas, pois desconhecemos na primeira a grande contribuição tufácea e de sedimentação imatura presente na segunda. Analisando-se as coberturas sedimentares pré-cambrianas da Amazônia, vislumbra-se dois patamares estratigráficos perfeitamente identificáveis. O primeiro, mais antigo englobaria a Formação Gorotire e os Grupos Beneficente e Roraima e provavelmente a Formação Mutum Paraná (?); e o segundo, as Formações Cubencranquên, Dardanelos, Prosperança e provavelmente Prainha (?). Na área da Folha SC.21 Juruena, sabe-se que na Formação Dardanelos existem duas intercalações de basaltos, onde o derrame inferior possui idade de 1.400 MA e superior com 1.200 MA (Silva et alii, 1980), o que

por correlação estabelece, uma idade para a Formação Cubencraquém. Na área em pauta, a Formação Gorotire é cortada pela Suíte Intrusiva Tarumã (Cunha et alii, 1980) datada em 1.641 ± 22 MA o que estabelece também uma idade mínima para a Formação Gorotire, e nesse caso as duas unidades seriam temporalmente distintas.

Com relação ao segundo problema, Cunha et alii (1981) enumeram uma série de seções, onde na base da Formação Gorotire foram descritos conglomerados com seixos de rocha vulcânica ou a própria Gorotire assentada sobre a Formação Iriri, o que esclarece as relações estratigráficas entre essas unidades. Portanto, a Formação Gorotire assenta-se sobre vulcanitos da Formação Iriri com idade de 1.856 ± 29 MA, e é cortado por granitos da Suíte Intrusiva Tarumã com 1.650 MA, o que a coloca com um posicionamento inquestionável no início do Pré-Cambriano Superior. Litologicamente compõem-se de arenitos ortoquartzíticos, arenitos feldspáticos e sublíticos, arcóseos, grauvacas, conglomerados e siltitos.

2.7. Suíte Intrusiva Tarumã

Sob esta denominação, Cunha et alii (1981) incluíram sete corpos graníticos subvulcânicos a hipobássais, relacionados a episódios de recorrência magmática ácida pós-Formação Gorotire, muito bem representado na Serra do Inajá, onde se instalou o corpo granítico paradigma desta suíte, nas proximidades da fazenda Tarumã que lhe empresta o nome.

Estratigraficamente a Suíte Intrusiva Tarumã situa-se entre a Formação Gorotire, em quem desenvolve auréola de contato, e a Formação Cubencraquém, que lhe é superposta. Amostras de granitos desta suíte foram submetidas a análise geocronológica pelo método Rb/Sr e quando plotados em diagrama isocrônico alinharam-se segundo uma reta de 1.641 ± 22 MA, o que geocronologicamente a diferencia da Suíte Intrusiva Rio Dourado. Os tipos petrográficos inerentes a esta suíte são biotita granitos, monzonitos, álcali-granitos, hornblenda biotita granitos, granodioritos e tonalitos.

2.8. Formação Cubencraquém

A Formação Cubencraquém foi definida por Barbosa et alii (1966), como uma seqüência de clastos, constituída de baixo para cima, de arcóseos finos, arenitos finos, jasperóides, chert e siltitos. Referiram-se ainda a estruturas globóides silicosas, na cachoeira das Andorinhas ou Tipotikré, com camadas concêntricas atingindo até 40 cm de diâmetro, correspondendo a um nível estromatolítico.

Suszczynski (1970) referiu-se à cobertura sedimentar dobrada da Plataforma Amazônica, na qual inclui a cobertura sedimentar dobrada Cachimbo--Cubencraquém, para designar "... tous les témoins d'érosion de la couverture sédimentaire plissée qui sont assis directement sur le socle cristallin du Brésil Central". Assim, tratou indistintamente todas as unidades litoestratigráficas de cobertura de plataforma pré-cambriana, dispostas ao sul da Bacia do Amazonas.

Almeida (1974) correlacionou a tectônica do Escudo Báltico com a do Craton do Guaporé, e se referiu a Formação Cubencraquém como sendo de origem continental, apresentando deformações que poderiam responder à reativação Rondônia.

Araújo et alii (1975) retomaram a denominação Formação Cubencraquém, no sentido de Barbosa et alii (1966), invalidando a proposição de Silva et alii (1974), argumentando que as formações Gorotire e Cubencraquém mostram aspectos geomorfológicos distintos.

Pessoa et alii (1977) subdividiram esta unidade em três membros, quais sejam: Membro Inferior, constituído por conglomerados, brechas e arcóseos, com siltitos e argilitos associados; Membro Médio, tufos ci

neríticos; e Membro Superior, arcósios com siltitos e argilitos associados.

Montalvão & Bezerra (1979) admitiram com certa dúvida, ser a Formação Cubencranquém diferenciada da Formação Gorotire e estabeleceram uma correlação daquela com as formações Prainha e Dardanelos (Almeida & Nogueira Filho, 1959), que é aceita neste trabalho. Para aqueles autores a Formação Cubencranquém é constituída "... por rochas predominantemente avermelhadas, em parte rosadas, granulação mormente fina, siltitos e arenitos finos".

As litologias características dessa formação, estão representadas por arenitos arenosos, subarcoseanos, líticos e sublíticos predominantemente e com escala subordinada encontram-se tufos vítreos ou/é caulínicos (cineríticos), chert estratificado, siltitos, brechas vulcânicas e conglomerados.

A Formação Cubencranquém tem sua seção tipo na serra do mesmo nome, situada a sul do Estado do Pará. No rio Riózinho, afluente da margem esquerda do rio Fresco, e que tem suas nascentes na serra de Cubencranquém, foram estudadas as rochas que afloram desde a cachoeira da Fumaça até aquela do posto indígena da Funai. A cachoeira da Fumaça constitui-se de um pacote de arenito róseo-avermelhado, disposto sob a forma de camadas em espessuras decimétricas a métricas, exibindo estratos cruzados em forma de cunha, de pequeno a médio porte. Na cachoeira das Andorinhas encontram-se arcósios róseos, sobrepostos a rocha piroclástica (?) acinzentada com pintas brancas, às vezes, com marcas de onda simétricas; neste ponto ocorre um nível arcoseano, brechóide, podendo corresponder a piroclásticas. Nas porções meridional e oriental da serra de Cubencranquém, esta unidade assenta-se sobre rochas riolíticas da Formação Iriri. Na serra Pelada, a leste do rio Xingu, a Formação Cubencranquém está disposta sob a forma de uma estrutura sinclinal, onde se encontram expostas rochas piroclásticas e arcoseanas, além de horizontes de brecha intraformacional. A formação ocorre ainda sob a forma de platôs elevados edificadores de sinclinais complexas, a esquerda do rio Xingu, logo a jusante da cachoeira Von Martins. Na parte oriental da serra dos Jurunas, essa estrutura complexa mostra direção predominante NE, tendo sofrido intenso efeito de tafrogênese NW-SE provocando um certo adelgaçamento na região da cachoeira Pedras.

A Formação Cubencranquém ocorre ainda irregularmente distribuída no quarto noroeste da Folha SC.22 (Tocantins).

Quanto à idade dessa formação e seu posicionamento estratigráfico, Almeida & Nogueira Filho (1959) ao definirem as formações Dardanelos e Prainha, admitiram que poderia ser tanto paleozóica (pré-siluriana) quanto Pré-Cambriana Superior e pré-rética, respectivamente.

Barbosa et alii (1966) sugeriram idade pré-siluriana para esta unidade e a posicionaram na coluna estratigráfica como Eo-Paleozóica.

Pessoa et alii (1977) admitindo uma correlação temporal entre o vulcanismo Crepori e o Membro Médio da Formação Cubencranquém, situaram esta unidade no Proterozóico Médio (1.611 ± 26 MA), que é a idade de daquele vulcanismo.

Vários outros autores estudaram o assunto, alguns tratando distintamente, outros conjuntamente esta unidade com a Formação Gorotire.

Neste trabalho, a Formação Cubencranquém é correlacionada por tentativa à Formação Dardanelos e à Formação Prainha de Almeida & Nogueira Filho (op. cit.), em vista da homotaxialidade aparentemente existente entre elas de acordo com as características comuns: intercalações de rochas vulcânicas, natureza arcoseana, presença de conglomerados intercalados, cores frequentemente avermelhadas, presença de fragmentos líticos, estruturas de descoloração diagenética, granulometria fina a grosseira, dinamometamorfisados localmente, etc. Admitindo-se esta correlação como verdadeira, a Formação Cubencranquém adquire uma idade entre 1.200 a 1.400 MA, obtidas para as vulcânicas da Formação A

rios, (Silva *et alii*, 1980) que no Graben dos Caiabis intercalam-se nos sedimentos da Formação Dardanelos. Desse modo, fica a Formação Cubencranquém posicionada estratigraficamente entre a Suíte Intrusiva Tarumã e Suíte Intrusiva Redenção, correspondendo ao Pré-Cambriano Superior.

2.9. Suíte Intrusiva Redenção

Sob esta denominação, Cunha *et alii* (1981) englobaram corpos graníticos relacionados ao avento plutônico ácido mais novo até então registrado na Plataforma Amazônica.

São estruturas evidenciadas positivamente nas imagens de radar, as quais formam corpos circulares a elipsoidais de 20 a 30 km de diâmetro. A SWW da cidade de Redenção localiza-se o Granito Redenção formador da serra dos Piaus, principal corpo desta suíte (centronorte da quadrícula SC.22-XA). Outro corpo, situa-se no extremo NE da quadrícula SC.22-VB.

Petrograficamente esta suíte, enquadra granitos pórfiros típicos, granitos granofíricos com texturas pórfiras, viborgíticas e granofíricas. Além destas características, o formato circular a elipsoidal dos corpos, o desenvolvimento de metamorfismo de contato, a presença de cristais de quartzo, geralmente com cores azuladas e hábito bipi ramidal que denotam formação a altas temperaturas, bem como a presença de fluorita nas amostras, indicam características intrusivas para estas rochas. No geral possuem tonalidades rosadas, composição quartzo-feldspática, ricos em álcali-feldspato e portadores de quartzo azulado.

Para a datação do Granito Redenção foi utilizado o método Rb/Sr, obtendo-se uma idade convencional de 685 ± 30 MA.

2.10. Cobertura Sedimentar Fanerozóica

A Cobertura Sedimentar Fanerozóica, no presente trabalho está representada pelas litologias da Bacia do Parnaíba, Cobertura Sedimentar Terciário-Quaternário, Cobertura Sedimentar do Bananal e Holoceno Aluvionar.

A Bacia Sedimentar, do Parnaíba, localizada na porção leste da área, se faz representar por sua seção Paleozóica, tendo sido identificadas as formações Serra Grande (Siluro-Devoniano), Pimenteiras, Cabeças e Longã (Devoniano), as unidades carboníferas indiferenciadas (Poti e Piauí) e a Formação Pedra de Fogo (representante do Permiano).

A Cobertura Sedimentar Terciário-Quaternário, localizada na porção sul e parte do centro-oeste da área, representa extensas acumulações de rochas em parte laterizadas, contendo fragmentos predominantemente quartzosos, originários dos processos de pediplanização terciário-quaternário.

Encobrindo grande parte da região sudoeste, a Cobertura Sedimentar do Bananal, caracteriza-se por sedimentos areno-argilosos, geralmente inconsistentes, algumas vezes mostrando avançado estágio de laterização.

O Holoceno Aluvionar constituído essencialmente por cascalhos inconsistentes, arenitos, siltitos e argilitos, depositaram-se ao longo das planícies aluviais dos principais cursos d'água (rios Xingu, Tocantins e Araguaia).

3. CONCLUSÕES

O mapeamento geológico realizado pelo Projeto RADAMBRASIL na área em pauta permitiu compor um ordenamento estratigráfico para esta região bem como propiciou u'a melhor caracterização das unidades litológicas.

stratigráficas ali ocorrentes. Com esses trabalhos foram definidas novas unidades como é o caso das Suítes Intrusivas Tarumã e Redenção, e do Grupo Serra do Inajá; este apresentando associações de rochas semelhantes aos greenstone belts. Além disso, foi consideravelmente aumentada a área de exposição do Super Grupo Uatumã, tendo sido detectados mais de 60 corpos graníticos relacionados a esta unidade litostratigráfica.

A visão regional, bem como a integração com os trabalhos realizados, pelo projeto em áreas vizinhas, propiciou o acréscimo de novos dados e interpretações no tocante a Faixa de Dobramento Araguaia--Tocantins, que muito irão contribuir para o desvendamento da complexa história evolutiva desse cinturão metamórfico.

No campo econômico, o mapeamento geológico aqui referenciado, e que foi apresentado por Cunha et alii (1981), fez uma gama de recomendações, sendo que entre as relacionadas com as unidades referidas no presente trabalho destacam-se as seguintes:

- Mapeamento geológico de detalhe e levantamento de pesquisa mineral no âmbito do Grupo Serra do Inajá, visando sua potencialidade em Au, Cu, Cr, Ni, Pt, Zn, Fe, Mn, etc.

- A região noroeste da área onde foram detectados vários corpos graníticos em associação com vulcânicas ácidas, é altamente credenciada para pesquisa mineral de Sn, Au, Mo, W, Zn e U.

- Estudos nas coberturas Cubencranquém e Gorotire foram recomendados, visando conhecer seu potencial auro-urano-diamantífero.

AGRADECIMENTOS

Manifestamos nossos sinceros agradecimentos aos dirigentes do Projeto RADAMBRASIL pela permissão concedida para a realização do presente trabalho. Agradecemos também a Peter Relf Hildred pela transcrição do resumo para o inglês, a Sônia Paulina Pereira e a Mary Silva Martins pela execução datilográfica do texto.

4. BIBLIOGRAFIA

ABREU, F. de A.M. de. 1978. O Super Grupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.539-545.

ABREU, F. de A.M. de; SILVA, J.M.R. da; HASUI, Y. 1980. Evolução do Grupo Estrondo na região de Xambioá - Go. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia. v.5, p.2542 - 2550.

ALMEIDA, F.F.M. de. 1974. Evolução tectônica do Craton Guaporé comparada a do Escudo Báltico. R. Bras. Geoci., São Paulo, 4(3): 191-204.

_____. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. B. Divi.Geol. Mineral., Rio de Janeiro (241):1-36.

ALMEIDA, F.F.M. de & NOGUEIRA FILHO, J. do V. 1959. Reconhecimento geológico no rio Aripuanã. B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (199):1-43.

ARAÚJO, V.A. de. 1975. Projeto Manissauã-Missu; reconhecimento geológico; relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM, 1975. 4v (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2422) v.2.

BARBOSA, O. et alii. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Monografia, Div. Geol. Mineralogia, Rio de Janeiro, 19, 95p.

_____. 1969. Projeto Brasília-Goiás; geologia e inventário dos recursos minerais. Goiânia, DNPM/PROSPEC, 225p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 51)

BEZERRA, P.E.L. et alii. 1981. A Associação Plutono-Vulcânica Ipuei

- ras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, Geologia do Pré-Cambriano, 1º, Goiânia, 1981. Resumos. Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p.13.
- CORDANI, U.G. et alii. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2º, Arica - Chile. Actas. Arica, 1979. n.p.
- COSTA, J.B.S. 1980. Estratigrafia da região de Colméia, Go. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia. v. 2, p.720-728.
- CUNHA, B.C.C. da et alii. 1981. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia - Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC. 22 Tocantins. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 22)
- GUERREIRO, M.G.S. & SILVA, J.M.R. da. 1976. Projeto Guaraí-Conceição; relatório final. Belém, DNPM. 50p.
- HASUI, Y.; ABREU, F. de A.M. de; SILVA, J.M.R. da. 1977. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai--Araguaia no centro-norte do Brasil. São Paulo, Univ. de São Paulo, 1977. Separata do B. Inst. Geoci., São Paulo, 8:107-118, 1977.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F. de A.M. de. 1980. Evolução estrutural da região de Colméia, Go. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p.2648-2658.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. 1975. Idades potássio-argônio do precambriano da região centro-norte do Brasil. B. Inst. Geoci., São Paulo, 6:77-83.
- HASUI, Y. et alii. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p.2659-2676.
- _____. 1981. A faixa de dobramentos Araguaia - Estado de conhecimento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, Geologia do Pré-Cambriano, 1º, Goiânia, 1981, Resumos. Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p.9.
- IANHEZ, A.C.; SOUSA, A.M.S. de; MONTALVÃO, R.M.G. de. 1980. Geologia da seqüência vulcano-sedimentar da Serra do Inajã. Santana do Araguaia - PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú. v.5, p.2918-2928.
- MARTINS, R.C. & ARAÚJO, O.J.B. de. 1979. Projeto integração geológico-geofísica sul do Pará; relatório final. Belém, DNPM/CPRM, v.I.
- MONTALVÃO, R.M.G. de. 1977. Litoestratigrafia do Grupo Xambioá (Grupo Araxá). Belém, Projeto RADAMBRASIL, 15p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 135-G).
- _____. 1978. Litoestratigrafia do Grupo Xambioá (Estrondo) e Grupo Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.649-657.
- _____. 1979. Operação 538/79; reconhecimento geológico no canto sudeste da Folha SC.22 Tocantins (Serra de Santo Antônio), e nordeste da Folha SD.22 Goiás. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL. 10p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 308-G)
- MONTALVÃO, R.M.G. de & BEZERRA, P.E.L. 1979. Geologia e Tectônica da Plataforma (craton) Amazônica (parte da Amazônia Legal Brasileira). Goiânia. Projeto RADAMBRASIL. n.p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 233-G)
- MONTALVÃO, R.M.G. de; CUNHA, B.C.C. da; POTIGUAR, L.A.T. 1979. Contribuição à geologia da faixa orogênica Araguaia-Tocantins na porção leste da quadricula SC.22-X-B. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL. n.p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 233-G).

- PUTY, C.O.F. **et alii**. 1972. Projeto Marabá; relatório integrado. Belém, DNPM/CPRM, 12v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 1974) v.1.
- PESSOA, M.R. **et alii**. 1977. Projeto Jamanxim; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 8v.
- RAMOS, J.R. de A. 1955. Reconhecimento geológico no Alto rio Fresco, estado do Pará. Rel. Anual. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, 1954:32-49.
- REGO, L.F. de M. 1933. Notas geográficas e geológicas sobre o rio Tocantins. B.Mus. Paraense Emílio Goeldi, Geol., Belém, 9:271-288.
- SANTOS, D.B. dos; LEAL, J.W.L.; JOÃO, X. da S.J. 1980. Complexo Uatumã: conotação estratigráfica para produtos de ativação de plataforma no Escudo do Guaporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.798-810.
- SANTOS, D.B. dos **et alii**. 1975. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SB.21 Tapajós. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 7)
- SCHOBENHAUS FILHO C. **et alii**. 1975a. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Goiás (SD.22). Brasília, DNPM, 75p.
- _____. 1975b. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Tocantins (SC.22). Brasília, DNPM, 56p.
- SILVA, G.G, da **et alii**. 1974. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral, Projeto RADAM. Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 4)
- SILVA, G.H. **et alii**. 1980. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21 Juruena. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- SUSZCZYNSKI, E. 1970. La geologie et la tectonique de la platform. A mazonienne Geol. Rundsh., Stuttgart, 59(3):12-1253.
- TASSINARI, C.C.G. 1980. Estudo geocronológico da Folha SC.22 Tocantins. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, n.p. (Relatório Interno RADAM BRASIL, 292-G).
- TROUW, R.A.J. **et alii**. 1976. Geologia da região de Tucuruí Baixo Tocantins, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. Anais. Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.137-148.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE SEDIMENTAÇÃO DO GRUPO BENEFICENTE NO ALTO RIO SUCUNDURI-AM

Milton Sérgio de Carvalho

Antonio Jorge de Andrade Figueiredo

COMPANHIA ADMINISTRADORA MORRO VERMELHO - CAMV

ABSTRACT This paper is related to the definition of the Beneficente Group in the area limited by coordinates 58°30' WGr., - 07°30' S, 58°30' WGr. - 09°00' S, 59°30' WGr. - 09°00' S, 59°30' WGr. - 07°30' S and its economic potentialities for Cu, Pb, Co and U.

The group is a transgressive-regressive sequence, unconformably overlying the Uatumã Group and underlain by the Cubencranquem Formation. It has from base toward, six informally named units: Unit 1 - basal (220m) detrital conglomerates and sandstones; Unit 2 - basal clastic-chemical (215m) with a transitional zone of hard calcarenite beds, a medium zone of calcarenite and dolarenite and an upper zone mainly of argillites and dolarenites; Unit 3 - intermediate clastic (390m) of rose sandstones, claystones and siltstones; Unit 4 - intermediate clastic-chemical (90m) stromatolitic dolarenites; Unit 5 - upper clastic (140m) of siltstones; and Unit 6 - upper clastic-chemical (100m) of stromatolitic dolarenites.

The depositional environment was a shallow neritic sea, conditioned by paleochannels, paleobays and paleohighs responsible for the big lateral and vertical lithologic variations.

The dominant structural pattern is orthogonal faulting with N45W and N45E directions and crosscutting polarity systems in the Terra Preta region and in the central part of the Sucunduri Dome a few more southwestward.

Mineralization is contained from top of the basal detrital unit to base of the basal clastic-chemical unit and in the mean zone of the clastic-chemical basal unit. The mineralized levels are 7m-12m thick and about 0,35% Cu rich.

Geochronological ages vary from 1400 m.y. to 1650 m.y. Metamorphism is incipient. Lithologic and environmental aspects of the Beneficent Group have lead the authors to correlate it to the Katanga Supergroup, Upper and Lower Roan Group of the Zambian Copper Belt.

INTRODUÇÃO A área objeto deste trabalho, representa uma parte da grande região trabalhada pelas empresas Camargo Corrêa, em termos de exploração e prospecção mineral, com execução de campo a cargo da Companhia Administradora Morro Vermelho.

A região trabalhada está compreendida entre as coordenadas 58°30'-7°00', 58°30'-9°00', 61°00'-9°00', 61°00'-7°00', englobando as folhas do RADAM 1:250.000, SB.21-Y-C, SC.21-V-A, SB.20-X-B, e a área em apreço compreende as coordenadas 58°30'-7°30', 58°30' - 9°00', 59°30' - 9°00' e 59°30' - 7°30'.

Logicamente os trabalhos da Morro Vermelho visaram a descoberta de jazidas minerais nesta vasta região da Amazônia, porém, devido a falta total de trabalhos básicos em termos de reconhecimento geológico, foi feito, em toda a região, um trabalho de base para melhor dire-

cionar as prospecções minerais, o que forneceu, portanto, um ótimo conhecimento da geologia.

A área mais intensamente pesquisada, inclusive com vários furos de sondagem a diamante, foi a área de Terra Preta, no rio Sucunduri onde se obteve o maior conhecimento da estratigrafia do Grupo Beneficente, o que permitiu chegar as conclusões apresentadas neste trabalho.

Se considerarmos toda a faixa de ocorrência de rochas do Grupo Beneficente, objeto principal deste trabalho, verifica-se que a Morro Vermelho prospectou talvez apenas 10% desta imensa bacia, que, com base nestes resultados obtidos, poderá vir no futuro revelar jazidas minerais, porém, verifica-se também que muito ainda resta a fazer, mesmo em termos de trabalhos básicos, para a exploração e prospecção mineral.

LOCALIZAÇÃO E FISIOGRAFIA A Figura 1, mostra a área enfocada por este trabalho e também parte da área total do projeto da Companhia Administradora Morro Vermelho - CAMV.

A região de Terra Preta está situada no sul do Estado do Amazonas, Município de Borba, a cerca de 650 km de Manaus e 115km a sul da Rodovia Transamazônica.

Os acessos possíveis à área são por via terrestre, fluvial e aérea, até a rodovia Transamazônica, altura do cruzamento com o rio Sucunduri, ou de helicóptero. Para o transporte de carga, a partir de Manaus, pode-se usar barcos grandes até a Transamazônica, pelos rios Aripuanã e Sucunduri.

A região aqui abordada limita-se a oeste com a Serra do Urubu e a leste com a denominada Serra da Borda que formam uma calha por onde ocorre o rio Sucunduri. A norte é limitada pela Serra do Caracaxá, a sul-sudoeste pelo Domo do Sucunduri, e sul-sudeste pelo baixo rio Bararati.

GEOLOGIA

INTRODUÇÃO As rochas do Grupo Beneficente foram estudadas pela equipe técnica da Cia. Administradora Morro Vermelho - CAMV, desde o rio Aripuanã, na altura da localidade de Beneficente, a oeste, até o rio Bararati; a sul desde o paralelo que passa pela confluência do Igarapé Muriru e no rio Sucunduri até a Serra de Caracaxá. Nesta região ao todo foram abertas cerca de 5.000 km de picadas coletadas 64.000 amostras de solo, rocha, batéia e corrente; realizados 24 furos de sonda e descritas 1478 lâminas petrográficas, além de levantamentos geofísicos. Por isso, far-se-á referência sempre que necessário a totalidade da área do Projeto da CAMV, apesar deste trabalho referir-se ao Grupo Beneficente, na quadrícula de Terra Preta, onde foi mais detalhada a estratigrafia. Usar-se-á, a denominação Grupo Uatumã conforme redefinido por RAMGRAB *et alii* (1974), Formação Cubencranquém de acordo com BARBOSA *et alii* (1966).

O mapa figura 2 mostra de maneira bastante simplificada o condicionamento geológico da área. Os limites da Bacia Beneficente na região estudada, é dado pelas seguintes estruturas:

A sul, pela falha de direção noroeste que corta o rio Juruena, acompanha o rio Muriru pela margem direita encaixando o rio Aripuanã, desde a localidade de Jacaretinga até a confluência do rio Roosevelt. A norte, a falha do rio Baixo Verde já fora da área deste trabalho, de direção nordeste, limita o Grupo Beneficente com o grupo Uatumã. O graben do rio Maracanã de direção nordeste vai desde a confluência com o rio Aripuanã, secciona a borda noroeste do Domo do Sucunduri e limita as rochas do Grupo Beneficente na sua extensão para oeste. A leste da porção estudada tem-se o sinclinal do Bararati, SANTOS D. B. *et alii* (1975). A estrutura mais impressionante da área contudo, é o domo do Sucunduri com seus 70 km x 50 km ocupando

a parte central da área total do Projeto.

Outras estruturas de menor porte são o braqui-sinclinal do Urucu, o sinclinal da Serra do Urucu, ambos a norte, e a falha inversa da Serra da Borda, a oeste. Na porção centro tem-se o sistema de falhas de direção NE e NW que se cruzam no Domo do Sucunduri e na quadrícula de Terra Preta. A sul tem-se a estrutura dobrada do Muriru. A região estudada, como um todo, parece representar uma zona de cruzamento de falhas com polaridades no centro do Domo do Sucunduri e no centro da quadrícula de Terra Preta. Estes falhamentos foram constantemente reativados até o mesozóico, pelo menos.

A tectônica plástica limita-se a dobras abertas, normalmente com eixos de direção norte-sul a nordeste, que chegam a amplitudes de dezenas de quilômetros.

ESTRATIGRAFIA

INTRODUÇÃO O Grupo Beneficente foi definido por ALMEIDA e NOGUEIRA FILHO (1959) na localidade homônima, às margens do rio Aripuanã, tendo sido reconhecido então um litofacies inferior de natureza psamítica e outro superior predominantemente pelítico.

Liberatore *et alii* (1973), trabalhando na mesma região, reconheceu uma sequência (da base para o topo) de ardósias, siltitos, arenitos epimetamórficos e quartzitos, no que foi seguido por outros autores que trabalharam na mesma região em epígrafe.

RELAÇÕES DE CONTATO O mapeamento geológico em região amazônica normalmente esbarra em dificuldades decorrentes da espessa cobertura vegetal e de solo. A geoquímica e os furos de sonda foram de inestimável valor para esclarecer muitos pontos controversos.

A primeira estabelecendo o *background* de cada unidade e o segundo o relacionamento dos contatos entre as encaixantes e as várias unidades entre si.

O Grupo Beneficente repousa transgressivamente sobre o Grupo Uatumã, com um conglomerado basal polimítico formado principalmente por seixos de rochas efusivas e granitos. A mais notável exposição situa-se ao longo da face noroeste da borda da Serra do Urucu, onde chega a atingir uma espessura de 50m e na janela formada por rochas Uatumã, 5 km a noroeste da localidade de Terra Preta.

Sobreposto no Beneficente, estão, em discordância erosiva, as rochas da Formação Cubencranquém. Esta discordância é marcada por uma superfície de erosão e laterização, estando bem notada no testemunho de sondagem do Furo l-BO-01-AM e na região do TPN-F5 próximo a Terra Preta, onde afloram estas coberturas terrígenas.

No furo l-BO-01-AM observa-se claramente que entre o final da sedimentação Beneficente e o início da sedimentação de cobertura houve um grande diastema demonstrado por cerca de 13m de conglomerado basal polimítico com seixos de rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, dolarenitos, siltitos e arenitos do Grupo Beneficente.

LITOLOGIA O Grupo Beneficente é constituído de uma sequência litológica de caráter transgressivo-regressivo que, neste trabalho, está reunida informalmente em 6 unidades denominadas de acordo com o caráter predominante da sedimentação, da base para o topo: Unidade detrítica basal, Unidade Clasto-química basal, Unidade clástica intermediária, Unidade clasto-química superior. Todas as unidades foram reconhecidas em superfície sendo que da Unidade clástica intermediária para baixo foram também cortadas em furos de sonda.

UNIDADE 1 - DETRÍTICA BASAL: (220 m) É formada por conglomerados basais e arenitos. O conglomerado basal possui de 13m a 60m, são constituídos por seixos arredondados de 5 cm a 45 cm de tamanho, de riolitos e rochas vulcânicas ácidas, esporádicos seixos de tufos e

raros seixos de quartzo, imersos em uma matriz arcossiana grosseira de cor cinza-clara a cinza-média, com iguais proporções entre a matriz e os seixos.

Na base observa-se a presença de microveios de sílica secundária. A feição sedimentar mais importante é o acamadamento gradacional. O baseia-se na base uma predominância de seixos e boulders alterados, gradando para o topo até o tamanho de grânulos.

Nos furos de sonda apresenta-se bastante litificado e em superfície está alterado sendo os seixos facilmente desagregados da matriz, o que é bem notado nas encostas noroeste da Serra do Urucu.

Este conglomerado grada rapidamente a um arenito fino a médio, duro, maciço, cor avermelhada com esporádicos seixos de rochas vulcânicas intercamadado por camadas métricas de conglomerado. Para o topo tem-se arenito cinza-claro e cinza-róseo fino, feldspático, possuindo pequenos buracos possivelmente por alteração dos pequenos grãos de feldspato.

A natureza destes arenitos é bastante variável, gradando desde ortoquartzíticos a arcoseanos até as grauvas sem uma posição estratigráfica definida, peculiaridade esta, bem notada nos furos de sonda. Possui nas porções mais de topo, óxido de manganês percolando nos planos de fraturas. É notada em toda a coluna a presença de glauconita disseminada em níveis métricos, intercalados. O caráter maciço é mais marcado nas porções mais inferiores. Para o topo predominam níveis com estratificação cruzada e marcas de ondas. No alto da Serra do Urucu estas feições sedimentares são bem notadas em extensos afloramentos sem vegetação nos blocos de arenitos em forma de torres corroídas que aí ocorrem.

A litificação é muito variável. Em furo de sonda mostra-se bastante duro, silificado. Em afloramento apresenta-se friável, lembrando as vezes torrões de açúcar.

UNIDADE 2 - CLASTO-QUÍMICA BASAL: (215 m) O contato é normalmente abrupto com a unidade anterior e consta de três zonas:

- Zona de transição:- constituída por camadas intercaladas de 0,5 a 4m de calcarenito duro, compacto, cor cinza médio, por vezes, bastante fraturado com fraturas preenchidas por magnesita e as vezes barita; Arenito róseo fino muito duro com fraturas preenchidas por magnesita e cimento químico, argilito cinza escuro duro com intercalações centimétricas de arenito calcífero predominando os arenitos na base e no topo e os argilitos nas porções médias. As feições sedimentares mais proeminentes são as laminações bem marcadas nos argilitos e calcarenitos, brechas intraformacionais em níveis centimétricos e estilólitos.

- Zona média:- Constituída por camadas maciças de calcarenito magnésiano silicificado, cor cinza, fino, muito duro, com níveis de brecha calcária intraformacional e níveis de argilitos carbonosos, gradando para calcarenito laminado no topo. Seguem-se camadas métricas de dolarenito cinza médio duro, compacto, com esporádicas laminações de siltito carbonoso, brechas intraformacionais e camadas às vezes métricas, com estruturas estromatolíticas bem desenvolvidas.

- Zona superior:- inicia-se por uma camada de 1 m a 3 m de espessura formado por alternâncias de argilitos cor cinza chumbo, carbonosos e arenitos de cor clara, seguindo de camadas métricas de dolarenito calcítico cinza, granulação média, duro, compacto, alternado com camadas centimétricas de argilito cinza escuro, duro e camadas métricas de dolarenitos magnesianos compactos, com estruturas estromatolíticas, em níveis métricos, gradando para o topo a camadas centimétricas de dolarenito intercalado com arenito creme fino.

UNIDADE 3 - CLÁSTICA INTERMEDIÁRIA: (390 m) Caracterizada por arenitos róseos a avermelhados, finos a médios quartzosos e feldspáticos, estratificados com marcas ondulares e estratificações cruzadas,

com camadas ligeiramente calcíferas onde se intercalam outras de siltitos avermelhados duros compactos com acamadamentos decimétricos. Para a proporção média passam a predominar os siltitos e argilitos passando para o topo a um arenito cinza claro maciço sacaróide e arenito vermelho a róseo mosqueado, fino a médio, massivo.

UNIDADE 4 - CLASTO-QUÍMICA INTERMEDIÁRIA: (90 m) Na base, dolarenito siltico cinza, estromatolítico, com níveis de brechas intraformacionais, passando a um nível intermediário de silito laminado róseo e para o topo camadas de dolarenito com níveis estromatolíticos.

UNIDADE 5 - CLÁSTICA SUPERIOR: (140 m) É constituída por silito róseo bem laminado e localmente silicificado, contendo níveis de argilito. Segue-se um nível de arenito róseo, em camadas centimétricas, aspecto sacaróide, friável.

UNIDADE 6 - CLASTO-QUÍMICA SUPERIOR: (100 m) É constituída por dolarenitos cinza escuro estromatolíticos, calcários oolíticos, brechas intraformacionais e silexites, intercalados com camadas de arenitos róseos e siltitos.

Toda a sequência estratigráfica foi cortada por diques e *sills* de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias. O caráter posterior deste vulcanismo é bem notado nas relações de contato com as encaixantes através de silicificação e metamorfismo de contato.

AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO A deposição do Grupo Beneficente na quadrícula de Terra Preta é caracterizada por uma sedimentação transgressiva-regressiva sobre o substrato irregular formado por rochas do Grupo Uatumã. Este paleobaías e paleoaltos em torno dos quais se deu a deposição. Entre os paleoaltos maiores tem-se o Domo do Sucunduri a sul, a falha do Rio Maracanã a noroeste e o paleoalto de Terra Preta formado por uma extensão de rochas efusivas de direção aproximada N 50 W, passando a N-S que forma parte do flanco leste da sinclinal da Serra do Urucu. Esta superfície muito irregular foi responsável por vários micro ambientes dentro da bacia Beneficente com características próprias de sedimentação.

De uma maneira geral a sedimentação parece ter ocorrido de oeste para leste e de sul para norte. A sedimentação a oeste caracteriza-se pelo maior desenvolvimento da unidade basal. A unidade clasto-química mostra uma predominância de calcários róseos, muito finos e, de maneira geral, tem-se uma maior uniformidade na sedimentação como um todo, fatos estes que foram interpretados com um ambiente oxidante de mar aberto. A sedimentação no vale do rio Sucunduri demonstra uma maior variabilidade ambiental. A superfície de deposição muito mais acidentada fez com que ocorresse maior orregularidade litológica na sedimentação. Aqui os sedimentos são predominantemente escuros, carbonosos, havendo um menor desenvolvimento da unidade basal. A presença de estruturas estromatolíticas em furos de sonda e afloramento são marcantes. Os calcários são escuros e argilosos. De maneira geral os sedimentos demonstram um ambiente nerítico redutor. As unidades variam de espessura a cada furo de sonda, função dos desníveis do paleorelevo contudo mantendo suas características gerais e correlação.

Mais para oeste, região da Serra da Borda, existe uma predominância da unidade basal e de calcários finos, argilosos e siltitos muito uniformes sugerindo um ambiente de águas mais profundas e a continuação para norte do grande ambiente de sedimentação do sinclinal do Bararati SANTOS D. B. dos (*op. cit.*) que se estende desde a borda oeste do Domo do Sucunduri até a altura do meridiano de 58°30' W e paralelo 9°S, desenvolvendo para norte em direção do rio Tapajós. Convém ressaltar que a tectônica rígida parece ter tido um papel importante na sedimentação do Grupo Beneficente na quadrícula de Ter

ra Preta. Durante a fase de sedimentação e posterior a ela, parece ter havido uma reativação geral da tectônica penecontemporânea, propiciando a formação dos vários ambientes particulares da quadrícula, fato este que explica também a atividade vulcânica que corta o Beneficente, responsável inclusive pelo alto grau diagenético dos sedimentos. Ressalta-se, neste contexto, a reativação das falhas do Paneiro e de Terra Preta as quais balizam o baixo estrutural que tem origem no Paneiro, encaixa o rio Sucunduri, passa por Terra Preta, norte do rio Bararati, dirigindo-se para o rio Tapajós, que permitiu a criação de um ambiente marinho, de baía fechada, com características redutoras, nesta região.

A Sedimentação do Grupo Beneficente é assim, de maneira geral um evento transgressivo com fases regressivas importantes, possivelmente condicionada a variações locais do nível do mar e da reativação do tectonismo, do vulcanismo e da polaridade destes eventos. Tais variações adquirem papel importante nas bordas da bacia e zonas mais rasas onde se fizeram sentir mais significativamente.

GEOLOGIA ESTRUTURAL Predomina a tectônica rígida na quadrícula de Terra Preta. Os dois sistemas de falhamento mais importantes são N 45 W e N 45 E.

O sistema nordeste é caracterizado por uma zona de falhamentos de caráter regional, implicando rochas do Complexo Basal Brasileiro, Grupo Uatumã, Grupo Beneficente e Formação Cubencranquém (?).

Os falhamentos mais importantes deste sistema são o *graben* do rio Maracanã, encaixando o rio homônimo; a falha a oeste da Serra do Urucu; o sistema de falhas paralelas que cortam o Domo do Sucunduri, a falha de Paneiro e a falha de Terra Preta 1.

O sistema noroeste é caracterizado, na área, pela grande falha do rio Aripuanã, o sistema de falhas paralelas que corta o Domo do Sucunduri e a falha de Terra Preta 2.

A Serra da Borda parece constituir-se na expressão topográfica de uma falha de acamamento decorrente dos dobramentos holomórficos que afetaram o Grupo Beneficente.

A tectônica plástica está balizada por grandes dobras cuja amplitude pode ir de centenas de metros a dezenas de quilômetros, aliás, conforme citado por ALMEIDA e NOGUEIRA FILHO *op. cit.*, AMARAL 1974, LIBERATORI (*op. cit.*). Suas direções principais são norte-sul a nordeste. São conhecidas dobras importantes como o sinclinal do rio Bararati. Na quadrícula de Terra Preta existem outras dobras importantes, como o sinclinal da Serra do Urucu, e o anticlinal de Terra Preta na margem direita do rio Sucunduri e a sinclinal a sudoeste da Serra da Borda. Existe também a noroeste da Serra da Borda uma braquisinclinal cujo eixo é leste oeste.

Na área de estudo observou-se que os dobramentos estão condicionados fortemente pelo paleorelevo.

É notado o fato de que associado a cada anticlinal se dispõe os conglomerados basais assentados sobre as rochas do Grupo Uatumã de maneira que é normal encontrar-se estas nos núcleos das dobras, moldando o dobramento.

Os eventos NW e NE parecem ter sido reativados continuamente durante e após a sedimentação beneficente, em pulsos. O evento NW, mais antigo, está marcado pela grande falha do rio Aripuanã. Segue-se o evento NE responsável pelo *graben* do Rio Maracanã e demais falhamentos de direção NE seguido da reativação do evento NW que cortou o Domo de Sucunduri. Este último evento deve ser contemporâneo com a intrusão das alcalinas Canamã no núcleo do Domo de Sucunduri.

Ressalta-se na área estudada, duas polaridades da tectônica rígida, representadas pelo cruzamento das falhas Terra Preta 1 e Terra Preta 2, na altura do local homônimo e a outra no centro do Domo de Sucunduri onde o sistema de falhamento paralelos NW corta o sistema NE ortogonalmente.

O Domo do Sucunduri parece ter existência pré-sistema NE pelas seguintes razões: é cortado por este; a sedimentação Beneficente se deu em torno deste inclusive com a presença de conglomerados basais sem contato tectônico com as rochas do Grupo Uatumã.

MINERALIZAÇÃO A mineralização na área foi descoberta por mapeamento geológico regional, de detalhe e, principalmente, por geoquímica regional e de detalhe, que incluíram toda a quadrícula de Terra Preta numa malha de 500 x 500m para se definir o alvo. Neste estágio compreendeu-se a importância do paleoambiente e do nível estratigráfico no controle da mineralização, o que foi posteriormente demonstrado em furos de sonda.

ALMEIDA e NOGUEIRA FILHO (*op. cit.*) já tinham chamado a atenção que pirita, galena, blenda, calcopirita e outros sulfetos espalhados ao longo de planos de estratificação ou enchendo planos de diaclases podem ocorrer em todos os sedimentos do grupo. Mas foi PLIBERATORI *et alii* (*op. cit.*) quem detectou uma anomalia para cobre na região entre Terra Preta e Cachoeira da Fortaleza, ao longo do rio Sucunduri em amostras de rocha, sedimentos de corrente e concentrados de batéia.

Em solo residual, *in situ*, as anomalias iniciam em 200 ppm de Cu chegando até 0,3%, estando restritas as zonas de topo da unidade basal e na base da unidade clasto-química inferior, constituindo-se num dos critérios para definir estas unidades.

Um outro fator controlador da mineralização é a sua localização espacial em relação ao embasamento pré-Beneficente. Foi notado em superfície que estas se dispunham próximas aqueles paleoaltos com taludes escarpados em paleobaias fechadas. Não foi notado nenhum controle em relação as litologias em si. A mineralização transgride as litologias, ocorrendo em arenitos siltitos ou calcários, independentemente. Os trabalhos realizados até aqui demonstram muito mais um controle paleoambiental e estratigráfico.

A presença de estruturas estromatolíticas, comumente encontradas em furos de sonda, são úteis mais para indicar zonas de mar rasos não parecendo ter relação com teores mais elevados de Cu.

Na totalidade dos furos de sonda realizados, constatou-se que as mineralizações estão contidas em dois níveis principais. Topo da unidade detrítica basal/base da unidade clasto-química e zona média da unidade clasto-química basal.

Os níveis mineralizados possuem espessura média de 7m - 12m e os minerais de minério estão distribuídos em níveis preferenciais de centímetros a milímetros de espessura. Os teores encontrados em amostra escolhida chegam ao redor de 3% de Cu os teores em amostras de 0,5m variam de 0,1% até pouco mais de 1%. A média para até 7 metros de camada fica em redor de 0,35% de Cu, em dois furos mineralizados. A zona inferior de minério normalmente está em arenito escuro compacto. A zona superior associada a argilitos e arenitos finos calcífero e camadas de calcarenito, contudo, foi também encontrado altos teores associados a camadas maciças de calcário magnesiano com barita e estromatolitos o que demonstra a independência da mineralização em relação a litologia.

A mineralização, submilimétrica, está distribuída em submilimétricos leitões e também em vênulas que cortam estes, com espessura de até alguns milímetros demonstrando uma mobilização posterior. Está comumente associada a presença de magnesita, barita e colofano e a maior quantidade de grão detríticos de feldspato.

Argilominerais e sericita são as alterações mais comuns.

O mineral de minério comum é a calcopirita, seguida da bornita. A pirita é o opaco mais abundante. É notado também a presença de óxido de ferro e magnetita.

METAMORFISMO, DIAGÊNESE E PETROGRAFIA ALMEIDA e NOGUEIRA FILHO (*op.*

cit.) descreveram estas rochas como do facies xisto verdes em seu mais baixo grau. LIBERATORI *et alii* (*op. cit.*) reconheceram serem estes sedimentos epi-metamórficos. Os trabalhos desenvolvidos por MARQUES, V. J. (relat. inédito) situaram estas rochas dentro do estágio filomórfico de Dapples, caracterizado pela presença de argilo minerais na rocha, último grau diagenético antes do metamorfismo propriamente dito.

As inúmeras lâminas petrográficas descritas mostram uma riqueza petrográfica muito grande nestas rochas. Assim, encontra-se na porção basal arenitos protoquartzíticos, arcósios, sub-arcósios e grauvacas sem nenhuma relação aparente entre si. O mesmo acontece para os siltitos, argilitos e calcários em geral. Nos arenitos é comum ter-se capas autigênicas de quartzo e feldspato, promovendo o soldamento da rocha. Os acessórios mais comuns são carbono, carbonato (que as vezes cimentam a rocha) quartzito, calcedônia, argilominerais, zircão, turmalina, limonita, barita, sericita, feldspato, este chagando a construir, por vezes, cerca de 10% da rocha e colofano formando estruturas concêntricas idênticas a oólitos. A granulometria varia entre 0,1 e 0,7 mm com alternância de níveis grosseiros e finos.

As rochas calcárias são duras, maciças, sendo classificadas normalmente como dolarenitos e dolossiltitos. Os calcários apresentam intercalações siltico-arenosas muito finas e leitos de sílica microcristalina associada a agregados granulares de opacos. Os estilólitos, estão frequentemente preenchidos por opacos. Os cristais de magnesita, quando ocorrem, são alongados com relíquias da estrutura original (pellets e oólitos) e está envolvida poiquiliticamente por finos cristais de barita. Opacos, colofano, zircão e leucoxênio, anatásio e feldspato além de quartzo e sílica microcristalina são componentes comuns dessas rochas.

Siltitos/argilitos estão comumente associados a finas intercalações de arenito micáceo. São ricos em muscovita-sericita e carbonatos, disseminados. Feldspato, turmalina, zircão, leucoxênio, colofano são comuns.

IDADE A primeira tentativa de datar diretamente o Grupo Beneficente, talvez deva-se a MARQUES V. J. (relat. interno) que estudou as estruturas estromatolíticas que ocorrem em furos de sonda e em superfície na quadrícula de Terra Preta reconheceu, tentativamente, ser do gênero Minjaria e Inzeria (675 ± 25 a 950 ± 50 M.A.), além de prováveis, Kussiela e Colonnella (1650 ± 50 a 950 ± 50 M.A.). Posteriormente com as datações geocronológicas realizadas pelo Projeto RADAM e vários autores, associado a um melhor conhecimento das relações estratigráficas desse grupo com aquelas do grupo Uatumã e alcalinas Canamã, resultante dos extensos mapeamentos de detalhe realizados, permitiu vislumbrar-se com mais precisão a idade destas rochas.

ISSLER (1974) considera o Grupo Uatumã entre 1.730 M.A. a 980 M.A.; BASEI (1974) após várias considerações, 1725 ± 38 M.A.; IWANUCH (Tese de Mestrado) datando rochas do mesmo grupo, coletadas na região de estudo e fornecidas pela CAMV, conseguiu os seguintes valores: brecha andesítica 1715 ± 70 , brecha riolítica 1654 ± 50 ; riolito 1688 ± 70 ; brecha latítica 1821 ± 116 ; riolitos pórfireos 1678 ± 51 , e 1699 ± 52 ; dacito pórfireo 1781 ± 65 ; riolito 1655 ± 56 ; latito 800 ± 18 ; diabásios 1351 ± 44 ; 1361 ± 25 ; 1634 ± 22 ; 909 ± 10 ; 205 ± 8 ; 890 ± 15 . Ainda o mesmo autor conseguiu os seguintes dados para as alcalinas do Domo do Rio Sucunduri; fololitos 1171 ± 39 , 1182 ± 37 , 1201 ± 31 e 1464 ± 43 ; sienito 1443 ± 41 , nefelina sienito 1417 ± 39 . Ainda BASEI e TEIXEIRA FILHO (1975) dataram com idade entre 1.400 M.A. e 1.200 M.A. as rochas alcalinas Canamã e numa amostra de fonolito da estrutura do Sucunduri obteve-se idades convencionais de 1.200 M.A.

Considera-se que o Grupo Beneficente teve um período de sedimenta-

ção entre as idades pós alcalinas Canamã/suite intrusiva de Cinco I lhas de Iwanuch (*op. cit.*) e 1650 M.A. pelas seguintes razões:

- O Grupo Beneficente foi atingido por transformações dos sedimentos originais devido a efeitos dinâmicos e termiais. LEAL *et alii* (1978), inclusive considera, neste caso, reativações do próprio vulcanismo Uatumã fato este que se insere no trabalho de ISSLER (*op. cit.*) que datou estas rochas entre 980 a 1730 M.A.
- O Grupo Beneficente assenta discordantemente sobre o Grupo Uatumã.
- As datações de Iwanuch para os diabásios mostram os seguintes eventos deste magmatismo. 200 M.A., 900 M.A., 1493 M.A. 1350 M.A. e 1600 M.A. Diques estes que cortam os grupos Uatumã e Beneficente.
- O latito datado por Iwanuch (*op. cit.*) contendo idade 800 ± 18 M.A. está intrusivo no Grupo Beneficente com contatos térmicos com os sedimentos Beneficente, além de que no furo de Sonda 1-BO-01-AM existe *sill* de latito, cortando estes sedimentos.
- Os valores geocronológicos concordam com aqueles de MARQUES V. J. (*op. cit.*) de maneira geral.
- Considera-se que o evento Canamã estão associados os falhamentos NW que cortam também o Grupo Beneficente, considerando-se ainda que o Domo do Rio Sucunduri já existia quando da sedimentação Beneficente tendo sofrido uma epirogênese gradativa com a intrusão Canamã. Portanto, pós 1.200 M.A.

Desta maneira acredita-se nas considerações de Tassinari, Teixeira e Siga Jr. (1978) que estabeleceram idade de 1.400 M.A. referentes a diagênese desses sedimentos concluindo-se ainda que para a região estudada o vulcanismo Uatumã, principal, esteja em torno de 1700M.A. com atividades secundárias que se desdobraram até pelo menos 1.000 M.A. Estas atividades secundárias são consideradas inclusive como responsável por parte da diagênese de alto grau do Grupo.

Recentemente Iwanuch (*op. cit.*) datando amostras de furos de sonda da CAMV encontrou os seguintes valores em rocha total pelo método Rb/Sr em M.A. 1762, 1623, 1364 e 1705.

CORRELAÇÃO Em termos regionais considera-se correlacionável com a Formação Gorotire, BARBOSA (*et alii*) e possivelmente com as formações Prosperança e Acari conforme redefinida por CAPUTO *et alii* (1972), pela semelhança das descrições litológicas e posição estratigráfica. Muitos aspectos contribuem para que os autores sejam forçados a fazerem um paralelo entre o Grupo Beneficente e o Supergrupo Katanga, Grupo Roan Inferior e Superior do Copper Belt Zambiano.

Quem primeiro notou esta semelhança foi BERBERT C. O. (relat. inter no) após viagem de estudo àquela região.

A geologia de Copper Belt Zambiano é formada, de uma maneira geral, por um embasamento denominado de Complexo Basal, constituído de xistos e gnáisses Lufubu com intrusões graníticas, estes de idade 1975 M.A. com direção NE e quartzitos e xistos Muva também com direção NE. Este complexo possui três mega estruturas que definem o cinturão da Zâmbia. O arco Zufilian com cerca de 800 km de comprimento que se desenvolve desde, Angola até a Zâmbia passando pelo Zaire e em cujo 160 km finais da extremidade SE são ocupados pelo Belt Zambiano; a anticlinal Kafue que está na borda SE do citado arco e o Domo Mokambo a NE da anticlinal Kafue, por cima do qual se deposita o Supergrupo Katanga composto de três unidades, de baixo para cima: Roan Inferior com conglomerados, arenitos oólitos, arenitos deltáicos, biohermas locais e sedimentos argilosos e dolomíticos para o topo, Roan Superior com dolomito, argilitos, e camadas de anidrita, Mwashia com 600m de dolomito e folhelhos, carbonosos e piritosos e arenitos feldspáticos no topo. Capeando tem-se o Grupo Kulungu Inferior com a coluna de tilóides e folhelhos, calcários, dolomitos, que constituem a unidade de cobertura.

As minas situam-se nas reentrâncias deste embasamento associadas a baías e paleoaltos e também a sinclinais WNW que acredita-se repre-

sentam paleodepressões originais ressaltada por dobramento posteriores, embora estes dobramentos não tenham relação com a concentração do minério.

Os corpos de minério são tabulares alongados segundo o *strike* e são de dois tipos: argiloso e areno-argiloso. O primeiro tipo é mais frequente na porção WSW onde as várias minas se alinham indicando uma paleolinha costeira. O segundo, é mais comum na porção NE da anticlinal de Kafue. O metamorfismo é de baixa fácies xistos verdes, estágio clorita e alguns quartzitos se enquadram mais na categoria de arenito.

Segundo BERBERT C. O. (com. verbal) entre todas as minas, a de Mufulira é uma das que possuem a geologia mais parecida com a de Terra Preta. É do tipo areno-argiloso. O quadro 1 mostra a coluna estratigráfica desta mina. O quadro 2 mostra a coluna da mina de Rokana também parecida com a de Terra Preta. A figura 4 tirada de BERBERT (*op. cit.*), mostra o corpo mineral em relação ao paleoambiente.

No minério de Mufulira é notado um zoneamento mineral onde os minerais de minério, embora apresentem um certo zoneamento visível, transgridem as litologias, isto é, apesar dos contatos litológicos serem bruscos na maior parte das vezes, a mineralização ultrapassa esses contatos. Além disso, parece não haver grandes relações com leitos de material orgânico.

O principal mineral de minério é a bornita, seguida de calcosita e calcopirita. Nesta mina são reconhecíveis estromatolitos nos horizontes B/C e A/B. Porém, estes não contêm minérios. As concentrações minerais são em lentes localizadas em posição de encostas nas baías e canais. O depósito possui cerca de 6km x 1,3km, teor de 2,4 a 2,5% de Cu. O zoneamento do minério é uma constante na África. A zona da calcopirita está normalmente próxima a costa. Em direção ao mar aberto tem-se a zona da pirita ocupando uma faixa de 10 a 20 km gradando em seguida para dolomito argiloso. As zonas cupríferas podem apresentar larguras de 100m a vários quilômetros. Este zoneamento, segundo BERBERT (*op. cit.*) reflete deposição em profundidades diversas com o argilito siltoso estéril representando as porções mais próximas da costa e a zona da pirita as porções mais profundas.

Evidentemente na região de Terra Preta não se tem estudos detalhados nem afloramentos que permitam ter uma noção tão aproximada da verdadeira geologia como nas minas da África contudo, a par dos conhecimentos atuais, somos tentados a fazer algumas comparações sobre a semelhança e diferenças.

- presença de anidrita é comum na porção basal da África e ausente em Terra Preta, onde tem-se barita e magnesita;
- presença de carrolita, mineral típico destes ambientes não detectada ainda em Terra Preta;
- Semelhança na sequência litológica até a níveis de espessura; (ver figura 3);
- Semelhança de idade;
- Semelhança no tamanho da bacia;
- Semelhança na forma de deposição;
- Mesmo ambiente;
- Metamorfismo semelhante;
- Tectonismo; dobramentos, predominam na África, falhamentos em Terra Preta;
- Em ambos os casos a mineralização transgride a litologia;
- Mineralização associada a paleogeografia;
- Presença de dois níveis de minério;
- Posição estratigráfica da mineralização em relação ao embasamento semelhante;
- Localização da mineralização entre 0 e 215m da base da coluna estratigráfica;

Todos estes aspectos fizeram BERBERT afirmar que a sequência do Beneficente na região do Sucunduri, é semelhante ao do Sistema Katan-

ga.

Levando em consideração os aspectos levantados, o Grupo Beneficente possui uma enorme potencialidade para conter extensos depósitos minerais de cobalto e cobre, principalmente, além de prata e urânio. A extensão da bacia Beneficente é de aproxim. 600 x 200 km pelo menos e ainda não está perfeitamente estudada. Somos então forçados a admitir que muitos ambientes semelhantes ao de Terra Preta estão por serem descobertos após mapeamentos mais detalhados. Acredita-se também em mineralizações para sulfetos de chumbo, zinco e, como prova disto, já se tem ocorrências destes minerais, em extensas áreas com anomalias geoquímicas e valores em rocha chegando a 1% de Pb.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de S. NOGUEIRA FILHO, J. do V. Reconhecimento Geológico do rio Aripuanã, B. Div. Geol. Mineral, Rio de Janeiro (199) 1-43, 1959.
- AMARAL, G., *Geologia pré-cambriana da região Amazônica*. São Paulo, Universidade, Instituto de Geociências, 1974 212 p. Tese de Livre Docência.
- BARBOSA, O. et alii - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". *Monogr. Div. Geol. Mineral*, Rio de Janeiro (19): 1-94, 1966.
- BASEI, M.A.S. Estudo geocronológico do magmatismo ácido da região meridional da Amazônia In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28ª Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v.6., p. 287-296.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R; VASCONCELOS, D.N.N. Nomenclatura estratigráfica da bacia Amazônica; histórico e atualização In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26ª Belém, out. 1972. *Anais*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1972 V. 3., p. 35-46.
- BERBERT, C.O. Relatório de Viagem à África. CAMV, inédito, 1. vol. 1977.
- FLEICHER, V.D.; GARLICK, W.G. e HALBANE, R. Geology of the Zambian copperbelt. In: Wolf, K.H., ed. *Handbook of Stratabound and Stratiform ore deposits - Cu, Zn, Pb and Ag deposits*. Elsevier Scientific Publ. Comp., V. 6., pp. 223 - 352, 1976.
- ISSLER, R.S. Esboço geológico - tectônico do Craton do Guaporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28ª, Porto Alegre, 1974. *Resumo das Comunicações*. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, 1974 (Boletim 1), p. 659-665.
- ISSLER, R.S. Esboço geológico - tectônico do Craton do Guaporé R. *Bras. Geociê.*, São Paulo 7 (3): 177-211, set. 1977.
- IWANUCH, W. Idades Rb/Sr das alcalinas do "Domo do Sucunduri" AM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29ª, Ouro Preto, 1976. *Resumo dos trabalhos*. Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, 1976 p. 196.
- LIBERATORI, G., et alii - Projeto Aripuanã - Sucunduri; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 1972, 8 V.
- MARQUES, V.J. Estromatolitos do Médio Rio Sucunduri; São Paulo, CAMV, 1977, 10p. (Relatório Interno).
- RAMGRAB; G.E. SANTOS, J.O.S. O Grupo Uatumã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28ª, Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, 1974 V.2., p. 87-94.
- SANTOS, D.B. dos et alii Geologia IN: BRASIL Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. *Folha SB.21 Tapajós*. Rio de Janeiro, 1975. 418 p. (Levantamento dos Recursos Minerais, 7) p. 13 - 99.
- SILVA, G.H. et alii Geologia IN: BRASIL Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. *Folha SC.21-Juruena*, Rio de Janeiro, 1980. 458 p. (Levantamento dos Recursos Minerais, 20) p. 21-88.

TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W, SIGA JR., O. Considerações Cronoes-
tratigráficas da região das Chapadas do Cachimbo e Dardanellos..
In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30ª, Recife, 1978. *Anais*.
Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978 V. 1, p. 477-490.

QUADRO 1
SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA DA MINA DE MUFULIRA

SISTEMA	"SÉRIE"	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	ESPESSURA (m)	
KATANGA	Kundelungu	Superior	-	Arenitos rosa	?	
		Médio	-	Folhelhos	?	
		Inferior	-	Folhelhos Calcários Tilito	+900	
			Mwashia	Superior Xmas Inferior	Folhelhos Arenitos Folhelhos	+600
			Roan Superior	-	Dolomitos	?
					Folhelhos + Quartzitos	30-45
					Folhelhos azuis	4-6
					Dolomitos	30-45
					Quartzitos	?
					Dolomitos	20-50
Siltitos dolomíticos	1-3					
Dolomitos	0-3					
		Roan Inferior	Hangingwall	Quartzitos brancos	6-12	
				Folhelhos + Quartzitos	0,5- 2	
				Dolomitos + Folhelhos	0-1,5	
				Dolomitos	0-1,5	
				Quartzitos (U.A.Q.)	20-40	
				Grit	4-6	
				Dolomitos + Folhelhos	1-2	
Dolomitos róseos	1-2,5					
Quartzitos argilosos	10-20					
Dolomitos róseos	0,6-1,2					
Quartzito argiloso	20-40					
			Ore	"A Orebody"	3-12	
				Quartzito Inter A/B	2-15	
				Folhelhos + Quartzitos	2-4	
				Folhelhos + Dolomitos	1,2-3	
				Algais Dolomitos	3-15	
"B Orebody"	3-15					
Dolomitos c/estromató- litos	?					
Quartzitos Inter B/C	2-12					
Folhelhos + Dolomitos (BSD)	0-1,5					
Siltitos Dolomíticos	0,3-1					
			Footwall	"C Orebody"		
				Quartzito aquoso	-	
				Quartzito eólico	-	
				Quartzito + Arcóσιο Aquosos	-	
LUFUBU + GRANITOS	-		-	Embaçamento		

QUADRO 2

SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA DA MINA DE ROKANA

SISTEMA	"SÉRIE" Kundelungu	GRUPO Kundelungu Inferior	FORMAÇÃO Kundelungu Kakontwe Tilito	LITOLOGIA Folhelhos Calcários, Dolomitos, Folhelhos Tilóides e Folhelhos	ESPESSURA (m)
KATANGA	Mine	Mwashia	Calcária	Dolomitos, Folhelhos Carbonosos, Argilitos Dolomíticos	-
			Argilosa	Argilitos, Dolomitos Conglomerados, Tilóides	-
		Roan Superior	Ultra Far Water	Argilitos, Argilitos Dolomíticos Dolomitos	-
			Far Water	Grits, Arenitos, Arcósios, Dolomitos	100-120
		Roan Inferior	Hangingwall	Dolomito-Argilito	20-30
				Quartzito Superior	10-15
				Quartzito Médio	1,3
				"Near Water Sediments" Quartzito da Capa	20-25 0-5
		Ore	Footwall	Argilito da Capa	5-10
				Argilito Mineralizado	0-2
Arenito Poroso	0-4				
"nº 1 Marker"	0,5				
Minério Bandado	2-4				
Minério Cherty	1-4				
"Low Grade Argilite"	2				
"Schistose Ore"	2				
Conglomerado da Base	Arenito da Base	Conglomerado Inferior	Quartzito Basal	Conglomerado Basal	0-3
					15-20
					0-5
					0-1
0-40					
LUFUBU	-	-	-	Xistos, gnaisses, granitos etc....	

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

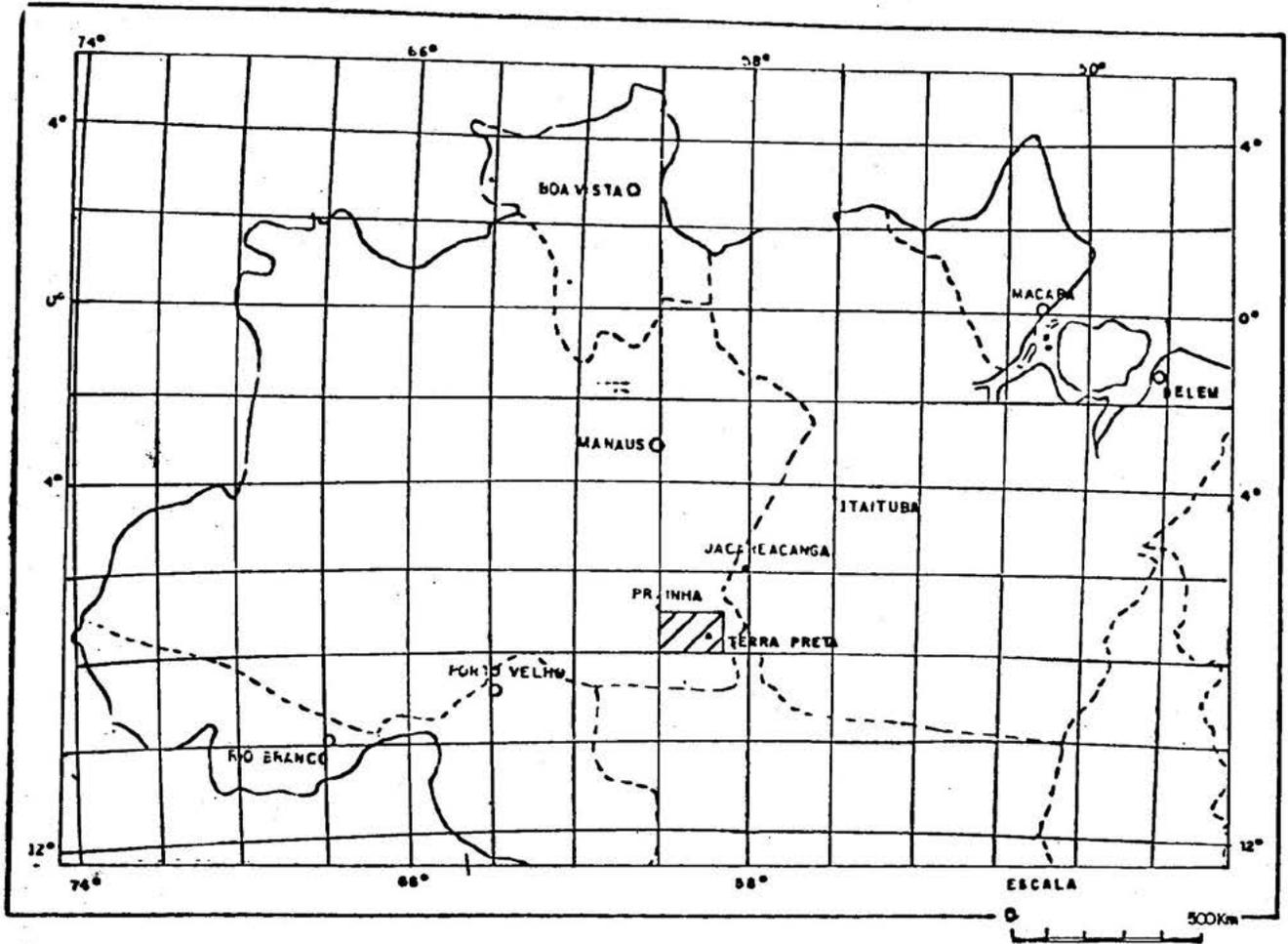
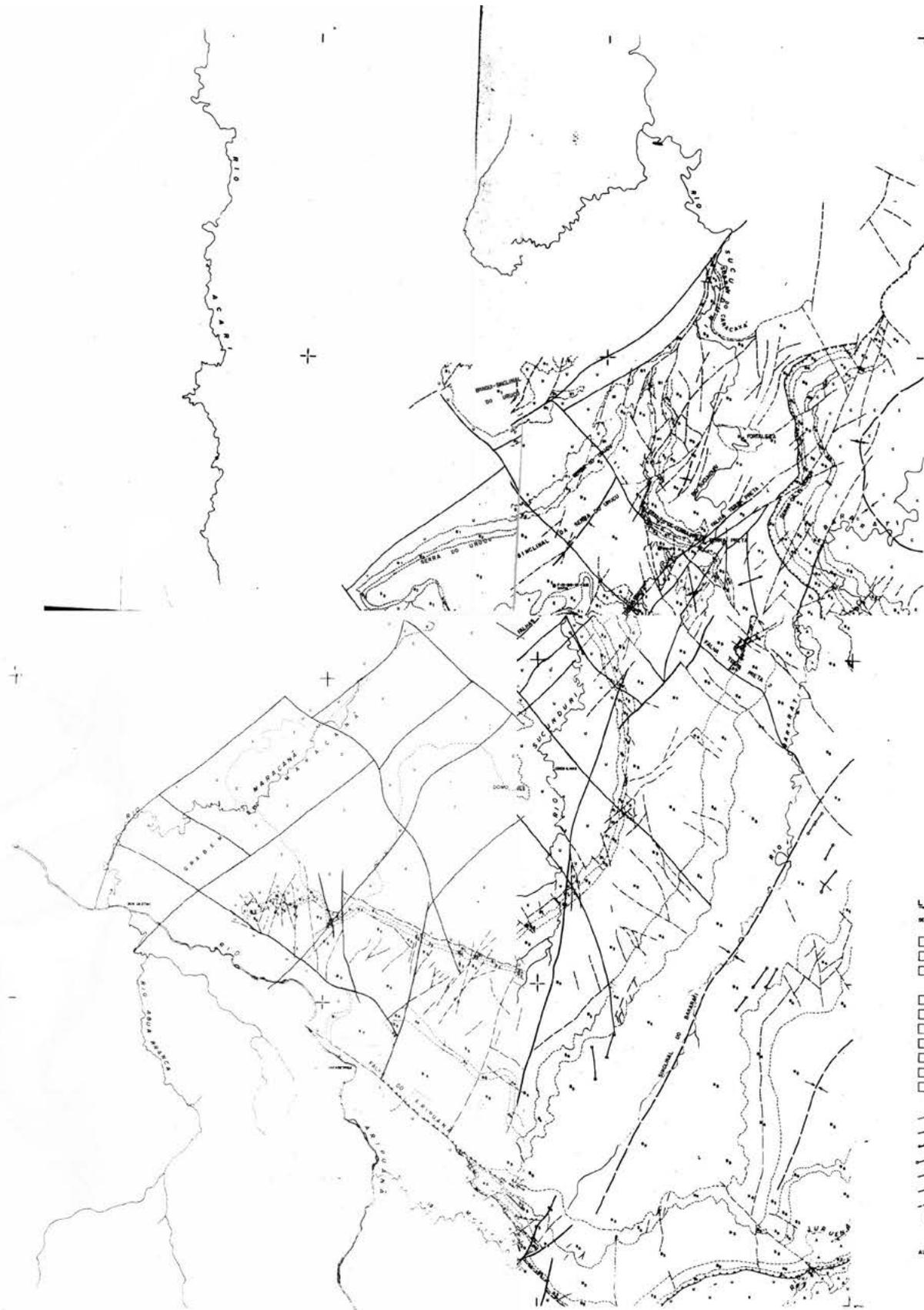


FIGURA 1



LEGENDA

INDICAÇÃO DE COBERTURAS

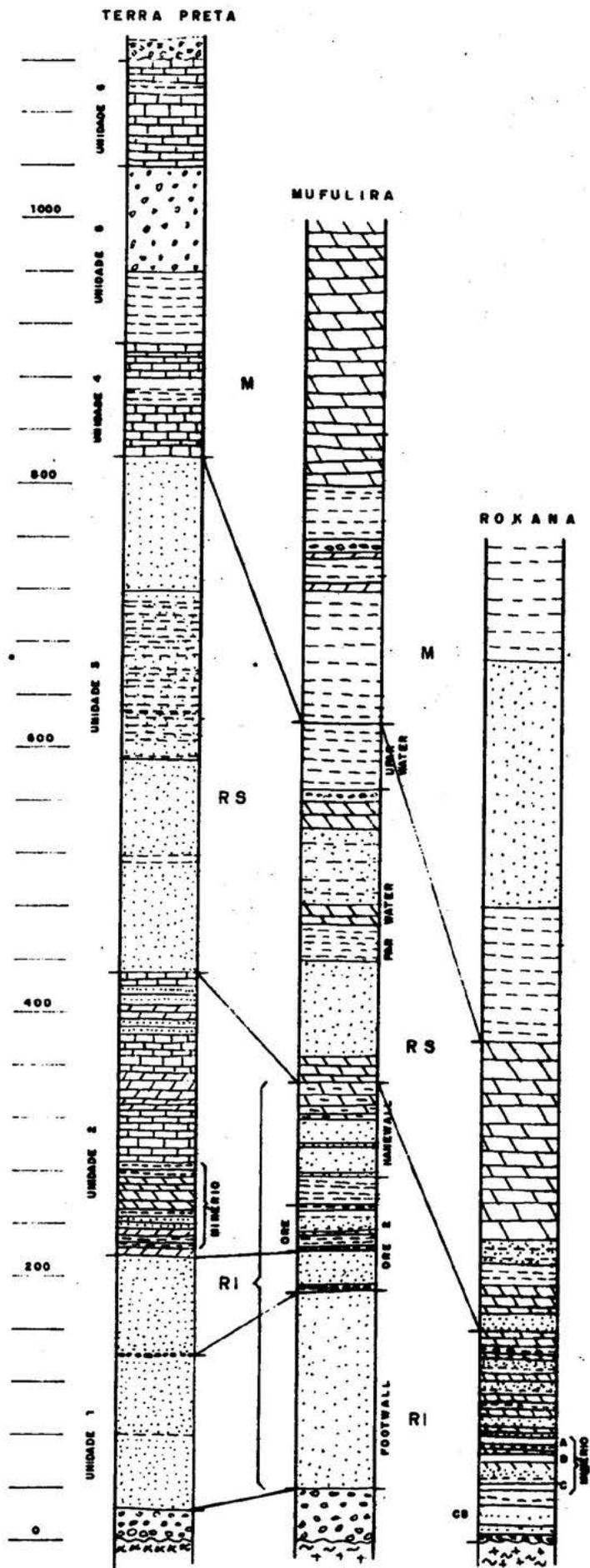
- [Symbol] - ALUVIÃO
 - [Symbol] - PEGADO COMERCIAIS - JARDIM
 - [Symbol] - MAT. INTERIORES DE CERRADO
- GRUPO BENEFICENTE**
- [Symbol] - UNIDADE A - QUARTO SÉCULO SUPERIOR
 - [Symbol] - UNIDADE B - QUARTO SÉCULO SUPERIOR
 - [Symbol] - UNIDADE C - QUARTO SÉCULO INTERMEDIÁRIO
 - [Symbol] - UNIDADE D - QUARTO SÉCULO INTERMEDIÁRIO
 - [Symbol] - UNIDADE E - QUARTO SÉCULO INFERIOR
 - [Symbol] - UNIDADE F - QUARTO SÉCULO INFERIOR
 - [Symbol] - UNIDADE G - QUARTO SÉCULO INFERIOR
 - [Symbol] - UNIDADE H - QUARTO SÉCULO INFERIOR
 - [Symbol] - UNIDADE I - QUARTO SÉCULO INFERIOR
 - [Symbol] - UNIDADE J - QUARTO SÉCULO INFERIOR

- [Symbol] - CONTATO EMPURRADO
- [Symbol] - FAULT
- [Symbol] - POLIMORFISMO INVERSO
- [Symbol] - DIBRE
- [Symbol] - ARTIFICIAL
- [Symbol] - FISICAL
- [Symbol] - FORTUNA
- [Symbol] - PICO DE BARRIL

AUTORES: ANTONIO JOSÉ DE AMORIM FIGUEIREDO - GEÓLOGO
MILTON SÉRGIO DE CARVALHO - GEÓLOGO

COMPANHIA ADMINISTRADORA MORRO VERMELHO
PROJETO AMAZONAS

ÁREA : TERRA PRETA REGIONAL	
UNIV.	INSTIT.
TERRA PRETA	AMAZONAS
MAPA GEOLÓGICO	
PROJ.	INSTIT.
C.A.R.V.	AMAZONAS
ANEXO	



LEGENDA

- M — GRUPO MWASHIA
- RS — GRUPO ROAN SUPERIOR
- RI — GRUPO ROAN INFERIOR

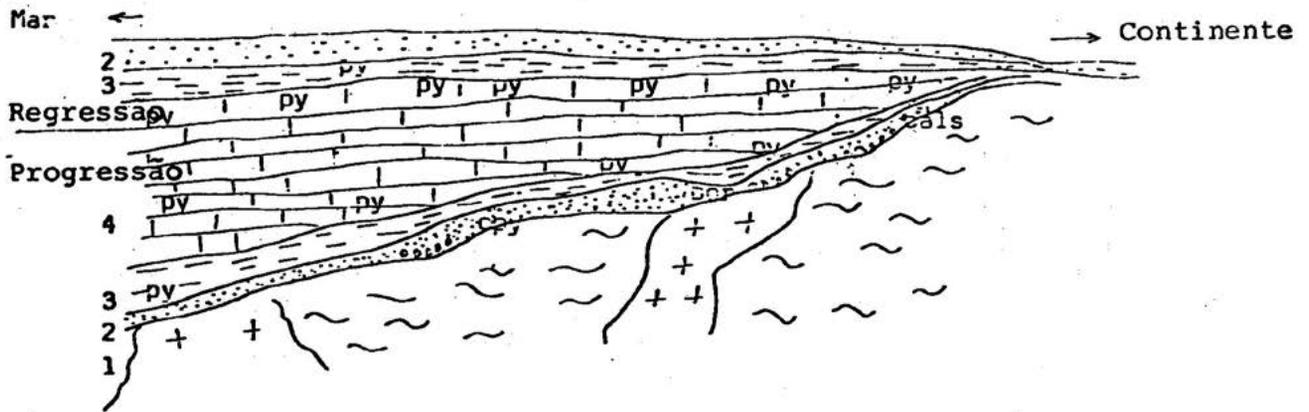
- [Symbol] — CALCÁRIOS DOLOMÍTICOS
- [Symbol] — FOLHELHOS
- [Symbol] — SILTOS, ARENTOS ARGILOSOS
- [Symbol] — QUARTZITOS, ARENTOS
- [Symbol] — CONGLOMERADOS
- [Symbol] — XISTOS, GRANITOS
- [Symbol] — VULCÂNICAS

COLUNA LITOLÓGICA

ESCALA : 0 120 m

AUTORES: ANTONIO JORGE DE ANDRADE FIQUEIRO - GEOL.
MILTON SERGIO DE CARVALHO - GEOL.

FIG. 3
ABRIL/1982



E.

py - pirita

bor - bornita

cpy - calcopirita

cals - calcosita

1. - Embasamento

2. - Arenitos e conglomerados basais

3. - Argilitos, arenitos, folhelhos, arcósios, dolomitos

FIGURA 4

GEOLOGIA PRELIMINAR DA REGIÃO DE ANDORINHAS

Armando A. Campos Cordeiro

RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S/A. - DOCEGEO/Belém

ABSTRACT The geological features of Andorinhas' region comprise the the following units:

Xingu Complex: constituted by gneisses, migmatites and, incorporated, granite greenstone terrains composed by two unities: Babaçu Sequence, with extense basaltic lavas intercalated with chemical sediments, tuffs and talc schists, strike E-W, dipping 55°N to sub-vertical and metamorphosed to the green schists facies; and Lagoa Seca Sequence, above the Babaçu Sequence and constituted by felsic volcanic rocks intercalated with siltstones, graywackes and mafic-ultramafic lavas. Dissected grandiorites and trondhjemites domes truncate these sequences. Gemaque Sequence: correlated to Rio Fresco Formation, it covers, discordantly, the greenstone belt spots and it is constituted by alternate non-metamorphosed clastic and chemical sediments. Granites: several intrusions, dissected or not, from different ages affected the Andorinhas region. Sediments: the eastern part of the area is covered by Tocantins Group sediments. At the Goiaba creek, recent sediments were identified. The gold mineralizations occur in metachert lenses, as free gold, or associated with sulphides in the metapelites. The gold-bearing alluvium has been panned as well as the wolframite occurrences.

INTRODUÇÃO A Serra das Andorinhas está situada a 120 km a NW da cidade de Conceição do Araguaia, no sul do Estado do Pará. A Rio Doce Geologia e Mineração S.A. - DOCEGEO, do Grupo CVRD, a partir de 1974 tem desenvolvido trabalhos de pesquisa geológica visando depósitos estratiformes de metais básicos e ouro nos sedimentos de cobertura, e de sulfetos maciços e ouro na sequência vulcano-sedimentar basal.

Em 1977 teve início a garimpagem de ouro na região; atualmente, além do ouro, a wolframita também é garimpada.

GEOLOGIA REGIONAL O quadro geológico da região de Andorinhas compreende as seguintes unidades:

1. Complexo Xingu (Projeto RADAM - 1974): rochas tidas como embasamento cristalino, afetadas pelo evento Transamazônico (\pm 2000 m.a.) e identificadas como biotita-gnaisses e migmatitos, foram observadas na região. Incorporadas a esse contexto geológico aparecem sequências vulcano-sedimentares, preservadas ou parcialmente arrasadas, compostas por rochas vulcânicas diferenciadas (máficas-félsis)

cas com intercalações ultramáficas) e sedimentos clásticos-químicos, geralmente dobrados e metamorfisados no fácies xistos verdes, formando extensas manchas. Essas manchas, a exemplo de Andorinhas, Gradaus, Rio Branco, Xinguara, Inajã e Sapucaia estão mineralizadas a ouro e, no momento, constituem verdadeiros focos de garimpos. Apesar da quase inexistência de afloramentos devido à ação intempé-rica acentuada, comum na região Amazônica, foi observada textura "spinifex" em rocha ultramáfica coletada nas proximidades do igarapé Sapucaia, norte do município de Conceição do Araguaia-PA. Embora sejam, ainda, desconhecidas as idades dessas sequências vulcano-sedimentares, os seus posicionamentos estratigráficos, suas associações litológicas, estruturais, texturais e mineralizações auríferas conhecidas nos conduzem a interpretá-las como restos-testemunhos de "greenstone belts".

O "greenstone belt" de Andorinhas, baseando-se nos dados obtidos nos trabalhos de detalhe efetuados na sua porção sul, pode ser assim subdividido:

Sequência Babaçu: cobre cerca de 70% da área em questão e constitui a base do pacote vulcano-sedimentar, em contato difuso com terrenos gnáissicos-migmatíticos e cortado por domos graníticos. É formada por extensos derrames de metabasaltos intercalados de metassedimentos predominantemente químicos, metatufos e talco-xistos, de direção geral E-W e mergulhos variando de 55°N a sub-verticais.

Os metabasaltos, de cor verde e granulação fina a média, ocorrem quase que totalmente intemperizados e com poucos afloramentos significativos. Geralmente de textura variolítica e paragênese mineralógica constituída por actinolita-epidoto-oligoclásio e quartzo+clorita+opacos; próximo aos domos graníticos passa a hornblenda-cumingtonita-oligoclásio-epidoto e quartzo+clorita+opacos.

Os metatufos (clorita/sericita xistos) apresentam quantidades variáveis de quartzo, carbonato (calcita, dolomita) e opacos (pirita, pirrotita e magnetita). Muitas vezes estão bastante crenulados ou apresentam uma fina lineação. Intercalam-se aos talco-xistos, prováveis alterações hidrotermais de lavas ultramáficas.

Dentre os metassedimentos os de origem química, metachert e formação ferrífera, predominam nessa sequência máfica basal. O metachert, ocorrendo em pequenas lentes (comprimento máximo igual a 100 m e espessura média de 0,80-1,0 m), repetitivas e fraturadas - estrutura boudinage, totalmente silicificada, contendo turmalina, manganês, pirita e carbonatos bem cristalizados, apresentando ouro livre em fraturas ou nos vazios originados pela lixiviação total de pirita e carbonatos. (A formação ferrífera ocorre sob a forma de horizontes lenticulares ou contínuos, podendo constituir finíssimas camadas de comprimentos quilométricos.) É formada por intercalações rítmicas, milimétricas a centimétricas, de hematita e sílica.)

Sequência Lagoa Seca: depositada imediatamente acima da Sequência Babaçu, possivelmente concordante, é formada por derrames de lavas félsicas intercaladas com metassedimentos pelítico-clásticos (siltitos, grauvacas) e lavas máficas/ultramáficas, de direção E-W e mergulhos variando de 45°N a sub-vertical e com baixo grau de metamorfismo. Os derrames félsicos são mais restritos que os máficos da seção basal, formando camadas alongadas (3 km) e estreitas (máximo de 200 m de espessura). Geralmente de composição riodacita, cores cinza a róseo, orientado, textura porfirítica, com predominância de fenocristais de plagioclásio saussuritizado e raros de microclina em matriz afanítica, recristalizada, de plagioclásio, quartzo e k-feldspato; turmalina, clorita, epidoto e opacos são os acessórios principais.

Os derrames máficos/ultramáficos nessa unidade são esporádicos e representados por metabasaltos (tremolita-actinolita e hornblenda+epidoto) e talco xistos geralmente crenulados e magnéticos.

Os metassedimentos de contribuição pelítica-clástica são os predominantes, com destaque para os siltitos e grauvacas. O meta-siltito, geralmente cinza-esverdeado, apresenta-se silicificado, textura de trítica fina com quartzo, plagioclásio sódico, biotita+opacos e k-feldspato subordinado; carbonato e epidoto ocorrem em vênulas. A meta-grauvaca é uma rocha mal selecionada, textura detrítica, com grânulos de plagioclásio saussuritizado e quartzo, em matriz de contribuição pelítica com quartzo, sericita, biotita, clorita, fragmentos, epidoto e carbonato. Lentes alternadas de meta-siltitos- metagruvacas, com 10 a 15% de sulfetos (pirita principalmente), intercaladas a lavas félsicas e máficas/ultramáficas, estão mineralizadas a ouro. Toda essa sequência sofreu metassomatismo hidrotermal evidenciado pelas matrizes recristalizadas, presença de epidoto, carbonato e turmalina, causado pela intrusão granítica (Jamon). Próximo ao domo a ação foi mais acentuada, aparecendo hornfels pelíticos a cordierita.

Rochas graníticas: domos, totalmente arrasados, de granodioritos e trondhjemitos truncam essas sequências vulcano-sedimentares. Os granodioritos, predominantes, apresentam-se às vezes orientados e com enriquecimento de k-feldspato, com plagioclásio saussuritizado, quartzo, microclina e clorita. Os trondhjemitos são constituídos, predominantemente, por plagioclásio (oligoclásio) e quartzo, e rara biotita (2 a 5%).

Diques: diques de rochas ácidas (riolitos), básicas (gabro, diabásio) e veios de quartzo cortam as rochas do Complexo Xingu.

2. Sequência Gemaque: correlacionada à Formação Rio Fresco (Barbosa et alii), está sobreposta, discordantemente, às sequências vulcano-sedimentares basais. É constituída por sedimentos clásticos-químicos, com grau de metamorfismo incipiente e dobrados em sinclinal aberto para este. À deposição inicial, arenitos com níveis conglomeráticos, seguiu-se a deposição de siltitos e cherts cinza com níveis de brecha intraformacional de matriz limonítica-manganesífera com fragmentos angulosos de chert, passando a argilitos, folhelhos (às vezes carbonosos e piritosos), calcários dolomíticos e dolomitos cinza (os dois últimos só observáveis em furos de sonda) e arenito. Os mergulhos das camadas variam de 30° a 10° (NE ou SW).

3. Granitos: intrusões graníticas de diferentes idades, preservadas ou arrasadas, foram identificadas. O domo Jamon, um hornblenda-biotita-granito de feição grosseiramente circular, diâmetro em torno de 13 km e idade correlacionada à do granito Carajás (\pm 1800 m.a.), afetou consideravelmente grande parte do greenstone belt de Andorinhas. As demais intrusões, possivelmente mais jovens, são constituídas por granitos alcalinos de granulação média a grosseira, arrasadas ou não, e, em alguns casos, mineralizados a cassiterita ou wolframita.

4. Grupo Tocantins: a extremo este da área está coberta por sedimentos clásticos-químicos, de direção N-S e mergulho médio em torno de 45°E, de baixo grau metamórfico e enquadrados no Grupo Tocantins (projeto RADAM - 1974).

5. Sedimentos Goiaba: no igarapé Goiaba (SE de Andorinhas) foram observados, em bacia restrita, sedimentos clásticos-pelíticos, sub-horizontais, assentados discordantemente sobre rochas do Complexo Xingu, constituídos por arcóseos com níveis conglomeráticos sobrepostos por alternâncias de argilitos e siltitos creme.

GEOLOGIA ECONÔMICA Ouro: ocorre, nos "greenstones belts", sob a forma livre em lentes de metachert (Sequência Babaçu) e associado a sulfetos nos metapelitos da Sequência Lagoa Seca. Nos sedimentos de cobertura ocorre em siltitos cinza e brechas intraformacionais da Formação Rio Fresco, na área de Serra Pelada, a norte de Andorinhas. O ouro dos aluviões tem sido continuamente garimpado, sendo que os principais garimpos são os de Cumaru e Macedônia (Serra dos Gradaus).

Cassiterita e wolframita: ocorrências de cassiterita e wolframita foram notadas nos granitos Cachoeirinha, Serra dos Gradaus, e wolframita no granito Musa, próximo de Rio Maria. Atualmente a wolframita está sendo garimpada.

BIBLIOGRAFIA

BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J.R. de; GOMES, F.A. de; HEMBOLD, R. - 1966 - Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da Área do "Projeto Araguaia". MME.DNPM.DGM. Monografia 19.

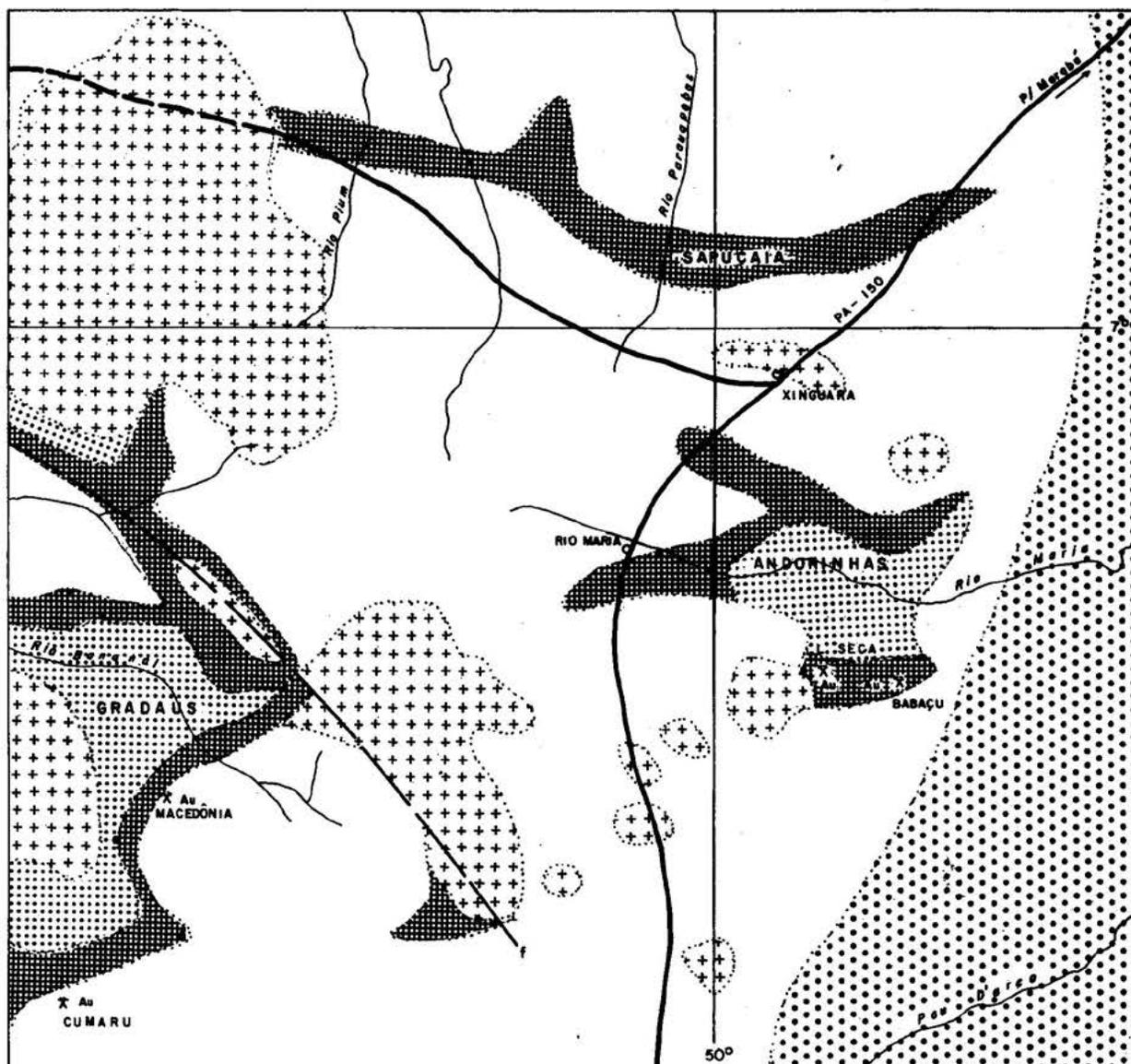
BRASIL. DNPM. PROJETO RADAM - 1974 - Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins.

CORDEIRO, A.A.C. e SAUERESSIG, R. - 1980 - Serra das Andorinhas: Geologia e Principais Ocorrências de Ouro. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriu - SC.

KADEKARU, K. - 1981 - Comentários sobre os Levantamentos Aeromagnéticos da Docegeo e PGBC (comunicação verbal).

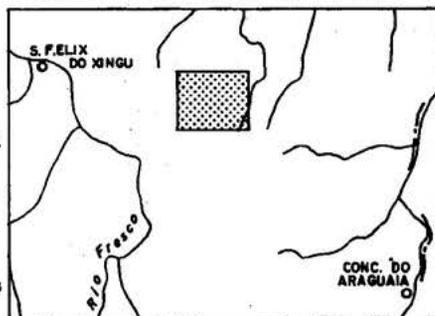
MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

SERRA DAS ANDORINHAS



ESTRATIGRAFIA

GRUPO TOCANTINS		FILITOS, QUARTZITOS, CHERTS, GRAUVACAS, INTRUSIVAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS
FORMAÇÃO RIO FRESCO		ARENITOS CONGLOMERÁTICOS, SILTITOS, CHERTS, FOLHELHOS, DOLOMITOS; GRANITOS INTRUSIVOS
COMPLEXO XINGU		GNAISSES, MIGMATITOS; GREENSTONE BELTS; SEQUÊNCIAS VULCÂNICAS DIFERENCIADAS MÁFICAS - ULTRAMÁFICAS - FÉLSICAS, GRAUVACAS, SILTITOS, CHERT, BIF, ROCHAS INTRUSIVAS DE COMPOSIÇÃO GRANODIORÍTICAS - TRONDHJEMÍTICAS



CONVENÇÕES

	CONTATO GEOLÓGICO INFERIDO
	DRENAGEM PRINCIPAL
	LUGAREJO / VILA
	JAZIDAS E OCORRÊNCIAS MINERAIS
	FALHA
	ESTRADA DE RODAGEM



Reg 3/4

GEOLOGIA DA REGIÃO DA SERRA DOS GRADAUS

Armando A. Campos Cordeiro
Carlos Alberto Alves
Lucival Rodrigues da Fonseca

RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S/A - DOCEGEO/Belém

ABSTRACT The objective of this work is the geological characterization of volcano-sedimentary "package" in Gradaus as a possible greenstone belt.

The area presents the following lithostratigraphic division: Correlated to Xingu Complex a more basal unit is locally formed by granites-gneisses, granodiorites, migmatites and incorporated occur rocks from the Gradaus volcano-sedimentary "package" characterized by two sequences similar to the ones defined in the Serra das Andorinhas' structure, as follows: Lower Gradaus Sequence correlated to Babaçu Sequence, formed by mafic and ultramafic volcanic rocks, intercalated with chlorite-schists, tuffs and chemical sediments; Upper Gradaus Sequence correlated to Lagoa Seca Sequence, formed by intercalations of meta-siltstones, meta gaywakes and subordinately volcanic intermediary to acid rock lenses. Overlying and discordant to those sequences, occur clastic psamopelitic and chemical sediments correlated to Rio Fresco Formation. Cutting these sequences occur granitic bodies of varied dimensions, which present big textural and mineralogical variation. Gabbros and diabase dikes are distributed throughout the area.

INTRODUÇÃO A área abrangida por esse estudo situa-se no município de Conceição do Araguaia, sul do Pará, distante aproximadamente 60 km a NE da Serra das Andorinhas. Encontra-se limitada pelos paralelos 7°10'00" e 8°00'00" e pelos meridianos 50°30'00" e 51°00'00"W. O principal objetivo desse trabalho é a caracterização geológica de um pacote vulcano-sedimentar, possivelmente um greenstone belt, a exemplo do que ocorre na estrutura Andorinhas. O acesso à área é feito através da rodovia PA-150 até a vila de Rio Maria, a partir daí, através de estradas de madeireiros ou por helicópteros.

A região dos Gradaus já foi palco de estudos em várias ocasiões: em 1928, por A. Inácio de Oliveira; 1954 por Andrade Ramos a serviço do DNPM; 1963 J.M. Parada a serviço do Governo do Estado do Pará; 1966 por Otávio Barbosa e equipe da Prospec S/A, a serviço do DNPM; em 1972 o IDESP executou trabalhos geológicos denominados de Projeto Rio Fresco; 1974 Projeto RADAMBRASIL - Folha SB.22.ZC; em 1978 a DOCEGEO iniciou trabalhos de pesquisa nessa área.

GEOLOGIA A área apresenta a seguinte divisão litoestratigráfica:

Complexo Xingu (RADAMBRASIL, 1974); constituído localmente por granitos-gnaisses, granodioritos e migmatitos. Incorporadas a essas rochas, ocorre um pacote vulcano-sedimentar, caracterizado por duas sequências: Sequência Gradaus Inferior, correlacionada à Sequência Babaçu (Andorinhas), formada por rochas vulcânicas máficas, ultramáficas, tufos, clorita-xistos e sedimentos químicos intercalados, metamorfisados no fácies xistos verdes. O basaltos é amigdaloidal com ripas orientadas de plagioclásio indicando claramente fluxo (textura pilotaxítica); talco-xistos com provável textura spinifex; andesitos; clorita-xistos e tufos. Os sedimentos químicos são representados por corpos de metachert de dimensões reduzidas e as formações ferríferas bandeadas (BIF) constituindo níveis contínuos e pouco espessos, geralmente dobrados.

Sequência Gradaus Superior, correlacionada à Sequência Lagoa Seca (Andorinhas), formada por intercalações de metasedimentos (siltitos e grauvacas) e rochas vulcânicas intermediárias e ácidas (meta-dacitos, metariodacitos e metariolitos). Os siltitos apresentam coloração que variam de vermelho a cinza, textura detrítica fina com quartzo, plagioclásio sódico, biotita+opacos e k-feldspato subordinado. As grauvacas são rochas mal selecionadas de textura detrítica, com granulos de plagioclásio saussuritizado e quartzo em matriz de contribuição pelítica com quartzo, sericita, biotita, clorita, fragmentos de epidoto e carbonato.

Formação Rio Fresco (Barbosa et alii): sobreposta e discordante às sequências acima descritas, ocorrem sedimentos clásticos psamo-pelíticos e químicos apresentando metamorfismo incipiente e representado por arenitos claros, às vezes ferruginosos e ocasionalmente níveis conglomeráticos; argilitos, folhelhos, pelitos carbonosos, siltitos, chert de coloração cinza escuro, níveis de brecha intraformacional de matriz limonítica-manganesífera com fragmentos angulosos de chert, siltitos e folhelhos.

Granitos: cortando as unidades anteriormente descritas, ocorrem intrusões graníticas, arrasadas ou preservadas. Esses granitos apresentam feições ligeiramente circular de dimensões variadas, de coloração róseo, granulometria média a grosseira, às vezes porfiríticos com presença de quartzo, plagioclásio, feldspatos potássicos em concentrações variáveis (25 a 35%), apresentando a biotita como constituinte méfico predominante, podendo ocorrer ocasionalmente presença de hornblenda. Esses granitos são correlacionados ao granito Velho Guilherme (1400 m.a.) e, alguns, apresentam-se mineralizados a cassiterita e wolframita. Em algumas amostras, resultados de lamina petrográficas, acusaram presença de fluorita.

Diques de gabros e diabásios ocorrem em grande número e distribuídos por toda região.

GEOLOGIA ECONÔMICA Desenvolve-se por toda região intensa atividade garimpeira, principalmente garimpo de ouro em aluviões encravados nas porções basais do pacote vulcano-sedimentar. São destacados os garimpos do Projeto Cumaru e Fazenda Macedonia que produzem atualmente 3 a 4 kg de ouro por dia.

Ocorrências de cassiterita tem sido detectadas por garimpeiros, porém, ainda não se tem notícia de garimpo em produção.

Ao norte da área desenvolve-se garimpo de wolframita disseminada em veio de quartzo que cortam a sequência vulcano-sedimentar próximo a bordos de granitos intrusivos.

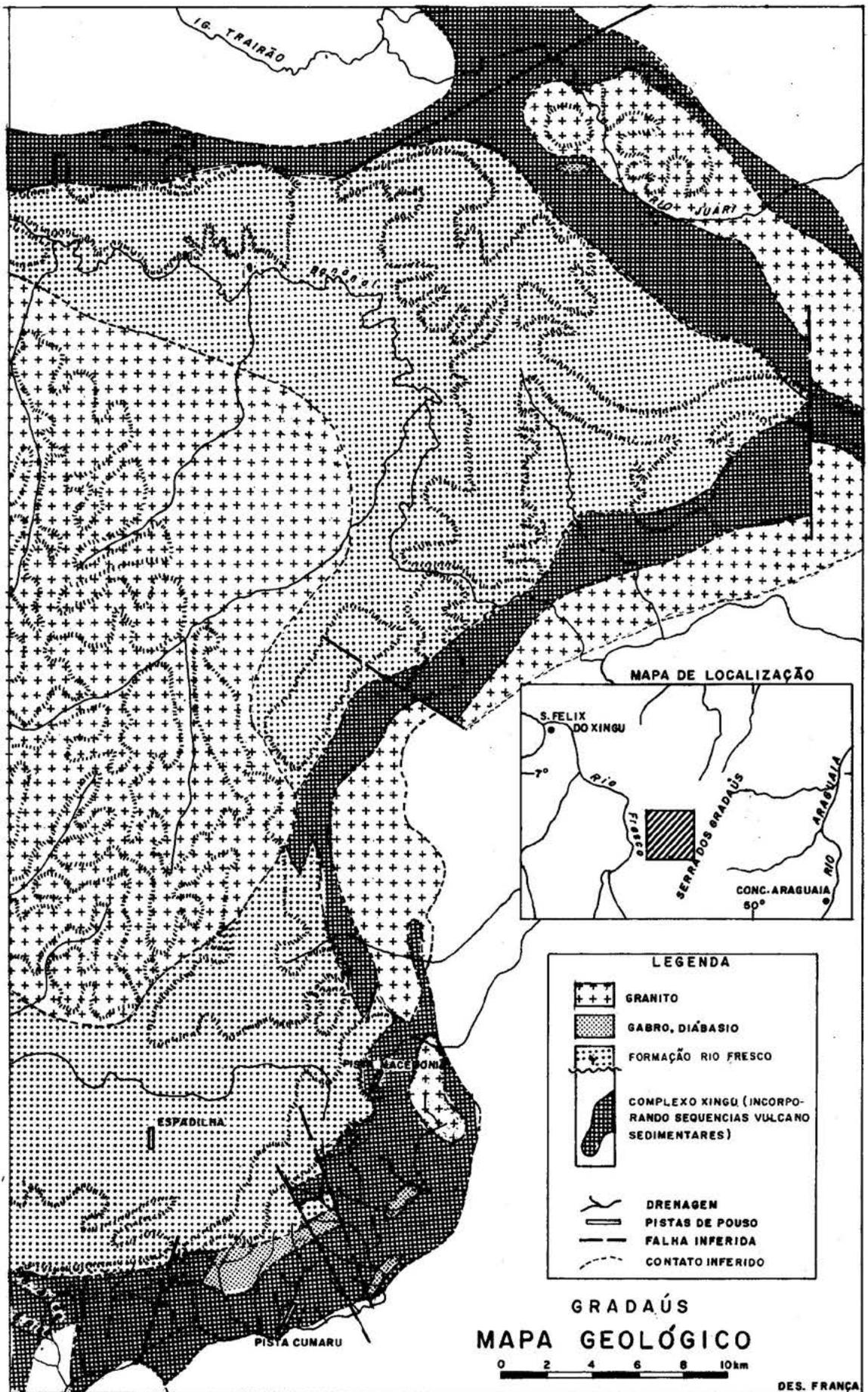
BIBLIOGRAFIA

ANDRADE RAMOS, J.R. - O Projeto Araguaia: seus objetivos, métodos empregados, estágios que o compõem e seu atual estado de desenvolvimento. Bol. Div. de Geol. Miner. - DNPM, Rio de Janeiro, 175, 1958. 30 p.

BARBOSA, Octávio et alii. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Rio de Janeiro, IBGE, 1966. 94 p. (Brasil, DNPM. Monografia, 19).

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Folha SB.22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

PARADA, Joffre Mozart et alii. Pesquisas minerais no Estado do Pará. Bol. Div. de Geol. Miner. - DNPM, Rio de Janeiro, 235, 1966. 44 p.



GEOLOGIA DO EXTREMO SUL-ORIENTAL DA AMAZÔNIA LEGAL BRASILEIRA

Bernardo Cristovão Colombo da Cunha
Pedro Edson Leal Bezerra
Afonso Celso Ianhez
Jaime Heitor Lisboa Pitthan
Luiz Aurélio Torres Potiguar
Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

PROJETO RADAMBRASIL/Goiania

ABSTRACT

The rectangle bounded by the co-ordinates 8-12°S and 48-49°W was investigated by Projeto RADAMBRASIL, and the resulting geological map demonstrates once again the interpretation potential of the radar imagery. The proposed stratigraphic division is partly based on new paleontological and geochronological data, and three new stratigraphic units were defined.

The Goiano Complex, a denomination used to replace Goiano Basal Complex, is the oldest unit in the area, showing radiometric ages varying between Archean and Brazilian as a result of the action of several isotopic rejuvenation and regional cooling events.

The Araxá Group, with holomorphic folding, presents tectonic and metamorphic gradients directed towards the São Francisco Platform, and is placed in the Middle Precambrian by tentative correlation with the Baixo Araguaia Supergroup.

The Santo Antônio Group, newly defined, was previously considered as part of the Araxá Group but shows discordance with this unit, and is dated in the Middle Precambrian by reason of the intrusive relations of the granites of the Ipueiras Group (also defined by the present mapping), with a conventional Rb/Sr age of 2069 ± 74 m.y.

The volcanic-sedimentary sequence to the southeast of Monte de Carmo, previously attributed to the Undifferentiated Precambrian, was characterized as the Monte de Carmo Formation, representing a distinctive taphrogenic event in the Upper Precambrian at 1100 m.y. within the northern part of the Goiano Complex.

A new tectonic regime in the Paleozoic initiated the Parnaíba Basin, with the sedimentation of the Serra Grande, Pimenteiras, Cabeças, Longã, Undifferentiated Carboniferous (Poti-Piauí) and Pedra de Fogo Formations.

The stratigraphic column of the region is concluded by the late ritized arenaceous argillaceous clastic sediments (Tertiary-Quaternary) and the recent alluvium.

1. INTRODUÇÃO

Os dados apresentados nas linhas subsequentes fazem parte da série Levantamento de Recursos Naturais do Brasil tarefa a ser concluída pelo Projeto RADAMBRASIL.

A área em questão é limitada pelos paralelos 8°-12°S e 48°-49°W, correspondendo a uma pequena fração da Amazônia Legal Brasileira que, pelo corte cartográfico internacional, representa o extremo oriental da Folha SC.22 Tocantins (Fig. 1).

Releva-se mais uma vez a potencialidade dos documentos radargráficos

cos como ferramenta basilar em trabalhos de integração geológica. Três novas unidades geológicas foram formalizadas quais sejam: Grupo Santo Antônio (Montalvão, 1979) e Grupo Ipueiras definido neste trabalho. A seqüência vulcano-sedimentar exposta na falda ocidental da serra do Carmo, a norte e sul da cidade de Monte do Carmo, denominada informalmente "Pré-Cambriano I" (Barbosa & Costa, 1973) foi caracterizada como formação (Cunha et alii, 1981).

A unidade mais antiga da região é representada pela associação protectônica denominada Complexo Goiano, tentativamente correlacionado aos complexos Colméia, Costa (1980) e Xingu, Silva et alii (1974); estes apresentaram idades isocrônicas de 2.591 ± 64 MA e 2.696 ± 79 MA, respectivamente. O Complexo Goiano apresenta idades que remontam do Arqueano ao Brasiliano complexamente distribuídas. O Grupo Araxá se faz representar, no extremo sudeste da área em questão, por uma seqüência metamorfisada na fácies anfíbolito, holomorficamente dobrada e com gradientes orogênico e metamórfico para a Plataforma do São Francisco. Na coluna estratigráfica foi correlacionado, tentativamente, com o Grupo Estrondo, cuja idade mínima é de 1.850 MA. Ainda no Pré-Cambriano Médio, sobre o Complexo Goiano, instala-se uma bacia estreita e alongada, empilhada por clastos pelito-psamito-ruditicos que constituem o Grupo Santo Antônio, metamorfisado na fácies xistos verdes; esta unidade encontra-se em parte afetada por rochas da seqüência vulcano-plutônica que constitui o Grupo Ipueiras, cuja idade convencional é de 2.069 ± 74 MA. Por volta de 1.100 MA, o Complexo Goiano sofreu nova reativação tectônica culminando com a edificação da seqüência vulcano-sedimentar que constitui a Formação Monte do Carmo (Cunha et alii, 1981). A Bacia do Parnaíba é representada por sua seção paleozóica, compreendendo as formações Serra Grande, Pimenteiras, Cabeças, Longã, Carbonífero Indiferenciado (Poti-Piauí) e Pedra de Fogo. No Cenozóico depositaram-se as coberturas terciário-quadernárias e as aluviões holoceno-pleistocênicas. As unidades que compõem a Faixa de Dobramentos Araguaia--Tocantins não serão abordados no presente trabalho, embora estejam representados no mapa anexo.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. **Generalidades** -- Os dados de campo somados às análises estrutural e tectônica, balizadas em estudos geocronológico-petrográficos e no indispensável suporte fornecido pela interpretação radargramétrica, propiciaram o ordenamento litoestratigráfico proposto na Fig.03, cujas unidades serão descritas a seguir.

2.1.1. **Complexo Goiano** -- Leonardos (1938) foi o primeiro a mencionar rochas arqueanas no Estado de Goiás, entre as quais descreveu gnaisses de composição diorítica próximo a Goiânia. Seguem-se-lhe os trabalhos de Barbosa et alii (1966, 1969 e 1970a e b), Almeida (1967, 1968), Almeida & Hasui (1969) e tantos outros autores. A análise crítica da literatura disponível revela a confluência de interpretações no que se refere ao termo Complexo Basal Goiano. Entretanto Cunha et alii (1981), após exaustiva análise da literatura, propuseram o termo Complexo Goiano, para o conjunto tido como Complexo Basal Goiano (Almeida, op. cit.) ou Maciço Central Goiano, justificando tal posição nos termos que seguem: "... considerando a complexidade litológica e estrutural que as rochas dessa unidade apresentam e, devido ao fato de que as seqüências tipicamente parametamórficas são aparentemente concordantes com as rochas granito-gnáissicas e granulíticas mais antigas, propõe-se aqui a denominação Complexo Goiano, evitando o termo "Basal" de Almeida (1967), já que nem todas as litologias presentes em tal unidade poderão ser consideradas basais às que lhes superpõem." As litologias identificadas foram: granitos, gnaisses, migma

titos, rochas calco-silicatadas, piroxênio-gnaisses, granulitos, anfibolitos, quartzitos e hornfels. Desses corpos litológicos quatro amostras foram submetidas a tratamento geocronológico. O anfibolito das proximidades do rio Crixás forneceu idade K/Ar 514 ± 7 MA; o leucossoma de migmatito situado na BR-153, norte de Gurupi forneceu 1.038 ± 74 MA (idade convencional); as informações geocronológicas apresentadas por Hasui & Almeida (1970); Hasui, Hennies e Iwanuch (1975) e Hasui *et alii* (1980) vêm a propósito, justificar as marcantes flutuações registradas por rochas dessa unidade no tempo geológico. As relações estratigráficas existentes com o Grupo Estrondo e o Grupo Araxá, respectivamente, a ocidente e oriente da área é altamente complexa, conforme acentua Montalvão (1980) visto que a passagem entre o complexo e os grupos Estrondo e Araxá é feita de maneira transicional na região de Barrolândia, Paraíso do Norte, Gurupi e Fátima, no tocante ao primeiro, e nas proximidades do rio Santa Tereza com relação ao segundo.

2.1.2. Grupo Araxá -- Aos micaxistos, "xistos verdes" e migmatitos presentes no planalto araxaense, Barbosa (1955) denominou, provisoriamente, Formação Araxá. A partir daí proliferou uma série de denominações quais sejam: "Série Xisto" Belcher *et alii* (1966, *apud* PROSPEC, 1961), Série Araxá (PROSPEC, 1961 e Barbosa *et alii*, 1966 e 1969), Grupo Araxá (Almeida, 1967).

Os trabalhos executados pela equipe do Projeto RADAMBRASIL permitem caracterizar um conjunto parametamórfico representado por xistos quartzo-feldspáticos, biotita xistos, anfibólio xistos, quartzitos e migmatitos restritos ao extremo sudeste do retângulo objeto deste relato; aliás, mesmo em imagens de radar pode-se observar, claramente, a continuidade física desta unidade aos tratos da Folha SC.22 Tocantins.

A indefinição das relações de contato entre o Complexo Goiano e o Grupo Araxá é fato ressaltado por diversos autores ao estudarem áreas isoladas onde ocorrem essas duas unidades (Barbosa *et alii*, 1969; Baeta Júnior *et alii*, 1972; Marini *et alii*, 1974; Pena *et alii*, 1975; Montalvão, 1980). Neste trabalho esta indefinição perdura posto que, no Grupo Araxá foram incluídas, com reservas, as seguintes litologias: granada-quartzo-muscovita-biotita xistos; afrisita-quartzo-biotita xistos; **augen-gneiss** e quartzitos; incluiu-se ainda, **augen-gneiss** com **augens** de feldspato e quartzo e migmatitos. Ao que sugerem os dados de campo as rochas do Grupo Araxá representam antigos remanescentes erosionais afetados por fenômenos de metablastese; neste sentido parece claro que o metamorfismo e dobramentos Araxá proporcionaram radicais transformações em determinados segmentos do Complexo Goiano.

Cordani & Hasui (1975) esboçaram uma cronologia para o Grupo Araxá, a partir de datações radiométricas pelo método K/Ar, relatando a existência, de pelo menos três seqüências com idades distintas, a saber: 2.000 MA, 1.400 MA e 650 MA, respectivamente, na região central de Goiás, na maior parte da Folha SD.22 e nas regiões de São Miguel do Araguaia e Mozarlândia. No presente trabalho esta unidade foi correlacionada, tentativamente, ao Super Grupo Baixo Araguaia, do Pré-Cambriano Médio, podendo vir a ser deslocada, temporalmente, em trabalhos futuros. Ressalte-se que na Folha SD.22, a sul da área em tela, esta unidade é seccionada por um cortejo de intrusões graníticas (serra da Mesa, serra Branca, serra Dourada, etc.), cujas datações Rb/Sr forneceram valores de aproximadamente 1.900 MA (Drago *et alii*, 1981) que estabelece uma idade mínima para o Grupo Araxá.

2.1.3. Grupo Santo Antônio -- No extremo sudeste da área encontram-se estruturas sêrreas (serra de Santo Antônio e serra Manoel do Carmo) alinhadas segundo SW-NE, que representam uma bacia de se

dimentação estreita e alongada, empilhada por clastos finos a rudá ceos, metamorfisados na fácies xistos verdes. Tais rochas, primeira mente estudadas por Barbosa et alii (1966), foram consideradas per tencentes à "Série Araxá". Trabalhos posteriores denominaram-nas in formalmente "Pré-Cambriano III Indiferenciado" (Barbosa & Costa , 1973) e "Unidade Xisto-Quartzítica" (Schobbenhaus Filho et alii, 1975b). Costa et alii (1976) optaram por correlacioná-las ao Grupo Natividade (Moore, 1963, apud Barbosa & Costa, 1973).

Montalvão (1979) apoiado em dados obtidos na região e, fundamenta do em interpretação de imagens radargráficas, propôs a denominação Grupo Santo Antônio para as litologias presentes nas serras Manoel do Carmo e Santo Antônio tendo como seção tipo esta última; admitiu que os clastos teriam "... se depositado em um graben ao longo de li neamento com a mesma direção da faixa ..." e que o citado alinhamen to, como ressaltam as imagens de radar, truncam o cinturão metamórfi co Tocantins--Araguaia.

Os termos litológicos são: quartzitos, sericita quartzitos, musco vita xistos, ardósias, metaconglomerados, granada-muscovita xistos e ocasionais rochas anfibolíticas, todos metamorfisados na fácies xis tos verdes, mas ainda conservando estruturas primárias, quais sejam: estratificação cruzada e marcas onduladas.

O termo Grupo Santo Antônio, neste trabalho, está em consonância com a proposição de Montalvão (op. cit.), e na coluna estratigráfica (Fig. 3) situa-se no Pré-Cambriano Médio, posto que é afetado por in trusiva do Grupo Ipueiras, objeto do tópico seguinte.

A unidade objeto do presente item distribui-se segundo faixas a longadas situadas no terço inferior da área; a primeira edifica a serra de Santo Antônio estendendo-se por cerca de 70 km, localizand o-se a nordeste de Gurupi, emprestando o nome à unidade; a segund a tem 42 km de extensão correspondendo a serra Manoel do Carmo situada a sudeste de Porto Nacional; esta unidade se faz representar ainda , na serra João Damião e a sul de Monte do Carmo.

Mercê da constituição litológica esta unidade não foi submetida a tratamento geocronológico; desta sorte figura na coluna estratigráfi ca proposta para a área no Pré-Cambriano Médio visto preceder as la vas ácidas e granitos intrusivos que constituem o Grupo Ipueiras.

A análise petrográfica permitiu individualizar rochas como: quart zitos, metaconglomerados e ardósias; os primeiros são de cores bran ca e amareladas ou castanha; apresentam textura clástica primária reorganizada sob efeito de feonômenos dinamometamórficos; são rochas mal selecionadas, compostas essencialmente de quartzo, secundado por palhetas de sericita; as ardósias são roxo-acinzentadas, com cliva gem ardosiana e estrutura ressaltada por alternância de finas lâmi nas claras e escuras. Os conglomerados contêm seixos de quartzo , quartzito, filito associados a u'a matriz foliada, branco-esverdeada, fina e grossa composta, essencialmente, de quartzo e sericita arranja dos em textura granolepidoblástica.

2.1.4. Grupo Ipueiras -- Barbosa et alii (1966) identificaram três grandes conjuntos litológicos situados no Pré-Cambriano Indife renciado como segue: paragnaisses com delgadas intercalações de me tabasitos, migmatitos e granitos; entre estes reconheceram o "Graní to Lajeado" suposto "... uma variedade tipo Itu de São Paulo".

Barbosa & Costa (1973) retornaram ao estudo das rochas graníticas situadas no terço inferior da área em epígrafe, desta feita, posicio nando-as no Pré-Cambriano IV e descrevendo-as como diatexitos ácidos a intermediários correlacionados ao Granito Lajeado.

Schobbenhaus Filho et alii (1975b) reconheceram vários conjuntos litológicos (complexo gnáissico-migmatítico, granitos e tonalitos , xistos verdes e anfibolitos, rochas sedimentares e vulcânicas epime tamórficas, granófiros, rochas andesíticas e rochas ultrabásicas) a

que propuseram a denominação de Prê-Cambriano Indiferenciado.

As interpretações radarográficas, os dados de campo e as investigações petrográfico-geocronológicas, autorizaram os autores a individualizarem um conjunto de rochas vulcano-plutônicas situado no terço inferior da área em investigação. Em virtude de apresentarem parâmetros de inegáveis características anorogênicas e, em consonância com a emenda proposta por Sohl (1977) para o Código de Nomenclatura Estratigráfica Americano, a unidade individualizada é aqui denominada Grupo Ipueiras. Cunha et alii (1981) e Bezerra et alii (1981) estudaram a unidade em questão, tratando-a como suíte intrusiva; entretanto a terminologia proposta por Sohl (op. cit.) foi mal interpretada visto que os referidos autores associaram rochas vulcânicas a intrusivas. Fica, então, feita a devida correção e, ao conjunto plutono-vulcânico ácido, pós-tectônico, presente no segmento sul da área em apresentação, denomina-se Grupo Ipueiras, nome este emprestado do granito situado na localidade de mesmo nome; o Grupo Ipueiras é integrado por sete corpos que exibiram características estruturais e petrográficas semelhantes; os parâmetros petrográficos e a datação radiométrica efetuada para um desses corpos, aliados aos dados de campo (relação com encaixante, morfologia, etc.) induziram os autores a considerarem os sete corpos, juntamente com as vulcânicas associadas, no Grupo Ipueiras. As rochas dessa unidade estão introduzidas no Complexo Goiano (Cunha et alii, op. cit.) e afetam litologias do Grupo Santo Antônio.

Os sete corpos e vulcânicas associadas dispõem-se, grosseiramente, segundo uma faixa SW-NE que, desde as proximidades de Porto Nacional (Ipueiras) atinge o povoado Santa Fé. Tais corpos obedecem, grosseiramente, a megafeição lineagênica, denominada por Schobbenhaus Filho et alii (1975a) de Lineamento Transbrasiliano. Os dados até então coletados pela equipe RADAMBRASIL sugerem que outros corpos poderão vir a integrar a unidade em tela. Para tal assertiva são indicatrizes os granitos situados na fazenda Olho D'Água e no rio dos Mangues.

2.1.4.1. Posição Estratigráfica -- Na coluna estratigráfica proposta para o retângulo em epígrafe o Grupo Ipueiras está situado no Prê-Cambriano Médio, entre o Grupo Santo Antônio e a Formação Monte do Carmo; os efeitos térmicos dos corpos intrusivos se fazem notar no Complexo Goiano; quanto ao Grupo Santo Antônio não se encontrou auréola de contato em suas rochas mas, as relações de campo e análises petrográficas, mostram claramente que o paroxismo Ipueiras afetou aquela unidade, uma vez que faltam no Grupo Ipueiras o metamorfismo regional impresso nas rochas do cinturão metamórfico. A idade obtida para esta unidade tem sua validade discutível como se mostra a seguir.

2.1.4.2. Geocronologia -- Apenas três datações foram levadas a cabo em litologias dessa unidade. Para o granito da fazenda Itália obteve-se idade convencional Rb/Sr de $2,069 \pm 74$ MA e idade isocrônica $1,737 \pm 50$ MA com razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,705$. É de se salientar ter sido esta última obtida a partir da isócrona de referência construída para os granitos da Suíte Intrusiva Rio Dourado (Cunha et alii, 1981), devendo ser utilizada com reservas, visto não serem cogenéticas. O tratamento geocronológico levado a efeito para as lavas ácidas associadas ao Granito Ipueiras foi utilizado para o posicionamento geocronológico deste último. Neste caso a idade foi obtida a partir das vulcânicas ácidas da Formação Iriri (SUDAM, 1972a), com valores da ordem de $1,856 \pm 29$ MA, e razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,704$. É claro que este número tem significado restrito posto que não se tem certeza da cogeneticidade entre as lavas Iriri (Plata

forma Amazônica) e as lavas Ipueiras (Complexo Goiano). No que se refere ao Granito Santa Fé obteve-se 551 + 6 MA, pelo método K/Ar idade de essa representante do evento termal (Brasiliano) que afetou este corpo. O mineral utilizado para tanto, foi a biotita que tem baixa retentividade para o Ar. Como corolário é admitido que esses corpos graníticos tiveram sua origem no final do Pré-Cambriano Médio, tendo assistido efeitos tecto-termais em ciclos subseqüentes.

2.1.4.3. Petrografia -- As variações petrográficas existentes entre os corpos em questão são constantes. Em geral são granitos leucocráticos, róseos, aquí e acolá anisótropos, devido aos efeitos tectogênicos. A granulação é fina a grosseira, texturas granular, pórfira, gráfica, poiquilítica e viborgítica; os minerais essenciais são microclina, ortoclásio, plagioclásio e quartzo, enquanto hornblenda e biotita são os varietais mais freqüentes. Parâmetros indicativos de origem anorogênica: variação textural mesmo em afloramento; composição mineralógica, tipos texturais como pórfiros, viborgíticos, gráficos e hipidiomórficos; quartzo bipiramidal (cristobalita); fluorita intergranular; forma dos corpos; metamorfismo de contato nas encaixantes (Complexo Goiano). Os tipos petrográficos são: álcali-granitos, tonalitos, granitos porfiríticos e vulcânicas ácidas.

Álcali-granitos -- São em geral médios a grosseiros, textura granular hipidiomórfica, constituídos essencialmente por: microclínio peritítico, plagioclásio, quartzo, algum ortoclásio; como varietais ocorrem hornblenda e biotita, enquanto que os acessórios são: zircão, titanita, apatita, epidoto, fluorita e opacos. Nesse conjunto situam-se os microgranitos, constituídos por um agregado granular quartzo feldspático, com subordinados cristais de biotita, muscovita, opacos, apatita, zircão e fluorita.

Tonalitos -- Constituem-se de agregados tabulares de plagioclásio, quartzo xenomórfico (25%), microclínio e ortoclásio (10%); a biotita é o varietal comum disposto na forma de palhetas agrupadas, intercrescidas.

Granitos pórfiros -- Caracterizam-se pela presença de fenocristais médios a grosseiros, idiomórficos e subidiomórficos, constituídos por microclínio e plagioclásio envolvidos por um agregado fino, quartzo-feldspático, de textura granular variando de xenomórfica a hipidiomórfica; os varietais e acessórios confinam-se aos minerais mais finos; o microclínio chega a 1,2 cm apresentando estrutura peritítica, saussuritização seletiva, intercrescimento cuneiforme; certos cristais de microclínio encontram-se envolvidos por espessas bordas de plagioclásio zonado; em certos casos específicos, raros cristais de plagioclásio exibem núcleos de microclínio, caracterizando os granitos denominados piterlitos (*rapakivi*), visto mostrarem contornos retangulares; a massa fundamental exhibe cristais de ortoclásio, quartzo, microclínio e plagioclásio em arranjo granular xenomórfico a hipidiomórfico; biotita verde e hornblenda são os varietais; os acessórios são: zircão, apatita, epidoto, fluorita e opacos que se encontram em espaços intergranulares ou junto aos agregados micáceos. É de se relevar ainda a presença de cassiterita acessória em rochas dessa unidade.

Vulcânicas Ácidas -- A este conjunto relacionam-se álcali-riolito porfirítico a microgranodiorítico, riolito porfirítico e riolitos porfiríticos, aqui considerados cogenéticos ao Granito Ipueiras. São de texturas porfiríticas, matriz granular a granofírica, felsítica, às vezes apresentando textura fluidal extremamente ondulada, onde adormecem fenocristais finos a médios de álcali-feldspatos peritíticos, cristais ou agregados glomeroporfiríticos de quartzo e raros de plagioclásio; os K-feldspatos fazem-se representar pela albita antiperitítica e o anortoclásio; o plagioclásio é do tipo oligoclásio,

saussuritizado; o quartzo mostra-se como agregados granulares com textura xenomórfica ou granoblástica; a matriz felsítica contém agregados microgranulares de opacos e titanita, e agregados fibro-radiados de anfibólio (arfverdsonita); fluorita é intergranular ou inclusa no álcali-feldspato; em certos espécimes os fenocristais são fortemente tensionados, partidos, invadidos pelo material da mesóstase dando maior flexibilidade na estrutura fluídica da matriz.

2.1.5. Formação Monte do Carmo -- O nome Formação Monte do Carmo foi primeiramente utilizada por Cunha et alii (1981), designando um conjunto de rochas vulcano-sedimentares dispostas a sul e norte da cidade de Monte do Carmo que lhe emprestou o nome; o conjunto litológico restringe-se às fraldas da serra do Carmo, sua seção-tipo.

Barbosa & Costa (1973) fizeram as primeiras alusões a essas rochas, denominando-as informalmente, "Unidade Pré-Cambriano I"; descreveram litologias como: arenitos sericíticos e conglomeráticos, arcos conglomeráticos, conglomerados polimíticos, ardósias, metassiltitos, ignimbritos e diques andesíticos. Reconheceram semelhança litológica com o Grupo Jaibaras no norte do Ceará, admitindo, contudo, impossibilidade de se processar essa telecorrelação. Julgaram fosse essa unidade correspondente a Formação Riachão (Kegel, 1956).

Schobbenhaus Filho et alii (1975b) admitiram que a unidade em questão tenha sido marcadamente controlada pela evolução do Lineamento Transbrasiliano, descrevendo-a em uníssono com a propositura de Barbosa & Costa (1973). Trataram-na informalmente com o epíteto de "Pré-Cambriano Indiferenciado do sudeste da folha", representado, genericamente, por rochas sedimentares e vulcânicas epimetamórficas.

Costa et alii (1976) retornaram ao estudo dessas rochas, desta feita, relacionando-as ao que denominaram, informalmente, Unidades Indivisas (p_{ci}); propuseram as mesmas correlações de Barbosa & Costa (op. cit.) e Schobbenhaus Filho et alii (op. cit.). As imagens radargráficas denunciam que a seqüência em questão adentra-se para leste além dos limites do meridiano 48°. Nesta área, domínios da Folha SC.23 São Francisco, Schobbenhaus Filho et alii (1974) correlacionou-as ao Grupo Natividade (Moore, 1963 apud Schobbenhaus Filho et alii, op. cit.); Onildo João Marini, discorrendo sobre aspectos da geologia do Centro-Oeste Brasileiro aos geólogos do Projeto RADAMBRASIL, atribuiu caráter molássico à unidade e a correlacionou ao Grupo Jaibaras (Ce) e às formações Piranhas (Go) e Urucum (MT), todas ligadas a evolução do Lineamento Transbrasiliano.

Em virtude do caráter anquimetamórfico (ou mesmo ausente) e vulcano-sedimentar das rochas em questão, acredita-se na possibilidade de que as mesmas possam vir a constituir uma seqüência tipo cobertura de plataforma. Os termos litológicos amostrados foram: conglomerados polimíticos e monomíticos, grauvacas e siltitos que se intercalam a andesitos, dacitos e brechas vulcânicas; cataclasitos são subordinados.

A unidade ocorre segundo uma faixa submeridiana, descontínua; corresponde às fraldas da serra do Carmo; suas melhores exposições situam-se além dos limites desta área numa vicinal à estrada que liga Monte do Carmo a Pindorama e demanda a referida serra.

2.1.5.1. Posição Estratigráfica -- Na coluna estratigráfica local a Formação Monte do Carmo é colocada, com ressalvas, no Pré-Cambriano Superior, acima do Grupo Ipueiras sendo recoberta, discordantemente, pela Formação Serra Grande.

2.1.5.2. Geocronologia -- Três amostras dessa unidade foram submetidas a tratamento geocronológico pelo método Rb/Sr, fornecendo os resultados constantes da Tabela I.

TAB. I -- Dados analíticos Rb/Sr para as rochas vulcânicas da Formação Monte do Carmo

Nº DE CAMPO	FOLHA	LITOLOGIA	Nº LAB.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
BC/97.2	SC.22-ZB	Brecha vulc.	4796	35,9	857,4	0,12	0,7051
AZ/137	SC.22-ZB	Riolito	4797	120,4	272,9	1,28	0,7171
BC/98.1	SC.22-ZB	Metađacito	4893	89,1	248,4	1,04	0,7249

Razão (Sr⁸⁷/Sr⁸⁶) inicial assumida:= 0,705

A baixa relação Rb/Sr impossibilitou a interpretação da idade convencional das rochas. Todavia, permitiu a construção do diagrama isócronico (Fig. 2) com uma idade aproximada de 1.100 MA e razão inicial 0,703. Esse baixo valor da razão inicial indica que as rochas vulcânicas não tiveram uma vida crustal significativa antes de 1.100 MA. Esse resultado carece de mais análises para ser definitivo, pois apenas três amostras foram estudadas e, acima de tudo, possuem relação Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ extremamente baixa (Fig. 2).

2.1.5.3. Petrografia -- Das 14 amostras descritas classificou-se termos como: siltitos, arcóseos, ardósias, grauvacas e conglomerados polimíticos, dacitos, andesitos e brechas de fluxo (fragmental flow) de composição traquítica.

Conglomerados polimíticos -- São constituídos por fragmentos arredondados tamanho grânulo, seixos e cascalho grosso, compostos de rochas de composição variada ou de quartzo e feldspato imersos em matriz arcoseana (filonítica); os fragmentos líticos são achatados e mais arredondados, orientados perpendicularmente ao eixo de deformação cataclástica; em certos locais os grânulos, seixos e cascalhos grossos são constituídos exclusivamente por rochas vulcânicas ácidas, cataclasitos e milonitos, enquanto a matriz mostra quartzo, plagioclásio, opacos, carbonato e sericita, sendo os componentes pretos restritos.

Grauvacas -- Foi vista apenas em um local. É rocha cinza-acastanhado com textura clástica recristalizada, grosseira, composta de quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, opacos e fragmentos líticos angulosos a subangulosos, flutuando em matriz sericito-carbonatada, correspondente a 30% da rocha; o quartzo representa os grânulos mais comuns, enquanto parte dos de feldspato estão totalmente transformados em sericita e carbonato.

Siltitos -- São rochas castanho-acinzentadas ou castanho-avermelhadas, laminadas regular e irregularmente. A visão microscópica denuncia presença de silte, quartzo, feldspato e sericita envolvido por argila rica em opacos, micro a criptogranulares, e em hidróxido de ferro. Titanita e epidoto são acessórios. A mica é detrítica, porém diminutos minerais micáceos sobre os feldspatos sugerem sejam illita ou sericita.

Andesitos -- São rochas cinza-esverdeados, compactas, densas, porfiríticas, onde fenocristais de plagioclásio e álcali-feldspato estão imersos em matriz afanítica. A epidotização afetou em graus variados o plagioclásio, enquanto ortoclásio apenas foi levemente argilitizado; o quartzo (<5%) encontra-se isolado ou agregado; os acessórios são: opacos, zircão, e rutilo, este com inclusões aciculares de quartzo; epidoto e clorita são secundários; a matriz é feltrosa constituída por prismas intercrescidos de feldspatos; associados a opacos e epidotos microgranulares além da clorita.

Dacitos -- São verde-acinzentados, afaníticos, ricos em pontua

ções esbranquiçadas. Ao microscópio mostram: tremolita-actinolita, quartzo, clorita, epidoto, titanita e sericita. Tremolita-actinolita, quartzo, alguns plagioclásios são os fenocristais, presentes em matriz afanítica microcristalina, sericítica, rica em agregados microgranulares de titanita, clorita e epidoto.

Brechas vulcânicas -- São verde-acastanhadas, brechóides, compostas por fragmentos poligonais angulosos ou estirados (porosos) (< 3 mm) constituídos de rochas vulcânicas de superfície reentrante, em voltos por matriz vulcânica afanítica; os fragmentos são traquíticos com diversas variações texturais e mineralógicas. O componente mineralógico principal é o feldspato, seguido de opacos e esfeno (em agregados microgranulares ou na matriz). A matriz das brechas é arcoseana definida por fragmentos angulares de quartzo e feldspatos imersos em massa microcristalina composta por sericita e opacos.

Metamorfismo -- Mercê das limitações inerentes ao estudo microscópico torna-se impossível afirmar a presença ou não de metamorfismo neste grupo de rochas; em existindo será muito incipiente situado nos limites da diagênese. As micas neoformadas são brancas e diminutas (ilita ou sericita?); estruturas orientais em geral estão ausentes, com exceção dos conglomerados.

2.1.6. Bacia do Parnaíba -- Esta grande entidade geológica, na literatura pertinente, tem sido denominada Bacia do Maranhão ou Meio Norte, Bacia do Maranhão--Piauí e Bacia do Parnaíba; neste trabalho utilizar-se-á esta última designação, posto que o rio Parnaíba parece ser o elemento hidrográfico mais importante no seu domínio, seccionando, praticamente, todas as suas unidades litostrográficas.

2.1.7. Formação Serra Grande -- Small (1914) denominou de "Série da Serra Grande", na serra homônima, no limite dos estados do Piauí e Ceará, a espessas camadas de arenitos grosseiros, às vezes finos, com possantes estratificações cruzadas, com níveis conglomeráticos e calcários. Muitos outros autores como: Leonardos (1940); Williams (1926); Lofgren (1936); Kegel (1953); Albuquerque & De Quech (1946), pesquisaram a área da Bacia do Parnaíba e teceram considerações a respeito desta unidade; alguns deles sobre sua posição estratigráfica, outros sobre a extensão dessa formação para oeste, e ainda houve quem a dividisse em membros. Cunha et alii (1981) fizeram uma resenha bibliográfica sobre a unidade em epígrafe e descreveram-na como constituída de arenitos finos a grosseiros, conglomerados oligomíticos e petromíticos, além de siltitos subordinados.

A Formação Serra Grande se faz representar na porção centro-leste da área em apreço; está disposta em quatro áreas isoladas distribuídas, principalmente, nos domínios do rio Tocantins. Pode ser encontrada também formando os alcantis da serra do Carmo com distribuição vertical considerável mas de reduzida distribuição horizontal, razão pela qual apresenta reduzida área do mapa (Fig. 3) anexo.

Poucas são as informações de natureza paleontológica atinentes a essa unidade.

Muller (1962, apud Mesner & Wooldridge, 1964) foi quem primeiro executou estudos palinológicos nas rochas da Formação Serra Grande atribuindo-lhe idade siluriana superior a devoniana inferior. Em 1964, Muller (apud Aguiar, 1971) volta a tratar dessa unidade reafirmando conclusões postas a público em 1962. A seguir vários autores retomaram o estudo dessa unidade enfocando aspectos cronostrográficos como: Aguiar (1971), Mabesoone (1977), Petri & Fulfaro (1976), Brito & Santos (1965), etc.

Neste trabalho fica a Formação Serra Grande situada no intervalo Siluro-Devoniano (inferior), visto que os dados de campo não permitem tirar informações que autorizassem posicioná-la quer no Siluriano,

quer no Devoniano.

Litologicamente a Formação Serra Grande no mapa anexo, é representada por um pacote de arenitos arcoseanos predominantemente grosseiros, englobando níveis conglomeráticos, silticos e argilosos, com mergulhos fracos para o centro da bacia. Caracteriza-se ainda pela diversidade de estratificações cruzadas, de pequeno a grande porte, com predominância dos tipos tabular e acanalados. Marcas onduladas, assim como laminações plano-paralelas estão presentes em diversos pontos.

Ao que se pode observar a Formação Serra Grande apresenta marcas flutuações na espessura; nas estradas que ligam Porto Nacional a Paraíso do Norte e à BR-153, é que parece apresentar-se mais delgada, da ordem 3-4 m, sobreposta ao Complexo Goiano.

2.1.8. **Formação Pimenteiras** -- Small (1914) definiu a Série do Piauí como uma seqüência de camadas interestratificadas de arenitos, siltitos e folhelhos, que hoje sabe-se serem de idade devoniana, carbonífera e permiana; descreveu a noroeste de Valença, nos arredores de Pimenteiras, uma seqüência de arenitos e folhelhos inferiores, que denominou de Folhelhos Pimenteiras.

Oliveira & Leonardos (1943) se referiram ao Folhelho Pimenteiras, como uma das formações mais características da Bacia do Parnaíba, e perfeitamente distinta de outras unidades que compõem a Série do Piauí de Small (op. cit.).

Plummer, Price e Gomes (1948) foram os primeiros a denominar de formação, o Folhelho Pimenteiras. Neste mesmo trabalho, os autores subdividiram a Formação Pimenteiras nos membros Oitis e Picos, e a colocaram como unidade basal da Bacia do Parnaíba.

Kegel (1953) à luz de novos dados paleontológicos e levantamentos geológicos mais detalhados, modificou as colunas existentes, colocando a Formação Serra Grande na base da bacia, com idade siluriana, diretamente sotoposta à Formação Pimenteiras, e subdividiu esta última nos membros Itaim e Picos, sendo que o primeiro seria proveniente da transição do Arenito Serra Grande.

Barbosa et alii (1966) citaram nas proximidades de Miracema do Norte, uma possível ocorrência de um "típico tilito superposto por siltitos com *Spongiophyton*". Essa ocorrência foi também encontrada logo abaixo de Tocantínia.

Beurlen & Mabesoone (1969) trataram sobre a transição Serra Grande--Pimenteiras--Cabeças, e afirmaram que as diversidades litológicas e texturais na Formação Pimenteiras são causas diretas de mudanças bruscas no ambiente de sedimentação.

Andrade & Daemon (1974) citaram na Formação Pimenteiras, ocorrências de aleitamento regular com ocasional presença de oólitos piritosos. Incluíram nesta seqüência uma ocorrência de diamictito, denominado de tilito por Kegel (1953), e descrito por Aguiar (1971) como paraconglomerado da Formação Cabeças.

Carozzi et alii (1975) após estudos detalhados, introduziram na Formação Pimenteiras o Membro Carolina, constituído de duas unidades de arenitos, até então sem denominação.

Ribeiro & Dardenne (1978) distinguiram na parte inferior da Formação Pimenteiras, no Estado de Goiás, dois níveis de minério de ferro oolítico com espessura máxima de 3 m. Um dos níveis aparece capeado por uma camada de arenito fino, laminado, com matriz chamosítica e abundantes nódulos de pirita.

As rochas areno-pelíticas da Formação Pimenteiras ocorrem em extensas faixas contínuas, correspondendo, na área em questão à unidade de litoestratigráfica mais expressiva da Bacia do Parnaíba. Rochas relativas a esta unidade ocorrem, na localidade de Ipueiras, 30 km a sul de Porto Nacional, na margem direita do rio Tocantins. Nesta região, aparecem capeando termos litológicos do Grupo Ipueiras. Na

serra Maria Antônia, mais especificamente, nas proximidades da estrada que liga a cidade de Brejinho de Nazaré a Santa Rita (BR-153), encontram-se recobrimos rochas migmatíticas do Complexo Goiano. Com pequenas interrupções, a oeste do rio Tocantins, essas rochas ocorrem continuamente para norte, aparecendo tanto no Graben de Monte Santo, como no topo da serra do Estrondo adentrando-se para além do paralelo 08°.

À leste do rio Tocantins a configuração morfológica da Formação Pimenteiras é mais facilmente individualizada.

Nas proximidades da fazenda São Bento, nas partes mais alçadas da serra do Carmo, as rochas desta unidade aparecem em extensas faixas esporadicamente interrompidas, formando distintos paredões verticais. Mais a norte, na mesma serra, a Formação Pimenteiras, sempre capeando rochas da Formação Serra Grande, aparece sob a forma de platôs acidentados e secundariamente em forma de morros testemunhos abaulados ou tabulares. No triângulo compreendido entre as cidades de Porto Nacional--Monte do Carmo e Tocantínia, a Formação Pimenteiras ocorre sob a forma de extensos e aplainados chapadões completamente laterizados e poucos espessos, e se estendem até a cidade de Pedro Afonso.

Estratigraficamente a Formação Pimenteiras assenta-se sobre a Formação Serra Grande e é sobreposta pela Formação Cabeças. Entretanto, em certas áreas esta unidade assenta-se em discordância angular aos migmatitos e xistos, respectivamente, do Complexo Goiano e Grupo Estrondo (Hasui, Hennies e Iwanuch, 1975); com as rochas do Grupo Ipueiras mostra discordância litológica; numa vicinal à GO- 262 que leva à fazenda Aldeia, os pelitos e psamitos desta unidade repousam sobre migmatitos do Complexo Goiano; ao longo da BR-153, no Graben de Monte Santo e na serra do Estrondo, a Formação Pimenteiras mostram-se em discordância angular aos metamorfitos do Grupo Estrondo; na margem direita do rio Tocantins à altura da localidade de Ipueiras, camadas horizontalizadas da Formação Pimenteiras, jazem discordantemente sobre as rochas do Grupo Ipueiras.

O contato Serra Grande/Pimenteiras é concordante e gradacional, havendo uma transição de clásticos grosseiros da Serra Grande para os finos da Formação Pimenteiras. Em sua parte superior, a unidade em apreço está em contato concordante com rochas clásticas da Formação Cabeças. Entretanto, muitas vezes essa caracterização não é perfeita, devido ao intenso grau de decomposição tanto na parte superior da Formação Pimenteiras como na inferior da Formação Cabeças, principalmente no interior do Graben de Monte Santo.

Quanto à idade, foram coletados alguns espécimes fósseis, que estudados no setor de paleontologia da PETROBRÁS, possibilitaram o conhecimento de novas localidades fossilíferas nesta unidade.

Na estrada Tocantínia--Pedro Afonso, cerca de 30 km desta última cidade, foram encontrados moldes de braquiópodos e tubos de vermes, provavelmente com idade devoniana. Nas proximidades da localidade de Lajeado, encontra-se também em siltitos ocres da Formação Pimenteiras, moldes de braquiópodos com provável idade devoniana.

Os siltitos esverdeados, encontrados na BR-153, 30 km a norte de Paraíso do Norte, exibem esporos e acritarcas, classificados como *Cladoclitina varispinosa* e *Spinizonotrilletes echinatus*, pertencentes ao Devoniano Médio a Superior, enquadrados nas zonas D-3 e D-5. Essas amostras foram também analisadas no Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da USP, sendo identificada a presença de palinómorfos, sugerindo a idade Devoniano Inferior.

A diversidade litológica existente nesta unidade, aliada às diversas estruturas, refletem uma variedade de ambientes sedimentares, ou mudanças de fácies; na área em questão predominam dois ambientes: o primeiro essencialmente oxidante, constituído de rochas arenopelíticas de colorações arroxeadas, avermelhadas e amareladas

em geral ferruginosas. O segundo ambiente é tipicamente redutor re apresentado por rochas areno-siltosas, esverdeadas, com níveis de oólitos piritosos. As rochas de ambiente redutor interdigitam-se com rochas ferruginosas, e ao que parece, são lenticulares, todas de positadas em ambientes marinhos de águas rasas.

A maioria dos autores, admite ser esta unidade caracteristicamente marinha com deposição pouco profunda. As alternâncias rítmicas de arenitos, siltitos e argilitos, associadas à variações faciológicas laterais, à presença de estruturas como marcas de ondas e estratificações cruzadas, indicam deposições marinhas rasas, com variações no regime de fluxo, atuação de correntes, e oscilações do fundo do mar e/ou no regime de fluxo e aporte de detritos.

2.1.9. Formação Cabeças -- Plummer, Price e Gomes (1948) nas proximidades da localidade de Cabeças no Estado do Piauí, denominaram de Formação Cabeças a uma seqüência arenosa com espessura aproximada de 300 m, posicionando-a provisoriamente no Carbonífero; dividiram-na em três membros quais sejam: Passagem (inferior), Oeiras (médio) e Ipuranga (superior).

Campbell (1948, apud Campbell & Brazil, 1948) correlacionou a Formação Cabeças com a Formação Serra Grande, denominando toda a seqüência de Formação Serra Grande, distinguindo o Membro Ipu na sua parte inferior.

Kegel (1953), ao estabelecer nova coluna estratigráfica para a Bacia do Parnaíba, reabilitou a Formação Cabeças no sentido de Plummer, Price e Gomes (op. cit.) admitindo sua divisão em três membros.

Ojeda & Perillo (1967) reconheceram a sudoeste de Carolina, a presença de paraconglomerados e mudstones intercalados a arenitos amarelados e esbranquiçados, parcialmente micáceos e friáveis, característicos da Formação Cabeças.

Aguiar (1971) mostrou, na parte oeste da bacia, uma gradação lateral entre as formações Pimenteiras e Cabeças, observando uma interdigitação de paraconglomerados com arenitos nas proximidades de Pedro Afonso.

Andrade & Daemon (1974), trabalhando no flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba, registraram a presença de estratificações cruzadas de baixo ângulo na Formação Cabeças. Descreveram um diamictito de matriz siltico-argilosa, agregando seixos e matações de quartzo, oólitos piritosos, arenitos e quartzitos; citaram, ainda a presença de estruturas de escorregamento.

Schobbenhaus Filho et alii (1975b) atribuíram à Formação Cabeças uma seqüência constituída por arenitos amarelo-ocres com níveis argilo-siltosos e por conglomerados de matriz siltico-argilosa.

O relacionamento litoestratigráfico da Formação Cabeças com as formações Pimenteiras e Longã, na área em pauta, é complexo. Isto porque neste segmento da Bacia do Parnaíba, é constituída por dois tipos litológicos básicos, quais sejam: arenitos e paraconglomerados; no primeiro caso são rochas dispostas sob a forma de pequenos platôs tabulares constituídos por arenitos com estratos plano-paralelos bem definidos de até 30 cm de espessura; intercalam-nos subordinados leitos de conglomerados oligomíticos, finos; são rochas, friáveis, brancas, argilosas (caulim), muscovíticas; os grãos de quartzo são muito mal selecionados, mal arredondados; tais arenitos passam, transicionalmente, para as formações Pimenteiras (sotoposta) e Longã (sobrepota), transição esta perfeitamente visível em afloramento; no que se refere aos paraconglomerados a caracterização entre esta e as formações supracitadas é dificultada, pois, em vários locais a matriz deste paraconglomerado apenas mostra grânulos dispersos; neste caso muito se assemelha, quando alterada, a litologias das formações Pimenteiras e Longã.

A unidade em questão está representada na porção central e extremo nordeste da área (leste do rio Tocantins), no Graben de Monte Santo e nas proximidades de Pedro Afonso.

Na coluna estratigráfica da área fica situada entre as formações Pimenteiras e Longã. Os contatos com as referidas unidades são concordantes e transicionais.

Os afloramentos que constituem a Formação Cabeças, nos domínios deste trabalho, caracterizam-se por uma diversidade litológica nem sempre de fácil distinção. Constam principalmente de arenitos brancos, grosseiros, muscovíticos e paraconglomerados. Mostram-se em geral bem estratificadas, comumente exibindo laminações plano-paralelas e estratificações cruzadas tabulares de pequeno a médio porte.

Predominam nesta unidade litoestratigráfica, arenitos brancos, granulação média a grosseira, mal selecionados, às vezes apresentam uma fração mais fina, melhor selecionada, com estratificação mais visível. Normalmente intercalam-se a esse pacote, camadas siltsosas e argilosas, pouco espessas, às vezes, laminadas, micáceas, com colorações brancas, cremes e avermelhadas. Mostram-se comumente friáveis, oxidadas na superfície, e são predominantemente caulínicas e micáceas. Com frequência, evidencia-se a presença de um cimento li monítico aguçando os grãos de areia.

Quanto à origem e ambiente de deposição das rochas da Formação Cabeças, vários autores teceram considerações.

Ojeda & Perillo (1967) admitiram que a Formação Cabeças teria um ambiente de deposição deltáico com processos de escorregamento associados. Afirmaram ainda que o paraconglomerado, observado nesta unidade, apresentaria mais características de turbiditos do que de tilito.

Aguiar (1969) reconheceu no bordo oeste da bacia, a presença de paraconglomerados de origem glacial ou turbidítica, sendo verificados fragmentos rudáceos, tanto do Complexo Goiano, como das formações Serra Grande e Pimenteiras.

Beurlen & Mabessone (1969), também invocaram para o Membro Oeiras da Formação Cabeças um ambiente deltáico com rápida deposição.

Lima et alii (1978) admitiram para esta unidade um ambiente litorâneo com contribuição deltáica nos níveis argilosos subordinados.

2.1.10. Formação Longã -- Albuquerque & Dequech (1946) foram os primeiros a denominar de "folhelhos do Longã" para rochas encontradas no rio homônimo. Plummer, Price e Gomes (1948) subdividiram estas rochas em formações Tranqueiras e Itaeiras. Campbell, Almeida e Silva (1949) adotaram a nomenclatura de Albuquerque & Dequech (op. cit.). Kegel (1953) sugeriu a origem glacial para um arenito, contendo seixos facetados e estriados encontrados no meio da Formação Longã, na sondagem de Carolina, denominando-o de Tilito Carolina.

Esta unidade voltou a ser estudada por vários outros autores como: Barbosa et alii (1966), Aguiar (1969), Andrade (1972), Silva et alii (1974), Schobbenhaus Filho et alii (1975b), Lima et alii (1978), etc.

Os trabalhos de campo executados pelo Projeto RADAMBRASIL revelaram problemas no tocante à separação das litologias das formações Pimenteiras e Longã. Isto deveu-se, basicamente, as similaridades litológicas existentes entre ambas; a este parâmetro soma-se a tectônica tafrogênica, a generalizada laterização e a reduzida espessura dessas unidades no extremo sudoeste da Bacia do Parnaíba.

A Formação Longã está representada na porção centro-sul da área (oeste do rio Tocantins), no Graben de Monte Santo e no extremo leste do retângulo objeto deste trabalho.

O contato entre esta unidade e as formações Cabeças (sotoposta) e o Carbonífero Indiferenciado (Poti-Piauí) é transicional; na região

do Graben de Monte Santo mostra contato tectônico com rochas alcalinas.

A aproximadamente 12 km ao norte da cidade de Miranorte, na rodovia BR-153, foram encontrados em folhelhos e siltitos desta unidade, os seguintes fósseis *Maranhites brasiliensis*, *Angochitina capulata*, *Navifusa brasiliensis*, *Ancyrosporitis ancyrea*, além de abundantes esporos e acritarcas que representam idade frasniana (Devoniano Superior). Os dados obtidos indicam o início de deposição no Devoniano Médio, tendo seu ápice deposicional no Devoniano Superior, com rápida incursão até o Carbonífero Inferior.

Litologicamente a Formação Longã é constituída por uma seqüência de folhelhos pretos, cinza-esverdeados e castanhos, micáceos bem estratificados, intercalados por siltitos bem estratificados; estes são arroxeados, cinza-escuros, micáceos, contendo níveis de arenitos esbranquiçados, marrom-avermelhados e amarelados, pintalgados de manchas escuras ferruginosas; são bastante argilosos, micáceos, granulação fina a muito fina, geralmente compactos; localmente apresentam estratificação grosseira.

2.1.11. Carbonífero Indiferenciado -- Small (1914) denominou de "Série do Piauí" aos arenitos que cobrem parte do Estado do Piauí. Paiva & Miranda (1937) propuseram o termo Formação Poti para designar as camadas situadas abaixo de 219 m de profundidade no poço 125 do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil; estes autores relacionaram à "Série Piauí" às rochas encontradas acima de 219 m no citado poço. Andrade & Daemon (1974) trabalhando na porção leste da área, dividiram a Formação Poti em dois membros: inferior (arenoso) e superior (intercalação de folhelhos, siltitos e arenitos).

No presente trabalho, baseado nos parâmetros radargramétricos, bem como nos dados de campo, aliados à escala deste, foi verificada a impossibilidade da separação entre as formações Poti e Piauí. Somam-se a estes fatores a extensa cobertura arenosa sobre estas, bem como a reduzida distribuição geográfica da Formação Piauí; estes fatos dificultam, sobremaneira, a interpretação radargeológica destas formações.

Localmente, entretanto, estas litologias são perfeitamente diferenciadas havendo contudo, dificuldade de ser observada uma continuidade física de uma ou de outra unidade.

Em virtude do exposto, neste relato, adotou-se a designação informal "Carbonífero Indiferenciado" em consonância e pelos mesmos motivos postulados por Cunha et alii (1981). Desta sorte a expressão em questão representa conjuntamente as formações Poti e Piauí.

Esta unidade litoestratigráfica faz-se representar no segmento nordeste da área, por relevos tabulares residuais ao longo de uma faixa descontínua com cerca de 40 km de largura por 80 de extensão. Para sul esta unidade se estreita abruptamente apresentando contato tectônico com as formações Cabeças e Pimenteiras. No Graben de Monte Santo mostra contato com litologias do Grupo Estrondo e formações Longã e Pimenteiras. Neste último caso o contato é tectônico.

Estratigraficamente o Carbonífero Indiferenciado está posicionado entre as formações Longã (inferior) e Pedra de Fogo (superior). Há um consenso geral acerca da posição estratigráfica das litologias carboníferas da Bacia do Parnaíba. Foram bem definidas em trabalhos anteriores, os quais posicionaram a Formação Poti no Carbonífero Inferior (Mississipiense) e a Formação Piauí no Carbonífero Superior (Pensilvaniano).

Na área do presente trabalho pode-se descrever litologicamente as rochas carboníferas como sendo constituídas nas partes basais por arenitos predominantemente róseos, arroxeados e róseos - esbranquiçados, granulação fina a média, às vezes grosseira, micáceos, friáveis; por vezes contêm leitos conglomeráticos; ocasionalmente

mostram seixos e grânulos de quartzo e quartzito intercalados por siltitos róseos-avermelhados, arroxeados e folhelhos com lentes de arenitos finos, argilosos e ocasionais leitos calcíferos. Esta seqüência exibe proeminentes estratificações cruzadas, alternadas com estratos plano-paralelos. Na parte superior aparecem estruturas poligonais ("casco de tartarugas"). Sobre estes deposita-se uma seqüência de siltitos e arenitos finos, argilosos, nas cores vermelho e arroxeadas, apresentando estratificação cruzada; são intercalados por folhelhos (com ocasionais leitos calcíferos) avermelhados, micáceos, com boa estratificação plano-paralela e camadas de sílex (chert). Localmente, na base desta seqüência siltica-arenosa, pode ocorrer um conglomerado composto por seixos, matações e blocos de quartzo, quartzitos e arenitos (finos, avermelhados), em geral bem arredondados, e que se agregam através de material siltico-arenoso.

2.1.12. **Formação Pedra de Fogo** -- Lisboa (1914) denominou de "Série Parnaíba" as rochas do rio Parnaíba que contêm a madeira fóssil *Psaronius* (Permiano). Plummer, Price e Gomes (1948) usaram o termo "Pedra de Fogo" para caracterizar uma seqüência em sua maior parte composta por sílex, exposta no vale do riacho da Pedra de Fogo, ao sul da localidade de Pastos Bons (Maranhão). Barbosa & Gomes (1957) reconheceram o caráter cíclico destas litologias. Andrade (1972) observou que na região de Itacajá (Estado de Goiás) aflora somente a parte basal desta unidade.

Na área em questão, esta unidade tem sua maior concentração no segmento nordeste da área compreendida entre a BR-153 e o rio Tocantins; para o sul desaparece a SW de Pedro Afonso.

Na área em apreço, a Formação Pedra de Fogo corresponde ao topo do Paleozóico da Bacia do Parnaíba, assentando-se sobre o Carbonífero Indiferenciado em contato transicional.

É uma unidade tida pela totalidade dos autores como de idade permiana. Lisboa (1914) e Plummer, Price e Gomes (1948) entre outros autores, citam a ocorrência de madeira fóssil *Psaronius* (representativa do Permiano) em rochas da Formação Pedra de Fogo. No presente trabalho foram encontrados vários exemplares de *Psaronius*, em afloramentos desta unidade, nas rodovias GO-278 e GO-376.

Na área em questão, a Formação Pedra de Fogo expõe poucos afloramentos, caracterizados por interestratificação de arenitos, siltitos, folhelhos, calcários e sílex. Os arenitos são geralmente róseos-amarelados, esverdeados e esbranquiçados, granulação fina a média, raramente grosseira, bastante argilosos, por vezes calcíferos, mostrando estratificação plano-paralela e cruzada.

Os folhelhos e siltitos, são róseos, amarelados, cinza-claro, esverdeados e avermelhados, laminados, pouco micáceos e, frequentemente, calcíferos. Os calcários são róseo-esbranquiçados, cremes, amarelados, bem estratificados, argilosos, algumas vezes recristalizados, mostrando estrutura oolítica; em algumas ocorrências são dolomíticos e margosos, contendo bolsões de calcita.

Com freqüência aparecem camadas irregulares e descontínuas de sílex branco, em finas camadas, intercalados nos arenitos, siltitos e folhelhos, às quais associam-se concreções silicosas, esféricas e achatadas ("bolachas"). São comuns blocos e camadas delgadas de chert mostrando boa continuidade lateral. Mais raramente, ocorrem camadas de brechas intraformacionais, com matriz calcífera e fragmentos angulosos, silicosos.

2.1.13. **Cobertura Sedimentar Terciário-Quaternária** -- Este período caracterizou-se por uma generalizada laterização das regiões mais alçadas, enquanto nas partes rebaixadas depositavam-se sedimentos fluviais. Disto resultou a formação de arenitos, siltitos, argilitos, conglomerados oligomíticos e petromíticos, argilas

e siltes; as rochas mostram cores geralmente avermelhadas, ricas em hidróxidos de ferro; os conglomerados contêm seixos muito mal selecionados, com dimensões variando entre o grânulo e o calhau; os arenitos são frequentemente ferruginosos e se encontram em íntima associação com as lateritas; as espessuras desses clastos, nos limites da área em questão, são da ordem de poucos metros.

2.1.14. **Holoceno Aluvionar** -- Na calha do rio Tocantins e seus tributários encontram-se extensas planícies aluvionares; constam de cascalhos inconsistentes, areias, siltes e argilas; na GO-134, no ribeirão Água Suja, afluente direito do rio Tocantins, vislumbra-se um terraço aluvial com espessura da ordem de 5 m e 2 km de extensão. Trata-se de um conglomerado petromítico constituído por fragmentos rudáceos arredondados a subarredondados, compostos de quartzo, quartzito e arenitos; esses seixos estão agregados por matriz friável, arenosa, fina a grosseira.

3. CONCLUSÕES

O mapeamento geológico executado pelo Projeto RADAMBRASIL na área objeto deste relato, fundamentou-se, precipuamente, na interpretação de imagens de radar.

A visão regional propiciada por esses documentos, aliada aos dados de campo, fundamentaram a coluna estratigráfica, aqui proposta.

Novas unidades litoestratigráficas tidas informalmente como indiferenciadas foram convenientemente tratadas, recebendo designações formais. Tais unidades constam no relatório apresentado por Cunha et alii (1981) e são as seguintes: grupos Santo Antônio e Ipueiras e Formação Monte do Carmo.

No extremo sudeste da área existem cristas alinhadas, antes tidas como indiferenciadas e que, em realidade, mostram relação com litologias do chamado Grupo Araxá, atestando sua continuidade a esta área.

Durante a fase de coleta de dados, oito novas localidades fósseíferas foram detectadas elevando para 41 o número de ocorrências cadastradas.

O plutono-vulcanismo que representa o Grupo Ipueiras exhibe indícios de mineralização em estanho, autorizando sejam feitas pesquisas objetivando caracterizar seu real potencial metalogenético. Importância deve ser dada, também, à faixa granulítica (Complexo Goiano), situada a nordeste de Porto Nacional mineralizada em manganês; do mesmo modo, a seqüência vulcano-sedimentar que constitui a Formação Monte do Carmo carece de estudos mais refinados com o objetivo de melhor caracterizar seus aspectos tectônicos, estratigráficos e metalogenéticos. A isócrona de referência que permitiu situar essa unidade no Pré-Cambriano Superior foi obtida com apenas três amostras devendo ser utilizada com reservas.

As formações Poti e Piauí foram tratadas conjuntamente com o epíteto de Carbonífero Indiferenciado, visto que seus parâmetros litológicos impossibilitaram sua individualização em imagens de radar.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seus agradecimentos à direção do Projeto RADAMBRASIL que permitiu a apresentação deste relato. São gratos, também, ao colega Peter Relf Hildred pela versão do resumo para o inglês e a Sônia Paulina Pereira pela datilografia do manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

- AGUIAR, G.A. de. 1969. Bacia do Maranhão, geologia e possibilidades de petróleo. Belém, PETROBRÁS/RENOR, 55p. (Relatório Técnico Interno, 371-A)
- _____. 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. Anais. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p.113-122.
- ALBUQUERQUE, O.R. de & DEQUECH, V. 1946. Contribuição para a geologia do meio-norte, especialmente Piauí e Maranhão, Brasil. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE ENGENHARIA, MINAS E GEOLOGIA, 2., Petrópolis, 1946. Anais. Rio de Janeiro, v.3, p.69-109.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Observações sobre o pré-cambriano da região central de Goiás. B. Paran. Geoci., Curitiba (26):19-22.
- _____. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste no Proterozóico Superior. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, 40:285-293. Suplemento.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. 1969. Idades potássio-argônio de rochas do centro-oeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., Salvador, 1969. Resumo das conferências e das comunicações. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. 89p. (Boletim Especial, 1) p.80-81.
- ANDRADE, S.M. de. 1972. Geologia do sudoeste de Itacajá, bacia do Parnaíba (Estado de Goiás), São Paulo, Universidade de São Carlos, Escola de Engenharia, 87p. Tese de doutoramento.
- ANDRADE, S.M. de & DAEMON, R.F. 1974. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. Anais. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.129-137.
- BAETA JÚNIOR, J.D.A. et alii. 1972. Projeto Goianésia-Barro Alto; relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM. 8v. (Relatório Técnico da DGM, 1979).
- BARBOSA, O. 1955. Guia das excursões ao 9º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Araxá. Sociedade Brasileira de Geologia. Noticiário 3.
- BARBOSA, O & COSTA, L.A.M. da. 1973. Projeto leste do Tocantins / oeste do rio São Francisco; 2ª etapa, fase 4. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC, 8v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2028) v.1A-1B.
- BARBOSA, O. et alii. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monogr. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (19):1-94.
- _____. 1969. Projeto Brasília-Goiás; geologia e inventário dos recursos minerais. Goiânia, DNPM/PROSPEC, 1969. 225p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 51)
- _____. 1970a. Geologia da região do Triângulo Mineiro. B. Div. Fom. Prod. Mineral., Rio de Janeiro (136):1-140.
- _____. 1970b. Projeto Goiânia; relatório preliminar. Goiânia, DNPM/PROSPEC, 75p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 511)
- BARBOSA, O. & GOMES, F. de A. 1957. Carvão mineral na bacia Tocantins-Araguaia. B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (174):1-34.
- BEURLIN, K. & MABESONE, J.M. 1969. Novas observações sobre o Devoniano do Piauí. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, 41(2):199-210.
- BEZERRA, P.E.L. et alii. 1981. A Associação plutono-vulcânica Ipueiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. Geologia do Pré-Cambriano. 1º, Goiânia, 1981. Resumos. Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleos Centro e Brasília, p.13.
- CAMPBELL, D.F.; ALMEIDA, L.A.; SILVA, O. 1949. Relatório preliminar sobre a geologia do Maranhão. B. Cons. Nac. Petróleo, Rio de Janeiro (1):1-160.

- CAROZZI, A.V. *et alii*. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sin-sedimentar siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DINTEP, 48p. (Ser. Ciência-Técnica - Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo. Publ. 7)
- CORDANI, U.G. & HASUI, Y. 1975. Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para a Folha Goiás. In: SCHOBENHAUS FILHO, *et alii*, 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Goiás (SD.22). Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, 112p.
- COSTA, J.B.S. 1980. O Complexo Colméia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.720-729.
- CUNHA, B.C.C. da *et alii*. 1981. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 22)
- DRAGO, V.A. *et alii*. 1981. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.22 Goiás. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 25)
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de. 1970. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. B. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 19(1):5-26.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. 1975. Idades potássio-argônio do precambriano da região centro-norte do Brasil. B. Inst. Geoci., São Paulo, 6:77-83.
- HASUI, Y. *et alii*. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p.2659-2676.
- KEGEL, W. 1956. As inconformidades na Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (160):1-59.
- _____. 1953. Contribuição para o estudo do devoniano da Bacia do Parnaíba. B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (41):1-48.
- LEONARDO, O.H. 1938. Rutilo em Goiás. 1938. Boletim do Serviço de Fomento de Produção Mineral. Rio de Janeiro (30):1-96.
- LIMA, E.de A.M. *et alii*. 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba; integração geológico-metalogenética; relatório final da etapa III. Recife, DNPM/CPRM. 16v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2767) v.1-2.
- LISBOA, M.A.R. 1974. The permian geology of northern Brazil. Amer. J. Sci., New Haven, 37(211):423-443.
- MARINI, O.J. *et alii*. 1974. Projeto Serra Dourada; relatório final. Brasília, DNPM/FUB. 2v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2298) v.1.
- MONTALVÃO, R.M.G. de. 1979. Operação 538/79; reconhecimento geológico no canto sudeste da Folha SC.22 Tocantins (serra de Santo Antônio), e nordeste da Folha SD.22 Goiás. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 1979. 10p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 308-G)
- _____. 1980. Evolução geológica da Folha SC.22 no Pré-Cambriano. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, n.p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 308-G)
- OJEDA, H.A. & PERILLO, J.A. 1967. Bacia do Maranhão, Geologia do Sudeste de Carolina. Belém, PETROBRÁS/RENOR, mar. (Relatório Técnico Interno, 270)
- OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. 2.ed. rev. atual. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, 813p. (Série Didática, 2).
- PAIVA, G. de & MIRANDA, I. 1937. Carvão mineral do Piauí. B. Serv. Fom. Prod. Mineral., Rio de Janeiro (20):1-92.
- PENA, G.S. *et alii*. 1975. Projeto Goiânia II; relatório final. Goiânia, CPRM/DNPM, 5v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2371)

v.l.

- PLUMMER, F.B.; PRICE, L.I.; GOMES, F.A. 1948. Estados do Maranhão e Piauí. In: BRASIL. Conselho Nacional do Petróleo. Relatório de 1946. Rio de Janeiro, p.87-134.
- PROSPEC S/A. Divisão de Estudos de Recursos Naturais. 1961. Geologia econômica e aplicada ao Distrito Federal, Brasil. Petrópolis, 101p.
- RIBEIRO, C.C. & DARDENNE, M.A. 1978. O minério de ferro da Formação Pimenteiras na borda SW da bacia do Maranhão (Goiás). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia. v.4, p.1583-1595.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. et alii. 1974. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Rio São Francisco (SC.23). Brasília. Departamento Nacional da produção Mineral. 57p.
- _____. 1975a. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Goiás (SD.22). Brasília. Departamento Nacional da Produção Mineral, 112p.
- _____. 1975b. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Tocantins (SC.22). Brasília. Departamento Nacional da Produção Mineral. 56p.
- SILVA, G.G. da et alii. 1974. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 4)
- SMALL, H.L. 1914. Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí parte do Ceará. Rio de Janeiro, Inspetoria de Obras Contra as Secas, 164p. (Ser. I.D. Geologia, Publ. 32)
- SOHL, N.F. 1977. Stratigraphic commission; note 45 - application for amendment concerning terminology for igneous and high grade metamorphic rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. B., Tulsa, 61(2):248-252.
- SUDAM. Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia. Departamento de Recursos Naturais. Divisão de Recursos Naturais. 1972. Pesquisa mineral do Iriri/Curuá: relatório preliminar. Belém, A.P.C., Divisão de Documentação. 62p. Anexo: mapas.

/spp.

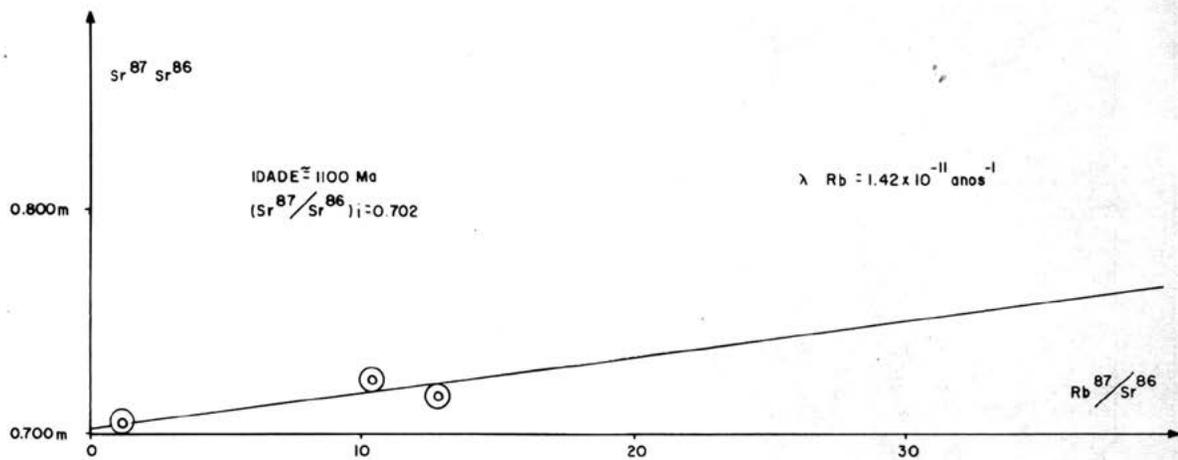


Fig. 2 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA VULCÂNICAS DA FORMAÇÃO MONTE DO CARMO.

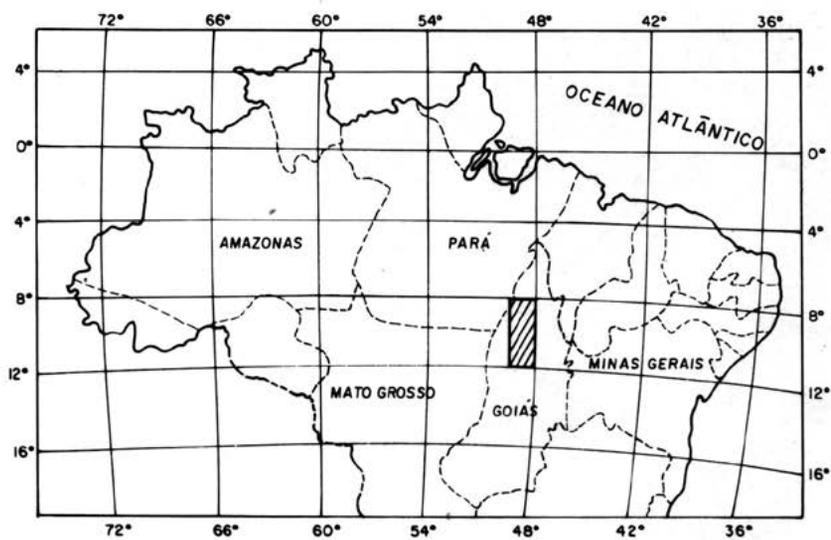
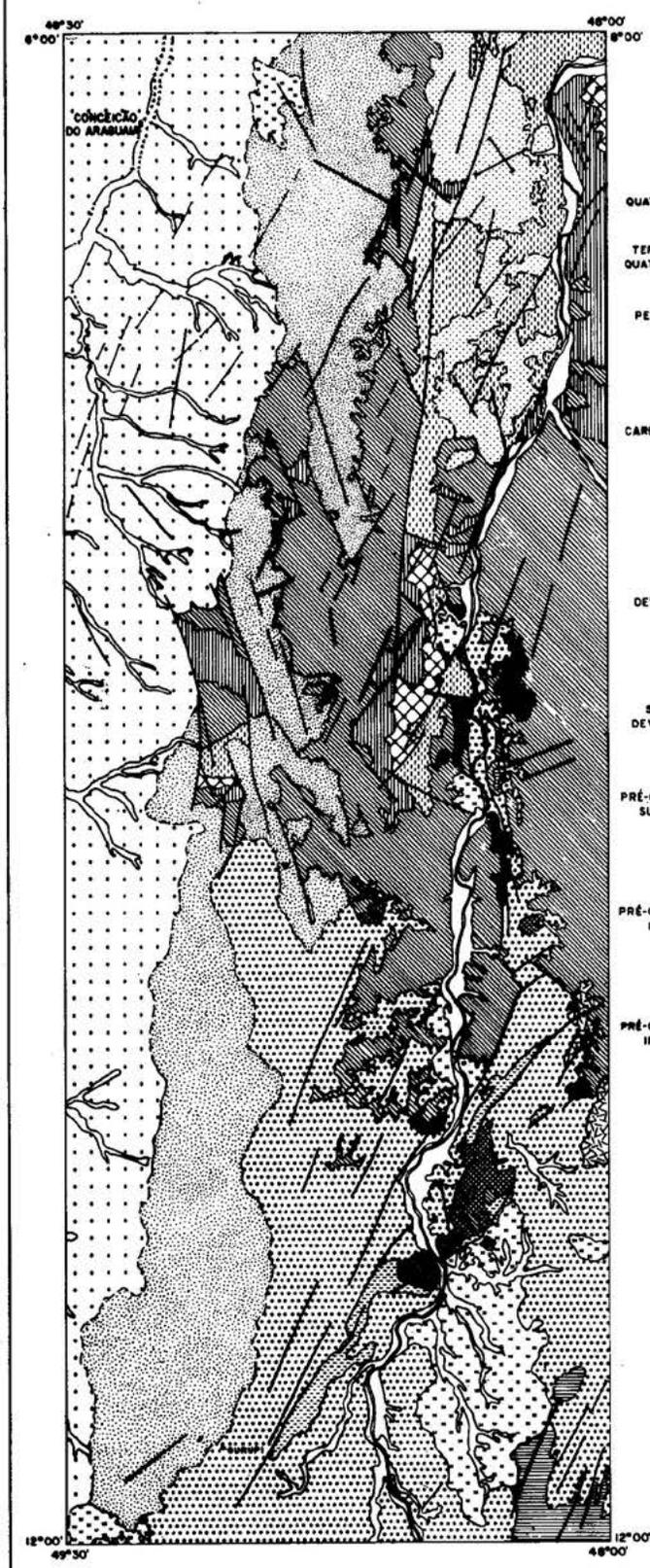


Fig. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO

MME - SECRETARIA GERAL
 PROJETO RADAMBRASIL
 MAPA GEOLÓGICO

LEGENDA



- QUATERNÁRIO Holoceno Aluvionar: aluviões areno argilosos, inconsolidados, predominantemente areias cascalhos e argilas.
- TERCIÁRIO QUATERNÁRIO Cobertura Sedimentar Terciário-Quaternário: sedimentos arenopelíticos, predominantemente inconsolidados e parcialmente laterizados, presença de conchas lateríticas.
- PERMIANO Formação Pedra de Fogo: sequência cíclica de arenitos, siltitos, folhelhos, calcários alguns vézes dolomíticos, brechas intraformacionais e folhelhos carbonosos, com intercalações de leitos, blocos e concreções arredondadas (bolochas) de chert, contendo no topo madeira silicificada (psaronius).
- CARBONIFERO Carbonífero Indiferenciado: arenitos com ocasionais lentes de conglomerado, intercalados por siltitos, às vézes calcíferos margos e eventuais níveis de chert. Localmente conglomerado. No topo, arenitos avermelhados sem estratificação cruzada e dissecações poligonais (casco de tartaruga).
- Formação Longá: folhelhos intercalados por siltitos, ambos bem estratificados com níveis de arenitos argilosos e argilitos.
- DEVONIANO Formação Cabeças: arenitos mal selecionados, cimento caulínico, níveis subordinados de paraconglomerados, siltitos. Presença de estratificações cruzadas.
- Formação Pimenteiros: arenitos finos a grosseiros, siltitos, siltitos foliados ferruginosos, argilitos, níveis conglomeráticos e microconglomeráticos subordinados.
- SILURO-DEVONIANO Formação Serra Grande: arenito parcialmente arcoseano, predominantemente grosseiro, mal selecionado, com níveis subordinados de conglomerados, siltitos e argilitos. Presença constante de estratificações cruzadas.
- PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR Formação Monte da Carmo: quartzitos, conglomerados polimíticos, gnaissos, siltitos, andesitos, dacitos e brechas vulcânicas.
- PRÉ-CAMBRIANO MÉDIO Grupo Ipuera: diáclis-granitos, tonalitos e granitos porfiríticos vulcânicos-dióclis subordinados.
- Grupo Santo Antônio: quartzitos, ardózes e metaconglomerados. Fácies xisto verde.
- Grupo Araxá: xistos feldspáticos, migmatitos e anfibólio-xistos. Fácies xisto verde a anfibólito.
- PRÉ-CAMBRIANO INFERIOR Complexo Goiano: gnaissos, migmatitos, anfibólitos, quartzitos, granitos, granulitos e rochas calcio-silicofósas.
- Faixa de dobramentos Araguaia-Tocantins
- Cidades,
- Rios
- Falhas
- Fraturas

MAPA MODIFICADO DE CUNHA ET ALII-1981



Fig. 03

ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS DO BAIXO AMAZONAS

Francisco Mota Bezerra da Cunha

PETRÓLEO BRASILEIRO S/A - PETROBRÁS/Rio de Janeiro

ABSTRACT

The visual interpretation of radar mosaics from the Lower Amazon permitted the delineation of great morphological features correlated with regional structures. Broad drainage anomalies, long lineaments, large isomorphic zones and cuesta-like water divides were detected with this method. These morphologic macro-elements are being used to define structural trends significant for the interpretation of the regional tectonic pattern.

1. INTRODUÇÃO

Para detectar estruturas de porte regional, destinadas a complementar o arcabouço tectono-estrutural da Região do Baixo Amazonas, foram interpretadas visualmente 23 mosaicos radargramétricos cobrindo uma área de cerca de 400.000 km² (figura 1). Partiu-se da suposição que estruturas regionais podem imprimir, através de reativações ou de compactação diferencial, grandes feições morfológicas percebidas somente pela visão sinóptica proporcionada pelos mosaicos de radar ou pelas imagens de satélite. Neste estudo são descritas e comentadas somente as grandes expressões morfoestruturais da região, algumas das quais estão associadas a anomalias gravimétricas já identificadas em levantamentos exploratórios anteriores, fato que lhes empresta mais consistência estrutural.

A preferência dada aos mosaicos de radar na consecução deste trabalho é que nesta região, em consequência da constante presença de nuvens, não se possuem bons registros de sensoriamento remoto por satélite.

2. ANÁLISE DAS EXPRESSÕES

Foram observados os seguintes elementos morfológicos:

1. Alinhamentos
2. Anomalias
3. Zonas isomórficas
4. Desembocaduras anômalas

2.1 - ALINHAMENTOS

Na região estudada foram reconhecidas duas categorias de alinhamentos: alinhamentos observados e alinhamentos inferidos (fig.2).

2.1.1 - Alinhamentos observados: constituídos por elementos retilíneos da drenagem e da topografia, são facilmente delineados nos mosaicos de radar. Os alinhamentos desta categoria encontram-se preferencialmente localizados nas áreas onde afloram rochas pré-cambrianas e nas faixas de rochas paleozóicas nos flancos da Bacia do Baixo Amazonas. Os mais extensos ocorrem discontinuamente no flanco norte entre os rios Jari e Maecuru e, a grosso modo, paralelos ao bordo da bacia e bem próximos do contato com a Formação Alter do Chão de idade terciária. Estes alinhamentos provavelmente refletem extensos falhamentos pré-terciários, e estão condicionando grandes curvaturas observadas nos cursos dos rios Jari e Paru.

A região dos rios Paru e Jari, no passado, foi alvo de intensa atividade exploratória com mapeamentos geológicos, investigações geofísicas e inclusive com a realização de dois poços pioneiros. Os poços perfuraram espessa seqüência de soleiras de diabásio (De Boer, 1963) fato que deve ter desestimulado o prosseguimento das pesquisas na região. Entretanto, os levantamentos sismográficos atualmente em curso, com melhor resolução e técnica de filtragem, estão identificando situações estruturais atrativas como, por exemplo, falhas de gravidade de grande rejeito e inversão no mergulho regional, condições essas que podem favorecer o armazenamento de hidrocarbonatos.

2.1.2 - Alinhamentos inferidos: Os alinhamentos desta categoria foram configurados das seguintes maneiras:

- a) por extensos cursos d'água desenvolvidos segundo uma direção preferencial.
- b) por interflúvios lineares que separam redes de drenagem assimétricas.

Os alinhamentos mais significativos desta categoria localizam-se no flanco sul da Bacia do Baixo Amazonas entre os rios Xingu e Tapajós, e orientam-se no rumo N60-70E, a grosso modo, paralelamente à borda da bacia. Estes alinhamentos, localizados na faixa de rochas terciárias da Formação Alter do Chão, foram delineados pelos interflúvios dos afluentes dos rios Jarauçu e Curuá do Sul. Os interflúvios mencionados possuem grande continuidade lateral e separam redes assimétricas de drenagem, aspecto sugestivo de cursos d'água desenvolvidos sobre topografia cuestasiforme. Estes alinhamentos coincidem com eixos de altos gravimétricos, circunstância que lhes empresta conotação estrutural. Da mesma categoria é o alinhamento definido pelo rio Curuá-Una, orientado no sentido NE-SW, em direção ao qual o bloco ao sul de Santarém parece ter sofrido um basculamento para sul deste e contra o mergulho regional. Ao sul de Santarém, os cursos d'água mais extensos correm para sudeste em direção do rio Curuá-Una, quando seria mais lógico que o fizessem para o rio Tapajós ou para o rio Amazonas, mais próximos, topograficamente mais baixos e com maior capacidade de captação. Na projeção para nordeste do alinhamento do rio Curuá-Una (fig. 2) observam-se eixos de altos e de baixos gravimétricos aproximadamente paralelos e transversais ao centro deposicional da Bacia.

O alinhamento definido pelo caráter retilíneo da baía de Caxiuana e do curso final do rio Pracupi, a leste do rio Xingu, também está associado a um eixo de altos gravimétricos. A natureza estrutural deste alinhamento é reforçada pelo padrão em cotovelo que as baías de Caxiuana e Pacajaí formam entre si. Feições com este formato têm sido interpretadas como sendo reflexos do intercruzamento de falhas recentemente desenvolvidas (Sternberg, 1950), mas cuja gênese depende ainda de melhores explicações. Pela proximidade, este aspecto morfológico pode estar relacionado ao Arco de Gurupá.

Os alinhamentos assinalados a sudeste da cidade de Baião no rio Tocantins (ambas as categorias de alinhamentos foram ali identificadas), juntamente com os extensos divisores d'água dos rios Cairari e Moju e dos rios Moju e Acará orientados para NNW, parecem ter íntima conotação estrutural com a borda sudoeste do "Graben" do Limoeiro. Estas feições encontram-se orientadas para NNW e em suas imediações foram observados altos gravimétricos. Também relacionado a este "graben" é o alinhamento definido pelo extenso interflúvio que separa o rio Pacajá dos afluentes dos rios Tocantins e Pará. Este divisor d'água acompanha o contato entre sedimentos terciários e quaternários e delimita uma bacia hidrográfica com drenagem assimétrica.

A grande inflexão para leste observada no alto curso do Rio Capim (ao sul da cidade de Acará-PA) é anômala ao padrão da região. Este trecho do rio possui uma distribuição assimétrica da rede de drenagem que lhe imprime um caráter subsequente (fig. 2). Assim, é observada a presença de grandes afluentes pela margem direita enquanto o inverso acontece na margem esquerda. É interessante observar que as nascentes dos rios Acará e Acará-Mirim desenvolvem-se a partir de um divisor contínuo disposto marginalmente ao longo deste trecho do Rio Capim. Estes aspectos sugerem que, no trecho em referência, o rio corra ao longo de um falhamento antitético com o bloco rebaixado na parte sul. Convém ainda assinalar, em reforço do provável controle estrutural exercido sobre este trecho do rio, que no igarapé Itaquiteua, seu afluente pela margem direita, foram mapeadas rochas paleozóicas indivisas (Molnar e Urdininea, 1966) cujo relacionamento estrutural com as camadas circunvizinhas permanece obscuro.

É evidente que os alinhamentos inferidos, quando associados a eixos de altos gravimétricos, têm por esse motivo mais consistência estrutural, podendo ser correlacionados a falhas antigas de grande extensão e rejeito ou, ainda, a linhas charneiras. O reflexo destas estruturas de subsuperfície na morfologia contemporânea se faz por reativações recentes ou por compactação diferencial (Cunha et al., 1971).

2.2 - ANOMALIAS

Na Bacia do Baixo Amazonas foram identificadas duas anomalias conspícuas definidas por drenagem radial e expressivo relevo, que se localizam, respectivamente, a leste da cidade de Monte Dourado no Rio Jari (anomalia I) e a noroeste da cidade de Altamira no Rio Xingu (anomalia II), conforme é mostrado na fig. 2.

A anomalia do Rio Jari, delineada nas camadas terciárias da Formação Alter do Chão é bastante expressiva no mosaico de radar. Por situar-se nas proximidades do Arco de Gurupá, esta anomalia pode estar refletindo uma estrutura associada com blocos falhados. Outra

possibilidade é ela estar associada a um núcleo mais rígido formado pela superposição de soleiras de diabásio. Esta última hipótese, talvez a mais provável, fundamenta-se nas características da seção perfurada na locação JIst-1-PA. Nesta locação situada a sudoeste da anomalia, foram atingidas várias soleiras de diabásio que, na opinião do geólogo De Boer (1963), seriam responsáveis pela estrutura detectada através de métodos geofísicos.

A anomalia do Rio Xingu é formada pela disposição anelar dos cursos d'água das cabeceiras do rio Jarauçu. Esta feição deve refletir uma ampla estrutura dômica desenvolvida em rochas paleozóicas. Entretanto, por situar-se muito próximo à borda da bacia, onde a seção sedimentar é pouco espessa, ela perde o atrativo exploratório. À noroeste desta anomalia, em parte mais profunda da bacia, foi realizado a sondagem JCst-1-PA, sem contudo apresentar indícios favoráveis.

Ainda na Bacia do Baixo Amazonas, a sudeste da cidade de Porto de Moz foram delineadas duas grandes anomalias essencialmente definidas por drenagem radial (anomalias III e IV). Estas anomalias encontram-se alinhadas no sentido NW-SE, seguindo direções dos rios Anapuru e Pacajá, mesmo sentido do Arco de Gurupá. Por esta circunstância e pela sua proximidade, é bem provável que estas anomalias reflitam estruturas transversais à bacia e relacionadas com esse arco.

As anomalias detectadas na porção sudeste da região estudada entre os rios Gurupi e Capim (anomalias V e VI) refletem altos estruturais desenvolvidos em rochas pré-cambrianas, que devem subaflorear a poucos metros de profundidade. Estas anomalias e o divisor d'água ao longo do qual elas se localizam coincidem com um extenso eixo de altos gravimétricos, e isto leva a suspeitar que elas reflitam uma estrutura eminentemente linear, possivelmente o bordo de uma falha em que o bloco baixo situa-se a oeste ou então uma linha de charneira.

As anomalias ao redor da localidade Borba Gato (anomalias VII, VIII e IX) revestem-se de interesse por se situarem na projeção sudeste do "Graben" do Limoeiro, o que faz supor que tenham conotação com blocos falhados deste compartimento tectônico. Entretanto, continuam a observar-se que a disposição das anomalias e a direção do grande interflúvio dos rios Acará e Acará-Mirim não coincidem com a direção dos eixos gravimétricos ali detectados. A anomalia VII é a mais expressiva, sendo delineada pelo padrão radial da drenagem e pelas inflexões do rio Acará e do seu grande afluente pela margem esquerda.

2.3 - ZONAS ISOMÓRFICAS

A distribuição das grandes zonas isomórficas, com exceção da zona correspondente à Formação Alter do Chão, coincide, em linhas gerais, com as áreas das rochas pré-cambrianas, paleozóicas, terciárias e quaternárias anteriormente mapeadas. Constatou-se que a zona correspondente à Formação Alter do Chão apresenta um adensamento de drenagem na região situada entre os rios Xingu e Tocantins (Fig. 2). Esta região, com cerca de 300 km de comprimento e 120 km de largura, está em contato com os sedimentos quaternários (Formações Solimões) que recobrem a Fossa do Marajó. O aspecto finamente ramificado da drenagem dendrítica desta região pode ser atribuído à maior concentração de sedimentos pelíticos ou resultar de uma dissecação mais intensa ali desenvolvida em consequência de um soerguimento estrutural.

Chama-se a atenção para a distribuição das redes de drenagem observadas nas circunvizinhanças da cidade de Belém. Na região a nordeste desta cidade (conhecida como região Bragantina), a drenagem é bem delineada e desenvolve-se assimetricamente para norte a partir de um divisor d'água que acompanha o Rio Guamã. O inverso acontece ao sul desta região na área ocupada pelos cursos finais dos rios Moju, Acará e Capim. Ali a drenagem é mal inserida, não possibilitando o delineamento de grandes afluentes; esta característica talvez seja devida a natureza grosseira e pouco consolidada dos sedimentos quaternários ali depositados. Estes aspectos sugerem que o Rio Guamã se desenvolva ao longo de uma falha disposta quase no sentido leste-oeste. O bloco norte da falha teria sido soerguido e adernado no sentido norte ou nordeste, enquanto o bloco sul teria sido basculado contra o bloco norte, dando margem a uma porção rebaixada que seria então preenchida por sedimentos quaternários. A comprovação dos aspectos estruturais definiria melhor o compartimento tectônico conhecido por Plataforma do Pará. Convém ainda observar que no Rio Guamã, nas vizinhanças da cidade de São Miguel, foram mapeadas rochas paleozóicas indivisas (Molnar e Urdininea, 1966) que também ocupam posição estrutural obscura em relação às seções terciárias circunvizinhas.

2.4 - GRANDES DESEMBOCADURAS ANÔMALAS

Na região estudada, desperta a atenção o comportamento anômalo dos cursos finais dos rios Xingu e Tapajós, que atingem o Rio Amazonas através de desembocaduras retilíneas que se desenvolvem por mais de 100 km de extensão e com a largura variando de 10 a 20 km (figs. 2 e 4). Estes trechos, desenvolvidos na faixa de afloramentos de rochas terciárias são relativamente rasos e não possuem as amplas planícies de inundação e nem depósitos quaternários marginais, feições comuns aos rios de grande porte da região amazônica. Estes trechos assumem o aspecto de vales permanentemente inundados (desembocaduras afogadas).

Observa-se também, que não existem grandes afluentes nestas desembocaduras anômalas e que as drenagens nos planaltos marginais, relativamente altos, foram desenvolvidas assimetricamente em direções opostas, a partir de divisores d'água lindeiros de grande extensão. Estes aspectos, claramente observados no Rio Xingu, sugerem que tais desembocaduras estejam estruturalmente controladas por falhas, ou até por "grabens", formadas ou reativadas no Terciário. O formato atual das desembocaduras, e particularmente a ausência da planície de inundação, provém da erosão (alargamento e aprofundamento) a que estas feições foram submetidas nos períodos glaciais. Nas glaciações pleistocênicas dominavam condições de aridez nas regiões equatoriais e os níveis dos oceanos atingiram cotas 100 metros inferiores ao nível atual, fatores que favoreceram intenso trabalho erosivo.

As falhas que condicionam o caráter retilíneo destas desembocaduras, se de fato existirem, teriam sido implantadas, ou reativadas, em épocas anteriores ao Pleistoceno. Reativações tectônicas afetando a cobertura terciária da região amazônica é hipótese que vem sendo aventada há muito tempo (Sternberg, 1950); e mais recentemente, com o advento da tectônica de placas, estas reativações estão sendo atribuídas ao reajuste de falhas herdadas do diastrofismo mesozóico (Rezende, 1972). A gênese destas feições somente poderá ser comprovada por trabalhos adicionais, principalmente por linhas sísmicas de baixa penetração e alta resolução.

2.5 - ARCO E DOMO DE MONTE ALEGRE

O Arco de Monte Alegre, grande feição estrutural que serve de marco entre as Bacias do Baixo e Médio Amazonas, tem como expressão morfológica a grande inflexão visível nas faixas de afloramento das unidades paleozóicas do flanco norte. Este arco e a estrutura dômica de mesmo nome, feições ímpares em toda a região amazônica, já são esclarecidas. A abundância de diques de diabásio sugere que a estrutura dômica seja causada por intrusões. Trabalhos geológico mais recente (Cunha e Caputo, 1974) mostrou o Domo de Monte Alegre como sendo uma estrutura posicionada entre duas falhas normais que se acentuam para leste em direção do rio Jauari (fig.3).

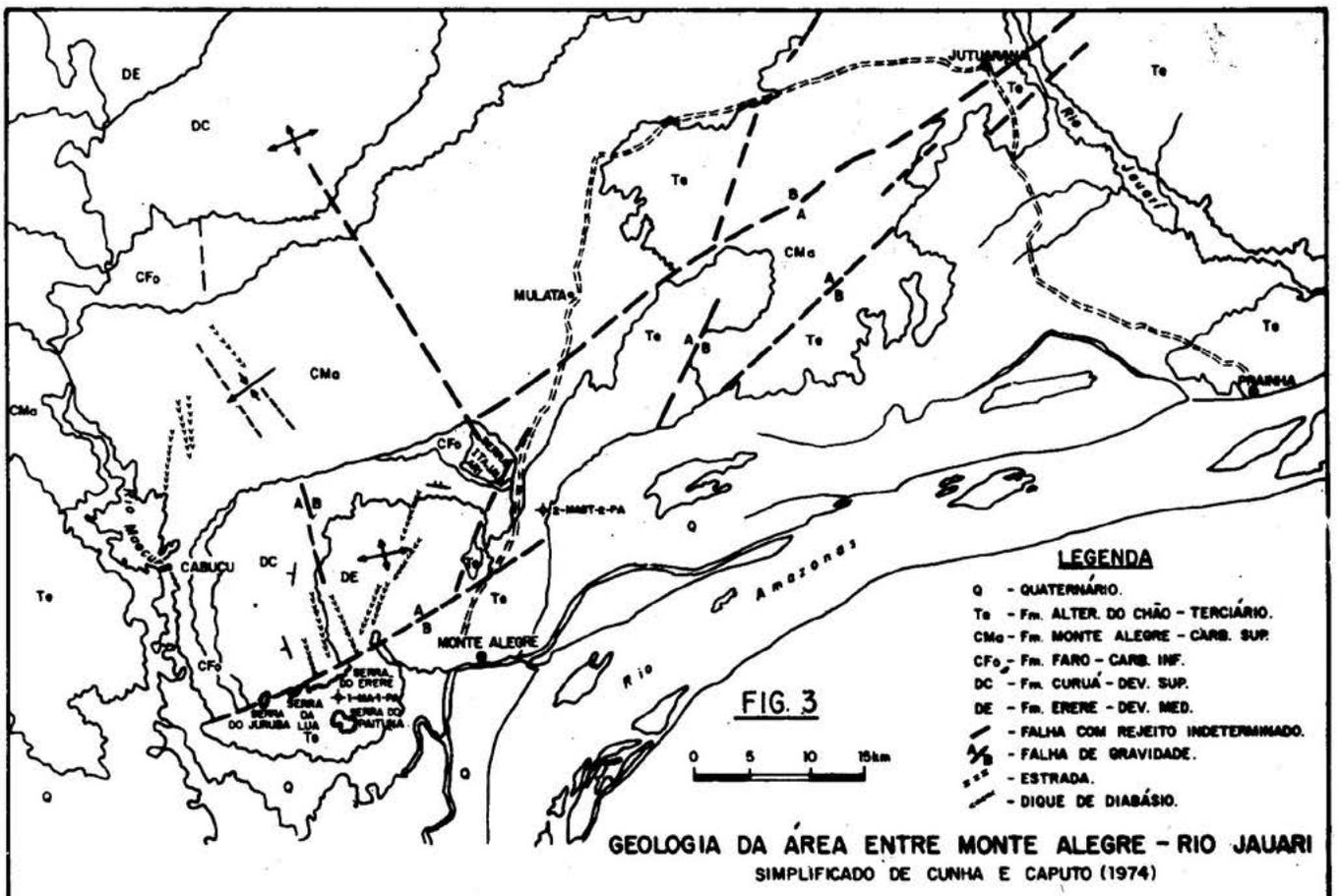
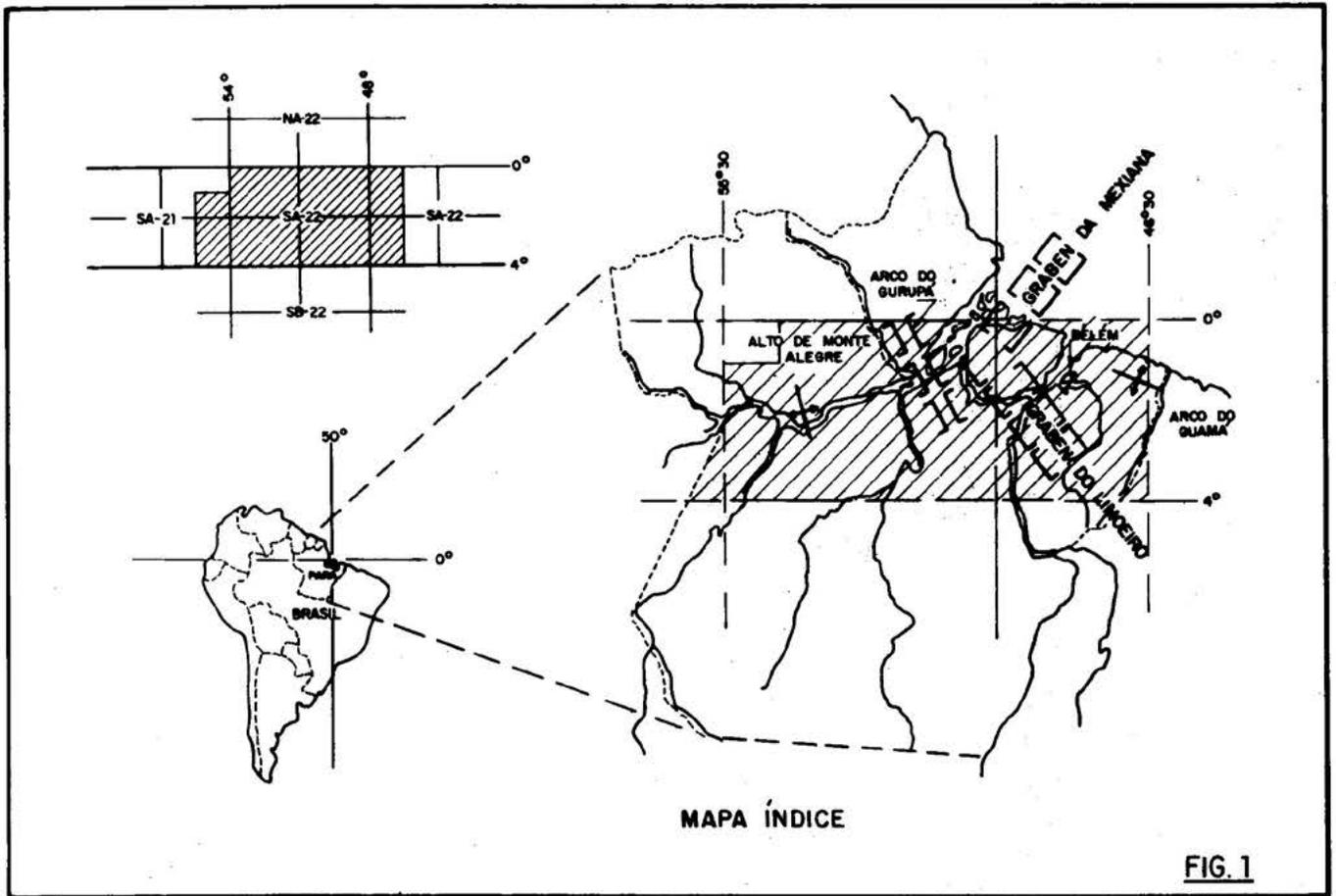
3. CONCLUSÕES

A apreciação geral da área estudada, baseada na descrição e análise das feições morfoestruturais observadas na região amazônica, leva à formulação da seguinte hipótese. Os alinhamentos e os elementos anômalos da hidrografia visíveis em terrenos terciários devem refletir estruturas recentes ou recentemente reativadas. Os alinhamentos observados nas faixas de rochas paleozóicas e os indiretamente inferidos em terrenos terciários, bem como as anomalias de drenagem, refletem, por compactação diferencial, estruturas mais antigas (pré-terciárias). Os primeiros alinhamentos orientam-se, em geral, para N-S, NE-SW e NW-SE, com estas duas últimas direções frequentemente se inter cruzando e formando padrão retangular de drenagem. Os alinhamentos provenientes de estruturação mais antiga assumem orientação para ENE-WSW e tendem a manter paralelismo com a borda da bacia.

A figura 4, destinada a contribuir para a definição do arcabouço da região do Baixo Amazonas, apresenta uma integração das feições estruturais conhecidas anteriormente com as feições inferidas neste estudo.

BIBLIOGRAFIA

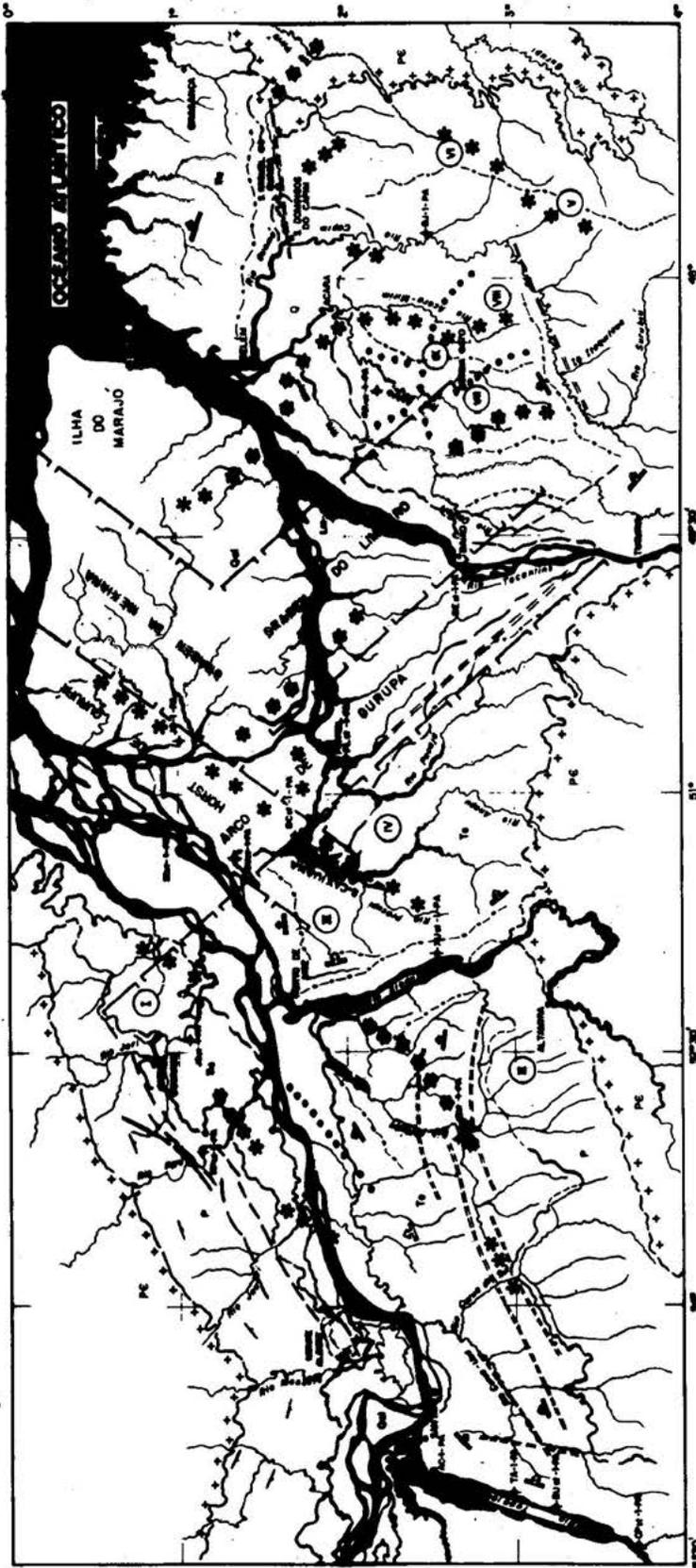
- DeBOER, N.P. - Comunicação SEO/INTERNO 173/63 - de 20/06/63 Belém - PA, in: Hunnicut, P.H. e Turcker, E.J. - Seismic Refraction Surveys Report for Lines 13-R-27, 13-R-28 and 13-R-29. Rio Paru- Rio Jari Prospect - State of Para - Relatório Interno Petrobrás/DENOR nº 536A, Belém-PA, 1963.
- CUNHA, F.M.B. da, CARNEIRO, R.G. e CAPUTO, M.V. - Estudo Geomorfológico Preliminar da Bacia do Médio Amazonas - Relatório interno Petrobrás/DENOR nº 634 A, Belém-PA, 1971.
- CUNHA, F.M.B. da e CAPUTO, M.V. - Novos Aspectos da Geologia de Monte Alegre e Áreas Circunvizinhas - Relatório Interno Petrobrás/DENOR, Belém-PA, nº 690A, 1974-
- MOLNAR, A.B. URDININEA, J.S.A - Reconhecimento Geológico entre as Bacias do Amazonas e Maranhão - Relatório interno Petrobrás/DENOR nº 506 - Belém-PA, 1966.
- REZENDE, W.M. de - Pós-Paleozoic Geotectonics of South America Related to Plate Tectonics and Continental Drift - Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia - Vol. 3 pp. 205-210 Belém - PA 1972.
- STERNBERG, H.O. - Vales Tectônicos na Planície Amazônica - Rev. Bras de Geografia nº 4, pg. 511-534, Rio de Janeiro - RJ, 1950.



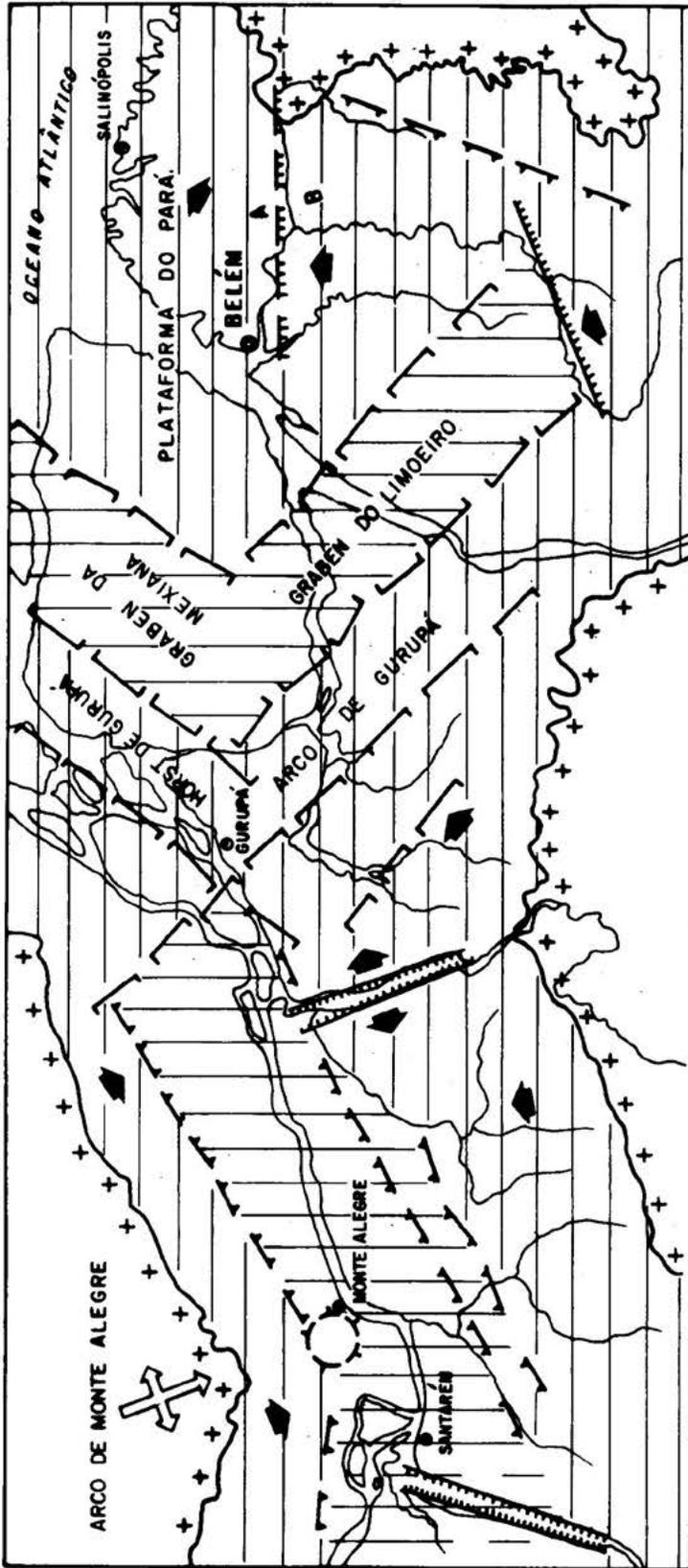
GEOLOGIA DO BAIXO AMAZONAS E MARAJÓ



FIG. 2



- | | | | |
|---|-------------------------|----|---------------------------------|
| — | - ATITUDE OBSERVADA | □ | - QUATERNÁRIO |
| — | - ATITUDE INFERIDA | Ts | - TERCIÁRIO |
| — | - ALINHAMENTO OBSERVADO | P | - PALEOZOICO |
| — | - ALINHAMENTO INFERIDO | PE | - PRÉ-CAMBRIANO |
| ○ | - ANOMALIA | * | • EIXOS DE ALTOS GRAVIMÉTRICOS |
| | | • | • EIXOS DE BAIXOS GRAVIMÉTRICOS |



**COMPOSIÇÃO TECTÔNICA-ESTRUTURAL
DO BAIXO AMAZONAS**

- 
 GRANDE ESPESSURA SEDIMENTAR
- 
 POUCA ESPESSURA SEDIMENTAR
- 
 AFLORAMENTOS DO PRÉ-CAMBRIANO
- 
 ESTRUTURAS MAIS ANTIGAS (PRÉ-MESOZOÍCAS)
- 
 ESTRUTURAS MESOZOÍCAS
- 
 ESTRUTURAS RECENTES OU RECENTEMENTE REATIVADAS (PÓS-ALTER DO CHÃO)
- 
 ESTRUTURA DÔMICA
- 
 MERGULHO REGIONAL



FIG. 4

R. G. ... - ...

NOTAS ESTRATIGRÁFICAS SOBRE O CENOZÓICO MARINHO DO ESTADO DO PARÁ

Cândido Simões Ferreira

MUSEU NACIONAL – CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO CIENTÍFICO E TECNOLÓGICO – CNPq.

ABSTRACT *Using as a basis the sum of all present knowledge on lithostratigraphic units and accumulated paleontologic information, the autor presents a chronostratigraphic suggestion for the definition of the marine Cenozoic of the State of Pará, Brazil.*

Special emphasis is given to the Pirabas Formation (Oligomiocenic) here considered as the stratigraphic unit of the Cenozoic packet that has the larger potential for biostratigraphical, paleoecological, paleogeographical and geoeconomical investigations which allow a large range correlation with the Caribbean Formations and others of the Florida peninsula, U.S.A.

INTRODUÇÃO O Cenozóico Marinho do Norte do Brasil está totalmente concentrado na faixa costeira do Estado do Pará e sobre a plataforma continental norte brasileira, estendendo-se ao longo das costas do território do Amapá e dos Estados do Maranhão e Piauí. As primeiras notícias sobre esses sedimentos marinhos, devem-se a Domingos Ferreira Penna (1876) quando descobriu os afloramentos calcários no litoral do Pará naquela época, município de Salinópolis. Posteriormente, Charles White (1887) e Carlota Joaquina Maury (1925) descreveram grande parte do conteúdo paleontológico encerrado naqueles sedimentos marinhos, cabendo ao último autor, a definição correta sob os pontos de vista estratigráfico e geocronológico consagrando-os com o nome de FORMAÇÃO PIRABAS, com equivalência às Formações Chipola e Tampa na Flórida, USA e Baitoa na República de São Domingos, todas datadas do Mioceno Inferior. A partir de 1952 até hoje, mais de meia centena de trabalhos foram feitos sobre a Formação Pirabas. Schaller, Vasconcelos & Castro (1971) apresentaram um trabalho onde, com base em levantamentos geofísicos e perfurações da Petrobrás na bacia sedimentar da foz do rio Amazonas, propuseram uma coluna estratigráfica preliminar para os sedimentos componentes daquela bacia, na qual não consideraram o nome consagrado "Formação Pirabas", em favor de uma nova unidade proposta com o nome de "Formação Amapá", propondo ainda, o termo "Grupo Pará" para os sedimentos Continentais, conhecidos anteriormente pelas denominações "Grez do Pará" segundo Katzer (1903) e "Formação Pará" segundo Oliveira & Leonardos (1943).

BACIA SEDIMENTAR DA FOZ DO AMAZONAS Na foz do Rio Amazonas, o acidente geográfico de maior importância é a Ilha de Marajó, incorporada à grande bacia sedimentar cenozóica do Amazonas. Com os trabalhos desenvolvidos pelo antigo Conselho Nacional de Pe-

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E TEXTURAL DE SEDIMENTOS ARENOSOS RECENTES DOS RIOS DA BACIA AMAZÔNICA

Elena Franzinelli *

Paul Edwin Potter **

* DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS DA FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE DO AMAZONAS

** H. N. FISK LABORATORY OF SEDIMENTOLOGY, UNIVERSITY OF CINCINNATI, USA.

ABSTRACT Thin section study of 95 sand samples from Solimões-Amazonas river and its principal tributaries in Brazilian Territory, was considered. This study that the sands derived from the Andes are lithic arenites, whereas the sands derived from the stables areas of the Guiana and Brazilian shields are quartz-arenites. An effort is made to compare the sands of the Brazilian tributaries to the litology of the main rocks and the Ph of the waters, to estimate the dissociation of the rocks. This effect is very clear in the Rio Negro headwaters. Average size of sands from the tributaries ranges from 0.858 and 2.300 phi. Only the rio Branco and rio Trombetas sands have coarser size, and only rio Purus-Acre sand has fine size. The other tributaries have medium sands. These sands are moderately to well sorted.

INTRODUÇÃO A Bacia Amazônica, que abrange área de seis países, Bolívia, Brasil, Colombia, Equador, Peru e Venezuela, 69% da qual pertencem ao Brasil, com a sua imensidão de terras, águas e florestas, oferece uma área particularmente interessante para estudos de sedimentos recentes, em vista da enorme extensão de depósitos continentais, rodeados por rochas de tipos excepcionalmente diferentes e clima variável de tropical úmido, com pluviosidade média de 2500 mm por ano a relativamente seco e muito árido em algumas zonas limitadas.

Revisão geral da geologia, climatologia e ecologia é referida por Sioli (1975) que, em trabalho posterior, 1976, apresenta também dados geoquímicos das águas dos rios da bacia. Irion, (1975 e 1976) tece hipóteses, baseadas em estudos geoquímicos e de imagens de radar, a respeito da origem dos depósitos pleistocênicos e pré-pleistocênicos, e posteriormente o mesmo autor procura correlacionar a quantidade de sedimentos em suspensão com a taxa de erosão na bacia. Backer (1978), relata que as flutuações climáticas no Quaternário são a chave para entender a variabilidade dos processos fluviais recentes na Amazônia.

Os sedimentos em suspensão, são em parte bem estudados, sendo que, um dos trabalhos pioneiros é o de Gibbs, (1967), que verificou que 82% dos sedimentos em suspensão no rio Amazonas, derivam de 12% da área total da bacia, ou seja dos Andes. O rio Negro, contribui com cerca de 20% de carga líquida, mas com quantidade insignificante de sedimentos. A expedição científica do navio oceanográfico *Alpha Helix* trouxe novas contribuições ao conhecimento de sedimentos trazidos pelos rios, através do programa "Estudo Geoquímico e sedimentológico e da vazão do rio Amazonas". Alguns resultados foram sintetiza-

dos por Landim (1979), entre os quais a pesquisa sobre os minerais pesados do leito do rio. Dados da textura dos sedimentos do leito do rio Amazonas, que são na maioria areias finas, é referido por Nordin *et alii* (1980). A dinâmica dos sedimentos em suspensão, ao se depositarem, não obedece aos padrões definidos por Glaister e Nelson (1974) como foi verificado no "Seminário de Sedimentação" (1981) do H. N. Fisk Laboratory of Sedimentology, mostrando que os sedimentos do rio Solimões-Amazonas, ao se depositarem, apresentam modelo diferente do normal. Os autores dessa contribuição em trabalho precedente sobre petrologia, química e textura das areias recentes dos rios da bacia amazônica (1981), conseguiram algumas conclusões a respeito da composição petrográfica das areias ao longo do rio Solimões-Amazonas, e correlações dessas areias com as trazidas pelos maiores afluentes.

O objetivo do presente trabalho é confrontar mais pormenorizadamente as areias dos afluentes maiores entre si, e as rochas matrizes com as areias resultantes, tendo em conta também fatores que contribuem para degradação, como a qualidade das águas.

AMOSTRAGEM, MÉTODOS E TÉCNICAS A amostragem foi efetuada ao longo do rio Solimões-Amazonas e maiores afluentes de acordo com a figura 1. Os locais de amostragem foram previamente escolhidos e marcados nas imagens de radar das áreas correspondentes para possibilitar a obtenção de amostras mais representativas possíveis. As amostras, em número de 95 incluídas as coletadas nas cabeceiras dos afluentes andinos, no Peru, Colômbia e Equador, foram obtidas principalmente entre 1976 e 1980, em numerosas viagens, efetuadas sempre durante a estação seca, utilizando barcos da região. A maioria das amostras foram coletadas pelos autores, em amostragem pontual, no nível da água, em barras em pontual ou em bancos transversais, ou paralelos as margens dos rios. Cinco amostras do rio Solimões-Amazonas foram coletadas em locais pouco acessíveis, pelos navios da Diretoria de Hidrografia e Navegação, em profundidades de 9 a 17 metros, utilizando amostradores de garras. Pequena quantidade de areia de cada amostra foi consolidada com resinas artificiais para possibilitar a confecção de lâminas petrográficas. Cada lâmina foi analisada quanto ao seu conteúdo mineralógico, petrográfico e granulométrico. Na lâmina de cada amostra, foram identificados 200 grãos diferenciando-se os três grupos de componentes: quartzo, feldspato e fragmentos de rochas, de acordo com a tabela apresentada por Potter (1978). Nos componentes foram também feitas ulteriores identificações. Para de terminação da granulometria foram medidos os eixos maiores de 50 grãos para cada lâmina, com auxílio de micrometro e calculadas a mediana e a seleção das distribuições resultantes, de acordo com Davis e Ethridge (1975).

De algumas amostras foram também feitas análises químicas.

CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS A localização das areias no diagrama triangular, da Figura 2 de acordo com Pettijohn *et alii* (1972) mostra que a maioria das areias dos afluentes do rio Solimões-Amazonas em território Brasileiro, são quartzo-arenitos, apresentando percentagem de feldspato e fragmentos de rochas inferior a 5%, em contraposição às areias do rio principal que apresentam uma gama bastante variável de percentagens de fragmentos de rochas. Poucas amostras de areias dos afluentes estão localizadas na área dos arenitos sublíticos poucas amostras na área dos arenitos líticos. As amostras dos quartzo-arenitos representam areias de afluentes que tem suas nascentes e seus cursos desenvolvidos nos escudos, em áreas de topografia suave e de alta pluviosidade, onde o intenso intemperismo químico *digere* rapidamente o feldspato, como visto em trabalho precedente (1981). Nessas condições o feldspato e os fragmentos de rochas são destruídos. Os arenitos líticos e sublíticos são representati-

vos de areias que possuem suas nascentes nos Andes, como os rios Madeira, Japurá e Içã, que carregam desde aquela região, considerável volume de fragmentos de rochas e quantidade menor de feldspato, que, apesar de serem diluídos com o quartzo das rochas cristalinas que a travessam em seu caminho, ainda são conservados. Da mesma maneira os afluentes que tem suas cabeceiras em terrenos terciários, apresentam areias sub-líticas, mostrando composições intermediárias entre areias derivadas dos escudos e dos Andes. Talvez sejam originados de retrabalhamento de material arenoso que tem sua proveniência nos Andes.

Para melhor explicar esses fenomenos, consideramos e confrontamos as areias de cada afluente maior com as litologias das rochas das quais deveria ter provindo e com a qualidade das águas que os transportam.

COMPOSIÇÃO DAS AREIAS RECENTES DOS RIOS DA BACIA As amostras representativas do rio Jari são quartzo-arenitos com tendência para arenitos sub-líticos. O quartzo é na maioria, monocristalino, o feldspato potássico e os fragmentos são de rochas plutônicas e metamórficas. Há também fragmentos denominados de alteritos, (Potter, 1978), pois sua alteração não permite uma ulterior identificação podendo ser de rochas vulcânicas ou metamórficas finamente granuladas. Não foram observados fragmentos de diabásio, sendo que o rio possui cachoeiras desenvolvidas nesse tipo de rochas. Parece que a proveniência dessas areias está ligada aos granitos e granodioritos do Complexo Guianense. Os feldspatos potássicos que ocorrem nas amostras também confirmariam isso.

O rio Trombetas e seu afluente Paru do Oeste apresentam areias quartzosas com 99% de partículas de quartzo e areias sub-líticas. O quartzo é monocristalino nas amostras com média de 85%. O feldspato é também presente em todas as amostras em quantidade variável entre 5 e 1%, sendo que predomina o feldspato potássico. Os fragmentos de rochas são muito escassos, e quando ocorrem, correspondem a fragmentos alterados ou de rochas sedimentares arenosas ou de rochas metamórficas. Parece não haver contribuição nenhuma pelas rochas cristalinas do Complexo Guianense a não ser pelo quartzo. Talvez o valor do pH das águas, que é referido por Sioli (1975) em torno de 4,4 explica a desagregação de eventuais fragmentos de rochas ígneas e a destruição de fragmentos de rochas vulcânicas que também são presentes na região. Por outro lado a ocorrência de fragmentos de rochas arenosas, ainda mantendo textura clástica, indica que as rochas dos depósitos paleozóicos contribuem de maneira eficiente na formação das areias.

As areias do rio Branco são areias quartzosas no seu baixo curso e em amostra coletada na confluência do rio Cauamé com o rio Branco. Os afluentes apresentam areias com composição de arenitos líticos, com percentagens de feldspato de 3 a 7%. A influência da rocha matriz é manifesta nas areias do rio Uraricoera, visto que os fragmentos de rochas são predominantemente de rochas metamórficas e subordinadamente plutônicas e vulcânicas, que provêm das rochas metamórficas e ígneas do escudo das Guianas e das efusivas ácidas Surumu. Não encontramos dados do pH da água dos rios e de seus formadores para avaliar melhor seu efeito na formação dessas areias.

As amostras de areia do rio Negro são todas quartzosas com quantidades de quartzo variável de 95 a 100%. Faltam completamente os fragmentos de rochas. O feldspato, que é potássico, varia de 0 a 4%. O quartzo é predominantemente unicristalino. Mesmo no seu alto curso, onde o leito do rio é constituído de rochas graníticas, com cristais frequentemente centimétricos de feldspato potássico, esse mineral é muito escasso. Valores de pH da água, referidos por Sioli (1975) variam de 3.7 a 4.3, devido aos ácidos úmidos dissolvidos na água o que lhe confere também a cor escura. Provavelmente são essas

águas, extremamente ácidas, responsáveis pela *digestão* rápida e total do feldspato.

As areias dos rios Japurá e Içá mostram claramente sua proveniência dos Andes. São arenitos líticos, com quantidades variáveis de fragmentos de rochas. Nas areias do rio Içá, os fragmentos alcançam valores de 29% da composição total. O feldspato também é presente, em quantidades de 8 a 12%. Os fragmentos que predominam nas areias do rio Japurá são de rochas metamórficas, alcançando 75% e subsidiariamente de plutônicas sendo que os fragmentos de rochas do rio Içá, também são de rochas metamórficas, mas em menor quantidade, e de vulcânicas. A percentagem de alteritos é menor nesses rios. A água desses dois rios é barrenta, e o valor do pH em torno de 7.

Na margem direita do rio Amazonas, os rios Tocantins e Araguaia apresentam areias quartzosas, com escasso conteúdo de feldspato e fragmentos de rochas. O quartzo é unicristalino.

As amostras do rio Araguaia, ao contrário, apresentam 30% de grãos policristalinos, evidenciando sua origem das rochas metamórficas do Grupo Tocantins.

As areias do rio Xingu variam de quartzosas a líticas. A amostra de areia lítica foi coletada próximo a um afloramento de rochas ígneas que ocorre na borda da bacia. Essa amostra apresenta 36% de grãos de quartzo policristalino. Os fragmentos de rochas são de plutônicas, metamórficas e vulcânicas. O feldspato é potássico. A água do rio Xingu, de acordo com Sioli, (1975) apresenta valores de pH entre 4.9 e 7.8. Talvez por essa razão, o feldspato não é imediatamente destruído como acontece no rio Negro.

O rio Tapajós apresenta areia quartzosa com quantidades mínimas de feldspato e fragmentos de rochas. Nem no seu curso médio, onde afloram rochas carbonáticas da Formação Itaituba, ocorrem fragmentos calcários. Aliás, fragmentos calcários não foram observados em nenhuma areia recente da bacia. Talvez outros fatores, além do pH da água, intervêm para dissolver esses possíveis fragmentos.

O rio Madeira, que possui parte de suas cabeceiras nos Andes, reflete essa sua proveniência na composição das areias que são líticas, apresentando quantidade de fragmentos de rochas variando entre 20 a 30%. As areias dos afluentes que nascem em áreas cratônicas são areias quartzosas com tendência a sub-líticas, com exceção do rio Aripuanã que traz 23% de fragmentos de rochas na composição de suas areias. O quartzo é na maioria das amostras, monocristalino,; mas no rio Aripuanã 30% do quartzo é policristalino. Os fragmentos de rochas são na maioria de rochas metamórficas ou sedimentares. A composição das areias não varia muito ao longo do rio Madeira, mesmo considerando grandes distâncias. Parece também que os afluentes das áreas cratônicas, com areias quartzosas, em nada influenciam na composição das areias do rio principal.

As areias do rio Purus-Acre são líticas com quantidade considerável de fragmentos que na maioria são de rochas clásticas finas. O quartzo é monocristalino e o feldspato, que é em quantidade de 1% sódico-cálcico.

As areias do rio Juruá são arenitos sub-líticos. A composição das areias ao longo do rio é bastante homogênea. O feldspato é presente em quantidade de 2 a 6%, os fragmentos de rochas de 7 a 13%.

O quartzo apresenta-se monocristalino, o feldspato é potássico e os fragmentos de rochas metamórficas predominam.

O rio Javari apresenta areias que de líticas nos afluentes, vão se tornando areias quartzosas próximo à confluência no rio Solimões. O feldspato presente em 3 das 5 amostras é potássico. Os fragmentos de rochas ocorrem em quantidade de 5 a 27% e são predominantemente de rochas metamórficas, siltosas e arenosas. O quartzo é totalmente unicristalino.

GRANULOMETRIA E SELEÇÃO Para verificação da granulometria e sele-

ção das areias dos rios da Bacia Amazônica foram medidos, em cada lâmina de cada amostra, os eixos de 50 grãos, de acordo com o método de Davies e Ethridge (1975). Conseguídos os parâmetros granulométricos de cada amostra, foram posteriormente calculadas as médias das medianas, os valores das quais estão referidos na tabela 2. Observa-se que a maioria das areias desses rios possui granulação de areia média. O rio Branco e o rio Trombetas apresentam areias grossas e o rio Purus-Acre a granulação mais fina. Nordin *et alii* (1980), estudando a distribuição do tamanho das areias do rio Solimões-Amazonas encontraram granulação média correspondente ao diâmetro de 1.94 phi (0.26 mm) para as areias desse rio. Com exceção do rio Purus-Acre, todos os outros afluentes apresentam granulações maiores do valor citado para o rio Solimões-Amazonas, refletindo granulações mais grosseiras em direção as cabeceiras. Os valores dos graus de seleção mostram que as areias recentes dos rios da bacia são de moderadamente a bem selecionadas. A melhor selecionada é a areia do rio Purus-Acre, e a menos selecionada é a areia do rio Içá.

CONCLUSÕES Estudando lâminas petrográficas de amostras de areias recentes dos maiores afluentes do rio Solimões-Amazonas verificou-se que o 60% dessas areias possuem composição de arenito quartzoso, 27% tem composição de arenito sub-lítico e apenas 13% corresponde à arenito lítico, em contraposição as areias do rio Solimões-Amazonas que são, na maioria, de arenitos líticos.

As areias mais quartzosas dos rios da Amazônia, são as areias do rio Negro, com quantidade média de quartzo de 98%. Seguem as areias do rio Tapajós, com 97% de quartzo e do rio Tocantins com 96% de quartzo. Essas areias são influenciadas, na sua formação, não somente pelas características litológicas das rochas matrizes, mas também por outros fatores, entre os quais as qualidades das águas, que, como no caso do rio Negro, contribuem a levar à destruição muito rápida os minerais menos resistentes. As areias dos afluentes que tem suas cabeceiras nos Andes, apresentam características petrográficas similares às areias do rio Solimões-Amazonas: grande quantidade de fragmentos de rochas, que parecem diminuir mais ou menos lentamente ao longo dos cursos dos rios, sendo preservados, por vários fatores, entre os quais as qualidades das águas desses rios.

A granulometria dessas areias corresponde à areia média: somente o rio Branco e o rio Trombetas-Paru do Oeste apresentam areias grosseiras e o rio Purus-Acre possui areias finas. Todas as areias são de bem selecionadas a moderadamente selecionadas.

AGRADECIMENTOS Queremos expressar nossos sinceros agradecimentos a todas as entidades e pessoas que nos auxiliaram durante a execução do trabalho. As organizações compreendem a Comissão de Levantamento da Amazônia da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha, o Projeto Radam do Ministério das Minas e Energia, as Prefeituras de Santo Antonio de Içá e de Carauari, a EMATER-AM, seção Manacapuru, Tefé e Coari. As pessoas abrangem os técnicos do Grupo de Estudos de Recursos Hídricos do IDESP. Nos Estados Unidos agradecemos ao Dr David Nash e aos geólogos Thomas Metarko, John Hohlich e Steven Woodward, do Departamento de Geologia da Universidade de Cincinnati, Ohio.

BIBLIOGRAFIA

- BAKER, V. R. - 1978 - Adjustment of fluvial system to climate and source in tropical and subtropical environment, in Miall, A. D. ed. Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petr. Geol. Mem. 5: 211-230
- DAVIES, D. K., Ethridge, F. G. - 1975 - Sandstone composition and depositional environment. A.A.P.G. Bul. (59): 239-264

- FRANZINELLI, E and Potter, P.E. - 1981 - Petrology, chemistry and texture of modern river sands, amazon river System Journ. Geol. (no prelo).
- GIBBS, R. J. - 1967 - The Geochemistry of the Amazon River System. Part 1. The factors that control the salinity and composition and concentration of suspended solids. Geol. Soc. America Bull. (78): 1203-1232.
- GLAISTER, R. P. and Nelson, H. W. - 1974 - Grain-size distributions, and aid in facies identification. Bull. Can. Petrol. Geol. (22): 203-240
- IRION, G. - 1976 - Quaternary Sediments of the upper amazon Lowlands of Brazil. Biogeograf. (7): 163-167
- IRION, G. - 1975 - Los primeros resultados de las investigaciones de sedimentacion y perfiles de erosion en la region amazonica. Universitas, (12): 256-257
- LANDIM, P.M.B. - 1979 - Operação Alpha Helix. An. III Simp. Bras. Hidr. (3): 51-55
- NORDIN, C. F. Jr., Meade, R.H., Curtis, W.F., Bosio, N.J. and Landim, P.M.B. - 1980 - Size distribution of Amazon bed sediments. Nature, (286): 52-53
- PETTIJHON, F. J., Potter, P. E. and Siever, R. - 1972 - Sand and Sandstone. Springer-Verlag. N.Y. 618 p.
- POTTER, P. E. - 1978 - Petrology and Chemistry of modern big rivers sands. Jour. Geol. (86): 423-449.
- SEDIMENTATION SEMINAR - 1981 - Comparison of methods of size analysis for sands of the Amazon-Solimões Rivers, Brazil and Peru. Sedimentol. (28)-1:123-128
- SIOLI, H - 1968 - Hydrochemistry and Geology in the Brazilian Amazon Region. Amazoniana, (1), 3: 267-277
- SIOLI, H. - 1975) - Tropical River: The Amazon. in River Ecology Ed. B. A. Whitton U. of Ca Press : 461-488.
- TRISCIUZZI, L. - 1979 - Rios da Amazonia: coletanea de dados, pequeno roteiro. SUDAM, Bel. Pa. 135 p.

COMPOSIÇÃO PETROGRÁFICA MÉDIA DE AREIAS RECENTES DE AFLUENTES DO RIO SOLIMÕES-AMAZONAS, PH E CORES DAS ÁGUAS DOS RIOS E DADOS DE ALTURAS MÉDIAS NAS CABECEIRAS E DA ÁREA DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS.

Afluentes	Quartzo	Feldspato	Fragmentos de rochas	Ph das águas ***	Cores das águas	Altitude média nas cabeceiras (m)	Geologia-proveniência
Jari (2)	94.0	4.5	1.5	4.9-6.6	Barrenta a clara	300*	Pré-cambriano e Paleozóico
Trombetas e Perú do Oeste (4)	94.0	3.2	2.8	4.0-6.2	Preta-esverdeada	200**	Pré-cambriano e Paleozóico
Rio Branco (5)	92.8	3.6	3.6		Pouco barrenta, clara	700**	Pré-cambriano e Terciário
Rio Negro (10)	97.8	1.4	0.8	3.7-4.3	Preta	700**	Pré-cambriano
Japurá (2)	74.5	8.0	17.5	6.5-7.3	Barrenta, clara	Andes	Andes e Pré-cambriano
Içá (2)	59.0	12.0	29.0	6.5-7.3	Barrenta, clara	Andes	Andes e Pré-cambriano
Tocantins (3)	96.0	2.3	1.7		Barrenta, clara	1100*	Pré-cambriano e Paleozóico
Xingú (3)	84.7	4.3	11.0	4.9-7.8	Esverdeada	600*	Pré-cambriano e Paleozóico
Tapajós (3)	97.0	1.5	1.5	6.4-6.65	Verde, clara	400**	Pré-cambriano e Paleozóico
Madeira (8)	76.9	5.2	17.9	6.5-7.3	Barrenta, clara	Andes e 700**	Andes e Pré-cambriano
Purus-Acre (1)	73.0	1.0	26.0	4.4-5.3	Barrenta ou branca	500*	Terciário
Juruá (4)	89.3	4.2	6.5	4.4-5.3	Barrenta ou branca	400*	Terciário
Javari (5)	86.0	1.0	13.0	4.4-5.3	Barrenta ou clara	370*	Terciário

(5) amostras analisadas

* Trisciuzzi, L.N., Obra citada

** IBGE, Mapa da Bacia Amazonica, E=1:1.500.000, 1971

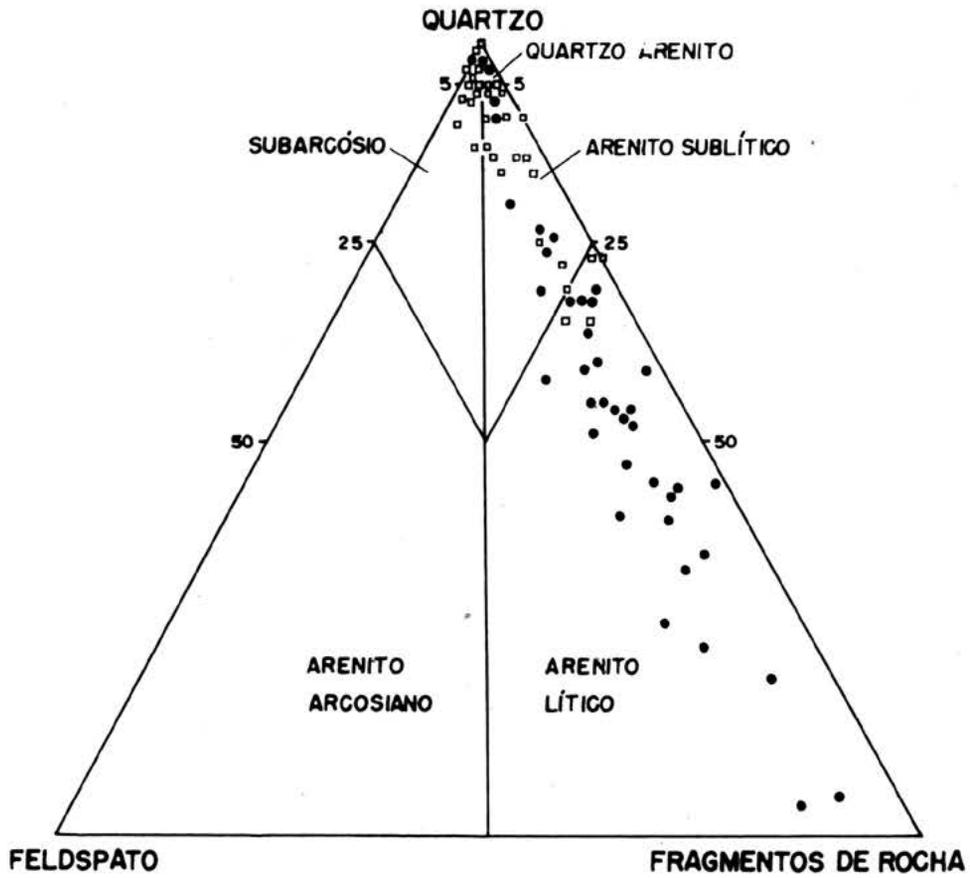
*** Sioli, H - Obras citadas

TABELA 2.

MÉDIAS DAS MEDIANAS E DOS GRAUS DE SELEÇÃO DE AREIAS RECENTES DE AFLUENTES DO RIO SOLIMÕES-AMAZONAS

Rios	Mediana		Seleção
	phi	mm	
Jari	1.395	0.388	0.520
Trombetas e Erepecuru	0.825	0.570	0.517
Branco	0.858	0.562	0.446
Negro	1.392	0.385	0.551
Japura	1.540	0.346	0.560
Iça	1.130	0.452	0.695
Tocantins	1.227	0.445	0.633
Xingu	1.493	0.368	0.583
Tapajós	1.363	0.390	0.573
Madeira	1.675	0.338	0.515
Purus-Acre	2.300	0.203	0.400
Juruá	1.485	0.361	0.555
Javari	1.822	0.287	0.490

FIGURA 2



LEGENDA

- - Amostras de afluentes do médio e baixo curso (ou que desaguam no rio Solimões - Amazonas em território brasileiro)
- - Amostras do rio Solimões - Amazonas e afluentes andinos.

GEOLOGIA REGIONAL DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Walter Kou Hirata

João Carlos Rigon

Kiyoshi Kadekaru

Armando A. Campos Cordeiro

Edivaldo de Miranda Meireles

RIO DOCE GEOLOGIA E MINEIRAÇÃO - DECEGEO/Belém

ABSTRACT An informal stratigraphic column is proposed for the Província Mineral de Carajás, considering DOCEGEO'S works accumulated since 1974, in addition to RADAMBRASIL Project, Cia Meridional de Mineração, Cia Vale do Rio Doce, CODIM, Prospec data, etc.

The Complexo Xingu, the more basal unit from Plataforma Amazônica, is considered as Archean and incorporates Greenstone Belts as occurs in Andorinhas, besides basic-ultrabasic complexes of granulitic facies (Pium area).

Lower Proterozoic is represented by Sequência Salobo-Pojuca, Grupo Grão-Pará, Formação Rio Fresco and Granito Serra dos Carajás, while Medium Proterozoic started through extensive continental volcanism from Grupo Uatumã with Granito Velho Guilherme intrusion, followed by Formação Gorotire deposition.

At the end of Medium Proterozoic there was Super-Grupo Baixo Araguaia (Estrondo and Tocantins), as an edge band to the Plataforma Amazônica.

ESTRATIGRAFIA No contexto regional considera-se como Província Mineral de Carajás, a área limitada a leste pelos rios Araguaia-Tocantins, a oeste pelo rio Xingu, a norte pelas Serras do Bacajá, a sul pela Serra de Gradaus, e que corresponde à porção mais oriental da Plataforma Amazônica de Suszczynski (1969) e Ferreira (1969).

Os trabalhos da DOCEGEO acumulados desde 1974, somados aos trabalhos anteriores do Projeto RADAMBRASIL, Cia Meridional de Mineração/CVRD, CODIM, Prospec, entre outros, permitem propor, ainda que informalmente, a coluna estratigráfica mostrada na fig. I.

1. Complexo Xingu: o complexo Xingu compreende rochas polimetamórficas representadas genericamente por gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granitos, cataclasitos, milonitos. Via de regra, essas rochas afloram ao longo de rios, ou em áreas de topografia arrasada, formando grandes extensões na região considerada. Neste relatório, é explicitado que esses terrenos metamórficos de alto grau incorporam também sequências do tipo "Greenstone Belts" (Andorinhas), além de complexos básicos-ultrabásicos estratificados de fácies granulítico da área Pium (Windley e Bridgwater - 1970).

Rochas de alto grau - gnaisses, migmatitos - foram assinaladas em diversos pontos: no vale do rio Itacaiunas - da foz do rio Pium até a foz do rio Vermelho, no igarapé Azul, no vale do igarapé Cinzento, igarapé Tapirapé, e outros, (Meyer et alii - 1981). Os tipos petrográficos são gnaisses ácidos, adamelíticos, granodioríticos, mig

matitos, granitos, principalmente.

Rochas de baixo grau (xistos verdes), interpretados como "greenstone belts", ocorrendo como "infolde" nos terrenos gnáissico-migmatíticos, foram verificadas em Andorinhas, Gradaus, Ig. Sapucaia (Água Fria), Rio Novo (Serenó). Na área de Andorinhas, a unidade mais basal - Sequência Babaçu - é composta por extensos derrames basálticos de filiação não determinada, e porções menores de tufos, ultramáficas (talco xistos) e sedimentos químicos (chert, formação ferrífera). Existe uma unidade mais superior - Sequência Lagoa Seca - com rochas félsicas (metariodacitos), meta-basaltos, rochas ultramáficas (talco-clorita-xistos), sedimentos clásticos-siltitos, grauwacas e arenitos.

Rochas graníticas intrusivas, possivelmente de diferentes períodos, ocorrem na parte sul e oeste da estrutura Andorinhas: nas proximidades de Rio Maria foram assinalados afloramentos de trondhjemitos, a SW da estrutura existem afloramentos de granodioritos e a sul ocorre o maciço Jamon (hornblenda-biotita-granito) que deve ser a fase mais recente. Caracteristicamente, existem inúmeras ocorrências de ouro ao longo de toda a estrutura Andorinhas, sendo as principais na área Babaçu e área Lagoa Seca (Cordeiro e Saueressig - 1980).

Na área do Ig. Sapucaia, mais exatamente na estrada estadual Xingua-ra-S. Félix do Xingu, nas proximidades do Ig. Pium ocorrem meta-peridotitos (talco-tremolita-clorita-xisto) com textura "spinfex".

Na área de Gradaus a sequência basal da estrutura é semelhante àquela de Andorinhas.

Na área do Rio Novo (Serenó), exatamente na estrada que liga Serra Pelada ao km 16, foram observadas diversas repetições de sequências compostas de anfibólio-clorita-xisto, com zonas subordinadas de rochas félsicas, formação ferrífera bandeada e metachert. Além disso, diversas exposições ultramáficas (peridotitos) foram verificadas em abundância relativamente maior do que em Andorinhas.

Rochas de fácies granulítica foram encontradas na área Pium e são interpretadas como componentes de um possível Complexo básico-ultrabásico estratiforme, com rochas anortosíticas, encravado em gnáisses ácidos e granodioríticos. Foram assinalados tipos petrográficos como - ultrabásicas (talco, tremolita, actinolita), piroxenitos, hiperstênio-noritos, gabros anortosíticos (70% plagioclásio), metagabros, hiperitos, piroxênio-anfibólio-quartzo-biotita-plagioclásio-xisto, ortopiroxênio-hornblenda-andesina-granulito e formação ferrífera. Existem ocorrências de cobre nos granulitos e rochas gabrocas.

2. Sequência Salobo-Pojuca: nesta unidade foram agrupadas as sequências de rochas definidas nas áreas SAL-3A e Pojuca, e outras áreas a elas correlacionadas, como Buritirama, serras do Ig. Cinzento e Ig. Salobo, área Cigano, Jaca, Cumaru, etc. Como característica, essas áreas são topograficamente mais elevadas, formam serras lineares (WNW) e as rochas apresentam fácies metamórfico de alto grau (anfíbolito), características essas que contrastam daquelas exibidas pelas faixas "greenstone belts" já citadas, além das diferenças petrográficas evidentes.

Na área SAL-3A existe um pacote de xistos ricos em ferro, um "ironstone" no sentido de James (1954) e que é portador de mineralização de cobre, com ouro e molibdênio subordinados. Esse pacote de xistos está encaixado em gnáisses e quartzitos. Os "ironstones" são formados por granada, grunerita, magnetita, biotita, quartzo, faialita, hiperstênio, plagioclásio, hornblenda, hastingsita, pirosmalita, apatita, stilpnomelano, grenalita e clorita, em proporções variáveis. O minério, estratiforme, constitui-se de bornita e calcosina, com calcopirita subordinada, além de ouro e molibdenita. Intercalados no pacote mineralizado ocorrem xistos a anfibólio (hornblenda, tremolita-actinolita, cumingtonita), biotita, plagioclásio, quartzo, que são interpretados como possíveis meta-basaltos.

A sequência do SAL-3A é reconhecida a leste, oeste e norte da serra SAL-3A, como nas áreas 4A, 2A, 4A, SAL-7, etc, porém a mineralização é menos desenvolvida.

Na área Pojuca a sequência de rochas inclui gnaisses, formação ferrífera bandeada, xistos (plagioclásio, anfibólio, biotita, quartzo, granada), rochas a cordierita-antofilita e anfibolitos. Diversas zonas de xistos são interpretadas como possíveis meta-basaltos; às vezes rochas de aspecto fragmentado de granulação média a grossa, com abundantes fragmentos angulosos de chert e granada, são interpretados como possíveis piroclásticas; mais raramente ocorrem rochas sedimentares químicas, finamente laminadas, com bandas alternadas de composição chert-anfibólio ou ricas em sulfetos. A mineralização é estratiforme, com níveis maciços, finos, de pirita-calcopirita (F.24, 513-523 m) de pirrotita-esfalerita-calcopirita (F.25, 155-165 m) e associada às rochas sedimentares químicas, bem laminadas. Mineralização tipo "stringer", preenchimento de fraturas e disseminações de calcopirita, pirrotita e pirita ocorrem em metabasaltos. Calcopirita associada a abundante magnetita foi verificada em quartzo-anfibolito no furo 24.

3. Grupo Grão-Pará: o Grupo Grão-Pará (CVRD/Meridional) compreende três unidades litológicas, sendo que apenas a do meio foi formalmente designada com o nome de Formação Carajás. A Unidade Superior, assim como a mais inferior, são vulcânicas basálticas, representando diversos derrames com possíveis contribuições piroclásticas.

As rochas basálticas são consideradas como parte de um evento vulcânico toleítico submarino, evidenciado pela presença de hialoclastitos; via de regra mostram-se muito alterados por processos de epidotização, cloritização, carbonatização e silicificação. Dois tipos petrográficos são evidenciados: o primeiro inclui rochas grosseiras, em parte faneríticas, às vezes porfiríticas, e o segundo inclui rochas de granulação muito fina, sem fenocristais, claramente extrusivas, com cavidades miarolíticas e textura intergranular. Mineralogicamente são compostas por plagioclásios e piroxênios, largamente cloritizados.

A Formação Carajás é constituída essencialmente por itabiritos, que são rochas laminadas de granulação fina, constituídas de bandas de quartzo e bandas ricas em hematita e magnetita, com magnetita subordinada.

O Grupo Grão-Pará é verificado na Serra Norte (clareiras N1 a N9), Serra Sul (S-1 a S-45), Serra Leste (SL-1 a SL-3) e Serra de São Félix (SF-1 a SF-3).

4. Formação Rio Fresco: a Formação Rio Fresco compreende uma espessa sequência de sedimentos predominantemente clásticos, grosseiros a finos, incluindo também sedimentos químicos-calcários, dolomitos, chert, formação ferrífera bandeada, além de manifestações vulcânicas básicas-basaltos e diabásios da área Bahia, porém em proporções subordinadas.

Esta formação ocorre tipicamente no sinclinório de Carajás, particularmente na área do depósito de manganês do Azul. Outras exposições desta formação são verificadas como na área do prospecto de cobre Bahia, na Serra Pelada, na estrutura de Andorinhas, e no sinclinório de Gradaus. De maneira geral, trata-se de uma sequência transgressiva com clásticos grosseiros na base e clásticos mais finos, até sedimentos químicos no topo. Em Gradaus a sequência é predominantemente fina (ardósias e folhelhos carbonosos). Esta unidade está dobrada e apresenta metamorfismo incipiente (Serra Pelada).

As mineralizações conhecidas até o momento parecem estar todas relacionadas à sequência mais superior de depósitos finos e sedimentos químicos. Na área Azul existem dois níveis manganésíferos intercalados a siltitos (marrom, cinza, carbonoso), sendo que o nível superior é uma margamanganésífera (33-54 m espessura) constituída por estratos químicos a rodocrosita e estratos clásticos quartzo-argilo

sos, gradativos, enquanto que o nível inferior é um calcário rico em rodocrosita associada a material carbonoso, quartzo, argilo-mineirais e alguma piritita. Na área Bahia ocorrências de cobre são associadas a grauvacas e pelitos carbonosos. Na Serra Pelada existe ouro associado a siltitos predominantemente cinzentos. Em Andorinhas existem ocorrências de chumbo-prata em "gossan" associado a chert e folhelhos carbonosos.

5. Granito Serra dos Carajás: sob essa denominação são compreendidos diversos maciços, grosseiramente circulares, de dimensões variadas (25-65 km diâmetro) e composição variando de granítica-granodiorítica, geralmente com biotita associada e, às vezes, com textura rapakivi.

Na estrada que liga Serra Norte a Serra Sul existem exposições que mostram que esses corpos são intrusivos na Formação Rio Fresco.

6. Grupo Uatumã: são consideradas as rochas vulcânicas não metamorfisadas e não dobradas que ocorrem tipicamente na Ferradura do rio Xingu e na região do rio Iriri. Trata-se de uma sequência diferenciada com basaltos, andesitos, riódacitos, além de larga incidência de rochas piroclásticas (Ferradura do rio Xingu). Na área do Iriri o vulcanismo é predominantemente félsico com riódacitos e piroclásticos.

Foi denominada Formação Sobreiro a unidade de caráter intermediário, tipicamente exposta no Rio Freixo (IDESP, 1972). A Formação Iriri (Geomineração, 1972) é predominantemente félsica com riódacitos, piroclásticos, ignimbritos, granófiros, etc.

7. Granito Velho Guilherme: são aqui compreendidos diversos corpos, frequentemente pequenos (4-10 km de diâmetro), circulares, com características sub-vulcânicas, composição variando de granítica a granodiorítica, geralmente a biotita. Via de regra são portadores de cassiterita, em zonas greisenizadas, com topázio, fluorita (Velho Guilherme, Antonio Vicente, Mocambo).

8. Formação Gorotire: a Formação Gorotire (Barbosa et alii, 1966) compreende arenitos feldspáticos, siltitos, conglomerados, argilitos, e ocorre tipicamente na Serra do Gorotire.

9. Super-Grupo Baixo Araguaia: neste relatório é considerada a denominação Super-Grupo Baixo Araguaia resumindo os grupos Tocantins e Estrondo (Araxá), no sentido que é dado por Hasui et alii (1980), em substituição a Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins do Projeto RADAMBRASIL.

O Grupo Estrondo é composto por rochas metamórficas em fácies anfibolito, como xistos, gnaisses, migmatitos, quartzitos, xistos magnesianos. O Grupo Tocantins apresenta litologias em fácies metamórfico xistos verdes, como filitos, quartzitos, calcários.

Rochas ultrabásicas intrusivas são frequentes e geralmente associadas a rochas do Grupo Tocantins (S. Quatipuru, S. Tapa).

10. Sedimentos da Bacia do Maranhão: são consideradas as rochas Paleozóicas constituídas genericamente por sedimentos clásticos principalmente, calcários e evaporitos, além de manifestações vulcânicas básicas de natureza toleítica.

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA Os aspectos geotectônicos relativos à região dos Carajás serão aqui abordados, levando-se em conta o caráter de tentativa, considerando-se as principais estruturas associadas às diversas unidades geológicas dentro de cada período, desde o Arqueano até o Paleozóico.

1. Arqueano: neste relatório são sugeridas idades Arqueanas para os terrenos de topografia relativamente arrasada, constituídos de gnaisses e migmatitos, bem como para as áreas de exposição de rochas granulíticas (complexo básico-ultrabásico do Pium). Com base em analogias aos modelos sul-africanos da Rodésia e África do Sul, assim com os modelos canadenses e australianos, as faixas aqui referidas como "greenstone belts" são consideradas também como de idade

Arqueana.

Os terrenos gnáissico-migmatíticos apresentam-se intensamente dobrados e os fenômenos de metassomatismo sílico-potássico, migmatização, são largamente incidentes, obliterando quaisquer estruturas primárias. Muitas zonas de granitos devem ser entendidas como efeitos de granitização. Com relação a geocronologia cumpre assinalar determinações pontuais como aquela do anfibolito do Ig. Tapirapé com 3280 ± 100 m.a. (Gomes et alii, 1975) e outra em anfibolito do Ig. Salobo com 2940 ± 110 m.a. (Cordani, 1980), ambas pelo método potássico-argônio. São indicações de possíveis áreas arqueanas remanescentes. Diversas amostras de rochas do Complexo Xingu datadas pelo Projeto RADAMBRASIL acusaram idades mais jovens, em razão de "rejuvenescimentos" devidos a processos ocorridos durante a orogênese Transamazônica.

Os "greenstone belts" já referidos, apresentam-se intensamente dobrados, em diversas fases (pelo menos duas, talvez três) mostrando foliações com mergulho variado, crenulações, mini-dobras tipo "kink bands" (sequência Rio Novo, na área de Serra Pelada). Cumpre salientar aqui, que diversos corpos ultramáficos, possivelmente intrusivos, como São Sebastião, Cateté, são associados a falhas, não se podendo precisar se foram gerados nelas ou se as mesmas falhas são posteriores.

Inúmeras falhas, de amplitudes variadas, afetaram rochas desta unidade, não se podendo precisar se foram geradas no Arqueano ou posteriormente, podendo-se citar as falhas Mc Candless (Carapanã) e a falha Seringa. A falha Mc Candless, de direção NE, aparentemente não atravessa rochas do Grupo Grão-Pará, e está ligada espacialmente a ultramáfica do Cateté. Um importante falhamento foi evidenciado após o levantamento aeromagnético efetuado pelo PGBC/DNPM, e interpretado pelo setor de geofísica da DOCEGEO. Trata-se de falha de direção NE que separa a Serra Misteriosa da Serra Buritirama, numa extensão de pelo menos 200 km.

Diversas estruturas foram evidenciadas pelo levantamento aeromagnético da DOCEGEO (1974), destacando-se a estrutura dômica, a norte da faixa Sapucaia (Serra do Parauapebas), evidenciada por relevos magnéticos suaves. Este levantamento aeromagnético, na área Andorinhas, sugere também que os "greenstones" dessa área poderiam ter sido ligados aos mesmos da área de Gradaus e que foram separados por sucessivas intrusivas ácidas (Kadekaru, K. - 1981).

2. Paleozóico Inferior: as sequências do tipo Salobo-Pojuca, o Grupo Grão-Pará e a Formação Rio Fresco, foram aqui consideradas como de idade Proterozóica Inferior, conforme a subdivisão do eon Proterozóico fixando os limites de 1800 e 1000 m.a., para o Proterozóico Inferior e Médio, respectivamente (Almeida, 1978). O resfriamento do granito Serra dos Carajás ao redor de 1800 m.a. (Projeto RADAMBRASIL - 1974) define o limite superior do Proterozóico Inferior, coincidindo também com o final do Ciclo Transamazônico.

As unidades aqui consideradas apresentam dobramentos e metamorfismo com intensidade diminuindo para o topo. Assim, as sequências tipo Salobo-Pojuca, mostram-se intensamente dobradas (dobras fechadas e foliação sub-vertical), com várias fases superpostas, mostrando que pelo menos três fases de dobramentos afetaram essas rochas, assim como o metamorfismo é de fácies anfibolito. O Grupo Grão-Pará, por sua vez, está pouco metamorfoisado (a formação ferrífera é jaspelítica), porém fortemente dobrado por uma das fases que afetaram a sequência Salobo-Pojuca. As camadas da Formação Rio Fresco mostram-se dobradas, porém com dobras mais abertas, com ângulos de mergulho da ordem de 20° - 30° . Em Andorinhas essas camadas descrevem uma grande estrutura sinclinal, na área Serra Pelada/Serra do Sereno uma anticlinal (melhor anticlinório) com "plunge" para oeste é visualizada, em seção vertical partindo de Serra Pelada para norte, até a Serra do Sereno, passando pela Barreira Caída. Na área Bahia, na área

Azul, na área Gradaus, também pode-se verificar as camadas inclinadas sugerindo dobramentos. Em Serra Pelada, particularmente, as camadas pelíticas (siltitos cinza-vermelho) mostram, às vezes, uma nítida clivagem metamórfica dada por reorientação de minerais micáceos. Admite-se uma evolução do tipo deposição da sequência Salobo-Pojuca e dobramentos, deposição do Grupo Grão-Pará e dobramentos, deposição da Formação Rio Fresco e dobramentos, considerando a existência de discordância (hiatus) entre as formações citadas.

Estruturas primárias foram preservadas, particularmente no Grupo Grão-Pará e Formação Rio Fresco, quais sejam, amígdalas em basaltos e estratificação (laminação) nas formações ferríferas do Grupo Grão-Pará, e estratificação plano-paralela e cruzada, estratos gradativos, brecha intraformacional na Formação Rio Fresco.

Falhamentos de amplitudes e intensidades variadas afetaram as litologias do Proterozóico Inferior, não sendo possível, ainda, definir se foram geradas ou mesmo reativadas no Ciclo Transamazônico, ou em ciclos subsequentes. Merece destaque a Falha de Carajás (rift), admitindo-se que este fraturamento da crosta arqueana tenha permitido a ascensão do magma basáltico, em etapas sucessivas, intercaladas a sedimentação, que propiciaram as Formações Salobo-Pojuca e Grão-Pará, portadoras de mineralizações (Hutchinson, 1979). A Falha de Carajás, na atualidade, mostra-se deslocando as unidades Grão-Pará e Rio Fresco, sugerindo portanto que ela foi reativada em ciclos subsequentes. Com extensão do rift Carajás, o rift do vale do Igarapé Cinzento (Horst) propiciou a exposição de rochas de profundidade no mesmo vale.]

Em diversos pontos foram assinaladas intrusivas básicas, na forma de diques ou sills, as quais mostraram idades compatíveis com esse período. Assim, na área do Igarapé Pernambuco, afluente direito do rio Itacaiunas, um gabro foi datado em 1947 ± 38 m.a., enquanto que no Igarapé Aquiri (Raul) afluente esquerdo do rio Itacaiunas, um diorito foi datado em 1936 ± 33 m.a. Em ambos os casos tratam-se de metabásicas constituídas de actinolita, plagioclásio, quartzo com textura relíquia-offítica.

Os fenômenos característicos no Ciclo Transamazônico, com importante repercussão geocronológica, como por exemplo a formação de maciços graníticos, desenvolvimento de unidades vulcano-sedimentares em extensão, envolvendo dobramentos e metamorfismo regional, além de rehomogeneização isotópica de rochas formadas em ciclos anteriores, como ocorre em diversas partes do mundo (Brito Neves et alii-1980), também foram verificadas na região dos Carajás, haja visto os inúmeros maciços intrusivos tipo Serra dos Carajás, as extensas formações tipo Salobo-Pojuca e o "rejuvenescimento" apontado em diversas datações efetuadas pelo Projeto RADAMBRASIL (1974) em rochas do Complexo Xingu, afetadas pelo Ciclo Transamazônico.

3. Proterozóico Médio: o Grupo Uatumã (vulcanismo Xingu-Iriri), a Formação Gorotire e o Super-Grupo Baixo Araguaia foram colocados no Proterozóico Médio, considerando o limite superior de 1000 m.a. para esses períodos e as determinações geocronológicas efetuadas nessas unidades. Conforme Basei (1977, in Almeida, 1978), o vulcanismo Iriri é datado em 1715 ± 32 m.a., dado que é corroborado por algumas determinações efetuadas pela DOCEGEO; a Formação Gorotire é atravessada por diques básicos datados de cerca de 1475 m.a. por Amaral (1974, in Almeida, 1978); de acordo com Hasui et alii (1980), o Grupo Estrondo foi metamorfoisado a 1050 m.a. e sofreu rehomogeneização isotópica no Ciclo Brasileiro a 520 m.a., enquanto que o Grupo Tocantins sofreu importante empurrão sobre a Formação Tucuruí conforme (Trow et alii, 1976, in Hasui et alii, 1980), o que induziu o reaquecimento datado em 850 m.a., sugerindo que o Ciclo Uruaçuano se estendeu até essa época, justificando a idade de 1050 ± 150 m.a. para esse ciclo.

Tanto o Grupo Uatumã como a Formação Gorotire não exibem evidências de metamorfismo, a não ser alterações hidrotermais (porpilitização) nas rochas vulcânicas do Xingu-Iriri. A Formação Gorotire apresenta dobramentos (Porjeto RADAMBRASIL, 1974). O Super-Grupo Baixo Araguaia mostra-se dobrado e com metamorfismo variável: para leste, o Grupo Estrondo alcançou fácies metamórfico anfíbolítico, enquanto que para oeste o Grupo Tocantins está metamorfoisado ao fácies xisto verde, feições estas ligadas aos fenômenos do Ciclo Uruaçuano e também devido a efeitos posteriores do Ciclo Brasileiro.

Os maciços graníticos tipo Velho Guilherme, portadores de estanho, são associados a vulcânicas Xingu-Iriri, podendo-se citar como exemplos os maciços Antonio Vicente, Mocambo, São Francisco, etc. O maciço Velho Guilherme foi datado em 1384 ± 58 m.a. (Projeto RADAMBRASIL - 1974).

Rochas intrusivas básicas foram datadas nesse período, podendo-se citar o diabásio do igarapé Aleixo (cabeceiras do igarapé Carapanã) cujos resultados acusaram 1491 ± 31 m.a., o que se assemelha ao dique básico de Amaral (1974), acima citado.

O Proterozóico Médio na região dos Carajás, iniciou-se com sucessivas manifestações vulcânicas de natureza predominantemente ácida a intermediária, subsequente ao Ciclo Transamazônico, com diversos tipos de granitos associados (comagmáticos), teve continuidade com extensas coberturas de sedimentos detríticos de natureza continental, a exemplo da Formação Gorotire, e culminou com uma época de intensa reativação tectonomagmática com o estabelecimento do Ciclo Uruaçuano. Conforme Almeida (1978), no período de tempo considerado, ou Neoproterozóico (Salop, 1968), verifica-se que a sucessão dos eventos geológicos foi análoga em diversas partes do mundo - Canadá, Groelândia, Suécia, assim como também no Brasil (Craton Amazônico e Craton do São Francisco).

4. Proterozóico Superior: na região dos Carajás, unidades do Proterozóico Superior (500-1000 m.a.) são escassas.

Na área SAL-3A, existem intrusivas básicas - gabros e diabásios, cortando a sequência de xistos mineralizados a cobre; uma amostra de micro-gabro foi datada em 561 ± 16 m.a., o que sugere alguma ligação aos eventos do Ciclo Brasileiro.

5. Paleozóico: as formações paleozóicas da Bacia do Maranhão, representadas na área envolvida neste relatório, se resumem na Formação Pimenteiras do Devoniano, Formação Pedra de Fogo do Permiano. Formação Sambaíba do Triássico, Formação Orozimbo de idade jurássico-cretácea e a Formação Itapicuru do Cretáceo (RADAMBRASIL, 1974).

Na foz do igarapé Aquiri existem afloramentos de diabásio cuja datação forneceu uma idade de 203 ± 6 m.a. o que poderia ser correlacionado com as manifestações basálticas da Formação Orozimbo.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. de; - 1978 - A Evolução dos Cratons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. In Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, v. 6: 2293-2407.

BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J.R. de; GOMES, F.A. de; HEMBOLD, R. - 1966 - Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da Área do "Projeto Araguaia". MME.DNPM.DGM. Monografia 19.

BERNARDELLI, A.L.; BEISIEGEL, V.R. - 1978 - Geologia Econômica da Jazida de Manganês do Azul. Anais do XXX Congresso da SBG-Recife.

BRASIL. DNPM. PROJETO RADAM - 1974 - Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins.

- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; FERREIRA TORQUATO, J.R. - 1980 - Evolução Geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. In Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, textos básicos. Salvador, Secretaria das Minas e Energia/Coordenação da Produção Mineral. 3º volume: 125 pp.
- CORDANI, U.G. - 1980 - Comentários a respeito das Datações Efetuadas para a Região da Serra dos Carajás. Relatório Interno Docegeo 3 pp.
- CORDEIRO, A.A.C. e SAUERESSIG, R. - 1980 - Serra das Andorinhas: Geologia e Principais Ocorrências de Ouro. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriu - SC.
- CVRD/MERIDIONAL - 1972 - Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia - Belém. Resumo das Comunicações.
- GEOMINERAÇÃO/SUDAM - 1972 - Pesquisa Mineral no Tapajós/Jamanxim. Relatório Preliminar. Belém, 161 pp.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. - 1975 - Radiometric Ages from the Serra dos Carajás Area, Northern Brazil. Geol. Soc. of Am. Bull. 86(7): 939-942.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M. de e KAWASHITA, K. - 1980 - Idades Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu Significado Geológico-Geotectônico. In: Anais do XXXI Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia. Camboriu, v.5: 2659-2676.
- HUTCHINSON, R.W. - 1979 - Report on Docegeo Copper Projects MM1, Salobo and Regional Geological Relationships, Pará, Brazil. Rel. interno Docegeo, 17 pp.
- IDESP - 1972 - Projeto Rio Fresco - Contribuição à Geologia do Pré-Cambriano da Amazônia. XXVI Congresso Sociedade Brasileira de Geologia. Resumo das Comunicações - Simpósios. Bol. nº 2, Belém: 73-75.
- JAMES, H.L. - 1954 - Sedimentary Facies on Iron Formation. Econ. Geol. 49: 235-293.
- KADEKARU, K. - 1981 - Comentários sobre os Levantamentos Aeromagnéticos da Docegeo e PGBC (comunicação verbal).
- MEYER, D.J.K. - 1980 - Exploração Geológica-Geoquímica-Geofísica da Área Xingu-Araguaia. Projeto Aquiri - AOC-9. Volume II. Relatório Interno Docegeo: 232 pp.
- WINDLEY, B.F. - 1977 - The Evolving Continents. John Wiley & Sons, 385 pp.
- WINDLEY, B.F. e BRIDGWATER, D. - 1970 - The Evolution of Archaean Low - and High-Grade Terrains. In: Symposium on Archaean Rocks. Perth, Australia: 33-46.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA (informal)

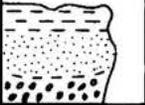
TEMPO	UNIDADES		LITOLOGIAS	
PALEOZOICO	SEDIMENTOS DA BACIA DO MARANHÃO		Sedimentos clásticos, principalmente, evaporitos, vulcânicas básicas tafeíticas	
PROTEROZOICO MÉDIO INFERIOR	SUPER-GRUPO BAIXO ARAGUAIA GRUPO TOCANTINS GRUPO ESTRONDO		Intrusivas máficas e ultramáficas (S.Tapo). Filitos, quartzitos, grauvacas, rochas carbonatadas; biotita-xistos, gnaisses.	
	FORMAÇÃO GOROTIRE	GRUPO UATUMÁ IRIRI GRANITO VELHO SOBREIRO GUILHERME	Arenitos, às vezes conglomeráticos, feldspáticos.	
	FORMAÇÃO RIO FRESCO GRANITO SERRA DOS CARAJÁS		Riolitos, rioladitos, piroclásticos. Corpos intrusivos (Velho Guilherme) graníticos a granodioríticos portadores de Sn. Basaltos, andesitos passando a rioladitos no topo; piroclásticos.	
	GRUPO GRÃO PARA	FORMAÇÃO RIO FRESCO GRANITO SERRA DOS CARAJÁS		Conglomerados, arenitos, siltitos, folhelhos, chert, níveis carbonatados, às vezes manganíferos (Azul); ocorrência Au, Cu (S. Pelada, Bahia); vulcânicas básicas; formação ferrífera (área Bahia). Corpos intrusivos de composição granítica a granodiorítica (S. Carajás)
	SEQUÊNCIA TIPO SALOBO - POJUCA	Metavulcânicas máficas, itabiritos (S. Carajás - N1, N4, S11, etc...)		
	ARQUEANO	COMPLEXO XINGU (incorporando greenstone-belts)	Gnaisses, xistos (anfíbólio-granada-magnetita-sulfetos de cobre), quartzitos (Sal-3A). Lateralmente anfíbólio-xistos, meta-basaltos, formações ferríferas bandeadas, chert/granitos granodioritos, frondhemitos; ocorrências de Au, Ni, (Andorinhas, Vermelho) Complexos básicos-ultrabásicos estratificados de fácies granulítico com anortositos (área Pium)	

Fig. 1

CONTRIBUIÇÃO À LITOESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DA SERRA DAS ANDORINHAS -- SUDESTE DO PARÁ

Theodomiro Gama Junior

Joel Buenano Macambira

Basile Kotschoubey

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ - UFPa

ABSTRACT

A geological study consisting of field work, interpretation of aerial photographs and radar imagery, petrography and chemical analysis of selected samples was carried out on the south part of Serra das Andorinhas in the Southern of State of Pará. The oldest rocks in the area belong to the basement of probably Archean age (Complex Xingu). They consist of granodiorites gneisses, microdiorites gneisses and amphibolite facies. This basement is overlying by a thick sequence of Lower to Middle Proterozoic age which includes both metamorphic and sedimentary rocks. Four different units named Babaçu, Lagoa Seca, Andorinhas and Arcosiana were recognized in this sequence. The first three are metamorphic (greenschist facies) while the last unit is typically sedimentary.

The Babaçu unit was derived from basaltic rocks, banded ironstones and pelites, with up to 35% carbonate.

The Lagoa Seca unit consists of schists and metagraywackes, metasandstones and metasiltstones which are marine sediments.

The Andorinhas unit is composed of quartzites and metapelites and probably corresponds to a marine shallow water sedimentation.

The Arcosiana unit consists mainly of arcoses conglomerates, claystones and siltstones. It is preserved in a small graben and overlies the basement.

The three Proterozoic metamorphic units and the basement were intruded by the Jamon Granite and a dyke swarm of mafic to felsic rocks. Contact metamorphism caused by the granite Jamon apparently reached only the albite-epidote hornfels facies.

An angular unconformity occurs between Complex Xingu and the Babaçu unit while a parallel unconformity separates the younger Andorinhas unit from the Lagoa Seca and Babaçu units.

Gold has been found in economic amount in this sequence.

RESUMO

A Serra da Andorinhas situada a sudeste do Estado do Pará, no Município de Conceição do Araguaia, a leste da Vila Rio Maria, forma uma estrutura sinclinal, com eixo de direção aproximada S 70° E, mergulhando suavemente para SE. Foram reconhecidas cinco unidades

geológicas aflorantes na aba sul da Sinclinal de Andorinhas. A mais antiga, representando o embasamento (provavelmente Arqueano) é correlacionada ao Complexo Xingu, constituído na área por gnaisses (biotita gnaisses, muscovita gnaisses, granodiorito gnaisses e quartzo microdiorito gnaisses), metamorfisados na fácies anfíbolito baixo a médio. As demais são as Sequências Babaçu, Lagoa Seca, Andorinhas e Arcosiana, as quais encontram-se sobrepostas às rochas do embasamento, através de uma discordância erosiva, angular e mesmo litológica. A Sequência Babaçu é composta na sua parte inferior essencialmente por metabásicas e na sua parte superior por metassedimentos químicos e pelíticos. A Sequência Lagoa Seca é constituída por metagrauvacas, xistos, metasiltitos e metarenitos. A Sequência Andorinhas, que repousa em discordância paralela sobre as Sequências Babaçu e Lagoa Seca, é constituída na base por quartzitos (com níveis arcossianos, metapelíticos e conglomeráticos basais) e, em direção ao topo ocorrem metasiltitos e metargilitos. Estas unidades geológicas foram afetadas pelo metamorfismo regional na fácies xistoverde baixo e, intrudidas pelo Maciço Jamon e por um enxame de diques de composição ácida a básica, sendo estes posteriores ao metamorfismo regional. O metamorfismo de contato, relacionado à intrusão do granito Jamon, atingiu a fácies albita-epidoto hornfels. A Sequência Arcosiana é composta por um conjunto de sedimentos imaturos (arcóssios grosseiros a conglomeráticos, com níveis argilosos e silticos) restritos a um "graben". A mineralogia e o quimismo das metabásicas da Sequência Babaçu indicam sua origem pré-metamórfica a partir de rochas máficas de composição basáltica. Os metassedimentos, da mesma unidade, são produtos de rochas argilosas ou folhelhos. Com relação a Sequência Lagoa Seca, os tremolita-actinolita-clorita-biotita xistos, são produtos de sedimentos argilosos marinhos. Na região da Serra das Andorinhas é digna de interesse a ocorrência de ouro.

INTRODUÇÃO

O conhecimento geológico da região sul do Estado do Pará foi acelerado na década de 70, quando da implantação do Projeto RA DAM. Esta equipe de geólogos desenvolveu um importante trabalho na região Amazônica como um todo, porém, a nível de escala regional (1:1.000.000). A respeito da Serra das Andorinhas, a qual denominaram naquela oportunidade "Serra de Santa Maria", os geólogos deste projeto limitaram-se a correlacionar os metassedimentos aí aflorantes ao conjunto de rochas do Grupo Grão-Pará (Beisiegel et alii, 1973). Mais tarde, a Companhia Rio Doce Geologia e Mineração - DOCEGEO, desenvolvendo trabalhos de prospecção geológica, detectou a ocorrência de ouro na região da aba sul da Sinclinal de Andorinhas. O interesse econômico motivou estudos mais detalhados sobre a geologia desta área (Cordeiro e Saueressig, 1980).

Enfim o Projeto Serra das Andorinhas (Convênio DNPM/UFPa) forneceu mais informações sobre a geologia local, principalmente quanto ao detalhamento da estratigrafia, ao quimismo das rochas e os prováveis tipos litológicos pré-metamórficos, da aba sul da Sinclinal de Andorinhas.

Este trabalho apresenta os principais resultados obtidos pelo citado projeto.

ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS REGIONAIS

Numerosos trabalhos foram realizados sobre a geologia da parte oriental do Craton do Guaporé (Almeida, 1967) dos quais se destacam Barbosa et alii (1966), Caputo et alii (1971), Beisiegel et alii (1973), HIDROSERVICE (1973), Silva et alii (1974) e outros. Com base nestes estudos as grandes unidades estratigráficas atualmente aceitas são apresentadas a seguir.

A unidade geológica tida como o embasamento regional, é constituída por um conjunto de rochas metamórficas (gnaisses, migmatitos, granulitos e anfibolitos) e ígneas (granitos, granodioritos e dioritos), que ocorrem na região das Serras dos Carajás, Gradaús, Santa Maria (Andorinhas) e Redenção, definido como Complexo Xingu (Silva et alii, 1974). Sobre este embasamento, na região da Serra dos Carajás, repousa uma sequência de rochas vulcânicas com itabiritos associados, descrita como Grupo Grão-Pará (Beisiegel et alii, 1973). Este conjunto foi subdividido em três unidades: Sequência Paleovulcânica Superior, Formação Carajás e Sequência Paleovulcânica Inferior. Estratigraficamente acima ocorre o Grupo Uatumã (Caputo et alii, 1971) de ampla distribuição na região Amazônica. Ele é constituído de tufos, tufitos, aglomerados e brechas, sendo presente em grande escala derrames riolíticos e, em menor proporção, andesitos, havendo também frequentes intrusões de rochas ácidas e intermediárias. Silva et alii (1974) distinguiram no Grupo Uatumã três unidades geológicas, Formação Rio Fresco, Formação Sobreiro e Formação Iriri.

Segundo Silva et alii (1974) a Formação Rio Fresco é um conjunto de sedimentos marinhos, constituído predominantemente por "ardósias" e arcósios. Esta unidade repousaria discordantemente sobre as rochas do Grupo Grão-Pará, no Sinclínório da Serra dos Carajás e Sinclinal de Tocandera. Estes autores sugeriram a subdivisão desta Formação, na região da Serra dos Carajás, em Membro Azul e Membro Naja. A Formação Sobreiro (IDESP, 1972) é uma sequência vulcânica intermediária a ácida, com predominância de andesitos. A Formação Iriri (SUDAM, 1972) se apresenta como um "conjunto de vulcanitos ácidos, ignimbritos, piroclasitos e intrusivas associadas". Sobrepostos ao Grupo Uatumã encontram-se os sedimentos da Formação Gorotire (Barbosa et alii, 1966) constituídos principalmente por "arenitos de granulação média a grossa, caulínicos, em parte duros e quartzíticos os quais representariam uma transgressão marinha". Os mesmos autores propuseram a denominação de Formação Cubencranquém, a um conjunto de sedimentos constituídos de arcósios finos, arenitos finos, jasperóides, calcedonitos (cherts) e siltitos, que estariam sobrepostos a Formação Gorotire. Silva et alii (1974) sugeriram, entretanto, que devido não ter sido constatada qualquer discordância entre elas, as Formações Gorotire e Cubencranquém descritas por Barbosa et alii (1966) constituíam de fato uma única unidade estratigráfica denominada Formação Gorotire.

ESTRATIGRAFIA DA ÁREA

COMPLEXO XINGU

Foram reconhecidas cinco unidades geológicas aflorantes na aba sul da Sinclinal de Andorinhas (Fig. 1). A mais antiga, representando o embasamento (provavelmente Arqueano) é correlacionada ao Complexo Xingu (Silva et alii, 1974), constituído na área essencialmente por gnaisses (biotita gnaisses, muscovita gnaisses, granodiorito gnaisses e quartzo microdiorito gnaisses). Configura um relevo suavemente ondulado em geral monótono, com frequentes "boulders" de tamanho variado, que se destacam na topografia. Os tipos biotita gnaisses e muscovita gnaisses são rochas leucocráticas, de cor cinza clara às vezes com tonalidade rósea, com marcante foliação resultante sobretudo do paralelismo das lamelas de micas de direção geral E-W. Foram observadas estruturas bandeadas - níveis félsicos e níveis com predomínio de minerais máficos - de espessura centimétrica. Os tipos granodiorito gnaisses e quartzo microdiorito gnaisses praticamente não apresentam orientação dos minerais. Em geral estes gnaisses mostram uma textura lepidó-granoblástica, a qual localmente, associada a falhamentos, torna-se cataclástica. Os

minerais essenciais são oligoclásio-andesina, microclina, biotita, muscovita, tremolita-actinolita e hornblenda. Os minerais acessórios comuns são epidoto, titanita, apatita, zircão, allanita e opacos. Este conjunto de rochas, metamorfolizado na fácies anfíbolito baixo a médio, encontra-se em contato através de discordância angular, erosiva e litológica com as unidades sobrejacentes Sequências Babaçu, Lagoa Seca, Andorinhas e Arcosiana. Ele também foi intrudido por numerosos diques de composição variada, assim como, pelo granito Jamon na porção sudoeste da área estudada.

SEQUÊNCIA BABAÇU

Esta unidade geológica foi descrita inicialmente por Cordeiro e Saueressig (1980) como constituída por extensos derrames de metabasaltos com intercalações de metassedimentos, predominantemente de origem química, metatufos e talco xistos. O metachert ocorre em forma de lentes, totalmente silicificado, contendo turmalina, manganês, pirita, carbonatos e ouro, enquanto que, a formação ferrífera é composta por intercalações rítmicas, milimétricas a decimétricas, de hematita e sílica. Estes autores consideram esta sequência como sendo a base do pacote vulcano-sedimentar de Andorinhas, com espessura estimada próximo a 2 Km e extensão em torno de 15 Km.

No entender dos autores deste trabalho, a Sequência Babaçu, encontra-se sobreposta ao embasamento através de uma discordância angular e erosiva composta na sua parte inferior predominantemente por metabásicas e na sua parte superior por metassedimentos químicos e pelíticos. As rochas metabásicas caracterizadas com base em seu quimismo originadas de espessos derrames basálticos, apresentam grãulação fina a média e coloração verde escuro. Exibem uma foliação de direção geral leste-oeste e mergulhos próximos de 50° para norte. Afloram na forma de blocos arredondados de vários tamanhos e em lajes, principalmente no leito do igarapé Goiaba, onde estão as melhores exposições dessas rochas. A associação mineralógica comum é tremolita-actinolita + epidoto + quartzo ± albita ± clorita ± biotita, com eventuais opacos disseminados, sobretudo pirita. As proximidades do acampamento Babaçu, que pertence a DOCEGEO, aflora um corpo de forma grosseiramente circular de diâmetro em torno de 300 a 400 metros, constituído essencialmente de talco-clorita xistos. Essas rochas estão em contato, a norte, leste e sudeste, com sericita-quartzo filitos e a oeste e sudoeste com as metabásicas. Trata-se possivelmente de um corpo intrusivo isolado de composição ultrabásica. Embora, a foliação imprimida nestas rochas seja concordante com as demais litologias da Sequência Babaçu, a sua forma de ocorrência não permite concluir sobre a presença de lentes correspondendo a eventuais derrames de lavas ultramáficas. Foram observadas tanto dentro das metabásicas como nos talco-clorita xistos, corpos lenticulares delgados de espessura média próxima de 1 metro, essencialmente silicosos. Estas lentes concordantes com a foliação geral, são compostas de quartzo, de textura sacaroidal, associado a veios decimétricos a centimétricos do mesmo mineral. Agregados de turmalina negra (schorlita) foram encontrados nas margens destas lentes, bem como, nas rochas encaixantes próximo ao contato. Estes corpos silicosos são mineralizados a ouro, com as maiores concentrações nas zonas sacaroidais, enquanto que, outras porções são praticamente estéreis. As acumulações de ouro estão sempre associadas a concentrações de cristais de pirita, na sua maioria limonitizados, porém facilmente reconhecíveis pelas cavidades cúbicas perfeitamente preservadas. A associação do ouro com a pirita sugere uma origem comum. Supõe-se que inicialmente o ouro ocorria em finas inclusões dentro dos sulfetos de ferro. A alteração supergênica que destruiu a pirita, liberou o ouro e permitiu sua concentração "in situ", em pequenos agregados. A origem destas lentes si-

licosas, embora descritas como metachert, permanece problemática devido a seu modesto tamanho e ocorrência nas diferentes litologias, não podendo ser descartada a possibilidade de uma origem hidrotermal relacionada a atividade magmática ou ao metamorfismo. A porção superior da Sequência Babaçu é constituída predominantemente por sericita-quartzo filitos e intercalações lenticulares de formação ferrífera, de estrutura bandeada com alternância de leitões silicosos e hematíticos, estes com espessura podendo atingir 30 cm. São frequentes nas lentes de formação ferrífera microdobras, de estilo variado, bem como brechas e microfalhas. Foi observada neste conjunto de metassedimentos, uma predominância dessas lentes na base e uma maior ocorrência dos sericita-quartzo filitos em direção ao topo. A composição química dessas últimas rochas, o seu aspecto textural e a sua associação mineralógica, nos levam a sugerir uma origem a partir de rochas pelíticas. O quimismo e as análises petrográficas não permitiram caracterizar a presença de tufos entre as rochas da Sequência Babaçu. Associadas a zonas de falhas, ocorrem rochas cataclásticas, em particular brechas e milonitos.

SEQUÊNCIA LAGOA SECA

A Sequência Lagoa Seca foi definida por Cordeiro e Saueressig (1980) como constituída por derrames de lavas félsicas intercaladas com metassedimentos (metasiltitos, metagrauvacas e metarenitos) e lavas máficas/ultramáficas. Segundo os autores esses derrames félsicos formam camadas alongadas (em torno de 3 km) e estreitas (mais de 200 m de espessura), de composição geralmente riódacítica, textura porfirítica, com predominância de fenocristais de plagioclásio (saussuritizados) e raros cristais de microclina, envolvidos por matriz afanítica, recristalizada, constituída de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, turmalina, clorita, epidoto e opacos. Os derrames máficos/ultramáficos estão representados por metabasaltos (tremolita-actinolita + hornblenda + epidoto) e talcoxistos. Os metassedimentos considerados como de origem clástica-pelítica são constituídos predominantemente por metasiltitos, metagrauvacas e metarenitos.

Entretanto a Sequência Lagoa Seca, na concepção dos autores deste trabalho, repousa concordantemente sobre a Sequência Babaçu e é composta essencialmente de rochas metassedimentares (metagrauvacas, xistos, metasiltitos e metarenitos), cortadas por diques de composição ácida a intermediária e intrudida por rochas de composição granítica (Maciço Jamon). Dentre estas litologias, as de maior expressão são as metagrauvacas. Estas são rochas de granulação fina a média, de coloração verde escuro, que ocorrem na forma de blocos arredondados de tamanho variado. Um aspecto marcante é a presença de cristais de quartzo visíveis a observação direta em amostra de mão, às vezes estirados e envolvidos por uma matriz fina feldspática e micácea. Os xistos são também frequentes, constituídos de tremolita-actinolita + biotita + clorita + quartzo ± carbonatos (calcita), apresentando um visível bandeamento milimétrico a centimétrico, com alternância de níveis félsicos e máficos que provavelmente representa o acamamento primário da rocha. A associação mineral e a composição química destas rochas sugerem uma origem a partir de argilas marinhas. Portanto, a proposição de Cordeiro e Saueressig (1980) de que as rochas da Sequência Lagoa Seca, cuja paragênese é tremolita-actinolita + hornblenda + epidoto, teriam sido originadas a partir de lavas máficas/ultramáficas, não tem apoio em nosso estudo. Em menor ocorrência encontram-se os metasiltitos, de granulação fina, textura lepidoblástica, constituídos essencialmente de quartzo + sericita + biotita e plagioclásio subordinado. Uma das características importantes destas rochas, assim como dos xistos, é a quan-

tidade significativa de minerais opacos, tratando-se sobretudo de pirita, contendo finas inclusões de ouro (Cordeiro e Saueressig, 1980). Os sulfetos ocorrem sob a forma de pequenos cristais cúbicos, euédricos, disseminados, ou em pequenos leitos milimétricos que acompanham a foliação da rocha. Por fim foram observadas lentes de metarenitos de pequeno porte intercaladas nas demais litologias principalmente na parte inferior da Sequência Lagoa Seca. Às proximidades do granito Jamon, o metasiltito foi transformado em hornfels devido ao metamorfismo de contato na fácies albita-epidoto hornfels (Turner, 1968), enquanto que as outras rochas não sofreram mudanças notáveis. Cabe salientar que não foram reconhecidos cordierita e/ou minerais aluminosilicatados (andalusita, silimanita e cianita), comuns nas paragêneses das rochas de metamorfismo de contato.

SEQUÊNCIA ANDORINHAS

Cordeiro e Saueressig (1980) consideram que as pequenas lentes de metarenitos intercaladas no conjunto de rochas da Sequência Lagoa Seca, na medida em que se aproxima do topo, vão se tornando mais potentes até se transformaram num pacote relativamente espesso e persistente, que forma a escarpa da aba sul da Sinclinal de Andorinhas. Além disso, esses autores descrevem como Sequência Gemaque o pacote de sedimentos clástico-químicos, com "raros traços de metamorfismo", que ocupa a parte interna do sinclinal. Estes sedimentos são constituídos por siltitos e cherts cinzas, com níveis de brecha intraformacional de matriz limonítica-manganesífera com fragmentos angulosos de chert, gradando a argilitos, folhelhos, calcários dolomíticos, dolomitos cinza e arenito.

As considerações de Cordeiro e Saueressig (op. cit.) de que as lentes de metarenitos intercaladas no conjunto da Sequência Lagoa Seca, tornam-se mais potentes no topo até chegarem a formar o pacote quartzítico, parecem-nos questionáveis, uma vez que não existem critérios seguros para correlacionar os metarenitos destas lentes aos quartzitos.

Como na porção SSE da Sinclinal de Andorinhas, as rochas que compõem a parte inferior da Sequência Lagoa Seca (no sentido de Cordeiro e Saueressig, op. cit.) não ocorrem sobre a Sequência Babaçu, pode-se pensar na existência de uma discordância paralela (classificação de Krumbein e Sloss, 1963). Aceitando-se esta hipótese existiria uma superfície de desconformidade separando as Sequências Babaçu e Lagoa Seca inferior, dos quartzitos (que formar a escarpa sul da Sinclinal de Andorinhas). A presença de fragmentos de rochas, dentro dos níveis conglomeráticos basais no quartzito, aparentemente pertencentes as rochas das unidades subjacentes, reforça a hipótese da discordância paralela acima referida.

As discussões anteriores levam os autores deste trabalho a sugerir a denominação informal de Sequência Andorinhas (Gama Jr. et alii, 1981) para o conjunto de metassedimentos constituídos na base predominantemente por quartzitos, com níveis metapelitos e conglomeráticos basais. Nestas rochas certas estruturas sedimentares primárias (acamamento gradacional, marcas de onda e estratificação cruzada de pequeno a médio porte) estão muito bem preservadas. Em direção ao topo, já no interior da estrutura Sinclinal de Andorinhas, ocorrem metasiltitos e metargilitos. Algumas lentes silicosas, de coloração cinza-escuro, ocorrem intercaladas tanto nos quartzitos quanto nos metapelitos. Portanto, esta unidade geológica englobaria a porção superior da Sequência Lagoa Seca e a Sequência Gemaque, conforme definida por Cordeiro e Saueressig (1980).

SEQUÊNCIA ARCOSIANA

Finalmente, completando o pacote de rochas metassedi-

mentares e sedimentares, que repousa, através de uma discordância angular, erosiva e litológica, sobre a unidade descrita como embasamento, encontra-se a Sequência Arcozíana (Gama Jr. et alii, 1981). Esta é composta por um conjunto de sedimentos imaturos (arcósios grosseiros a conglomeráticos, com níveis de argilitos e siltitos) restritos a um "graben", que afloram na porção SSE da área em estudo (Fig.2).

MAGMATISMO

MACIÇO JAMON

A porção NNE deste maciço que encontra-se inserida na área estudada, está representada por granitos com uma textura equigranular hipidiomórfica, fina a média, tendo sido reconhecidas duas variedades: biotita granito e biotita-hornblenda granito. Elas correspondem, respectivamente, aos tipos heterogranular fino a médio (GH) e equigranular médio (GE), na classificação de Dall'Agnol (1980). O biotita granito tem como minerais essenciais, quartzo, plagioclásio e microclina, os minerais acessórios principais são apatita, epidoto, zircão e opacos. O biotita-hornblenda granito apresenta como minerais essenciais quartzo, plagioclásio e microclina, os minerais acessórios predominantes são, titanita, allanita, zircão e opacos.

Na porção sudoeste da área, foi mapeada a ocorrência de greisen, tendo como minerais principais a muscovita e quartzo e biotita e plagioclásio subordinados. Ficou constatado a presença de topázio associado às palhetas de muscovita.

O corpo granítico em contato com os metassedimentos da Sequência Lagoa Seca desenvolve uma auréola de contato (hornfels), com espessura média próximo de 200 metros. Os aspectos mais marcantes destas rochas são a "decussate texture", caracterizada por um agregado de micas (biotita e muscovita) não orientadas (Spry, 1969) e a presença das palhetas bem desenvolvidas de muscovita.

Às proximidades da Fazenda União, veios pegmatíticos (de dimensões centimétricas a métricas) provavelmente relacionados ao granito Jamon, cortam os microdiorito gnaisses do embasamento.

DIQUES

A análise petrográfica das rochas que compõem o enxame de diques de composição ácida a básica, que cortam tanto as rochas do embasamento quanto as unidades metamórficas subjacentes, indica, pela presença de plagioclásio com zoneamento regular e piroxênio preservado no centro dos cristais de anfibólio, que estas rochas não foram afetadas pelo metamorfismo regional, sendo portanto, posteriores a este.

METAMORFISMO

O embasamento (Complexo Xingu) na área estudada está representado por gnaisses, cujas paragêneses minerais sugerem que o metamorfismo regional a que foi submetido esta unidade, atingiu a fácies anfibólito baixo a médio.

Durante o metamorfismo regional de rochas máficas dentro da fácies xistoverde, normalmente a hornblenda torna-se instável e se decompõe em actinolita, clorita e clinzoisita/epidoto. O plagioclásio é essencialmente albita e algum quartzo está presente. A ocorrência de clorita ferrífera entre as paragêneses das rochas máficas é diagnóstico do grau metamórfico fraco (fácies xistoverde) (Winkler, 1976). Desta forma, a partir das paragêneses minerais das rochas metabásicas (tremolita-actinolita + clorita ± albita ± quartzo) que pertencem a Sequência Babaçu, e das rochas metassedimentares (bio

tita + sericita + quartzo + plagioclásio] que compõem as Sequências Babaçu, Lagoa Seca e Andorinhas, situamos o metamorfismo regional que atingiu estas unidades na fácies xistoverde baixo. Outras indicações, de que estas sequências foram submetidas a um metamorfismo regional de baixo grau é a presença de estruturas sedimentares primárias (acumulação gradacional, estratificação cruzada, marcas de onda) muito bem preservadas no quartzito da base da Sequência Andorinhas. Foi também observado nesta unidade a presença de porfiroblastos totalmente alterados (podendo se tratar de magnetita, pirita ou granada) desenvolvendo uma textura "pressure fringes" (Spry, 1969) nos metapelitos sobrepostos ao pacote quartzítico. Este fato e a presença de pirofilita nestas mesmas rochas (Truckenbrodt, comunicação verbal), reforçam a idéia de que as Sequências Babaçu, Lagoa Seca e Andorinhas foram submetidas a um metamorfismo de baixo grau.

As associações minerais dos metasiltitos da Sequência Lagoa Seca e das metabásicas da Sequência Babaçu, transformados em hornfels, por efeito da intrusão do Maciço Jamon, indicam um metamorfismo de contato na fácies albita-epidoto hornfels (Turner, 1968).

PETROGÊNESE

Os resultados das análises químicas das rochas estudadas (Tabela 1, 2) foram plotados em diagramas ACF e A'KF (Fig. 3 e 4) para se caracterizar os tipos litológicos pré-metamórficos.

A interpretação dos diagramas ACF e A'KF indica que as rochas metabásicas da Sequência Babaçu, situam-se no campo de distribuição das rochas de composição basáltica. Já os metassedimentos (quartzo-sericita filitos) desta mesma unidade, enquadram-se próximo aos sedimentos argilosos e dos folhelhos (sem carbonatos ou contendo até 35% de carbonatos). No que tange a Sequência Lagoa Seca, as metagrauvacas tiveram sua classificação confirmada no campo das grauvacas. Enquanto que as rochas xistosas, cuja associação mineral principal é tremolita-actinolita + quartzo + biotita + clorita, estão inseridas no campo das argilas marinhas.

ASPECTOS METALOGENÉTICOS E ECONÔMICOS

O interesse econômico da região da Serra das Andorinhas consiste essencialmente em suas ocorrências auríferas. O ouro está intimamente ligado às Sequências Babaçu e Lagoa Seca, ocorrendo também sob a forma de depósitos detríticos, nos aluviões dos igarapés locais, principalmente o Goiaba.

Na Sequência Babaçu o ouro se encontra associado às lentes silicosas de dimensões modestas (em torno de 1 m de espessura e não ultrapassando a 100 m de comprimento), não sendo observada sua extensão em profundidade. Estas lentes estão encaixadas (concordantemente com a foliação geral de direção E-W), nas rochas metabásicas e nos talco-clorita xistos desta sequência. São rochas leucocráticas, de coloração branca a rosada, com uma película amarelada limonítica, textura fina de aspecto sacaroidal, com zonas irregulares, mais compactas, silicificadas, veios de quartzo, zonas brechadas e fraturadas. Dentro dessas rochas essencialmente quartzosas foram assinaladas disseminações de carbonatos e de turmalinas, pouco abundantes. Nas rochas encaixantes, ao contato com as lentes silicosas foi observada a presença de massas centimétricas a decimétricas de turmalina preta (schorlita) associada ao quartzo.

A mineralização se apresenta sob a forma de flocos de ouro, geralmente visíveis a olho nu e dispersos irregularmente nas lentes. Existem concentrações notáveis nas zonas mais sacaroidais, enquanto que outras porções são praticamente estéreis. As acumulações de ouro são sempre associadas a concentrações de cristais de pi

rita, na sua maior parte limonitizados ou destruídos, mas mesmo assim facilmente reconhecíveis pelas cavidades cúbicas perfeitamente conservadas. A associação do ouro com a pirita sugerem uma origem comum. Supõe-se que inicialmente o ouro ocorria em finas inclusões dentro dos sulfetos de ferro. A alteração supergênica que destruiu a pirita, liberou e concentrou o ouro. A origem primária da pirita aurífera é mais problemática. Sem descartar uma eventual influência hidrotermal relacionada a intrusão do granito Jamon, parece mais provável que o metamorfismo tenha desempenhado o papel principal, criando condições capazes de mobilizar certos elementos a partir das rochas básicas. Teria havido subsequentemente deposição deste material em meio mais favorável representado pelas lentes silicosas brechadas. Em todo caso, a participação de fenômenos hidrotermais de origem quer magmática quer metamórfica é sustentada não só pela presença de pirita como também de turmalina e carbonatos.

Na Sequência Lagoa Seca o ouro está associado a metasiltitos, metagrauvacas e tremolita-actinolita-clorita-biotita-quartzozistos (estes últimos originados a partir de argilas marinhas), todos bastantes silicificados. O ouro parece ter maior afinidade com as rochas de granulação fina. Ele concentra-se na fração sulfetada representada sobretudo pela pirita, havendo também pequenas quantidades de pirrotita e calcopirita. Os sulfetos, cujo teor é muito variável, atingindo excepcionalmente cerca de 15% da rocha total, são geralmente disseminados, podendo também ocorrer em finos vênulos de preenchimento de fissuras e fraturas ou sob forma de pequenas lentes (de até 1 mm de espessura e 2 cm de comprimento), concordantes com a foliação das rochas encaixantes. O ouro encontra-se em pequenas inclusões nos minerais sulfetados. Supõe-se que a mineralização é sin-gênica, e que na sua forma primária era disseminada. O metamorfismo teria posteriormente sido responsável pelas concentrações em vênulos e lentes.

As acumulações aluvionares de ouro, sobretudo as do Igarapé Goiaba, representam também um potencial não desprezível. Tanto os aluviões antigos, formando "flats" nas partes internas dos meandros, quanto os aluviões atuais, apresentam um enriquecimento em ouro, tendo suscitado atividades garimpeiras. Além de material fino já foram encontradas no Igarapé Goiaba pepitas de várias gramas.

CONCLUSÕES

Somando-se os dados anteriormente disponíveis aos resultados atingidos por este trabalho, chega-se as seguintes conclusões:

- 1) Na região da aba sul da Serra das Andorinhas foram mapeadas as seguintes unidades geológicas:
 - a) a mais antiga (provavelmente Arqueana) representando o embasamento correlacionada ao Complexo Xingu de Silva et alii (1974);
 - b) as Sequências Babaçu e Lagoa Seca, correlacionadas às unidades de mesmo nome, definidas por Cordeiro e Saueressig (1980);
 - c) a Sequência Andorinhas, denominação informal sugerida neste trabalho, representando um conjunto de rochas metassedimentares, constituído essencialmente por um pacote quartzítico, metasiltitos, metargilitos e raras lentes silicosas. Esta unidade reúne, a parte superior da Sequência Lagoa Seca e a Sequência Gemaque, descritas por Cordeiro e Saueressig (op.cit);
 - d) a Sequência Arcosiana, denominação também proposta informalmente neste trabalho, constituída por rochas sedimentares - com predominância de arcósios grosseiros a conglomeráticos, e presença de argilitos e siltitos associados - restritas a um graben e, que repousam em discordância angular, erosiva e litológica sobre as rochas do embasamento;

- e) o Maciço granítico Jamon (na sua porção NNE) e uma série de diques, cuja composição varia de ácida, intermediária a básica;
- 2) Existe uma discordância paralela ou discorformidade (classificação de Krumbein e Sloss, 1963) entre as Sequências Babaçu mais Lagoa Seca e a Sequência Andorinhas;
 - 3) No que diz respeito ao metamorfismo concluímos:
 - a) o embasamento foi submetido a um evento metamórfico regional na fácies anfíbolito baixo a médio;
 - b) as unidades Babaçu, Lagoa Seca e Andorinhas foram metamorfisadas na fácies xistoverde baixo;
 - c) o metamorfismo de contato, relacionado a intrusão do Maciço Jamon, atingiu a fácies albíta-epidoto hornfels (Turner, 1968);
 - d) o enxame de diques não foi afetado pelo evento metamórfico regional, sendo portanto, posterior a este;
 - 4) Segundo as análises petrográficas e o quimismo, as rochas metabásicas da Sequência Babaçu originaram-se de rochas máficas de composição basáltica; os quartzo-sericita filitos da mesma unidade, são produtos de rochas argilosas ou folhelhos (sem carbonato ou contendo até 35% de carbonato); os tremolita-actinolita-clorita-biotita-quartzo xistos, que pertencem ao conjunto da Sequência Lagoa Seca, são produtos do metamorfismo de sedimentos argilosos marinhos;
 - 5) Tendo em vista a falta de um estudo mais refinado das unidades que afloram tanto na área da Serra das Andorinhas como nas outras regiões de cobertura da Plataforma Amazônica (Serra dos Carajás, Serra de Gradaús, etc...) não podemos por ora correlacioná-las;
 - 6) A ocorrência de ouro na Sequência Babaçu, encontra-se associada às lentes silicosas, com as maiores concentrações nas zonas mais sacaroidais. Este mineral está geneticamente relacionado à pirita, na forma de inclusões. Já na Sequência Lagoa Seca o ouro tem uma grande afinidade pelas rochas de granulação fina (meta-siltitos e metagrauvacas) e, principalmente nos tremolita-actinolita-clorita-biotita-quartzo xistos. As acumulações aluvionares apresentam um enriquecimento potencial em ouro fino.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Divisão de Geologia e Mineralogia. Boletim, 241. Rio de Janeiro, DNPM, 36 p.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.A.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R. - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monografia 19, Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, DNPM. 95 p.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. - 1973 - Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc., 3(4):215-242.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. de - 1971 - Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Relatório Técnico Interno, 641-A Belém, PETROBRÁS - RENOR. 92 p.
- CORDEIRO, A.A.C.; SAUERESSIG, R. - 1980 - Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. Belém, DOCEGEO. Inédito. 15 p.
- DALL'AGNOL, R. - 1980 - Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. Tese de Doutorado. Toulouse, A L'Universite Paul Sebatier de Toulouse (Sciences). 348 p.
- GAMA JR., T.; MACAMBIRA, J.B.; GORAYEB, P.S.S.; MARTINS, J.P.A.; MAIA,

- F.L.; KOTSCHOUBEY, B.; VILLAS, R.N.N. e GUERREIRO, M.G.S. - 1981- Projeto Serra das Andorinhas. Relatório Final. Belém, DNPM-UFPa., 89 p.
- HIDROSERVICE. Engenharia de Projetos Ltda - 1973 - Plano de desenvolvimento integrado da área da Bacia do Rio Tocantins. Relatório HĒ 156 - RIO - 0872, Belém, SUDAM, v.4.
- KRUMBEIN, W.C.; SLOSS, L.L. - 1963 - Stratigraphy and sedimentation. 2 ed. San Francisco and London. W.H. Freeman and Company. 660 p.
- 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 Folha SC.22 Tocantins. In: Projeto RADAM; levantamento de recursos naturais, 4. p. 1 - 143.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic textures. 1 ed. Londres. Pergamon press. 350 p.
- SUDAM - 1972 - Pesquisa mineral no Iriri/Curuá; Relatório preliminar, Divisão de Documentação. Belém. 62 p.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic petrology. New York, Mc Graw Hill Book Company. 403 p.
- WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 2 ed. New York, Springer-Verlag. 334 p.

	PSA-II-LS-68	PSA-II-LST-03	PSA-III-α8	PSA-III-P1	PSA-III-K2	PSA-I-31	PSA-V-106
SiO ₂	61,62	58,30	78,00	63,40	83,10	69,30	76,13
TiO ₂	0,88	0,48	0,50	0,77	0,12	0,55	0,50
Al ₂ O ₃	14,57	12,00	14,13	21,80	11,80	15,00	10,79
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO _T	11,08	19,25	1,80	6,43	0,90	5,40	1,94
MnO	0,14	0,10	-	0,06	-	0,09	0,10
MgO	6,48	2,16	0,50	0,38	0,12	1,98	0,36
CaO	0,89	3,55	0,10	0,03	0,03	4,00	1,79
Na ₂ O	1,66	2,30	1,30	1,30	0,03	1,70	4,44
K ₂ O	0,58	0,20	2,60	4,00	3,34	1,50	2,79
P ₂ O ₅	0,31	0,21	0,02	0,30	0,01	0,30	0,06
P.F.	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	98,21	98,55	98,95	98,47	99,72	99,82	98,90

Tabela 1 - Análises Químicas das Rochas Metassedimentares e Sedimentares da Região da Serra das Andorinhas.

(PSA-II-LS-68) - quartzo-tremolita-actinolita-plagioclásio-clorita xisto ;

(PSA-II-LST-3) - quartzo-tremolita-actinolita-plagioclásio-clorita xisto ;

(PSA-III - α8) - quartzo-sericita filito ;

(PSA-III - P1) - quartzo-sericita filito ;

(PSA-III - K2) - quartzo-sericita filito ;

(PSA - I - 31) - quartzo-plagioclásio-biotita-clorita-sericita metagrauvaca ;

(PSA - I - 106) - arcócio.

	PSA - Ac. Mamão	PSA-III-G6	PSA-IV-23	PSA-III-G11	PSA-IV-4
SiO ₂	47,60	51,80	47,70	49,00	50,90
TiO ₂	1,84	1,60	1,54	1,10	1,57
Al ₂ O ₃	13,10	15,60	13,90	16,00	14,00
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-
FeO	14,03	11,42	13,77	12,33	12,51
MnO	0,19	0,17	0,26	0,17	0,18
MgO	5,87	4,90	6,40	6,60	6,39
CaO	10,50	10,80	12,33	10,40	9,80
Na ₂ O	1,40	2,30	1,86	1,78	2,14
K ₂ O	0,14	0,27	0,36	0,27	0,27
P ₂ O ₅	0,67	0,70	0,80	0,60	0,60
P.F.	2,73	0,16	0,06	1,88	2,11
TOTAL	98,07	99,72	98,98	100,13	100,47

Tabela 2 - Análises Químicas das Rochas Metabásicas da Região da Serra das Andorinhas.

(PSA-Ac. Mamão) - actinolita-epidoto-clorita-quartzo-plagioclásio metabásica ;

(PSA - III -G6) - actinolita-quartzo-epidoto-plagioclásio metabásica ;

(PSA - IV- 23) - actinolita-epidoto-clorita-quartzo-plagioclásio metabásica ;

(PSA -III -G11) - actinolita-quartzo-epidoto-plagioclásio metabásica ;

(PSA - IV - 4) - actinolita-quartzo-epidoto-plagioclásio metabásica .

UNIDADES		SEÇÃO COLUNAR	LITOLÓGIA
CRONOESTRATIGRÁFICA	LITOESTRATIGRÁFICA		
PROTEROZOICO	SEQUÊNCIAS DO PROTEROZOICO	<p>SEQUÊNCIA ARCOSIANA</p> 	<p>ESSENCIALMENTE CONSTITUÍDA DE ARCÓSIOS CONGLOMERÁTICO E TENDO EM SUA BASE NÍVEIS: ARGILOSOS E SÍLTICOS.</p>
		<p>DISCORDÂNCIA EROSIVA, LITOLÓGICA, ANGULAR</p>	<p>REPRESENTADA PELA PRESENÇA DE FRAGMENTOS DE ROCHAS NOS ARCÓSIOS DAS LITOLÓGIA QUE COMPÕEM O EMBASAMENTO DAS SEQUÊNCIA METAMÓRFICAS SUBJACENTES E DOS DIQUES.</p>
		<p>SEQUÊNCIA ANDORINHAS</p> 	<p>DOMINAM METASILTITOS, METARGILITOS COM RARAS LENTES DE METACHERT E QUARTZITOS TENDO EM SUA BASE NÍVEIS: METACONGLOMERÁTICO, METARCÓCIO E METAPELITOS. CORTADOS POR DIQUES DE COMPOSIÇÃO DIORÍTICA.</p>
		<p>DISCORDÂNCIA PARALELA</p>	<p>REPRESENTADA PELA AUSÊNCIA DE ROCHAS DA SEQUÊNCIA LAGOA SECA SOBREPOSTAS ÀS ROCHAS DA SEQUÊNCIA BABAÇU, NA PORÇÃO NNE DA ÁREA.</p>
		<p>SEQUÊNCIA LAGOA SECA</p> 	<p>DOMINAM METAGRAUVACAS E XISTOS, TENDO INTERCALAÇÕES: METARENITOS E METASILTITOS, CORTADOS POR DIQUES DE COMPOSIÇÃO DIORÍTICA, DACÍTICA E RIOLÍTICA, INTRUDIDA PELO GRANITO JAMON.</p>
		<p>SEQUÊNCIA BABAÇU</p> 	<p>DOMINAM METABÁSICAS, TALCO-CLORITA XISTOS, FILITOS, BRECHAS E MILONITOS, TENDO INTERCALAÇÕES: FORMAÇÃO FERRÍFERA E METACHERTS, CORTADOS POR DIQUES DE COMPOSIÇÃO DIORÍTICA, DACÍTICA, RIOLÍTICA, DIABÁSICA, GABRÓIDE E ANDESÍTICA, E POR VEIOS DE QUARTZO COM TURMALINA. SEQUÊNCIA HOSPEDEIRA DOS DEPÓSITOS DE OURO EM METACHERTS.</p>
ARQUEANO	EMBASAMENTO	<p>COMPLEXO XINGU</p> 	<p>DISCORDÂNCIA ANGULAR</p> <p>DOMINAM GNAISSES, GRANODIORITOS E QUARTZO MICRODIORITOS CORTADOS POR DIQUES DE COMPOSIÇÃO DIORÍTICA, DACÍTICA, RIOLÍTICA, DIABÁSICA, GABRÓIDE E ANDESÍTICA.</p>

FIG. 1 - COLUNA LITO-ESTRATIGRÁFICA LOCAL PARA A REGIÃO DA SERRA DAS ANDORINHAS.

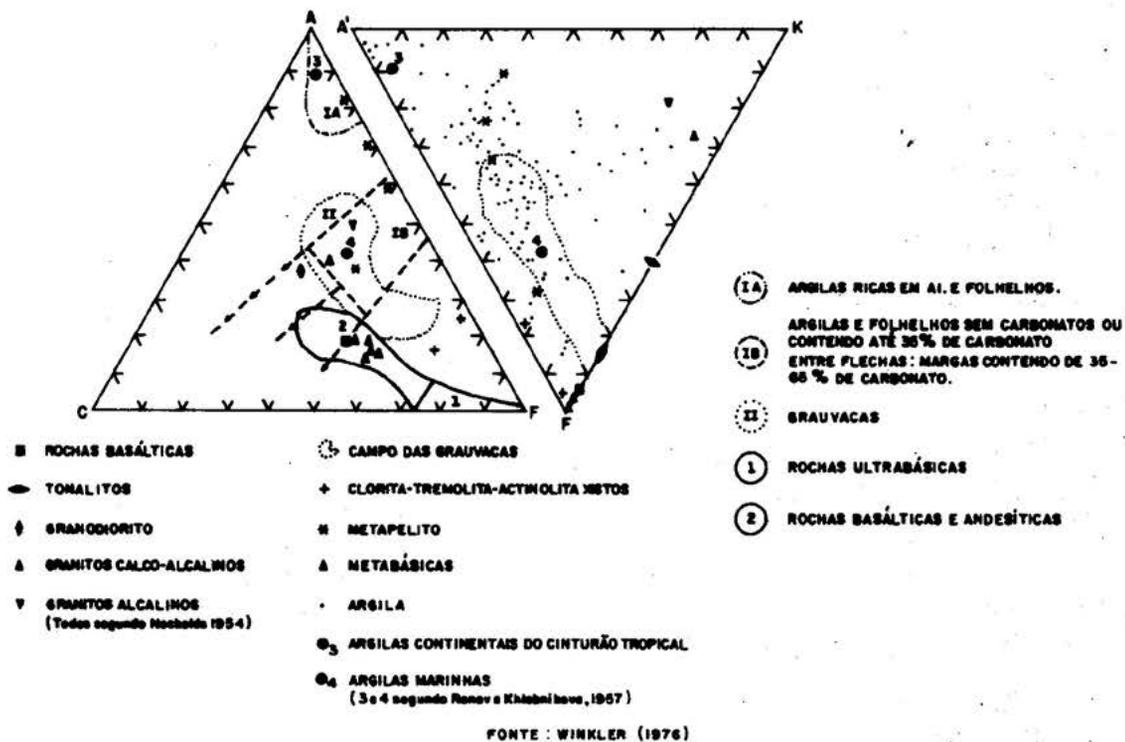


FIG. 3 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DE VÁRIAS ROCHAS MAGMÁTICAS E SEDIMENTARES PROJETADAS EM DIAGRAMAS ACF e A'KF. ANÁLISES QUÍMICAS DAS TABELAS 1 e 2.

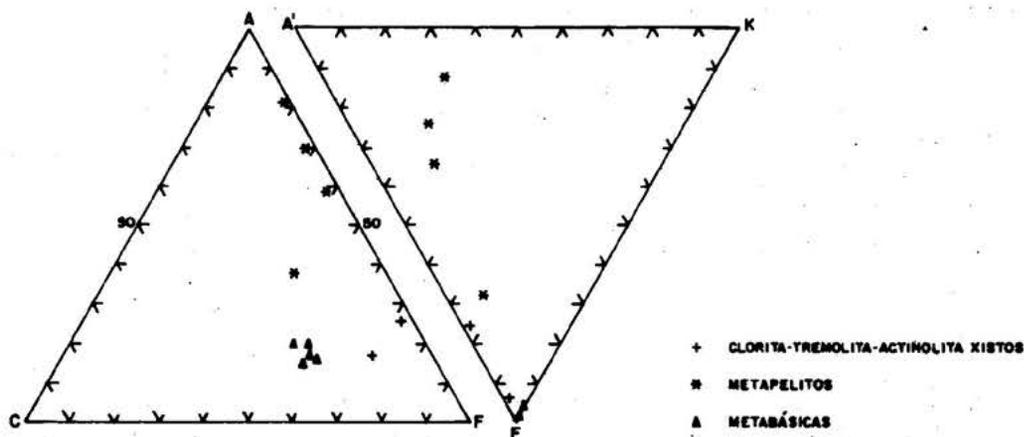


FIG. 4 - DIAGRAMAS ACF e A'KF DAS ANÁLISES QUÍMICAS DAS TABELAS 1 e 2.

VULCANO-PLUTONISMO DA EXTREMIDADE SUDESTE DA PLATAFORMA AMAZÔNICA

Afonso Celso Ianzes
 Bernardo Cristovão Colombo da Cunha
 Pedro Edson Leal Bezerra
 Luiz Aurélio Torres Potiguar
 Jaime Heitor Lisboa Pitthan
 Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

PROJETO RADAMBRASIL/Goiânia

ABSTRACT

An extensive area of rocks derived from an anorogenic volcano-plutonic event has been mapped in the northwest quadrant of the SC.22 Tocantins sheet, which is bounded by the longitudes of 48° and 54°W and the latitudes of 8° and 12°S in the international cartographic system. In this paper, the stratigraphic unit of the Uatumã Supergroup is considered to include the Iriri Formation (volcanic phase). The Iriri Formation overlies the Xingu Complex and is covered by the platform sediments of the Gorotire and Cubencranquém Formations. Rocks of probable calc-alkaline composition comprise acid to intermediate, and more rarely basic, varieties represented mainly by rhyolites, rhyodacites, dacites, tuffs and ignimbrites, with subordinate andesites and local sedimentary intercalations. A Rb/Sr reference isochron indicates an age of 1,856 ± 29 m.y. for this unit. The Rio Dourado Intrusive Suite, comagmatic and intruding the volcanics, is represented by isolated granitic bodies in the form of necks and batholiths, frequently with circular features, which have local names in the literature depending on their area of occurrence. The main lithological types are porphyritic and equigranular granites, with or without granophyric varieties, and the Rb/Sr isochronic age is 1,737 ± 50 m.y. A younger plutonic event, later than the Gorotire sedimentation, is shown by a Rb/Sr isochron with an age 1,641 ± 22 m.y. corresponding to the Tarumã Intrusive Suite. The petrographic composition of this unit includes biotite granites, hornblende-biotite granites, alkali-granites, granodiorites, tonalites and hornblende-biotite-quartz monzonites. The final plutonic phase in this area of the Amazonian Platform is formed by the Redenção Intrusive Suite, mostly represented by the granite of the same name, and showing a conventional Rb/Sr age of 685 ± 30 m.y. This event is possibly related to reactivation of the platform: hornblende-biotite granites, alkali-granites, granodiorite

I. INTRODUÇÃO

A área de objeto do presente relato está inserida no escopo da Folha SC.22 Tocantins, a qual é parte da série de Levantamento de Recursos Naturais do Brasil, a cargo do Projeto RADAMBRASIL. Salienta-se que todos os dados aqui apresentados são uma síntese de parte do relatório final da folha retrocitada, de autoria de Cunha et alii (1981). O vulcano-plutonismo aqui tratado é o concernente à extremidade sudeste da Plataforma Amazônica, compreendido entre os meridianos 49°30' e 54°W Gr., e paralelos 8° e 11°S, porções SE, NE e WNW

dos estados do Pará, Mato Grosso e Goiás, respectivamente, do que foi mapeado na escala 1.250.000 (Fig. 1). As vias de acesso a esta área são poucas, e sempre a leste do meridiano 51°WGr, aproximadamente, representadas por estradas, na maioria das vezes, que demandam de Condição do Araguaia, Redenção e Barreira do Campo para os grandes projetos agropecuários ali implantados. Com isso, todas as observações a oeste deste meridiano foram basicamente por intermédio de helicópteros (Amostragem pontual), e barco nos rios Xingu e Araguaia, o que limitou o mapeamento, fazendo com que dados fossem extrapolados, baseados principalmente nas feições radargramétricas. A drenagem da área é feita mormente pelo rio Xingu e seus afluentes maiores Iriri e Fresco, e pelo rio Araguaia, cujos afluentes principais são os rios Arraias, Inajá, Campo Alegre e Santana. O objetivo precípuo deste relato foi tornar acessível, à comunidade geológica, os novos dados obtidos com o mapeamento da Folha SC.22 Tocantins, no tocante, principalmente, ao vulcano-plutonismo do Super Grupo Uatumã, e de duas outras suítes de granitos intrusivos mais novos, quais sejam: Suíte Intrusiva Tarumã e Redenção.

2. GEOLOGIA DA ÁREA

Segundo a estratigrafia proposta por Cunha et alii (1981), a unidade petrotectônica mais antiga da área é o embasamento polimetamórfico, cognominado de Complexo Xingu por Silva, G.G. da et alii (1974), com idade isocrônica de 2.696 ± 79 MA, que foi afetado por eventos termo-tectônicos posteriores. Após a implantação deste complexo, instalou-se, sob a forma de calha, uma seqüência vulcano-sedimentar que Ianhez, Sousa e Montalvão (1980) denominaram de Grupo Serra do Inajá. Aventaram sua possível homotaxialidade com o Grupo Grão Pará, e através de suas associações litológicas como metaultramáficas, metamáficas, metavulcânicas ácidas e metassedimentos, metamorfoisados na fácies xisto verde, e mais raramente anfíbolito, sugeriram a possibilidade de vir a ser um **greenstone belt**. No limite oriental da Plataforma Amazônica, deu-se, no Pré-Cambriano Médio, a implantação de uma bacia de sedimentação com sedimentos clásticos e químicos, posteriormente metamorfoisados na fácies xisto verde a anfíbolito, com polaridade tectônica para essa plataforma, que Silva, G.G. da et alii (1974) denominaram de Faixa Orogênica Araguaia--Tocantins. Compõe-na o Super Grupo Baixo Araguaia (Abreu, 1978), subdividida por Cunha et alii (1981) em Grupo Estrondo (Hasui, Hennies e Iwanuch, 1975), Grupo Tocantins (Rego, 1933 e Almeida, 1967), e Básicas e Ultrabásicas Tipo Quatipuru. Na área em epígrafe só aparecem as duas últimas unidades. Cessada a tectonização do complexo, houve, no Pré-Cambriano Médio, um vulcanismo anorogênico, continental, de caráter ácido a intermediário, associado a intrusivas subvulcânicas e plutônicas, que o IDESP (1977) agrupou no Super Grupo Uatumã, aqui considerado abrangendo a Formação Iriri (fase vulcânica) e Suíte Intrusiva Rio Dourado (fase plutônica). Posteriormente tal área foi palco de intensa movimentação de blocos, com formação de bacias controladas por falhas, onde depositaram-se sedimentos marinhos e continentais que constituem a Formação Gorotire. Após isso, e afetando tal unidade, há a recorrência de fenômenos magmáticos, denotados pela intrusão dos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Tarumã, com idade isocrônica de 1.641 ± 22 MA. Após esse evento, e a estabilização da plataforma, novos fenômenos tectônicos são registrados, marcados pela reativação de antigas falhas e formação de novos lineamentos, que resultaram na implantação de novas bacias, destas preenchidas por sedimentos tipicamente continentais, que constituem a Formação Cubencranquém (Barbosa et alii, 1956). Estes fenômenos foram seguidos de uma relativa calma tectônica da área, até que, no quadrante NE, houve nova atividade plutônica, que denominou-se Suíte Intrusiva Redenção, com idade convencional Rb/Sr de $685 \pm$

30 MA, a mais nova até hoje registrada nesta plataforma. O fecho estratigráfico da área é característico de um período de calma tectônica que perdurou por todo o Cenozóico, onde individualizaram-se as coberturas sedimentares Terciário-Quaternário e do Bananal, além dos depósitos holocênicos aluvionares (Fig. 4).

3. SUPER GRUPO UATUMÃ

3.1. Generalidades -- Sob esta denominação foram incluídas as rochas vulcânicas de caráter ácido a intermediário, e raramente básico; assim como as intrusivas subvulcânicas e plutônicas comagmáticas associadas. Esta unidade foi denominada de Série Uatumã por Oliveira & Leonardos (1943), que colocaram-na, duvidosamente, no Cambriano. Barbosa et alii (1966) denominaram de Formação Rio Fresco uma sequência de sedimentos marinhos associados a vulcanismo andesítico, e neste mesmo ano Barbosa optou pela denominação de Grupo e não Série Uatumã, admitindo sua correlação com o rio Fresco. Forman (1969) criou o Grupo Fumaça, que englobava rochas vulcânicas ácidas e intermediárias com intrusivas associadas, dividindo-o em cinco grupos litológicos e correlacionando-o à Formação Surumu (Barbosa & Ramos, 1959). O termo Formação Iriri foi primeiramente criado pela SUDAM (1972), para caracterizar o extenso vulcanismo riolito-riodacítico ocorrente na área do Projeto Iriri--Curuá. Issler (1973), na área do Mosaico SB.22 Araguaia, denominou de Grupo Rio Fresco a uma sequência vulcano-sedimentar aí ocorrente, dividindo-o nas formações Iriri (vulcânicas ácidas), Sobreiro (vulcânicas intermediárias) e Naja (sequência sedimentar afetada por diques de andesito). Uma uniformização da nomenclatura e subdivisão do Grupo Uatumã foi dada por Silva, G.G. et alii (1974), que o dividiram nas formações Iriri (SUDAM, 1972), Sobreiro (IDESP, 1972) e Rio Fresco (Barbosa et alii, op. cit.). Na Folha SC.21 Juruena, Silva, G.H. et alii (1974) consideraram, como inerentes ao Grupo Uatumã, a Formação Iriri, o Granito Teles Pires e o Sienito Canamã. João et alii (1975) subdividiram esta unidade, na área Gradaús--Nova Olinda, nas formações Rio Fresco (sequência vulcano-sedimentar) e Sobreiro (rochas vulcânicas e hipabissais de composição ácida a intermediária). Oliveira et alii (1975), nas folhas NA/NB.21 Tumucumaque consideraram no Grupo Uatumã a Formação Iricoumé (vulcânicas ácidas e intermediárias); Sienito Erepecuru e Granito Mapuera. Já na Folha SA.21 Santarém, Araújo et alii (1976) criaram o Sienito Serra do Acari, conservando as outras duas unidades de Oliveira et alii, op. cit. O DNPM (1975) considerou o Grupo Uatumã representado pela Formação Iriri e Granito Velho Guilherme. McCandless et alii (1975) estudaram o Complexo Ígneo Ácido da região central do Pará, subdividindo-o nos conjuntos Iriri e Xingu, e correlacionaram-no aos grupos Cuchivero e Chiguas da Venezuela, Iwokrama--Muruwa na Guiana, a Formação Surumu em Roraima. Os autores concluíram que estes eventos ígneos podem ser relacionados a uma simples unidade tectônica continental evoluindo de NW para SE, numa extensão superior a 2.000 km. O IDESP (1977) elevou esta unidade da categoria de Grupo para Super Grupo Uatumã, englobando aí a Formação Iricoumé e a Suíte Intrusiva Mapuera. Na Folha SC.20 Porto Velho, Leal et alii (1978) mantiveram a denominação do IDESP (op. cit.), e consideraram tal unidade de constituída pela Formação Iriri, Grupo Beneficente, Formação Roosvelt e Granito Serra da Providência. Pessoa et alii (1977), no Projeto Jamanxim, propuseram a subdivisão do Grupo Uatumã em Sub-Grupo Iriri (formações Aruri, Salustiano e Sequência Híbrida) e Sub-Grupo Carapaça (Formação Maloquinha e Intrusivas Intermediárias). Martins & Araújo (1979) englobaram nesta unidade a Formação Iriri e a Suíte Intrusiva Teles Pires, a qual reuniria os corpos graníticos anteriormente considerados como granitos Maloquinha, Cupari e Velho Guilherme. Montalvão & Bezerra (1979) fizeram um trabalho abrangendo toda a Plataforma Amazônica, tentando unificar os dados existentes, com co

notações locais, numa ambiência regional. Com isso, consideraram o Grupo Uatumã formado por um intenso vulcano-plutonismo registrado no intervalo 1.900-1.600-1.500 MA. Na fase vulcânica incluíram as formações Surumu, Iricoumé e Iriri, e na fase plutônica, o Granito Mapuera, Granodiorito Serra do Mel, Granodiorito Falsino, Sienito E repecuru, Granito Maloquinha e Granito Teles Pires. Melo et alii (1978, apud Santos, Leal e João, 1980) elevaram a Formação Surumu à categoria de Grupo que, associado à "Suíte Intrusiva Saracuru", caracteriza o Super Grupo Uatumã. Santos, Leal e João (1980), na tentativa de estabelecerem uma nova conotação estratigráfica aos produtos de ativação tectono-magmática da área, que consideraram pertencentes ao "Escudo do Guaporé", formalizaram o termo Complexo Uatumã, que representaria os processos de ativação tectono-magmática desse escudo, na megaporção sul do Craton Amazônico. Após esse breve apanhado bibliográfico, deve-se salientar que muitos outros trabalhos trataram desta unidade, mas quase sempre tecendo considerações locais, e pouco acrescentando à estratigrafia da mesma. Do exposto nas linhas que precederam, nota-se, que na maioria das vezes, as subdivisões nesta unidade são de caráter local, e que podem ser correlacionáveis, havendo, isto sim, variações em idades isocrônicas, assim como relações estratigráficas com as diversas coberturas de plataforma. Isso é facilmente explicável pela grande extensão areal que tal unidade comporta. Baseado nisso, e na consonância com o proposto por Cunha et alii (op. cit.) subdividiu-se, aqui, o Super Grupo Uatumã na Formação Iriri; representativa da seqüência vulcânica, e na Suíte Intrusiva Rio Dourado, concernente aos corpos graníticos subvulcânicos e plutônicos.

3.2. Formação Iriri

3.2.1. **Generalidades** -- O termo Formação Iriri foi criado pela SUDAM (1972), na área do Projeto Iriri--Curuá, para designar o extenso vulcanismo de caráter riolito-riodacítico. Como seção tipo foi tomado o rio Iriri. Incluíram aí riolitos, riodacitos e ignimbritos, que corresponderiam à fase efusiva, assim como as suscedidas intrusões ácido-intermediárias, na forma de granófiros, microgranitos, dioritos e andesitos. Vários outros trabalhos têm citações sobre essas rochas, assim como postulam divisões desta unidade, como pode ser verificado no tópico 3.1. Na área de que trata o presente relato, a Formação Iriri designa rochas de caráter ácido a intermediário, e mui raramente básico, que ocorrem na forma de riolitos, riodacitos, dacitos, tufos e ignimbritos, com andesitos subordinados, assim como intercalações locais de sedimentos. Tal vulcanismo tem características essencialmente continentais, notando-se a quase ausência de diferenciação magmática, e no geral não se nota efeitos de metamorfismo regional, mas sim, dinâmicos. Outro fato a enfatizar nesta área é a quase ausência de alteração nessas rochas. Salienta-se aqui que subdivisões desta unidade são possíveis, mas não numa escala de reconhecimento como a aqui apresentada, e postula-se que a mesma, devido à sua diversidade litológica e distribuição areal, poderá, no futuro, ascender à categoria do Grupo.

3.2.2. **Distribuição na Área** -- Na área em questão esta unidade é a mais densamente distribuída, em permoio a terrenos do embasamento, e em parte recoberta por sedimentos de cobertura de plataforma. Ocorre primordialmente na Folha SC.22-V-D, onde perfaz quase 80% da mesma, e recobrando 30 a 50% da área das folhas SC.22-V-A, SC.22-V-B, SC.22-V-C, SC.22-Y-A e SC.22-Y-B, sendo nestas as posições que marcam a extremidade SE deste vulcanismo, na serra de Tapirapé e lagoa do Magalhães. As rochas desta unidade alinham-se grosseiramente de SE para NW, acompanhando os principais lineamentos da área, que Cunha et alii (op. cit.) denominaram de Lineamen

tos Tapirapê--Iriri, Mururé e Juruna--Gradaús, sendo os dois primeiros com feições rupturais SE-NW e o último SW-NE. Tais feições, poderiam ter sido os condutos vulcânicos responsáveis pelo extravasamento dessa grande massa vulcânica, já que é ao longo dos mesmos que ocorrem as maiores exposições dessas rochas. Nas folhas SC.22-V-C--Y-A--V-B, e em menor proporção na SC.22-V-D, é onde se encontram as maiores exposições da cobertura sedimentar.

3.2.3. Posição Estratigráfica -- O posicionamento da Formação Iriri, extrapolando-se para áreas vizinhas a esta folha, com as coberturas de plataforma representadas, principalmente, pelo Grupo Beneficente e Formação Gorotire, ainda é um assunto polêmico. No tocante ao Grupo Beneficente é que as controvérsias são maiores, visto que Silva, G.H. et alii (1974), Santos et alii (1975), respectivamente nas folhas SC.21 Juruena e SB.21 Tapajós, posicionaram a Formação Iriri acima deste grupo. Leal et alii (1978) consideraram esta formação sotoposta aquele grupo, e as vulcânicas do rio Roosevelt, denominados de Formação Roosevelt, como mais novos que este grupo. Tal proposição é corroborada por diversos autores, destacando-se, entre eles, Liberatore et alii (1972) e Silva et alii (1979). Neste trabalho os autores admitem que haja uma pencontemporaneidade, ou mesmo homotaxialidade entre o Grupo Beneficente e Formação Gorotire, na Plataforma Amazônica, sugerindo que este grupo pode apresentar, em termos de ambiente de sedimentação, uma passagem lateral para aquela formação. Esta hipótese já foi postulada por Pessoa et alii (1977) e Montalvão & Bezerra (1979). Com isso, já que a Formação Iriri se sobrepõe ao Grupo Beneficente, é de bom alvitre considerar-se o mesmo posicionamento no tocante à Formação Gorotire. Isto não é corroborado por Almeida et alii (1979), quando situaram o Grupo Uatumã encimando a Formação Gorotire, argumentando não se ter descrito, petrograficamente, fragmentos de rochas vulcânicas nesta formação. Isto é facilmente constatado, pois, durante a execução dos trabalhos de campo referentes à Folha SC.22 Tocantins, efetuados pelos autores deste trabalho, constatou-se zonas serranas formadas por rochas sedimentares da Formação Gorotire em assoalho de rochas vulcânicas, que em certos locais desenvolve conglomerado basal com seixos destas litologias. Não se descarta, aqui, que essas coberturas contenham, localmente, intercalações de rochas vulcânicas. Portanto, esta formação é aqui considerada como sobreposta ao Complexo Xingu, sotoposta discordantemente pela Formação Gorotire, e cortada pelos corpos plutônicos e subvulcânicos da Suíte Intrusiva Rio Dourado, posicionando-a no Pré-Cambriano Médio a Superior.

3.2.4. Geocronologia -- Os dados geocronológicos para esse vulcanismo são muito variáveis, e devido ao breve relato que se apresenta, não é possível citar-se todos os trabalhos inerentes a este tópico. Com isso, procurar-se-á fazer menção daqueles mais abrangentes, como o de Silva, G.G. et alii (1974), que enquadraram a Formação Iriri, no intervalo 1.400-1.600 MA. Basei (1974), admitiu a existência de três episódios vulcânicos na Amazônia Oriental, denominando-os de Iriri--Jamanxim e Aripuanã--Teles Pires, que ocorreram no intervalo 1.720-1.560 MA, e uma terceira faixa, com dados de Priem et alii (1971), que ocorreu no Território de Rondônia, acerca de 1.000 MA. Com esses dados o autor admitiu uma migração dos focos magmáticos de NE para SW. Outros autores enquadraram o vulcanismo Uatumã em intervalos de tempo definidos. Assim é o caso de Almeida (1974), enquadrando-o no intervalo 1.700-1.400 MA; Montalvão (1975), situando-o entre 1.900-1.500 MA, e Issler (1975), no intervalo 1.890-1.300 MA. Basei (1977) subdividiu o vulcanismo da região Amazônica em quatro conjuntos, denominando-os de Surumu--Iricoumê (1.859 ± 24 MA); Iriri--Uatumã (1.715 ± 32 MA); Teles Pires--Traíra (1.500 MA) e São Lourenço (1.140 ± 46 MA). Cordani et alii (1979)

propuseram um modelo evolutivo para a região amazônica, com base em dados geológicos e geocronológicos, através do desenvolvimento de sucessivas faixas móveis ao redor de um fragmento estável antigo, denominado Província Amazônica Central. Três faixas foram individualizadas, a saber: Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas, desenvolvida entre 2.000 e 2.200 MA, cujo vulcanismo subsequente é representado pelas formações Surumu, Caiçara e Iricoumé, além dos granitos; Faixa Móvel Rio Negro--Jurueña, com fase sintectônica acerca de 1.700 MA, e o vulcano-plutonismo Teles Pires por volta de 1.580 MA, associado à fase de transição da estabilização tectônica desta faixa móvel. A oeste dessa faixa, em contato difuso, aparece a Faixa Móvel Rondônia, com fase sintectônica acerca de 1.400 MA e vulcanismo subsequente representado pelas lavas ácidas da região de São Lourenço, datadas em 1.100 MA. Durante os trabalhos de campo da Folha SC.22 Tocantins, 10 amostras de rochas vulcânicas foram selecionadas para datação Rb/Sr. Os dados analíticos obtidos, quando plotados em diagrama isocrônico Rb/Sr de referência, forneceram uma isócrona de 1.856 ± 29 MA, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,704 (Fig. 2). O valor dessa razão é indicativo da época de formação do conjunto, de notando que as lavas evoluíram a partir de material proveniente de níveis elevados do manto superior, com provável fusão parcial de material crustal com baixa relação Rb/Sr.

3.2.5. Petrografia -- Os tipos petrográficos individualizados no presente trabalho foram riolitos, riodacitos, dacitos, andesitos, frequentemente porfiríticos e com estrutura fluidal, seguidos de tufos soldados e tufos de cristais de composição dacítica e riodacítica, tufos cristalino-vítreos e vítreos, bem como brechas fortemente cisalhadas.

Riolitos -- Rochas vulcânicas castanho-claras e escuras, passando a cinza-escuro, textura porfirítica, matriz afanítica silicosa, tendo fenocristais milimétricos de álcali-feldspato, plagioclásio e quartzo, que não perfazem 20% da rocha. Microscopicamente a matriz é microcristalina a microgranular, com ocasionais intercrescimentos granofiricos e frequentes estruturas esferulíticas, assim como de fluxo. Composicionalmente são rochas ricas em fêlsicos, com enriquecimento variado de opacos, epidoto e biotita, além de carbonato, clorita e sericita, e dos acessórios titanita, zircão, apatita e, ocasionalmente anfibólio. O álcali-feldspato é representado por microclínio e ortoclásio, onde exsolução peritítica e argilização são comuns, algumas vezes mostrando baías de corrosão magmática.

Dacitos e andesitos -- São rochas cinza, cinza-escuro ou esverdeado, textura porfirítica em matriz no geral afanítica, com fenocristais de plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo, e mais raramente biotita, hornblenda e opacos. Sulfetos disseminados são raros. Microscopicamente tem-se textura microcristalina, às vezes pilotaxítica, ou ainda com variações entre granular e feltrosa. Estrutura fluidal é observável, assim como a eutaxítica. A composição é felsítica, com quartzo e feldspato, e tendo como acessórios opacos microgranulares (muitas vezes formando agregados orientados), apatita, zircão e titanita. Os produtos de alteração são clorita, epidoto, carbonato, sericita e minerais de argila, resultantes de saussuritização e argilitização dos feldspatos, e cloritização da biotita.

Riodacitos -- No geral são rochas cinza, cinza-escuro, cinza-avermelhado e castanho-acinzentados, onde a textura é porfirítica, com matriz afanítica, muitas vezes orientada. As observações microscópicas permitem visualização de estruturas de fluxo, e, às vezes, eutaxítica. A matriz, em alguns exemplares, apresenta-se com aspecto tufáceo, e estruturas lineares mostram-se fortemente contorcidas.

A composição é mormente de félsicos, com variados graus de enriquecimento em opacos, apatita, e mais raramente biotita. Os fenocristais principais são plagioclásio, microclínio, ortoclásio, quartzo e raras biotitas, com o primeiro sendo dominante, e apresentando-se variavelmente sericitizado, saussuritizado e carbonatado.

Vulcanitos piroclásticos -- Sob esta denominação englobam-se piroclásticos de composição variando entre dacítica e riódacítica, com dominância desta última. Foram distinguidos tufos de cristais riódacíticos, tufos cristalovítreos riódacíticos, tufos vítreos e arenitos tufáceos. No geral são rochas acastanhadas, variando de castanho-claro rosado (alterados intempericamente), ao castanho-avermelhado, ou vermelho-tijolo, e ao castanho-escuro nas inalteradas. São rochas afaníticas, compactas, fraturamento conchoidal, textura clástico-vulcanoclástica, com estrutura estratificada e granulação de fina a grossa. Observações microscópicas caracterizam-nas como tendo textura piroclástico-vulcanoclástica, denotando componentes vítreos e fragmentários associados em variadas proporções. Assim, é que há tufos de cristais onde a matriz não chega a 40% da rocha, passando a outros onde há equivalência entre esses dois elementos, e finalmente, tufos vítreos, onde a percentagem de fragmentos não perfaz 10% da rocha.

Tufos de cristais riódacíticos -- É uma variedade pouco distribuída, com textura piroclástica, formada por alta percentagem de fragmentos angulosos de quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio, vidro, e raros fragmentos de rocha, que vão de dimensões micrométricas até cerca de 0,25 cm, imersos em matriz reduzida, fina, que não excede a 20% do volume total da rocha.

Tufos cristalovítreos riódacíticos -- Neste litótipo há uma equivalência aproximada entre fragmentos minerais e matriz vítrea devitrificada, com predomínio ora de um, ora de outro. A coloração da matriz varia de incolor a castanho-claro, tendo além de material devitrificado, agregados microgranulares de opacos mostrando belas estruturas vítreas. Os fragmentos têm granulometria em torno de 0,15 mm, sendo os de quartzo mais abundantes, seguidos de feldspatos e fragmentos de vidro, com tendência esférica e lenticular, que foram finalmente devitrificada, produzindo um agregado microfelsítico incolor, amarelado, muitas vezes rico em sericita.

Tufos vítreos -- Aqui foram consideradas as rochas piroclásticas com menos de 30% de fragmentos minerais, imersos na matriz devitrificada muito rica em estruturas alongadas, curvilíneas, associadas em longos encadeamentos paralelos, ou em ramificações complexas e truncamento brusco. Os fragmentos são essencialmente de quartzo, com formas variadas, seguidos por raros de feldspatos, além de vidro, cristobalita e rochas vulcânicas. O quartzo, às vezes, ocorre formando coroa em torno dos outros fragmentos.

Metatufos dacíticos -- Esta variedade, encontrada em apenas um local da área, tem coloração verde-acinzentada a cinzenta, textura fina, bandeamento eutaxítico ou textura porfirítica, com fenocristais de granulação média e fragmentos centimétricos de rochas, imersos em matriz afanítica. Microscopicamente a textura é vulcanoclástica, com matriz micro a criptocristalina, onde os caracteres originais foram obliterados em maior ou menor intensidade pelo metamorfismo (autometamorfismo). Os pseudo-fenocristais são de fragmentos de minerais, destacando-se plagioclásio, álcali-feldspato, quartzo, além de fragmentos de rocha, bem restritos, de vulcânicas andesíticas, riolíticos, vítreos e metassedimentos. Sericita, biotita, epidoto, clorita e anfibólio, além de alguns opacos e lascas diminutas de plagioclásio e

quartzo associam-se à matriz microcristalina.

Arenito tufáceo -- Tal litologia caracteriza-se por apresentar uma disposição sedimentar, onde algumas amostras possuem raras estruturas que lembram formas semi-lunares, ósseas distorcidas e fluxo, que sugerem a presença de material devitrificado na matriz. Os fragmentos de rocha, compostos essencialmente por quartzo, microclínio, plagioclásio (An₁₀₋₃₂), opacos e rochas vulcânicas, têm granulação mais grosseira que a média dos grânulos das rochas, e têm tendência a formar níveis de maior incidência. A matriz ferruginosa, algo felsítica, está presente em algumas amostras; em outras, cristalizou-se abundantemente cimento silicoso em torno dos grânulos.

3.3. Suíte Intrusiva Rio Dourado

3.3.1. Generalidades -- Devido a fase plutônica do Super Grupo Uatumã fazer-se representar, na maioria dos casos, por corpos graníticos isolados, comagmáticos, na forma de necks, stocks e batólitos, quase sempre tendendo a mostrar-se com feições circulares, a mesma recebeu denominações locais, de acordo com sua área de ocorrência, ou projetos específicos realizados. As diversas denominações, pelos quais tal evento é reconhecido, podem ser encontradas na síntese bibliográfica do tópico 3.1. Em consonância com a emenda proposta por Sohl (1977) para o Código de Nomenclatura Estratigráfica, os autores da Folha SC.22 Tocantins acharam por bem em agrupar os corpos graníticos subvulcânicos e plutônicos aí ocorrentes na Suíte Intrusiva Rio Dourado, topônimo de um manancial que drena um de seus representantes na porção centro-sul da Folha SC.22-V-B. Na área em questão 60 corpos foram individualizados, separados petrograficamente em granitos, granodioritos, dioritos, granófiros, microgranitos e adamellitos. Estão em íntima associação com as rochas vulcânicas da Formação Iriri, sendo de jazimento plutônico e subvulcânico. A maioria desses corpos, devido localizarem-se nos interflúvios Rio Fresco--Xingu--Iriri, locais de difícil acesso, teve o levantamento efetuado com apoio de helicópteros; apesar de perfis efetuados nos mesmos locais, amostras e descrições geológicas foram consideradas pontuais, em virtude da escala de trabalho. Devido também aos custos operacionais, nem todos foram reconhecidos por esse meio, e então, grande parte desses corpos foram individualizados por interpretações radargramétricas, baseadas principalmente em suas feições circulares. Restrições a isso são as áreas dos corpos, que podem ser maiores, assim como o número deles, que pode ser maior, e mesmo haver continuidade entre si.

2.3.2. Distribuição na Área -- Os corpos graníticos da suíte em apreço distribuem-se ao longo de toda área da Formação Iriri, em íntima associação com as vulcânicas, principalmente nas Folhas SC.22-V-D, V-B, V-A e V-C. Ocorrências mais extremas acham-se na SC.22-Y-A, e nas imediações de São Félix do Araguaia, onde um corpo aí presente foi tentativamente colocado nesta unidade. Corpos isolados também ocorrem, afetando a associação petrotectônica do Complexo Xingu, como nas Folhas SC.22-X-A e X-C, havendo, no limite das duas, um grande batólito, que se considerou dubiamente nesta unidade, pois não há datações do mesmo. Não se descarta aqui a possibilidade de estar associado à Suíte Intrusiva Redenção.

3.3.3. Posição Estratigráfica -- A Suíte Rio Dourado está em associação comagmática com as vulcânicas da Formação Iriri, originária de um evento subvulcânico a plutônico, concomitante, ou imediatamente posterior às seqüências vulcânicas efusivas. Na coluna estratigráfica é sucedida pela Formação Gorotire, e tem sua idade, baseada em dados geocronológicos, como sendo do Pré-Cambriano Superior.

3.3.4. Geocronologia -- Quinze amostras de granitos, tipicamente intrusivos, foram analisados pelo método Rb/Sr. Os valores obtidos quando plotados em diagramas isocrônicos Rb/Sr de referência, alinharam-se segundo duas retas, preferenciais, com razões bem diferentes, sugerindo que houve, pelo menos, dois eventos plutônicos na área. O que aqui se considerou como Suíte Intrusiva Rio Dourado tem idade de 1.737 ± 50 MA, com razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,719 \pm 0,08$ (Fig. 3). A outra reta, com idade de 1.641 ± 22 MA, e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,705 \pm 0,003$, é que se considerou como a idade do plutonismo inerente à Suíte Intrusiva Tarumã, que será posteriormente descrita neste trabalho. Pontos intermediários também são visíveis, com idades intermediárias. Isso mostra que a atividade da área deu-se através de várias pulsações, começando antes da deposição da Formação Gorotire, e culminando com a intrusão dos granitos da Suíte Intrusiva Tarumã. Baseado nisso, é de se supor que muitos outros corpos, aqui considerados como da Suíte Intrusiva Rio Dourado, possam vir a ser, calcados em dados geocronológicos, da Suíte Intrusiva Tarumã. Baseado no diagrama isocrônico, vê-se que esses granitos, apesar de terem sido formados num intervalo de tempo aproximado de 100 MA, tiveram origens distintas, haja vista as diferentes razões iniciais. O elevado valor da razão inicial desta suíte, em torno de 0,719, aliado à favorabilidade das amostras como um todo, tornou possível admitir-se a origem destas rochas a partir do retrabalhamento de rochas crustais.

3.3.5. Petrografia -- A Suíte Intrusiva Rio Dourado apresenta marcantes variações texturais, assim como específicas características mineralógicas. Devido às esporádicas análises modais, optou-se por agrupar tais rochas segundo suas características texturais. Individualizando-se granitos porfiros granofíricos ou não, granitos equigranulares granofíricos ou não, e granitos equigranulares cataclásados. Termos texturais e mineralógicos entre estes tipos ocorrem, sendo incluídos em um ou outro dos grupos principais.

Granitos porfiros granofíricos -- São variedades de coloração róseo-avermelhado, e mais raramente cinza-esbranquiçado, textura porfírica, com fenocristais médios a grosseiros de plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo (com dominância do primeiro), além de anfibólio e biotita de granulação fina a média, imersos em matriz quartzo-feldspática fina, granofírica. Baías de corrosão magmática são bem vistas no quartzo, e mais raramente nos feldspatos. Os minerais essenciais são quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato, e como varietais a biotita e anfibólio, e tendo como acessórios apatita, opacos, zircão e fluorita. Epidoto, leucoxênio, carbonatos e clorita são produtos de alteração.

Granitos porfiros não granofíricos -- Estas rochas são de textura porfírica, às vezes só reconhecida microscopicamente, coloração róseo-clara a avermelhada, ou ainda acinzentada, granulometria fina a grossa. As relações matriz/fenocristais são extremas, mas na maioria dos casos os fenocristais sobrenadam na matriz, assemelhando-se a riolitos porfiríticos. Em outros, a matriz restringe-se a pequena porção de material preso em espaços intergranulares, assemelhando-se aos granitos granulares normais desta suíte. Os fenocristais principais são plagioclásio acinzentado ou esbranquiçado, álcali-feldspato rosado e quartzo incolor. A matriz é de granulação fina, quartzo-feldspática, com máficos dispersos, como biotita e anfibólio, e muito raramente piroxênio. Textura rapakivi foi visualizada em alguns exemplares. Composicionalmente os minerais essenciais e varietais são os mesmos do tipo atrás descrito, e têm, como acessórios, apatita, zircão, titanita, alanita, opacos e fluorita. Epidoto, seri-

cita, clorita e argilo-minerais são os produtos de alteração.

Granitos equigranulares granofíricos -- Macroscopicamente são rochas vermelho-creme, róseo-avermelhado ou róseo-claros, com textura granular e granulometria média a grosseira. Os minerais essenciais e acessórios são os mesmos dos tipos porfíros. Microscopicamente a textura é granular hipidiomórfica ou xenomórfica, em cujos espaços intergranulares acham-se os intercrescimentos cuneiformes quartzo-feldspato. Às vezes assemelham-se a texturas porfiríticas, mas os pseudo-fenocristais são, na realidade, aglomerados de cristais médios de feldspatos circundados por intercrescimentos gráficos à guisa da matriz, a qual é desprezível no contexto. Do ponto de vista mineralógico tais rochas são muito mais ricas em álcali-feldspatos micropertíticos/microantipertíticos, sendo que alguns espécimes representam típicos álcali-feldspatos granitos. Plagioclásio não costuma exceder a 30% do total dos feldspatos. Os acessórios mais comuns são opacos, apatita, titanita, fluorita e zircão, e os produtos de alteração são clorita, epidoto-zoisita, leucoxênio e argilo-minerais. Efeitos variados de tensão e fraturamento são por demais ocorrentes nestas rochas.

Granitos equigranulares não granofíricos -- Macroscopicamente tais rochas têm as mesmas características dos tipos retrodescritos. Ao microscópio observa-se que há uma equivalência aproximada entre álcali-feldspato e plagioclásio, caracterizando os granitos **lato sensu**. No entanto, nota-se forte preponderância do primeiro sobre o segundo nos espécimes que transicionam para os granitos equigranulares granofíricos, e no caso, a tendência é para uma textura xenomórfica. Mais raramente o plagioclásio é o feldspato dominante, e nesse caso a textura torna-se granular hipidiomórfica. Os minerais acessórios detectados foram apatita, zircão, titanita, fluorita e opacos, e como produtos de alteração epidoto-zoisita, clorita, sericita, leucoxênio, caulinita e raramente carbonato.

Granitos equigranulares cataclasados -- São rochas constituídas essencialmente por álcali-feldspato, plagioclásio e quartzo, com frequência predominância do primeiro sobre o último, e tendo como acessórios biotita, muscovita, epidoto, opacos e mais raramente zircão e granada. Os efeitos tectônicos foram denotados em escala microscópica, através de leves distorções da estrutura interna dos minerais, às vezes ondulações de planos de geminação por perturbações de estruturas micropertíticas, e por ocasionais microfraturamentos. Em outros espécimes têm-se textura cataclástica típica, ou então, uma estrutura grosseiramente fitada, denunciada por faixas de maior concentração de máficos.

4. SUÍTE INTRUSIVA TARUMÃ

4.1. Generalidades -- Esta unidade litoestratigráfica, definida por Cunha *et alii* (1981), abrange sete corpos graníticos subvulcânicos a hipabissais, cuja seção tipo encontra-se no extremo NW da serra do Inajá, Folha SC.22-X-A, representada por um corpo circular que denominou-se Granito Tarumã, nome emprestado de uma fazenda das imediações. Esta suíte foi definida baseada em dois fatores, quais sejam: 1) O desenvolvimento de auréolas de contato do granito nos sedimentos da Formação Gorotire, o que denota, inclusive, ser esta unidade de posterior àquela cobertura sedimentar, e, 2) o resultado dos estudos geocronológicos, para os granitos pré-brasileiros, que apresentaram duas isócronas, inserindo-se, a mesma, na mais nova. Deve-se a Barbosa *et alii* (1966) as primeiras referências a estruturas circulares a NW e SW da serra do Inajá, englobando-os, na época, ao que chamaram de vulcanismo terciário, e postulando sua semelhança com vul

ções erodidos. Silva, G.G. da **et alii** (1974) agruparam, no que chamaram de Granito Velho Guilherme, mais de duas dezenas de corpos graníticos circulares, que englobavam tanto os da Suíte Intrusiva Rio Dourado, como os da suíte em apreço. Tal suíte caracteriza-se por conter corpos graníticos, granodioríticos e tonalíticos de origem ígnea, segundo feições topográficas positivas ou negativas, em que, pela diversidade litológica, justificam o termo suíte aqui empregado. Dados geocronológicos, principalmente, e petrográficos e químicos poderão elevar o número de corpos ocorrentes nesta suíte.

4.2. Distribuição na Área -- Os corpos graníticos que compõem a Suíte Intrusiva Tarumã apresentam uma distribuição errática na área, mas localizam-se, preferencialmente, nas margens do Vulcanismo Uatumã, em associação com o mesmo, excetuando-se os corpos ocorrentes na porção oeste da serra do Inajá. Os sete corpos estão assim distribuídos: 1) Corpo arredondado de biotita granito, diâmetro de 1,5 a 2 km, na porção WSW da Folha SC.22-V-C; 2) corpo de álcali-granito, às vezes granofírico, semi-arredondado, diâmetro variável de 3 a 4,5 km, localizado na serra do Tapirapé, Folha SC.22-Y-B; 3) hornblenda-biotita-quartzo monzonito, representado por corpo de diâmetro aproximado de 2 km, na porção S-SE da Folha SC.22-V-D; 4) os quatro corpos restantes acham-se na porção W-SW da serra do Inajá, sendo três de formato circular e arrasados, e um elipsóide, cujos litótipos descritos foram hornblenda-biotita granito, tonalito e granodiorito. Acham-se intrusos em rochas do Grupo Serra do Inajá, Formação Gorotire e Complexo Xingu. Os demais estão intrusivos em rochas da Formação Iriri.

4.3. Posição Estratigráfica -- Estratigraficamente tal unidade está posicionada no Pré-Cambriano Superior, de acordo com os dados geocronológicos, e ainda com apoio de campo, onde foi verificada a existência de metamorfismo de contato entre esta unidade e a Formação Gorotire, situando-a entre esta formação e a Cubencranquém. O metamorfismo de contato aí gerou hornfels metassedimentar alumino-silicatado, e no contato com o Grupo Serra do Inajá gerou hornfels carbonatado.

4.4. Geocronologia -- Os granitos da Suíte Intrusiva Tarumã, quando colocados em diagrama isocrônico Rb/Sr de referência, alinham-se segundo uma reta com idade de 1.641 ± 22 MA, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,703 \pm 0,003$ (Fig. 3). Um fato interessante é que as razões iniciais das isocrônicas desta suíte e das vulcânicas da Formação Iriri são semelhantes, o que sugere uma consanguineidade, caracterizando um período compreendido entre 1.900-1.600 MA para uma intensa atividade plutono-vulcânica.

4.5. Petrografia -- Poucas variações texturais são visíveis nas rochas desta suíte, mas sim, ocorrem características mineralógicas específicas. Baseado nisso, e nas características petrográficas, individualizou-se biotita granitos, hornblenda-biotita granitos, álcali-granitos, granodioritos e tonalitos e hornblenda-biotita-quartzo monzonitos.

Biotita granitos -- Macroscopicamente são rochas de cores rosadas, compactas, granulação média, que ao exame microscópico têm textura granular hipidiomórfica determinada pelo arranjo dos minerais essenciais microclínio, quartzo e oligoclásio, variedades biotita e muscovita, acessórios opacos, apatita, fluorita, zircão e os produtos de alteração sericita e clorita. Os cristais tabulares de microclínio mostram frequentes intercrescimentos pertíticos.

Álcali-granitos -- Litologia típica do corpo granítico da serra

do Tapirapé, com textura granular xenomórfica, granulometria fina a média, às vezes granofírica. Mineralogicamente tem como minerais essenciais álcali-feldspato peritítico, quartzo e plagioclásio (An₂₇₋₃₁) e como varietais e acessórios a biotita, titanita, opacos, zircão e fluorita, com seus produtos de alteração epidoto, sericita e clorita. É constituída essencialmente por uma mistura de quartzo e álcali-feldspato intercrescidos graficamente ou não, com plagioclásio subordinado. O álcali-feldspato é o microclínio e ortoclásio, sendo que este último, às vezes, apresenta delgada borda de oligoclásio, à semelhança de textura rapakivi.

Hornblenda-biotita granitos -- Tal unidade apresenta-se com textura hipidiomórfica e granulação média. Mineralogicamente é rica em plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo, com dominância do microclínio sobre o plagioclásio, e contendo biotita e hornblenda como acessórios. Os varietais mais comuns são apatita, titanita e opacos, tendo como produtos de alteração a clorita, epidoto e leucóxênio. A hornblenda é o varietal principal, com concentrações da ordem de 10-15%, e outras vezes não perfazendo 5%, caso em que cresce a percentagem de biotita, dando uma variedade mais rica nesse mineral.

Hornblenda-biotita-quartzo monzonitos -- Caracteriza-se por ser uma rocha compacta, granulação grosseira, coloração rosada, sendo composta por oligoclásio, quartzo, biotita, hornblenda, opacos, titanita, apatita, fluorita, zircão, sericita, carbonato e clorita, aranjados numa textura hipidiomórfica. Há uma equivalência aproximada entre plagioclásio e álcali-feldspato, com pequena dominância do primeiro, formando quartzo monzonito. O quartzo ocorre intersticial aos feldspatos ou intercrescido com o ortoclásio.

Granodioritos e tonalitos -- Nestas rochas a textura varia de granular hipidiomórfica a panidiomórfica, observando-se, também, intercrescimentos granofíricos em espaços intergranulares. São característicos nestas litologias a presença de belos exemplos de plagioclásio zonado portadores de alteração seletiva, assim como a pequena percentagem, ou mesmo ausência de álcali-feldspato e hornblenda. Os acessórios mais comuns são fluorita e zircão, além dos presentes nos hornblenda-biotita granitos.

5. SUÍTE INTRUSIVA REDENÇÃO

5.1. Generalidades -- A denominação Suíte Intrusiva Redenção foi introduzida pelos autores da Folha SC.22 Tocantins, para identificar corpos graníticos relacionados ao evento plutônico mais novo até então registrado na Plataforma Amazônica. A seção tipo desta unidade é o Granito Redenção, formador da serra dos Piaus, localizado a W-SW da localidade de Redenção, canto nordeste da Folha SC.22-X-A. Outro corpo relacionado a esta suíte ocorre no canto nordeste da Folha SC.22-V-B. No geral são estruturas circulares a elipsoidais, com diâmetros variando de 20 a 30 km, que na imagem de radar mostram uma perfeita individualização em relação às rochas encaixantes. Outros corpos poderiam ser enquadrados nesta unidade, entretanto, carecem de estudos mais detalhados, com bom respaldo geocronológico.

5.2. Distribuição na Área -- O corpo granítico paradigma desta suíte acha-se encaixado em rochas polimetamórficas do Complexo Xingu, situando-se a W-SW da cidade de Redenção, sendo cortado pelas estradas que demandam desta localidade para a cidade de Barreira do Campo e vilarejo de Peba, na Folha SC.22-X-A. O outro corpo inerente a esta unidade acha-se no canto nordeste da Folha SC.22-V-B, no

limite com a SC.22-X-A, estando intrusivo em rochas do Complexo Xingu e Formação Iriri.

5.3. **Posição Estratigráfica** -- Estratigraficamente tal suíte acha-se posicionada no Pré-Cambriano Superior, calcada primordialmente em dados geocronológicos.

5.4. **Geocronologia** -- Para esta unidade apenas uma amostra, referente ao corpo granítico de Redenção, foi datada geocronologicamente, utilizando-se o método Rb/Sr, obtendo-se uma idade convencional de 685 ± 30 MA, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,705. Deve-se lembrar que manifestação magmática similar ocorreu no centro-oeste brasileiro, representada pelos granitos São Vicente, Coxim e Taboco, todos brasileiros e intrusivos no Grupo Cuiabá.

5.5. **Petrografia** -- Desta unidade foram descritos petrograficamente cinco amostras, individualizando-se granitos pórfiros típicos, assim como granitos granofíricos com texturas pórfira, viborgítica e granofírica. A origem intrusiva desses corpos tem respaldos nas texturas atrás citadas, na forma elipsoidal a circular dos corpos, na composição mineralógica, nos cristais de quartzo azulados e de hábito bipiramidal, além da presença de fluorita em todos os espécimes analisados. Geralmente são rochas de coloração rosada, ricas em álcali-feldspato, onde a textura **rapakivi**, não típica, é bem visualizada em amostras normais. A observação microscópica visualiza-se matriz de textura pórfira com intercrescimento quartzo-feldspático, perfazendo perto de 70% do volume total da rocha, com enriquecimento em álcali-feldspato são os minerais essenciais, seguidos de anfibólio e biotita como varietais; apatita, titanita, opacos, zircão, fluorita e ocasionalmente turmalina e cassiterita como acessórios, e tendo-se clorita, epidoto e sericita como produtos de alteração. Os fenócristais são essencialmente de álcali-feldspato, quartzo e plagioclásio, em cristais médios a grosseiros, idiomórficos a xenomórficos, com formatos losangulares, retangulares e arredondados. Salienta-se que no corpo da Folha SC.22-V-B os fenocristais são essencialmente de quartzo, com raríssimos de plagioclásio (An28-34).

6. CONCLUSÕES

Considera-se, neste trabalho, que a manifestação magmática do Super Grupo Uatumã deu-se logo após a fase final da Orogênese Transamazônica, verificado tanto pelos dados geocronológicos como pela ausência de metamorfismo regional, sendo subsequente à fase sincinemática principal desse ciclo. Em relação aos granitos subvulcânicos, a intrusão dos mesmos deu-se num estágio mais tardio, em íntima associação com as vulcânicas. Esse vulcanismo, de características essencialmente continentais, quando tratado quimicamente, como no relatório da Folha SC.22 Tocantins, apresentou uma natureza calco-alcalina para suas rochas. A implantação do vulcano-plutonismo Uatumã resultou da predominância de forças verticais, com movimentação de blocos, gerando **horsts** e **grabens**, que reabilitaram antigas cicatrizes, oriundas da Orogênese Transamazônica, por onde as lavas se extravasaram. Baseado nisso é que aventamos a hipótese de que muitas das feições rupturais que compõem os lineamentos Tapirapé--Iriri e Mururé, com **trends** NW-SE, e Juruna--Gradaús (secundariamente) com **trend** SW-NE, sejam antigos condutos vulcânicos. No tocante aos dados geocronológicos, nota-se, que o intervalo de aproximadamente 100 MA entre as suítes intrusivas Rio Dourado e Tarumã não seria um dado concreto para a separação dos mesmos. Mas, se analisarmos as razões iniciais de 0,719 e 0,703 para a primeira e segunda, respectivamente, conclui-se que a origem das mesmas foi distinta. Enquanto a Rio Dourado parece

ser proveniente de retrabalhamento das rochas crustais, a Tarumã, por sua razão inicial muito semelhante à das vulcânicas da Formação Iriri, pode representar consanguinidade com as mesmas, o que caracterizaria um intervalo de 1.900-1.600 MA para essa atividade vulcano-plutônica do Super Grupo Uatumã. Um outro ponto a enfatizar é a subdivisão da Formação Iriri. Acredita-se que numa escala maior essa unidade possa ser dividida, assim como poderá ser elevada à categoria de Grupo, englobando os diversos tipos de efusivas e piroclásticas. Quanto aos granitos subvulcânicos da área, de natureza intrusiva comprovada, chega-se à conclusão que muitos dos corpos considerados como da Suíte Intrusiva Rio Dourado possam, calcados em dados geocronológicos, virem a ser posicionados na Suíte Intrusiva Tarumã. Também, é de supor-se que o vulcano-plutonismo dessa área não tenha se dado em uma única pulsação, mas através de várias, visto os variados valores das idades dessas rochas.

7. BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F. de A.M. O Super Grupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v.2, p.539-545.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (241):1-36, 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Evolução Tectônica do Craton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. R. Bras. Geoci., São Paulo, 4(3):191-204, 1974.
- ALMEIDA, H.G. de et alii. Projeto Rio Chichê; relatório de progresso. Belém, DNPM/CPRM, 1979. 43p.
- ARAÚJO, J.F.V. de et alii. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.21 Santarém. Rio de Janeiro, 1976. 522p. (Levantamento de Recursos Naturais, 10) p.19-122.
- BARBOSA, O. & RAMOS, J.R.A. Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (196):1-49, 1959.
- BARBOSA, O. Geologia básica e econômica da região do Médio Tapajós, Estado do Pará. B. Div. Fom. Prod. Mineral., Rio de Janeiro(126):1-55, 1966.
- BARBOSA, O. et alii. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monogr. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (19):1-94, 1966.
- BASEI, M.A.S. Geocronologia da região Tapajós--Iriri. Belém, Projeto RADAM, 1974. n.p. (Relatório Interno RADAM, 16-G)
- BASEI, M.A.S. Idade do vulcanismo ácido-intermediário da região Amazônica. São Paulo, Universidade, Instituto de Geociências, 1977. 133p. Dissertação de Mestrado.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Carta geológica do Brasil ao Milionésimo; folha Tocantins (SC.22). Brasília, 1975b. 56p.
- BRASIL. Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia. Departamento de Recursos Naturais. Divisão de Recursos Naturais. Pesquisa Mineral do Iriri/Curuá; relatório preliminar. Belém, A.P.C., Divisão de Documentação, 1972. 62p. Anexo: mapas.
- CORDANI, U.G. et alii. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2º, Arica-Chile, 1979. Actas. Arica, 1979. n.p.
- CUNHA, B.C.C. da et alii. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro, 1981. (Levantamento de Recursos Naturais, 22) 1981.
- FORMAN, J. M. A. Projeto Trombetas/Maecuru; reconhecimento geológico

- co detalhado do Rio Trombetas. Rio de Janeiro, GEOMINERAÇÃO/DNPM, 1969. 59p.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. Idades potássio-argônio do pré cambriano da região centro-norte do Brasil. B. Inst. Geoci., São Paulo, 6:77-83, 1975.
- IANHEZ, A.C.; SOUSA, A.M.S. de; MONTALVÃO, R.M.G. de. Geologia da sequência vulcano-sedimentar da serra do Inajá-Santana do Araguaia - PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v.5, p.2918-2928.
- ISSLER, R.S. Observações sobre a geologia do Mosaico Araguaia SB.22. Belém, Projeto RADAM, 1973. 15p. mapa/datilografado.
- ISSLER, R.S. Geologia do Craton Guianês e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém, 1975. Anais. Belém, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1975. p.47-74.
- JOÃO, X. da S.J. et alii. Projeto Xingu-Araguaia; geologia e geoquímica da área Gradaús-Nova Olinda. Belém, SUDAM/CPRM, 1975. 3v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2440)
- LEAL, J.W.L. et alii. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho. Rio de Janeiro, 1978. 668p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16)
- LIBERATORE, G. et alii: Projeto Aripuanã-Sucunduri; relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM, 1972. 8v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2000)
- MCCANDLESS, G.C. et alii. O complexo ígneo ácido da região central do Pará. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém, 1975. Anais. Belém, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1975. p.278-285.
- MARTINS, R.C. & ARAÚJO, O.J.B. de. Projeto Integração geológico-geofísica sul do Pará; relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 1979. v.1.
- MONTALVÃO, R.M.G. de. Grupo Uatumã do Craton Guianês. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém, 1975. Anais. Belém, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1975. p.286-339.
- MONTALVÃO, R.M.G. de & BEZERRA, P.E.L. Geologia e Tectônica da Plataforma (craton) amazônica (parte da Amazônia legal brasileira). Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 1979. n.p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 247-G)
- OLIVEIRA, A.J. de & LEONARDOS, O.H. Geologia do Brasil. 2.ed. rev. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, 1943. 813p. (Série Didática, 2).
- OLIVEIRA, A.S. et alii. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.21 Tumucumaque e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro, 1975. 370p. (Levantamento de Recursos Naturais, 9) p.17-97.
- PARÁ. INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO SÓCIO-ECONÔMICO. Projeto Rio Fresco; contribuição à geologia do pré-cambriano da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. Resumo das comunicações. Simpósios. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. 100p. (Boletim, 2) p.73-75.
- PARÁ. INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO SÓCIO-ECONÔMICO. Projeto Trombetas-Erépecuru; pesquisa mineral; relatório final de reconhecimento. Belém, Coordenadoria de Documentação e Informação, 1977. v.1.
- PESSOA, M.R. et alii. Projeto Jamanxim; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 1977. v.1.
- PRIEM, M.N.A. et alii. Granitic complexes and associated tin mineralizations of "Grenville" age in Rondônia, Western Brazil. B. Geol. Soc. America, Washington, D. C. 82(4): 1095-1101, Apr. 1971.
- REGO, L.F. de M. Notas geográficas e geológicas sobre o rio Tocantins. B. Mus. Paraense Emílio Goeldi, Geol., Belém, 9:271-288,

1933.

- SANTOS, D.B. dos; LEAL, J.W.L.; JOÃO, X. da S.J. Complexo Uatumã; co-
notação estratigráfica para produtos de ativação de plataforma no
escudo do Guaporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Bal-
neário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade
Brasileira de Geologia, 1980. v.2, p.798-810.
- SANTOS, D.B. dos et alii. Esboço geológico da Folha SB.21 Tapajós.
In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. A
nais. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.4.
p.227-287.
- _____. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mine-
ral. Projeto RADAM. Folha SB.21 Tapajós. Rio de Janeiro, 1975.
409p. (Levantamento de Recursos Naturais, 7) p.15-99.
- SILVA, G.G. da et alii. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional
da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SB.22 Araguaia e parte
da Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de
Recursos Naturais, 4).
- SILVA, G.H. et alii. Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juru-
ena. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974.
Anais. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.4.
p. 309-320.
- _____. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral, Projeto
RADAMBRASIL, Folha SC.21 Juruena. Rio de Janeiro, 1980. (Levanta-
mento de Recursos Naturais, 20)
- SOHL, N.F. Stratigraphic commission; note 45 - application for amend-
ment concerning terminology for igneous and high-grade metamor-
phic rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. B., Tulsa, 61(2):248-252,
Feb. 1977.

FIG.1- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



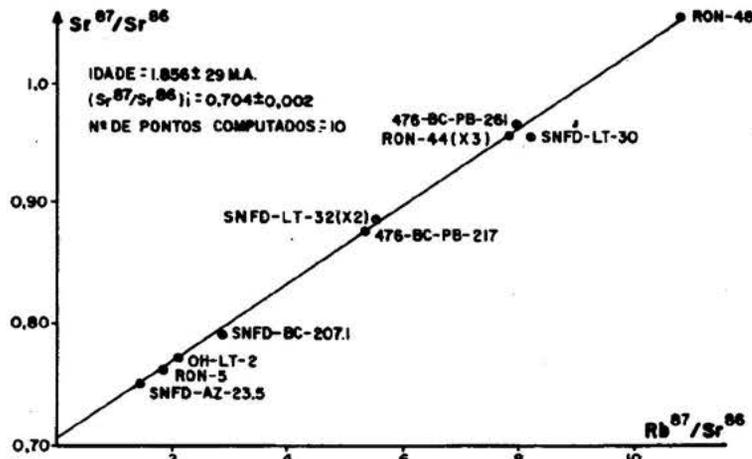


Fig. 2 — Diagrama Isocrônico Rb/Sr de referência para o vulcanismo ácido a intermediário da formação Iriri. Apud Cunha et alii, 1981, com modificações.

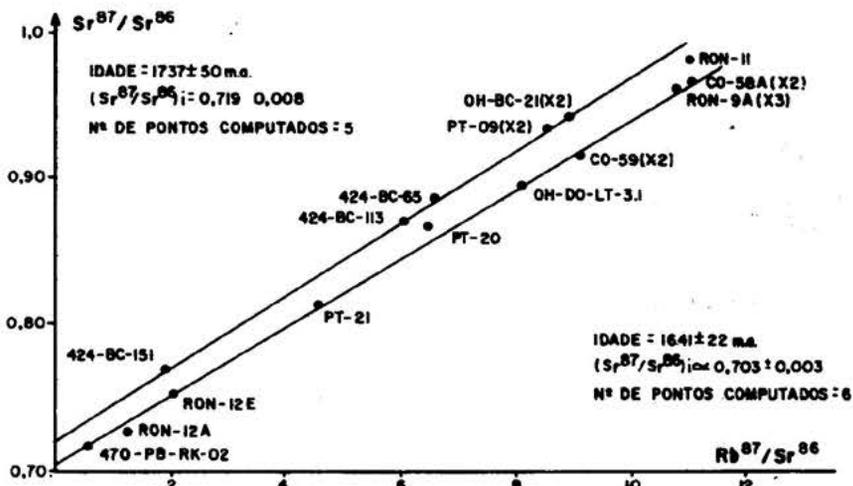


Fig. 3 — Diagrama Isocrônico Rb/Sr de referência. Suites intrusivas rio Dourado e Tarumã. Apud Cunha et alii, 1981, com modificações.

CINTURÕES GRANULÍTICOS DA PORÇÃO SETENTRIONAL DO CRATON AMAZÔNICO

Mário Ivan Cardoso de Lima

Elson Paiva de Oliveira

Colombo Celso Gaeta Tassinari

PROJETO RADAMBRASIL/Salvador

ABSTRACT It is presented a preliminary review of the granulite facies belts that outcrop on the setentrional part of the Amazonian Craton (Guyana Shield).

Based on their lithological, structural and geochronological characteristics, the granulite facies rocks are grouped into four belts, namely, Imataca, Central Guyana, Parima and Tumucumaque, with the first two displaying a NE-SW trend and the last two a NW-SE one. The Parima and Tumucumaque belts are related to mobile belts that embrace a central cratonic portion characterised by calc-alkaline volcanic rocks, granitic intrusions and platform-cover sediments. The Imataca and Central Guyana belts are also related to mobile belts and represent the oldest and youngest belts, respectively. The last one transects the cratonic block referred to above.

New geochronological data for the Falsino-Tartarugal Grande area show ages of 2,450 m.a. with possibility of being much older.

INTRODUÇÃO Na porção setentrional do Craton Amazônico (Almeida, Hsui, Brito Neves, 1976) assomam rochas de fácies granulito, sob a forma de faixas ou núcleos remanescentes, associados a terrenos de alto grau metamórfico. Na literatura geológica internacional são referidas ocorrências dessa fácies nas regiões da Serra Imataca (Venezuela), Montanhas Kanuku (República da Guiana), Montanhas Bakhuis e Rio Coeroeni (Suriname) e Ile de Cayenne (Guiana Francesa), além de exposições pontuais na bacia do alto rio Negro (Colômbia). Correlações entre as mesmas, abordando caracteres litológicos, estruturais e geocronológicos foram apresentadas por Martin-Bellizia (1972), Kronenberg (1976), Almeida et alii (1978) dentre outros.

Em território brasileiro conhece-se exposições desses terrenos nos Territórios Federais do Amapá e Roraima, e Estado do Pará. No entanto, observa-se uma grande lacuna no que tange as relações destes terrenos com aqueles jacentes nos países vizinhos, em que pese as generalizações realizadas pelos autores acima citados e a relativa carência de informações.

No presente trabalho, é apresentada uma síntese dos terrenos granulíticos, no sentido de Wilson (1974), que ocorrem em traço brasileiro, envolvendo caracteres lito-estruturais, geocronológicos e distribuição geográfica, relacionando-os com os ocorrentes em países vizinhos, sob a forma de cinturões, em que os estilos estruturais e geocronológicos constituem os principais parâmetros para essas correlações.

Para tal, utilizou-se Imagens de Radar (SLAR) nas escalas de 1:250.000 e 1:1.000.000, com o fito de estabelecer os limites aproximados das unidades envolvidas, com base em informações de campo, assim como o padrão estrutural regional. A fim de enriquecer as informações geocronológicas já existentes, apresenta-se dados isotópicos inéditos do interflúvio Falsino-Tartarugal Grande.

Ressalta-se que a delimitação de cinturões granulíticos reveste-se de importância econômica pois muitos desses terrenos são relíquias de embasamento arqueano e de rochas supra e infracrustais altamente mineralizadas (Wilson, 1974). A presença de corpos ígneos estratiformes e de plutões anortosíticos não é rara nesses cinturões.

TRABALHOS ANTERIORES Scarpelli (1969) na realização do levantamento geológico do rio Falsino, afluente pela margem esquerda do rio Araguari (T.F. do Amapá), identificou uma grande faixa de rochas da fácies granulito, encaixadas em rochas gnáissicas-migmatíticas mais jovens, referidas como de idade Pré-Cambriana. Caracterizou dois tipos composicionais, cunhado na quantidade de minerais máficos. Texturalmente classificou-os em tipos de granulação média a fina com regular bandeamento e porfiroblásticos com pronunciada foliação.

Vale et alii (1972) na execução do Projeto Macapá-Calçoene, do Convênio DNPM/CPRM, ampliaram a faixa de granulitos citada por Scarpelli (op. cit.), para a região do alto curso do rio Tartarugal Grande, afluente da margem esquerda do rio Araguari, associados a gnaisses e migmatitos pré-cambrianos.

Ramgrab, Bonfim e Mandetta (1972) e Braun (1973) utilizando os resultados finais do Projeto Roraima, do Convênio DNPM/CPRM, dividiram o embasamento de idade Pré-Cambriana, no T.F. de Roraima, em Associações Rupununi, Macapá e Anauá-Kuyuwini, de caráter lito-estrutural sem conotação estratigráfica. Braun (op. cit.) destacou que a Associação Rupununi é caracterizada por rochas de alto grau de metamorfismo, com a presença frequente de charnockitos, quimismo com franca tendência magnesianas e arranjo estrutural condicionado a uma zona altamente cataclástica com orientação nordeste. Ramgrab, Bonfim e Mandetta, (op.cit.) relataram ocorrências de rochas da fácies granulito na Serra do Prata, como também no rio Cachorro, afluente da margem esquerda do Rio Branco. Amaral (1974) denominou de Complexo Mucajaí, os litotipos de orientação NE-SW, em substituição ao termo Associação Rupununi dos autores acima, ressaltando que os mesmos poderiam, em parte, ser o correspondente cata-zonal do Complexo Anauá-Uraricoera, de orientação NW-SE. O Complexo Mucajaí foi definido como sendo constituído por gnaisses granitoides, gnaisses facoidais, granada gnaisses, granito, charnockitos, granulitos e mica-xisto, não raro atingindo a fácies granulito.

Costa et alii (1974) e Jorge João et alii (1975) na apresentação dos resultados finais do Projeto Norte da Amazônia, Convênio DNPM/CPRM, Domínio Oiapoque-Jari (T.F. do Amapá e parcela oriental do Estado do Pará), referiram-se a ocorrências pontuais de rochas de fácies granulito no alto do rio Cricou e baixo rio Varador, ambas no T. F. do Amapá, associadas a rochas gnáissicas-migmatíticas, relacionadas ao Complexo Basal de idade Pré-Cambriana. Destacaram ainda, a presença de núcleos ao longo do rio Paru e seu afluente rio Maratiá (Est. do Pará e rios Tajauia, Falsino e Tartarugal Grande (T.F. do Amapá), cujos tipos variam composicionalmente de ácidos até básicos, com a presença constante de ortopiroxênio, os quais não foram atingidos pela migmatização que ocorreu em escala regional.

Lima et alii (1974) no mapeamento geológico da Folha NA/NB-22, Macapá para o Projeto RADAMBRASIL/DNPM, designaram de Complexo Guianense a unidade litoestratigráfica basal da região, de fácies mesometamórfica a catametamórfica, na qual foram incluídas rochas da fácies granulito, referido ao Pré-Cambriano Inferior a Médio. Denomi-

naram de "Gnaiss Tumucumaque" ao conjunto de rochas intensamente clásticas, de orientação rúptural NW-Se, pertencentes ao citado Complexo, incluindo os terrenos granulíticos dos rios Falsino e Taratarugal Grande (T.F.do Amapá).

Montalvão et alii (1975) no levantamento geológico da Folha NA/NB-20-Boa Vista para o Projeto RADAMBRASIL/DNPM relataram ocorrências de rochas da fácies granulito na Serra do Melo Nunes, região do Caracarái, alto curso do rio Catrimani, e vales dos rios Apiaúe Mujajá, além das citadas por Ramgrab, Bonfim e Mandetta (op. cit.). Designaram de Complexo Guianense a unidade mais antiga da região (Pré-Cambriano Médio a Inferior) no qual são incluídos os terrenos granulíticos. Denominaram de Granodiorito Rio Novo (Montalvão, 1974), apud Montalvão (1975), os corpos granitoides sintectônicos, representativos de zonas granitizadas dentro do Complexo Guianense.

Jorge João et alii (1979a) em trabalhos de semi-detalle efetivados na região da Serra do Ipitanga, mesopotâmia Paru-Jari, zona lindeira do T.F. do Amapá e Estado do Pará, para o Projeto sudoeste do Amapá, Convênio DNPM/CPRM, individualizaram uma extensa faixa de rochas da fácies granulito, a qual atribuíram a designação formal de Suite Metamórfica Ananaí, subdividida em tipos básicos (Piriclasito Mutum) e ácidos (Granoblastito Urucu), representando a unidade mais antiga da região, pertencente a Associação Amapá (Arqueano a Proterozóico Inferior).

Jorge João et alii (1979b) na execução do Projeto Falsino do Convênio DNPM/CPRM, em trabalhos de semi-detalle, estabeleceram uma cronologia para os terrenos granulíticos desta região, tendo como unidade basal a "Suite Metamórfica Ananaí" (Piriclasito Mutum e Quartzito Tracajatuba) e, de idade mais nova, a "Suite" Metamórfica Tartarugal Grande (Enderbito Cobra e Charnockito Cuatá), relacionadas a Associação Amapá, de idade Arqueana a Proterozóica Inferior.

CINTURÕES GRANULÍTICOS No norte do Craton Amazônico, Escudo das Guianas, parte integrante da Plataforma Sul-Americana, expõem-se centenas de quilômetros, associados a terrenos de alto grau de metamorfismo. Os dados geocronológicos disponíveis indicam que os mesmos são policíclicos, em vista da presença de núcleos remanescentes relacionados aos ciclos Guriense (3.000 m.a.) e Jequiê (2.600 a 3.000 m.a.), com intensa remobilização no Ciclo Transamazônico (1.800 a 2.600 m.a.) e fases de reativação indicada por importantes episódios dinâmicos, denominados por Lima et alii (1974) de Episódios Jari-Falsino (Nickerie, K'mudku ou Orinoquensis) e Cassiporé (Takutu).

Nesta região pode-se destacar, com base em dados estruturais, geocronológicos e petrográficos, quatro cinturões granulíticos de considerável extensão: Imataca, Guiana Central, Tumucumaque e Parima. Em que pese situar-se nos domínios da faixa de dobramentos da Cordilheira dos Andes, portanto, não pertencente a Plataforma Sul-Americana, merece citação o Cinturão Granulítico, Garzon-Santa Marta, porquanto deve estar relacionado ao bordo do Escudo das Guianas, como veremos a seguir.

CINTURÃO GRANULÍTICO IMATACA Este cinturão representa-se pelo Complexo de Imataca exposto na Guiana Venezuela, ao sul do rio Orenoco, com largura de cerca de 100 km e extensão desde o rio Caura até a foz do rio Orenoco.

Litologicamente compõe-se de uma sequência metavulcano-sedimentar, onde aparecem em diferentes níveis, paragnaisses, migmatitos e granulitos, associados a horizontes ferríferos. Segundo Martin Bellizia (1972), limita-se pelo "horst" de Imataca, grande estrutura curvada e fungiforme, bordejada no norte e a sul pelas falhas do Sistema Bolivar, com orientação NE-SW com sentido de transporte para S e SE.

Estudos geocronológicos pelo método Rb-Sr indicaram des-

de 3.400 m.a. até 1.500 m.a., ocorrendo uma maior concentração dos resultados entre 2.900 a 2.700 m.a. Hurley et alii (1972) em diagrama isocrônico Rb-Sr de referência obtiveram a idade de 3.250 m.a., interpretada como época de formação dessas rochas metamórficas. Montgomeri (1979) apud Kroonenberg (1981), através de estudos isotópicos pelo método U-Pb demonstrou que o metamorfismo da fácies granulito do Complexo de Imataca possui idade próxima a 2.000 m.a.

CINTURÃO GRANULÍTICO DA GUIANA CENTRAL Este cinturão de rochas catazonais foi originalmente definido por Kroonenberg (1976), como formado pelos Grupos Falawatra e Coeroeni (Suriname), Complexo Kanuku (República da Guiana) e Complexo Guianense (T.F. de Roraima-Brasil). Estende-se desde o rio Uraricoera, no Brasil, até próximo a Paramaribo, no Suriname.

No entanto, se observa que os "trends" estruturais evidenciados pelo Grupo Coeroeni (Suriname) e Grupo Rio Parima, na região dos rios Uauaris e Parima, no Brasil (fig. 1), mostram orientação dominante para NW-SE, que é praticamente ortogonal à direção NE-SW do Cinturão Granulítico da Guiana Central. Deste modo postula-se que as unidades acima referenciadas pertençam a outros cinturões. O primeiro relacionado ao Cinturão Granulítico Tumucumaque, enquanto o outro ao Parima, os quais serão descritos adiante.

Por conseguinte, se considera no presente trabalho o Cinturão Granulítico da Guiana Central como formado pelas seguintes unidades: Grupo Falawatra (Suriname), Complexo Kanuku (República da Guiana) e Complexo Mucajaí (T.F. de Roraima-Brasil).

O Grupo Falawatra é constituído por rochas metamórficas de alto grau na região de Adampada-Falawatra (Montanhas Bakhuis), no NW do Suriname. Consiste de charnockitos bandeados, silimanita gnaisses, piroxênio gnaisses, biotita gnaisses e anfibolitos. O metamorfismo é da fácies granulito, afetado por intensa migmatização. Esta unidade mostra foliação regional com postura para NE-SW, em que as Montanhas Bakhuis são interpretadas por diversos autores, como um horst, limitado por falhas NE-SW. Idades isotópicas preliminares efetuadas por Priem apud Roeber & Bosma (1975), indicaram idades em torno de 2.000 m.a. para as rochas da fácies granulito deste grupo.

Na porção meridional da República da Guiana expõe-se o Complexo Kanuku, constituindo um cinturão arqueado de orientação grossieramente E-W a ENE-WSW, representativo de um alto estrutural. Os litotipos orientam-se, amiúde, segundo as direções acima citadas. Litologicamente compõe-se de gnaisses aluminosos, formação ferrífera, quartzitos, anfibolitos, granulitos ácidos, básicos e intermediários, augen-gnaisses e granito gnaisses, de fácies granulito e anfibolito alto. Dados isotópicos (Snelling & Berrangé, 1970; Spooner et alii, 1970) apud Berrangé (1973), mostram que entre 2.000 e 2.100 m.a. atrás, o Complexo Kanuku foi afetado pelo Ciclo Orogênico Transamazônico (Episódio Akaiwaian).

No Território Federal de Roraima (Brasil) conhece-se algumas exposições, de terrenos de alto grau metamórfico e da zona regional do hiperstênio (Winkler, 1976). No entanto, por falta de trabalhos de detalhe, carece uma melhor definição de suas distribuições geográficas, tendo sido tentativamente delineadas com base em imagens de Radar. Tem-se exposições na região de Caracará, Serras do Prata, Moça e Murupu, assim como no vale do rio Catrimani.

As principais ocorrências de rochas da fácies granulito são as seguintes:

- Bonfim (1970) apud Braun (1973) citam a ocorrência de charnockito no rio Cachorro, no leste da Serra da Lua, em área de ocorrência de biotita gnaisses;

- Granulitos ácidos são referidos por Dall'Agnol & Dreher (1975) na Serra do Prata e no médio rio Catrimani. Em ambos tem-se a

presença de ortoclásio perfitico, microclina e quartzo, ocorrendo no primeiro a associação biotita-clinopiroxênio-silimanita enquanto no segundo ocorrem granada e silimanita. No nordeste da Serra do Mucajaí, em morros orientados para NE-SW, expõem-se gnaisses quartzos-feldspáticos (leptitos), com a presença de quartzo discóide;

- Dall'Agnol & Dreher (op. cit.) relatam a ocorrência de granulitos intermediários na região de Caracará, trecho da Perimetral Norte entre os rios Branco e Ajarani, associados especialmente com migmatitos. É bem possível que os granulitos tenham sido em parte afetados pela migmatização que se processou na área, sofrendo enriquecimento em quartzo e álcali-feldspato, bem como transformando os minerais ferromagnesianos em paragênese de mais baixo grau. Apresentam granululação fina a média e textura granoblástica equigranulares. Entre os máficos destaca-se a presença de hornblenda verde, biotita e hiperstênio. Granulitos básicos são referidos pelos citados autores nesta região, com textura lepidonematoblástica. Dentre os máficos destacam-se ortopiroxênio, clinopiroxênio (diopsídio-augita) e biotita. O exame de algumas lâminas delgadas mostra que o hiperstênio se formou em parte através da reação $\text{ca-piroxênio} + \text{plagioclásio (1)} \rightarrow \text{hiperstênio} + \text{plagioclásio (2)}$. A presença de hornblenda verde ao redor do piroxênio assim como palhetas de biotita interceptando os demais minerais máficos comprovam o retrabalhamento a que foi submetida a área, quiçá durante a migmatização acima referida.

Dall'Agnol & Dreher (op. cit.) relataram ainda ocorrências de kinzigitos nas Serras do Murupu e Moça, no nordeste de Boa Vista. Apresentam como feldspato dominante o ortoclásio perfitico, enquanto entre os máficos observa-se biotita, cordierita, granada e silimanita. As texturas variam desde lepidogranoblástica a granoblásticas, amiúde cataclásticas.

Bonfim (1970) apud Braun (1973) citou no rio Mucajaí, exposições de augen gnaisses, compostos essencialmente de quartzo, feldspato e biotita com intensa cataclase, gradando para biotita gnaisses com raros porfiroblastos de feldspato. Augen granito gnaisses também são referidos aos vales dos rios Cachorro e Quitauá, afluentes do rio Branco. Na Serra do Mucajaí e arredores afloram rochas graníticas leucocráticas, de granulção grosseira a pegmatóide, constituídas essencialmente de quartzo, feldspato e biotita, sendo comum a presença de porfiroblastos de feldspatos. Dall'Agnol & Dreher (op.cit.) relataram a ocorrência nesta serra de hornblenda adamelitos, com porfiroblastos de feldspato. Estes litotipos correspondem, em parte, ao que Montalvão (1974) apud Montalvão (1975) denominou de Granodiorito Rio Novo, sintectônico, em vista de sua passagem gradual para as rochas do Complexo Guianense. No T.F. de Roraima, Montalvão et alii (1975) obtiveram duas idades isotópicas em rochas desta unidade, pelo método Rb-Sr, as quais indicaram idades em torno de 1.650 m.a.

Estruturalmente, as rochas desta região, foram intensamente afetadas pela faixa rúptil NE-SW, denominada de Lineamento Taku-tu (Montalvão et alii, 1975) o qual é marcado por grandes falhamentos transcorrentes e à semelhança das Montanhas Kanuku e Bakhuis, constitui um alto estrutural.

As rochas granulíticas e de alto grau do T.F. de Roraima, que compõem o Cinturão Granulítico da Guiana Central, foram analisadas isotopicamente pelo método Rb-Sr, por Basei & Teixeira (1975), em quatro amostras. Os pontos analíticos relativos, quando plotados em diagrama isocrônico, situaram-se próximos a uma reta de referência com 1.900 m.a. aproximadamente e razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, em torno de 0,701. Tal idade, segundo esses autores, deve ser atribuída à época em que ocorreu o metamorfismo da fácies granulito, possivelmente em material gerado dentro do próprio Ciclo Transamazônico. Montalvão et alii (op.cit.) apresentaram uma isócrona de referência, Rb-Sr em rocha total, para a faixa rúptil NE-SW, da folha Na.20-Boa Vista, com a idade de 1.787 ± 33 m.a. e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,702$. Os citados autores admitem que o valor

encontrado não seja representativo da idade de formação dessas rochas.

A região em pauta corresponde, em parte, ao que Amaral (1974) denominou de Complexo Mucajaí, o qual é aqui redefinido como representado por gnaisses granulíticos de composição ácida, intermediária e básica, gnaisses kinzigíticos, anfíbolitos, augen granito gnaisses e granitóides porfiróides provavelmente tardi-tectônicos. Mostram-se intensamente migmatizados no Ciclo Transamazônico (1.800 a 2.000 m.a.) cuja fácies metamórfica dominante vai desde granulito a anfíbolito alto. Os limites deste Complexo são difíceis de precisar, em vista da carência de trabalhos de detalhe. Apresenta marcante foliação cataclástica orientada para NE-SW.

CINTURÃO GRANULÍTICO TUMUCUMAQUE Este cinturão recebe esta denominação em virtude de situar-se nos domínios da Serra homônima. Compreende uma faixa de orientação NW-SE, com vários quilômetros de extensão, abarcando os metamorfitos de alto grau que atingiram a fácies granulito, referentes ao Grupo Coeroeni, bem exposto no rio do mesmo nome no sudoeste do Suriname, assim como rochas da fácies granulito pertencentes às Suites Metamórficas Ananaí e Tartarugal Grande, aflorantes no T.F. do Amapá e leste do Estado do Pará, em território brasileiro e a Série Ile de Cayenne (G. Francesa). Corresponde em termos regionais ao que Lima et alii (1974) denominaram de Gnaiss Tumucumaque.

A Série Ile de Cayenne, exposta na cidade homônima, capital da Guiana Francesa, compõe-se de uma sequência de anfíbolitos, quartzitos, metabasitos e paragneisses, com grau de metamorfismo atingindo a fácies granulito. Choubert (1969), apud Amaral (1974) correlacionou a referida Série, com os granulitos do rio Falsino descritos por Scarpelli (1969). Almeida (1978) considerou esta unidade como de idade Arqueana, porém admite que a grande antiguidade geocronológica da Série Ile de Cayenne necessita de comprovação.

O Grupo Coeroeni consiste de rochas metamórficas de alto grau, de origem predominantemente metassedimentar. Segundo Kroonenberg (1976) compõe-se dos seguintes tipos litológicos: gnaisses quartzofeldspáticos de composição tonalítica, trondhjemítica e granítica, parcialmente migmatizados, representando cerca de 60% desta unidade; gnaisses pelíticos com sillimanita, cordierita, granada, andalusita, cianita, estauroлита e ferrogédrita; anfíbolitos com ausência de efeitos migmatizantes; quartzitos e rochas calcossilicáticas. A foliação e o bandejamento primário mostram-se orientados para NE-NW-SE na porção meridional da unidade, enquanto que na setentrional evidenciam postura para ENE-WSW e E-W, com fortes mergulhos.

Priem et alii apud Kroonenberg (1976) obtiveram uma isócrona Rb-Sr nas rochas do Grupo Coeroeni, com aproximadamente 2.000 m.a. e razão Sr^{87}/Sr^{86} , de $0,703 \pm 0,002$ ($\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{11} \text{anos}^{-1}$). Esta idade pode ser interpretada como a época de formação das rochas de alto grau deste grupo. Idades K-Ar em anfíbolitos e Rb-Sr em muscovitas, indicaram resultados próximos a 1.900 - 1.800 m.a., que refletem o período de estabilização tectônica da área. Algumas micas deste Grupo evidenciaram idades em torno de 1.200 m.a., que foram atribuídas ao Episódio Nickeriano (Jari-Falsino).

No T.F. do Amapá as principais exposições situam-se na bacia do rio Araguari, em especial na mesopotâmia Falsino-Tartarugal Grande, compondo uma larga faixa orientada segundo NW-SE e secundariamente na região do alto rio Tajauí. Outras exposições, porém de caráter pontual encaixadas em rochas gnáissicas-migmatíticas são referidas ao alto do rio Cricou, baixo rio Varador e Serra do Iratapuru. As duas primeiras no norte e a última no sudoeste do T.F. do Amapá.

No interflúvio Falsino-Tartarugal Grande, Jorge João et alii (1979b), relataram a presença de piri-clasitos, contendo biotita e hornblenda como minerais adicionais, com textura granoblástica, ocorrendo sob a forma de meso e megaenclaves, além de metaquartzitos

ferríferos, catazonais, com bandejamento algo regular, ocorrendo sob a forma de megaencraves, representativos da "Suíte" Metamórfica de Ananaí. Esta unidade constitui o embasamento de uma sequência vulcano-sedimentar, de fácies xistos verdes a anfíbolito, denominada de "Suíte Metamórfica Vila Nova, admitida pelos autores acima como semelhante aos terrenos do tipo "Greenstone belts".

Cronologicamente mais nova, tem-se a "Suíte" Metamórfica Tartarugal Grande, que compõe outro conjunto de rochas da fácies granulito na qual estão inseridos meso e megaencraves da "Suíte" Metamórfica Ananaí. Aquela compõe-se de granulitos enderbíticos e charno-enderbíticos, geralmente equigranulares, de estrutura maciça a levemente foliada (Charnockito Cobra), como também de álcali-feldspato granulitos charnockitos a biotita e a cordierita, equigranulares, com estrutura maciça ou gnáissica (Charnockito Cuatã), sendo comuns nesta unidade a presença de estruturas dômicas, cujo limite setentrional é marcado por suposta falha de empurrão com transporte para nordeste (Jorge João et alii, op.cit.).

Na região dominam foliações NW-SE, cortadas por fraturas NE-SW e N-S. Relacionam-se a Associação Amapá de idade Arqueana a Proterozóica Inferior. O contato entre as unidades é do tipo gradual.

Na região do alto curso do rio Tajauí, Costa et alii (1974) e Jorge João et alii (1975) citam a presença de granulitos em morros de pequena extensão orientados em posição meridiana, enquanto Lima et alii (1974) referem-se a presença de granulitos ácidos e granoblastitos na Serra do Iratapuru, relacionados ao "Gnaiss Tumucumaque", de foliação cataclástica disposta segundo NW-SE.

No médio curso do rio Paru e seus afluentes, Estado do Pará, assomam rochas de fácies granulito, dispostas em uma faixa orientada, grosso modo, E-W.

Nesta região, Jorge João et alii (1979a) definiram a Suíte Metamórfica Ananaí, pertencente a Associação Amapá de idade Arqueana a Proterozóica Inferior, como unidade catazonal basal da área. Litologicamente compõe-se de piriclasitos, tendo como minerais adicionais biotita e hornblenda, com textura granoblástica e isotrópica (Piriclasito Mutum), dispostos na Serra do Mutum; granoblastitos a biotita, hornblenda e cordierita e secundariamente kinzigitos, granulitos charnockíticos e enderbíticos, e quartzitos a hiperstênio e hornblenda, afloram no médio curso do rio Paru (Granoblastito Urucu), com estrutura maciça e gnáissica.

As outras unidades aflorantes são representadas pela "Suíte" Metamórfica Vila Nova, com características semelhantes a da região Falsino-Tartarugal Grande, e a Suíte Metamórfica Guianense, de fácies anfíbolito, com a presença de metatexitos e diatexitos. Jorge João et alii (op.cit.) citaram a presença de kingizitos como paleosoma dos metatexitos.

Estruturalmente, apresentam-se amiúde, com foliação cataclástica segundo NW-SE, e secundariamente para NE-SW e N-S. O limite desses litotipos com as rochas gnáissicas-migmatíticas é gradual ou por falha.

Lima et alii (1974) apresentaram uma isócrona de 2.090 m.a. pelo método Rb-Sr, em rocha total, envolvendo amostras do Grupo Vila Nova e Complexo Guianense (Gnaiss Tumucumaque), com $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,706$, na região da Serra do Navio (T.F.do Amapá). Idades convencionais mais antigas, em torno de 2.600 m.a. pelo mesmo método, foram interpretadas por Cordani (1974) apud Lima et alii (op.cit.), como remanescentes do Ciclo Guianense. Deste modo, os dados apresentados sugerem um intenso retrabalhamento no Ciclo Transamazônico, de rochas mais antigas provavelmente de idades arqueanas.

Uma isócrona Rb/Sr de referência foi obtida com seis pontos referentes a rochas da fácies granulito do interflúvio Falsino-

Tartarugal Grande, gentilmente cedidas pelo geólogo Xafi da Silva Jorge João (CPRM/SUREG-Belém) e analisadas no CPGeo/USP pelos geólogos Oswaldo Siga Jr e Wilson Teixeira do Projeto RADAMBRASIL. A idade obtida é de 2450 ± 74 m.a., para $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i = 0,7063 \pm 0,0018$ (figura 2 e tabela I), sendo relevante a elevada relação $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})$ inicial, sugerindo que as rochas datadas já possuíam certa vivência crustal anterior. Esta hipótese segundo Teixeira e Siga Jr (comun.escrita) é conformada, aparentemente, pela datação da amostra Av-19Bcu no ponto analítico situa-se acima da isócrona com 2.450 m.a. (figura 2), comprovando sua maior antiguidade em relação às demais amostras. Este charnockito apresentou idade Rb/Sr concencional de aproximadamente 3.340 m.a. para uma razão inicial aproximada de 0,705. Os dados obtidos poderiam justificar a individualização de duas faixas subparalelas de idades diferentes, uma arqueana para pelo menos parte da Associação Amapá de Jorge João et alii (1979a) e outra transamazônica para o Gnaiss Tumucumaque de Lima et alii (1974), o qual é correlacionável ao Grupo Coeroeni. Todavia preferimos manter, provisoriamente, um só Cinturão Granulítico, o qual, diante das informações aqui coligidas, é de caráter nitidamente policíclico.

Pelo acima exposto, a unidade Gnaiss Tumucumaque de Lima et alii (1974) aqui redefinida para Complexo Tumucumaque, representa uma tectono-fácies do Complexo Guianense, intensamente retrabalhado no Ciclo Transamazônico caracterizado por intensa foliação de transposição com orientação NW-SE, amiúde cataclástica. Compõe-se litologicamente de gnaisses metatexitos de composição granítica, granodiorítica e tonalítica, diatexitos, gnaisses granoblásticos, gnaisses, granulitos enderbíticos e charnockíticos, piriclasitos, kinzigitos, formação ferrífera e quartzitos. Fácies metamórfico dominante granulito a anfíbolito.

CINTURÃO GRANULÍTICO GARZON-SANTA MARTA Este cinturão estende-se na porção oeste da Colômbia, desde a fronteira como o Equador até a Serra Nevada de Santa Marta, passando pela região andina das Cordilheiras Oriental e Central. Petrograficamente é constituído por granulitos charnockitos e enderbíticos, granulitos básicos (piriclasitos), gnaisses sillimaníticos e rochas calcossilicatadas (Kroonenberg, 1981).

Alvarez & Cordani (1980) apud Kroonenberg (1981) dataram essas rochas na região do maciço de Garzon através de uma isócrona Rb-Sr de referência e conseguiram a idade de 1.180 m.a. com razão inicial de 0,704, interpretada como a época de formação do cinturão.

Estes granulitos, apesar de situarem-se sobre o domínio geológico Andino, devem estar relacionados a borda do Escudo das Guianas, considerando-se que idades semelhantes às obtidas para este cinturão, já foram encontradas no sudoeste do Craton Amazônico; na região de Ariquemes em Rondônia (Leal et alii, 1978), podendo representar a continuação a norte do Cinturão Móvel Rondoniano de Cordani et alii (1979).

CINTURÃO GRANULÍTICO PARIMA Este cinturão está bem exposto nas Serras Parima e Melo Nunes, na porção noroeste do T.F. de Roraima. Na sua parte mediana, cercanias do alto rio Catrimani, mostra-se transecado pelo Cinturão Granulítico da Guiana Central, voltando a se expor no sudeste de Caracará, região da bacia do rio Anauá. Nas Serras Melo Nunes e Parima, está representado pelo Grupo Rio Parima.

Muniz & Dall'Agnol (1974) denominaram de Grupo Rio Parima a uma sequência metavulcânica-sedimentar que atingiu a fácies xisto verdes a almandina-anfíbolito. Posteriormente esta região foi melhor definida, em termos petrográficos, por Dall'Agnol & Dreher (1975), os quais caracterizaram as diferenças petrográficas entre esta região e aquela denominada por Complexo Guianense na Folha NA.22/NB.20 - Boa Vista por Montalvão et alii (1975). Segundo aqueles autores apresentam-se pela grande dominância de gnaisses granodioríticos ou

quartzo-dioritos, constituídos predominantemente por quartzo e plagioclásio, e secundariamente álcali-feldspato e biotita, com ocasionais ocorrências de muscovita, hornblenda e silimanita. Outros litotipos dominantes são anfibolitos, alguns com textura ígnea preservada. Saliente-se ainda a ocorrência restrita de hornblenda xistos, biotita xistos e quartzitos.

Na região do alto rio Catrimani, Dall'Agnol & Dreher (op. cit.) relataram a presença de gnaisses aluminosos, especialmente associados a granulitos básicos (Piriclasitos).

No nordeste da Serra do Surucucu ocorrem piriclasitos de granulação média, com porfiroblastos de feldspato.

Datações pelo método K-Ar, em biotita e hornblenda, efetuadas nesta região, evidenciaram idade em torno de 1.800 m.a., a qual é atribuída ao resfriamento regional do ciclo Transamazônico formador dessas rochas (Montalvão et alii, 1975).

Em vista do acima exposto sugere-se a denominação de Complexo Rio Parima, ao invés de Grupo, para compor um conjunto de para e orto-gnaisses de composição granodiorítica ou quartzo diorítica, anfibolitos, granulitos básicos, gnaisses kinzigiticos, xistos e quartzitos, orientados predominantemente para NW-SE, devido a intensa foliação de transposição, cuja fácies metamórfica varia de granulito a anfibolito. Seus limites ainda não estão perfeitamente definidos. A idade deve ser mais antiga do que 2.000 m.a. em vista das datações K-Ar obtidas nesta região, além de que se mostra cortada pelo Cinturão Granulítico da Guiana Central, cujos dados isotópicos, mostram valores, em Rb-Sr, em torno de 1.900 a 2.000 m.a.

CONCLUSÕES No presente trabalho, caracterizou-se nos domínios do Escudo das Guianas, a presença de quatro importantes cinturões granulíticos, a saber: Imataca, Guiana Central, Tumucumaque e Parima. Entre estes, o primeiro deve-se a Martin-Bellizia (1972), enquanto o segundo, originalmente descrito por Kroonenberg (1976), foi aqui redefinido. Cita-se também o Cinturão Granulítico Garzon-Santa Marta nos Andes Colombianos (Kroonenberg, 1981), pelo fato do mesmo estar relacionado ao Escudo das Guianas, conforme atestam os dados isotópicos, pertencente ao Cinturão Móvel Rondoniano de Cordani et alii (1979).

Outro fator bastante significativo é a íntima relação dos Cinturões Granulíticos às faixas rúpteis, com transcorrência e desenvolvimento de cataclasitos e milonitos expressivos. O retrabalhamento de rochas arqueanas, perfeitamente ratificado nos Cinturões de Itamaca e Tumucumaque, como também evidências de migmatização, em geral relacionada ao Ciclo Transamazônico, intensa granitogênese e altos estruturais, são caracteres comuns aos cinturões granulíticos aqui descritos.

Deste modo, nesta linha de raciocínio postulamos que os referidos Cinturões Granulíticos, estejam relacionados, em verdade, a "Cinturões Móveis", no sentido de Kroner (1977) e Cordani (1978). Alguns exibem a infraestrutura, enquanto outros apresentam seqüências da supraestrutura.

Importante Cinturão Móvel está ligado ao Cinturão Granulítico da Guiana Central, em que os dados isotópicos indicam sempre valores entre 1.900 e 2.000 m.a. Mostra amplitude de centenas de quilômetros, com extensão desde o norte do Rio Negro (Brasil) até Paramaribo (Suriname), abrangendo as regiões da Serra do Mucajaí (Brasil), Montanhas Kanuku (República da Guiana) e Montanhas Bakhuis (Suriname). A orientação geral é NE-SW, com intenso desenvolvimento de cataclasitos e milonitos em toda sua extensão. A este Cinturão Móvel denominamos provisoriamente de Guiana Central, pelo fato de abranger o Cinturão Granulítico da Guiana Central e evitar profusão de nomes. De uma maneira geral parece corresponder ao mais novo Cinturão Móvel do Escudo das Guianas, dentre os aqui descritos, pelo fato de transec

tar todos os outros. Também pode representar, alternativamente, um lineamento perene profundo (Katz, 1976), com origem no Arqueano e reativado até pelo menos o Mesozóico, como atestado pelos sedimentos e vulcânicas cretáceas no Graben do Takutu.

A denominação Cinturão Móvel - Itacaiunas deve-se a Cordani et alii (1979), ao qual está ligado ao Cinturão Granulítico Tumucumaque. No entanto, admite-se que este Cinturão Móvel esteja dividido em duas porções pelo Cinturão Móvel Guiana Central, acima referido, e que não abarcaria a região do Complexo de Imataca, conforme advogado por Cordani et alii (op. cit.). Fato este evidenciado pelas direções estruturais discordantes, como também, em parte, pelos dados geocronológicos.

Deste modo, o Cinturão Granulítico Imataca, estaria também situado em outro Cinturão Móvel, homônimo, conforme pode ser verificado na fig. 1, provavelmente relacionado ao Ciclo Jequié (2.700 a 2.900 m.a.) com orientação NE-SW e reativado no Ciclo Transamazônico, em torno de 2.000 m.a. atrás. Sua largura envolveria desde o rio Orenoco, no norte, até próximo aos limites da Suite Vulcano-Sedimentar do Proterozóico Inferior, no sul, a qual parece indicar figuras de interferência nas exposições situadas no p f i (fig. 1).

Outro Cinturão Móvel parece estar relacionado ao Cinturão Granulítico Parima, transectado na sua porção meridiana, à semelhança do Cinturão Móvel Maroni-Itacaiunas, pelo Cinturão Móvel da Guiana Central, com continuação para a região do rio Anauá. Por motivos acima explicados o denominaremos de Cinturão Móvel Parima, com orientação NW-SE, limitando por falhas transcorrentes, com intensa cataclase e presença de granitização e migmatização.

Entre o aqui denominado Cinturão Móvel Maroni-Itacaiunas e o Cinturão Móvel Parima, existe uma região ao norte, bem representada na Venezuela por sedimentos pré-cambrianos e vulcano-plutonismo, e na parte meridional por vulcano-plutonismo, e restritas coberturas sedimentares pré-cambrianas, correspondendo em parte ao que Cordani et alii (1979) denominaram de Província Amazônia Central, como um núcleo cratônico envolvido por cinturões móveis. Dentro do esquema aqui apresentado, esta área mostra-se dividida em sua parte mediana pelo Cinturão Móvel da Guiana Central.

Como complemento deste trabalho apresenta-se na Fig. 3, uma síntese dos Cinturões Móveis acima descritos, incluindo o Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena, de Cordani et alii (1979), para efeito de comparação.

AGRADECIMENTOS Consignamos agradecimentos ao Geólogo Jaime Franklin Vidigal Araújo, Diretor da Divisão de Geologia do Projeto RADAMBRASIL, pelo apoio recebido na consecução do presente trabalho e na leitura crítica do manuscrito; aos geólogos Osvaldo Siga Jr e Wilson Teixeira do Projeto RADAMBRASIL, pela execução das análises geocronológicas aqui apresentadas; ao colega da CPRM/Belém, geólogo Xafi da Silva Jorge João, pela cessão das amostras do interflúvio Falsino-Tartarugal Grande, para datação geocronológica; e finalmente a bibliotecária Maria Ivany Cardoso de Lima, do Projeto RADAMBRASIL, pela normalização da bibliografia do presente trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M.de - 1978 - Tectonic map of South America 1:5.000.000; explanatory note. Brasília, DNPM-CGMW-UNESCO.
- ALMEIDA, F.F.M.de; HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B.de - 1976 - The upper precambrian of South America. Bol. Inst. Geoc., USP, 7:45-80.
- AMARAL, G. - 1974 - Geologia pré-cambriana da Região Amazônica, Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, USP - 212p. São Paulo.
- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. - 1975- Geocronologia do território de Roraima. In: Anais da X Conf. Geol. Interguianas, Belém, 1975. p.454-473.

- BERRANGÉ, J.P. - 1973 - A synopsis of the geology of southern Guyana. London, Inst. Geol. Sci., Overseas Div. 16 p. Report, 26.
- BRAUN, O.P.G. - 1973 - Projeto Roraima, 2a. fase. Levantamento geológico integrado; relatório do mapeamento preliminar ao milionésimo correspondente à Fotointerpretação preliminar. Manaus, DNPM/CPRM. 218 p.
- CORDANI, U.G. - 1978 - Comentários filosóficos sobre evolução geológica pré-cambriana. Publ. Esp. Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia, Salvador, (3): 33-41.
- CORDANI, U.G. et alii. - 1979 - Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos - Actas do II Congresso Geológico Chileno, 4:137-148 - Arica - Chile.
- COSTA, J.L. da et alii. - 1974 - Projeto Norte da Amazônia: Domínio Oiapoque - Jari, Folha NA.22-Y. Belém, CPRM.
- DALL'AGNOL, R. & DREHER, A.M. - 1975 - Petrografia e amostragem do Bloco D-IV. Belém. Projeto RADAM (Relatório Interno RADAM, 29-G).
- HURLEY, P.M. et alii. - 1972 - Progress report on the age of granulite facies rocks in the Imataca complex, Venezuela. M.I.T. Age Stud 104.
- JORGE JOÃO, X.S. et alii - 1975 - Reconhecimento geológico do domínio Oiapoque-Jari. Anais da X Conf. Geol. Interguianas. Belém 1975.p. 241-266.
- JORGE JOÃO, X.S. et alii. - 1979a - Geologia da região do sudoeste do Amapá e norte do Pará Projeto Sudoeste do Amapá. Brasília, DNPM - CPRM, Sér. Geol., nº 10. Sec. Geol. Básica, nº 7, 125 p.
- JORGE JOÃO, X. S. et alii. - 1979b - Projeto Falsino, relatório final. Texto-Parte 1, V.I. - A. Belém, DNPM-CPRM. 199 p.
- KATZ, M.B. - 1976 - Precambrian granulite facies belts, lineaments and plate tectonics. In: HODGSON, R.A.; GAY JUNIOR, S.P.; BENJAMINS, J.Y. ed Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics; Utah geological Association publication nº 5, 1976, Salt Lake City, Utah.
- KRÖNER, A. - 1977 - The precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. Precambrian Res., Amsterdam, 4:163-213.
- KROONENBERG, S.B. - 1976 - Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam. Geol., Mijnb. Dienst Suriname. Mededeling, 25: 109-289.
- KROONENBERG, S.B. - 1981 - El borde occidental del escudo de Guyana en Colombia. In: Symposium Amazonico, Puerto Ayacucho, 1981. Bogotá, Centro Interamericano de Fotointerpretacion, 34 p.
- LEAL, J.W.L. et alii - 1978 - Geologia da Folha SC.20 Porto Velho. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- LIMA, M.I.C.de - 1974 - Geologia da Folha NA/NB.22 Macapá. In: BRASIL DNPM. Projeto RADAM. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- MARTIN-BELLIZZIA, C. - 1972 - Paleotectonica del escudo de Guyana. Memo. IX Conf. Geol. Inter-Guayanas, Venezuela 1972, Publ. Esp.6, p. 251-305.
- MONTALVÃO, R.M.G.de et alii - 1975 - Geologia da Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: BRASIL.DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 3 p. 15-135 .
- MUNIZ, M. B. & DALL'AGNOL, R. - 1974 - Geologia do Território Brasileiro nas Folhas Boa Vista (NA.20), Roraima (NB.20/21) e parte da Folha Tumucumaque (NA.21) In: Anais do 28º Cong. Bras. Geol. Porto Alegre, v. 4. p. 247-267.
- RAMGRAB, G.E.; BONFIM, L.F.C.; MANDETTA, P. - 1972 - Projeto Roraima, 2a. fase. Manaus, DNPM-CPRM, v.2.
- ROEVER, E.W.F. & BOSMA - 1975 - Precambrian magmatism and regional

- metamorphism in Suriname, Anais da X Conf. Geol. Interguianas, Belém, 1975, p. 123-163.
- SCARPELLI, W. - 1969 - Preliminary geological mapping of the Falsino River, Amapá, Brasil. Verth. Ned. Geol. - Mijnbouwkunding, 27:125-130.
- VALE, A. et alii - 1972 - Projeto Macapá - Calçoene, relatório. Belém, DNPM-CPRM, v.1.
- WILSON, A.F. - 1974 - The mineral potential of granulite terranes and other highly metamorphosed segments of the Earth's crust. In: Bellière et Duchesne (Edit. Géologie des domaines cristallins. Soc. Géol. Belgique: 301-321.
- WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4. ed., New York, Springer-Verlag, 334 p.

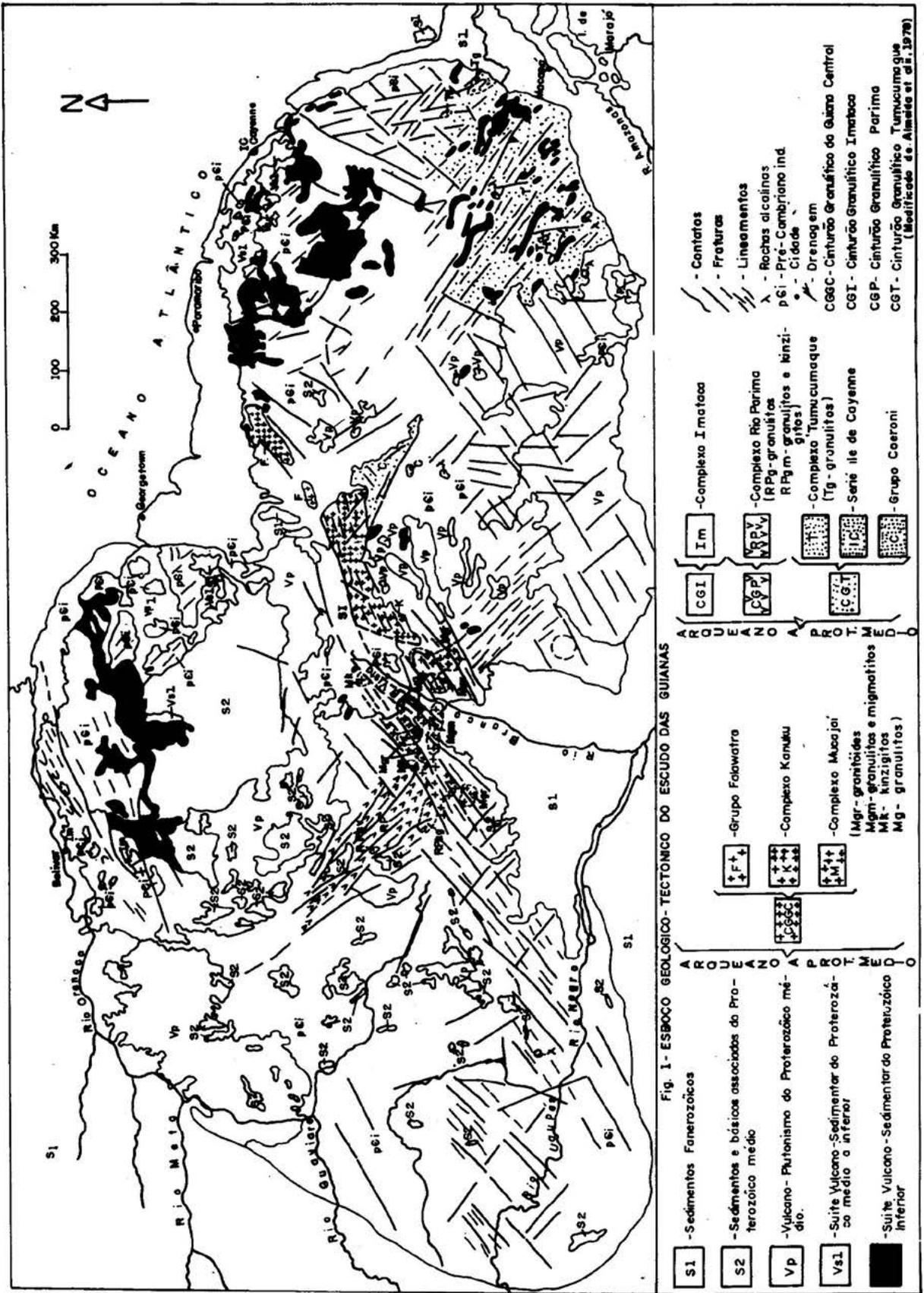


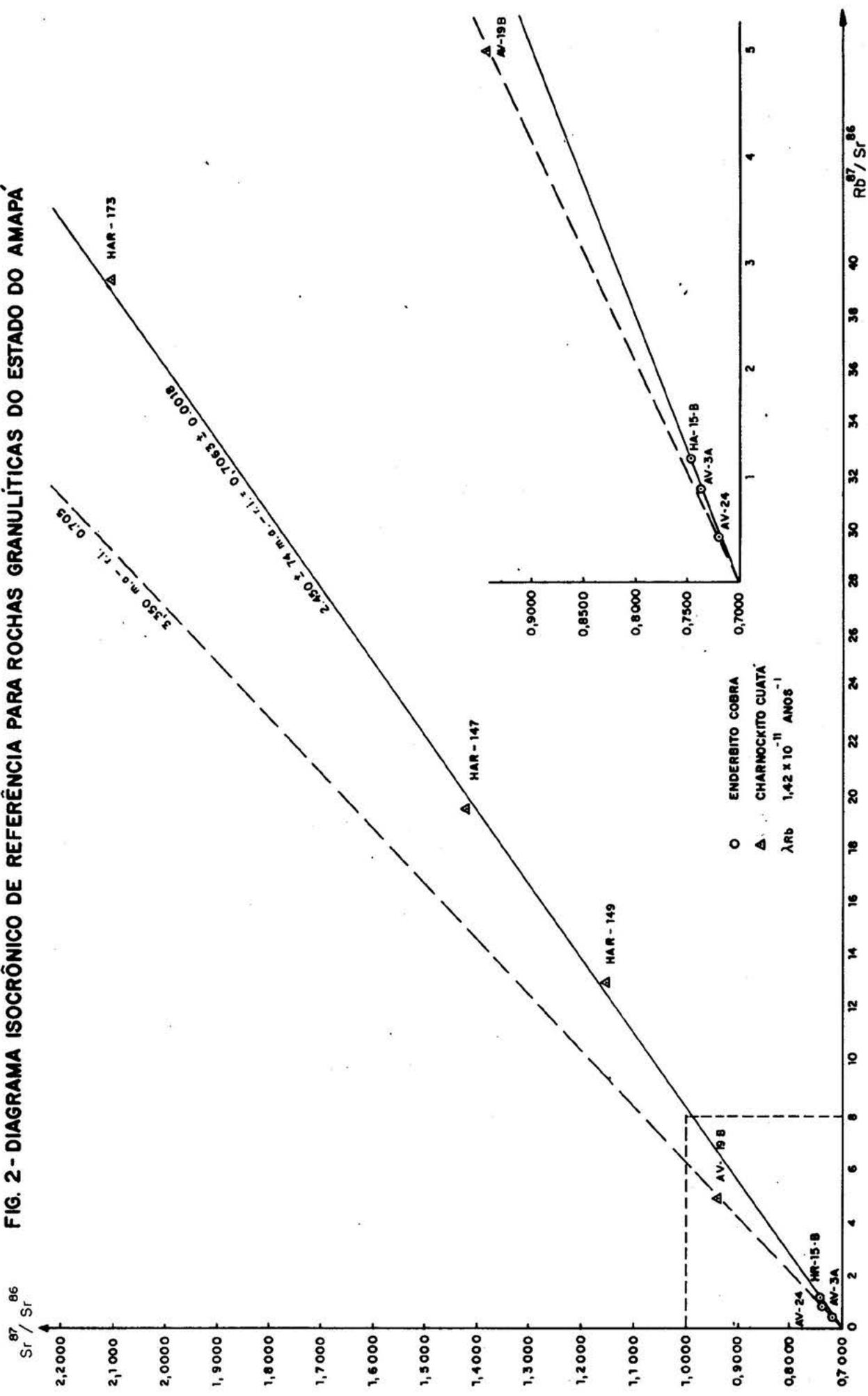
TABELA I.- Determinações Rb/Sr em rocha total para os Granulitos Cobra e Cuatá

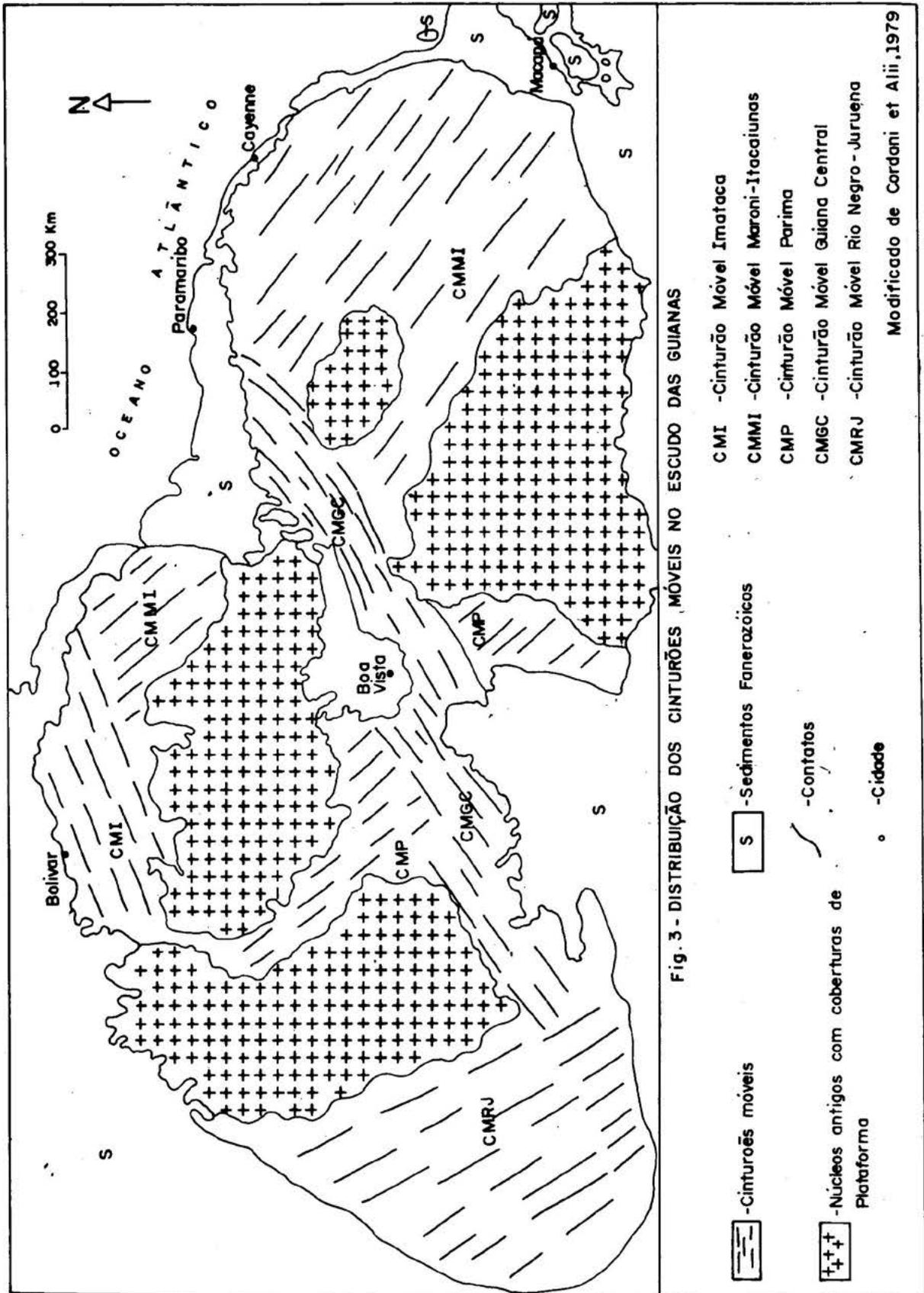
SPR	NºCAMPO	ROCHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	λ $Rb = 1,42 \times 10^{-11} m.a.^{-1}$	Idade (m.a.) $11 m.a.^{-1}$	* OBS.
5953	AV-19-B	Granul. Charm. 1	139,4	84,4	4,89	0,9426		3.340 ± 99	Sr(N)
5952	AV-3-A	Granoblastito 2	79,3	268,9	0,86	0,7393		-	Sr(N)
5958	HA-15-B	Granoblastito 2	102,1	255,2	1,16	0,7439		-	Sr(N)
5954	AV-24	Granul. Enderb. 2	71,5	481,1	0,43	0,7198		-	Sr(N)
5955	HAR-149	Charnockito 1	170,2	39,4	13,04	1,1473		2.352 ± 50	Sr(D.I.)
5956	HAR-173	Granoblastito 1	166,0	13,9	39,41	2,1078		2.463 ± 56	Sr(D.I.)
5957	HAR-147	Granul. Charm. 1	165,8	26,2	19,60	1,4246		2.539 ± 57	Sr(D.I.)

1 Cuatá
2 Cobra

* Sr (D.I.) diluição isotópica
Sr (N) natural
(Sr^{87}/Sr^{86}) = 0,705

FIG. 2 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA PARA ROCHAS GRANULÍTICAS DO ESTADO DO AMAPÁ





COBERTURAS VULCANO-SEDIMENTARES E SEDIMENTARES PRÉ-CAMBRIANAS DA PLATAFORMA AMAZÔNICA

Dacyr Botelho dos Santos *

Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão **

Otávio Blanco Rodrigues *

José Waterloo Lopes Leal ***

* DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL-DNPM/Belém

** PROJETO RADAMBRASIL/Goiania

*** COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS-CPRM/Belém

ABSTRACT The so-called Precambrian Platform covers of the Amazonian Craton are displayed, in part, with magmatic involvement. Under this point they are being divided into three categories: in the first one, those with aulacogenic characteristics related to the acidic to intermediate volcano-plutonic events, engaging the Gorotire and Mutum-Paraná Formations and Roraima and Beneficente Groups. These would be component parts of the Uatumã Complex. The second type would embrace the Caiabis, Guajará-Mirim, and Aguapeí Groups, by holding basaltic intercalations with geochronological ages that suggest a transitional phase. Finally, the third type would join those sedimentary units properly: Prainha, Prosperança and Pimenta Bueno Formations.

Some considerations are made on morphostructural and petrotectonic characteristics of each unit, in the attempt to have, in the future, a good classification of each sedimentary basin, within the concepts under which the platform structures are considered.

The time interval imputed to the cover units comprises over 1.800 m.y. - the lowest Uatumã age - to, perhaps, the beginning of the Paleozoic.

INTRODUÇÃO Este trabalho, sumariado, visa apresentar uma complementação àquele de Montalvão *et alii* (1979), que se restringiu, às Folhas SB-20 Purus, SC-20 Porto Velho e SC-21 Juruena, procurando-se focar, por inteiro, guardados os objetivos originais, a chamada Plataforma Amazônica. Que, geologicamente, compreende as Províncias Estruturais do Rio Branco, do Tapajós e Amazônica (Almeida *et alii*, 1981), as duas primeiras em concordância respectiva ao que tem sido chamado de Escudos das Guianas, em território brasileiro, e do Guaporê, constituindo, ambas, o escopo deste ensaio, por conterem a maior representatividade das chamadas coberturas vulcano-sedimentares e sedimentares pré-cambrianas. A Província Amazônica, embora contenha, subaflorante, parte dessas coberturas e, ainda que guarde estruturas da mesma plataforma, está fora do objetivo colimado, por sua expressão superficial fanerozóica. Nas áreas positivas antigas, é marcante e especulativo o vulcano-plutonismo ácido-intermediário ocorrente em toda a plataforma, aceito como ligado a processos de ativação, ou mesmo de estabilização, de plataforma. Seus primeiros paroxismos mostram, na Província Estrutural do Rio Branco, idades de 1890 m.a., atribuída à Formação Surumu (Montalvão *et alii*, 1975) e 1835 \pm 35 m.a. em que é tida a Formação Iricoumé (Oliveira *et alii*, 1975 e Araújo *et alii*, 1976).

Na Província Estrutural do Tapajós, as idades mais antigas atribuí

das ao vulcanismo parecem estar em correspondência àquelas do norte da plataforma, com 1850 m.a. na Folha SB-22 Araguaia/SC-22 Tocantins, com números menores como 1700 m.a. concedidos à Formação Iriri (BRASIL/SUDAM, 1972), como mapeada por Silva *et alii* (1974) e Santos *et alii* (1975) e aqueles de 1600 m.a. de Leal *et alii* (1978). A idade maior deve assinalar o início da elaboração das chamadas bacias de plataforma, numa e noutra províncias. Idades menores há, a evidenciar a repetitividade dos paroxismos vulcânicos, que diminuem de intensidade à medida do tempo, podendo-se, já, sugerir uma classificação preliminar dessas bacias, desde que algumas delas mostram um caso particular no relacionamento ao magmatismo, com outras evidenciando nenhum comprometimento com energia à profundidade.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA A chamada Plataforma Amazônica, é, talvez, a unidade geotectônica de maior expressão geográfica, em território brasileiro. Desde além-fronteiras, a norte, noroeste, oeste e sudeste, ela se entende por quase toda a Amazônia Legal, até os domínios da Geossutura Araguaia-Tocantins, paralelo de 49° WGr., a leste, e, neste trabalho, até o paralelo de 16° sul. Enfeixa os Estados do Amazonas, Acre, Rondônia, Pará, Mato Grosso e Goiás e Territórios Federais de Roraima e Amapá.

As extensões do *craton*, - termo usado neste trabalho no sentido de plataforma - abaixo de 16° não parecem, para o objetivo deste trabalho, constituir com sua omissão, qualquer óbice.

As Províncias do Rio Branco, ao norte, e do Tapajós, ao sul, são as áreas de maior evidência neste trabalho, por conterem superficialmente as maiores expressões das chamadas coberturas vulcano-sedimentares e sedimentares pré-cambrianas de plataforma.

ESTRATIGRAFIA O vulcano-plutonismo ácido-intermediário que se iniciou há mais de 1890 m.a. na Província do Rio Branco e há 1850 m.a. na Província do Tapajós e mostram o início dos paroxismos vulcânicos, se repetiu por todo o *craton* num intervalo que se supõe possa ter atingido até mais de 800 milhões de anos com maior representatividade na porção sul (Província do Tapajós) onde há determinações geocronológicas igualmente marcantes, com isócronas bem definidas para fases desse vulcanismo, como as de 1700 e 1582± m.a. tendo esta última levado Leal *et alii* (1978) a criarem a Formação Roosevelt, que embora tenha sido posicionada estratigraficamente sobrejacente ao Grupo Beneficente, sabe-se hoje ser constituída principalmente de vulcanitos que estão intimamente relacionados à elaboração da bacia de deposição desta última unidade.

A análise de trabalhos que tratam de tectônica de plataformas e do desenvolvimento de estruturas, nomeadamente suas bacias - cita-se classicamente o de Scheglov, 1968 - leva à aceitação da semelhança entre a evolução da nossa plataforma com outros *cratons*, sobretudo nesse intervalo considerado como de processos e fases ativistas ou de sua estabilização. A tectônica ruptural de movimentação diferencial vertical, com falhas à profundidade que suscitam implicação ou envolvimento magmáticos, sobejam a elaboração de bacias, nos seus primórdios, com preenchimentos terrígenos e intercalações vulcânicas, com vulcanismo intenso e abaciamentos rasos, passando a estágios intermediários, com diminuição da intensidade vulcânica. As feições negativas seriam, então, mais profundas, o vulcanismo tendendo ao desaparecimento, havendo por fim apenas plutonismo a modificar as estruturas sedimentares. Ao cabo, prevaleceriam os abaciamentos mais profundos, já sem manifestações vulcânicas ou plutônicas de qualquer natureza.

Com base nesse desenvolvimento, mais ou menos evidente na Plataforma Amazônica, pretende-se que suas chamadas coberturas vulcano-sedimentares e sedimentares pré-cambrianas possam ser classificadas em três tipos: o primeiro, que corresponderia às sequências vulcano-se-

dimentares que fazem parte do Complexo Uatumã, de Santos, Leal e Jorge João (1980), com algumas características francamente aulacogênicas: Grupo Roraima, Formação Gorotire, Grupo Beneficente e Formação Mutum-Paraná. Parece mais ou menos óbvio que estas unidades mantêm uma certa implicação com o vulcanismo ácido intermediário, que antecede e deve estar ligado à elaboração de suas respectivas bacias de deposição. O fato é discutível, principalmente, para aqueles autores que consideram o vulcano-plutonismo ácido intermediário independente, constituindo para Montalvão (1975) o Grupo Uatumã, de Barbosa (1966), seguindo a Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971); BRASIL/SUDAM (1972); Rangrab e Santos (1974), entre outros, para os quais a grande unidade não teria envolvimento sedimentar. O segundo tipo, que se poderia chamar de transição, englobaria os Grupos Guajarã-Mirim, Caiabis e Aguapeí, que guardam evidente sincronismo, relacionamento estrutural e associações litológicas muito semelhantes. As três grandes unidades mostram em suas seções sedimentares, intercalações basálticas como única manifestação magmática relacionada à deposição de cada unidade. Para o final de suas sedimentações parecem não ter qualquer comprometimento com energia à profundidade. As determinações radiométricas para os basaltos mostram sintomática e coincidentemente idades ao redor de 1000 a 1200 m.a., números mais aceitáveis para o fim do magmatismo Uatumã. A elaboração das respectivas bacias parece também não estar ligada diretamente a emanções vulcânicas, consideradas do tipo-graben e já sem características aulacogênicas. Finalmente, o terceiro tipo de coberturas, enfeixaria aquelas unidades aparentemente sem nenhum comprometimento com o chamado magmatismo Uatumã no sentido de Santos, Leal e Jorge João (*op. cit.*) depositadas em bacias tipo-graben, que antecederiam à fase de elaboração de sinéclises: Formações Prainha, Prosperança e Pimenta Bueno.

Montalvão *et alii* (1979) quando se refere à Formação Prainha, de Almeida e Nogueira Filho (1959) faz considerações razoáveis sobre a correlação efetuada por Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971); Silva *et alii* (1974); Santos *et alii* (1974) e Leal *et alii* (1978), entre essa unidade e a Formação Prosperança. Bem entendida a elaboração das bacias de plataforma, como sítios de possível individualização, suas associações com mesma denominação parecem desaconselháveis. Por ora, melhor será considerar-se como Formação Prosperança aquela unidade litoestratigráfica como definida nos trabalhos da Petrobrás, ocorrente nos domínios da sinéclise do Amazonas, sotoposta à Formação Acari, como se condicionada a uma bacia tipo-graben pré-elaboração da sinéclise, que a ela se sobreporia, embora ainda assim se considere a unidade mapeada por Araújo *et alii* (1976) no canto NW da Folha SA-21 Santarém.

GRUPO RORAIMA A denominação Roraima foi sugerida por Dalton (1912), para designar uma sequência sedimentar que aflora no setentrião do Território de Roraima.

Paiva (1939), tomando como referência o monte Roraima, revalidou a denominação proposta por Dalton (*op. cit.*), sendo no Brasil o primeiro a usar o termo Arenito Roraima.

Muito antes, Zuluaga, (1930), na Venezuela, incluiu a esses sedimentos as massas de diabásio expostas em formas de *sills* e diques, denominando o conjunto de Série Roraima ou *Kaieteuriana*.

O termo Formação Roraima, introduzido na literatura geológica por Aquerreve *et alii* (1939), foi subdividida por Gansser (1954) em três membros: membro inferior, com ou sem conglomerados, relativamente bem desenvolvido; membro médio, caracterizado pelas frequentes intercalações de jaspes, com considerável variação faciológica, e o membro superior, distinguido pelas espessas camadas horizontais de arenito, consistente e reconhecível por toda a área de exposição da unidade.

A Formação Roraima foi objeto de estudo por vários geólogos, dentre os quais destaca-se o trabalho de Reid (1972) na Venezuela, que pôs a sua elevação à categoria de grupo, dividindo-o em quatro formações: Formação Uairen; Formação Cuquenán; Formação Uaimapué e Formação Matavi.

Bouman (1959), trabalhando especificamente sobre a Formação Roraima, dividiu-a em três membros: Araí, Suapi e Quinô.

Montalvão *et alii* (1975), usaram o termo Grupo Roraima proposto por Reid (*op. cit.*) e sugeriram a elevação à categoria de formação os membros Araí, Suapi e Quinô, de Bouman (*op. cit.*).

O Grupo Roraima é representado por uma sequência de psamitos, pseliticos e pelitos com camadas de *cherts* associados, de grau diagenético elevado.

Os sedimentos basais, são constituídos de conglomerados polimíticos com seixos de até 10 cm de diâmetro, variando de arredondados a angulosos, constituídos de quartzo leitoso e de rochas vulcânicas da Formação Surumu (Barbosa & Ramos, 1959) ou Iricoumé (Oliveira, A.S. *et alii* 1975). Sobre esses conglomerados repousam as espessas camadas de arenitos ortoquartzíticos e arcóseos, com marcas de ondas e estratificação cruzada indicando uma sedimentação rápida em bacia pouco subsidente. A parte média, sugere um ambiente de sedimentação de águas calmas e mais profundas com a deposição de espessas camadas de folhelho verde, amarelados e marrom, camadas de *cherts* e jaspilitos de cores variegadas. As camadas de *cherts* e jaspilitos apresentam estruturas nodulares e fraturamento ortogonal, de reduzida extensão lateral. A parte superior do grupo é constituída por mesas de arenitos e arcóseos, que caracterizam novamente uma movimentação com rápida deposição de material clástico.

O Grupo Roraima é cortado por corpos básicos, *sills* e diques, que em seus contatos propiciaram a formação de quartzitos e hornfelses. Essa sequência mega-rítmica tabular ocorre em grande parte do extremo norte do Território de Roraima, em continuidade para o interior da Venezuela, República da Guiana e Suriname. A cobertura continental ocorre ainda em áreas isoladas no Rio Uraricoera, logo após a junção dos rios Parima e Auari, até próximo a Uaiacás, na região da missão Surucucu; nas serras Aracá, da Neblina, Tepequém e do Melo Nunes.

O contato inferior do Grupo Roraima é sempre discordante, ora sobre a Formação Surumu (Barbosa & Ramos, *op. cit.*) ou Iricoumé (Oliveira *et alii*, *op. cit.*) composta de rochas vulcânicas, de composição ácida, a intermediária não metamorfizadas, ora diretamente sobre o complexo Guianense.

Segundo Martin-Kaie (1966) não existe contato superior do Grupo Roraima, nem no Brasil nem na República das Guianas.

O Grupo Roraima é mais novo que a Formação Surumu ou Iricoumé e mais velho que as intrusivas básicas toleíticas e níveis de efusivas ácidas que o seccionam. Baseados neste fato, foram feitas várias determinações radiométricas (K/Ar e Rb/Sr) nessas intrusivas, tanto no Brasil como em outros países o que levou a considerar o intervalo de 1800 m.a. - 1600 m.a. como o tempo de deposição do Grupo Roraima. Uma outra consideração a ser dada ao Grupo Roraima prende-se ao tratamento dado por Santos, Leal e Jorge João (1980) aos seus congêneres, na Província Estrutural do Tapajós, Formações Gorotire e Mutum-Paraná e Grupo Beneficente, incluídos no Complexo Uatumã, por seu envolvimento com o vulcano-plutonismo ácido-intermediário de ativação ou estabilização de plataforma. Por extensão, o Grupo Roraima, poderia ser correlacionado àquelas unidades.

FORMAÇÃO GOROTIRE Embora as Formações Gorotire e Cubencranquém sejam consideradas discordantes entre si, por alguns autores, em virtude de sua natureza e relacionamento e ainda pelas dificuldades encontradas pelos que defendem aquela separação, neste trabalho são a

grupadas numa única unidade, defendidos certos atributos que a isso levam.

O primeiro registro literário da unidade, está inserido em Oliveira (1928), ao descrever as serras de arenitos brancos, no rio Fresco, próximo à localidade de Novo Horizonte.

Ramos (1955), correlaciona a unidade aos sedimentos silurianos da bacia do Parnaíba, porém não formaliza a nova unidade. Barbosa *et alii* (1966) institui a Formação Gorotire cujo nome atribui a Ramos (*op. cit.*) para englobar os sedimentos existentes entre os rios Arauaia e Xingu, descrevendo como seção-tipo o morro existente ao lado do Posto Indígena Gorotire, no rio Fresco. Estes sedimentos, são arenitos esbranquiçados, com mais de 300 metros de espessura e que repousam sobre folhelhos da Formação Rio Fresco.

Sudam/Geomitec (1972), refere-se à unidade no rio Jamanxim, considerando-a de ambientação continental de idade cambro-ordoviciano.

Silva *et alii* (1974), correlacionam a Formação Gorotire à unidade Cubencranquém de Barbosa *et alii* (1966), achando que as duas formações fazem parte de um mesmo evento tectônico-sedimentar e que as possíveis discordâncias sejam registro do intervalo de tempo do sincronismo entre o início dos dobramentos Gorotire com a fase inicial de deposição Cubencranquém. A estes autores cabe também a fixação do intervalo de 1700 - 1600 m.a. como limites inferiores para o início da sedimentação Gorotire.

Jorge João *et alii* (1975) e Marinho *et alii* (1976), aceitam a unidade como definida anteriormente, apenas fazendo restrições quanto ao posicionamento geocronológico. Afirmam a sobrejacentia ao Grupo Uatumã e estendem a sua litologia a arenitos feldspáticos, siltitos, arenitos conglomeráticos e ortoquartzíticos.

Araújo *et alii* (1976), propõem mudanças no posicionamento da unidade admitindo uma inversão na coluna estratigráfica, onde a Formação Gorotire ficaria sotoposta ao Grupo Uatumã.

Pessoa *et alii* (1977), admitem o posicionamento da unidade, como tradicionalmente, fixando a Formação Gorotire acima do Super Grupo Uatumã. O limite inferior mínimo para a unidade ficou estabelecido em 1600 m.a.

Martins & Araújo (1979), em conformidade com Araújo (1975), colocam a Formação Gorotire como mais antiga que o Super Grupo Uatumã, baseados, principalmente, no "fato de nunca haver sido descrito, petrograficamente, a existência de fragmentos de vulcânica, como constituinte de tais rochas na seção-tipo da unidade".

Santos, Leal e Jorge João (1980), apresentam uma nova visão da unidade, incorporando-a ao então proposto Complexo Uatumã, fixando seu posicionamento estratigráfico como anterior à suite intrusiva Teles Pires de Martins & Araújo (1979) e posterior à Formação ou Grupo Iriri, no sentido de Silva *et alii* (1974) e Prazeres *et alii* (1979) respectivamente.

Pastana & Silva Neto (1980) comprovam o posicionamento da unidade quando escrevem, "... os Arenitos Gorotire acham-se intrudidos pelos Plutonitos Teles Pires e são posteriores às vulcânicas da Formação Iriri...". Adiante concluem: "A frequente presença de arenitos feldspáticos e arenitos líticos, com fragmentos de rocha vulcânica ácida, indica a grande contribuição da Formação Iriri para a gênese dos sedimentos Gorotire, ...". Nesse mesmo trabalho, são citados vários pontos no campo, onde este fato é justamente observado.

A Formação Gorotire é composta de arenitos feldspáticos e líticos, siltitos, argilitos e quartzitos. Intercalações de folhelhos ocorrem, e subordinadamente, os quartzitos são de origem dinamo/termal. Sua área de ocorrência é, grosso modo, limitada pelas bacias dos rios Xingu e Tocantins. Citações bibliográficas fora dessa área, parecem não corresponder, sob o ponto de vista dos autores, a esta unidade. Repousam discordantemente sobre as vulcânicas ácidas da Formação Iriri e são cortadas pelos plutons da unidade Teles Pires. Pa

drões estruturais característicos são identificados e usados por alguns autores como critérios de separação das duas unidades.

No caso atual, os mesmos estão sendo interpretados como facies diferentes de um mesmo sítio de deposição onde os sedimentos marinhos da Formação Gorotire estariam sendo dobrados por ocasião da deposição dos sedimentos continentais da Formação Cubencranquém. Desse modo torna-se necessária a unificação taxionômica, sendo proposto então o nome de Gorotire, por ser aquele mais usado pelos autores paratidários da unificação das unidades e por ser também, a de primeira citação na literatura. Sob esse ponto de vista, é possível que essa unidade litoestratigráfica venha a ter, no futuro, por necessário, *status* de grupo, ficando, por isso, a merecer melhor conhecimento.

GRUPO BENEFICENTE Considerações são feitas, já, por Montalvão *et alii* (1979) às unidades de cobertura ocorrentes nas Folhas SB-20 Purus, SC-20 Porto Velho e SC-21 Juruena. Entre elas está o Grupo Beneficente. Essa unidade litoestratigráfica repousa sobre as vulcânicas ácidas de cerca de 1600 m.a. certamente envolvidas na elaboração do aulacôgeno do Cachimbo, principal sítio deposicional da grande unidade e, de acordo com Silva *et alii* (1980) no graben, que corresponde à Chapada de Dardanelos, Folha SC-21 Juruena. É importante enfatizar-se a grande variedade litológica observável desde os domínios oeste da bacia, onde prevalecem sedimentos francamente marinhos, com ocorrência de fosfato, folhelhos, calcários, arenitos glauconíticos, até à sua extremidade leste, onde uma ambientação oxidante é facilmente detetável, com aparecimentos de argilitos vermelhos gretados, intercalados a arenitos arcoseanos e arcóseos.

FORMAÇÃO MUTUM-PARANÁ A designação formal desta unidade é devida a Lobato *et alii* (1967) para os metassedimentos de São Lourenço, Limeira e Abunã, que Vershure e Bon (1972) correlacionaram às Formações Palmeiral e Parecis. Souza *et alii* (1975) relatam tufitos intercalados aos metassedimentos. Em 1978, Leal *et alii*, consideraram os metassedimentos Mutum-Paraná englobados no Grupo Beneficente. Antes, Pinto Filho *et alii* (1976) correlacionaram as duas grandes unidades.

O Grupo Mutum-Paraná é colocado por Pinto Filho *et alii* (*op. cit.*) entre o magmatismo Uatumã (1850 m.a. - 1350 m.a. e o evento Rondoniense, que deve também ser considerado parte do magmatismo Uatumã. Acredita-se hoje, que os Grupos Mutum-Paraná e Beneficente sejam isócronos. Vershure e Bon (*op. cit.*) apresentam idade em torno de 1250 m.a. para a Formação Mutum-Paraná. Que, pelo menos, deve ser mais antiga que o evento rondoniense (\pm 1000 m. a.).

Em 1980, Santos, Leal e Jorge João incluíram o Grupo Mutum-Paraná no Complexo Uatumã, por seu envolvimento com o vulcano-plutonismo ácido-intermediário.

O Grupo Mutum-Paraná é uma sequência vulcanoclástica, constituída principalmente de metarenitos feldspáticos, metarcóseos e arcóseos, conglomerados, filitos ou filonitos, quartzitos e piroclásticas associadas.

GRUPO CAIABIS O Grupo Caiabis foi primeiro individualizado fotograficamente por Lima *et alii* (1975) que o nomearam de unidade Pré-Cambriano II no Projeto Apiacãs-Caiabis. Foi identificada sua bacia de deposição, balisada por falhas E-W e NW. A unidade Pré-Cambriano II, foi então dividida em três subunidades, com base em feições morfológicas, que não tiveram boa resposta na comprovação de campo. A caracterização litológica de cada unidade seria: subunidade p é II₁ - conglomerado basal petromítico, protoquartzitos, arcóseos, quartzitos e intercalações de vulcânicas ácidas; subunidade II₂ - conglomerado quartzoso, arenito arcoseano conglomerático e arenito feldspático fino a médio; e subunidade II₃ - cataclasitos.

Almeida e Nogueira Filho (1959) chamaram de Formação Dardanelos os sedimentos que conformam a chapada homônima, no rio Aripuanã. Liberatorre *et alii* (1972) reconheceram no interflúvio Juruã-Sucunduri uma sequência vulcano-sedimentar, que Silva *et alii* (1980) incluíram juntamente com os sedimentos encontrados no graben dos Caiabis e aqueles da chapada Dardanelos na Formação Dardanelos, de Almeida e Nogueira Filho (*op. cit.*), que com a sua Formação Arinos, de basaltos, passaram a constituir o Grupo Caiabis.

Neste trabalho o Grupo Caiabis tem a mesma concepção de Silva *et alii* (*op. cit.*): a Formação Dardanelos como ocorrente na chapada homônima, constituída principalmente de sedimentos arcoseanos, assentes em discordância sobre vulcanitos ácidos e a Formação Arinos, representada por duas intercalações basálticas, que forneceram idades de 1400 a 1200 m.a. intervalo em que é tido o Grupo Caiabis. Com isso, vê-se que embora uma correlação litológica e estrutural possa ser feita com os Grupos Guajarã-Mirim e Aguapeí, geocronologicamente o Grupo Caiabis parece ser mais antigo. Ressaltem-se ainda as possíveis intercalações ácidas a intermediárias dos sedimentos da grande unidade, que poderiam, junto às determinações geocronológicas justificar seu agrupamento àquelas unidades consideradas como em associação a aulacógenos, embora esta característica já não seja tão marcante para o Grupo Caiabis.

GRUPO GUAJARÃ-MIRIM Formalização de Leal *et alii* (1978) para as sequências vulcano-sedimentares que se relacionam aos grabens dos pacas Novos e Uopiane, que o dividiram nas Formações Nova Floresta e Pacaás Novos. A primeira, de vulcânicas básicas situadas, em superfície, abaixo da cobertura sedimentar da Formação Pacaás Novos. Ocorrem na Folha SC-20 Porto Velho, erigindo as serras dos Pacaás Novos, Mirante e Uopiane. O Grupo Guajarã-Mirim pode ser correlacionado aos Grupos Caiabis e Aguapeí, por suas particularidades estruturais, associações litológicas, podendo, ainda, com aqueles, compor o conjunto de unidades que representariam a fase de transição das coberturas plataformais pré-cambrianas, entre as supostamente aulacogênicas e as sem comprometimento magmático. Fica ressalvada a idade geocronológica mais antiga atribuída ao Grupo Caiabis, cujas intercalações basálticas forneceram idades entre 1400 e 1200 m.a. Tipos litológicos da grande unidade estão bem descritos por Leal *et alii* (*op. cit.*). As básicas são basaltos alcalinos afaníticos e diabásios médios a grosseiros. O evento magmático da Formação Nova Floresta é considerado sin-sedimentar à deposição da Formação Pacaás Novos. Que é composta de arcóseos, subarcóseos, conglomerados, arenitos e quartzitos.

GRUPO AGUAPEÍ Tratado informalmente como Unidade Aguapeí, por Figueiredo *et alii* (1974), que a descreveram na serra homônima (Folha SE-21-YA), ele foi antes considerado, pela LASA (1964), como extensões da Formação Cubencranquém, nas exposições da serra Ricardo Franco. A unidade Aguapeí foi, então, subdividida em três subunidades: uma, inferior, composta de metaconglomerado oligomítico e metaarenitos ortoquartzíticos com níveis conglomeráticos; uma subunidade média, constituída de metassiltitos, argilitos silticos, ardósias e metarcóseos; e, finalmente, uma subunidade superior, com metarenitos arcoseanos e metassiltitos lenticulares, somando os três membros cerca de 800 metros.

Em 1977, Montalvão veio a designar formalmente aquela unidade, mantendo sua seção-tipo e divisão e caracterizando a Formação Aguapeí como cobertura de plataforma.

Santos *et alii* (1979) voltaram a tratar, agora na Serra Ricardo Franco (Folhas SD-20-ZB e ZD), essa unidade litoestratigráfica, que erige proeminente feição topográfica, alongada no sentido aproximado do NNW-SSE, na fronteira Brasil-Bolívia, com expressões, também, na

Folha SD-21 Cuiabá. Esses autores mencionam a intercalação de 120 metros de um *sill* ou derrame basáltico na unidade sedimentar, mencionando também a dificuldade de reconhecer a subdivisão estabelecida na Folha SE-21 Corumbá. A Formação Aguapeí foi, então, posicionada estratigraficamente sobrejacente ao Grupo Costa Marques, de vulcânicas ácidas a intermediárias e intrusivas associadas, sem ter sido observado no campo, esse relacionamento.

A idade da Formação Aguapeí foi considerada em função da intercalação basáltica, que foi datada em 936 ± 20 m.a.

A seção descrita por Santos *et alii* (*op. cit.*), na região do rio Verde, constitui-se, de baixo para cima, de conglomerado compacto, avermelhado, com seixos arredondados de quartzo e quartzito, matriz arenosa, ligeiramente micácea; arenitos cinzentos a róseos, silicificados, médios, às vezes conglomeráticos, com intercalações argilosas bordô, micáceas; intercalações de arenitos conglomeráticos, siltitos e folhelhos; arenitos feldspáticos, micáceos, mais grosseiros para o topo, com intercalações conglomeráticas, bem estratificados. Estes arenitos ocorrem na parte superior da serra Ricardo Franco e guardam semelhança com o membro superior da formação descrito na serra do Aguapeí.

Em 1980, Souza & Hildred elevaram a Formação Aguapeí à categoria de grupo, por comprovarem a mapeabilidade de seus membros como formações que denominaram de Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino, respectivamente, inferior, médio e superior. Insinuam a grande unidade como produto de metamorfismo regional de baixo grau, embora reconheçam semelhanças litológicas estreitas com outras unidades consideradas de cobertura. Para Montalvão (*op. cit.*), os metamorfitos estariam relacionados a zonas de falhas.

Faz-se associação do Grupo Aguapeí aos Grupos Guajarã-Mirim, de Leal *et alii* (1978) e Caiabis, de Silva *et alii* (1980) por guardarem estreitas semelhanças e associações litológicas, relacionamentos estruturais e geocronológicos que sugerem seu sincronismo, sendo por isso, grupadas para representar a fase de transição, sugerida neste trabalho, entre as coberturas francamente comprometidas pelo vulcanoplutonismo ácido-intermediário, e aquelas sem nenhum comprometimento magmático. Para o termo da deposição das três grandes unidades litoestratigráficas da fase de transição, não tem sido observado qualquer envolvimento magmático, sendo as intercalações basálticas consideradas como possíveis emanações do fecho do vulcano-plutonismo Uatumã.

A Formação Aguapeí mostra-se em grande extensão subhorizontalizada, fraturada segundo NNW, NNE, NW e NE, e, a oeste da Serra Ricardo Franco, mostra mergulhos acentuados para oeste, sugerindo comprometimentos estruturais e tectônicos posteriores à sua deposição, mais especialmente relacionados às bacias periclinais andinas, naquela parte.

FORMAÇÃO PRAINHA A Formação Prainha foi descrita por Almeida e Nogueira Filho (1959), na bacia do rio Aripuanã, para siltitos, argilitos e arenitos argilosos vermelhos, com camadas eventuais de arenitos grosseiros e conglomerados. Caputo, Rodrigues e Vasconcelos correlacionaram as litologias do igarapé Prainha e rio Aripuanã à Formação Prosperança. O que foi conservado por Silva *et alii* (1974) e Leal *et alii* (1978).

Montalvão *et alii* (1979) após estudarem e compararem seções do Rio Negro, na região de Prainha e na Rodovia Transamazônica, reconsideraram a designação de Almeida e Nogueira Filho (*op. cit.*), dando-lhe uma possível equivalência estratigráfica à Formação Dardanelos e ao Grupo Caiabis.

Assim, a Formação Prainha seria aquela unidade subhorizontal, considerada transgressiva ao Grupo Beneficente, ocorrente a leste da Folha SB-21 Tapajós e oeste da Folha SB-20 Purus. Neste trabalho, a

Formação Prainha passa a constituir o grupo de unidades sem comprometimento magmático, junto às Formações Prosperança e Pimenta Bueno, com as quais parece guardar maior afinidade.

FORMAÇÃO PROSPERANÇA Primeiramente descrita por Paiva (1929), depois por Swan (1958), que a chamou de Formação Jaú, Bouman (1959), que lhe atribuiu idade pré-siluriana, foi formalizada por Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971). Sua seção-tipo está desde o igarapé Prosperança até próximo a Mirapinima, no rio Negro. São arenitos frequentemente arcoseanos, finos a médios, esbranquiçados a vermelhos, com estratificação plana e cruzada, friáveis a bem cimentados, siltitos micáceos, interlaminados, argilitos e folhelhos subordinados e lentes de conglomerados de composição variada. A área de ocorrência em superfície da Formação Prosperança se dá na Folha SA-20 Manaus como mostrada por Lourenço *et alii* (1978), na Folha SB-21 Tapajós, nas bordas da sinéclise do Amazonas e na Folha SA-21 Santarém canto NW mapeada por Araújo *et alii* (1976), em bacia isolada. Em subsuperfície, nos domínios da sinéclise, como perfurada no poço de S. Luiz, em Manacapuru, pela Petrobrás, onde mostra sua maior possança. Aí, aparece sotoposta à Formação Acari, somente subaflorante naquela bacia, o que deixa a suspeita de seu relacionamento a uma bacia pré-sinéclise e seu posicionamento no Pré-Cambriano Superior ou limiar do Paleozóico.

FORMAÇÃO PIMENTA BUENO Dequech (1943) foi o primeiro a verificar a ocorrência de folhelhos, folhelhos argilosos e conglomerados no rio Apidiã ou Pimenta Bueno, que ele englobou na Formação Parecis, de Oliveira (1915). Lobato *et alii* (1967) incluíram folhelhos verdes que ocorrem na estrada que liga Pimenta Bueno a Vilhena na mesma Formação Parecis. Pinto Filho *et alii* (1966) colocou as duas seções do rio Pimenta Bueno e da rodovia BR-364 na sua Unidade Permo-Carbonífera I (PCI), que incluiria folhelhos, arenitos, arenitos calcíferos e dolomitos e se relacionariam a uma bacia restrita tipo-*graben*. Aqueles autores reconheceram uma Unidade Permo-Carbonífera II (PCII) constituída de filitos que se sobreporiam à sequência sedimentar da unidade PCI. Leal *et alii* incluíram as duas unidades na Formação Pimenta Bueno, que se acha preenchendo o *graben* homônimo e está localizado nas Folhas SC-20-ZC e SC-20-ZD, por uma extensão de 220 km e 40 de largura. A Formação Pimenta Bueno foi, então posicionada estratigraficamente acima da Formação Prosperança.

Para Pinto Filho *et alii* (*op. cit.*) as unidades PCI e PCII, foram posicionadas no Permo-Carbonífero, em bases palinológicas, mas suas litologias também revelaram um tipo de alga, que para Sommer e Costa (1972) teriam idade pré-cambriana superior a eo-paleozóica. O fato torna a datação da unidade problemática, acreditando-se, no entanto, numa elaboração do *graben* de Pimenta Bueno ligada a processos de ativação de plataforma, especificamente pré-elaboração da sinéclise, por isso se lhe atribuindo, tantativamente, idade pré-cambriana superior a eo paleozóica.

O mapeamento da Folha SD-20 Guaporé, Santos *et alii* (1979), veio mostrar estrutura semelhante ao *graben* de Pimenta Bueno, particularmente ocorrente nas Folhas SD-20-XA e XB. Coincidentemente, também, com os mesmos litotipos descritos na Folha SC-20 Porto Velho. E, também, com quase duas dezenas de amostras analisadas palinologicamente, sem revelar indícios que permitissem sua datação. Esses autores apenas presumem o sincronismo na elaboração das duas bacias.

Litologicamente, a Formação Pimenta Bueno é constituída de paraconglomerados ou diamictitos que se restringem às bordas das bacias, gradando para arenitos arcoseanos e arcóseos amarronzados e folhelhos cor de chocolate com variações para verde, com níveis e veios irregulares calcíferos e piritita.

ESTRUTURAS DE PLATAFORMA Alguns trabalhos podem ser citados, já, que tratam do desenvolvimento da Plataforma Amazônica. Entre eles está o de Issler (1974), que trata particularmente do Craton do Guaporé, à Província Estrutural do Tapajós, de Almeida *et alii* (1981). O mais importante, todavia, parece ser o de Montalvão e Bezerra (1980), que procuram mostrar, com apoio na geocronologia, em especial, a sucessão de eventos que envolveram as diversas unidades litostratigráficas e geotectônicas mapeadas pelo Projeto RADAMBRASIL na plataforma, nos domínios da Amazônia Legal Brasileira. É com base nesse mapeamento que se acredita poder tentar uma classificação de suas bacias sedimentares, baseados em critérios e relacionamentos petrogenéticos, caracteres estruturais e particularidades geocronológicas.

Os primeiros estudos sobre altos e bacias do embasamento tiveram por base, forma e dimensão. É imputado a Shatskiy (in: Muratov, 1974) o reconhecimento e definição de aulacógenos e bacias tipo-*graben* como também o primeiro a aceitar o termo sinéclise, de Pavlov. Esses tipos de bacias teriam diferenças substanciais nas suas condições de formação, bem como posicionamento diferenciado ao longo do tempo. Aulacógenos e bacias tipo-*graben* antecederiam as sinéclises, seriam os elementos mais antigos no desenvolvimento das plataformas e estariam sempre associados a fraturas do seu embasamento, na elaboração de depressões estreitas, dispostas linearmente, preenchidos com depósitos vulcano-terrígenos. Os aulacógenos e as bacias tipo-*graben* constituiriam um único tipo genético, sempre associados a fraturas à profundidade, originadas no manto. Não haveria absolutismo na movimentação de blocos, podendo ser tanto vertical quanto horizontal. Os aulacógenos, também semelhantes a *grabens*, teriam seus complexos sedimentares espessos em geral complicados por dobramentos e seus falhamentos frequentemente acompanhados de manifestações vulcânicas. Que poderiam estar ligadas diretamente à elaboração dos abaciamentos e responderiam pela retirada de material da infra-estrutura. Os aulacógenos seriam as estruturas maiores e para Salop & Scheimam (1969) seriam bacias alongadas, assimétricas, que se estenderiam do centro da plataforma, e onde predominaria sedimentação continental, rasa, abrindo-se para o mar ou para uma faixa móvel, nas partes mais profundas com sedimentação francamente marinha. Essa sedimentação deve estar associada a vulcanismo, sobretudo de natureza ácido-intermediária e a bacia mostraria um dos bordos com maior complicação tectônica em relação ao outro bordo.

Consideradas as bacias da Plataforma Amazônica como produtos de ativação de plataforma, elas estariam de acordo com o desenvolvimento observado em outras plataformas por Scheglov (1968) onde as estruturas mais antigas se processariam com grande intensidade vulcânica, que se abateria com o tempo e à medida que o plutonismo passaria a predominar sobre o vulcanismo e a só existir a determinado tempo. Os últimos abaciamentos se processariam sem envolvimento magmático. Analisadas as bacias da Plataforma Amazônica, ressalvado seu grau de conhecimento, pode-se aventar que aquelas unidades litostratigráficas consideradas neste trabalho podem ter participado da estabilização ou são produtos de ativação plataformal. Seus sítios de deposição são aulacógenos ou bacias tipo-*grabens*, consideradas as particularidades de cada uma e os parâmetros gerais defendidos. Assim é de se supor que o Grupo Roraima, a Formação Gorotire, o Grupo Beneditense e a Formação Mutum-Paraná tenham sido depositados em ambientes com peculiaridades aulacogênicas e as demais unidades tenham sido depositadas em bacias tipo-*grabens*.

Alguns atributos para se defender esses pontos de vista podem inexistir como são também apenas parciais as apresentações de algumas das coberturas, criando certa dificuldade de argumentação em determinadas particularidades.

O Grupo Roraima, considerado como um todo, à parte sua divisão for

macional, com espessura sedimentar considerável e intercalações vulcânicas, pelo menos na sua porção inferior, deve ter tido sua bacia de deposição elaborada às expensas de vulcanismo. Está sempre reportada como assente às Formações Surumu e Iricoumé. Não se tem maior expressão para a configuração da bacia de deposição do Grupo Roraima, que mostra apenas dobramentos ou basculamentos atribuídos a falhamentos. O maior argumento para a suposição aqui levantada seria a idade da deposição dos sedimentos Roraima em torno de 1800 m.a.. A Formação Gorotire que melhor estudada, poderá ter a conotação de grupo, já que estaria englobando os sedimentos Cubencranquém, está claramente com sua bacia de deposição ligada ao vulcanismo ácido-intermediário da Formação Iriri, tem uma parte da variação faciológica que seria de esperar em um aulacógeno.

Este se torna de contornos difíceis, pela grande ação erosional a que tem sido submetido. Estruturas de dobramento aparecem, aliás o grande argumento que tem sido mais usado para defender a existência de duas formações. Eventos plutônicos que estariam associados a aulacógenos são palpáveis.

O aulacógeno do Cachimbo é o exemplo maior da estrutura, tal como é defendida. Embora não se conheça a possível grande espessura de seus sedimentos, o Grupo Beneficente apresenta-se seguramente mais espesso na região do Domo do Sucunduri onde uma facies marinha é facilmente reconhecível, com gradações para uma facies continental, menos possante, na região da rodovia Santarém-Cuiabá. O bordo sul da bacia, apresenta-se complicado por dobramento e aquele ao norte, subhorizontal. É patente que o vulcanismo plutônico esteve presente desde o início até o fim da deposição da grande unidade.

O Domo do Sucunduri na Folha SC-21 Juruena, canto NW, mostra bem o efeito plutônico pós-deposicional. Às suas vizinhanças ocorrem outras estruturas dômicas ou braquigeossinclíneos menores.

A Formação Mutum-Paraná guarda consigo, certamente, apesar de seu estudo menos desenvolvido, características deposicionais estruturais e associação magmática que podem justificar como tendo um aulacógeno o seu sítio de deposição.

Para as estruturas ou bacias aqui defendidas como aulacógenos há, no geral, uma certa uniformização geocronológica, que deixa admitir o período de mais de 1800 m.a. a 1400 m.a. como o de possível elaboração das bacias. Uma presumível dilatação desse período poderia fazer concessões até os 1200 m.a., talvez, e o Grupo Caiabis poderia ser tido como pertencente a esse conjunto, desde que levados em conta, também, associações vulcânicas que não aquelas reportadas por Silva *et alii* (1980) e consideradas as de Lima *et alii* (1975).

O Grupo Caiabis, negada a concessão acima, o Grupo Guajará-Mirim, o Grupo Aguapeí, a Formação Prainha, a Formação Prosperança e a Formação Pimenta Bueno estão sendo considerados como depositados em bacias tipo-*grabens*, que se poderiam ter seu início de elaboração a partir de 1400 m.a. até o limiar do Paleozóico.

A Plataforma Amazônica mostra, sobejamente, estruturas várias, sobretudo de dobramento e falhamento. Dobramentos devidos à ação dinâmica de blocos (*block-folding*), podem ser claramente observados, aqui e ali, sendo talvez o melhor exemplo a faixa do bordo sul do aulacógeno do Cachimbo, Folha SC-21 Juruena. Para oeste no sentido do espessamento dos sedimentos, onde predomina o ambiente marinho, aparecem as mais proeminentes feições dômicas, como o Domo do Sucunduri (Folha SC-21-VA), ou branquianticlíneos às suas vizinhanças, caracterizando, de par com aqueles dobramentos, o tipo intermitente, descontínuo ou idiomórfico, de Belousov (1959). Essa situação já foi citada por Montalvão *et alii* (1979).

Ainda nessa parte, ao longo do bordo da bacia, no limite com o Alto Estrutural Juruena-Teles Pires (Silva *et alii*, 1979), é possível reconhecer pelo menos duas fases de falhamentos, que se processam segundo E-W, um, com componente horizontal de rejeito levôgiro ou

sinistro e outro, possivelmente mais novo, também mostrando deslocamento horizontal, NW-SE, mas destro.

A Folha SA-21-VA mostra uma estrutura negativa elítica que está sendo considerada uma caldeira de subsidência, onde foram mapeados (Araújo *et alii*, 1976) sedimentos tidos como da Formação Prosperança. As diversas unidades de cobertura consideradas neste trabalho podem mostrar estruturas de dobramentos ou falhamentos, nestes em especial os limitadores de suas bacias de deposição. Que, paralelamente a outras feições lineagênicas, generosamente apresentadas pela Plataforma Amazônica, estão bem descritas por Silva *et alii* (1979), Lima *et alii* (1974), Issler *et alii* (1974), Santos *et alii* (1975), Montalvão *et alii* (1975), Oliveira *et alii* (1975), Araújo *et alii* (1976), Pinheiro *et alii* (1976), Leal *et alii* (1978) Araújo *et alii* (1978), Lourenço *et alii* (1978), Santos *et alii* (1979).

AGRADECIMENTOS Às biblioteconomistas Orlandina Jorge João e Cecília Martins da Silva pela normalização bibliográfica.

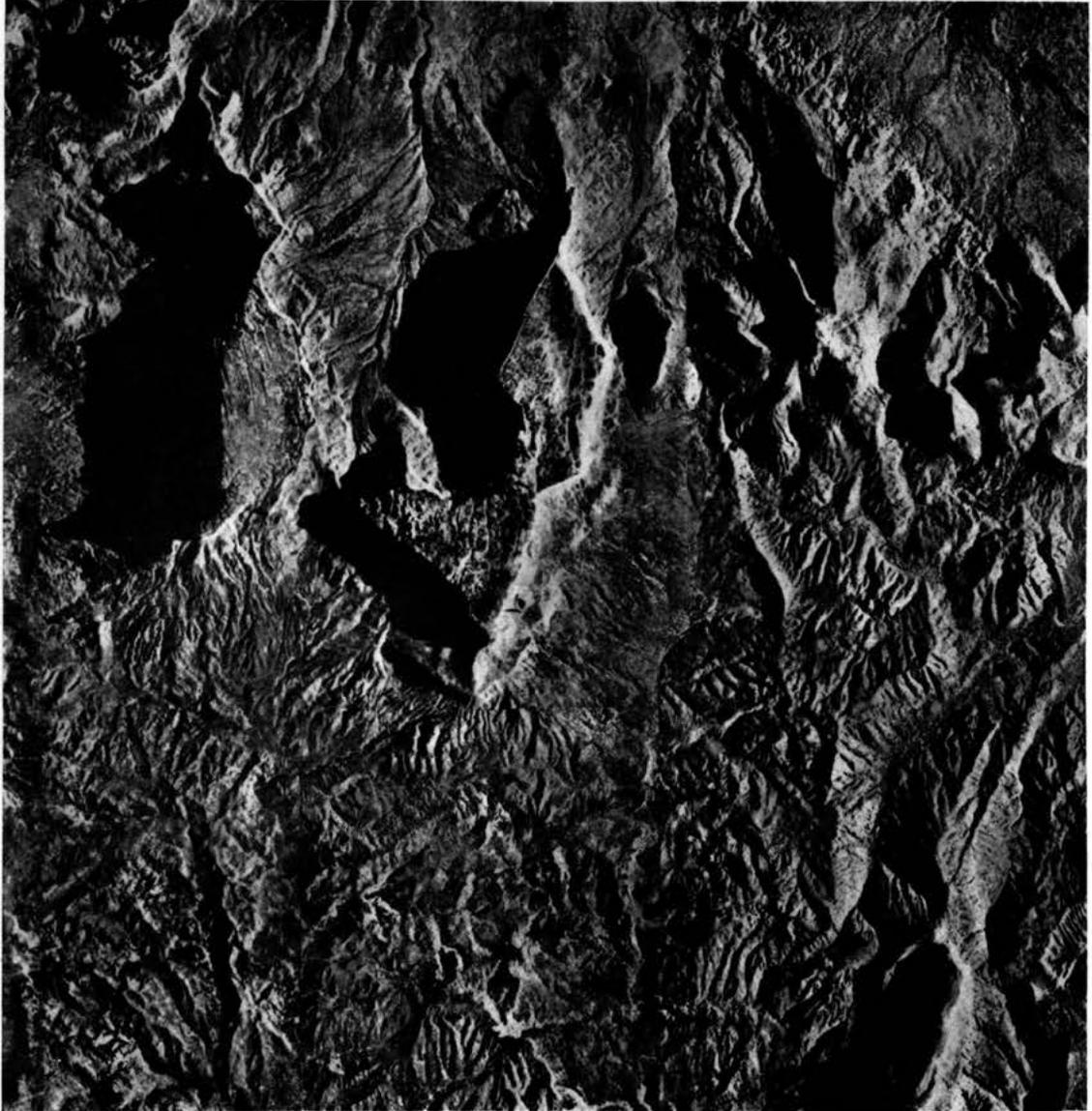
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUERREVERE, S. E., *et alii* - 1939- Exploracion de la Gran Sabana. R. Fomento, Caracas, 3 (19): 501 - 729.
- ALMEIDA, F. F. M. de, *et alii* - 1981 - Brazilian Structural Provinces: an Introduction. *Earth Sciences Review*, Amsterdam, 17: 1 - 29. il.
- ALMEIDA, F. F. M. de & NOGUEIRA FILHO, J. do V. - 1959 - Reconhecimento geológico do rio Aripuanã. B. Div. Geol. Mineral. DNPM, Rio de Janeiro, 199. 43 p. il. mapa, bibliogr.
- ARAÚJO, H. J. T. de, *et alii* 1978 - Geologia. In: BRASIL, Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB-20 Purus; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 17 - 128, il. bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 10).
- ARAÚJO, J. F. V., *et alii* 1976 - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA-21. Santarém; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 19-122. il., bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 10).
- BARBOSA, O. - 1966 - Geologia básica e econômica da região do Médio Tapajós, estado do Pará. B. Div. Fom. Prod. Mineral DNPM, Rio de Janeiro, 126. 55p. il. bibliogr.
- BARBOSA, O. & ANDRADE RAMOS, J. R. de. - 1959 - Território do Rio Branco (aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional). B. Div. Geol. Mineral. DNPM, Rio de Janeiro, 196. 46 p. il. mapas, bibliogr.
- BARBOSA, O., *et alii* 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monogr. Div. Geol. Mineral. DNPM, Rio de Janeiro, 19. 94 p. il. mapas, bibliogr.
- BELOUSSOV, V. V. - 1959 - Types of Folding and their origin., *Intern. Geol. Rev.*, Washington, 1 (2): 1 - 21.
- BOUMAN, Q. C. - 1959 - The Roraima Formation: northern part of the Território de Rio Branco. Belém, PETROBRÁS/RENOR. 17p. il. mapa. (Relatório Técnico Interno, 350 A).
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. de. - 1971- Litoestratigrafia da Bacia do rio Amazonas. Belém, PETROBRÁS/RENOR 92p. (Relatório Técnico Interno, 641-A).
- DALTON, L. V. - 1912 - On the geology of Venezuela. *Geol. Mag.*, London, 9:203 - 210.
- DEQUECH, V. - 1943 - Comissão para o estudo das jazidas auríferas do Urucumacuan; relatório final. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 53p.
- FIGUEIREDO, A. J. de A., *et alii* - 1974 - Projeto Alto Guaporê; relatório final. Goiânia, Convênio DNPM/CPRM. 11v.

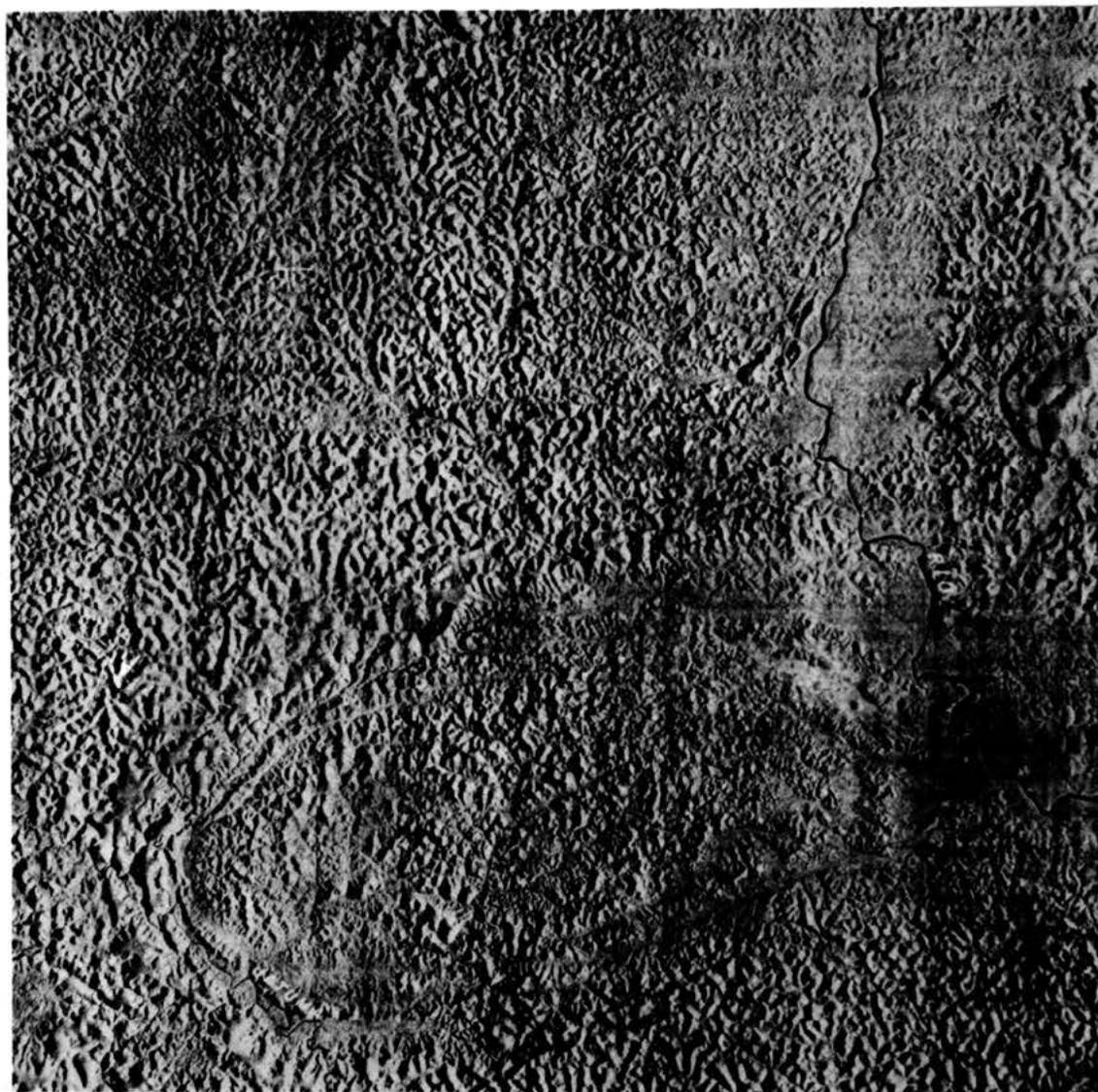
- GANSSEER, A. - 1954 - The Guiana Shield (South América). *Eclogae Geol. Helvetiae*, Lausanne, 47 (1): 77 - 112.
- ISSLER, R. S. - 1974 - Esboço geológico-tectônico do Craton Guaporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28º, Porto Alegre, 1974. *Resumo das Comunicações ...* Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia. p. 659 - 665. (Boletim, 1).
- ISSLER, R. S. - *et alii* - 1974 - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 Belém; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p.3- 60. il, bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- JORGE JOÃO, X. da S., *et alii* - 1975 - Projeto Xingu-Araguaia; geologia e geoquímica da área Gradaus-Nova Olinda. Belém, CPRM - Agência Belém. v.1, il./Relat.Inédito/
- LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A, Rio de Janeiro, Pesquisa de Cassiterita no Território Federal de Rondônia; relatório preliminar. *Avuls. Div. Fom. Prod Mineral*, Rio de Janeiro, 88 : 1-62, 1964
- LEAL, J. W. L., *et alii* - 1978 - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC-20 - Porto Velho; Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 19-184. il. bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 16)
- LIBERATORE, G., *et alii* - 1972 - Projeto Aripuanã-Sucunduri; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. 8 v. il. mapas, bibliogr.
- LIMA, P. F. C., *et alii* - 1975 - Projeto Apiacãs; reconhecimento geológico - relatório final integrado. Goiânia, Convênio DNPM/CPRM. v.1, il.
- LOBATO, F. P. N. S., *et alii* - 1967- Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia; relatório final. B. Div. Fom. Prod. Mineral DNPM, Rio de Janeiro, 125. 209p. il. anexos, bibliogr.
- LOURENÇO, R. S., *et alii* - 1978 - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA-20 Manaus, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 19-164. il. bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 18).
- MARINHO, P. A. C., *et alii* - 1976 - Projeto Carvão do Rio Fresco; relatório final. Belém, Convênio DNPM/CPRM, 3v. il. mapas, bibliogr.
- MARTIN-KAYE, P. H. A. - 1966 - Progress by the Geological Survey Department of British Guiana. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA DAS GUIANAS, 6a., Belém, 1966. *Anais... Av. Div. Geol. Mineral. DNPM*, Rio de Janeiro, 41: 113-121. il. mapa, bibliogr.
- MARTINS, R. C. & ARAÚJO, O. J. B. de. 1979 - Projeto Integração Geológica-geofísica Sul do Pará; relatório final. Belém, Convênio DNPM/CPRM. 6v. il. mapas, bibliogr.
- MONTALVÃO, R. M. G. de - 1975 - Grupo Uatumã no Craton Guianês, In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10a., Belém, 1975. *Anais ...* Belém, DNPM. p. 286-339. il. mapa, bibliogr.
- MONTALVÃO, R. M. G. de, Notas sobre o reconhecimento geológico nas Folhas SD.21 Cuiabá e SE.21 Corumbá ao longo das estradas BR-364, MT.140, MT.123, BR-174, MT.130 e BR.070. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 1977, 6p. (Rel. Int. RADAMBRASIL 170-G).
- MONTALVÃO, R. M. G. de, *et alii* - 1975 - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NA-21; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 15-135. il. bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- MONTALVÃO, R. M. G. de, *et alii* - 1979 - Coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares pré-cambrianas das folhas: SB-20 Purus, SC-20 Porto Velho e SC-21 Juruena (Plataforma Amazônica). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 9 (1): 27-32. il. bibliogr.
- MONTALVÃO, R. M. G. de & BEZERRA, P. E. L. - 1980- Geologia e tectô-

- nica da Plataforma (Craton) Amazônica (parte da Amazônia Legal Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 10 (1): 1 - 27, 1980. il. bibliogr.
- MURATOV, M. V. - 1974 - Principal types of basins of ancient plateforms and problems of their origin. *Internacional Geology Review*, 16 (2): 125-131.
- OLIVEIRA, A. da S., et alii - 1975 - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha NA-21 Tumucumaque e parte da Folha NB-21; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro. p. 19-97. il. bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).
- OLIVEIRA, A. I. de - 1928 - Reconhecimento geológico no Rio Xingu, estado do Pará. B. Serv. Geol. Mineral. do Brasil, Rio de Janeiro 29:3-22. il.
- OLIVEIRA, E. P. de, - 1915- Reconhecimento geológico do noroeste de Matto-Grosso. Rio de Janeiro, Typ. Leuzinger, 82p. mapa. Brasil. Comissão de Linhas Telegraphicas e Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas, Anexo 1, Publ. 50) ["Expedição Científica Roosevelt - Rondon"].
- PAIVA, G. de - 1929- Valle do Rio Negro; physiografia e geologia. B. Serv. Geol. Mineral. do Brasil, Rio de Janeiro, 40. 62p.
- PAIVA, G. de- 1939- Alto Rio Branco. B. Serv. Geol. Mineral. DNPM, Rio de Janeiro, 99. 44p. il. mapa.
- PASTANA, J. M. do N & SILVA NETO, C. S. -1980- Projeto Rio Chichê; relatório de progresso. Belém, Convênio DNPM/CPRM. 2v. il. bibliogr.
- PESSOA, M. R., et alii -1977- Projeto Jamanxim; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. 1lv.
- PINHEIRO, S.S. da, et alii -1976- Geologia. In:BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Folha NA. 19 Pico da Neblina; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro. p.19-135. il. bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 11).
- PINTO FILHO, F.P., et alii -1976- Projeto Sudeste de Rondônia; relatório de progresso 02. Porto Velho, Convênio DNPM/CPRM. 26p.
- PRAZERES, W. V., et alii -1979- Projeto Estanho dos Granitos Maloquina; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. 4v. il. mapa, bibliogr.
- RANGRAB, G. E. & SANTOS, J.O.S.- 1974- O Grupo Uatumã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28ª, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia. V.2. p.87-93. bibliogr.
- RAMOS, J.R. de A. - Reconhecimento geológico no alto Rio Fresco, Estado do Pará. *Rel. An. Div. Geol. Mineralogia*, Rio de Janeiro, 1954: 32-48, 1955. mapa.
- REID, A. R.- 1972- Stratigraphy of the type area of the Roraima Groups Venezuela. In: CONFERENCIA GEOLÓGICA INTER - GUAYANA, 9ª, Guayana, 1972. *Memória...* Guayana, Ministerio de Minas e Hidrocarburos. p. 343-353 (Boletim de Geologia, Publ. Especial, 6).
- SALOP, L.L. & SCHEINMANN, Y. M.- 1969- Tectonic history and structures of platforms and schiclas. *Tectonophysics*, Amsterdam, 1(516): 565 - 597.
- SANTOS, D.B. dos; LEAL, J.W.L.; JORGE JOÃO, X da S. - 1980- Complexo Uatumã: conotação estratigráfica para produtos de ativação da Plataforma no Estado do Guaporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31ª, Camboriú, SC, 1980. *Anais...* Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia. v. 2, p. 789-812. il. bibliogr.
- SANTOS, D. B. dos, et alii -1974- Esboço geológico da Folha SB.21, Tapajós, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28ª, Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia. v.4, p. 277-287.
- SANTOS, D.B. dos, et alii - 1975- Geologia. In: BRASIL, Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SB.21 Tapajós; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro. p. 15-99. il. bibliogr. (Levanta-

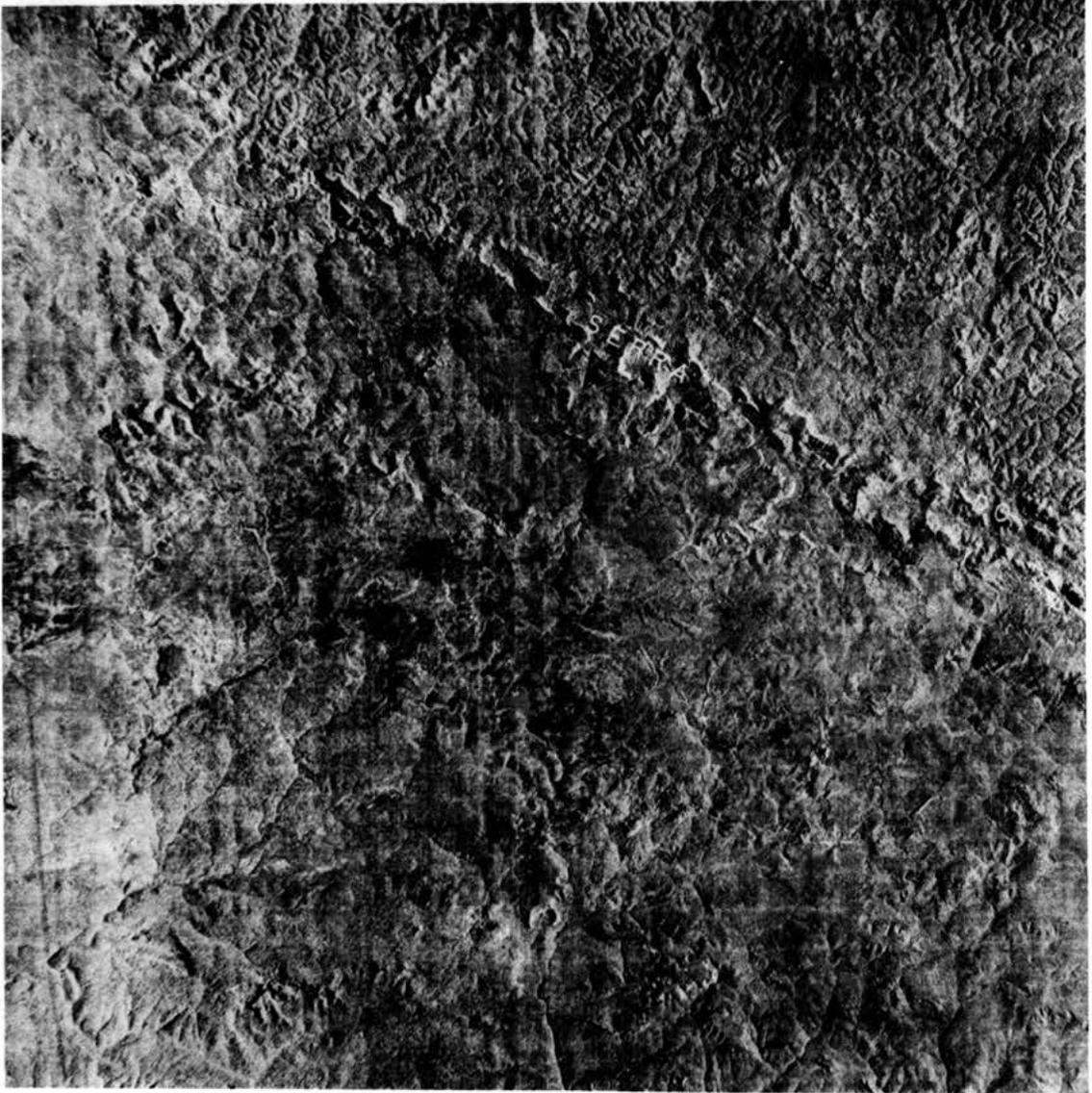
- mento de Recursos Naturais, 7).
- SANTOS, R.O.B. dos, *et alii* -1979- Geologia, In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.20 Guaporé; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 21-123. il., bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- SHCHEGLOV, A. D. - 1968- Endogenous deposits of the regions autonomous activization. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 239, Prague, 1968, *Proceedings...* Prague, p. 43-55 (Sect.7).
- SILVA, G.G. da, *et alii* -1974- Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 2-143. il., bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SILVA, G. H., *et alii* -1980- Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21 Juarena; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 21-116. il., bibliogr. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- SOMMER, F. W. & COSTA, N.M.M. da - 1972- Uma nova espécie de alga fôssil do Escudo do Amazonas. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 44 (314): 435-440.
- SOUZA, E.C. de, *et alii* -1975- Projeto Noroeste de Rondônia; relatório final. Porto Velho, Convênio DNPM/CPRM. v.1. il., mapa, bibliogr.
- SOUZA, E. P. de & HILDRED, P. R. - 1980- Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí, oeste de Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 319, Camboriú, SC, 1980. *Anais...* Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia. v. 2, p. 813- 825. il., bibliogr.
- SUDAM. Departamento de Recursos Naturais. Divisão de Recursos Minerais- 1972 - *Pesquisa mineral no Iriri/Curuá; relatório preliminar*. Belém, A. P. C., Divisão de Documentação. 62p. il., mapa, bibliogr.
- SWAN, A. G.- 1958- Geology of the lower Rio Negro area. Belém, PETROBRÁS - RENOR. (Relatório Técnico Interno, 214-A).
- VERSCHURE, R. H. & BON, E.H.- 1972- Geology and geochronology of tinbearing volcanoplutonic complexes in Rondônia (Western Brazil): reflections on the genesis of this type of magmatism. *A. R. Z. W. O. Lab. Isotopen Geol.*, Amsterdam, 1970: 177-198.
- ZULUAGA, G. - 1930- Geologia general de la Guyana Venezolana. *R.Col. Ing.*, Venezolana, 6 (69/74): 466-475.



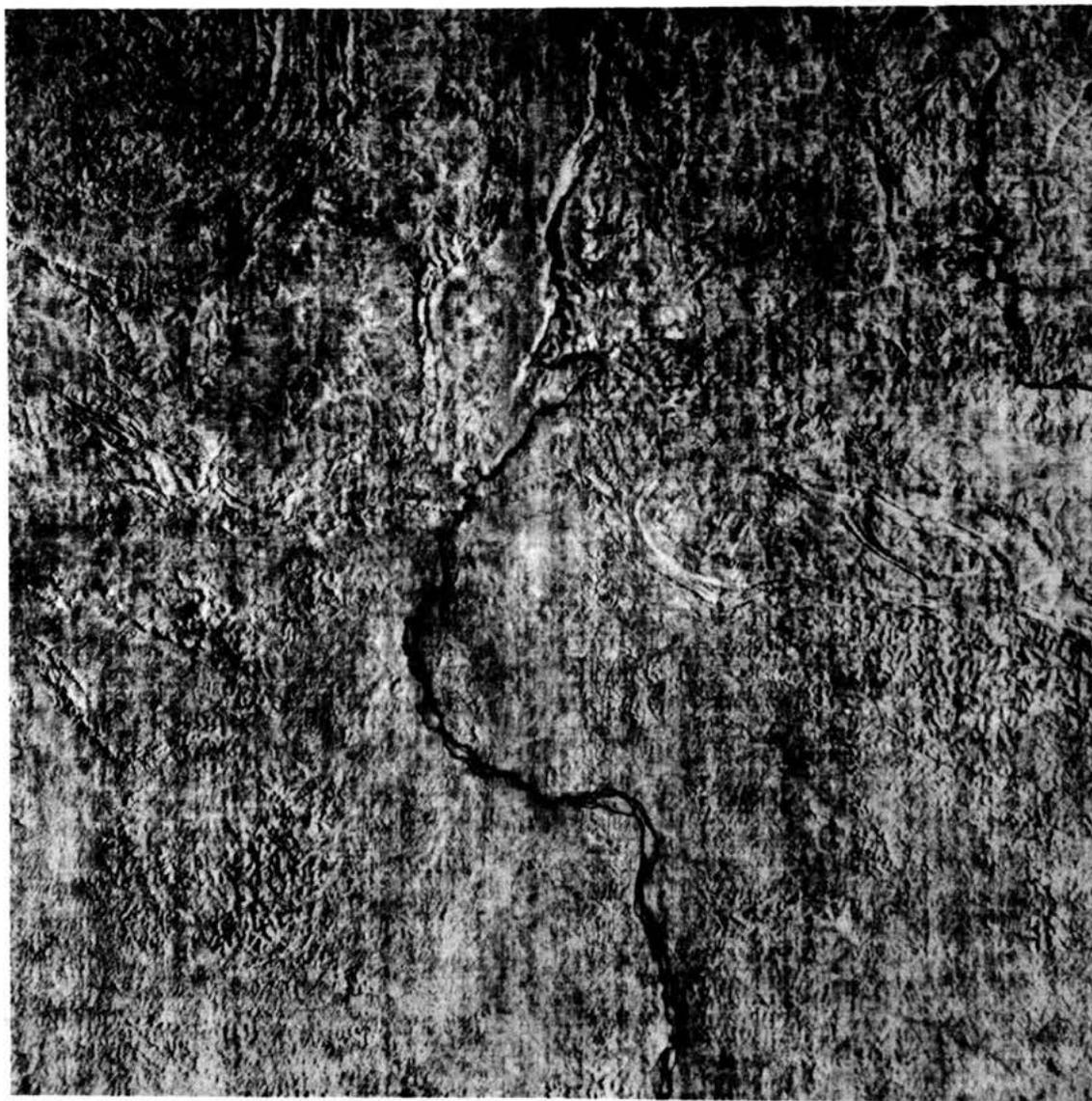
Folha NB-20-ZB - Região do Monte Roraima. Com altitude de 2.875, onde está o marco zero na fronteira Brasil-Venezuela-Guiãna. A oeste, o monte Cuquenã, em território venezuelano. A SE a Serra do Sol, inteiramente em território brasileiro. Essas expressões topográficas são testemunhos do Grupo Roraima, subhorizontais, sobrejacentes à Formação Surumu.



Folha SA-21-VA - Estrutura de colapso (caldeira), comprometendo litologias do Complexo Guianense, vulcânicas da Formação Iriacoumé e sedimentos da Formação Prosperança, como mapeados por Araújo *et alii* (1976).



Folha SC-21-XA - Sedimentos do Grupo Beneficente, aparentan
do calma tectônica no bordo norte do aulacógeno do Cachimbo.



Folha SC-21-V - Aspecto parcial do bordo sul do aulacógeno do Cachimbo, mostrando os sedimentos dobrados do Grupo Beneficente. A NW, o domo do Sucunduri, com um complexo plutônico ativo entre 1400 e 1200 m.a. Na porção central norte, outras estruturas dômicas ou braquianticlineas, compõem com o dobramento em bloco (*block-folding*) do bordo da bacia, o tipo descontínuo, intermitente ou idiomórfico de Beloussov.



Folha SC-21-VB - Chapada do Cachimbo. Estruturas quaquaver-
sais elaboradas em sedimentos do Grupo Beneficente. Plutonismo
que foi ativo provavelmente entre 1400 a 1200 m.a.

PRINCIPAIS INCOMPATIBILIDADES ENTRE A ESTRATIGRAFIA E A GEOCRONOLOGIA DO PRÉ-CAMBRIANO DO TERRITÓRIO FEDERAL DE RORAIMA

João Orestes Schneider Santos

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM/Manaus

ABSTRACT In Roraima, a simplified Precambrian stratigraphy is resumed by the following units: *Glianense* (A), *Cauarane* (B), *Surumu* (C), *Saracura* (D), *Roraima* (E), tuffs from *Roraima Group* (F), *Surucucus* (G), *Avanavero* (H) and *K'Mudku* (I), where A is the older. The succession, in accord with geochronological values, should be known as B-C-H-A-E-D-F-G-I, which is discordant with the field stratigraphy in this paper. Some radiometric values are analysed once more, as well as the *Glianense Complex* is subdivided, giving rise to *Parima*, *Urariqlera*, *Maracá*, *Anauá* and *Água Branca* units, all studied recently by *Catrimani-Uraricoera*, *Anauá* and *Alto Jatapu* Projects.

INTRODUÇÃO Na região pré-cambriana de Roraima certas inversões estratigráficas têm sido motivadas pela insuficiente interpretação de valores geocronológicos. Confusões já clássicas na literatura regional foram, por exemplo, o posicionamento mesozóico da Formação Roraima, em decorrência de supostas espículas de espongíarios (na realidade *glass shards* em piroclásticas com isócrona de 1.540 m.a.) e a inversão do vulcanismo Surumu em relação a essa cobertura sedimentar, considerada mais antiga (AMARAL et al, 1970) ou contemporânea àquele magmatismo (AMARAL, 1974). Mais recentemente, granitos tipo Saracura, sotopostos ao Grupo Roraima, foram considerados mais jovens, em função de duas únicas datações isoladas (BASEI, 1975) e as rochas mais jovens de todo o pré-cambriano da região, ou seja os diabásios tipo Avanavero, apresentam aparentemente idades radiométricas mais antigas que o valor da isócrona disponível para as rochas efetivamente mais velhas do território (Complexo *Glianense*).

Dados mais recentes, de mapeamentos nas escalas 1:100.000 (MELO et al, 1978) e 1:250.000 (PINHEIRO et al, 1981), possibilitaram reinterpretar os dados geocronológicos mais antigos, obtidos até 1975, e também efetivar a subdivisão do Complexo *Glianense*, resultando em uma nova coluna estratigráfica regional (Figura 1).

COMPLEXO GLIANENSE O nome Complexo *Glianense* foi proposto por ISSLER et al (1974), para designar a associação de metamorfitos de alto grau com granitóides, aflorante no sul do Amapá. Com a continuidade dos trabalhos do Projeto RADAM a pós 1974, o termo foi aplicado para oeste, até a região do alto rio Negro, sempre ao norte da bacia Paleozóica do Amazonas. Nessa conceituação representaria as rochas mais antigas ou "embasamento" do setor norte da Plataforma ou Cráton Amazônico, sendo a grosso modo equivalente do Complexo Xingu, presente no setor sul.

No Território de Roraima alguns trabalhos em escalas 1:250.000 e 1:100.000 possibilitaram a subdivisão do Complexo Guianense em algumas unidades diversificadas. Na província norte-noroeste, PINHEIRO et al (1981) reconheceram duas suítes metamórficas distintas, ambas mais antigas que as intrusões correspondentes ao Granito Mucajá. Essas duas suítes, sendo uma de médio e alto grau metamórfico (notadamente gnaisses e anfibolitos), e outra de baixo a médio grau metamórfico (principalmente xistos oriundos de vulcanitos ácidos a intermediários), foram designadas respectivamente de Suíte Metamórfica Urariquêra e Suíte Metamórfica Parima, esta última caracterizada a partir do Grupo Parima de ARANTES & MANDETTA (1970).

Na província sul-sudeste SANTOS et al (1974) reconheceram uma seqüência metamórfica de médio grau, composta essencialmente por ortognaisses, ortoanfibolitos e migmatitos, denominada "Grupo Moura", a qual consideraram mais antiga que um extenso batólito granítico-granodiorítico ocorrente no alto Jauaperi e entre este e o rio Anauá. ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) verificaram a impropriedade da designação Moura em vista de ser homônima de formação sedimentar do nordeste brasileiro e, comparando litológica e estruturalmente o Grupo Moura com o Grupo Anauá de RAMGRAB & DAMIÃO (1970), revalidaram esse último, na forma de Suíte Metamórfica Anauá. Ao norte desse rio, abrangendo boa parte do setor oriental das folhas NA.20-Z-A e NA.20-X-D, ocorre uma seqüência metamórfica orientada segundo N30-50E, constituindo as serras Barauana e Lua, a qual estende-se para nordeste, tendo continuidade física com o Grupo Kanuku da Guiana, conforme denominação de BARRON (1962).

Essa faixa caracteriza-se pela presença freqüente de rochas do fácies granulito, tanto em Roraima como na Guiana. Prefere-se manter, por haver prioridade cronológica, a denominação Grupo Kanuku nessa região (leste e sudeste de Roraima), sendo possível que os metamorfitos da serra da Mocidade (NA.20-Z-A) também pertençam a essa unidade. Essa faixa granulítica, atravessando toda a zona centro-sul da Guiana, tem continuidade até o Suriname onde representa a suíte charnockítica das montanhas Bakhuyts. Tanto o Grupo Kanuku como a Suíte Bakhuyts são posicionados no Arqueano, conforme BERRANGÉ (1973) e GAUDETTE et al (1978), com idades mínimas respectivamente de 2.570 m.a. e 2.817 m.a. PRIEM et al (1978), em oposição a GAUDETTE et al (1978) admitem uma idade mínima de 2.030 m.a. e máxima de 2.400 m.a. para a Suíte Bakhuyts.

Na província norte-noroeste, a Suíte Metamórfica Uraricoera é comparável litológica e composicionalmente à parte do Complexo de Supamo da Venezuela, tendo incluíve continuidade física com o mesmo na região do alto Uauaris e nas nascentes do Orenoco. O Complexo de Supamo é posicionado no Arqueano (2.500 - 2.700 m.a., MORENO & MENDOZA, 1975), com uma isócrona U/Pb de 2.660 ± 30 m.a. (GAUDETTE et al, 1978).

BASEI (1975) obteve idade isocrônica Rb/Sr com 1.787 m.a. (atualmente considerada de 1.790 ± 30 m.a.) para o Complexo Guianense em Roraima e idades convencionais entre 1.075 ± 462 m.a. e 1.794 ± 69 m.a. (Rb/Sr) e entre 1.420 ± 58 e 1.856 ± 26 m.a. (K/Ar). Esses valores são absolutamente incompatíveis com a estratigrafia regional, posto que são mais jovens que os vulcanitos do Grupo Surumu, os quais recobrem o Complexo Guianense em notável não conformidade. MONTALVÃO et al (1975) posicionaram o Complexo Guianense abaixo do Grupo Cauarane, do qual revelaram uma idade de 1.920 ± 40 (K/Ar). Recentemente PINHEIRO et al (1981) obtiveram idade de 2.092 ± 39 m.a. (K/Ar) em metabasito da Suíte Metamórfica Uraricoera, enquanto que AMARAL (1974) e SANTOS (1982) chamam atenção para as idades obtidas por MANDETTA (1970) para a Suíte Anauá (2.531 ± 12 m.a.) e o Grupo Kanuku (4.402 ± 89 m.a.), que representam a parte metamórfica do Complexo Guianense na província sul-sudeste. Tanto MONTALVÃO et al (1975) como SANTOS (1982) admitem que o Complexo Guianense seja cortado por intrusões gabrônicas associadas com ultramáficas, conforme mapa geológico da folha NA.20 e mapa geológico do Brasil na escala 1:2.500.000. Algumas dessas intrusões (ARAÚJO NETO & COSTI, 1978) apresentaram idades entre 2.274 ± 451 e 3.076 ± 106 m.a. Dessa forma, à luz dos conhecimentos atuais, prefere-se posicionar parte do Complexo Guianense no Arqueano, interpretando-se as idades em torno de 1.787 m.a. como produto de efeito térmico da fase final do Magmatismo Uatumã, durante a época de introdução dos granitos tipo Saracura, para os quais dispõe-se de idades entre 1.715 m.a. e 1.829 m.a., como será visto adiante.

INTRUSÕES GABRÓICAS Abundantes na província norte-noroeste e raras na sul-sudeste, essas intrusões foram registradas inicialmente por MONTALVÃO et al (1975) e posteriormente estudadas por ARAÚJO NETO & COSTI (1979), PINHEIRO et al (1981) e SANTOS & ARAÚJO NETO (1977). São corpos gabróticos, circulares a elípticos, com morfologia bem característica, nos quais também ocorrem ultramáficas, como piroxênitos e lherzolitos. Os gabros variam petrograficamente de olivina-gabros, gabros noríticos a hornblenda-gabros. Algumas intrusões denotam certo metamorfismo, identificado por uma anfibolitização generalizada dos piroxênios, a qual muitas vezes restringe-se à borda dos corpos, como na Estrutura III de Tapuruquara. Esta, por ter sido estudada através de mapeamento de detalhe e sondagens, tem em prestado o nome a essas intrusões, denominadas por PINHEIRO et al (1981) como Suíte Máfica-ultramáfica Tapuruquara. Esses gabros são excepcionalmente pobres em álcalis, sílica e titânio, sendo aluminosos e geralmente com baixas relações FeO/MgO e CaO/Al_2O_3 . SANTOS et al (1981) associam a Suíte Tapuruquara a magmatismo do tipo magnesiano, mas não komatiítico. Devido aos teores baixos de potássio (geralmente inferiores a 0,10%), quase nulos de rubídio (em torno de 4 ppm) e extremamente altos de Sr, as datações efetuadas foram possíveis somente pelo método do K/Ar e mesmo assim devem ser encaradas com reservas: 2.274 ± 451 m.a., 2.929 ± 155 m.a. e 3.076 ± 106 m.a. Mesmo assim, vários autores têm postulado uma idade mínima proterozóica inferior, provavelmente arqueana para os diversos *stocks* tipo Tapuruquara. É possível que parte da suíte apinitica de BERRANGÉ (1973), na Guiana e o Gabro de Goeje, no Suriname (ROEVER & BOSMA, 1975) possam ser correlacionados com a Suíte Tapuruquara.

GRUPO CAUARANE E SUÍTE METAMÓRFICA PARIMA Apesar de haverem descrições de xistos e quartzitos em Roraima desde o trabalho de PAIVA (1929), somente a partir de MONTALVÃO et al (1975) foi que seqüências de baixo grau metamórfico predominante foram separadas em planta, tendo esses autores sugerido a denominação Grupo Cauarane, com área tipo na serra homônima, ao norte da confluência Urariquera/Amajari. Essa associação de xistos e quartzitos parece corresponder ao Grupo Kwitaro da Guiana, o qual aflora em território brasileiro na região do alto Tacutu (folha NA.21-V-C). No perfil ao longo do rio Parima, ARANTES & MANDETTA (1970) separaram uma sucessão de xistos oriundos de vulcânicas ácidas a intermediárias para a qual introduziram a designação Grupo Parima, revalidada em 1974 por MUNIZ et al (1974), abandonada por MONTALVÃO et al (1975) e novamente revalidada como Suíte Metamórfica Parima por PINHEIRO et al (1981). Como as duas seqüências ocorrem em áreas distintas e distantes entre si, e não se dispõe ainda de critérios que permitam estabelecer sua identidade recíproca, julga-se conveniente manter as duas designações. Caso o tempo venha a demonstrar constituírem a mesma unidade estratigráfica, o nome que deverá perdurar é Parima, por encerrar prioridade cronológica. A idade de 1.920 ± 40 m.a. (K/Ar) obtida por BASEI (1975) confere uma idade mínima do Proterozóico Inferior para o Grupo Cauarane. Já a Suíte Parima foi considerada arqueana por PINHEIRO et al (1981), em vista de uma possível correlação com a Suíte Metamórfica Vila Nova, do Amapá (JORGE JOÃO et al, 1979), e pela possibilidade de representar associação do tipo *greenstone belt*. Acredita-se que não existam ainda critérios seguros que permitam posicionar a Suíte Parima ao Arqueano. Ao contrário, os estudos fotointerpretativos sugerem que situe-se acima da Suíte Urariquera. Ademais, as idades disponíveis até o presente para as faixas metamórficas que assemelham-se à *greenstone belts*, não só para os diversos exemplos brasileiros, mas também nos seus equivalentes dos países fronteiriços, invariavelmente correspondem a valores transamazônicos, ou seja, do Proterozóico Inferior. Isócrona Rb/Sr elaborada em amostras da Assembléia Pastora-Carichapo da Venezuela forneceu valor de 2.140 m.a. (GAUDETTE et al, 1978), enquanto que os estudos isotópicos U/Pb em zirconitas do Supergrupo Barama-Mazaruni, desenvolvidos por GIBBS & OLSZEWSKI (1980), na Guiana, conduziram a uma origem há em torno de 2.250 m.a. Mesmo as idades disponíveis para os Grupos Grão Pará (Carajás) e Vila Nova (Amapá) situam-se em torno de 2.000 a 2.200 m.a. Assim, parece ser mais apropriado admitir que os possíveis terrenos de rochas verdes, tipo Parima e Cauarane, foram originados durante o Proterozóico Inferior, ou seja, durante o ciclo tectônico Transamazônico. Esse evento seria também responsável pelo metamorfismo parcial exibido em diversas intrusões máficas-ultramáficas tipo Tapuruquara.

GRANITO MUCAJÁI, GRANITO AVIAQUÁRIO E ADAMELITO ÁGUA BRANCA Nos terrenos referidos ao Complexo Guianense, em certas áreas foi possível demarcar corpos graníticos que são intrusivos nos metamorfitos Uraricoera, Anauá e Kanuku, sem contudo afetar o Supergrupo Uatumã. Seus contatos com as encaixantes são bruscos, encerrando frequentes xenólitos de anfibolitos e gnaisses e alcançando geralmente dimensões batolíticas. Na província norte-noroeste MELO et al (1978) caracterizaram o Granito Aviaquário na zona sudeste da folha NB.20-Z-D, enquanto que, mais a oeste, na folha NA.20-X-C, PINHEIRO et al (1981) identificaram o Granito Mucajái, tendo sido ambos situados abaixo do Supergrupo Uatumã, através de dados de campo e estudos petrológicos, não se dispondo de nenhuma datação desses granitos. Também não são conhecidas as relações cronológicas dos Granitos Aviaquário e Mucajái com as Suítes Parima e Tapuruquara e o Grupo Cauarane, sabendo-se, com segurança, que são intrusivos na Suíte Metamórfica Urariquera.

Na província sul-sudeste, SANTOS et al (1974) identificaram um granito com variações para adamelito e granodiorito, mais jovem que o então Grupo Moura (atual Suíte Metamórfica Anauá), com dimensões batolíticas, abrangendo grande parte do peneplano da folha NA.20-Z-D, nas bacias dos rios Anauá e Jauaperi. Compararam esse granitóide com o granodiorito descrito por RAMGRAB & DAMIÃO (1970) ao longo do rio Anauá e já nessa época posicionado estratigraficamente acima do então Grupo Anauá, relatando, da mesma forma que os últimos, diversos xenólitos de anfibolitos e gnaisses no seu interior. A extensão desse granito para o sul foi verificada por ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976), os quais criaram a designação Granodiorito Água Branca, posteriormente modificada por VEIGA JR et al (1979) para Adamelito Água Branca, em decorrência do predomínio dessa litologia sobre as variedades graníticas e granodioríticas também presentes.

Atualmente, trabalhos preliminares do Projeto Uatumã-Jatapu estabeleceram que o Adamelito Água Branca é representado por dois batólitos, sendo o menor, com aproximadamente 1.200 km² contíguo às folhas SA.20-X-D-VI e SA.21-V-C-I e o maior, com mais de 20.000 km², envolvendo parte das folhas NA.20-Z-B, NA.20-Z-D, SA.20-X-B, NA.21-Y-A e NA.21-Y-C. Nessa região (sudeste de Roraima, noroeste do Pará e nordeste do Amazonas), houve anteriormente tentativa de separar do Complexo Guianense esta unidade, denominada Granodiorito Rio Novo por MONTALVÃO et al (1975). Todavia, esse granodiorito foi separado no mapa geológico das folhas NA.20 e NA.21 através de critérios fotointerpretativos, pelos quais as áreas peneplanizadas constituiriam o Complexo Guianense e as áreas em relevo o Granodiorito Rio Novo. Os dados de campo disponíveis, ao contrário, atestam que as extensas serranias atribuídas ao Granodiorito Rio Novo, como Barauana, Lua, Mocidade, Balata, Apiaú, Demêni, etc., são mantidas principalmente por gnaisses, seguidos de charnockitos, enderbitos e anfibolitos. Por outro lado, a área peneplanizada das folhas acima referidas é constituída principalmente pelo Adamelito Água Branca. Dessa forma, como o Granodiorito Rio Novo não ocorre nas áreas em que foi assinado em planta, preferiu-se abandonar esse termo, apesar de ser mais antigo, substituindo-o por Água Branca. O Adamelito Água Branca corresponde ao Granito South Savanna da Guiana, para o qual SNELLING & McCONNELL (1969) estabeleceram uma isócrona Rb/Sr de 1.909 ± 130 m.a. e DEARNLEY in BARRON (1966) recalculou um valor de 2.075 m.a. a partir de U/Pb em monazita. Pode ser comparado estratigraficamente aos Granodioritos Parauari e Jamanxim, do setor sul da Plataforma Amazônica cujas idades, igualmente transamazônicas, situam-se entre 1.896 ± 47 e 2.018 ± 65 m.a., conforme nove determinações da região Tapajós-Jamanxim (SANTOS, 1982). Dispõe-se das seguintes idades obtidas em amostras do Adamelito Água Branca:

PT-08	- NA.21-Y-A	- 1.901	\pm 89	(Rb/Sr)
RL-01	- SA.20-X-D	- 1.919	\pm 53	(Rb/Sr)
PT-10	- SA.20-X-D	- 1.911	\pm 51	(Rb/Sr)
PT-10A	- SA.21-V-B	- 2.040	\pm 23	(K /Ar)

SUPERGRUPO UATUMÃ Em Roraima o Supergrupo Uatumã abrange o Grupo Surumu e a Suíte Intrusiva Saracura.

GRUPO SURUMU Os derrames ácidos a intermediários, com piroclásticas associadas, que ocorrem notadamente no NE de Roraima, formando uma longa faixa com direção N75W, que estende-se à Guiana e à Venezuela, foram reunidas na Formação Su

rumu por BARBOSA & RAMOS (1959). MONTALVÃO et al (1975) elevaram-na à hierarquia de grupo, tendo MELO et al (1978) incluído-a no Supergrupo Uatumã, conforme sugestão anterior de RAMGRAB & SANTOS (1974). O Grupo Surumu tem continuidade física para leste com a Formação Iwokrama (Guiana) e para noroeste com o Grupo Parakaraima (Venezuela), sendo correlacionável com os grupos Iricoumé (NE do Amazonas e NW do Pará) e Iriri (SW do Pará e SE do Amazonas).

AMARAL et al (1970) admitiram para o Grupo Surumu uma idade posterior à Formação Roraima, baseados em resultados radiométricos pelo método K/Ar, que indicavam idade em torno de 1.100 ± 90 m.a. Posteriormente AMARAL (1974) construiu isócrona Rb/Sr com amostras Surumu chegando ao valor de 1.580 ± 23 m.a. o que levou esse autor a correlacionar o Grupo Surumu com o Membro Tafelberg (PRIEM et al, 1971), do Suriname e conseqüentemente a admitir a contemporaneidade desse vulcanismo com a sedimentação do Grupo Roraima, apesar da notável discordância existente entre essas duas unidades, referida desde BARBOSA & RAMOS (1959), com fotografia da disconformidade divulgada por RAMGRAB et al (1972). BASEI (1975) traçou uma isócrona Rb/Sr, a partir de onze pontos, obtendo um valor principal de 1.890 m.a. e outro secundário de 1.730 m.a. A reta correspondente a 1.890 m.a. parece ter sido traçada um pouco acima da posição ideal, pois deixa cinco pontos abaixo de si e nenhum acima. Dessa forma, a idade de 1.890 m.a., que é mais antiga para os representantes vulcânicos do magmatismo Uatumã em território brasileiro, talvez esteja um pouco exagerada, podendo situar-se por volta de 1.820 m.a. Esse valor é mais próximo das idades dos grupos Iricoumé (1.835 m.a., OLIVEIRA et al, 1975), Kuyuwini (1.810 m.a. - BERRANGÉ, 1973) e da Formação Dalbana (1.819 m.a. - PRIEM et al, 1971). A dúvida existente quanto ao posicionamento da isócrona do Grupo Surumu é justificada também pela nova posição adotada no IGUSP, correspondendo a 1.860 ± 24 m.a., conforme tabela de idades nº 1 A/1, da folha NB.20.

SUITE INTRUSIVA SARACURA Em 1971, durante o mapeamento da área da serra do Divisor e imediações, ao norte de Roraima, RAMGRAB et al (1971) verificaram que a serra Saracura é constituída por um corpo granítico intrusivo nos vulcanitos da então Formação Surumu. A esse leucogranito de forma aproximada circular denominaram de Granito Saracura, descrevendo diques e apófises encaixados em riodacitos, observáveis ao longo do igarapé dos Macacos. O Granito Saracura representa o primeiro corpo de granito seguramente intrusivo descrito na região amazônica (parte brasileira), praticamente revolucionando a estratigrafia regional, pois até então os diversos corpos graníticos no norte e nordeste de Roraima eram tidos como de idade pré-Surumu. Apesar dessa descoberta, durante alguns anos apenas quatro ou cinco intrusões foram consideradas como pós Surumu, as quais foram referidas por BRAUN (1973) e BONFIM et al (1974) como "Granito 3", com o abandono da designação pioneira de Granito Saracura. Logo após, MONTALVÃO et al (1975) redefiniram diversos corpos graníticos outrora relacionados à "Associação Maracá" (BRAUN, 1973; BONFIM et al, 1974), como sendo intrusivos e posteriores ao vulcanismo Surumu (granitos das serras Marari, do Mel, Banco, Perdiz, Aviaquário, etc). Introduziram a designação Granodiorito Serra do Mel para representar várias dezenas de intrusões, que estariam bem representadas na Serra do Mel e seriam de natureza subvulcânica.

Trabalhando nessa mesma região, executando levantamento na escala 1:100.000, MELO et al (1978) perceberam que a designação "granodiorito", para os granitos intrusivos era inadequada, pois a larga maioria dos corpos é de natureza essencialmente granítica, dominando alaskitos e ortoclásio-granitos. Mesmo na serra do Mel, em 14 lâminas processadas em amostras distribuídas por toda a serra, apenas duas acusaram composição granodiorítica. Devido à prioridade cronológica e por ser o granito da serra Saracura o mais conhecido e representativo de todas as intrusões, revalidaram o termo Granito Saracura, na forma de Suíte Intrusiva Saracura, abandonando desse modo o nome Granodiorito Serra do Mel. Admitiram ainda que alguns dos corpos atribuídos ao Granodiorito Serra do Mel seriam anteriores ao Grupo Surumu, reunindo-os na unidade Granito Aviaquário.

Tanto BASEI (1975) como MONTALVÃO et al (1975) consideraram uma idade em torno de 1.700 m.a. para a fase intrusiva do Magmatismo Uatumã no Território de Roraima, cujos granitos foram posicionados pelo primeiro como posteriores ao Grupo Roraima, o que não é verificado no campo. A obtenção desse valor não está muito clara. Parece que foi tomado a partir de uma isócrona secundária das vulcânicas Su

rumu e que corresponde a 1.730 m.a. Esses autores efetuaram apenas duas datações nestes granitos, tendo encontrado idades de 1.716 ± 45 m.a. (MM-61) e 1.740 ± 40 m.a. (M-41). A essas duas análises acrescentam-se aquelas reveladas posteriormente por MELO et al (1978), e que são as seguintes: 1.715 ± 44 (AL-44), 1.829 ± 50 (AF-83) e 1.773 ± 44 (AL-57). A média das cinco idades isoladas disponíveis é 1.754 m.a. ou 1.816 m.a. tomando o novo valor de λ_{Rb} , sendo bastante próximo da isócrona de 1.787 m.a. de BASEI (1975) para o Complexo Guianense, indicando claramente ter sido este último bastante afetado pelas intrusões da Suíte Saracura. Nas tabelas de dados geocronológicos das folhas NB.20 e NA.20, elaboradas no IGUSP, aparece uma nova idade isocrônica de 1.750 m.a. para a Suíte Intrusiva Saracura. Ainda assim permanece inexplicada a grande diferença de idade aparente - quase 100 m.a. entre as unidades Surumu e Saracura, sendo ambas produto do mesmo magmatismo. Nos grupos Cuchivero, Kuyuwini e na Assembléia Granítico-Vulcânica do Suriname, não há diferença de idade marcante entre a fase vulcânica e a fase plutônica. No campo são frequentes os corpos graníticos que, verdadeiramente subvulcânicos, passam gradacionalmente para tipos vulcânicos, com granófiros e granitos pórfiros na zona de transição (Granitos São Luís e Caranguejo). Observa-se que, desde BASEI (1975), a diferença de idade entre o Grupo Surumu (1.890 m.a.) e a Suíte Intrusiva Saracura (1.700 m.a.), que era de 190 m.a. foi reduzida para 110 m.a., com idades de 1.860 m.a. para os vulcanitos e 1.750 m.a. para os plutonitos (Tabelas do IGUSP) e para 70 m.a. se for considerada a isócrona de 1.790 m.a. como época das intrusões ácidas.

GRUPO RORAIMA A Formação Roraima foi proposta por DALTON (1912). Esse termo, entretanto, não se popularizou e os geólogos guianenses adotaram a denominação *Kaitour Sandstone* (CONNOLLY, 1925). Posteriormente, PAIVA (1939) revalidou o nome Roraima, relatando a presença de folhelhos cineríticos, percebendo assim a participação de atividade eruptiva durante a sedimentação. REID (1972) elevou a seqüência à hierarquia de grupo, categoria que foi adotada no Brasil a partir de MONTALVÃO et al (1975).

Várias subdivisões estratigráficas têm sido propostas para essa extensiva cobertura sedimentar posterior ao Magmatismo Uatumã, a qual abrange terrenos da Venezuela, Guiana, Brasil e Suriname. Até o momento, o Grupo Roraima é o melhor exemplo ocorrido na Plataforma Amazônica em relação à uniformização de designações estratigráficas, já que o mesmo nome é adotado indistintamente naqueles quatro países. Já as subdivisões dessa seqüência sedimentar, diversas, em membros ou formações, são bastante distintas, tanto no que se refere aos nomes empregados, como à caracterização litológica das unidades. Esse fato é explicado em parte pela posição do pacote (mais de 10.000 metros de sedimentos, segundo alguns, sua extensão lateral, com variações faciológicas e também pela ausência, notadamente no Brasil, de trabalhos específicos de levantamentos geológicos nas áreas do Grupo Roraima.

GANSSEER (1954) dividiu a Formação Roraima em três membros: Basal, Médio e Superior, enquanto que a mesma seqüência, no Brasil, foi dividida por BARBOSA & RAMOS (1959) em duas formações: Kaitour e Roraima. BOUMAN (1959) não adotou essa estratigrafia, reconhecendo três membros na Formação Roraima: Suapi, Quinô e Arai, estudando apenas a zona basal e intermediária do pacote.

RAMGRAB et al (1972) dividiram a Formação Roraima em três membros: Inferior, Médio e Superior, no que foram seguidos por BONFIM et al (1974), em proposição que pouco difere da de GANSSEER (1954).

REID (1972) sugeriu a terminologia Grupo Roraima, subdividido em quatro formações: Uairén (conglomerados e arenitos), Cuquenã (folhelhos), Uaimapuê (chert, siltitos e arcóseos) e Matauí (quartzo-arenitos). Nesse mesmo ano, igualmente na Venezuela, YANEZ (1972) identificou dois membros na Formação Roraima; Canaima (inferior) e Guaiquinima (superior), enquanto PUTTE DU BOIS (1972) reconheceu onze membros distintos.

GHOSH (1981) identificou cinco associações ou modelos sedimentares na Formação Roraima em Venezuela, relatando critérios de distinção dessa unidade em relação às rochas sedimentares mais antigas (pré-Cuchivero), como as formações Cinaruco e Esmeralda.

PINHEIRO et al (1981), nos setores oeste e noroeste de Roraima (serras Urutanim, Surucucus e Uafaranda), caracterizaram quatro formações distintas: Tucuxumã (arenitos arcoseanos, conglomerados, arenitos conglomeráticos), Aliquelau (folhe

lhos carbonosos, siltitos e argilitos laminados), Linepenome (arenitos líticos, conglomerados, siltitos e arenitos arcoseanos) e Urutanim (quartzo-arenitos).

Na região NE do Amazonas e NW do Pará, VEIGA JR et al (1979) mapearam um conjunto sedimentar pós-Uatumã, que apresenta muitas analogias com o Grupo Roraima, como intercalações piroclásticas e mesmo posicionamento estratigráfico, definido por quatro distintos *sills* do Magmatismo Avanavero encaixados na seqüência de 1.050 metros de depósitos. Essas rochas, bem caracterizadas na Braçuissinclinal Pitanga (rios Pitanga e Jatapu) foram designadas de Formação Urupi, admitindo aqueles autores que, caso sua identidade com o Grupo Roraima venha a ser atestada no futuro, viria a ser incorporada pelo último.

Na região sudeste de Roraima, ocorrências do Grupo Roraima foram delineadas na região do rio Anauá (OLIVEIRA et al, 1975). Recentes trabalhos do Projeto Uatumã-Jatapu, em fase de fotointerpretação preliminar, têm registrado ocorrências isoladas da cobertura sedimentar proterozóica na área do alto Jatapu, que podem estar associadas tanto à Formação Urupi como ao Grupo Roraima.

A idade do Grupo Roraima tem sido estabelecida indiretamente em decorrência da idade do Supergrupo Uatumã, subjacente, e do Diabásio Avanavero, posterior, e também diretamente, em análises efetivadas no seu fácies piroclástico. É curioso destacar que feições do tipo *glass shards*, presentes nesses tufos foram interpretadas no passado como espículas tetractinélidas, levando alguns autores a considerar um ambiente marinho e uma idade mesozóica para a deposição do Grupo Roraima.

Estratigraficamente, por recobrir o Supergrupo Uatumã, a idade máxima de sua sedimentação seria a idade dos granitos desse supergrupo que, conforme considerações anteriores, estaria posicionada entre 1.754 m.a. e 1.787 m.a. (idade da Suíte Intrusiva Saracura). A idade mínima seria determinada pela idade dos diabásios pós-Roraima (tipo Avanavero), cuja idade mais aceita situa-se em torno de 1.603 m.a., como será visto adiante. Todavia, as determinações geocronológicas efetuadas diretamente em rochas do Grupo Roraima (camadas piroclásticas) têm fornecido valores mais jovens que a idade do Diabásio Avanavero, estratigraficamente posterior, sendo esse um problema ainda não explicado pela geocronologia. No Suriname, o Membro Tafelberg apresenta uma idade de 1.599 ± 18 m.a., determinada por PRIEM et al (1973). Como essa era a única idade disponível para o Grupo Roraima, alguns autores preferiram ignorá-la, admitindo como mais precisas as idades do Diabásio Avanavero. Dessa forma, BASEI (1975) admitiu idade de 1.800 a 1.890 m.a. para a deposição do Grupo Roraima, o qual foi considerado mais antigo que os Granitos Saracura e o Membro Tafelberg do Suriname. Mais recentemente, todavia, mais uma isócrona Rb/Sr nos tipos piroclásticos do Grupo Roraima foi divulgada (PRINGLE, 1981), correspondendo a um valor de 1.540 m.a., obtido em amostras próximas da localidade de Santa Helena, na Venezuela, colhidas na região fronteira Brasil/Venezuela.

SANTOS (1977) e posteriormente SANTOS & PINHEIRO (1981) relacionaram a reativação sincrônica com a sedimentação da cobertura de plataforma, responsável pela intercalação de rochas piroclásticas, com o processo que originou as diversas suítes de granitos tipo *rapakivi*, tendo ambos sido reunidos na chamada "Reativação Paraguaense". Realmente, existe uma semelhança muito acentuada entre as idades daquelas piroclásticas (1.599 m.a. no Suriname e 1.540 m.a. na Venezuela/Brasil) e as idades dos granitos *rapakivi* Surucucus (1.530 m.a.), Parguaza (1.545 ± 20 m.a.), Teles Pires (1.548 ± 28 m.a.), Abonari (1.520 ± 47 m.a.) e Tiquié (1.571 ± 57 m.a.).

Dessa forma, os granitos *rapakivi* seriam contemporâneos e não posteriores ao Grupo Roraima. Os contatos descritos entre os granitos *rapakivi* e a cobertura sedimentar relatam apenas intrusões na zona inferior do pacote sedimentar, como ocorre em Surucucus (PINHEIRO et al, 1981) e no Igarapé Preto (ISOTTA et al, 1980). Nesses dois locais, a despeito do caráter nitidamente intrusivo dos granitos, observado no campo através de diques graníticos e xenólitos de arenitos, praticamente não há deformação estrutural das encaixantes que seja perceptível em estudos fotointerpretativos. Essa ausência aparente de deformação pelas intrusões pode ser explicada pelo sincronismo dessas em relação a sedimentação, ou seja, os sedimentos não estavam ainda consolidados durante a época das intrusões. Admitindo essa hipótese, a idade do Grupo Roraima seria determinada primordialmente pelas idades das piroclásticas e dos granitos ricos em ferro associados, ou seja, pela idade da isócrona de PRINGLE (1981) e pela idade dos Granitos tipo Surucucus, respectivamente 1.540 e 1.530 m.a. Corrigindo esses valores em decorrência do padrão internacio-

nal para Λ Rb, chega-se a idades de 1.594 m.a. e 1.583 m.a. que no atual estágio de conhecimentos parecem representar a época mais provável da deposição do Grupo Roraima.

SUÍTES INTRUSIVAS SURUCUCUS E ABONARI Durante a interpretação de imagens de radar do antigo Projeto Roraima, BRAUN (1973) assinalou, na região da serra Parima, diversas intrusões circulares de prováveis granitos, relacionados aos "Granitos 3" (Granitos tipo Saracura). MUNIZ et al (1974) e BASEI (1975) interpretaram apenas uma fase de intrusões graníticas, posterior ao Grupo Roraima, reunindo na mesma unidade os granitos intrusivos e os granitos precedentes ao Grupo Roraima. MONTALVÃO et al (1975) perceberam a existência de duas fases de intrusões graníticas, em Roraima, a mais jovem das quais correspondendo ao Granito Surucucu, denominação que introduziram e foi adotada por DALL'AGNOL et al (1975), representando granitos com idades de 1.530 m.a. a 1.350 m.a.

PINHEIRO et al (1981), em levantamento regional no oeste de Roraima, elevaram o Granito Surucucus à categoria de suíte, verificando que na serra das Surucucus existem quatro corpos graníticos distintos, dois dos quais com relacionamento intrusivo no Grupo Roraima. Reconheceram outros corpos graníticos tipo Surucucus na bacia do rio Uauaris, alguns dos quais mineralizados em cassiterita. Algumas das intrusões são comuns ao território venezuelano, onde o principal corpo, batolítico, é conhecido como Granito Parguaza, com 30.000 km² de área aflorante (MENDOZA, 1975).

De acordo com SANTOS & PINHEIRO (1981), os granitos *rapakivi* de Roraima são caracterizados por altas relações FeO/MgO e K₂O/Na₂O, sendo extremamente semelhantes, no que se refere aos aspectos geocronológicos, estratigráficos, composicionais e petrológicos, aos demais granitos *rapakivi* da Plataforma Amazônica, que são intrusivos na cobertura sedimentar (Roraima, Gorotire, Prainha, Beneficente), com idades próximas entre si, como visto anteriormente.

Não há registro bibliográfico de granitos equivalentes na província sul-sudeste de Roraima, bem como na Guiana e no Suriname. Próximo ao setor sudeste de Roraima, na região Pitinga-Jatapu, VEIGA JR et al (1979) identificaram várias intrusões pertinentes ao Granito Abonari (1.520 \pm m.a.), de formas que não é improvável a existência de rochas correlatas um pouco mais ao norte dessa área, no alto curso dos rios Jatapu e Anauã. Não se afasta também a possibilidade de que alguns dos chamados *Younger Granites* do Sul da Guiana, ainda pouco estudados, possam constituir associações do tipo *rapakivi*.

Analisando-se as informações divulgadas por OLIVEIRA et al (1975) para o Granito Mapuera, verifica-se claramente a existência de dois conjuntos distintos de idades, um em torno de 1.800 m.a. (P-225, RX-3 e PT-03A) e outro em torno de 1.500 m.a.:

PT-63	-	1.469	\pm	49
PT-10	-	1.426	\pm	37
PT-27A	-	1.607	\pm	76
PT-462A.1	-	1.525	\pm	55
PT-10.1	-	1.560	\pm	55

Fica caracterizado assim que, conforme já haviam sugerido VEIGA JR et al (1979), parte dos granitos que foram associados por OLIVEIRA et al (1975) ao Granito Mapuera, na realidade são mais jovens que essa unidade, correspondendo ao Granito Abonari (1.520 \pm 47 m.a.). A presença do Granito Abonari em Roraima seria identificada no exemplar PT-462A.1 acima, representando amostra colhida em *stock* do igarapé Jirão, na bacia do alto Jatapu. Trata-se de um granito peralcalino (sem plagioclásio), bastante rico em FeO e em álcalis, com riebeckita e fluorita, que será melhor estudado durante o Projeto Jatapu-Uatumã.

DIABÁSIO AVANAVERO As primeiras menções à corpos básicos, intrusivos em espessos pacotes sedimentares de Roraima couberam a OLIVEIRA (1929). Segundo este, no extremo norte do Território de Roraima aflora uma faixa sedimentar com algumas centenas de metros, cortada por diques e massas de diabásio.

PAIVA (1939) mencionou corpos básicos com posição lacolítica na formação arenítica (*Kaiteur sandstone*), constituindo a base do Monte Roraima. Do mesmo modo re

feriu-se a uma espessa massa diabásica na serra MÊ-UÊ, encaixada a arenitos.

GUIMARÃES (1947), avaliando do ponto de vista petrográfico as amostras coletadas por PAIVA (op. cit.) no lacólito de Roraima e na serra MÊ-UÊ, classificou-as como gabros, noritos e diabásios, filiando-as à "Província magmática de Roraima".

BELLIZZIA (1957), após intensivos estudos, incluiu na assim chamada província magmática de Roraima, proposta por GUIMARÃES (op. cit.), os inúmeros *sills* e lacólitos intercalados à espessa seqüência sedimentar da Formação Roraima, aflorante no sudeste venezuelano. Segundo o mesmo, esse magmatismo foi quase que exclusivamente de caráter hipabissal e toleítico, cujo o paroxismo teria ocorrido no intervalo Triássico-Jurássico.

BARBOSA & RAMOS (1959) utilizaram a denominação "Vulcanismo Roraima", ao designarem o episódio que deu como resultado a formação de rochas extrusivas (derrames basálticos da atual Formação Apoteri) e intrusivos (diques e *sill*) engendrados na seqüência sedimentar.

SNELLING (1963) estabeleceu uma idade de 1,7 b.a. para um *sill* dolerítico intrudido na Formação Roraima, localizado na serra Pacaraima, República da Guiana. Esse fato motivou uma revisão geral na coluna estratigráfica regional, pois várias unidades tidas como mesozóicas, passaram a ser pré-cambrianas. Apesar disso, no Brasil essa revisão somente se processou depois de 1969.

HAWKES (1966) empregou na Guiana a terminologia *Roraima Intrusive Suite* para os *sills* restritos à área de ocorrência da Formação Roraima. Segundo o autor as rochas que os constituem são caracteristicamente toleíticas, apresentando diferenciados.

PRIEM et al (1969), estudando os inúmeros *sills* e diques encaixados indiferentemente no complexo basal e sedimentos Roraima, no vizinho Suriname, reconheceram dois grupos distintos: O primeiro, constituído essencialmente por hipersênio-pigeonita-doleritos e gabros, configurados principalmente sob forma de *sills* com diques de pequena amplitude ocasionais e o segundo representado por pigeonita-olivina-doleritos, os quais ocorrem sob forma de diques ou enxame de diques com *trends* a grosso modo NS. Com bases em datações radiométricas em rocha total pelo método K/Ar, os mesmos concluíram que os dois grupos representavam eventos distintos de magmatismo basáltico, cujas idades situaram em 1.960 ± 100 e 221 ± 10 m.a. respectivamente, correlacionando o primeiro grupo à *Roraima Intrusive Suite*.

GROENEWEG & BOSMA (1969) propuseram reunir dentro da designação *Avanavero Dolerite* todos os *sills* e diques de doleritos de idade pré-cambriana na área de Avanavero e em outras localidades do Suriname.

SNELLING & McCONNELL (1969), através de uma isócrona Rb-Sr, estabeleceram uma idade de 1.593 ± 66 m.a. para um dique dolerítico intrudido nos sedimentos Roraima na área de Tafelberg, Suriname. Posteriormente PRIEM et al (1973) correlacionaram este mesmo dolerito à *Roraima Intrusive Suite*.

MANDETTA (1970), baseado em datações radiométricas (K/Ar), efetuadas em rochas basálticas, estabeleceu para o Vulcanismo Roraima idades que oscilam entre 1.572 ± 60 m.a. e 1.756 ± 81 m.a. Da mesma forma o autor verificou que os tipos extrusivos (lavas), anteriormente mencionados por BARBOSA & RAMOS (1959) como concernentes àquele evento, pertenciam a um magmatismo bem mais jovem, já conhecido na Guiana como Formação Apoteri (McCONNELL et al, 1969).

RAMGRAB et al (1972) reuniram sob a designação Vulcanismo Roraima os *sills* (restritos à área de ocorrência da Formação Roraima) e os diques básicos não metamorfisados encaixados indistintamente em rochas pré-cambrianas. BONFIM et al (1974), propuseram reunir dentro da designação "Seqüência Intrusiva Roraima" todos os *sills* que se intercalam na Formação Roraima, os quais representariam um magmatismo básico que alcançou seu paroxismo em meados do pré-Cambriano (1.600 m.a.).

MONTALVÃO et al (1975) propuseram a terminologia "Diabásio Pedra Preta" para um corpo em forma de *sill* aflorante na localidade de Pedra Preta, vinculando igualmente a esta unidade todos os corpos em forma de diques e *stocks* supostamente resultantes do mesmo evento. A designação sugerida por MONTALVÃO et al, foi decorrente da não coerência do termo Vulcanismo Roraima com o Código de Nomenclatura Estratigráfica para mapeamento de unidades litoestratigráficas.

De acordo com SOHL (1977), em nota da Comissão Estratigráfica da *American*

Association of Petroleum Geologists, a categoria seqüência ou suíte implica na heterogeneidade de uma unidade, passível de subdivisão em duas unidades menores. Isto demonstra a inaplicabilidade das terminologias Suíte Intrusiva Roraima ou Seqüência Intrusiva Roraima. Ademais, o termo Roraima é inadequado, pois já é utilizado para caracterizar a Formação Roraima.

Dessa forma, em obediência às normas estratigráficas, SANTOS et al (1977), em recente trabalho sobre manifestações básicas na plataforma amazônica, sugeriram a aplicabilidade da terminologia Diabásio Avanavero no Território de Roraima, em correspondência à *Avanavero Dolerite* (GROENEWEG & BOSMA, 1969), a qual tem prioridade cronológica sobre Diabásio Pedra Preta sugerida por MONTALVÃO et al (1975).

MELO et al (1978) adotando este procedimento, reuniram dentro daquela terminologia todos os *sills* básicos intercalados à Formação Roraima, bem como parte dos diques básicos existentes na área do Projeto Molibdênio em Roraima, em particular aqueles de direção WNW-ESE, supostamente vinculados ao mesmo evento magmático, cujo o paroxismo ocorreu há cerca de ± 1.600 m.a.

VEIGA JR et al (1979), no relatório do Projeto Sulfetos de Uatumã, correlacionaram a Formação Quarenta Ilhas, representada por soleiras básicas intercaladas à cobertura sedimentar proterozóica da Formação Urupi, no NE do Amazonas, ao Diabásio Avanavero, baseados na destacada correspondência química, petrográfica e estratigráfica existente entre as duas unidades. No âmbito de sua área, os autores delimitaram quatro estruturas básicas concordantes, as quais denominaram *Sills* Quarenta Ilhas, Pixilinga, Taloé e Capivara.

PINHEIRO et al (1981) reconheceram no setor oeste-noroeste de Roraima diversos *sills* intrusivos no Grupo Roraima, notadamente nas serras Uafaranda e Urutanim, além de inúmeros diques associados ao mesmo magmatismo. Empregaram o nome Diabásio Avanavero para caracterizá-lo, descrendo, a exemplo de VEIGA JR et al (1979) no NE do Amazonas e HAWKES (1966) na Guiana, rochas diferenciadas (dioríticas e quartzo-monzoníticas), além de ocorrências de diabásios alcalinos, fazendo parte da mesma unidade estratigráfica.

A aparente inexistência de fósseis na cobertura sedimentar Roraima e seu peculiar posicionamento estratigráfico entre dois conjuntos de rochas vulcânicas, um ácido e outro básico, estimularam vários autores a numerosos estudos geocronológicos sobre os dois conjuntos magmáticos, objetivando indiretamente a perfeita situação cronoestratigráfica daquele pacote sedimentar. Em consequência, haja visto o conhecimento apurado nas suas relações de intrusão com os sedimentos do Grupo Roraima, o Diabásio Avanavero coloca-se entre as unidades mais amplamente datadas na região, sendo suas rochas objeto de diversas determinações isotópicas através de métodos K/Ar e Rb/Sr.

MCDUGALL et al (1963) e SNELLING (1963), através de datações radiométricas pelos métodos K/Ar e Rb/Sr, determinaram idades de 2.090 m.a. e 1.500 - 1.700 m.a. respectivamente, para as ocorrências da Guiana.

HARGRAVES (1968), datando amostras de diabásio, encontrou idades variáveis entre 1.497 m.a. e 2.073 m.a. nos *sills* da Venezuela e valores em torno de 1.500 m.a. e 1.840 m.a. para os *sills* da República da Guiana.

MCDUGALL (1968), datando amostras do Diabásio Avanavero na Guiana e Venezuela, através do método K/Sr, determinou uma idade de 1.500 m.a. Os valores encontrados para o plagioclásio e piroxênio situaram-se respectivamente entre 1.490 a 1.590 m.a. e 1.550 a 2.070 m.a. Este autor admite que a diferença de, aproximadamente, 500 m.a. nestes dados pode sugerir que houve mais de uma fase de intrusão, tal como foi indicado pelos estudos paleomagnéticos realizados por HARGRAVES (op. cit.).

SNELLING & MCCONNELL (1969) estabeleceram duas isócronas Rb/Sr, uma de 1.695 ± 65 m.a., para os *sills* e diques de diabásio da *Roraima Intrusive Suite* na Guiana e outra de 1.640 ± 30 m.a. para o *hornfels* da zona de contato. Na área de Tafelberg, no Suriname, estes mesmos autores determinaram, através de uma isócrona Rb/Sr, uma idade de 1.593 ± 66 m.a. para um dique dolerítico intrudido nos sedimentos Roraima.

MANDETTA (1970) realizou datações radiométricas em amostras de diabásio coletadas no rio Uailan, obtendo valores que oscilam entre 1.572 ± 81 m.a. e 1.756 ± 81 m.a. O mesmo através de uma isócrona K/Ar, determinou uma idade de 1.334 m.a. para um *sill* na cachoeira Cajumã, serra Uafaranda.

BELLIZZIA (1972), considerou este vulcanismo como toleítico fissural, tendo determinado para os *sills*, através do método K/Ar, idades entre 1.600 e 1.700 m.a.

BERRANGÉ (1973), admitiu que os diabásios toleíticos da *Roraima Intrusive Suite*, foram injetados em duas pulsações, datadas em 1.750 m.a. e 1.650 m.a., ambas relacionadas ao episódio Roraima.

HEBEDA et al (1973), estudando geocronologicamente os doleritos de Avanavero no Suriname, com base em 22 determinações Rb/Sr e 61 determinações K/Ar, estabeleceram para essa intrusão uma idade em torno de 1.603 ± 27 m.a. e demonstraram que nessas rochas a existência de argônio radiogênico em excesso foi o fator responsável pelas idades mais avançadas obtidas por outros autores em trabalhos anteriores. Admitiram que o excesso de argônio radiogênico constatado no Dolerito Avanavero, está relacionado ao evento tectono-termal de moderada intensidade, ocorrido há 1.200 m.a., denominado K'Mudku.

PRIEM et al (1973), através de datações pelos métodos Rb/Sr e K/Ar, determinaram uma idade de 1.544 ± 50 m.a. para os diques doleríticos que cortam os sedimentos Roraima em Tafelberg (Suriname), correlacionando-os com *sills* e diques doleríticos-gabróicos da *Roraima Intrusive Suite* da Guiana e Venezuela. Concluíram que o magma basáltico penetrou nos sedimentos Roraima, em forma de *sills* e diques, em um intervalo mínimo de tempo da ordem 50 m.a.

BASEI (1975), efetuando datações radiométricas pelo método K/Ar em amostras de *hornfels*, obteve uma idade isocrônica em torno de 1.805 m.a., tendo considerado que as idades mais recentes são devidas a perda de argônio e a perturbações posteriores (eventos tectono-termais). Essa idade, muito elevada, não encontra apoio de campo, visto ser mais antiga que o embasamento pré-Roraima da região. Ademais, a isócrona correspondente foi construída com apenas três pontos, ambos próximos entre si e distantes da origem da reta. Como foram usadas amostras da Formação Roraima, encaixante do *sill*, é possível a inclusão de estrôncio proveniente de grãos detríticos de feldspato de idade pré-Roraima. As idades K/Ar isoladas, obtidas por BASEI (1975) nas rochas básicas, são mais jovens, correspondendo a 1.635 m.a. (RR-148), 1.758 m.a. (RR-67-3), 1.574 ± 60 (RR-70-1) e 1.646 m.a. (PM-JF-04).

Pelo exposto, os valores divulgados por HEBEDA et al (1973) e PRIEM et al (1973), respectivamente 1.603 ± 27 m.a. e 1.544 ± 50 m.a., por serem o resultado da interpretação de várias dezenas de análises geocronológicas através de ambos os métodos K/Ar e Rb/Sr e por se aproximarem mais da realidade estratigráfica da região, são considerados como os mais próximos da época de erupção do magmatismo Avanavero. Desse modo, abandona-se a idade de 1.805 m.a. por ser uma informação menos confiável e discrepante em relação ao empilhamento estratigráfico.

Mesmo assim, permanece uma incompatibilidade geocronológica, ou seja, as rochas do Magmatismo Avanavero, posteriores ao Grupo Roraima e à reativação Parguazense, apresentam idades um pouco mais antigas em relação às piroclásticas da cobertura sedimentar e os granitos tipo *rapakivi*. Mesmo fato é verificado na porção sul da plataforma, onde os *sills* intrusivos na Formação Gorotire e no Grupo Beneficente apresentam idades mais antigas que os Granitos Serra da Providência e Teles Pires. De qualquer forma, fica patente a correlação dos diabásios encaixados no Grupo Roraima com várias ocorrências de *sills* e diques intrusivos na Formação Gorotire e no Grupo Beneficente, com idades de 1.611 ± 25 m.a. e 1.560 ± 50 m.a.

EPISÓDIO K'MUDKU Os registros de um evento tectônico de caráter compressional que se processou no limiar do Proterozóico Superior, têm sido assinalados em diferentes áreas da Plataforma Amazônica. BARRON (1966) denominou-o *K'Mudku Milonite Episode* na Guiana; no Suriname, PRIEM et al (1971) referem-se *Nickerie Metamorphic Episode* e BELLIZZIA (1972) ao evento Orinoquense, na Venezuela. No Brasil, tem sido referido também como Madeirense (AMARAL, 1974), em Rondônia e Jari-Falsino, no Amapá (LIMA et al, 1974).

O nome K'Mudku, por ser mais antigo é o mais aceito, tendo sido usado em diversos levantamentos feitos em Roraima (MONTALVÃO et al, 1975; MELO et al, 1978; BONFIM et al, 1974 e PINHEIRO et al, 1981).

Esse intenso período de movimentação em torno de ± 1.200 m.a. também foi atuante em Roraima, provocando rejuvenescimentos isotópicos no Supergrupo Uatumã e

similamente nos granitóides pré-Uatumã, uma vez que idades radiométricas próximas daquele valor foram identificadas (MELO et al, 1978; AMARAL et al, 1970 e BASEI, 1975).

Não há registro em Roraima dos derrames básico-alcalinos e intrusões alcalinas (tipo Seringa, Cachoeira Seca, Teotônio, Rio Pardo e Mutum), comuns a outras áreas da Plataforma Amazônica. Possíveis derrames de rochas máficas foram assinalados na fotointerpretação da folha NA.21-Y-C, no alto Jatapu (Projeto Jatapu-Uatumã), enquanto que zirconitas centimétricas coletadas por MANDETTA & BONFIM (1971), aliadas a estruturas circulares fotointerpretadas na região do rio Cachorro (NA.20-X-D), podem indicar a presença de chaminés alcalinas proterozóicas na região.

BIBLIOGRAFIA

- AMARAL, G. - 1974 - Geologia Pré-cambriana da região Amazônica. São Paulo, Universidade, Instituto de Geociências, p. 212 (Tese de Livre Docência).
- AMARAL, G., RAMGRAB, G.E., OLIVEIRA, I.W.B. de, MANDETTA, P. & DAMIÃO, R.N. - 1970 - Determinações geocronológicas e considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na porção setentrional do Território de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24. Brasília, DF, 1970. Boletim Especial, Soc. Bras.Geol., nº 1, p. 77. set. |Resumo|.
- ARANTES, J.L.G. & MANDETTA, P. - 1970 - Relatório Preliminar da viagem de reconhecimento geológico ao longo dos rios Auaris, Parima, Aracaça e Uraricoera. Belém, DNPM, 10 p. datilografado.
- ARAÚJO NETO, H. & COSTI, H.T. - 1979 - Projeto Tapuruquara II; Relatório Final. BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, inédito |s.ident.|, 2 v.
- ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H.L. - 1976 - Projeto Estanho de Abonari; Relatório Final. BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito |s.ident.|, 2 v., 232 p.
- BARBOSA, O. & ANDRADE RAMOS, J.R. de - 1959 - Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. BRASIL. DNPM. DGM., B., Rio de Janeiro nº 196, 49 p. il.
- BARRON, C.N. - 1962 - The geology the South Savannas Degree Square. Geological Survey of British Guiana, (33).
- BARRON, C.N. - 1966 - Notes on the Stratigraphy of Guiana. Geol. Surv. Guyana. Records. Georgetown, Guiana, v. VI p. II-1 a II-28.
- BASEI, M.A.S. - 1975 - Geocronologia do Território Federal de Roraima e parte Norte do Estado do Amazonas. In: BRASIL. MME/DNPM/RADAM. Relatório Interno, Belém, fev., 19 p. il.
- BELLIZZIA, A. - 1957 - Consideraciones petrogenéticas de la provincia magmática de Roraima (Guyana Venezolana). B. Geol., Caracas (9): 53-81.
- BELLIZZIA, C.M. - 1972 - Paleotectónica del Escudo de Guyana. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUYANAS, 9ª, Puerto Ordaz, 1972, Memória... Puerto Ordaz, Venezuela, 251-305.
- BERRANGÉ, J.P. - 1973 - A synopsis of the geology of Southern Guyana. Institute of Geological Sciences. Overseas, division. Photogeological Unit., Report, London, nº 26, 11 p. il.
- BONFIM, L.F.C., RAMGRAB, G.E., UCHOA, I.B., MEDEIROS, J.B.de, VIÉGAS FILHO, J. de R., MANDETTA, P., KUYUMJIAN, R.M. & PINHEIRO, S. da S. - 1974 - Projeto Roraima; Relatório Final. BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito |s.ident.|, v. 1-A. il.
- BOUMAN, Q.C. - 1959 - The Roraima formation: northern part of the Território do

Rio Branco. Belém. PETROBRÁS-RENOR. jul. 17 p. (Relatório Técnico Interno, 350-A).

- BRAUN, O.P.G. - 1973 - Levantamento Geológico Integrado; Relatório do mapeamento preliminar ao milionésimo correspondente à "fotointerpretação preliminar". BRASIL. DNPM/CPRM. Projeto Roraima, "2ª fase", Manaus, Rio de Janeiro, 218 p., jul. il.
- CONOLLY, H.J.C. - 1925 - Preliminary survey of the Mazaruni and Puruni Diamond Fields, British Guyana. Department of Science and Agriculture, |s.ident. |.
- DALL'AGNOL, R., DREHER, A.M., ARAUJO, J.F.V. & ABREU, A.S. - 1975 - Granito Surucucu. In: CONFERENCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10ª, Belém, 9-16, nov. 1975. Anais... nov. 340-388.
- DALTON, L.V. - 1912 - On the geology of Venezuela. Geol. Mag., London, 9:203-210.
- GANSSER, A. - 1954 - Guiana Shield (South America) Geological. Observations. E clogae Geol. Helvetiae, Lausanne, 47 (1): 77-112.
- GAUDETTE, H.E., HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W., ESPEJO, A., DAHLBERG, E.H. - 1978 - Older Guiana basement south of the Imataca Complex in Venezuela, and in Suriname. Geological Society of America Bulletin, 89(9): 1290-1294, sept.
- GAUDETTE, H.E., MENDOZA, V., HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W. - 1978 - Geology and age of the Parguaza rapakivi granite. Geol. Soc. America Bull., 89(9): 1335 - 1340, sept.
- GHOSH, S.K. - 1981 - Geology of the Roraima and group and its implications. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 22 del marzo 1981. Resumes. Venezuela, Puerto Ayacucho, p. 26-27.
- GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI JR., W.J. - 1980 - Zircon U-PB Ages of Guyana greenstone-gneiss terrain. 27 p.
- GROENEWEG, W. & BOSMA, W. - 1969 - Explanatory note to the simplified geological map of Suriname. Mijnb. Dienst. Surv. 20: 19-20.
- GUIMARÃES, D. - 1947 - A província magmática de Roraima. Rio de Janeiro, Boletim do DNPM, 121, 15-49.
- HAWKES, D.D. - 1966 - The petrology of the Guiana dolerites. Geol. Mag., London, 103: 320-335.
- HEBEDA, E.H., BOELRIJK, N.A.I.M., PRIEM, H.N.A., VERDURMEN, E.A. TH., VERSCHURE, R.A. - 1973 - Excess radiogenic argon in the precambrian Avanavero dolerite in Western Suriname (South America). Earth Planetary Sci. Lett. 20(2): 189-200.
- ISOTTA, C.A.L., CARNEIRO, J.M., KATO, H.T. & BARROS, R.J.L. - 1978 - Projeto Província estanífera de Rondônia; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Porto Velho, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito |s.ident. |. 16 v.
- ISSLER, R.S., ANDRADE, A.R.F. de, MONTALVÃO, R.G.M. de, GUIMARÃES, G., SILVA, G. G. da & LIMA, M.I.C. de - 1974 - Geologia da folha SA.22-Belém. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SA.22-Belém. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- JORGE JOÃO, X. da S., CARVALHO, J.M. de A., VALE, A.G., FRIZZO, S.J. & MARTINS, R. C. - 1979 - Projeto Falsino; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Belém, v. 1.
- MANDETTA, P. - 1970 - Datações geocronológicas de rochas do Território Federal de Roraima. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Relatório Inédito, São Paulo (1472). 14 p.
- MANDETTA, P. & BONFIM, L.F.C. - 1971 - Reconhecimento geológico dos rios Cachorro, Quitauau e Cujubim. Manaus, Relatório Progressivo, CPRM.
- MELO, A.F.F. de, SANTOS, A.J. dos, CUNHA, M.T.P. da, CAMPOS, M.J.F. de & D'ANTONA, R. de J.G. - 1978 - Projeto Molibdênio em Roraima; Relatório Final. Ministério

- das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNP/M/CPRM, Relatório Inédito |s.ident. |. 6 v. il.
- MENDOZA, V.S. - 1975 - Estudos geoquímicos del no-tectonizado granito Rapakivi del Parguaza, Noroeste Guyana Venezolana. In: CONFERENCIA GEOLÓGICA INTERGUYANAS, 10ª, Belém, 1975. Anais... Belém, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1975. p. 628-656.
- MONTALVÃO, R.M.G. de, MUNIZ, M. de B., ISSLER, R.S., DALL'AGNOL, R., LIMA, M.I.C. de, FERNANDES, P.E.C.A. & SILVA, G.G. da - 1975 - Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. Rio de Janeiro, il (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- MORENO, L.A. & MENDOZA, V. - 1975 - Petroquímica de rocas graníticas del Alto Surpamo de Guayana Venezolana. In: CONFERENCIA GEOLÓGICA INTERGUYANAS, 10ª, Belém, 9-16, nov. 1975. Anais... Belém, Departamento Nacional da Produção Mineral, 430-452.
- MUNIZ, M. de B. & DALL'AGNOL, R. - 1974 - Geologia do Território brasileiro nas Folhas Boa Vista (NA.20), Roraima (NB.20/21) e parte da Folha Tumucumaque (NA.21). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28ª, Porto Alegre, 1974. Anais ... Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia. v. 4, p. 247-267.
- OLIVEIRA, A.I. - 1929 - Bacia do Rio Branco, Estado do Amazonas. B. Serv. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, 37: 1-71.
- OLIVEIRA, A. da S., FERNANDES, C.A.C., ISSLER, R.S., ABREU, A.S., MONTALVÃO, R.M. G. de & TEIXEIRA, W. - 1975 - Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.21-Tumucumaque e parte da folha NB.21. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).
- PAIVA, G. de - 1939 - Alto Rio Branco. B. Serv. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, 99. 44 p.
- PESSOA, M.R., SANTIAGO, A.F., ANDRADE, A.F. de, NASCIMENTO, J.O. do, SANTOS, J.O. S., OLIVEIRA, J.R. de, LOPES, R. da C. & PRAZERES, W.V. - 1977 - Projeto Jamanxim; Relatório Final. BRASIL. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNP/M/CPRM, Relatório Inédito |s.ident. |, 9 v. il.
- PINHEIRO, S. da S., RICKER, S.R.L., YAMAGUTI, H.S., MENEZES, R.G. & REIS, N.J. - (em preparação) - Projeto Catrimani-Uraricoera. Relatório de Etapa. Ministério das Minas e Energia. Convênio DNP/M/CPRM. Manaus.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., VERDURMEN, E.A. TH & VERSCHURE, R.H. - 1971 - Isotopic Ages of the Trans-Amazonian acidic Magmatism and the Nickerie Metamorphic episode in the Precambrian Basement of Suriname, South America. Geol. Soc. Am. Bull., 82: 1667-1680.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., VERDURMEN, E.A. TH & VERSCHURE, R.H. - Age of the Precambrian Roraima formation in Northeastern South America: Evidence from isotopic Dating of Roraima Pyroclastic Volcanic Rocks in Suriname. Amsterdan, Geological Society of America Bulletin, 84, 1677-1634, may. il.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., KUIJPER, R.P., de ROEVER, E.W. F., VERDURMEN, E.A. TH., VERSCHURE, R.H. & WIELENS, J.B.W. - 1978 - How old are the supposedly Archean charnockitic granulites in the Guiana Shield basement of western Suriname (South America)?; in ZARIMAN, R.E., (ed) Short Papers of the Fourth Internat. Conf. Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology, 1978, U.S. Geol. Survey Open File Report 78-701: 341-343.
- RAMGRAB, G.E. & DAMIÃO, R.N. - 1970 - Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana; Território Federal de Roraima. Manaus, DNP/M - 5ª Distrito - Norte, Relatório Inédito |s.ident. | 36 p. il.
- RAMGRAB, G.E., OLIVEIRA, J.F. de, BONFIM, L.F.C., MANDETTA, P. & KUYUMJIAN, R.M. -

- 1971 - Projeto Roraima, relatório progressivo, 1º semestre de 1971 (Anexo I - Mapeamento geológico da área Divisor). BRASIL. DNPM/CPRM. Relatório Inédito, Manaus |s. ident.|, 28 p. il.
- RAMGRAB, G.E., BONFIM, L.F. da C. & MANDETTA, P. - 1972 - Projeto Roraima; Relatório Preliminar - 2ª fase. BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito |s. ident.|, 9 v. il.
- REID, A.R. - 1972 - Stratigraphy of the type area of the Roraima group, Venezuela. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTER-GUYANAS, 9ª, Guyana, 1972. Memória ... Guyana, Ministério das Minas y Hidrocarburos, 1972. (Boletim de Geologia. Publ. Espec., 6) p. 343-353.
- ROEVER, E.W.F. de & BOSMA, W. - 1975 - Precambrian Magmatism and Regional Metamorphism in Suriname. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUYANAS, 10ª, 9-16 nov., Belém, 1975. Anais ... Belém, Ministério das Minas e Energia - DNPM. pp. 286 - 332.
- SANTOS, J.O.S. - 1981 - Síntese da estratigrafia da área I - Projeto Mapa geológico do Brasil 1:2.500.000. Manaus, CPRM/SUREG-MA. Relatório Inédito |s. ident.|, 98 p.
- SANTOS, J.O.S., - 1982 - Granitos proterozóicos da plataforma amazônica. Manaus, CPRM/SUREG-MA, Relatório Inédito |s. ident.|, 10 p. (5º Congresso Latinoamericano de Geologia).
- SANTOS, J.O.S., BORGES, O.C., VEIGA JR, J.P., SILVA, S.L. de & PESSOA, M.R. - 1974 - Projeto Norte da Amazônia; Domínio Baixo Rio Negro; Relatório Integrado. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito |s. ident.|, 15 v.
- SANTOS, J.O.S. & ARAÚJO NETO, H. - 1978 - Algumas características químicas do magmatismo Parima/Tapuruquara. Acta Amazônica, 8 (4): 639-656, dez.
- SANTOS, J.O.S., REIS, N.J. & PESSOA, M.R. - 1980 - Associações máficas-ultramáficas magnesianas na Plataforma Amazônica. Manaus, CPRM/SUREG-MA, Relatório Inédito |s. ident.|, 32 p. (Trabalho apresentado Symposium Amazônico).
- SANTOS, J.O.S. & PINHEIRO, S. da S. - 1981 - Suíte Intrusiva Surucucuis e a reativação paraguazense (Petrologia). Manaus, CPRM/SUREG-MA, Relatório Inédito |s. ident.|, 30 p. (Symposium Amazônico).
- SNELLING, N.J. & McCONNELL, R.B. - 1969 - The geochronology of Guyana. Geol. Mijnbouw, Hague, 48 (2): 201-213.
- SOHL, N.F. - 1977 - Stratigraphic Commission: Note 45 - Application for Amendment Concerning Terminology for Igneous and High-Grade Metamorphic Rocks. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 61 (2): 248-252, feb.
- VEIGA JR, J.P., NUNES, A.C.B., SOUZA, E.C. de, SANTOS, J.O.S., AMARAL, J.E. do, PESSOA, M.R. & SOUZA, S.A. de S. - 1979 - Projeto Sulfetos de Uatumã; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito |s. ident.|, 6 v.

ESTRATIGRAFIA SIMPLIFICADA DO TERRITÓRIO DE RORAIMA (PRÉ-CAMBRIANO)

		EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO				EMPILHAMENTO GEOCRONOLÓGICO		
		PROVÍNCIA NORTE - NOROESTE		PROVÍNCIA SUL - SUDESTE				
P R O T E R O Z O I C O	SUPERIOR							
		EPISÓDIO		K' MUDKU		1200 →	EPISÓDIO K' MUDKU	
						1500		
	MÉDIO	DIABÁSIO AVANAVERO		DIABÁSIO QUARENTA ILHAS				
		SUÍTE INTRUSIVA SURUCUCUS		SUÍTE INTRUSIVA ABONARI			1530	
		GRUPO RORAIMA		GRUPO RORAIMA E FORMAÇÃO URUPI				
		SUPERGRUPO UATUMÁ	SUÍTE INTRUSIVA SARACURA		SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA			
			GRUPO SURUMU		GRUPO IRICOUMÉ			
						1730	SUÍTE SARACURA	
							1787	COMPLEXO GÜIANENSE
							1805	DIABÁSIO AVANAVERO
							1890	GRUPO RORAIMA
						1900	GRUPO SURUMU	
	INFERIOR	COMPLEXO GÜIANENSE	GRANITOS MUCAJÁ E AVIAQUÁRIO		ADAMELITO ÁGUA BRANCA			
	GRUPO CAUARANE		GRUPO CAUARANE			1890		
	GRUPO PARIMA		GRUPO KWITARO			1920		
					2500			
	SUÍTE TAPURUQUARA		SUÍTE TAPURUQUARA					
	COMPLEXO GÜIANENSE	SUÍTE METAMÓRFICA URARIQUERA		SUÍTE METAMÓRFICA ANAUÁ		2531		
				GRUPO KANUKU		2817		
ARQUEANO								

FIGURA 1

CONSIDERAÇÕES A RESPEITO DA IDADE DAS BAUXITAS NA PARTE LESTE DA REGIÃO AMAZÔNICA

Werner Truckenbrodt
Basile Kotschoubey
Ana Maria Góes

NÚCLEO DE CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ - NCGG/UFPa.

ABSTRACT

The bauxites from the lower Amazon basin and the Paragominas region are the result of intensive lateritic weathering of continental sediments belonging to the Alter do Chão, Itapecuru and Ipixuna Formations. These sedimentary sequences are mainly of cretaceous age, only the stratigraphic position of Ipixuna sediments is doubtful (Cretaceous and/or Lower Tertiary). In no case Barreiras sediments were observed to be the original material of the bauxite deposits. The plio-pleistocene Velhas surface of the Belterra Clay, overlying the bauxite profiles, defines the minimum age of bauxitization. Considering furthermore (i) the relatively dry climate in Pliocene period, (ii) the calculated long time necessary for the genesis of Amazon bauxites and (iii) the concordance of tertiary, especially lower tertiary age for most of the bauxites situated in present inter-tropical regions, it is suggested that the Amazon bauxites were formed principally in Lower Tertiary, perhaps in Eocene-Oligocene, like those in Guyana and Suriname.

1. INTRODUÇÃO

Em trabalho recente, Aleva (1981) compara as bauxitas de Onverdacht-Lelydorp/Suriname com as do Trombetas/Baixo Amazonas, salientando várias diferenças essenciais entre estas ocorrências. Além de apresentar divergências na mineralogia, textura e cobertura, este autor destaca diferenças no que se refere a duração e idade da bauxitização nessas duas áreas, admitindo um período de 20 milhões de anos no Eoceno-Oligoceno para a formação das bauxitas do Suriname e cerca de 1 a 2 milhões de anos no Plio-Pleistoceno para a gênese das bauxitas do Trombetas. Para estabelecer a idade dos depósitos do Baixo Amazonas Aleva (1981) baseia-se na interpretação estratigráfica da rocha-mãe, considerando-a como pertencente ao Grupo Barreiras, de idade predominantemente pliocênica, seguindo assim os conceitos de Wolf & Silva (1973), Dennen & Norton (1977), Grubb (1979) e outros.

Todavia, novos dados paleontológicos obtidos por Dameron (1975), a partir de sedimentos que podem ser considerados como rocha-mãe das bauxitas do Baixo Amazonas, e nossas observações estratigráficas na área de Paragominas-Açailândia sugerem que o Terciário Superior não é a idade da rocha-mãe das bauxitas. Essa conclusão

motivou um estudo de reavaliação da idade das bauxitas amazônicas, levando em conta, também, outros subsídios como dados sobre a cobertura das bauxitas e sobre o clima durante o Cenozóico, cálculos sobre a duração dos processos de bauxitização, informações sobre outras bauxitas similares da zona inter-tropical atual e a proposta de idade feita por Krook (1979) para as bauxitas do Baixo Amazonas e por Kotschoubey & Truckenbrodt (1980, 1981) para as de Paragominas-Açailândia (localização geográfica, fig. 1). Este procedimento possibilitou uma avaliação mais segura da idade das bauxitas amazônicas.

2. ROCHA-MÃE DAS BAUXITAS

Os sedimentos sotopostos às bauxitas amazônicas pertencem às Formações Alter do Chão, Itapecuru e Ipixuna. Estruturas dessas rochas, em particular uma laminação fina e muito nítida, podem ser observadas em nódulos e lentes gibbsíticos na parte inferior e até média de numerosos perfis bauxíticos, tanto no Baixo Amazonas como no Nordeste do Pará. Este fato indica sem dúvida uma estreita ligação genética entre a sequência bauxítica e os citados sedimentos.

Até agora não foi observada nenhuma ocorrência de bauxita associada a sedimentos Barreiras. Embora os termos Alter do Chão e Barreiras sejam frequentemente usados como sinônimos (Molnar & Almaraz, 1966; Issler et al., 1974), Daemon (1975) mostrou a inviabilidade de se correlacionar estes sedimentos, bastante parecidos entre si, pois dados palinológicos assinalaram idade cretácea (albiana a turoniana) para a Formação Alter do Chão. Os sedimentos Barreiras são mais novos e pertencem ao Plioceno e Pleistoceno. Já Beurlen (1970) tinha presumido que os sedimentos Alter do Chão são mais antigos que os de Barreiras.

A Formação Alter do Chão, termo este formalizado por Caputo et al. (1972), ocupa extensas áreas no Baixo Amazonas (Daemon, 1975). Seus sedimentos, geralmente pouco consolidados, são ricos em caulinita e quartzo, variando de argilas a arenitos pouco argilosos. Ocorrem também arenitos conglomeráticos e conglomerados. Uma parte da caulinita certamente provém de feldspatos alterados que ainda podem ser observados em certos níveis. Segundo Daemon (1975), os sedimentos Alter do Chão depositaram-se em ambiente fluvial e lacustre sob um clima tropical de domínio seco.

Os sedimentos Barreiras, que tem sido descritos informalmente no litoral brasileiro (cf. Bigarella & Andrade, 1964) desde o Rio de Janeiro até o Amapá, bem como em vastas regiões do Pará e do Amazonas, estão na realidade restritos no Pará à faixa litorânea, i.e. principalmente às regiões Bragantina e do Salgado. Nestas zonas, lateritas aluminosas (bauxitas) são desconhecidas, embora existam várias ocorrências de lateritas fosfáticas que segundo Da Costa (1980) e Oliveira (1980) seriam da mesma idade que as bauxitas. Estas lateritas fosfáticas se desenvolveram principalmente a partir de rochas pré-cambrianas. Somente no caso da ocorrência de Jandiá a posição estratigráfica da rocha-mãe é incerta (Da Costa e Sá, 1980), podendo pertencer segundo Costa et al. (1977) à Formação Piriá, de possível idade proterozóica.

Embora não seja conhecida sua associação com as lateritas fosfáticas e aluminosas, o Grupo Barreiras será sucintamente descrito aqui, pois a interpretação ambiental de seus sedimentos tem algumas implicações sobre a idade da bauxitização (cf. ítem 4).

Segundo Gões (1981), os sedimentos Barreiras no NE do Pará podem ser subdivididos em 3 litofácies: conglomerática, argiloarenosa e arenosa. A primeira e a última correspondem, respectivamente, a base e ao topo do complexo. Os sedimentos, em geral, são texturalmente imaturos, escassos em estruturas e exibem frequente-

mente arcabouço aberto ("mud-supported clastics") sugerindo que grande parte dos sedimentos Barreiras foi depositada pela ação de fluxos de alta densidade, como corridas de lama e de areia, sob condições de um clima semi-árido (cf. também Bigarella, 1975).

As bauxitas da região de Paragominas formaram-se a partir dos sedimentos Ipixuna e Itapecuru, que a sul do paralelo 2° S ocupam grandes áreas no nordeste do Pará e no noroeste do Maranhão. Os sedimentos Ipixuna, de idade possivelmente terciária inferior (Francisco et al., 1971) ou talvez cretácea (Gões, 1981), afloram, ao longo da rodovia Belém-Brasília, desde 60 Km a sul de São Miguel (PA) até aproximadamente 140 Km a norte de Imperatriz (MA). Mais a sul, até a região de Açailândia (MA), as bauxitas estão sotopostas por sedimentos da Formação Itapecuru (Cretáceo Superior).

Os sedimentos Itapecuru, que são constituídos de arenitos médios, localmente feldspáticos, ricos em estratificação cruzada e, subordinadamente, de conglomerados e lamitos, foram depositados em ambiente fluvial sob condições de um clima semi-árido (Gões, 1981), interpretação esta concordante com a de outros autores (Petri, 1977; Lima et al., 1979).

Os sedimentos Ipixuna, sotopostos aos do Barreiras em discordância erosiva (Francisco et al., 1971), são bastante similares aos da Formação Itapecuru e portanto interpretados por Gões (1981) como uma fácies desta formação. Os sedimentos Ipixuna compõem-se de arenitos exibindo estratificação cruzada e, subordinadamente, lamitos (litologia A), além de intercalações rítmicas de arenitos finos/lamitos e bancos de caulim (litologia B). Francisco et al., (1971) e Gões (1981) sugerem um ambiente fluvio-lacustre para a deposição destes sedimentos.

Esta discussão sobre a rocha-mãe das bauxitas mostra que nem todos os sedimentos pouco consolidados e mais antigos que o Holoceno pertencem ao Grupo Barreiras. Pelo contrário, os sedimentos Barreiras se destacam, principalmente pelas suas características texturais e estruturais, das demais unidades sedimentares descritas.

3. COBERTURA DAS BAUXITAS

A maioria dos perfis bauxíticos está recoberta por argila caulinítica, homogênea, sem nenhuma estratificação visível, cuja espessura atinge até 20 m. Esta argila, denominada Argila de Belterra por Sombroek (1966), foi descrita detalhadamente por Truckenbrodt & Kotschoubey (1981) que sugeriram sua deposição pela ação de fluxos de lama sob clima de tendência árida, baseando-se na distribuição disseminada de fragmentos gibbsíticos, ferruginosos e argilosos nesta argila. Acredita-se que outras interpretações genéticas considerando a Argila de Belterra como: sedimento lacustre (Sombroek, 1966), solo in situ gerado a partir da sequência bauxítica sotoposta após a bauxitização (Wolf & Silva, 1973) ou solo residual in situ formado contemporaneamente com as bauxitas (Aleva, 1981) sejam menos prováveis. Entretanto, mais importante que a gênese da Argila de Belterra é, para as nossas considerações sobre a idade das bauxitas, a sua posição estratigráfica.

Um subsídio importante para avaliar a idade da Argila de Belterra é a sua superfície plana, muito regular, que corresponde ao aplainamento Velhas do Plio-Pleistoceno. Admitindo que a bauxitização não se efetuou abaixo da cobertura espessa de Argila de Belterra, a idade mínima das bauxitas amazônicas seria pelo menos pré-pleistocênica.

4. CLIMA DO TERCIÁRIO

Na tentativa de detalhar mais a posição estratigráfica

das bauxitas amazônicas, a evolução climática no Terciário pode fornecer indícios importantes. Bem conhecida neste sentido é a região costeira do Suriname, devido aos estudos palinológicos e sedimentológicos realizados em uma sequência terciária relativamente completa (cf. Krook, 1979). Estes dados climáticos são sem dúvida aplicáveis à região amazônica, como mostra a boa concordância entre a evolução climática no Terciário do Suriname e a evolução global neste período apresentada por Frakes (1979, p. 261).

Idade	Movimentos de nível de mar	Clima
Holoceno	transgressão	principalmente úmido
Pleistoceno	transgressões e regressões	transgr.: principalmente úmido, regr.: em parte relativamente seco
Plioceno	principalmente regressivo	relativamente seco durante regressão
Mioceno Superior	grande regressão	relativamente seco?
Mioceno Médio	transgressivo	muito úmido
Mioceno Inferior	grande regressão transgressão	relativamente seco
Oligoceno	transgressão	sem dados
Eoceno Superior	regressão	relativamente seco
Eoceno Médio	transgressão ?	} principalmente úmido
Eoceno Inferior	regressão transgressão	
Paleoceno	regressão transgressão grande regressão	
Cretáceo	principalmente regressivo	

Tab. 1 - Movimentos do nível do mar e evolução climática durante o Terciário e o Quaternário na região costeira do Suriname (segundo Krook, 1979).

A tabela 1 mostra a relação entre os movimentos do nível do mar e as variações climáticas nos últimos 100 milhões de anos. Observa-se que, de um modo geral, as transgressões coincidiram com períodos de climas úmidos e as regressões com períodos onde o clima era mais seco. Portanto, sugere-se que durante o recuo do mar Pirabas no Burdigaliano as condições climáticas não foram favoráveis à bauxitização (cf. também Truckenbrodt, 1981). As condições climáticas se apresentaram desfavoráveis também durante grande parte do Plioceno, i.e. durante a deposição dos sedimentos Barreiras, processada, como já foi mencionado, sob um clima de domínio semi-árido.

Segundo Krook (1979) e Frakes (1979), o clima no Terciário Inferior foi em geral mais úmido que durante o Plioceno e o Mioceno. Durante o Terciário Superior apenas o clima do Mioceno Médio se destacou como mais úmido. Estes fatos sugerem, visto que a

formação de bauxita necessita de abundantes precipitações e um longo intervalo de tempo (cf. item 5), que a gênese das bauxitas amazônicas possa ter ocorrido no Terciário Inferior. Levando em conta o clima relativamente seco durante o Cretáceo Superior (Frakes, 1979; Krook, 1979), o período do Paleoceno ao Oligoceno poderia ser considerado como época principal de formação das bauxitas da parte leste da região amazônica.

5. TENTATIVA DE CALCULAR A IDADE DAS BAUXITAS

Um método mais direto, embora algo inseguro, para estimar a idade das bauxitas consiste na determinação da relação entre a quantidade total de SiO_2 removida dos perfis lateríticos e a quantidade de SiO_2 removida anualmente pelas águas subterrâneas (Loughnan & Bayliss, 1961; Jepsen & Schellmann, 1974). O cálculo destas perdas de SiO_2 é baseado nas seguintes premissas: a) que o clima atual é semelhante ao da época da formação da bauxita; b) que as condições hidrogeológicas e hidroquímicas permaneceram mais ou menos constantes durante a bauxitização; c) que a bauxitização ocorreu de modo contínuo, não sendo interrompida por processos erosivos, etc... (Jepsen & Schellmann, 1974). Apesar dessas considerações envolverem parâmetros algo inseguros, acredita-se que este tipo de cálculo seja válido para estimar pelo menos a ordem de grandeza do tempo necessário para a formação das lateritas aluminosas amazônicas, i.e. avaliar se o desenvolvimento dos perfis bauxíticos na parte leste da região amazônica ocorreu durante apenas 1 a 2 milhões de anos (Aleva, 1981) ou durante um período maior, de, por exemplo, algumas dezenas de milhões de anos.

Para o cálculo da idade foram utilizados dados conhecidos referentes as lateritas fosfáticas de Itacupim (Oliveira, 1980) e valores, sobretudo estimados, das lateritas aluminosas da região de Paragominas. A quantidade de SiO_2 removida dos perfis lateríticos foi calculada a partir dos dados sobre a espessura dos perfis, a densidade média da camada laterítica, o seu teor médio de SiO_2 , o fator de enriquecimento do elemento menos removido e o fator de empobrecimento de SiO_2 . A avaliação da remoção anual de SiO_2 através da água subterrânea se baseou nos seguintes valores: a) precipitação média de 2000 a 2400 mm nas regiões de Paragominas e Itacupim (Nimer, 1977); b) infiltração, estimada em 15 a 20% das precipitações; c) teor médio de SiO_2 , estimado em 5 a 6 ppm nas águas subterrâneas.

Os valores obtidos a partir destes cálculos variam de 30 a 60 milhões de anos para o desenvolvimento do perfil de Itacupim e de 20 a 35 milhões de anos para a formação das lateritas aluminosas. Estes resultados pelo menos mostram que a formação das lateritas fosfáticas e aluminosas necessitou de um tempo geológico considerável, que é incompatível com aquele proposto por Aleva (1981). Levando em conta que alguns valores de densidade dos horizontes do perfil Itacupim, utilizados para os cálculos, são demasiadamente elevados (crosta ferruginosa: $4,17 \text{ g/cm}^3$; horizonte fosfático: $3,78 \text{ g/cm}^3$; horizonte caulínico: $3,05 \text{ g/cm}^3$; horizonte de transição: $3,30 \text{ g/cm}^3$; Oliveira, 1980) o tempo calculado para o desenvolvimento do perfil de Itacupim se reduziria a cerca de 30 a 40 milhões de anos. Um período de aproximadamente 30 milhões de anos seria talvez aceitável para a formação das lateritas fosfáticas e aluminosas na região amazônica. Levando em conta a idade mínima das lateritas, sua formação provavelmente começou no Terciário Inferior.

6. IDADE DE OUTRAS BAUXITAS DA ZONA TROPICAL ATUAL

Informações importantes sobre a possível idade das bauxitas amazônicas foram também obtidas através da comparação com ou-

tros depósitos bauxíticos melhor conhecidos e situados na zona inter-tropical atual, admitindo que o clima propício para a bauxitização não teve importância apenas local e que a posição do equador não mudou muito nos últimos 60 milhões de anos (Smith, 1981).

Região	Idade	Autor
Caribe (Jamaica, Haiti)	Oligoceno	Nicolas & Bildgen (1979)
Guiana	Eoceno-Oligoceno	Aleva (1981)
Suriname	Eoceno-Oligoceno	Krook (1979), Aleva (1979, 1981)
África tropical	Eoceno	Brückner (1957)
Tamil Nadu/Índia	Terciário	Subramanian (1978)
Cambodje, Vietnã	Terciário	Nicolas & Bildgen (1979)
Indonésia	Terciário	Nicolas & Bildgen (1979)
Weipa/Austrália	Terciário Inferior	Loughnan & Bayliss (1961) Jepsen & Schellmann (1974)

Tab. 2 - Períodos de formação das bauxitas de regiões inter-tropicais atuais.

A tabela 2 mostra que o Terciário, em grande parte o Terciário Inferior, é o período importante para a formação das bauxitas situadas na zona inter-tropical atual. No caso das bauxitas do Suriname e da Guiana que são entre as citadas as mais próximas das bauxitas amazônicas brasileiras, o desenvolvimento dos perfis lateríticos aluminosos ocorreu durante o Eoceno-Oligoceno o que foi comprovado através de estudos palinológicos nos sedimentos que sotopõem e capeiam os depósitos bauxíticos (cf. Krook, 1979). Este intervalo de tempo é compatível com os resultados de nossas considerações anteriores e perfeitamente aceitável para a formação das bauxitas da parte leste da região amazônica.

7. CONCLUSÕES

Os dados existentes sobre a rocha-mãe e a cobertura das bauxitas, os fatos conhecidos sobre a evolução climática durante o Terciário, a avaliação do tempo necessário para o desenvolvimento dos perfis lateríticos e finalmente a importância do Terciário, sobretudo do Terciário Inferior, como período bauxitizante na zona tropical atual, sugerem que as bauxitas amazônicas brasileiras se formaram principalmente no Terciário Inferior, provavelmente no Eoceno-Oligoceno, como aquelas do Suriname e da Guiana (Aleva, 1979, 1981; Krook, 1979). Já Valetton (1967) e Bardossy et al. (1978) salientaram que a maioria das lateritas da região tropical atual é mais antiga que o Pleistoceno. Em trabalho mais recente Valetton (1980) mencionou como um dos períodos importantes de bauxitização o Cretáceo Superior - Terciário Inferior. Embora a idade Eoceno-Oligoceno seja bem provável para as bauxitas na parte leste da região amazônica, não se pode descartar a possibilidade de que sua gênese tenha-se iniciado já no Paleoceno. Por outro lado, é possível que a bauxitização tenha-se estendido até o Mioceno Médio. O clima durante o Cretáceo Superior, entretanto, foi segundo Krook (1979) e Frakes (1979) mais seco e provavelmente menos propício para a formação de bauxita.

8. AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos à FINEP pelo apoio financeiro a este trabalho (Convênio B/76/80/083/00/00 - FINEP/FADESP) e ao Dr. Nilson Pinto de Oliveira pelas suas valiosas sugestões.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEVA, G.J.J. - 1979 - Bauxitic and other duricrusts in Suriname: a review. *Geol. Mijnbouw*, 58: 321-336.
- ALEVA, G.J.J. - 1981 - Essential differences between the bauxite deposits along the southern and northern edges of the Guiana shield, South America. *Econ. Geol.*, 76: 1142-1152.
- BÁRDOSY, G.; CSANÁDY, A. e CSORDÁS, A. - 1978 - Scanning electron microscope study of bauxites of different ages and origins. *Clays & Clay Minerals*, 26: 245-262.
- BEURLIN, K. - 1970 - *Geologie von Brasilien*. Berlin, Gebr. Bornträger, 444 pp.
- BIGARELLA, J.J. - 1975 - The Barreiras Group in Northeastern Brasil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 47 (Suplemento): 365-393.
- BIGARELLA, J.J. e ANDRADE, G.O. - 1964 - Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Univ. Recife, Arq. Inst. Ciên. Terra*, 2:2-14.
- BRÜCKNER, W.D. - 1957 - Laterite and bauxite profiles of West Africa as an index of rhythmical climatic variations in the tropical belt. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 50: 239-256.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R. e VASCONCELOS, D.N.N. - 1972 - Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas. *Histórico e atualização*. *Anais XXVI Congr. Bras. Geol.*, 3: 35-46.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIA, C.A.S.; SILVA NETO, C.S. e WANDERLEY, V.J.R. - 1977 - Projeto Gurupi. *Geologia, geomorfologia, geoquímica*. Relatório final, Ministério das Minas e Energia, Convênio DNPM/CPRM, 1, 257 pp.
- DA COSTA, M.L. - 1980 - *Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandiá, Cansa Perna e Itacupim no Pará e Trauíra e Pirocaua no Maranhão*. Belém, UFPa, 132 pp (Tese de Mestrado).
- DA COSTA, M.L. e SÁ, J.H.S. - 1980 - Os fosfatos lateríticos da Amazônia Oriental: *Geologia, mineralogia, geoquímica e correlação com as bauxitas da Amazônia*. *Anais XXXI Congr. Bras. Geol.*, 3: 1459-1472.
- DAEMON, R.F. - 1975 - Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geoc.*, 5: 78-84.
- DENNEN, W.H. e NORTON, H.A. - 1977 - Geology and geochemistry of bauxite deposits in the lower Amazon basin. *Econ. Geol.*, 72: 82-89.
- FRAKES, L.A. - 1979 - *Climates throughout geologic time*. Amsterdam, Elsevier, 310 pp.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOEWENSTEIN, P.; SILVA, O.F. e SILVA, G.G. - 1971 - Contribuição à geologia da folha de São Luis (SA-23), no Estado do Pará. III - Estratigrafia; IV - Recursos minerais. *Bol. Mus. Pa. Emílio Goeldi*, n. ser. *Geologia*, 17: 1-40.
- GÓES, A.M. - 1981 - *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão*. Belém, UFPa, 55pp. (Tese de Mestrado).
- GRUBB, P.L.C. - 1979 - Genesis of bauxite deposits in the lower Amazon basin and Guianas coastal plain. *Econ. Geol.*, 74: 735-750.
- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.M.G.; GUIMARÃES, G., SILVA, G.G. e LIMA, M.J.C. - 1974 - *Geologia da Folha SA-22 Belém*. Projeto Radam, v. 5/I.
- JEPSSEN, K. e SCHELLMANN, W. - 1974 - Über den Stoffbestand und die Bildungsbedingungen der Bauxitlagerstätte Weipa/Australien. *Geol. Jb.*, D7: 19-106.

- KOTSCHOUBEY, B. e TRUCKENBRODT, W. - 1980 - Gênese das bauxitas do distrito de Paragominas, Pará - proposta de um modelo evolutivo XXXI Congr. Bras. Geol., Resumos, Bol. 2: 370.
- KOTSCHOUBEY, B. e TRUCKENBRODT, W. - 1981 - Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas - Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). Rev. Bras. Geoc., 11 (no prelo).
- KROOK, L. - 1979 - Sedimentpetrographical studies in northern Suriname. Amsterdam, Vrije Universiteit, Academisch Proefschrift, 154pp.
- LIMA, E.A.M. et al. - 1979 - Estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba. Relatório final da etapa III, DNPM-CPRM, v. II e III.
- LOUGHNAN, F.C. e BAYLISS, P. - 1961 - The mineralogy of the bauxite deposits near Weipa, Queensland. Am. Min., 46: 209-217.
- MOLNAR, A.B. e ALMARAZ, J.S.U. - 1966 - Reconhecimento geológico entre as bacias do Amazonas e Maranhão. Relatório interno Petrobrás, nº 506.
- NICOLAS, J. e BILDGEN, P. - 1979 - Relations between the location of the karst bauxites in the Northern Hemisphere, the global tectonics and the climate variations during geological time. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 28: 205-239.
- NIMER, E. - 1977 - Clima. In: IBGE, Geografia do Brasil, Região Norte, 1: 39-58.
- OLIVEIRA, N.P. - 1980 - Mineralogie und Geochemie der phosphatführenden Laterite von Itacupim und Trauíra, Nordbrasilien. Erlangen, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg, 149 pp. (Tese de doutoramento).
- OLIVEIRA, N.P. e SCHWAB, R.G. - 1980 - Itacupim: um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. Anais XXXI Congr. Bras. Geol., 1: 184-196.
- PETRI, S. - 1977 - Mesozóico não marinho do Brasil e seus problemas. Atas do I Simpósio de Geologia regional, SBG, 29-47, São Paulo.
- SMITH, A.G. - 1981 - Phanerozoic equal-area maps. Geol. Rdsch., 70: 91-127.
- SOMBROEK, W.G. - 1966 - Amazon soils. A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region. Wageningen, Centre for Agr. Publ. Document., 292 pp.
- SUBRAMANIAN, K.S. - 1978 - Bauxite deposits on high landforms in the southern part of the Indian peninsula. 4th Internat. Congr. for the Study of Bauxites, Alumina and Aluminium, v. 2: 806-821, Athens.
- TRUCKENBRODT, W. - 1981 - Contribuição à mineralogia e à geoquímica da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará. Bol. Mus. Pa. Emílio Goeldi, n. ser. Geologia, 25: 1-26.
- TRUCKENBRODT, W. e KOTSCHOUBEY, B. - 1981 - Argila de Belterra - cobertura terciária das bauxitas amazônicas. Rev. Bras. Geoc., 11 (no prelo).
- VALETON, I. - 1967 - Laterite und ihre Lagerstätten. Fortschr. Miner., 44: 67-130.
- VALETON, I. - 1972 - Bauxites. Amsterdam, Elsevier, 226 pp.
- VALETON, I. - 1980 - Relationship between paleo-environment and bauxite formation within laterites. Internat. Assoc. Sedimentologists, 1st Europ. Mtg., Bochum, Abstr., 134 - 135.
- VAN EYSINGA, F.W.B. - 1978 - Geological time table, 3rd ed., Amsterdam, Elsevier.
- WOLF, F.A.M. e SILVA, J.M.R. - 1973 - Província bauxitífera da Amazônia. DNPM, 5º distrito Belém, relatório inédito, 35 pp.

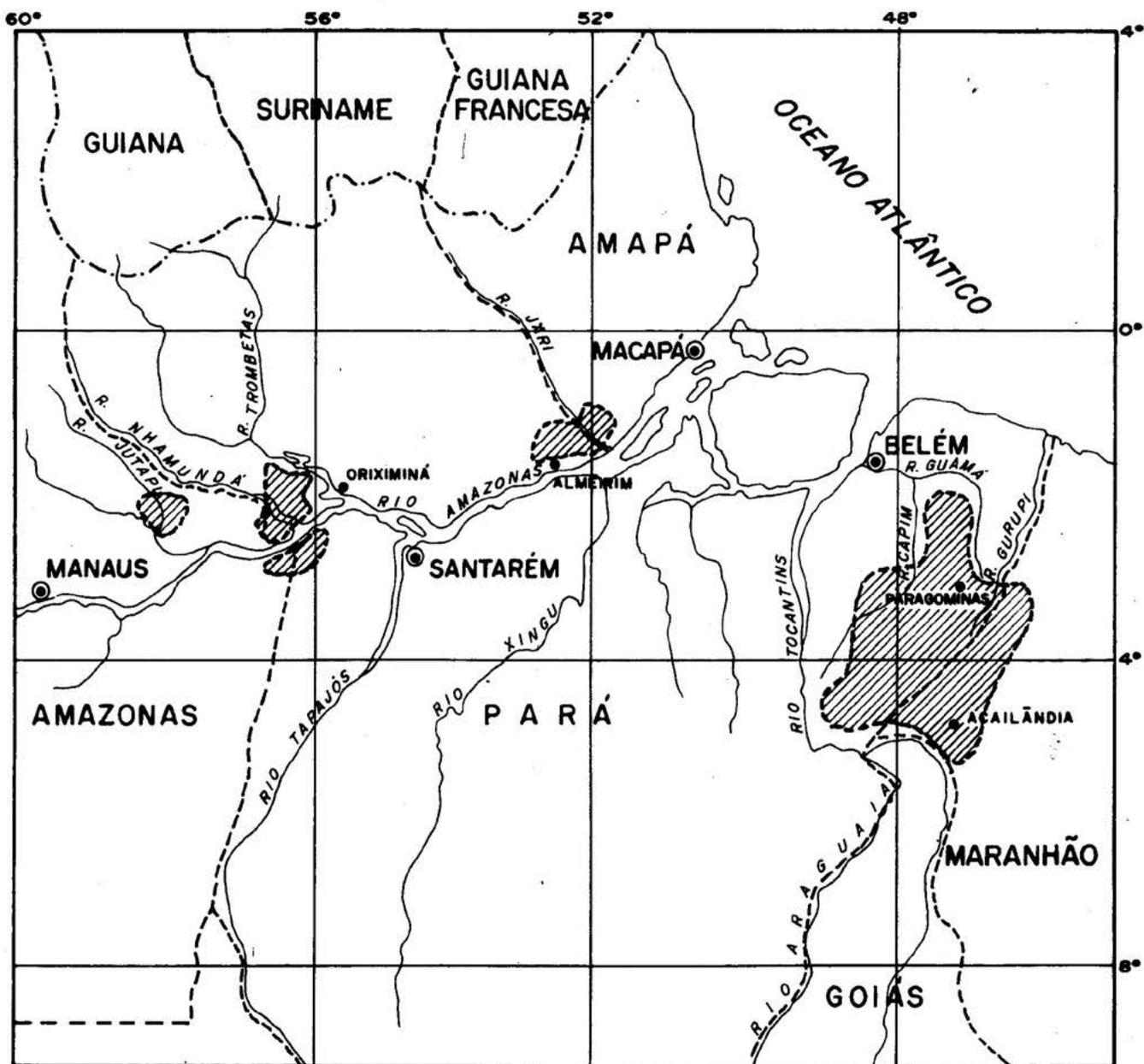


Fig.1 - Principais distritos bauxitíferos sobre rochas sedimentares da Amazônia oriental brasileira.

GEOLOGIA DA PARTE NORTE DO GRANITO DE SÃO VICENTE

Lourival Alves Vasconcelos *

Tereza Neide Nunes **

*COMPANHIA MATROGROSSENSE DE MINERAÇÃO - METAMAT/Cuiabá

**FUNDAÇÃO DE PESQUISAS CÂNDIDO RONDON - FCR/Cuiabá

ABSTRACT

This study has as first purpose the semidetailed geological mapping of a 105 Km² area.

The area is located in Mato Grosso State south area, 70 Km from Cuiabá, divided into three geomorphologic units: Granite of São Vicente with its abrupt scarps and rough relief; the Cuiabana Marshland, divided into quartzites crests and ranges, and last the Guimarães Plateau.

This area admit two geotectonic units: the first, the Paraguai-Araguaia Orogenic strip is represented in its inicial period of evolution by the pre-cambrians rocks of the Cuiabá Group, metamorphized into greenschist facies, which contained intrusive the Granite of São Vicente, dated in 403 ± 8 m.a; the second, the northwest border of the Paraná Basin; represented by devonians sediments of Furnas Formation.

The granite is responsible for a thermometamorphic aureole, which extends in all the area, with a media width of 600 meters, reaching the facies albite-epidote and hornblende-hornfels.

Deserve prominence on economic geology the possibilites of mineralizations: the molibdenum and copper on the Granite of São Vicente due to the great quantity of these sulphides disseminated on the rocks; aurific occurrences considering the existence of old claims in the area and occurrences of Pb, Zn, and Ag as that verified on "Serra do Ranchão" on the Araras Stream.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho refere-se a um mapeamento geológico em escala 1:50.000, de uma área de 105 Km², desenvolvido na disciplina de Geologia de Campo, oferecida pelo Departamento de Geologia da UFVMT, aos formandos de 1980/2. Em 1981 o trabalho foi reinterpretado pelos autores.

Tratando-se de uma região pouco estudada pelos pesquisadores, onde o conhecimento geológico situa-se a nível de reconhecimento; o propósito desta pesquisa é divulgar elementos novos sobre as litologias, estruturas, geomorfologia, petrologia e geologia econômica da área.

A área mapeada situa-se a ESE de Cuiabá, distando aproximadamente 70 Km desta, posicionada a norte da Vila São José, na porção nordeste do batólito granítico de São Vicente, limitada pelos paralelos 15°39'43" e

15047'52" e pelos meridianos 55031'11" e 55031'17" (Fig.1).

A metodologia aplicada é a usual em trabalhos de mapeamento geológico, sendo a fotointerpretação baseada em imagens de radar e fotografias aéreas.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A área mapeada situa-se regionalmente entre a parte aflorante da antefossa do Alto Paraguai (Almeida, 1964) e o Maciço Goiano (Almeida, 1967), limitada a norte pela sinéclise do Paraná e a sul pelos sedimentos recentes do Pantanal Mato-grossense.

A região engloba as faixas de estruturas lineares denominadas Brasilides (520 - 900 m.a.) (Almeida, op. cit.), que desenvolvem-se em miogeossinclinais, compreendendo os geossinclíneos Brasília a leste e Paraguai - Araguaia a oeste.

Na faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia (Almeida, 1965, Hennies, 1966) que evoluiu na extremidade de oriental do Cráton do Guaporé, Almeida (1967) reconheceu uma seqüência inferior, o Grupo Cuiabá, de grande interesse neste trabalho. Esta unidade é constituída por rochas metamorfizadas no fácies xisto verde: filitos, metagrauvacas, quartzitos, metaárcoseos, metasiltitos, metaparaconglomerados e lentes de calcários interestratificados.

O Granito de São Vicente ocorre intrusivo discordantemente no Grupo Cuiabá, sendo considerado pós-tectônico por Almeida e Montovani (1975) e datado por aqueles autores, em 483 ± 8 m.a., pelo método Rb/Sr em rocha total, enquadrando-o como limite superior do geossinclíneo Paraguai-Araguaia (Almeida, 1974). É constituído por granito porfírico, cortado por veios aplíticos e cataclasitos.

A intrusão que gerou apenas efeitos de metamorfismo térmico nas encaixantes, está parcialmente recoberta em sua borda nordeste, pelos sedimentos clásticos da "Série Chapada" (Almeida, 1954) de idade Devoniana, dividida em duas unidades: Formação Furnas e Formação Ponta Grossa (Oliveira, 1912, in Bigarella, 1967).

A unidade inferior, Formação Furnas, é constituída por arenitos médios a finos com ocasionais intercalações de siltitos, enquanto que a Formação Ponta Grossa é formada por arenitos finos a muito finos.

3. GEOMORFOLOGIA

Geomorfologicamente distingue-se na área, de sul para norte, três feições características do relevo, constituindo unidades morfo-estruturais correlacionáveis entre si e associadas a fatores litológicos e estruturais, condicionando elementos tais como: hidrografia, solos e vegetação. Estas unidades são: Batólito Granítico de São Vicente, Baixada Cuiabana (Almeida, 1964) na porção central e noroeste e a nordeste, o Planalto da Chapada (Guimarães et alli, 1970).

Essas feições e suas características são verificadas no mapa morfo-estrutural, em anexo.

A área comporta dois tipos climáticos: tipo AW de Koppen - tropical de Savana, nas porções da Baixada Cuiabana e o tipo CW - tropical de altitude nas maiores elevações do Granito e do Planalto da Chapada de Guimarães.

No Grupo Cuiabá verifica-se a predominância de campos ricos em gramíneas nas porções argilosas e arbustos nas partes arenosas, além de matas pouco densas relativas aos filitos e matas ciliares ao longo dos rios, no Granito têm-se vegetação densa, tipo mata Atlântica, cerrados ralos e matas de galeria, enquanto que no Planalto da Chapada destacam-se cerrados ralos, com arbustos de pequeno porte.

No Granito de São Vicente sobressaem-se formas de relevo montanhoso, com escarpas abruptas e topos irregulares, vertentes retilíneas e côncavas, condicionadas por intensos falhamentos e fraturamentos, com altitudes variando entre 550 e 700 m, com mínimas de 250 m.

Considerando-se a estrutura do batólito como um todo, o padrão de drenagem é anelar, porém, na área apresenta-se dendrítico retangular, com rios encachoeirados correndo em vales estreitos encaixados, geralmente em V, do tipo subsequente, direcionados preferencialmente entre N 65 - 75 W.

A Baixada Cuiabana caracteriza-se por ser uma superfície intensamente aplainada, de origem tectono-erosiva arrasada, com altitudes em torno de 100 - 250 m. Na área, acha-se dividida em dois tipos de relevo bem característicos:

As escarpas de quartzitos constituídas por uma sucessão de "hog-backs", possuem nível altimétrico entre 500 e 690 m, sendo conservadas por controle estrutural e pela resistência das rochas, muitas vezes silicificadas.

Outra forma de relevo, seria aproximadamente plana, imposta por erosão sobre os filitos do Grupo Cuiabá. Desta superfície sobressaem pequenos morros isolados, gerando colinas suaves, formadas por hornfels ou

por intercalações de filitos e quartzitos, apresentando maior resistência à erosão.

Nesta parte central da área as drenagens apresentam controle estrutural, com direções preferenciais entre N 15-25 W e N 75-85 W.

Na extremidade noroeste, observa-se inúmeros festonamentos e percês originados pelas drenagens que nascem no setor mais elevado, no nível de cota 600 m. Essas drenagens são paralelas e pouco encaixadas, originando vales abertos, de fundo côncavo ou chato, estando relacionadas a processos de superimposição da cobertura Devoniana. Têm caráter intermitente, apresentando comumente ravinas e tendo como direções preferenciais N 45-55 W e N 65-70 W.

No extremo nordeste da área ocorrem as litologias da Série Chapada (Almeida, 1954) que assentam-se discordantemente sobre uma superfície peneplanizada pré-Devoniana, responsáveis pela formação do Planalto da Chapada de Guimarães, originado pela transgressão do mar Devoniano, formando relevo de cuestas, com o "front" dirigido para oeste, com níveis topográficos mínimos entre 600 - 700 m.

Às bordas do Planalto predominam escarpas abruptas consequentes de erosão diferencial, ocorrendo em sua base depósitos de talus e ravinamentos ligados à ação das torrentes. Desenvolvem-se estruturas ruiformes, verificando-se a ocorrência de cornijas.

4. ESTRATIGRAFIA

4.1- Unidades Estratigráficas

4.1.1- Grupo Cuiabá

Os metasedimentos do Grupo ocupam aproximadamente 40% da área, havendo predomínio de rochas filíticas sobre as demais. Não se verificou o contato inferior do Grupo, sendo que os contatos com o Granito são abruptos e por falhas normais e com os sedimentos da Formação Furnas por discordância angular e erosiva. Observa-se nesta unidade, intercalações dos seguintes tipos litológicos:

Filitos - são rochas de cores cinza claro a cinza escuro quando inalteradas e amarelas ou avermelhadas quando oxidadas, possuem granulometria fina a muito fina e textura lepidoblástica. Conservam-se em alguns filitos menos alterados, estruturas pré-metamórficas, tais como: laminações, pequenas estratificações cruzadas e plano - paralelas.

Metassilitos - rochas de cor cinza esverdeada, matriz fina, com pequenos clastos de quartzo, comumente angulosos e às vezes fraturados. Ocorrem como intercalações em rochas filíticas.

Filitos calcíferos - ocorrem como pequenas intercalações em filitos e metagrauvacas, com espessura não superior a cinco metros, têm coloração de cinza clara a cinza escura, estrutura planar, textura lepidoblástica, constituídas essencialmente por quartzo, carbonato e alguns cristais de pirita, além de óxido de ferro.

Metagrauvacas - têm cor cinza clara ou cinza esverdeada, apresentam alta dureza e textura fina. Dificilmente apresentam estruturas pré-metamórficas. Estão melhor definidas no capítulo de Petrologia.

Metarenitos - rochas de granulometria fina a média, cor cinza esbranquiçada quando frescas e amareladas quando oxidadas. São constituídas por: quartzo, sericita e raramente biotita. A textura é cristaloblástica.

Quartzitos - são rochas predominantemente brancas ou cinza claras, e quando alteradas variam de avermelhadas a amareladas, geralmente estão silicificadas e fraturadas. Possuem granulometria de fina a média, podendo ocorrer níveis microconglomeráticos. Macroscopicamente são identificados: quartzo e feldspato, o último parcialmente alterado.

4.1.2- Granito de São Vicente

O Granito de São Vicente é pouco conhecido, destacando-se apenas alguns trabalhos de reconhecimento, tais como: Geologia do Centro-Oeste Mato-grossense (Almeida, 1954) e Geologia e Geocronologia do Granito de São Vicente (Almeida e Montovani, 1975). Atualmente o Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (IPT) desenvolve pesquisa na área para molibdênio, cassiterita, cobre e ouro.

Tal granito apresenta-se como um plúton batolítico, ocupando aproximadamente 50% da área mapeada.

Pela classificação de rochas plutônicas de Streickson (1974) predominam na área granitos propriamente ditos e suas variedades, com leve tendência a quartzo - sienito.

Tendo-se por base a classificação de Johannsen (1969) e destacando-se dados texturais e mineralógicos, foram identificados os seguintes tipos litológicos: granitos porfiríticos, granitos equigranulares grosseiros, microgranitos, alaskitos e localmente veios de greisen e diques aplíticos, verificando-se predominância dos

dois primeiros.

No capítulo de Petrologia tem-se a descrição detalhada destas rochas.

4.1.3- Fenômenos Termometamórficos

Com a intrusão granítica desenvolveu-se uma extensa aureola metamórfica nas rochas do Grupo Cuiabá, numa faixa que varia de 100 a 1200 m de largura.

As rochas hornfêlsicas desta faixa têm cor cinza esverdeada a cinza escura, são maciças, de granulação fina, com nódulos de cordierita. Comumente apresentam textura nodular, hornfêlsica ou granoblástica.

4.1.4- Formação Furnas

Apresenta-se como um pacote de arenitos avermelhados, localmente microconglomeráticos na base, tornando-se mais finos à medida que se aproxima do topo, verificando-se intercalações siltico-argilosas amareladas, chegando a folhelho cinza escuro com tons avermelhados, observado num afloramento da estrada para a Fazenda Olho D'água.

4.1.5- Unidade Terciário - Quaternário - Detrito - Laterítica

É constituída por sedimentos argilo-arenosos inconsolidados, de cor branca à avermelhada e por camadas lateríticas.

Na figura (02) tem-se a coluna estratigráfica sugerida para a área.

Fig. 02 - Coluna Estratigráfica da Área

ERA	PERÍODO	GRUPO/SÉRIE	FORMAÇÃO/UNIDADE	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA	SÍMBOLO
CENOZÓICA	Quaternário Terciário		Unidade Terciário/Quaternário - Detrito Laterítica	Solo areno-argiloso inconsolidado e solo detritolaterítico.	TQd1
PALEOZÓICA	Devoniano	SÉRIE CHAPADA	Formação Furnas	Na base tem-se arenitos brancos ou avermelhados se oxidados, médios a grossos, localmente microconglomeráticos. No topo arenitos avermelhados, finos a médios; localmente folhelhos cinza.	Df
	Cambro Ordoviciano		Auréola Termometamórfica	Hornfels cinza escuro a preto, afanítico a subafanítico.	Hf
			Granito de São Vicente	Granito róseo a esbranquiçado, porfirítico e equigranular, fraturado, com veios de aplito e xenólitos.	E Gr
PRÉ CAMBRIANA	Proterozóico	GRUPO CUIABÁ		Filitos, metasiltitos microconglomeráticos, filitos carbonáticos, metarenitos metagravacas e quartzitos.	pEC

5. PETROLOGIA

5.1- Grupo Cuiabá

Sericita-biotita-Quartzo Filito - rochas de cores cinza claras esverdeadas, com xistosidade bem desenvolvida, exibindo estrutura planar e textura lepidoblástica.

São constituídas essencialmente por mica branca (sericita), quartzo, biotita, turmalina e opacos.

A sericita representa 45% da rocha, com diminutas palhetas, cujo diâmetro é inferior a 0,02 mm, dispostas paralelamente, imprimindo à rocha uma xistosidade bem desenvolvida. A biotita corresponde a 35% da rocha com forma variada, desde pequenas palhetas subhedrais até anhedrais. O pleocroísmo varia de marrom claro a marrom escuro, com extinção reta. O quartzo ocorre em pequenos cristais anhedrais, de diâmetro menor que 0,04 mm. A turmalina ocorre com pequenos cristais subhedrais, de pleocroísmo entre verde claro e verde intenso.

Estas rochas são originadas a partir da ação do metamorfismo regional sobre sedimentos pelíticos, geralmente argilosos. Atingiram o grau de metamorfismo pertencente ao fácies xisto verde (Miyashiro, 1973), que corresponde ao grau fraco (Winkler, 1977) caracterizado pela seguinte paragenese: Quartzo + biotita + sericita.

Verifica-se ainda, alterações de biotita para clorita, evidenciando um possível retrometamorfismo.

Metagrauvaca Calcítica - são rochas de cores esverdeadas, apresentando textura variando de nematoblástica à lepidoblástica.

Ao microscópio foram identificados os seguintes minerais: calcita, quartzo, plagioclásio, clorita, muscovita, sericita e opacos.

A calcita representa 40% da rocha, sob forma de cristais anhedrais a subhedrais, de 0,02 a 1 mm de diâmetro. A clorita constitui 20% da rocha, com cristais anhedrais, formando uma massa irregular na matriz. Tem birrefringência baixa e pleocroísmo esverdeado. O plagioclásio existente é o oligoclásio (An 13 - An 15), com cristais subhedrais, geminados segundo a lei da albita e periclina, representando 10% da rocha. O restante é formado por diminutas palhetas de muscovita e sericita, esta última como produto de alteração de plagioclásios. Os opacos constituem 2% da rocha, não sendo possível identificá-los.

Quartzitos - rochas de cores esbranquiçadas a cinza claras, compostas essencialmente por quartzo, com pequenas percentagens de feldspato, sericita, muscovita, zircão e opacos.

Os cristais de quartzo são subhedrais a anhedrais, muitas vezes angulosos, com extinção ondulante. Os feldspatos existentes estão alterados, principalmente para sericita e caolinita. A muscovita e o zircão existem em pequena quantidade.

Tais rochas apresentam textura cristaloblástica, às vezes nematoblástica.

5.2- Granito de São Vicente

O granito de São Vicente é uma rocha de cor rosada, com tons esbranquiçados, homogênia, de granulometria média à grosseira, classificada por sua composição modal, como um granito típico (Streckeisen, 1974), com pequena tendência a quartzo - sienito (Fig.03)

A textura predominante é porfirítica, podendo ocorrer equigranular fanerítica, raramente gráfica e pegmatítica.

Granitos Porfíros e Equigranulares - na área predominam rochas graníticas porfiríticas sobre as demais. Estas geralmente apresentam fenocristais, principalmente de feldspato potássico de até 03 cm de comprimento.

São constituídas por feldspatos potássicos, plagioclásio, quartzo e biotita como minerais essenciais. Os acessórios são escassos, comumente ocorre apatita e zircão, além de minerais de alteração deutérica como muscovita, sericita, calcita e caolinita.

Os feldspatos potássicos são os maiores constituintes dessas rochas, representando 40%, sendo que ocorrem quantidades aproximadamente iguais de ortoclásio e microclina, tendendo ao predomínio do primeiro, que ocorre em cristais subhedrais a euhedrais, de diâmetro médio 1,2 mm, e maiores que 3 mm nos tipos porfiríticos. É incolor, apresentando geralmente germinação Carlsbad. Verifica-se inclusões de quartzos e plagioclásio e raramente de biotita e muscovita. Nas fraturas dos cristais observa-se processos de alteração como: sericitização e caolinitização. Alguns cristais de ortoclásio podem estar alterados para microclina, sendo comum intercrescimento microperitítico de oligoclásio e ortoclásio.

A microclina geralmente é subhédrica, de diâmetro entre 0,5 e 1,5 mm, apresenta germinação Carlsbad

periclina e periclina; ocorre ainda intercrescimento microperitítico e inclusões de plagioclásios.

O quartzo possui grãos subhedrais a euhedrais, com diâmetro entre 0,1 e 2 mm, geralmente os cristais são límpidos, muitas vezes com extinção ondulante, evidenciando esforços pós-recristalização.

Dos plagioclásios predomina o oligoclásio (An 22 - An 26) representando 20% da rocha, com cristais sub a euhedrais de 0,2 a 1 mm de diâmetro. Estão geminados segundo a lei da albita, periclina e albita - Carlsbad, com alguns cristais zonados, com o núcleo alterado para sericita, caolilita, epidoto e carbonato.

A biotita possui cristais tabulares, sub a euhedrais, com pleocroísmo forte, variando de marrom claro a escuro.

A muscovita é rara nos granitos, aparece como produto de alteração de feldspatos ou formada pela emanção de soluções hidrotermais, principalmente em zonas de falhas.

Zircão, apatita e opacos ocorrem em pequenas quantidades.

Microgranitos - são rochas de textura equigranular, fanerítica, constituídas por ortoclásio e microclina (em torno de 35%), em forma de cristais subhedrais; plagioclásios do tipo oligoclásio em grãos sub a anhedrais; quartzo anhedral, às vezes incluso tanto em plagioclásio como em microclina. Como máficos têm-se biotita parda avermelhada, principalmente. A muscovita é escura, devendo ser produto de alteração de feldspatos.

Alasquitos - possuem textura hipidiomórfica granular ou porfirítica, com características semelhantes aos granitos porfiríticos, diferindo apenas pela quase ausência de biotita (1%), encontrados comumente em zonas de falhas.

Muscovita - Greisen - conforme a classificação de Shcherba (1970) pode ser denominado: Muscovita-greisen endógeno de fraturas. É constituído por 45% de muscovita, 25% de quartzo, 15% de feldspato, 5% de biotita, 2% de sericita e 8% de opacos.

A muscovita ocorre em palhetas, algumas preenchendo fraturas em cristais de quartzo e feldspato. O quartzo apresenta-se em grãos hipidiomórficos, de tamanho entre 0,2 e 0,5 mm.

Os feldspatos são bem fraturados e greisenizados, com tamanho de até 2,5 mm. A sericita é comum como alteração de feldspato. A biotita e opacos ocorrem em quantidades significativas. A textura é lepidoblástica.

5.3- Fenômenos Termometamórficos

Com a intrusão granítica nos metasedimentos do Grupo Cuiabá, as encaixantes foram afetadas por metamorfismo termal, que além de provocar recristalização de minerais, em quartzitos e metarenitos; gerou mudança mineralógica nos filitos.

Na aureola de contato determinou-se associações mineralógicas pertencentes aos fácies hornblenda - hornfels (Turner, 1968) ou anfibolito (Miyashiro, 1973) com temperatura entre 400 e 600 °C e pressão inferior a 3 Kb (Winkler, 1967) próximo ao granito e nas porções periféricas, associações do fácies albita-epidoto hornfels (Turner, op.cit) ou epidoto anfibolito (Miyashiro, op.cit) afetadas por temperaturas entre 340 e 450°C. Há uma predominância do primeiro fácies em toda a aureola.

Os hornfels da área são divididos quanto ao quimismo apresentado em: hornfels calco-magnesianos formando-se diopsídio, plagioclásio, epidoto, hornblenda e hornfels aluminomagnesianos, onde a quantidade de ferro foi suficiente para a recristalização de biotita, muscovita e cordierita.

Apresenta-se a seguir uma síntese das características destas litologias.

Biotita - hornfels - são constituídas por 45% de biotita, 30% de quartzo, além de oligoclásio, muscovita, epidoto, turmalina e opacos. A biotita é abundante, em forma de palhetas subhedrais, menores que 0,2 mm em cristais de oligoclásios ou intersticial no quartzo. O quartzo mostrando cristais anhedrais, tem inclusões de biotita e muscovita. A turmalina é escassa, apresenta cristais subhedrais, de pleocroísmo verde intenso, não indicando emanções da intrusiva, pois a maioria dos sedimentos marinhos contém boro suficiente para explicar a formação deste mineral em seus derivados metamórficos (Gilbert, Turner e Willian, 1970).

Esta rocha foi enquadrada no fácies albita - epidoto hornfels, por apresentar associação mineralógica: quartzo + biotita + oligoclásio + muscovita, estando na faixa de transição entre este fácies, e o fácies hornblenda - hornfels.

Hornblenda - Hornfels - rochas compostas por 45% de hornblenda, 30% de quartzo, 15% de andesina e contendo também calcita, epidoto, zircão e opacos.

A hornblenda é uma variedade opticamente negativa, com pleocroísmo de verde claro a verde amarelado; o quartzo em cristais sub a euhedrais, tem diâmetro entre 0,02 e 0,05, formando um mosaico com cristais de

hornblenda e andesina.

A andesina de tamanho variável entre 0,02 e 0,08 mm, é subhedral a euhedral, contendo inclusões de quartzo e calcita, raramente é maclada.

A calcita ocorre como massa fina nos interstícios ou inclusa em quartzo e andesina. O epidoto verificado é a pistachita; enquanto que o zircão é raro. Os opacos são óxidos de ferro (hematita e/ou magnetita) e pirita.

A associação mineralógica desta rocha: quartzo + andesina + calcita, permite enquadrá-la no diagrama da figura (04) dentro do fácies Hornblenda - Hornfels.

Hornblenda - cordierita - diopsídio Hornfels - apresenta textura nodular (grãos ovalados de cordierita) com matriz granoblástica. É constituída por 40% de hornblenda, 23% de quartzo, 10% de cordierita e ainda andesina, diopsídio, calcita, zircão e opacos.

A hornblenda apresenta pleocroísmo moderado, possui cristais subhedrais de 0,01 a 0,04 mm. A cordierita em cristais de 0,04 a 0,07 mm de diâmetro não apresenta pleocroísmo em seção delgada e comumente observa-se maclas polissintéticas acunhadas e alterações para clorita (pinita) nas bordas.

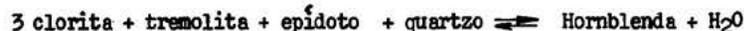
Não foi possível se determinar o plagioclásio que ocorre em cristais não maclados de 0,02 a 0,05 mm. O diopsídio apresenta cristais sub a euhedrais de 0,02 a 0,03 mm, observando-se clivagem em alguns cristais.

O epidoto (pistachita) possui aspecto de manto de arlequim com forte birrefringência.

A calcita pode ser produto de alteração de diopsídio ou plagioclásio. Observa-se alguns cristais de zircão e corindon.

Esta rocha é considerada como limite superior do fácies Hornblenda - Hornfels, apresentando a seguinte associação: hornblenda + quartzo + cordierita + andesina + diopsídio, podendo ser ilustrada sob o ponto de vista mineralógico e não pela composição química, no diagrama da figura (05).

As reações de formação de diopsídio e hornblenda, podem ser respectivamente:



As rochas calco-magnesianas descritas provavelmente originam-se de um sedimento calcoclorídrico.

Cordierita - biotita - andesina Hornfels - é composta por quartzo, cordierita, biotita, andesina, muscovita, epidoto, turmalina e opacos.

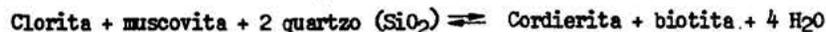
O quartzo anhedral constitui mais de 30% da rocha, a cordierita caracteriza-se por apresentar maclas polissintéticas acunhadas e bordas alteradas para clorita. A biotita em cristais subhedrais tabulares de 0,05 a 0,1 mm preenche interstícios nos cristais de quartzo e cordierita.

O plagioclásio apresenta maclas polissintéticas confundindo-se com cordierita.

O epidoto é produto de alteração de plagioclásios (saussoritização) por metamorfismo retrógrado em zona de falha.

Essa rocha apresenta textura nodular, em matriz granoblástica tendendo a lepidoblástica, originada de uma rocha argilosa que sofreu termometamorfismo de grau médio, fácies Hornblenda - Hornfels, apresentando a seguinte associação mineralógica: Quartzo + cordierita + biotita + andesina + muscovita, representada pelo diagrama da figura (06), não em relação à composição química, porém sob ponto de vista paragenético.

A reação para formação de cordierita em presença de biotita, segundo Winkler (1977) marca o início do grau médio ou fácies Hornblenda - Hornfels, a partir da reação:



As pressões de H₂O situam-se entre 0,5 e 3 Kb, correspondendo a uma profundidade de 1,8 a 14,5 Km em temperaturas de 505 a 550 ± 10°C.

Biotita - cordierita Hornfels - é constituída de 40% de biotita, 30% de quartzo, 20% de cordierita, além de muscovita, turmalina e opacos.

A biotita apresenta cristais tabulares, subhédricos de 0,08 a 0,1 mm de diâmetro, com forte pleocroísmo. O quartzo ocorre principalmente em cristais anhedrais inclusos na cordierita. A cordierita apresenta-se em prismas curtos, subhedrais, com bordas alteradas para pinita. A muscovita é subhedral, com pleocroísmo moderado.

É uma rocha de médio grau metamórfico, formada à baixa pressão (menor que 2,5 Kb) evidenciada pela

presença de cordierita.

Apresenta textura nodular, devido a grande quantidade de cordierita, que lhe dá aspecto esponjoso.

Sua paragénese é: Biotita + quartzo + cordierita + muscovita, podendo ser representada pelo diagrama da figura (07) sob ponto de vista mineralógico.

A reação que condicionou a formação desta paragénese, pode ser:



A presença abundante de cordierita nestas rochas permite deduzir que o tipo bórico atuante na área é o da série de Facies de Baixa P/T de Miyashiro (1973), uma vez que este mineral está sempre associado a metamorfismo de baixa pressão e temperatura menor que 550°C.

5.4- Formação Furnas

É constituída por arenitos brancos ou avermelhados quando oxidados, muitas vezes micáceos; siltitos e folhelhos.

Ao microscópio foram identificados: quartzo, feldspato e muscovita.

O quartzo apresenta cristais subhedrais a anhedrais, de 0,07 a 0,1 mm de diâmetro, lípidos, incolores e de birrefringência baixa. Os feldspatos estão completamente alterados, principalmente para sericita, não sendo possível determinar sua composição. A muscovita é comum como constituinte do arenito Furnas, apresentando diminutas palhetas anhedrais, com pleocroísmo fraco, podendo em sua maior parte ser produto de alteração dos feldspatos.

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O conjunto litoestratigráfico local acha-se inserido em duas grandes unidades geotectônicas: a primeira, Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia está representada em seu estágio inicial de evolução pelas rochas precambrianas do Grupo Cuiabá, onde se encontra intrusivo, o Granito de São Vicente e a segunda, borda noroeste da Sineclise do Paraná, pelos sedimentos Devonianos da Formação Furnas.

Segundo Luz et alii (op.cit) a evolução polifásica da faixa Paraguai-Araguaia gerou três fases de deformações holomórficas no Grupo Cuiabá, a saber: durante a primeira ocorreram dobramentos e metamorfismo de baixo grau, a segunda refere-se aos dobramentos isoclinais, recumbentes, assimétricos e intrafoliais; a última destaca-se na sequência ocasionando uma crenulação pronunciada.

Ressalta-se que a cada fase têm-se um sistema de foliações associadas, tendo seus esforços geradores, direções entre N40 - 50W; o primeiro e o último com sentido de SE para NW, para o Cráton, e o segundo, sentido do inverso, contrariando a teoria geossinclinal.

Pelos dados obtidos pode-se afirmar que pelo menos dois eventos tecto-orogênicos afetaram a área: o primeiro originou dobramentos e fraturamentos de direções nordeste e noroeste e o segundo de direção preferencial noroeste, que corta a área desde o granito, deslocando e reativando o primeiro.

O dobramento de maior destaque na área é o Sinclinal do Vale do Ranchão, com eixo de atitude S48 W 082, aproximadamente coincidente com o eixo médio do aleitamento da área: S59 W 102 (Fig. 15).

Para estudo geotectônico foram realizadas análises estatísticas, obtendo-se através de diagramas de setores os seguintes resultados: para os quartzitos (Fig.08) duas direções de fraturamentos: N45 - 55E e N45 - 55W nos filitos uma direção preferencial: N35 - 45W; a outra é mascarada pela coincidência com o acamamento e foliação principal (Fig.09).

Na porção atingida pelo metamorfismo térmico, as direções são: N35 - 45W, a mesma dos filitos e N45 - 55W coincidente com o segundo sistema observado nos quartzitos (Fig.10).

No granito destacam-se fraturamentos de direção N55 - 65W, já na parte nordeste, os intervalos de densidade mais elevadas são: N05 - 15E e N35 - 45E (Fig.11); enquanto que os diques aplíticos têm direções norte-sul (Fig.12).

As foliações principais do Grupo Cuiabá, verificadas em rochas filíticas, têm direções: N55 - 65 E (Fig.13).

À partir de dados de foliação e acamamento das rochas do Grupo Cuiabá obteve-se as seguintes conclusões: os dobramentos são algo fechados, a maioria das vezes de flanco invertido, com termos isoclinais; tendo plano axial de atitude N59E 80NW, e foliações principais direcionadas a N59 E 82 SE e N58E 81NW, coincidentes portanto, com a direção do plano axial, mas de sentido contrário.

Os pólos máximos de acamamento têm direções N54E 52NW e N63E 74SE, o plano AC tem direção N30W - 82 NE e o plano AB tem atitude N54W 14SW (Fig.14,15 e 16).

Os eixos a, b e c em média têm como orientação espacial, os seguintes valores: a - S31E 112, b - S61W 82 e c - N8E 762 (Fig. 15 e 16).

Determinou-se os planos de fraturamentos obtendo-se em relação à concentração máxima (01): fraturamentos transversais ao esforço de direção N58E e longitudinais ao esforço de atitude S39E; em relação à concentração máxima (02) fraturamentos longitudinais ao esforço de direção N58E e transversais ao esforço de direção S39E; enquanto que em relação às concentrações secundárias, os fraturamentos são oblíquos às direções dos dois esforços (Figs. 17 e 18).

Pela construção do elipsóide de Deformação, percebe-se duas direções de esforços compreensíveis que afetaram a área, a primeira N58E 282 e a outra S39E 252 (Fig.19).

Quanto à intrusiva de São Vicente pode ser classificado como do tipo "Stoping" (Hyndman, 1972) por não alterar significativamente as estruturas das encaixantes, gerando apenas um maior fechamento. Verifica-se regionalmente, suas estruturas anelares preenchidas por quartzo - pórfiros, indicando um emparelhamento à pequena profundidade; fato também confirmado pela coincidência relativa entre suas direções de falhamentos e fraturamentos e aquelas do Grupo Cuiabá, demonstrando uma adaptação magnética às estruturas regionais (Raguin, 1976).

Outra possibilidade aventada é de que eventos posteriores à intrusão tenham afetado tanto o Grupo Cuiabá, quanto o Granito.

Em relação aos sedimentos Furnas, estes acham-se depositados sub-horizontalmente sobre rochas do Grupo Cuiabá, apresentando nesta área de borda de bacia, direções médias de N40 - 60E, com mergulhos de 022 e 082 para Sudeste.

7. GEOLOGIA HISTÓRICA

O Grupo Cuiabá, considerado estágio inicial de formação da bacia geossinclinal Paraguai-Araguaia, apresenta uma sedimentação marinha de materiais terrígenos, principalmente pelítica, com intercalações de gravacas, folhelhos e lentes calcáreas interestratificadas.

Esta sedimentação, segundo Almeida (1974) não parece ter ocorrido em ambiente de mar profundo, porém como é normal em áreas geossinclinais, em águas rasas, concomitante à subsidência, normalmente influenciada pela ação de correntes de turbidez e leques submarinos.

Os sedimentos foram submetidos inicialmente à condições climáticas frias, sofrendo eventuais modificações para temperaturas mais elevadas, hipótese esta, comprovada pelas intercalações carbonáticas existentes nestas rochas.

O ambiente de deposição é muito discutido. Na área de mapeamento, pela ausência de vulcanismo; admite-se uma deposição em ambiente miogeossinclinal, com sedimentação de fácies flysch, situação já enunciadas por Almeida (1964, e 1965). Após a deposição do flysch, essas rochas foram dobradas, falhadas e ainda metamorfozadas regionalmente no fácies xisto verde, em consequência de esforços compressivos, direcionados para noroeste, dando-lhe uma foliação bem desenvolvida.

A idade do Grupo Cuiabá é ainda muito discutida. Até bem pouco tempo a idéia aceita era a proposta por Almeida e Hasui (1976, in Luz et alli - op.cit) colocando-o no pré-cambriano superior novo, no intervalo de 570 a 1000 ± 50 m.a, nos ciclos Brasiliano Precoce e Tardio, baseando-se em datações de rochas intrusivas no grupo.

Atualmente, Luz et alli (1980) infere uma idade de 1800 a 1300 milhões de anos à partir de datações das intrusivas Rio Branco, em contato com a Formação Aguiapé, esta por sua vez correlacionada, por Correa et alli (1976), ao Grupo Jacadigo, que contém seixos de filito do Grupo Cuiabá em sua base. Desta forma, acredita-se que as datações usadas por Almeida e Hasui referem-se a eventos, que posteriormente afetaram as rochas do Grupo Cuiabá.

Segundo Almeida (1974) a sedimentação da sequência Carbonática teve início em regiões baixas onde afluíam o embasamento cratônico, parcialmente recoberto pelos Grupos Cuiabá e Jangada. Este autor salienta que quando manifestou-se em versão do geossinclíneo, inicialmente ocorreu a elevação da margem cratônica com recuo do mar, cessando a deposição da sequência carbonatada.

O preenchimento da antefossa é representado pelo Grupo Alto Paraguai, que localiza-se acima dos depósitos carbonáticos, sendo constituídos por sedimentos detríticos. Sua atuação cessou com os dobramentos e falhamentos que atingiram a borda interna na última fase tectônica, caracterizada por esforços compressivos que geraram braquianticlinais e sinclinais de grande porte. Suponha-se que seja desta época a intrusão granítica de São Vicente, datada em 483 ± 8 m.a (Almeida e Montovani - 1975), que pode ser considerado, quanto a seu emparelhamento como sen

do do tipo "Stopping" (Hyndman - 1972), devido às seguintes características: - os contatos com as encaixantes são discordantes, sendo esse na maioria das vezes por falhamentos, isso ocasionou um alívio de pressão ao longo das zonas de cisalhamento, permitindo essa intrusão passiva.

- Encontra-se blocos das encaixantes visivelmente fraturados ao longo dos contatos, aqueles são normalmente pouco perturbados.

- Observa-se inclusões das encaixantes "Xenólitos" no Granito.

- Verifica-se estruturas de pendente de teto "roof pendent" na porção sul do granito.

Seu posicionamento, baseando-se em (Buddington, 1959, in Hyndman op.cit) e (Grubenmann, 1910, in Loczy e Ladeira, 1976) está localizado numa faixa de transição entre a epizona e a mesozona, pois não apresenta foliação planar ou linear desenvolvida, tendendo a um aspecto homogêneo; ocorre uma zona metamórfica de contato; está intruso numa região afetada por metamorfismo regional de grau fraco (fácies xisto verde) tendo sido injetado nos níveis superiores da crosta, em geral a uma profundidade não maior que 10 Km; tem caráter de tardi a pós-tectônico, baseando-se em Marmo (1971) e Almeida e Montovani (1975).

Após tais eventos, a região foi atingida por movimentos epirogenéticos e por processos erosivos, que se estenderam até o Devoniano Inferior, período de repetição das transgressões marinhas sobre a Plataforma Brasileira, já manifestada durante o Siluriano (Almeida, 1967, 1972 in Loczy e Ladeira - op.cit).

Segundo Bigarella (1967) o mar Devoniano transgrediu sobre uma região peneplanizada por um longo período erosivo, com uma superfície intensamente intemperizada, na qual, somente permaneceram inalterados os grãos mais grosseiros, que sedimentaram-se originando a atual Formação Furnas, (Oliveira, 1912, in Bigarella, op.cit) unidade inferior da Série Chapada (Almeida, 1954) e as partículas mais finas foram levadas para longe e finalmente depositaram-se gerando a Formação Ponta Grossa (Oliveira, op.cit).

O ambiente de deposição da Formação Furnas é uma questão muito discutida, entretanto, atualmente a ideia mais aceita parece ser aquela que classifica esses arenitos como marinhos costeiros eneréticos, originados por transgressão marinha.

No Devoniano Médio, o mar iniciou a regressão, para abandonar definitivamente a Plataforma Brasileira no Devoniano Superior.

Almeida (1969, in Loczy e Ladeira, 1976) refere-se a um diastrofismo ruptural, a reativação Wealdiana, ocorrida no final do Jurássico, responsável pela reativação de antigas falhas transcorrentes, com considerável movimentação nos sedimentos da Bacia do Paraná. Após essa reativação houve um intenso magnetismo básico, ocorrido entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Interior. Loczy e Ladeira (op.cit) acreditam numa relação íntima entre a tectônica e as intrusões, pois observa que quase todas as falhas profundas, acham-se preenchidas por diabásio.

Na área de trabalho, possivelmente esta reativação de falhamentos e seu posterior preenchimento por magma básico, possa ter atingido, inclusive as rochas graníticas de São Vicente. Esta relação é estabelecida baseando-se nos seguintes fatos:

- Presença de diques de diabásio preenchendo fraturamentos no granito, ao sul da área, no Córrego Cupim.

- Existência de intrusões de rochas intermediárias próximas a Mimoso, datadas em 80 milhões de anos (Iuz et alli, op.cit).

- No início do Terciário, os sedimentos da Bacia do Paraná foram soerguidos por movimentos epirogênicos, elevando à centenas de metros acima, as superfícies erosivas paleogênicas.

Após esta fase, novamente o ciclo erosivo instalou-se na região, levando-a à uma peneplanização quase total, que aliada principalmente a fatores climáticos, deu origem a uma intensa laterização, ocorrida possivelmente no final do terciário, prolongando-se até o Quaternário e originando a Unidade Detrito-Laterítica, denominada na região, TQdl.

8. GEOLOGIA ECONÔMICA

Este trabalho apesar de não oferecer dados suficientes para um estudo detalhado de geologia econômica da área, por falta de infra-estrutura básica, apresenta considerações sobre o assunto, estabelecendo relações entre os dados obtidos em campo e pesquisas regionais já efetuadas.

No que se refere ao Grupo Guibá, ressalta-se seu potencial aurífero conhecido desde o século XVIII e que foi responsável pela colonização do Estado.

Atualmente, os interesses voltam-se para esta área procurando-se desenvolver trabalhos de pesquisa de

talhados e explorar racionalmente as reservas.

Luz et alli (1980) durante a execução do Projeto Coxipó cadastraram na área por eles pesquisada nove zonas anômalas para ouro, localizadas principalmente no rio Cuiabá e seus afluentes, sendo que algumas delas apresentam teores de até 26 p.p.m em amostra de concentrado de bateia de 20 litros.

Verifica-se no contato entre as rochas graníticas e as litologias do Grupo Cuiabá, a existência de veios de quartzo nos filitos e metaarenitos, com uma associação mineralógica própria para ouro.

Na área trabalhada conhece-se também uma ocorrência de sulfetos de chumbo e zinco, situada no vale do Córrego Araras, na Fazenda Bom Jardim.

Está localizada num sinclinal, com flancos direcionados a N60E 50-80 NW e N60E 30-40 SE, representado por rochas filíticas alteradas intercaladas por camadas quartzíticas.

A ocorrência foi pesquisada em 1963, por Sielawa, W. da Plumbum S.A. sendo considerada anti-econômica. Ele fez alguns furos na área, abriu duas galerias e uma trincheira, onde observa-se o veio de galena.

Este afloramento, sob forma de veio, de espessura aflorante entre 0,30 e 0,50 m, encaixa-se num afalhamento de direção N 70W 80 NE composto principalmente de rochas quartzíticas catacladas.

Chandra et alli (1980) empreendeu um levantamento geofísico na área determinando uma camada vertical condutora orientada a NE-SW.

Observou ainda duas anomalias de condutividade elétrica deslocadas do veio: a primeira a doze metros do local e a outra a trinta e cinco metros para leste. Fez também uma datação da galena pelo método de Pb radiogênico obtendo idade arqueana.

Atualmente a área está requerida pela METAMAT e a prospecção geoquímica realizada pelo IPT - no local, indicou anomalias também no Córrego Fundo, com possibilidades para pesquisas.

Quanto à origem desta ocorrência, a hipótese mais aceita até o momento é de que este filão seja relacionado à intrusão, preenchendo falhas nas encaixantes. Neste sentido, Almeida (1964) atribui-lhe origem mesotermal e segundo Routhier (1963, in Cassedane 1967) deve-se acrescentar uma fase mesotermal, pela presença de arsenopirita, com uma silicificação Jurássica nos falhamentos.

A composição química do minério, a partir da análise da Plumbum é a seguinte: Pb-75, 4%, Zn-0,8%, Cu-0,2%, Bi-182,2 g/t, Sn-125, 9 g/t, S-12, 4% e As-219, 2 g/t.

É significativa sua riqueza em Pb (73,3%) e Ag (2180 g/t).

Os principais minerais-minérios verificados em seções polidas são: galena, esfarelita e pirita.

Ainda dentro das litologias do Grupo Cuiabá, merecem destaque as rochas carbonáticas, que ocorrem em forma de lentes, geralmente estratificadas, contendo sulfetos disseminados, observadas nos córregos Angical e Cachão.

Estas rochas apresentam interesse, pois podem significar locais propícios à mineralizações associadas às atividades plutônicas adjacentes.

O granito de São Vicente apresenta estruturas anelares, tem caráter de tardi a pós-tectônico, ocorrendo associados a ele, greisens endógenos de fraturas, veios pegmatíticos e rochas vulcânicas (quartzo-pórfiro); tais características permitem enquadrá-lo como pertencente ao quinto grupo da classificação de granitos estanhíferos (Rothier, 1963 in Vilcock e Isler - 1970), onde enquadram-se os granitos Nigerianos e os Granitos Jovens de Rondônia.

Os granitos mineralizados à cassiterita têm seus pontos máximos ligados às diversas orogênicas de escala de tempo geológico, havendo uma ocorrência de 3,3 % durante a Orogênia Pré-Cambriana (Tipo Nigeriano, Rondoniano) e um predomínio durante a Orogênia Terciária (63,1%). O Granito de São Vicente, embora mais jovem que os granitos Rondonianos (940 m.a Kloosterman - 1970) pode conter mineralizações.

Observa-se na porção sudeste do Granito, típicas estruturas de pendente de teto "roof pendent", identificadas por Almeida (1954), que segundo Moussu (1962, in Vilcock e Issler, op.cit) representam controles estruturais importantes, permitindo concentrações de fluidos segregados da massa intrusiva, favorecendo a deposição do minério de estanho, entre outros.

O batólito apresenta em alguns locais quantidades excessivas de sulfetos de ferro, chumbo, zinco e molibdênio disseminados nas rochas, como se observa nas pedreiras da estrada para Águas Quentes.

Verifica-se também a presença de turmalina em fraturas, indicando uma fase hidrotermal contendo uma quantidade considerável de elementos raros, além de uma fase pegmatítica, representada, não apenas, pela formação de pegmatitos a quartzo e muscovita, como também por alaskito, que segundo Ragrin (1976) ainda enquadra -

se nesta fase. Esses pegmatitos, sob forma de diques ocorrem nas rochas metamórficas de contato, indicando manifestações da fase final de cristalização magmática.

A esse respeito, Westerweld (1936, in Vilcock e Issler, op.cit) menciona o fato dos granitos estaníferos representarem estágios mais ou menos finais de diferenciação de magmas ácidos, de composição semelhante aos biotita-granitos não estaníferos, apresentando entretanto, teor de elementos raros mais elevado.

O Granito de São Vicente destaca-se por um predomínio de feldspato potássico sobre plagioclásio, sendo que os máficos, principalmente biotita, ocorrem em pequena quantidade; estas características foram destacadas por Gotman e Rub (1961, in Vilcock e Issler, op.cit) no Complexo de Grodewosky.

Quanto à eventuais mineralizações a molibdênio e urânio ressaltam-se os seguintes indícios: o granito apresenta estruturas anelares, sendo classificado como tardi a pós-tectônico, é rico em feldspato potássico, tem uma ocorrência anormal de pirita, molibdenita, galena, esfarelita, turmalina e fluorita em zonas de fraturamento, é notável o fenômeno de silicificação, principalmente ao longo dos diaclasamentos e verifica-se alterações próprias da fase hidrotermal, tais como: epidotização, caulimitização, sericitização, etc...

Estabelece-se uma analogia com as observações de Marmo (1971) para granitos mineralizados a molibdenita, tais como: as porções graníticas mineralizadas são mais ricas em potássio, que as demais partes da rocha, o caráter tardi a pós-tectônico da intrusão, e o predomínio de silicificação em fraturas.

As demais características estão relacionadas aos trabalhos de Oliveira (1974) sobre corpos mineralizados a Urânio e Molibdênio, em Poços de Caldas.

Algumas das categorias genéticas de classificação de depósitos econômicos de molibdênio, segundo Kuklis (1975, in Farina et alli, 1980) tais como: depósitos disseminados em rochas porfiríticas (quartzo-monzonitos, dioritos e granitos) incluindo stockworks e brechas de chaminé, zonas de contato metamórfico adjacentes às intrusões graníticas e veios de quartzo; podem, por ventura, ser evidenciadas no Granito de São Vicente, através de uma pesquisa de detalhe, como a que está sendo efetuada pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (IPT) que trabalha na região, visando não apenas molibdênio, mas também cassiterita, cobre e ouro.

Quanto às rochas hornfêlicas calco-silicatadas deve-se realizar uma seleção de zonas propícias às mineralizações sulfetadas.

Em relação à Formação Furnas, destaca-se a possibilidade da existência de ouro em seus conglomerados basais, pois segundo Berbert et alli (1980) esta unidade é constituída em parte por sedimentos originários do Grupo Cuiabá. Assim, o autor evidencia o fato do rio Coxipó ser um grande portador de ouro na região, nascendo às bordas da Chapada de Guimarães, aumentando as possibilidades das aluviões dos rios Arica-Mirim e Arica-Açu, que drenam a área pesquisada, serem auríferas.

9. CONCLUSÕES

À partir dos dados obtidos em campo e gabinete, obteve-se as seguintes conclusões:

- Identifica-se três unidades geomorfológicas, a saber: Granito de São Vicente, Baixada Cuiabana e Planalto da Chapada de Guimarães.

- Distingue-se as seguintes unidades litoestratigráficas: Grupo Cuiabá, Granito de São Vicente, e sua aureola termo-metamórfica, Formação Furnas e Unidade Terciário-Quaternário-Detrítico-Laterítica.

- As litologias do Grupo Cuiabá enquadram-se no metamorfismo de grau fraco, equivalente ao fácies xisto-verde, tendo como associação mineralógica: quartzo + biotita + sericita, relativa à zona da isógrada da biotita de Barrow. Essas rochas exibem evidências de pelo menos, dois eventos orogenéticos, de direções N58E280 e S39E 250. O padrão médio de dobramentos é aberto, havendo coincidência das atitudes médias das foliações e do plano axial de dobramentos. Os falhamentos são predominantemente normais.

- O batólito granítico de São Vicente é uma intrusão do tipo passiva ou "stopping", tendo sido gerado entre a epizona e a mesozona, sendo pouco profundo e de caráter tardi a pós-tectônico. É constituído por granitos pórfiros, equigranulares grosseiros, microgranitos, alaskitos, aplitos e greisens, estes últimos relacionados às zonas de fraturas.

- A aureola de contato possui uma largura aflorante entre 100 e 1200 m, sendo constituída por dois tipos de hornfels: calcomagnesianos e alumo-ferromagnesianos. Determinou-se dois fácies metamórficos: albíta-epidoto hornfels e hornblenda-hornfels. O tipo bórico atuante na área é o fácies de baixa P/T de Miyashiro (1973).

- Há evidências de retrometamorfismo tanto nos sedimentos do Grupo Cuiabá, como nas rochas afetadas por metamorfismo termal.

- Os sedimentos da Formação Furnas afloram com uma espessura aproximada de 150 metros.

- Verifica-se na área evidências de atividades tectônicas pós-Devonianas .

- Sob o ponto de vista econômico destacam-se: as possibilidades de mineralizações de: molibdênio, cobre, estanho e urânio no Granito, ocorrências auríferas no Grupo Cuiabá e de Pb, Zn e Ag como a verificada na Serra do Ranchoão.

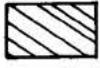
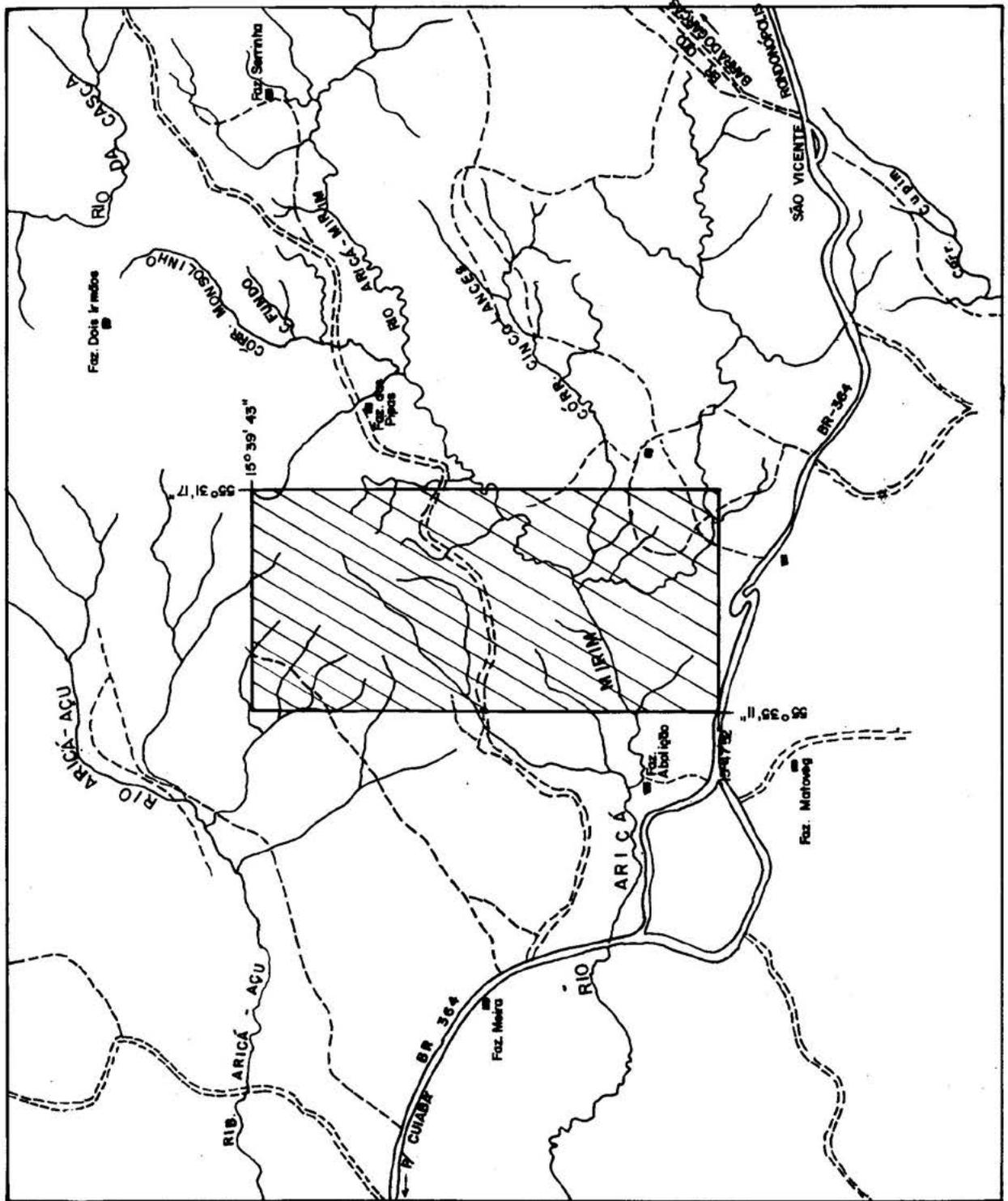
AGRADECIMENTOS

Merecem dignos agradecimentos os professores Cleverson Cabral, Ivan Sérgio de Cavalcanti Mello e Carlos José de Souza Alvarenga, da Universidade Federal de Mato Grosso; o colega Sérgio Luiz de Melo pelo auxílio na etapa de campo, o desenhista José Salvador Ribeiro e Reinaldo Monteiro Salgado e a datilógrafa Antonieta Márcia de Carvalho.

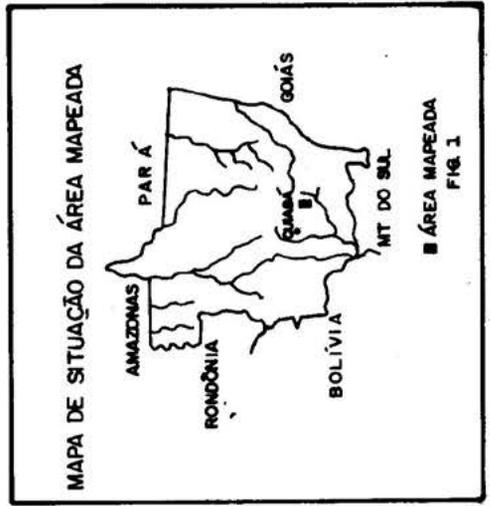
BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de - Geologia do Centro - Leste Matogrossense - D.G.M. - DNPM, Bol. nº 150, Rio de Janeiro, 1954.
- ALMEIDA, F.F.M. de - Geologia do Centro-Oeste Matogrossense, D.G.M. - DNPM, Bol. nº 215, Rio de Janeiro, 1964.
- ALMEIDA, F.F.M. de - Geossinclíneo Paraguai - in: Semana de Debates Geológicos I (Conferências), Centro Acad. Estudos Geológicos - Porto Alegre, RS, pg. 87-101, 1965.
- ALMEIDA, F.F.M. de - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira - D.G.M. - DNPM, Bol. nº 241, Rio de Janeiro, 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. de - Antefossa do Alto Paraguai. in: Anais do XXVIII Cong. Bras. de Geol., Vol-IV, Porto Alegre, RS, 1974.
- ALMEIDA, F.F.M. de - Sistema Marginal do Cráton do Guaporé, in Anais do XXVIII Cong. Bras. de Geol. - Vol. IV, Porto Alegre - RS, 1974.
- ALMEIDA, F.F.M. de e Mantovani, M.S.M - Geologia e Geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso - Bol. do Inst. de Geoc. - USP, São Paulo, 1975.
- BERBET, C.O. et alli - Controles de Mineralização Aurífera no Centro-Oeste Brasileiro. In: XXXI Cong. Bras. de Geol., Vol. III, Camburiú-SC, 1980.
- BIGARELLA, J.J - Problems in Brazilian Devonian Geology Bol. Paranaense de Geocronologia nº 21/22, Curitiba, 1967.
- CASSEDANE, J. - Estudo de Algumas Jazidas de Chumbo e Zinco no Centro-Oeste do Brasil, Eng. Min. Met. nº 270, Rio de Janeiro, 1967.
- CHANDRA, N.N et alli - Estudos Geofísicos Preliminares de um depósito de galena em Mato Grosso. In: Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Vol. II, Camburiú-SC, 1980.
- FARINA, M. et alli - Mineralização de molibdenita e calcopirita disseminadas em granitos filonianos de Bodó, RN. In: Anais do XXXI Cong. Bras. de Geol., Camburiú - SC, 1980.
- GUIMARÃES, G. e ALMEIDA, L.F.G - Projeto Cuiabá - Relatório final, DNPM (s. ident.), Cuiabá, MT, 1970.
- HYNDMAN, D.W - Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks - Mc Graw - Hill Book Company, USA, 1972.
- JOHANNSEN, A. - A Descriptive Petrography of the Quartz - bearing Rocks. The University of Chicago Press, Chicago, V. II, 7ª edição., 1969.
- KLOOSTERMANN, J.B - Granites and Rhyolites of São Lourenço: A Vulcan - Plutonic Complex in Southern Amazonia, Eng. Min. Met. Vol. XLIV - nº 262, pg. 169 - 171, Rio de Janeiro, 1966.
- LOCZY, L. de e LADEIRA, E. A. - Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica. Ed. Edgar Blucher, São Paulo, SP 1978.
- LUZ, J.S. et alli - Projeto Coxipó, Relatório Final - DNPM/CPRM, relatório inédito (s. ident.), Goiânia/GO, 1980.
- MARMO, V. - Granite Petrology and the Evanite Problem. London Elsevier Publishing Company - Amsterdam - 1971.
- MIYASHIRO, A. - Metamorphism and metamorphic Belts, London, George Allen and Unwin Ltda - 1973.
- RAGUIN, E. - Geologie du Granite, 3ª ed. Ed. Masson, Paris, 1976.
- SCHERBA, G.N. - Gneissens, International Geology, Review, Vol. XII, nº 03, 1970.
- STRECKEISEN, A. - Rochas Plutônicas - Classificação e Nomenclatura recomendadas pela subcomissão do IUGS sobre os Sistemas de Rochas Igneas. Geotimes, Vol. XVIII, nº 10 - 1973 Tradução de Fewler, F.H. - 1974.
- TURNER, F.G. - Metamorphic Petrology Mineralogical and Field - Aspects. McGraw Hill Book Company, USA, 1968.
- VILLWOCK, J.A. e ISSLER, R.S - Considerações sobre a Metalogenia do Estanho: Granitos Estaníferos, Eng. Minas Met. Vol. LIII - nº 218, pg. 221-226, Rio de Janeiro, 1978.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J. e GILBERT, C.M. - Petrografia - Trad. Ruy Ribeiro Franco - Editora Polígono, São Paulo, SP, 1970.
- WINKLER, H.G.F. - Petrogênese das Rochas Metamórficas. Ed. Edgar Blucher Ltda, Porto Alegre, RS, 1977.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA MAPEADA



ÁREA MAPEADA



COLORIMETRIA NO GRANITO, ANÁLISE DE TENDENCIA COM
 POSICIONAL DIAGRAMA QAP, SEGUNDO STRECKEISEN, 52
 AMOSTRAS

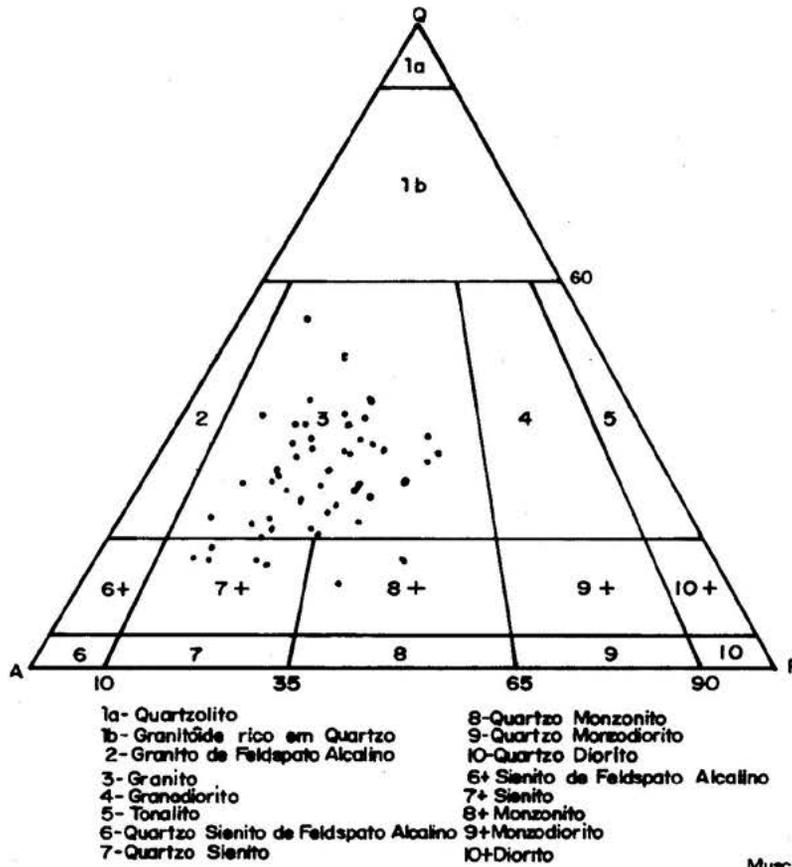


FIG. 3

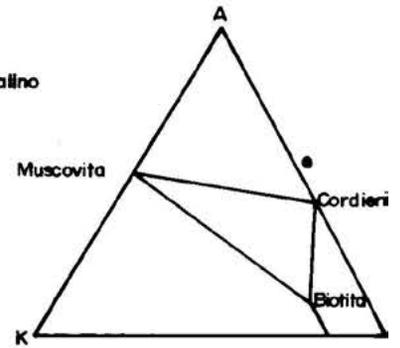


FIG.7 Diagrama AKF (Turner 1968)

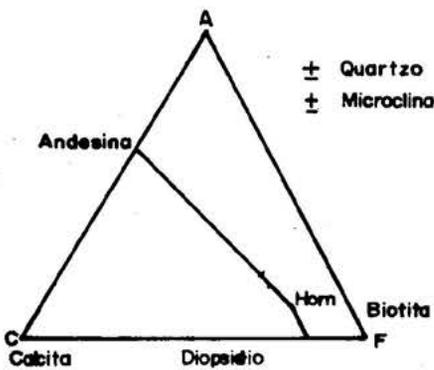


FIG. 4 Diagrama ACF

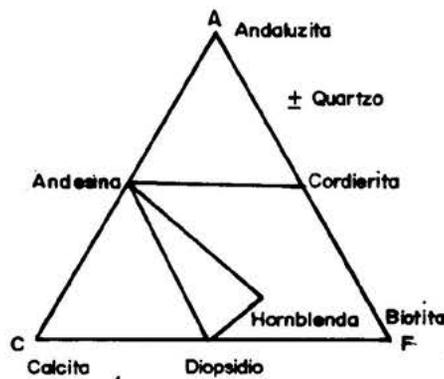


FIG. 5. Diagrama ACF



FIG. 6 Diagrama ACF

(TURNER 1968)

DIAGRAMA DE SETOR

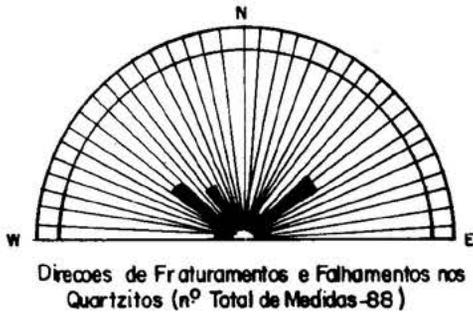


FIG. 8

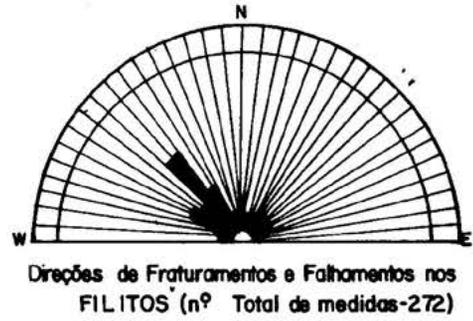


FIG - 9

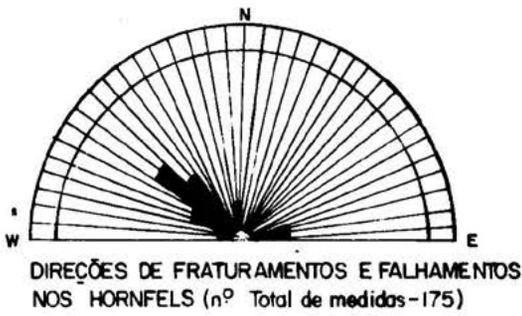


FIG - 10

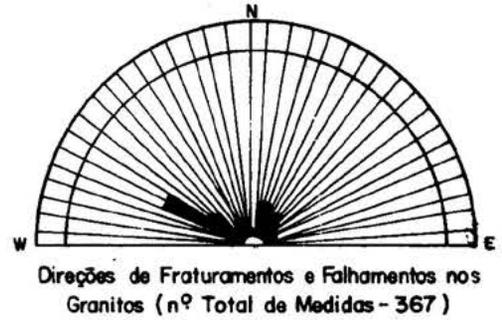


FIG. 11

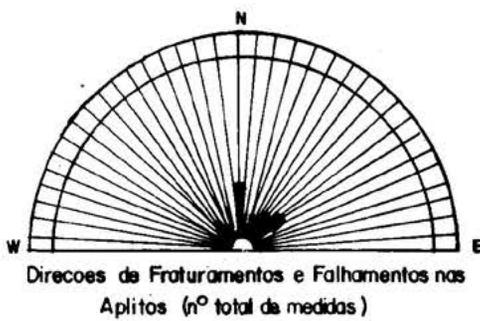


FIG. 12

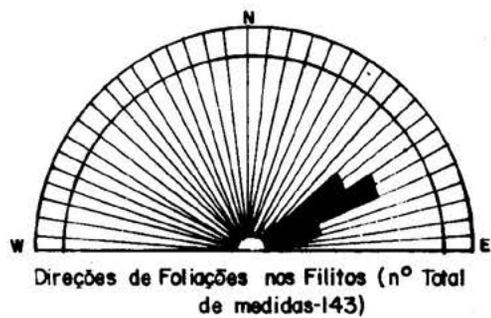
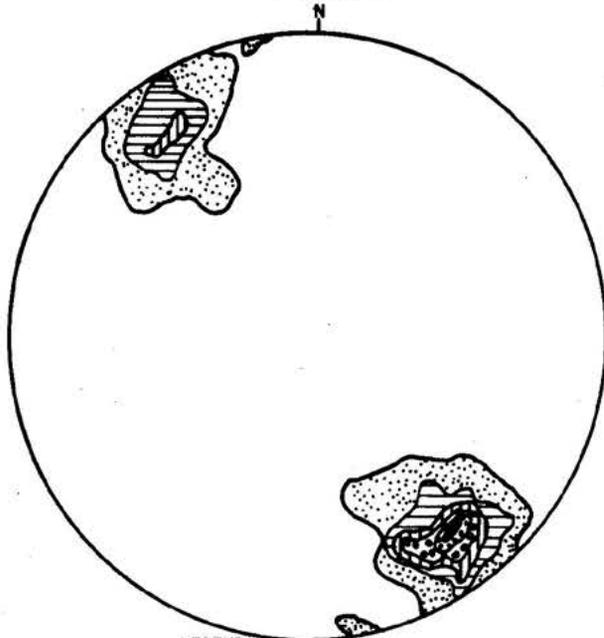


FIG 13

DIAGRAMA DE FOLIACÃO DO GRUPO CUIABÁ



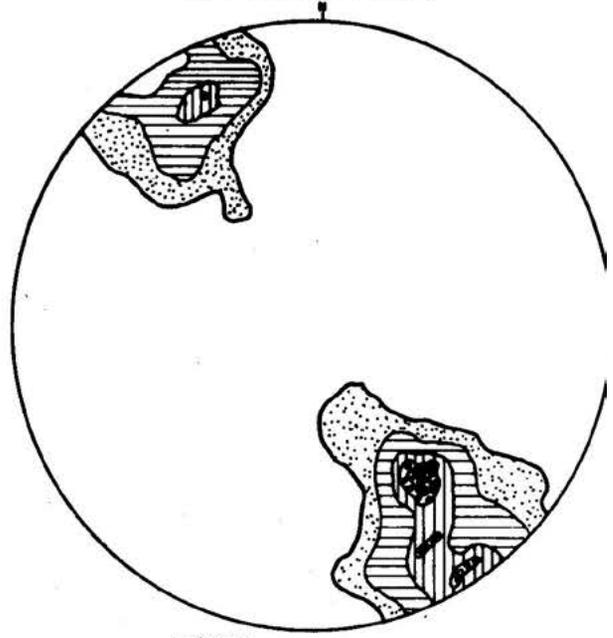
LEGENDA

[White box]	0-3%
[Dotted box]	3-6.02%
[Horizontal lines box]	6.02-9.05%
[Vertical lines box]	9.05-12.05%
[Cross-hatched box]	12.05-18.07%
[Diagonal lines box]	18.07-21.08%
[Solid black box]	> 21.08%

Nº DOS POLOS
166

FIG. 14

DIAGRAMA DE CONTORNO DE POLOS DE ACAMAMENTO



LEGENDA

[White box]	1.93%-0
[Dotted box]	3.87%-1.93%
[Horizontal lines box]	7.74%-3.87%
[Vertical lines box]	9.68%-7.74%
[Cross-hatched box]	11.61%-9.68%
[Diagonal lines box]	14.83%-11.61%
[Solid black box]	>14.83%

Nº DE POLOS
155

FIG. 15

DIAGRAMA DE ACAMAMENTO E FOLIACÃO

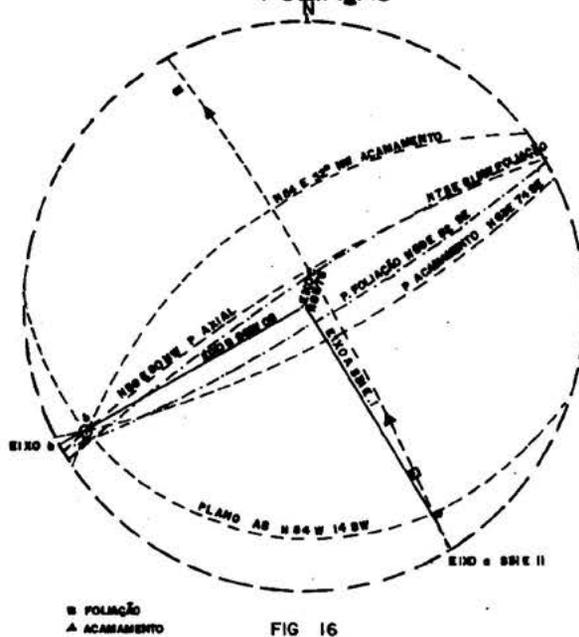
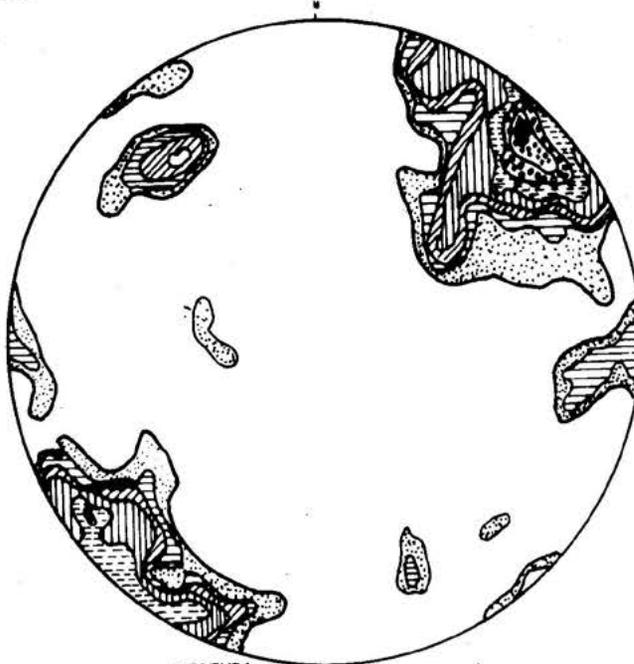
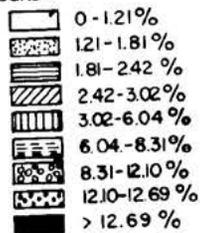


FIG. 16

DIAGRAMA DE FRATURAS TOTAIS



LEGENDA



Nº DE POLOS
662

FIG. 17

DIAGRAMA DE FRATURAMENTOS

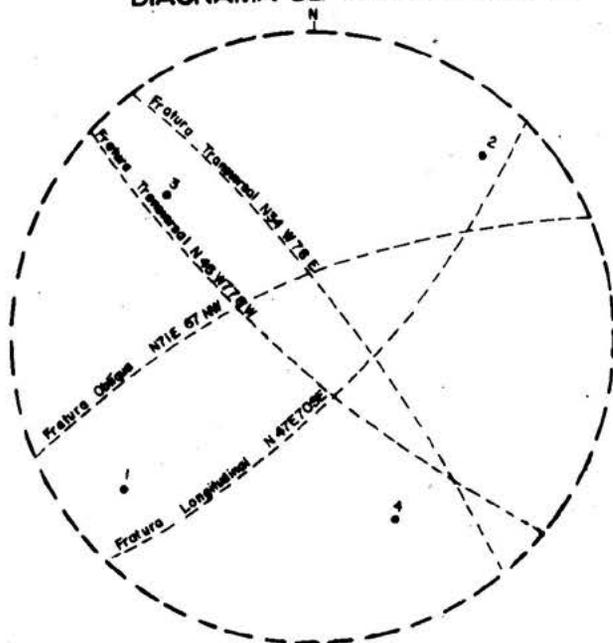


FIG. 18

ELIPSÓIDE DE DEFORMAÇÃO

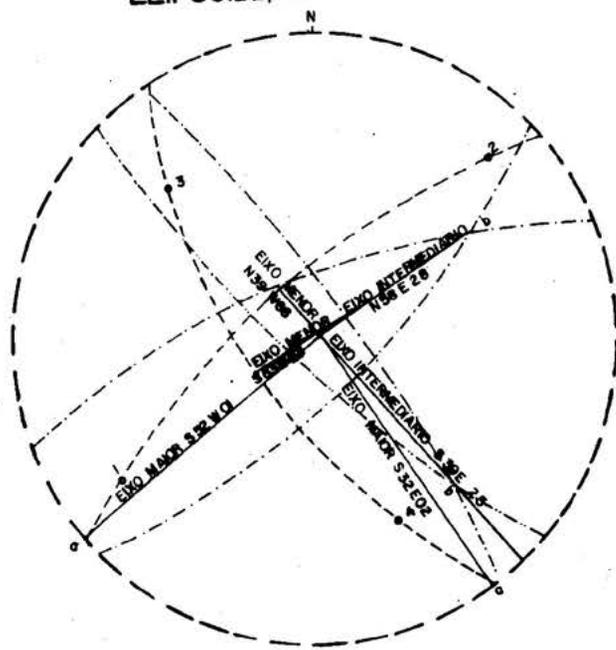
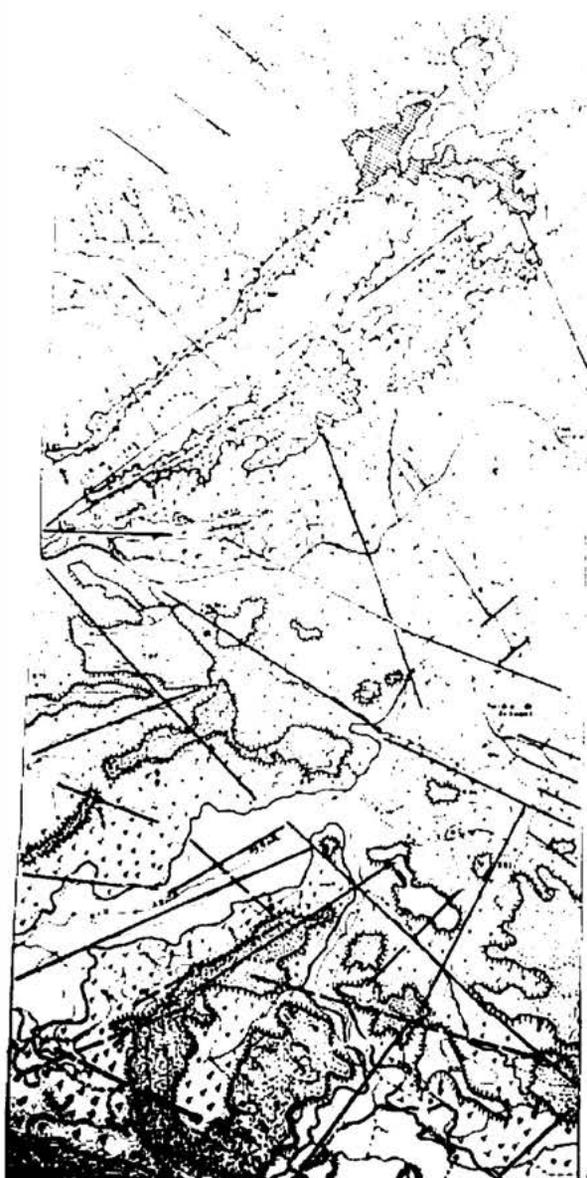


FIG. 19

MAPA MORFO - ESTRUTURAL



LEGENDA

- Contorno Elevado
 - Contorno Intermediário
- FORMAS DE ACUMULAÇÃO E MODELAGEM DE VERTENTES**
- Vertente arredondada
 - Alta Vertente
 - Direta
 - Vertente Dissecada
 - Vertente
 - Vertente arredondada
 - Vertente de planície
 - Vertente de várzea alta
 - Vertente de várzea inferior
 - Vertente arredondada
 - Vertente arredondada
 - Vertente Obstruída
 - Vertente Obstruída
 - Vertente retida
- FORMAS DE ACUMULAÇÃO E DISSECAÇÃO FLUVIAL**
- Vale de fundo antigo
 - Vale de fundo obsoleto
 - Vale em V
- DRENAGEM TOPOGRÁFICA E MODELADO ANTRÓPICO**
- Drenagem permanente
 - Drenagem intermitente
 - Cota de altitude
 - Estrada secundária
 - Caminho
 - Fazenda
- Equidistância das Curvas de Nível = 50 m



**GEOCRONOLOGIA DE INTRUSÕES ÍGNEAS NA BACIA DO RIO GUAMÃ,
NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ**

UFPa - Centro de Geociências
BIBLIOTECA

Raimundo Netuno Nobre Villas

NÚCLEO DE CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ - NCGG/UFPa

ABSTRACT Radiometric dating by whole-rock Rb/Sr and K/Ar methods have pointed out magmatic episodes extending from the Middle/Upper Proterozoic times up to 580-540 m.y. in the present-day Guamã River basin. An isochron of 723 ± 30 m.y. was obtained for the nepheline syenite gneiss of Boca Nova which has been interpreted as a rejuvenated age of an earlier anorogenic alkaline intrusion that might have been emplaced not long before the beginning of the Upper Proterozoic. Weak but relatively widespread metasomatic alteration is present in this rock and certainly accounts for the shift towards a younger age. This intrusive body was metamorphosed during the Brasiliano cycle as indicated by K/Ar results of 580 ± 10 m.y. in biotite crystals. A 580 ± 58 m.y. isochron was also found for the Ney Peixoto granite which represents a post-tectonic intrusion related to the development of the Gurupi mobile belt that borders the São Luis craton. The incorporation of Hurley et al's data (1968), however, provides an isochronic value of 525 ± 41 m.y. The cooling of this granitic body occurred in an environment with a thermal gradient sufficiently moderate to maintain the temperature around 300-350°C as late as 530 ± 15 m.y. as suggested by the K/Ar ages obtained from muscovite and biotite concentrates.

INTRODUÇÃO Vários corpos ígneos ocorrem na região nordeste do Estado do Pará, entre os rios Capim e Gurupi, e abrangem rochas cuja composição varia de félsica a ultramáfica (Fig. 1). Talvez os mais conhecidos sejam as intrusões graníticas de Tracuateua e Mirasselas (Francisco et alii, 1971; Costa et alii, 1977; Lowell e Wanderley Fº, 1980; Wanderley Fº, 1980; Abreu et alii, 1980), embora já tenham sido estudadas outras ocorrências como as de composição peridotítica na zona litorânea (Costa et alii, 1977; Costa, 1980; Oliveira e Schwab, 1980), e as de composição granítica ao longo do rio Piriá, onde aparecem os corpos de Japim e Caldeirão (Korpershoek e Silva, 1977). Na bacia do rio Guamã ocorrem as rochas alcalinas de Boca Nova, hoje transformadas em nefelina-sienito gnaisses (João, 1980; Lowell e Villas, 1982), e as rochas graníticas de Ney Peixoto (Francisco et alii, 1971).

À exceção das intrusões de Boca Nova, Tracuateua e Mirasselas, para as quais já se dispõe de um bom número de informações geológicas, muito pouco se tem feito com as demais ocorrências especialmente no que concerne ao seu significado petrológico e tectônico

dentro da evolução geológica da região. Por outro lado, dados geocronológicos, ainda que esparsos, já existem para alguns desses corpos, apontando eventos magmáticos Transamazônicos e Brasileiros, os primeiros relacionados com a consolidação do Craton São Luis (Almeida et alii, 1968; Cordani e Almaraz, 1969; Wanderley F?, 1980) e provavelmente ligados com a manifestação vulcano-plutônica Trombaí (Abreu et alii, 1980), e os últimos possivelmente ligados ao desenvolvimento da faixa móvel Gurupi que margeia o Craton São Luis a este (Abreu et alii, 1980).

Objetiva-se com este trabalho, contribuir ao conhecimento geocronológico das intrusões de Boca Nova e Ney Peixoto, na tentativa de assinalar a importância que ambas tiveram como representantes ígneas pós-transamazônicas naquela região. Não resta dúvida que a área merece um levantamento mais detalhado das idades das rochas e a interpretação aqui adiantada não deve ser vista como definitiva. Entretanto, ela almeja fornecer um guia para futuros trabalhos e justifica essa comunicação.

LOCALIZAÇÃO E GEOLOGIA DA ÁREA A geologia da região nordeste do Estado do Pará ainda não é suficientemente conhecida. Trabalhos recentes de integração dos dados disponíveis (Costa et alii, 1977; Abreu et alii, 1980) têm esboçado esquemas evolutivos que, se válidos dentro do quadro de conhecimento atual, necessitam de mais informações geológicas (de campo, petrológicas, estratigráficas, estruturais e geocronológicas) para serem sustentados com maior confiabilidade. Na área de exposição dos corpos de Boca Nova e Ney Peixoto a situação é ainda mais adversa, haja vista a escassez geral de afloramentos (peneplanização e desenvolvimento de espesso manto de intemperismo) e a existência de formações fanerozóicas que cobrem grande extensão dos terrenos pré-cambrianos, notadamente as Formações Itapecuru, Ipixuna e Barreiras.

As rochas alcalinas acham-se expostas em três afloramentos descontínuos na localidade de Boca Nova, município de Capitão Poço, dentro de um raio de aproximadamente 5 km. Tratam-se de nefelina sienito gnaisses, de derivação ígnea, cujos contatos com as rochas encaixantes estão totalmente obscurecidos pela erosão. O melhor afloramento se encontra na margem direita da estrada Boca Nova-Garrafão, a 1,5 km da ponte sobre o rio Guamã, o qual chegou a ser explorado como uma pequena pedreira para fornecimento de material para calçamento de ruas. Mas, mesmo aí, as únicas observações possíveis são as de cunho estrutural e litológico.

Já o granito de Ney Peixoto está amplamente exposto na pedreira de mesmo nome, que serviu durante muito tempo como fonte de pedra britada para lastro da rodovia BR-010 em grande extensão do trecho aberto em solo paraense. A pedreira localiza-se no município de Ourém a cerca de 13 km a nordeste da vila de Macedônia a qual é atingida, a partir da localidade de Sal Mina, na rodovia Capitão Poço - Irituia, por uma estrada mal conservada e aberta para escoamento da pedra britada. O transporte deste material até a cidade de São Miguel do Guamã era também feito por via fluvial através do rio Guamã do qual a pedreira dista apenas 3 km. Como no caso do corpo de Boca Nova, os contatos com as rochas hospedeiras não puderam ser observados.

Trabalhos de mapeamento geológico na região (Francisco et alii, 1971; Arantes et alii, 1972; Nunes et alii, 1973; Costa et alii, 1977) não fazem menção as rochas alcalinas de Boca Nova, mas colocam o granito Ney Peixoto, sem individualizá-lo, dentro da faixa pré-Cambriana do embasamento que acompanha o rio Guamã desde Ourém até próximo a São Miguel do Guamã. Representantes dessa faixa podem

ser observados na cidade de Ourém a poucos metros da ponte sobre o rio Guamã (trata-se de uma biotita gnaisse) e também na saída de Capitão Poço, em direção a Ourém, na localidade conhecida como Nova Colônia, onde rochas granito-gnáissicas, com evidências de uma incipiente migmatização, afloram. Esses gnaisses são muito provavelmente as rochas encaixantes tanto da intrusão alcalina de Boca Nova como da intrusão de Ney Peixoto, e têm sido tentativamente correlacionados com as unidades inferiores da Formação Santa Luzia (Abreu et alii, 1980) que ocorrem na Região Bragantina.

PETROLOGIA DAS INTRUSÕES ÍGNEAS Trabalhos específicos sobre a petrologia dos gnaisses alcalinos de Boca Nova (Lowell e Villas, 1982) e dos granitos de Ney Peixoto (Villas, 1982) foram recentemente concluídos, de forma que serão abordados aqui apenas aspectos gerais, à guisa de pronta informação.

A intrusão ígnea alcalina de Boca Nova é hoje um nefelina-sienito gnaisse de aspecto bandado e com foliação pronunciada concordante com as direções estruturais preferenciais da região (N110°Az). É composta por rochas onde coexistem, em ordem de abundância, microclina (pertítica e não pertítica), nefelina, plagioclásio com composição An_{10-16} e biotita, tendo como principais acessórios zircão, pirocloro, calcita, muscovita, sodalita, cancrinita, hematita e magnetita. Esses gnaisses alcalinos estão surpreendentemente bem preservados, sendo apenas locais os indícios de alteração intempérica. Por outro lado, mostram evidências de um metassomatismo sódico relativamente generalizado, mas de leve intensidade, que se seguiu ao evento metamórfico que lhes imprimiu a estrutura gnáissica. Pequenas veículas de feldspatos e nefelina cortam discordantemente a foliação dessas rochas e há parcial substituição dos feldspatos e biotita blásticos por nefelina, assim como por uma segunda geração de microclina e albita. A disposição planar das palhetas tabulares de biotita define a xistosidade dessas gnaisses e mostra serem elas o resultado de recristalização durante o evento metamórfico que as equilibrou com uma composição assaz diferente da biotita magmática primária (Lowell e Villas, 1982).

O corpo granítico de Ney Peixoto, por sua vez, é composto por rochas mesocráticas relativamente homogêneas nas quais há uma foliação apenas medianamente desenvolvida e desenhada pelos cristais de mica sem, contudo, revelaram indícios de terem sido metamorfizadas. A assembléia mineralógica é constituída de microclina pertítica, quartzo, plagioclásio (An_{8-17}) biotita e muscovita, com os dois últimos minerais perfazendo aproximadamente 8% do volume total da rocha. Entre os principais acessórios figuram zircão, apatita e opacos. A textura é inequigranular xenomórfica a hipidiomórfica, tendendo a mostrar certa orientação especialmente nas amostras mais ricas em micas e com foliação mais pronunciada. Aparte leves indícios de alteração hidrotermal revelados pela presença de clorita e sericita, as rochas guardam fundamentalmente sua constituição original que lhes dá um caráter peraluminoso, com a razão molar $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) > 1$, e lhes assegura a existência de corindon normativo (Tab. 1).

MÉTODOS ANALÍTICOS Os dados radiométricos aqui apresentados foram obtidos no laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo, adotando-se a metodologia desde há muito lá implantada. As determinações de Rb e Sr foram feitas por espectroscopia de fluorescência de raios X, utilizando-se um tubo de Mo da Philips e tendo-se como referência os padrões internacionais DTS-1 e GSP-1. As análises isotópicas e as razões isotópicas de Sr foram realizadas em um espectrômetro de massa Reynolds modelo Ms-1. O coeficiente de variação

Rb^{87}/Sr^{86} foi tomado como 1% com constantes $\lambda_{Pb} = 1,42 \times 10^{-11}/\text{ano}$ e $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$. Técnicas de regressão (York, 1966) foram usadas como testes de significância das isócronas a um nível de confiabilidade em torno de 95%.

A concentração da muscovita e biotita para datações pelo método K/Ar foi feita através de líquidos pesados e de separador eletromagnético tipo Franz. O potássio foi determinado por espectrofotometria de absorção atômica e as análises isotópicas foram realizadas com um espectrômetro de massa MAT modelo TH-5. As constantes de integração nuclear do K^{40} foram tomadas iguais a $4,962 \times 10^{-10}/\text{ano}$ (λ_{β}) e $0,781 \times 10^{-10}/\text{ano}$ (λ_{ϵ}), seguindo-se os valores recomendados por Steiger e Jäger (1977).

RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS Os dados geocronológicos existentes na literatura sobre a região nordeste do Estado do Pará (Hurley et alii, 1967; Hurley et alii, 1968; Almeida et alii, 1968; Cordani et alii, 1978; Cordani e Almaraz, 1969; Kovach et alii, 1976; Wanderley Fq, 1980) são esparsos e pouco sistemáticos. A falta de um melhor conhecimento da geologia da área concorre para isso mas, mesmo assim, com base naqueles dados, especialmente nas datações de rochas que afloram ao longo dos rios Gurupi e Itapecuru, tem sido possível estabelecer os limites do Craton São Luis, aceito ter se consolidado ao final do ciclo Transamazônico. As próprias tentativas de correlação entre os cratons São Luis e Oeste Africano têm fundamentalmente se apoiado nas informações radiométricas hoje disponíveis (Hurley et alii, 1967).

No que se refere à bacia do rio Guamã, nota-se que alguns desses trabalhos revelam idades para uma rocha granítica a qual, na falta de uma melhor alternativa conhecida, deve corresponder ao granito Ney Peixoto. Infelizmente a localização e descrição da rocha nesses trabalhos são pouco elucidativas, tornando-se necessária a busca de uma informação geocronológica mais precisa para aquele corpo.

As datações radiométricas entre 535 e 540 m.a. publicadas (Hurley et alii, 1967 e 1968) e que provavelmente se referem ao granito Ney Peixoto são, entretanto, idades convencionais em rocha total, onde se usou a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} igual a 0,707. Outras idades foram obtidas pelo método K/Ar em cristais de muscovita, indicando valores de 517 ± 17 m.a. (Almeida et alii, 1968) e de 497 m.a. (Hurley et alii, 1967). Por outro lado, o único dado radiométrico para os nefelina-sienito gnaisses diz respeito a uma idade K/Ar de 518 ± 10 m.a. em cristais de biotita (João, 1980).

Os resultados geocronológicos deste estudo acham-se sumariados na figura 2, na qual também estão plotados as datações realizadas por outros autores. Valores isocrônicos para os nefelina-sienito gnaisses de Boca Nova (Fig. 3) e para o granito de Ney Peixoto (Fig. 4) apontam, respectivamente, idades de 723 ± 30 m.a. e 580 ± 58 m.a. com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} de $0,7040 \pm 0,008$ para os gnaisses e de $0,7044 \pm 0,004$ para os granitos. Dados sobre a localização e breve descrição mesoscópica das amostras, assim como os teores de Rb e Sr e as razões isotópicas utilizadas na construção das figuras 3 e 4, encontram-se na tabela 2.

A isócrona de Boca Nova consta de cinco pontos não perfeitamente alinhados e com razões de Rb/Sr bem distribuídos. Os maiores desvios podem refletir um certo reajuste isotópico experimentado durante o episódio metamórfico-metassomático que afetou a intrusão alcalina ao final do ciclo Brasileiro. Já a isócrona de Ney Peixoto passa por apenas quatro pontos, todos com razões Rb/Sr acima de 4,0,

e com um único ponto significativamente deslocado em relação a reta comum. Trata-se de uma amostra em que se reuniu porções leucó e mesocráticas do granito (Tab. 2) retiradas de várias partes da pedreira. É possível que ela registre, assim, efeitos de um possível desequilíbrio isotópico causado pelos fluídos residuais do processo magmático que gerou a intrusão de Ney Peixoto.

Além da isócrona de quatro pontos obtida para o corpo de Ney Peixoto, foi construída uma outra aproveitando-se os dados de Hurley et alii (1968) e que foram realmente tomados como pertencentes aquele corpo. O diagrama isocrônico de sete pontos resultante (Fig. 5) acusou uma idade de 525 ± 41 m.a. e uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,7076 \pm 0,0029$. Estes resultados, embora diferentes, são perfeitamente compatíveis com os valores obtidos com a figura 4, haja vista os erros incorporados em ambas as idades, os quais asseguram uma superposição ampla entre 522 e 566 m.a.

Paralelamente aos valores isocrônicos, foram realizadas datações pelo método K/Ar em micas do granito Ney Peixoto (Tab. 3). Dois concentrados de biotita de diferentes amostras proporcionaram idades de 534 ± 14 m.a. e 528 ± 17 m.a., enquanto que um concentrado de muscovita de uma única amostra acusou idade de 544 ± 14 m.a. Este último valor está em aparente discordância com as idades de 517 ± 17 m.a. e de 497 m.a. obtidas respectivamente por Almeida et alii (1968) e Hurley et alii (1967) e acima referidas.

INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES As datações das rochas aqui apresentadas mostram que a região do nordeste do Pará, na bacia do rio Guamã, ficou sujeita a pelo menos dois períodos de atividade magmática separados por no mínimo 140 m.a.

A idade de 723 ± 30 m.a. para o nefelina-sienito de Boca Nova é única quando comparada com as datações de rochas alcalinas que ocorrem na região amazônica (Teixeira, 1978). Valores convencionais Rb/Sr mostram que as idades variam entre 1800 e 930 m.a., enquanto que uma única isócrona feita para o sienito Canamã, registra 1175 ± 30 m.a. Se estes resultados limitam a atividade magmática alcalina pré-cambriana na Amazônia, o valor isocrônico da intrusão de Boca Nova deve ser considerado como idade mínima, refletindo um reequilíbrio isotópico em consequência dos eventos petrológicos posteriores que a afetaram. Entretanto, a alteração metassomática foi relativamente fraca e especialmente caracterizada pelo aporte de sódio, de tal forma que o valor isocrônico encontrado não deve ter se desviado substancialmente da verdadeira idade da intrusão alcalina. Não impede, por outro lado, que o alojamento de corpos alcalinos possa ter se dado em tempos mais próximos do fechamento do pré-Cambriano Superior, especialmente em se tratando de áreas passando por um regime de cratonização. Nesse particular, convém assinalar a proposta de fragmentação da crosta siálica, entre os cratons São Luis e Amazônica por volta de 900-800 m.a., formulada com base na distribuição das anomalias gravimétricas (Abreu e Lesquer, 1982), situação esta que poderia ter facilitado a ascensão do magma alcalino na região já em pleno ciclo Brasileiro. Mesmo assim, até que outras informações provêm o contrário, interpretamos a idade de 723 ± 30 m.a. como uma idade de rejuvenescimento do corpo nefelino-sienítico de Boca Nova, cuja intrusão, de caráter anorogênico, se deu provavelmente entre o Proterozóico Médio e Superior.

Com relação a idade do granito Ney Peixoto, constata-se uma diferença de 55 m.a. entre as duas isócronas apresentadas, se bem que os erros envolvidos nas datações tendam a atenuá-la. É possível que a incorporação dos dados de Hurley et alii (1968) e, portanto, de análises realizadas em outro laboratório, no caso o M.I.T.

(Massachusetts Institute of Technology, EUA), justifique em parte aquela diferença. Neste particular, convém assinalar que as três a mostras de Hurley et alii (1968) caem sempre abaixo da linha isocronica da figura 5, enquanto que as do presente trabalho ficam sistematicamente acima, concorrendo para idades menor e maior respectivamente. Em vista disso e considerando ainda que a amostra NV-052 é, entre todas, a mais deslocada em relação à isocrona - que tende a aumentar a inclinação da reta e, portanto, a idade da rocha - um compromisso poderia ser assumido entre os dois valores isocronicos, usando-se o ponto médio da faixa de superposição das idades. Isto forneceria uma idade de 544 ± 22 m.a. que aceitamos como a mais provável para a intrusão de Ney Peixoto; por sinal, satisfatoriamente concordante com os valores convencionais obtidos por Hurley et alii (1968).

O magmatismo que atingiu a região entre o Proterozóico Médio e Superior teve caráter eminentemente plutônico (as observações de campo hoje possíveis assim o indicam) e mudou de uma natureza alcalina ainda no Proterozóico Médio ou Superior para granítica peraluminosa já na alvorada da era Paleozóica. A menos que outros corpos ígneos de idades intermediárias venham a ser encontrados, a falta de atividade magmática naquele período indica a transição de um evento ígneo anorogênico a um evento pós-tectônico Brasileiro representados respectivamente pela intrusão alcalina de Boca Nova e pelo granito de Ney Peixoto. Esta última dedução decorre das idades K/Ar em cristais de biotita dos nefelina-sienito gnaisses (580 ± 10 m.a.), que indicam um metamorfismo pene-contemporâneo com o magmatismo granítico em pleno ciclo Brasileiro. A estrutura gnáissica das rochas alcalinas é posta em evidência pela disposição dos cristais de biotita que se recristalizaram durante este evento termal (Lowell e Villas, 1982). A própria foliação do granito Ney Peixoto, ainda que incipiente, revela que este evento termal pode ter se prolongado por 30 ou 50 m.a. após o alojamento da intrusão na crosta, já portanto em pleno período Cambriano, com temperaturas em torno de 300°C (fechamento do sistema biotita ao gás argônica).

As rochas graníticas de Ney Peixoto representam não só grande mudança na fonte do material como possivelmente no ambiente tectônico. Muito provavelmente precedidas por um período de rifteamento da crosta que possibilitou a ascensão do magma alcalino, aquelas rochas parecem estar relacionadas à formação das fossas tectônicas onde se acumularam os sedimentos que vieram a constituir a faixa móvel do Gurupi situada mais a leste (Abreu et alii, 1980). Poderiam, assim, ser o resultado de fusão parcial de uma crosta espessada tectonicamente e marcar, naquela região, o estágio de transição na diferenciação tectônica da plataforma brasileira (Almeida, 1969). As Formações Gurupi (filitos, quartzitos e metagrauvacas) e Igarapé de Areia (metarcósios e metasiltitos) teriam sido metamorfisadas durante este evento termal.

Plutons graníticos com razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ baixas (0,705-0,708) são considerados como derivados de magmas gerados no manto ou pela fusão parcial da camada "básica" da crosta continental inferior (Fairbairn et alii, 1964; Hurley et alii, 1965; Hyndman, 1972; Basei e Kawashita, 1981). Tanto as rochas alcalinas de Boca Nova como o granito Ney Peixoto apresentam valores para essas razões menores que 0,708, apontando para uma origem a profundidades onde a contribuição de crosta continental antiga foi pouco significativa, especialmente no que concerne ao magma alcalino.

Embora conclusões sobre a origem dos magmas com base apenas em isótopos de Sr devam ser revestidas de cautela, as baixas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ são um indício que transformações a grandes

profundidades (crosta inferior continental e/ou manto superior) poderiam estar ocorrendo sob a área hoje ocupada pela bacia do rio Guamá. E é bem possível que estejam nas Formações Gurupi e Igarapé de Areia as evidências dessas grandes transformações tectônicas pré-cambrianas a partir do Proterozóico Médio ou Superior, dos quais esses dois eventos magmáticos aqui datados são apenas uma pequena parte de toda a história.

AGRADECIMENTOS Queremos aqui expressar nossos sinceros agradecimentos a Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) que, dentro do Convênio FINEP/FADESP-B/76/80/083/00/00, alocou recursos para a realização do presente trabalho. Agradecimentos também são devidos ao Prof. Francisco de Assis Matos de Abreu que ajudou na coleta das amostras no campo; aos geólogos Joaquim Wanderley Ribeiro Filho e Antônio Celso Costa de Souza pela colaboração prestada na preparação de amostras e análises de fluorescência de raios X para as datações radiométricas; ao Prof. Koji Kawashita pelo acesso a nós permitido ao Laboratório de Geocronologia da USP, além das frutíferas discussões e sugestões dadas em várias fases desta pesquisa; e finalmente, mas não por último, ao Prof. Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque pelas críticas oferecidas durante a revisão do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.M.de; VILLAS, R.N.N.; HASUI, Y. - 1980 - Esboço Estratigráfico do Pré-cambriano da região do Gurupi, Estados do Pará e Maranhão. Anais XXXI Cong. Bras. Geol. Camboriú, v. 2, p. 647-658.
- ABREU, F.A.M. de; LESQUER, A. - 1982 - Considerações sobre o Precambriano da região sul-sudoeste do craton São Luis. XXXII Cong. Bras. Geologia, Salvador.
- ALMEIDA, F.F. de - 1969 - Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. Anais XXIII Cong. Bras. Geol. Salvador, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F. de; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. - 1968 - Radiometric age determinations from Northern Brazil. Bol. Soc. Bras. Geol. 17(1):3-14.
- ARANTES, J.L.G.; DAMASCENO, B.C.; KREBS, A.S. - 1972 - Projeto Argila Belém. Rel. Inédito. Belém, CPRM, 2 v.
- BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. - 1981 - Novos rumos em Geocronologia. Ciências da Terra, nº 1, p. 31-36.
- CORDANI, U.G.; MELCHER, G.C.; ALMEIDA, F.F.M. de - 1968 - Outline of the precambrian geochronology of South America. Can.Journ. Earth Sci. 5:629-632.
- CORDANI, U.G.; ALMARAZ, J.S. - 1969 - Delimitação entre províncias geocronológicas ao longo do rio Gurupi, norte do Brasil. Resumos XXIII Cong. Bras. Geol., Salvador, p. 89.
- COSTA, J.L.da; ARAUJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIA, C.A.S. de; SILVA NETO, C.S.; WANDERLEY, V.J.R. - 1977 - Projeto Gurupi. Convênio DNPM/CPRM. Geologia, Geomorfologia, Geoquímica. Belém.
- COSTA, M.L. da - 1980 - Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandiã, Cansa Perna e Itacupim no Pará e Trauíra e Pirocaua no Maranhão. Tese de Mestrado NCGG-UFPa, Belém, 132 p.
- FAIRBAIRN, H.W.; HURLEY, P.M.; PINSON Jr., H.W. - 1964 - Initial Sr^{87}/Sr^{86} and possible sources of granitic rock in southern British Columbia. Jour. Geophys. Res. 69:4889-4893.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOWENSTEIN, P.; SILVA, P.F.; SILVA, G.G. - 1971 -

Contribuição à geologia da folha São Luis (SA-23) no Estado do Pará. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, série Geologia, nº 17, 48 p.

- HURLEY, P.M.; BATEMAN, P.C.; FAIRBAIRN, H.W.; PINSON Jr., W.H. - 1965 - Investigation of initial Sr^{87}/Sr^{86} ratios in the Sierra Nevada plutonic province. Geol. Soc. Amer. Bull. 76:165-174.
- HURLEY, P.M.; ALMEIDA, F.F.M. de; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; RAND, J.R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON Jr., W.H.; FAIRBAIRN, H.W. - 1967 - Test of continental drift by comparison of radiometric ages. Science 157(3788):495-500.
- HURLEY, P.M.; MELCHER, G.C.; PINSON Jr., W.H.; FAIRBAIRN, H.W. - 1968 - Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole-rock Rb-Sr dating. Can. Jour. Earth Sci. 5(3):653-638.
- HYNDMAN, D.W. - 1972 - Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. McGraw-Hill Book Co., 533 p.
- JOÃO, X.S.J. - 1980 - O litchfieldito Boca Nova no nordeste do Estado do Pará: aspectos petroquímicos e implicação econômica. Inédito.
- KORPERSHOEH, H.R.; SILVA, J.S.S. da - 1977 - Reconhecimento geológico da região do Gurupi, Estado do Pará. PROMISA, inédito.
- KOVACH, A.; FAIRBAIRN, H.W.; HURLEY, P.M.; BASEI, M.A.S.; CORDANI, U.G. - 1976 - Reconnaissance geochronology of basement rocks from the Amazonas and Maranhão basins in Brazil. Precambrian Research 3:471-480.
- LOWELL, G.R.; VILLAS, R.N. - 1982 - Petrology of nepheline syenite gneiss from Amazonian Brazil. Submetido ao Geological Journal.
- LOWELL, G.R.; WANDERLEY Fº, J.R. - 1980 - Veio rico em molibdenita: nota sobre a primeira ocorrência de MoS_2 no nordeste do Pará. Rev. Min. Metal. 44(420):34-37.
- NUNES, A.B.; BARROS Fº, C.N.; LIMA, R.F. - 1973 - Geologia da folha SA-23, São Luis. DNPM-Projeto RADAM, Rio de Janeiro. Levantamento de recursos naturais, v. 3.
- OLIVEIRA, N.P. de; SCHWAB, R.G. - 1980 - Itacupim: um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. Anais XXXI Cong. Bras. Geol., Camboriu, v. 1, p. 184-199.
- STEIGER, R.H.; JÄGER, E. - 1977 - Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth and Planet. Sci. Letters 36:359-362.
- TEIXEIRA, W. - 1978 - Significação tectônica do magmatismo anorogênico básico e alcalino na região amazônica. Dissertação de Mestrado, IGUSP, São Paulo, 99 p.
- VILLAS, R. Netuno - 1982 - Petrologia do granito Ney Peixoto, Ourém, Estado do Pará. I Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumos. Belém.
- YORK, D. - 1966 - Least square fitting of a straight line. Can. Jour. Phys. 64:1079-1086.
- WANDERLEY Fº, J.R. - 1980 - Geocronologia do granito de Mirasselas, NE do Pará. XXXI Cong. Bras. Geol. Resumos Bol. 2, p. 426.

Tabela 1 - Composições química, normativa e modal médias dos gnaisses alcalinos de Boca Nova e dos granitos de Ney Peixoto, NE do Estado do Pará (% em peso, exceto para a composição modal).

ANAL. QUÍMICA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	TOTAL
Boca Nova (12)	58,48	0,20	21,48	0,65	1,75	0,07	0,07	0,84	9,69	5,67	n.d.	0,64	99,54
Ney Peixoto (5)	70,45	0,28	15,47	0,70	1,59	0,11	0,41	1,10	3,35	5,63	0,25	0,43	99,77
C.I.P.W.	Or	Ab	Ne	Ac	Ns	Fo	Fa	Il	Mg-Di	Fe-Di			
Boca Nova (12)	33,88	34,26	24,67	1,90	0,22	0,05	0,92	0,38	0,23	3,49			
Ney Peixoto (5)	Or	Ab	Q	An	C	En	Fs	Il	Mt	Ap			
	33,48	28,55	26,39	3,80	2,50	1,04	2,09	0,54	1,02	0,61			
ANAL. MODAL	Qtz	Microc	Plagioc	Nefel	Biot	Musc	Acess						
Boca Nova (6)	-	37,0	20,0	30,0	12,0	tr	1,0						
Ney Peixoto (5)	36,1	36,8	19,1	-	3,7	3,7	0,7						

OBS: os números entre parênteses indicam o total de amostras analisadas.
n.d. - não determinado
tr. - traços

Tabela 2 - Dados sobre a localização, descrição mesoscópica, concentrações de Rb e Sr e composições isotópicas de amostras dos gnaisses alcalinos de Boca Nova e granito Ney Peixoto, Capitão Poço - Ourém, Estado do Pará.

AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO		DESCRIÇÃO MESOSCÓPICA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$
	Coord. Geog.	Localidade					
ALCALINAS DE BOCA NOVA							
NV-012	1°50'S/46°55'W	margem direita do rio Guamã	bandada; frações leuco e mesocráticas	181	217	0,7295	2,42
NV-042	1°50'S/46°55'W	estrada Boca Nova-Garrafão	homogênea; grão médio; foliação incipiente	160	294	0,7187	1,58
NV-043	1°50'S/46°55'W	estrada Boca Nova-Garrafão	fase pegmatóide	148	146	0,7364	2,94
NV-045	1°50'S/46°55'W	estrada Boca Nova-Garrafão	homogênea; grão fino a médio; foliada	150	943	0,7089	3,33
NV-046	1°50'S/46°55'W	estrada Boca Nova-Garrafão	homogênea; grão médio	212	185	0,7378	3,33
GRANITO NEY PEIXOTO							
NV-048	1°48'S/47°45'W	Pedreira Ney Peixoto	fração escura fina rica em biotita	281	177	0,7419	4,61
NV-050	1°40'S/47°45'W	Pedreira Ney Peixoto	fração bandada (faixas fêlsicas e máficas)	243	174	0,7379	4,05
NV-051	1°40'S/47°45'W	Pedreira Ney Peixoto	rocha cinza de grão médio e grosseiro	285	151	0,7492	5,48
NV-052	1°40'S/47°45'W	Pedreira Ney Peixoto	mistura de frações leuco e mesocráticas	268	158	0,7465	4,93

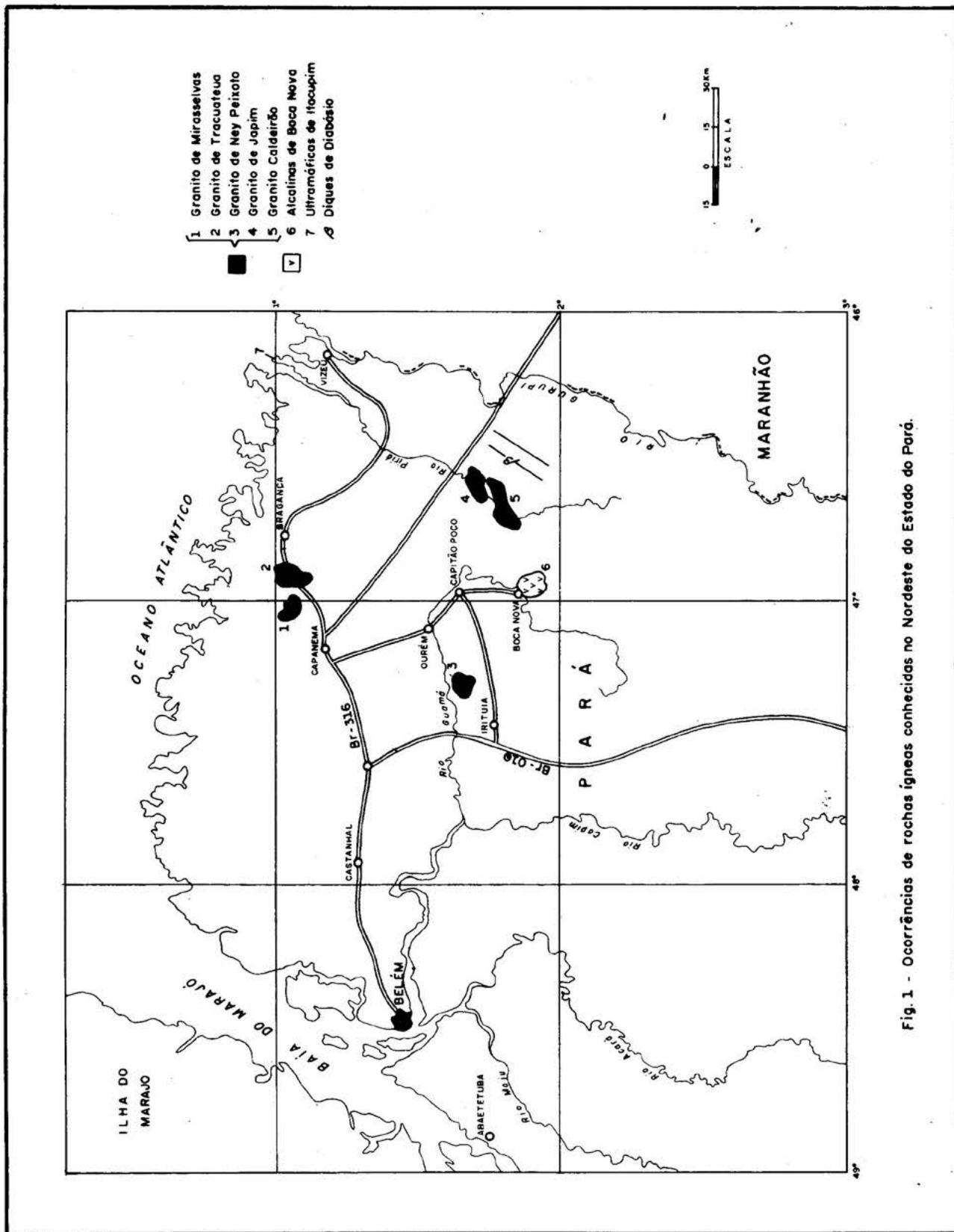


Fig. 1 - Ocorrências de rochas ígneas conhecidas no Nordeste do Estado do Pará.

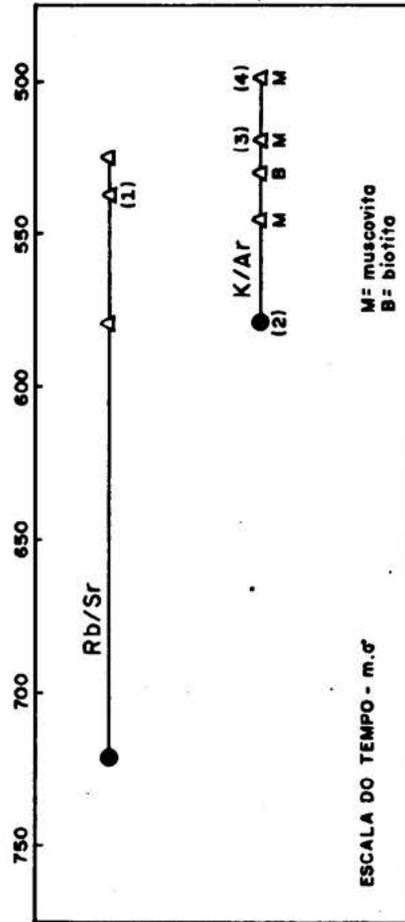


Fig. 2 - Idades radiométricas de intrusões ígneas localizadas na Bocá do Guamá, Estado do Pará.

● ALCALINAS DE BOCA NOVA Δ GRANITO NEY PEIXOTO
 (1) HURLEY, et alii, 1968; (2) JOÃO, 1980; (3) ALMEIDA, et alii, 1968; (4) HURLEY, et alii, 1967

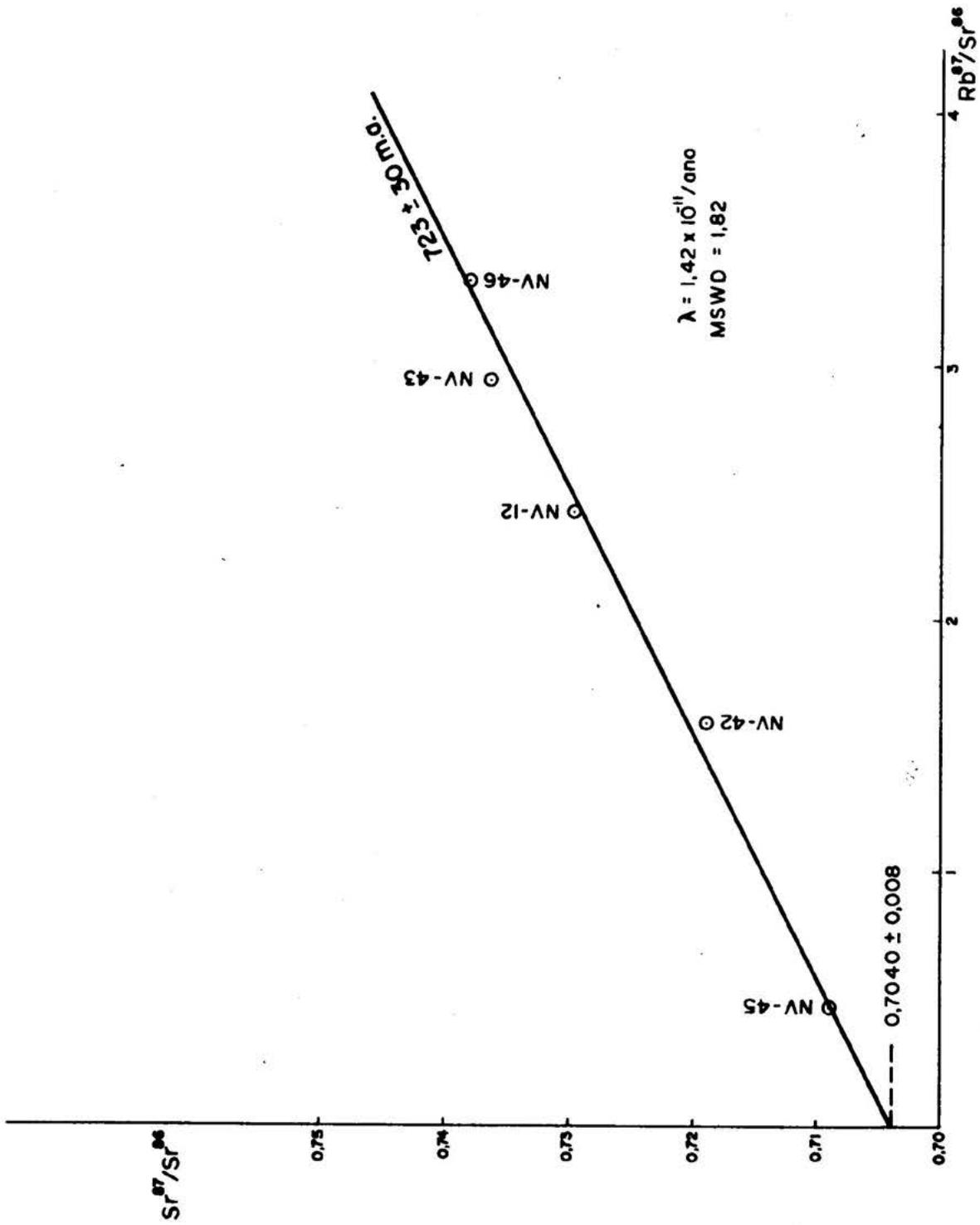


FIG. 3 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO PARA OS NEFELINA-SIENITO GNAISSES DE BOCA NOVA, CAPITÃO POÇO, ESTADO DO PARÁ.

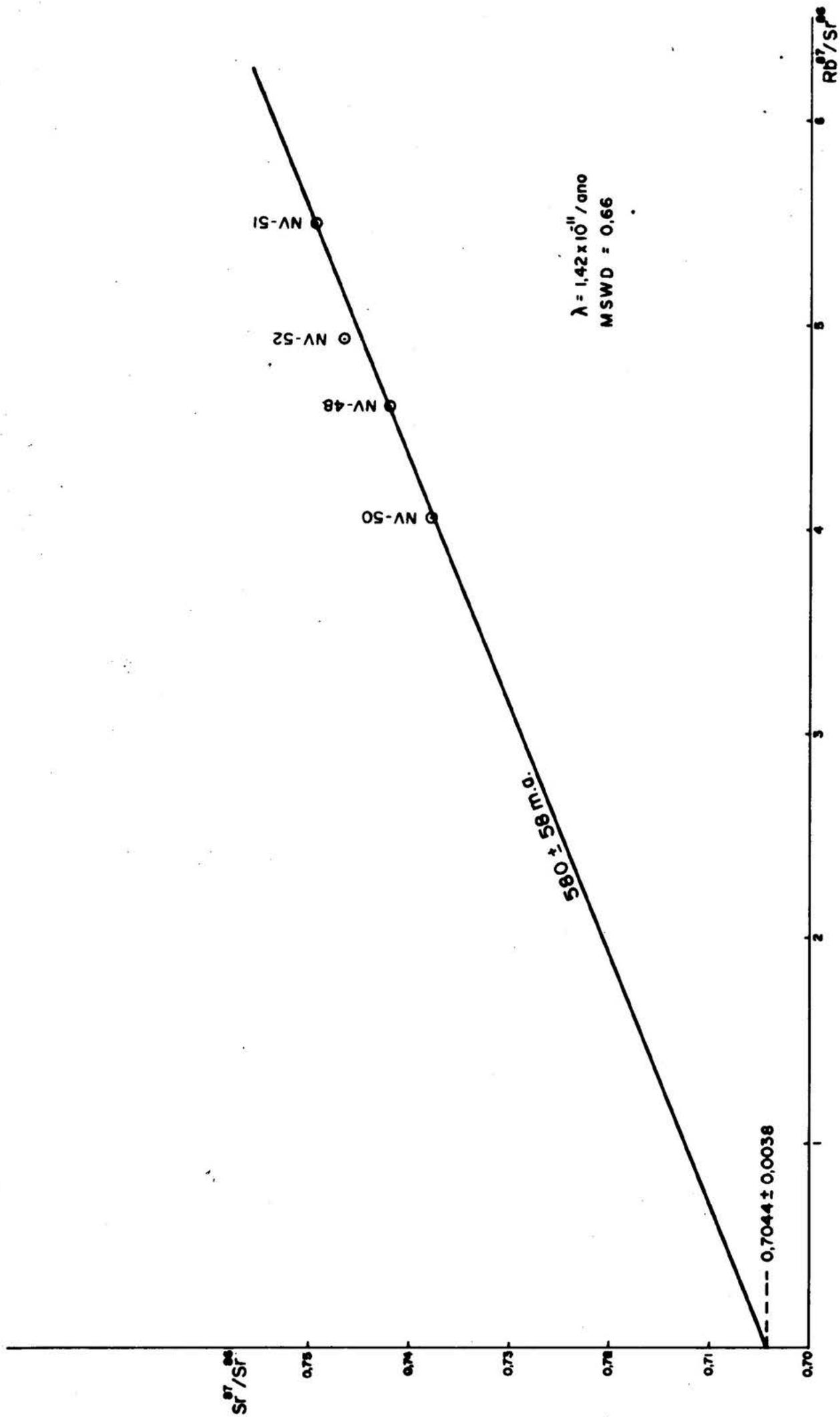


FIG. 4 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO PARA O GRANITO NEY PEIXOTO, OURÉM, ESTADO DO PARÁ.

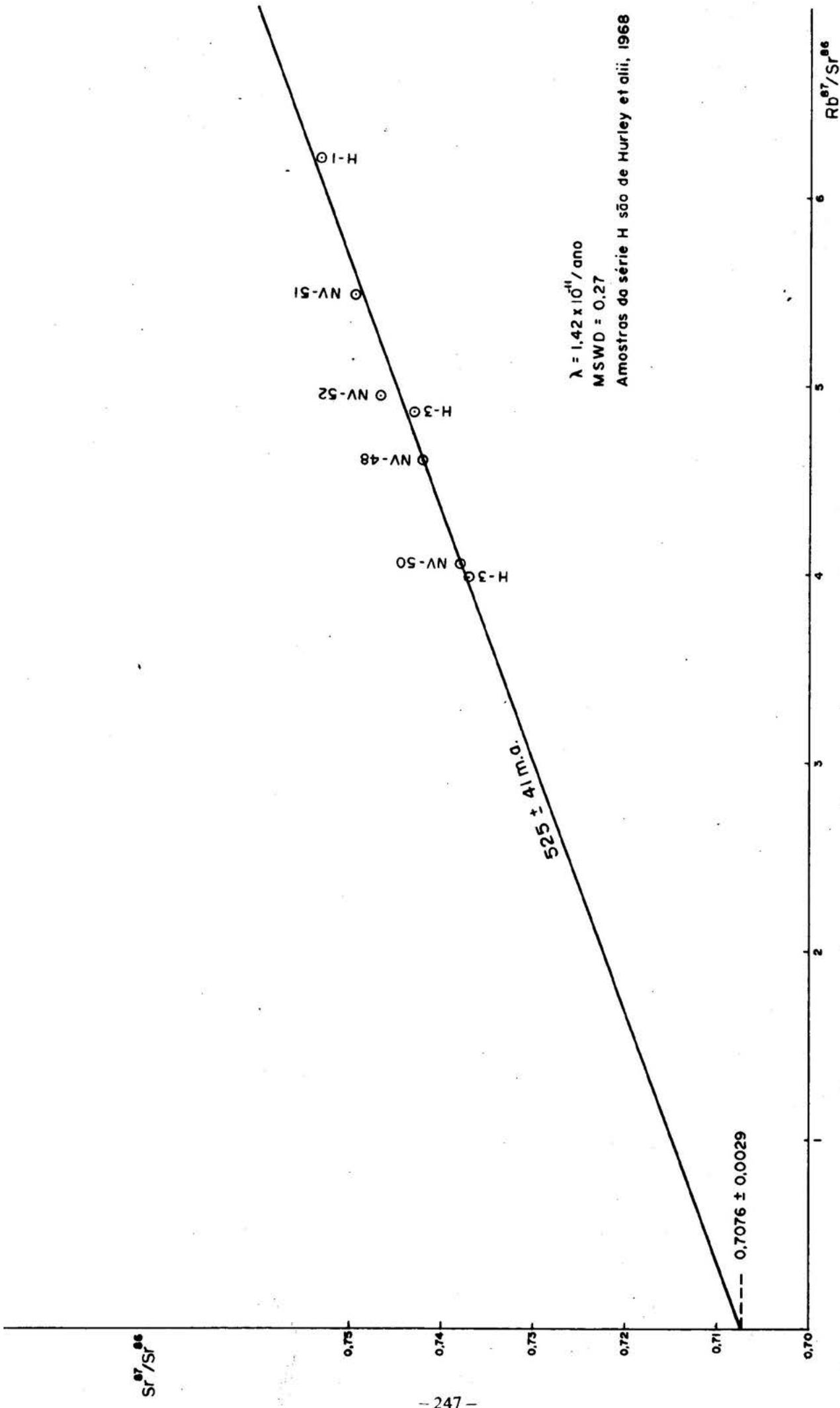


FIG.5- DIAGRAMA ISOCRÔNICO PARA O GRANITO DE NEY PEIXOTO, OURÉM, ESTADO DO PARÁ, INCORPORANDO DADOS DE HURLEY et alii, 1968 (amostras da série H).

SEÇÕES TÉCNICAS

GEOFÍSICA

MEDIDAS DE CONDUTIVIDADE TÉRMICA DOS PRINCIPAIS TIPOS DE SOLO DO ESTADO DO AMAZONAS

Rutênio Luiz Castro de Araújo

DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS DA FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE DO AMAZONAS

ABSTRACT

Thermal conductivity measurements were done with about one hundred samples of soil from the Amazon State.

The results show that the values vary from 1,3 to 3,4 m cal/cm seg °C. The measurements were done by the steady state method using the apparatus of the dividid-bar.

Such results came be used mainly the to calculate the terrestri al heat flow of the Amazone state and also determine the behaviour of the heat conduction of the Amazone's soil.

RESUMO

Medida de condutividade térmica foram realizadas em cerca de cem amostras de solo da região compreendida no Estado do Amazonas.

Os resultados mostram que os valores variam de 1,3 a 3,4 m cal /cm seg °C. As medidas foram realizadas segundo o método do estado estacionário, utilizando-se o aparato de barra-dividida.

Tais resultados podem ser utilizados para o cálculo do fluxo térmico terrestre no Estado do Amazonas, e adicionalmente, definir o comportamento da condução do calor no solo Amazônico.

INTRODUÇÃO

As medidas de condutividade térmica constituem um importante parâmetro geofísico, capaz de prover informações vitais para o comportamento da energia térmica no solo.

Dado ao fato de que no Estado do Amazonas ainda ser comum a atividade de queimada em áreas de plantio, adicionando, assim, mensurável porção de calor ao solo, torna-se, portanto, de fundamental interesse a realização de medidas de condutividade térmica nos diferentes tipos de solo da região em estudo.

Sendo o fluxo térmico terrestre o produto dos valores referentes ao gradiente geotérmico e condutividade térmica, os resultados deste trabalho de pesquisa podem ser, também, utilizados para o cálculo do fluxo geotermal que aflora na superfície da área em questão, diminuindo, assim, a grande lacuna de dados geotérmicos na região norte do nosso país.

Não tem este trabalho a pretensão de definir os valores da condutividade térmica para todos os tipos de solo do Estado do Amazonas. Entretanto, pretende-se estabelecer a variação dos valores desse parâmetro geofísico, abrangendo o maior volume de amostragem que nos foi possível obter e, assim, proporcionar uma fonte de orientação ou

de comparação para trabalhos posteriores dessa ordem, em áreas mais limitadas. Portanto, nossa intenção é, apenas, obter valores da condutividade térmica dos principais tipos de solo deste Estado, a fim de observar o comportamento geral na área de estudo.

MEDIDAS DE CONDUTIVIDADE TÉRMICA

As medidas de condutividade térmica podem ser realizadas utilizando-se o método do estado transitório ou o método do estado estacionário. Este foi o método empregado neste trabalho.

O equipamento de medida emprega banhos termostáticos e termopares, espaçados regularmente ao longo da coluna formada por dois cilindros de latão de dez centímetros de comprimento, discos padrões e discos de cobre, dispostos segundo a figura (1).

O funcionamento do sistema é o seguinte: os circuladores termostáticos, com precisão de $\pm 0,01$ °C, fazem passar um fluxo de água destilada, a uma certa temperatura, através dos reservatórios situados numa das extremidades de cada um dos cilindros de latão. Geralmente, a temperatura do cilindro situado na extremidade superior da coluna é 10°C superior à do cilindro colocado na base, a fim de reduzir o movimento convectivo do ar circundante. As superfícies polidas dos discos e das barras são untadas com graxa de silicone para reduzir a resistência térmica de contato.

Após se atingir o estado estacionário, que demora aproximadamente quinze minutos para cada medida, a diferença de temperatura estabelece um fluxo de calor Q constante, através da coluna da figura (1), dado por:

$$Q = \lambda_{ps} \frac{(T_1 - T_2)}{D_{ps}} = \lambda_A \frac{(T_2 - T_3)}{D_A} = \lambda_{pi} \frac{(T_3 - T_4)}{D_{pi}} \dots\dots\dots (1)$$

sendo;

- λ_{ps} - condutividade térmica do disco padrão superior
- λ_{pi} - condutividade térmica do disco padrão inferior
- λ_A - condutividade térmica da amostra analisada
- D_{ps} - espessura do disco padrão superior
- D_{pi} - espessura do disco padrão inferior
- D_A - espessura da amostra analisada
- $(T_1 - T_2)$ - diferença de temperatura entre as superfícies superior e inferior do disco padrão superior.
- $(T_2 - T_3)$ - diferença de temperatura entre as superfícies superior e inferior da amostra analisada
- $(T_3 - T_4)$ - diferença de temperatura entre as superfícies superior e inferior do disco padrão inferior

A condutividade térmica da amostra é calculada, usando-se uma das seguintes equações:

$$\lambda_A = \lambda_{ps} \frac{D_A}{D_{ps}} \frac{(T_1 - T_2)}{T_2 - T_3} \dots\dots\dots (2)$$

ou

$$\lambda_A = \lambda_{pi} \frac{D_A}{D_{pi}} \frac{(T_3 - T_4)}{T_2 - T_3} \dots\dots\dots (3)$$

A perda de calor do sistema é reduzida, introduzindo-se o equipamento, com exceção dos banhos termostáticos, em uma caixa de material isolante e preenchendo-se os espaços internos com algodão, evitando-se, assim, a formação de células de convecção de ar.

PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Durante a execução do presente trabalho de pesquisa, foram coletadas

tadas cerca de cem amostras de solo, em quatorze regiões distintas na área compreendida do Estado do Amazonas. A disposição dessas regiões é dada na figura (2), onde pode-se observar a excelente representatividade do material amostrado.

As amostras foram retiradas de regiões com vegetação intensa, na profundidade de 50 (cincoenta) centímetros.

Em base na análise física do solo coletado, este foi dividido em três categorias distintas (ver tabela 1).

Antes de realizarem-se as medidas de condutividade térmica, as amostras foram inseridas em uma estufa à temperatura de 100°C, por um período de cerca de doze horas, e, posteriormente, adicionou-se 10% de seu volume de água destilada, tomando-se bastante cuidado para obter-se uma mistura homogênea.

RESULTADOS OBTIDOS

No presente trabalho de pesquisa foram realizadas cento e oitenta e seis medidas de condutividade térmica em noventa e três amostras de solo do Estado do Amazonas, portanto, para cada amostra foram realizadas duas medidas.

Antes de se realizar as medidas, as superfícies planas dos discos foram untadas com graxa de silicone, a fim de evitar a presença de ar nos interstícios existentes entre os mesmos, o que reduz o valor da condutividade térmica obtida da amostra.

A adição de água, correspondente a 10% do seu volume, também tem como objetivo a eliminação de moléculas de ar nos interstícios do material a ser medido, como, adicionalmente, tentar reproduzir as condições "in situ", embora a pressão não possa ser simulada.

A tabela 2 mostra os valores obtidos, em laboratório, correspondentes aos três tipos, distintos, de solo. Tais valores representam a média das duas medidas realizadas.

DISCUSSÃO

Os resultados das medidas de condutividade térmica mostram uma boa concordância entre solos do mesmo tipo, entretanto, há variações substanciais entre solos de tipos distintos. Tal variação deve-se, somente, à diferença na composição dos mesmos.

Fato interessante que deve ser ressaltado é que quanto maior a porcentagem de argila no solo, maior apresenta-se o valor da condutividade térmica, o que implica em um transporte mais eficiente de calor. Essa consideração torna-se de suma importância para a área em questão, pelos seguintes aspectos:

- a - sendo que na área em estudo ocorre, com frequência, atividades de queimada, nas regiões destinadas a agricultura, deve-se ter mensurável cuidado com aquelas em que há elevado teor de argila, pois com a adição de calor no solo, e este sendo um bom transportador de energia térmica, poderá transportar essa energia para as áreas circunvizinhas, podendo, assim, prejudicar possíveis plantações existentes. Dessa forma, em tais regiões argilosas, a energia térmica se transmite para áreas adjacentes, também, e com bastante eficiência, pelo próprio solo;
- b - cuidados especiais devem ser tomados quanto ao desmatamento irracional em regiões argilosas. Sem a cobertura vegetal, protetora natural do solo, a energia térmica irradiada do sol atinge diretamente o solo e este, sendo preponderantemente argiloso, transporta as ondas de temperatura para a circunvizinhança. Dessa forma, o desequilíbrio ecológico não se restringe, apenas, à área desmatada, pois que haverá mudanças substanciais nas variações diurnas e sazonais da temperatura, implicando, portanto, em aumento da temperatura média anual da referida área. Tendo o Estado do Amazonas uma temperatura média anual já elevada, qualquer acréscimo

desse valor trará, certamente, consequências irreparáveis para o meio ambiente.

Outro fato que deve ser observado é que os valores de condutividade térmica obtidos, atingem valores da ordem e superiores a de certos tipos de rochas, como por exemplo os das rochas alcalinas. Isto mostra evidentemente, a eficiência no transporte de calor na região em estudo, a qual é, preponderantemente, sedimentar.

Os valores medidos da condutividade térmica podem ser utilizados para o cálculo do fluxo térmico terrestre no Estado do Amazonas.

CONCLUSÕES

As conclusões concernentes às medidas de condutividade térmica dos principais tipos de solo do Estado do Amazonas são:

- a - os valores obtidos, para os três diferentes tipos de solo variam de 1,3 a 3,4 m cal/cm seg °C (ver tabela 3);
- b - os valores constantes na tabela 3 podem ser considerados e levados, se comparados com diferentes tipos de rochas;
- c - os valores mais elevados de condutividade térmica foram medidos em solos argilosos;
- d - cuidados especiais devem ser tomados quanto às atividades de queimadas e de desmatamento em regiões com elevado teor de argila;
- e - em regiões argilosas que ocorra atividade irracional de desmatamento, poderá implicar em um aumento da temperatura média anual;
- f - os valores da tabela 3 podem ser utilizados para o cálculo do fluxo térmico terrestre no Estado do Amazonas.

AGRADECIMENTOS

Desejamos externar nossos sinceros agradecimentos:

À minha esposa, pelo constante incentivo às nossas atividades profissionais.

A Universidade do Amazonas, pela ajuda proporcionada.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq - pelo suporte financeiro deste trabalho.

Ao Dr. Samir Nahass, pelo constante incentivo às atividades de pesquisa na área das Geociências e a nós, em particular.

Ao Dr. Augusto Cesar Bittencourt Pires, pelo apoio valoroso que vem proporcionando à pesquisa na região amazônica.

À quarta Divisão de Levantamento do Exército, pelo valoroso auxílio prestado.

Ao Dr. Ubirajara Boechat Lopes, pelas análises físicas realizadas e o incentivo a este trabalho.

A todos que colaboraram direta ou indiretamente para que este trabalho se tornasse possível.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- Araújo, R.L.C. - 1980 - Pesquisa Geotermal na Chaminé alcalina de Poços de Caldas, Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, V.2, 1059 - 1074.
- Birch, F. and Clarck Jr., S. - 1940 - The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition, Am. J. Sci., 238, 529 - 558, 613 - 635.
- Diment, W.H. and Robertson, E.C. - 1963 - Temperature, thermal conductivity, and heatflow in a drilled hole near Oak Ridge, Tennessee, Journal of Geophysical Research, V.68, nº 17, 5035 - 5047.

TABELA: 1

TIPO DE SOLO	TEOR (%)			COR	NÚMERO DE AMOSTRAS	ESTAÇÕES
	ARGILA	SILTE	AREIA			
A	43	9	48	VERMELHA	23	2;5;8;11
B	2	7	91	BRANCA	41	4;6;7;9;13;14
C	80	4	6	AMARELA	29	1;3;10;12

TABELA: 3

TIPO DE SOLO	CONDUTIVIDADE TÉRMICA (m cal/cm seg °C)
A	2,1 ± 0,2
B	1,3 ± 0,3
C	3,4 ± 0,3

TABELA: 2

CONDUTIVIDADE TÉRMICA (m cal/cm seg °C)		
SOLO TIPO <u>A</u>	SOLO TIPO <u>B</u>	SOLO TIPO <u>C</u>
2,3	1,0	3,9
2,1	1,2	3,7
2,3	1,0	3,4
2,0	0,6	3,6
1,9	1,2	3,0
2,2	1,3	3,3
2,3	1,3	3,2
2,1	1,3	3,4
1,8	1,6	2,9
2,3	1,3	3,3
1,7	1,8	3,5
2,1	1,1	3,7
2,2	1,3	3,2
2,2	1,5	3,0
2,4	0,6	3,7
2,2	1,3	3,3
1,8	1,5	3,1
2,1	0,9	3,6
2,2	0,8	3,1
2,1	1,3	3,5
1,8	1,2	3,6
2,2	1,3	3,2
1,9	1,7	3,0
	1,1	3,3
	1,6	3,6
	1,2	3,6
	1,4	3,3
	1,9	3,5
	1,2	3,3
	1,7	
	1,3	
	0,9	
	1,6	
	1,2	
	0,9	
	1,3	
	1,1	
	1,2	
	1,6	
	1,0	
	1,3	

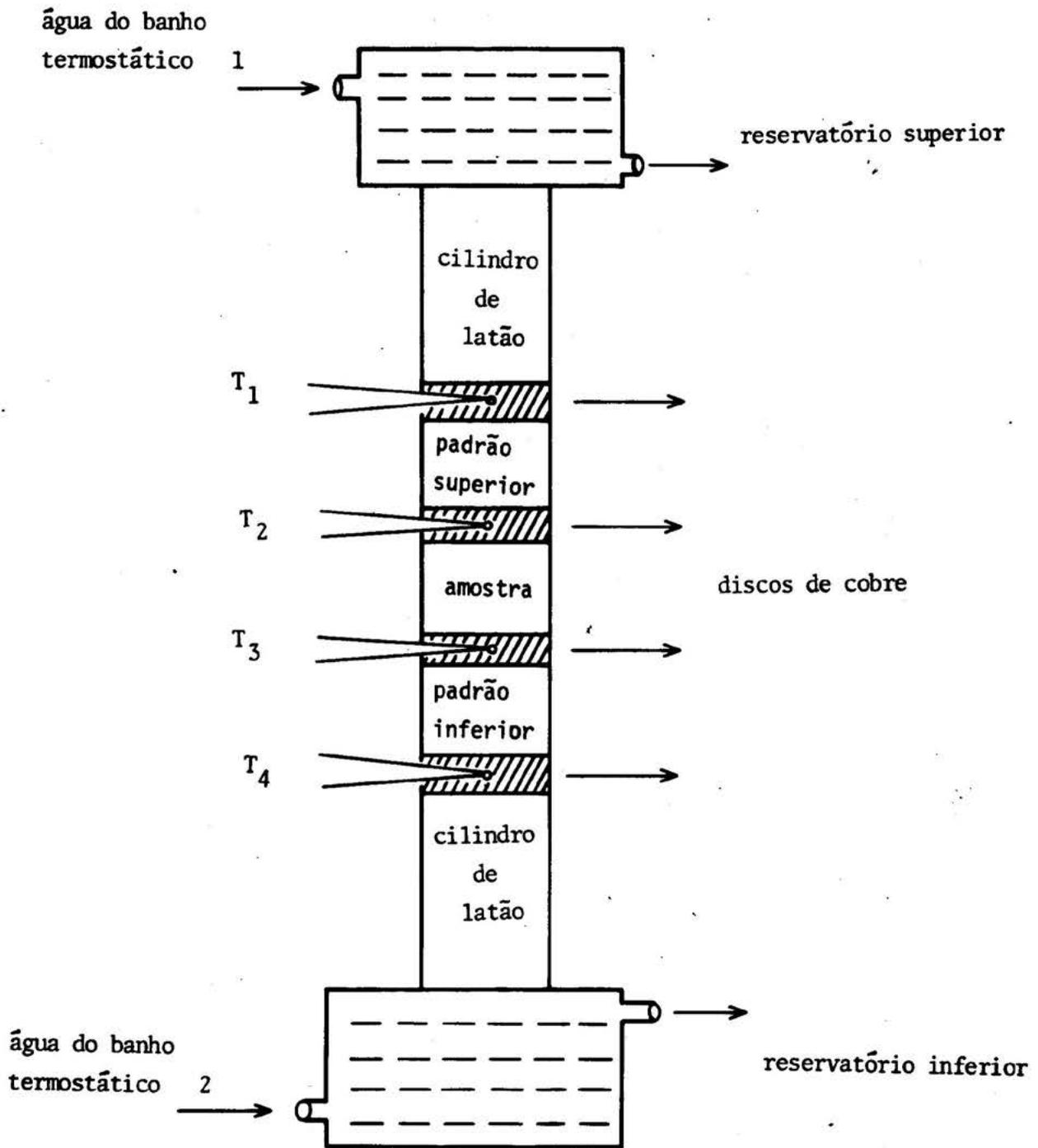
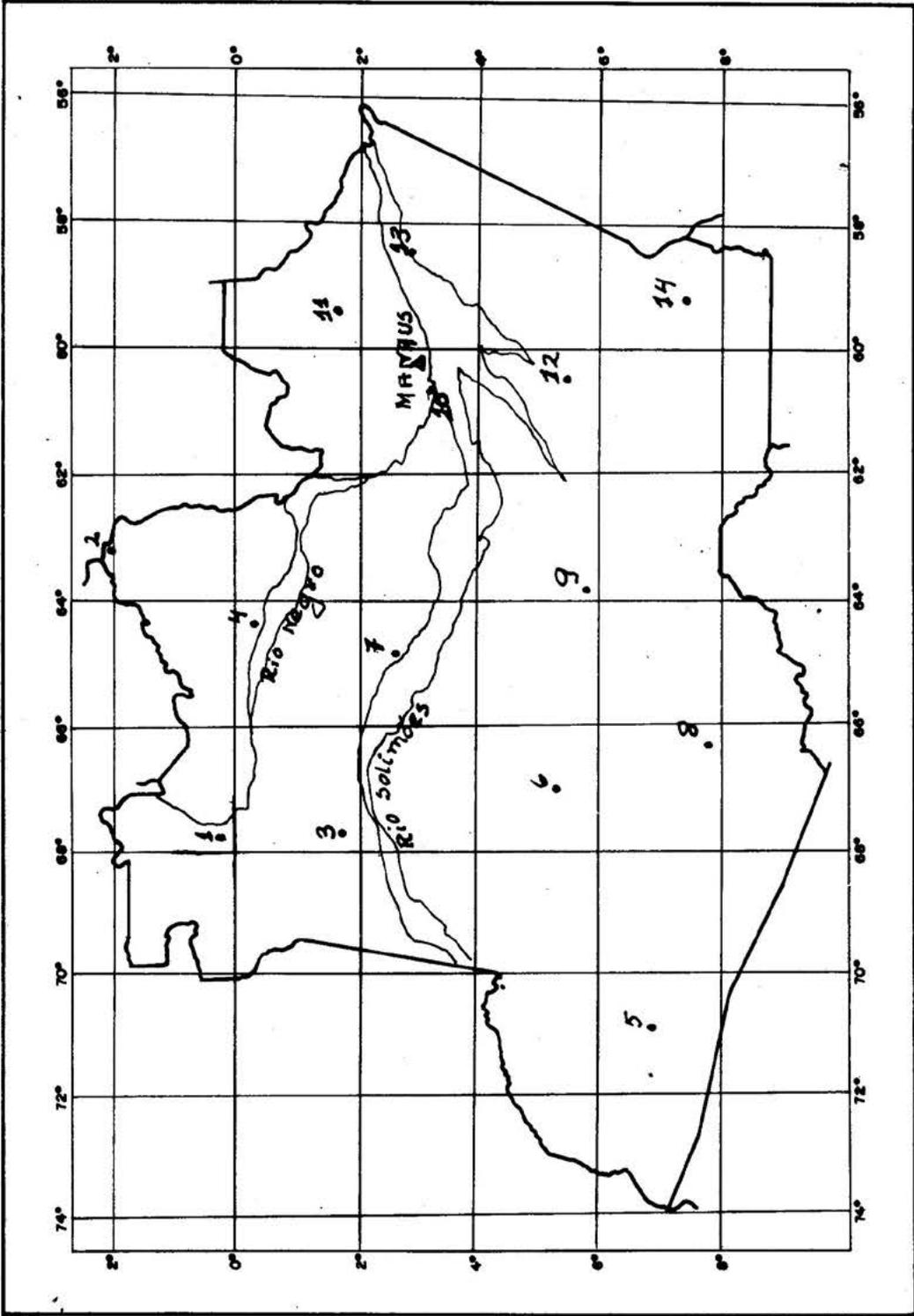


Fig. 1 : Dispositivo de barra dividida

Fig. 2



FEIÇÕES GEOLÓGICAS E MAGNETOMÉTRICAS DA REGIÃO DO BAIXO ARAGUAIA

Raimundo Wilson Santos Silva*

José Haroldo da Silva Sá**

* COMPANHIA BAIANA DE PESQUISA MINERAL - CBPM/Salvador - SME - BA

** SECRETARIA DE MINAS E ENERGIA - SME / Salvador

ABSTRACT

The aeromagnetic maps from southeast Amazon region in Araguaia river valley ($5^{\circ}00'$ - $9^{\circ}00'$ and $48^{\circ}00'$ - $49^{\circ}30'$) are interpreted on basis in the geological information of this area. The magnetic patterns of aeromagnetic contours are related with the regional distribution of rock types. By the recognition of such patterns and relative intensities geological and structural inferences are made.

INTRODUÇÃO

A área de estudo está delimitada pelos paralelos $5^{\circ}00'$ e $9^{\circ}00'$ de latitude sul e os meridianos $48^{\circ}00'$ e $49^{\circ}30'$ de longitude oeste, abrangendo a bacia de drenagem do baixo curso do rio Araguaia (Figura 1).

Com exceção de algumas áreas relativamente restritas, o atual conhecimento sobre a geologia da região abordada ainda permanece a um nível de escala regional. Os levantamentos aeromagnéticos que cobriram partes das regiões sul do Pará e norte de Goiás trouxeram novos elementos de informação, constituindo-se num importante instrumento de trabalho interpretativo a partir do cotejo de feições aeromagnéticas e geológico-tectônicas.

Os dados geofísicos são originários do Projeto Geofísico Brasil-Canadá (BRASIL/DNPM, 1979), os quais estão apresentados sob a forma de mapas de contorno da intensidade da componente total do campo geomagnético na escala de 1:250.000. Os trabalhos de interpretação magnética e integração dos dados disponíveis, objeto deste artigo, foram efetuados na escala básica do mapa original com posterior redução e compatibilização para a escala 1:1.000.000.

Objetivamente procurou-se de uma forma interpretativa, a caracterização dos domínios magnéticos e suas correlações em caráter litológico-estrutural com as unidades geotectônicas e suas subunidades. Procurou-se também, de uma forma sistemática, identificar e posicionar as principais feições magnéticas anômalas particulares, algumas delas geologicamente correlacionadas a corpos de natureza magnética, já conhecidos. De uma forma comparativa de similaridades de padrões magnéticos e de ambiência geológica buscou-se inferir a natureza das prováveis fontes causadoras das anomalias magnéticas.

GEOLOGIA

A área investigada compreende partes de 3 domínios geotectônicos: uma porção da borda leste da província estrutural do Tapajós, o segmento norte da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia e parte da borda oeste da sinéclese do Parnaíba (Figura 1).

A província estrutural do Tapajós (Almeida et. al., 1981) ocupa a parte noroeste-oeste da área e corresponde a terrenos cratônicos constituídos de gnaiesses e migmatitos, seqüências metassedimentares e metavulcânicas, corpos granitói

des e rochas básicas e ultrabásicas. Neste domínio as direções estruturais predominantes são NEE e NW, e as datações geocronológicas indicam uma evolução políclica do Arqueano ao Proterozóico Inferior (Projeto RADAM, 1974).

O segmento norte da faixa orogênica Paraguai-Araguaia constitui-se de uma ampla seqüência de metassedimentos, contendo corpos básicos e ultrabásicos, estruturada segundo a direção aproximadamente meridiana. Limita-se a oeste com a área cratônica do Tapajós e a leste com a sinéclese do Parnaíba. Exibe um padrão metamórfico com graus crescentes de oeste para leste, desde rochas anquimamórficas até xistos da facies anfíbolito, estes parcialmente cobertos pelos sedimentos da sinéclese do Parnaíba.

As rochas do domínio da faixa orogênica foram incluídas no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu, 1978) subdividido nos Grupos Estrondo e Tocantins. O Grupo Estrondo corresponde a metamorfitos da facies anfíbolito, constituídos principalmente de micaxistos, xistos feldspáticos, quartzitos e anfíbolitos.

O Grupo Tocantins compreende as formações Pequizeiro e Couto Magalhães que também constituem-se de metassedimentos com rochas básicas e ultrabásicas associadas. As rochas da Formação Pequizeiro apresentam-se metamorfizadas predominantemente na facies xistos verdes e as da Formação Couto Magalhães são de mais baixo grau, representadas principalmente por ardósias, metarenitos e sedimentos anquimamórficos que cobrem o complexo gnáissico-migmatítico da área cratônica.

No Grupo Tocantins, principalmente na área de ocorrência da Formação Couto Magalhães, são frequentes os corpos de rochas ultrabásicas-básicas, quase sempre transformadas em serpentinitos e talcoxistos. Esses corpos têm dimensões muito variáveis, podendo atingir até várias dezenas de quilômetros de extensão como os da serra do Tapa, serra de São José e Quatipurú. De um modo geral tendem a uma orientação mais ou menos alinhada com as estruturas regionais e seus contatos são, na maioria das vezes, de natureza tectônica.

No domínio do Grupo Estrondo são conhecidas pelo menos seis estruturas do tipo braquianticlinal, em cujos núcleos afloram rochas gnáissicas migmatíticas, com padrões petrográficos e geocronológicos correlativos com a área cratônica do Tapajós (DNPM-UFPa, 1979; Sá et. al., 1980). As bordas destas estruturas são formadas por rochas do Grupo Estrondo, normalmente representadas por quartzitos, às vezes micáceos, com níveis magnetíticos, estruturalmente conformados ao redor dos núcleos de gnaiss migmatíticos. Dentre estas estruturas as mais conhecidas são as Colmeia, Lontras e Xambioá (Costa, 1980; Abreu et. al., 1980).

Na borda oeste da sinéclese do Parnaíba afloram rochas sedimentares formadas desde o Devoniano até o Jurássico, constituindo uma espessa seqüência (siltitos, argilitos e folhelhos de cores variadas; arenitos finos a médios; calcários e mar gas; conglomerados e brechas) refletindo uma ampla variação nos ambientes de sedimentação. Nas proximidades da cidade de Araguaína afloram rochas basálticas que representam o evento vulcânico que afetou a sinéclese do Parnaíba no Jurássico. No domínio da faixa orogênica encontram-se alguns "restos" de sedimentos Paleozóicos da sinéclese do Parnaíba indicando que esta unidade geotectônica teve uma extensão bem maior que os seus limites atuais.

ANÁLISE COMPARATIVA DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS

A interpretação dos dados aeromagnéticos foi conduzida visando dois pontos básicos: 1) avaliação regional da área com o estabelecimento dos grandes domínios magnéticos e suas correlações geológico-estruturais; 2) caracterização das feições magnéticas anômalas particulares, com a inferência de suas prováveis fontes. Para reduzir os problemas de ambigüidades na interpretação magnética realizada foi efetuada uma convergência de evidências obtidas nos mapas geológicos disponíveis e na interpretação de imagens de radar.

O produto final deste trabalho acha-se representado no mapa de interpretação magnética, mostrado na Figura 1, onde se expressam os pontos básicos objetivados. Um fundo geológico foi imposto à Figura 1, para melhor visualização comparativa entre a interpretação magnética efetuada e o quadro geológico da área.

Domínios Magnéticos

Para a delimitação dos grandes domínios magnéticos, interpretados a partir dos mapas de contorno de intensidade magnética, foram considerados como principais parâmetros:

- relevo magnético: variação na textura dos padrões das curvas de contorno; gradiente regional; amplitude e frequência das anomalias; tamanho das anomalias e conformação das curvas de contorno.
- nível geral de intensidade do campo magnético.
- correlação de direção de tendência de anomalias em diferentes zona da área estudada.

A análise de tais parâmetros permitiu identificar na área 3 grandes domínios magnéticos denominados de CT, FO e SP, perfeitamente correlacionáveis respectivamente, às unidades geotectônicas, representadas pela área cratônica do Tapajós, faixa orogênica Paraguai-Araguaia e sinéclese do Parnaíba

Domínio CT: Este domínio ocupa a parte oeste-noroeste da área estudada (Figura 1). O seu relevo magnético é bastante ativo com uma considerável incidência de anomalias locais, caracterizadas por estarem alongadas segundo a direção aproximada este-oeste, por possuírem pequenos comprimentos de onda, refletindo gradientes altos devido as suas intensidades pico a pico. A linearidade evidenciada pela magnetometria é perfeitamente admitida como devido à configuração estrutural das unidades componentes da área cratônica do Tapajós. Fica evidente a correlação deste domínio magnético com a exposição desta unidade geotectônica (Figura 1). A Figura 2 mostra o contraste de padrões magnéticos entre este domínio e o domínio FO.

Domínio FO: Este domínio é o de maior representatividade na área, dispendo-se na sua parte central ao longo de todo o seu eixo norte-sul (Figura 1). Regionalmente se caracteriza por apresentar um relevo magnético pouco ativo, notadamente na sua parte norte e pela tendência de linearidade dos corpos magnéticos anômalos segundo norte-sul aproximadamente. Mostra-se perfeitamente correlacionável com a área de existência da faixa orogênica Paraguai-Araguaia, no segmento norte.

Neste domínio foi possível distinguir 5 sub-domínios, enumerados FO-1, FO-2, FO-3, FO-4 e FO-5, caracterizados pelas variações nas texturas dos padrões das curvas de contorno, estando os mesmos delineados na Figura 1.

O sub-domínio FO-1 localiza-se na parte mais oeste da faixa orogênica. Apresenta características mais magnéticas do que os outros sub-domínios, refletidas pelo relevo magnético mais ativo e por inserir feições magnéticas anômalas com intensidades elevadas e frequências altas, mostrando uma tendência de linearidade dos corpos magnéticos segundo norte-sul aproximadamente. Dois núcleos pouco magnético ocorrem na parte oeste deste sub-domínio. Este sub-domínio magnético se correlaciona com a porção oeste da Formação Couto Magalhães (Figura 1).

O sub-domínio FO-2 possui aproximadamente as mesmas características magnéticas do sub-domínio FO-1, porém regionalmente apresenta um relevo magnético mais suave do que este e mostra uma incidência menor de feições magnéticas anômalas. Este sub-domínio mostra uma correlação com a porção leste da área de exposição da Formação Couto Magalhães (Figura 1).

O sub-domínio FO-3 apresenta características magnéticas similares aquelas do sub-domínio FO-2, porém apresenta um gradiente magnético regional mais suave, incidência menor de feições magnéticas anômalas com pequeno comprimento de onda. Este sub-domínio está contido na área de exposição da Formação Pequizeiro.

O sub-domínio FO-4 a rigor é o que se apresenta com características magnéticas menos intensas dentro do domínio FO, bastante evidenciadas por apresentar um gradiente regional suave, com relevo magnético muito pouco ativo, com reduzidas ocorrências de feições magnéticas anômalas, principalmente daquelas que refletem fontes rasas. Na parte norte, este sub-domínio mostra uma ausência total de feições magnéticas anômalas. Como pode ser visto na Figura 1, este sub-domínio engloba na sua parte central uma zona mais magnética, representada pelo sub-domínio FO-3. O sub-domínio FO-4 é perfeitamente correlacionável com a Formação Pequizeiro.

O sub-domínio FO-5 mostra-se também com relêvo magnético suave, onde se destacam variações sutis na textura dos padrões magnéticos, apresentando feições magnéticas anômalas, normalmente com intensidade fraca, orientadas aproximadamente segundo a direção norte-sul e também dispostas em forma de cinturões (Figura 1). O sub-domínio FO-5 é perfeitamente correlacionável à área de exposição do Grupo Estrondo. A Figura 3 mostra os diferentes padrões magnéticos entre os sub-domínios FO-4, FO-5 e o domínio SP.

Domínio SP: Este domínio tem a sua representação na porção leste da área estudada (Figura 1). O seu relêvo magnético mostra-se pouco ativo, e o gradiente regional é o mais suave da área. Observa-se predominantemente anomalias de grande comprimento de onda, refletindo fontes profundas. Localmente há uma grande incidência de feições magnéticas anômalas com pequeno comprimento de onda e alta intensidade, notadamente na porção centro-leste do domínio. Este domínio se correlaciona com a área de exposição das unidades pertencentes a sinéclese do Parnaíba.

No domínio SP podemos caracterizar 4 sub-domínios magnéticos os quais estão delineados na Figura 1. Com exceção do sub-domínio SP-3, todos os outros mostram-se com características predominantemente não magnéticas, sendo as diferenciações entre eles feita basicamente através de conformação das curvas de contorno e gradientes magnéticos locais, refletidos pelas características das feições magnéticas anômalas particulares. Caracteristicamente o sub-domínio SP-2 mostra anomalias de grande comprimento de onda e o sub-domínio SP-3 contém anomalias de pequeno comprimento de onda e de uma forma bastante incidente.

Feições Magnéticas Anômalas

Várias feições magnéticas anômalas, particulares, podem ser ressaltadas na área. Na área do domínio magnético CT as anomalias magnéticas identificadas são de pequeno comprimento de onda e de amplitude pico a pico considerável.

Refletem prováveis corpos tabulares, orientados segundo a direção aproximada este-oeste, os quais podem corresponder a enclaves de corpos básicos e/ou formações ferríferas existentes no Complexo Xingú. Na área do domínio FO, sub-domínio FO-1, observa-se uma incidência muito grande de feições magnéticas anômalas com alta intensidade e frequências baixas. Refletem na sua maioria corpos de rochas básicas e ultrabásicas normalmente alinhados segundo a direção norte-sul. Algumas destas feições magnéticas, mostram correlações diretas com corpos ultrabásicos já mapeados. A Figura 4 mostra feições magnéticas anômalas associadas ao corpo ultrabásico da serra do Tapa.

No sub-domínio FO-5, as feições magnéticas anômalas mais características, são aquelas que se distribuem em forma de cinturões evidenciadas comprovadamente nas regiões de Xambioá, Lontras, Colmeia, Pé do Morro, Muricical e Brasilene, coincidentemente circundantes às estruturas braquianticlinais com núcleos gnáissico-migmatíticos. As anomalias magnéticas podem ser devidas a corpos básicos localizados nos xistos do Grupo Estrondo, bem como a quartzitos magnetíticos que circundam as estruturas.

No domínio SP as feições magnéticas anômalas mais importantes são representadas por aquelas relacionadas às rochas basálticas do sinéclese do Parnaíba. O conjunto destas feições caracteriza o sub-domínio SP-3 (Figura 5). Ainda neste domínio pode-se fazer referência a existência de anomalias com grande comprimento de ondas que provavelmente refletem o relêvo do funfo da bacia onde há altos do embasamento.

Estruturalmente, pode-se observar que os domínios magnéticos estão concordantes com a configuração espacial das unidades geotectônicas. Vários falhamentos foram inferidos por magnetometria quer por apresentarem-se magnéticos, quer por deslocarem claramente feições magnéticas características. As direções deste falhamento são preferencialmente NW-SE e NE-SW, estando perfeitamente em concordância com as direções de falhamentos gerais da área. Fica também caracterizada estruturalmente a discordância existente entre a área cratônica e a faixa de dobramentos, pelas diferentes linearidades das estruturas magnéticas dentro de cada domínio.

A interpretação dos dados magnéticos e sua integração com os elementos geológico-geotectônicos conhecidos permite as seguintes conclusões:

- A partir dos padrões magnéticos foram delineados domínios afins os quais se correlacionam, com boa aproximação, aos domínios geotectônicos da área, em relação aos seus limites estabelecidos pelos mapeamentos geológicos.
- No domínio da faixa orogênica o Grupo Estrondo foi perfeitamente delimitado a partir de suas características magnéticas (sub-domínio FO-5) podendo-se sugerir a sua continuidade norte, subjacente às coberturas Fanerozóicas. Por outro lado, na área de ocorrência do Grupo Tocantins (Formações Pequizeiro e Couto Magalhães) foram delimitados 4 sub-domínios magnéticos (FO-1, FO-2, FO-3 e FO-4) sendo os dois primeiros correlacionados à Formação Couto Magalhães e os dois últimos à Formação Pequizeiro. Com base nestes sub-domínios é sugestivo que os futuros trabalhos de mapeamento geológico considerem estas características magnéticas pelo significado litoestratigráfico que elas possam representar.
- Os corpos de rochas ultrabásicas básicas mostram uma notável resposta magnética, podendo-se, a partir da similaridade destes padrões, prever a ocorrência de vários outros corpos de mesma natureza, ainda não mapeados, sobretudo nas áreas dos sub-domínios FO-1 e FO-2.
- As estruturas tipo braquianticlinal, com núcleos gnáissico-migmatíticos, já identificados no domínio Grupo Estrondo, mostram feições magnéticas anômalas, particulares, circundando essas estruturas. A partir da constatação de configurações magnéticas similares ao longo deste domínio é sugestivo que existam mais estruturas deste tipo, ainda não reconhecidas.
- A disposição dos sub-domínios magnéticos distinguidos na sinéclese do Parnaíba concorda com a estruturação das unidades sedimentares deste domínio geotectônico. Por sua vez, o notável destaque magnético do sub-domínio SP-3 deve-se a presença de rochas basálticas (vulcanismo Jurássico) aos quais se associam feições magnéticas anômalas.

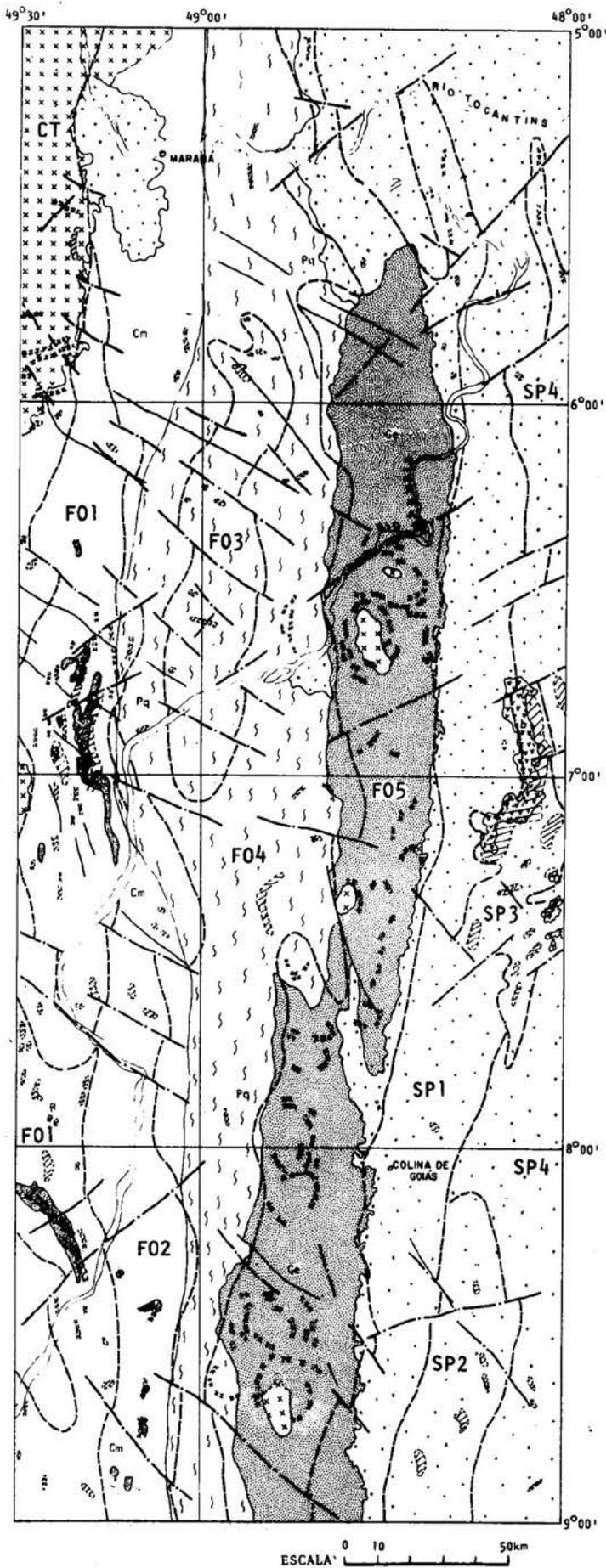
Os resultados obtidos demonstram a grande validade deste método e sua aplicação na solução de problemas geológicos quer como instrumento de confirmação quer como instrumento de previsão, devendo ser estabelecido um caráter dinâmico a trabalhos desta natureza, reanalisando os dados à medida que novas informações sejam adicionadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. - 1978 - "O Super Grupo Baixo Araguaia". An. XXX Congr. Bras. Geol., vol. 2, 539-545, Recife.
- ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. e HASUI, Y. - 1980 - "Evolução do Grupo Estrondo na Região de Xambioá-GO". An. XXXI Congr. Bras. Geol., vol. 5, 2542-2550, Camboriú-SC.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. and FUCK, R.A. - 1981 - "Brazilian Structural Provinces: An Introduction". Earth Science Reviews, 17: 1-29.
- BRASIL. DNPM. PROJETO RADAM - 1974 - "Folha SB. 22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins. Levantamento de Recursos Naturais, vol. 4, Rio de Janeiro.
- BRASIL. DNPM - 1979 - "Projeto Geofísico Brasil-Canada". Mapas de Intensidade Magnética Total (1:250.000). Folhas SC-22-X-B, SB-22-Z-D, SB-22-Z-B e SB-22-X-D.
- COSTA, J.B.S. - 1980 - "Estratigrafia da Região de Colmeia-GO". An. XXXI Congr. Bras. Geol., vol. 2, 720-725, Camboriú-SC.
- DNPM-UFPa - 1979 - "Projeto Araguaína", Relatório Final. Convênio DNPM-UFPa, 76pp. mapas, ilustr., Belém-Pará.

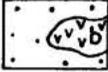
HASUI, Y; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F. F. M. e KAWASHITA, K. - 1980 - "Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. An. XXXI Congr. Bras. Geol., vol. 5, 2659 - 2676, Camboriú-SC.

SÁ, J.H.S.; CORDANI, U. e KAWASHITA, K. - 1980 - "Datações geocronológicas do Norte da Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia". XXXI Congr. Bras. Geol., Bol. 2, Resumos, Camboriú-SC.



LEGENDA

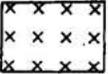
SINÉCLESE DO PARNAÍBA
(inclusive coberturas sedimentares do Terciário-Quaternário)

 b-basaltos

FAIXA OROGÊNICA PARAGUAI-ARAGUAIA

-  Formação Couto Magalhães
-  Formação Pequizeiro
-  Grupo Estrondo
-  Rochas ultrabásicas-básicas

ÁREA CRATÔNICA DO TAPAJÓS
(complexos gnáissico-migmatíticos)



-  Falhamentos
(inferidos)
-  Limites de domínios e sub-domínios magnéticos
-  Feições magnéticas anômalas

Domínios e sub-domínios magnéticos

CT
F01, F02, F03, F04, F05
SP1, SP2, SP3, SP4

Figura 1- Mapa de Integração Geológico-Geofísica

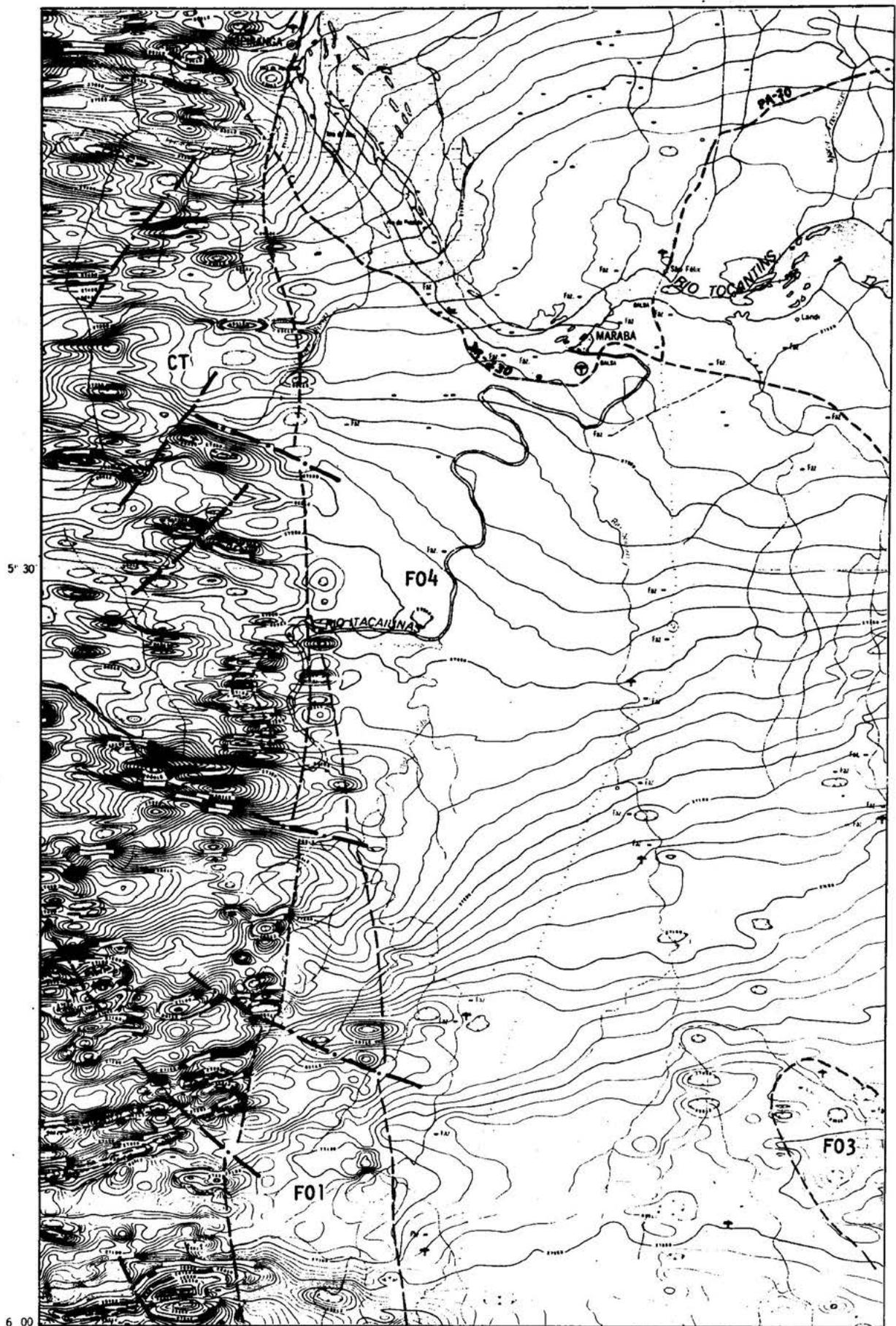


Figura 2- Padrões magnéticos distintos caracterizando os limites entre o domínio CT e o domínio FO (sub-domínios F01, F03 e F04).

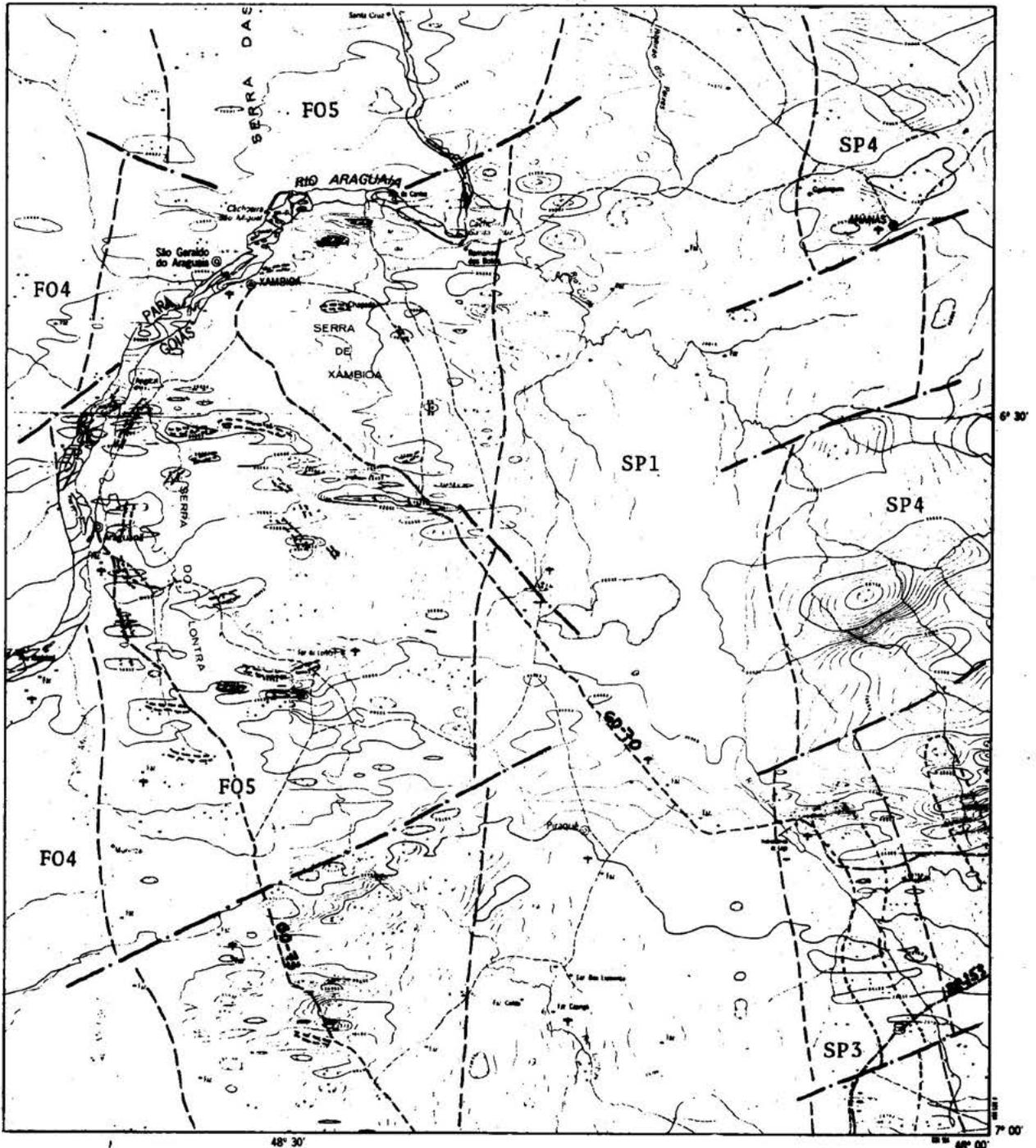


Figura 3- Padrões magnéticos distintos caracterizando os limites entre o domínio FO (sub-domínios FO4 e FO5) e o domínio SP (sub-domínios SP1, SP3 e SP4). Observe-se também as feições magnéticas anômalas relacionadas com as estruturas de Xambioá e Lontras.

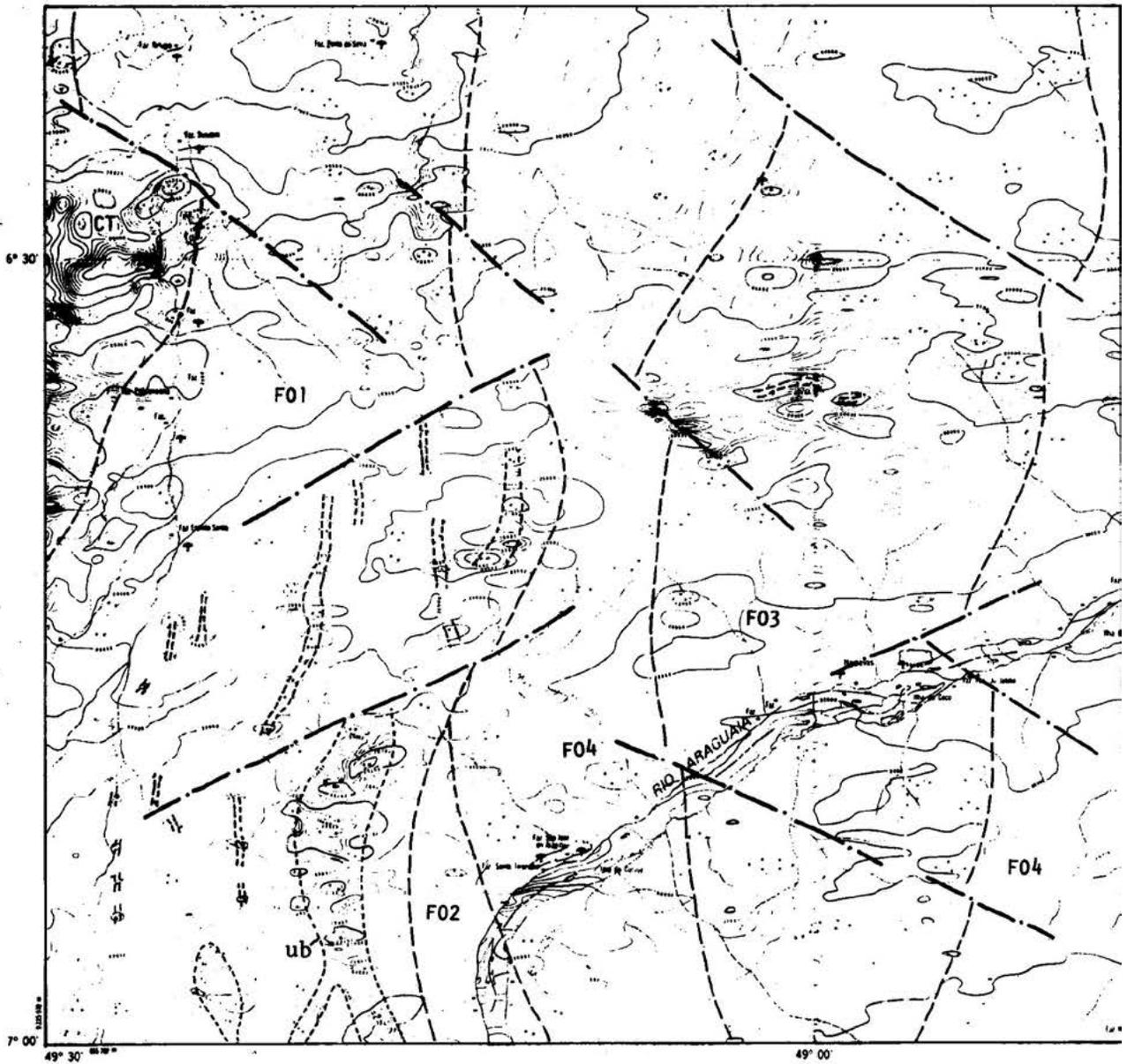


Figura 4- Feições magnéticas anômalas(ub), relacionadas ao corpo ultrabásico-básico da serra do Tapa. Observe-se também os limites entre os domínios e sub-domínios magnéticos CT, F01, F02, F03, F04.

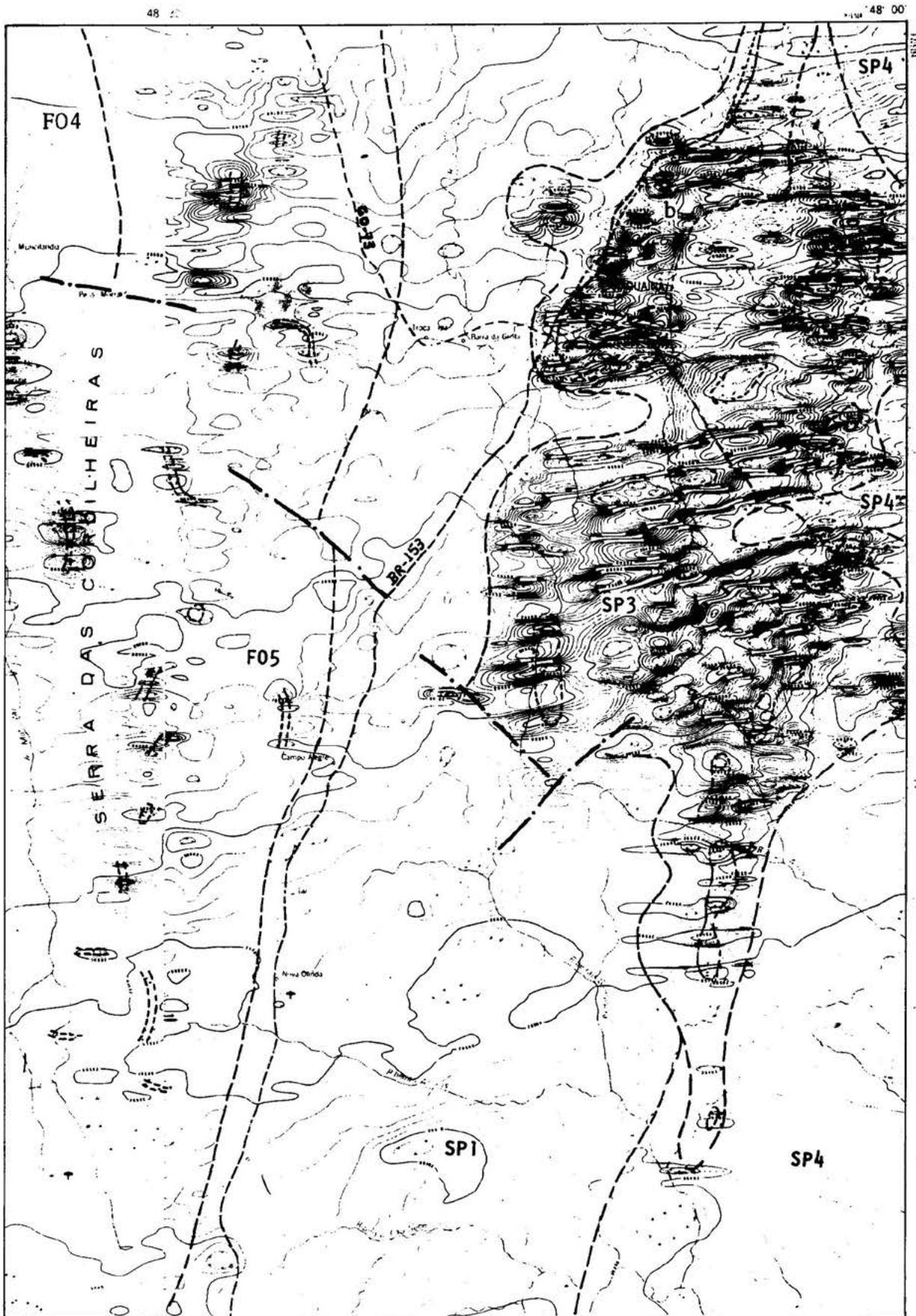


Figura 5- Padrões magnéticos distintos caracterizando os limites entre os domínios e sub-domínios FO(F04,F05) e SP(SP1, SP3,SP4). Observe-se também as notáveis feições magnéticas anômalas relacionadas com os corpos basálticos(b) da sinéclese do Parnaíba, no sub-domínio SP3.

