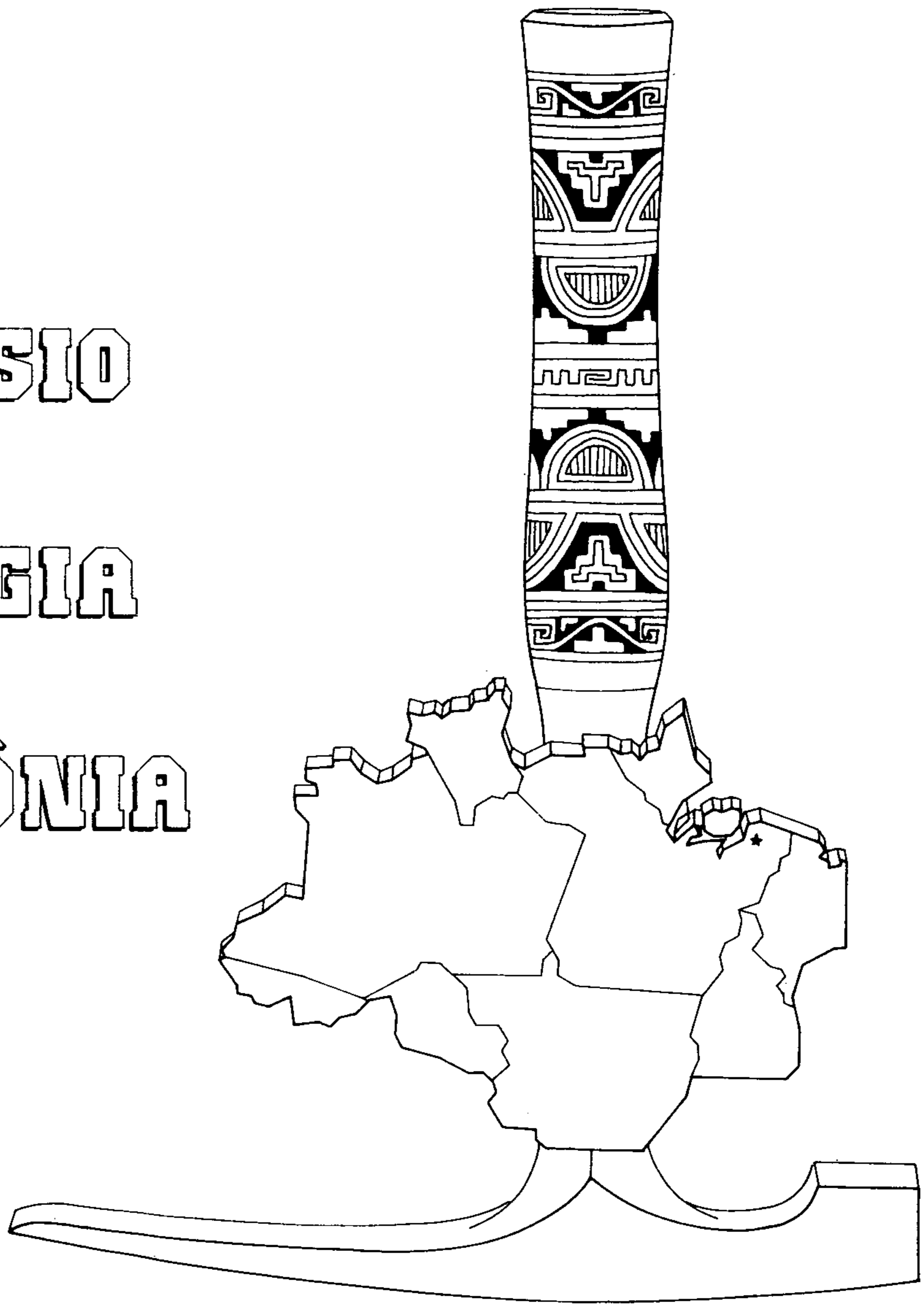




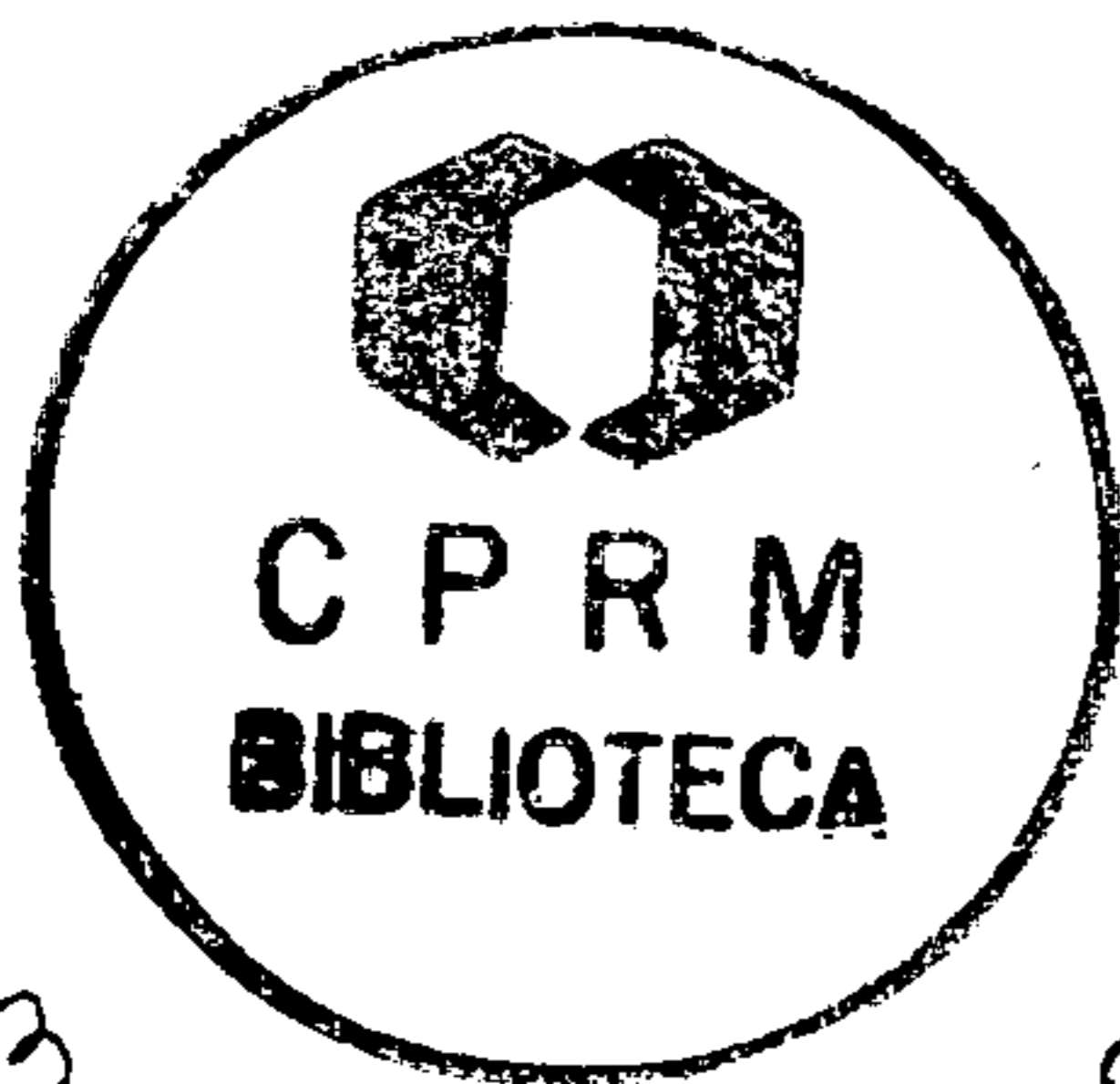
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
NÚCLEO NORTE

**ANAIIS
DO
II
SIMPÓSIO
DE
GEOLOGIA
DA
AMAZÔNIA**

VOLUME 1



BELÉM 1 a 9 DEZEMBRO / 1985



558.11063
M612a

2 5.1 42.

PHL 025044

C P R M
BIBLIOTECA
N.º: 5161
Data: 24.06.96

V. 1
XX. 2

S 612

Simpósio de Geologia da Amazônia, 2., Belém,
1985.

Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia.
Belém, Sociedade Brasileira de Geologia. Nú-
cleo Norte, 1985.

3v. ilustr.

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/GEOCRONOLOGIA
- * GEOTECTÔNICA
- * ESTRATIGRAFIA/PALEONTOLOGIA

VOLUME 2

SEÇÕES TÉCNICAS

- * PETROLOGIA/PETROGRAFIA
- * MINERALOGIA
- * GEOQUÍMICA
- * INTEMPERISMO/LATERITIZAÇÃO

VOLUME 3

SEÇÕES TÉCNICAS

- * GEOLOGIA ECONÔMICA
- * ECONOMIA MINERAL/POLÍTICA MINERAL
- * GEOFÍSICA/GEOLOGIA DO PETRÓLEO/GEOLOGIA DE ENGENHARIA

SEÇÃO TÉCNICA ESPECIAL

- * GRANITO MADEIRA: PETROLOGIA, PETROQUÍMICA E MINERALIZAÇÕES

VOLUME 1

SUMÁRIO

GEOLOGIA REGIONAL/GEOCRONOLOGIA

ABREU, F.A.M. de & LESQUER, A. — Considerações sobre o Pré-cambriano da região sul-sudeste do cráton São Luís	7
BARBOSA, E.P.; LORENZI, V.E. & ULBRICH, H.H.G. — Granitóides da região de São Pedro do Iri: Considerações preliminares	22
BEZERRA, P.E.L. & MONTALVÃO, R.M.G. de — As sequências supracrustais do Arqueano e Proterozóico Inferior no setor norte do cráton Amazônico em território brasileiro	44
BULHÕES, E.M. & DALL'AGNOL, R. — Mapeamento geológico e petrografia do granodiorito Presidente Kennedy — Faixa de dobramentos Araguaia (GO)	59
CALÓBA, A.D.S. & AGUIAR, R.L. — Geologia da área da Fazenda Santo Antonio do Pão — extremo norte de Roraima	77
CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; KIKUCHI, R.K.P. de; CÔRTEZ, P.L. & SIMOMOTO, M.A. — Sistemática Rb-Sr em rochas sedimentares argilosas do Paleozóico da bacia Amazônica	94
CUNHA, B.C.C. da & TARAPANOFF, I. — A mesopotâmia Preto-Cajari (AP) e a seção siluro-devoniana na bacia do Baixo Amazonas	106
FARACO, M.T.L. — Cartas Metalogenética e Previsionais da Folha SA.21	121
LIMA, M.I.C. de & PIRES, J.L. — Geologia da região do Alto Rio Negro — AM	140
MARAUÍ, C.A. & VEIGA, A.T.C. — Síntese geológica da região de Novo Planeta — Alta Floresta (MT)	155
MELO, A.F.F. de; SANTOS, A. dos; KATO, H.T.; PINTO, J.A. & JORGE JOÃO, X. da S. — Aspectos geológicos da região dos rios Piranhas e Tocantins — setor sudoeste do Estado do Pará	165
SÁ, C.A.S. de — Esboço da geologia da área do granito Antonio Vicente, S. Félix do Xingu (PA)	182
TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N.; OJIMA S.K. & VIEIRA, A.G. — Reconhecimento geocronológico da Guiana Francesa: novos dados, integração e implicações tectônicas	194

GEOTECTÔNICA

AZEVEDO, R.P. de; ROSSETTI, E.L.; NEPOMUCENO FILHO, F. & CAPUTO, M.V. — Modelamento tectônico, origem e evolução da bacia do Barreirinhas	208
BAHIA, R.R. & ABREU, F. de A.M. de — O rift do Amazonas — sistema aulacogênico na plataforma Amazônica	222
CAPUTO, M.V. — Origem do alinhamento estrutural do Juruá — bacia do Solimões	242
CASTELO BRANCO, R.M.G. — As evidências do magmatismo kimberlítico na borda sul da bacia do Parnaíba ...	259
LUZ, D.S. da; MOREIRA, M.L.O. & PRADO, P. — Evolução geotectônica da faixa orogênica Tumucumaque-Vila Nova (Amapá)	272
MONTALVÃO, R.M.G. de & BEZERRA, P.E.L. — Evolução geotectônica do cráton Amazônico (Amazônia Legal) durante o Arqueano e Proterozóico	282

ESTRATIGRAFIA/PALEONTOLOGIA

BENCHIMOL, R.E.; ROCHA, M.F.R. da; COSTA, R.C.F. & ANDRADE, A.P. de — Projeto Macrofósseis Amazônicos	298
CHUKEWISKI, K. & PURPER, I. — A new ostracode <i>Puriana variabilis</i> Chukewiski et Purper, sp. nov. from brazilian coast	312
CHUKEWISKI, K. & PURPER, I. — Occurrence of <i>Puriana</i> (ostracoda) in the brazilian continental shelf. Its ecology, geographical and stratigraphic distribution	327
COSTI, H.T. — Uma sugestão acerca de um novo posicionamento e nova denominação estratigráfica para as rochas máficas tipo Tapuruquara (noroeste do Amazonas e oeste do Território Federal de Roraima)	340
CRUZ, J.F. & JÁCOMO, A.A.C. — Cavernas em arenito na região Amazônica	350
CUNHA, B.C.C. da — O Grupo Rio Fresco como seqüência plataformar da faixa de dobramentos Araguaia-Tocantins	362
DEL'ARCO, J.O. & MAMEDE, L. — As formações edafoestratigráficas de Mato Grosso e Goiás	376
ORNELLAS, L.P. de & COIMBRA, J.C. — Occurrence of <i>Pseudoceratina droegeri</i> van den Bold, 1965 in the northern Brazilian continental shelf	396
REIS, N.J.; PINHEIRO, S. da S. & CARVALHO, J.E. — Subdivisão litoestratigráfica da Formação Suapi — Grupo Roraima — Território Federal de Roraima	408
SANTOS, J.O.S. — A subdivisão estratigráfica do Grupo Roraima	421

IN MEMORIAM

JOSÉ MARIA SANTANA SANTOS
(05.03.1932 - 21.09.1984)

Nascido em Tucuruí (PA), José Maria Santana Santos era químico industrial, formado pela Escola Superior de Química do Pará e pós-graduado em "Recursos de Geologia" pelo Centro Pan-Americano de Aperfeiçoamento para Pesquisa de Recursos Naturais - CPERN (RS). Trabalhou no Instituto de Desenvolvimento Econômico-Social do Pará-IDESP, desde 1964, onde exerceu várias funções. Participou de inúmeros Congressos, Simpósios, etc., tendo publicado cerca de 35 trabalhos técnico-científicos.

No período de 1977 a 1979, integrou a Diretoria da SBG-Núcleo Norte como 1º Secretário, tendo participado também, ativamente, da Comissão Organizadora do I Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Belém, em maio de 1982.

CONSIDERAÇÕES SOBRE O PRÉ-CAMBRIANO DA REGIÃO SUL-SUDOESTE DO CRATON SÃO LUÍS

Francisco de Assis Matos de Abreu¹

Alain Lesquer²

¹ Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará — CG-UFPA

² Centro Géologique et Geophysique — U.S.T.L./França

ABSTRACT

In the Gurupi region there are two geological domains separated by the NW-SE trending polycyclic Tentugal shear zone. The area to the northeast is the Transamazonian São Luis craton and the other to the south west represents a mobile belt between the Amazonian and São Luis cratons.

Gravity data of the mobile belt area show positive and negative anomalies trending NW parallel to Brazilian-age structures. The positive anomalies are related probably to the dense mafic masses intruded during a continental rift stage ca 800-900 Ma.

INTRODUÇÃO

Os trabalhos realizados pelo Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, nos últimos anos, na área limítrofe Pará-Maranhão, têm contribuído de forma marcante ao conhecimento geológico da região. As realizações continuadas de inúmeros pesquisadores, têm aportado avanços sobre alguns aspectos do universo de problemas que a área encerra e têm servido cada vez mais para aprimorar os esquemas de evolução geológica da região e a sua inserção no contexto regional.

A adição de novos dados provindos da interpretação de imagens de radar, da análise de mapas geológicos do continente africano, trabalhos de campo e do "Mapa Bouguer Compilado", escala 1:2.500.000 elaborado pela PETROBRÁS RENOR-DIREX, permitiu a proposição de novas questões sobre a área, bem como o fornecimento de elementos importantes à resolução dos problemas já levantados.

As seguintes precisões são fornecidas no que concerne as correlações de eventos entre a África e o Brasil.

Ciclo Eburneano Ciclo Transamazônico
Ciclo Panafricano - Ciclo Brasliano

O Sistema Birrimiano, Birrimiano simplesmente ou Faixas Xistosas Birrimianas compreende um conjunto de rochas vulcano-sedimentares, flysch e rochas básicas do Proterozóico Inferior que sofreram as influências da Orogênese Eburneana e que foram recortadas por gra

nitos ligados a essa orogenia no intervalo de 2.000 ± 200 Ma.

CONTEXTO GEOLOGICO

Nos esquemas estratigráficos apresentados para as rochas pré-silurianas da região do Gurupi (Costa et alii 1977; Abreu et alii 1980; Hasui et alii, 1984) se individualizam as seguintes unidades principais: Complexo Maracaçumê - considerada a unidade estratigráfica mais inferior, comporta gnaisses, corpos anfibolíticos concordantes com a foliação das rochas migmatíticas e talvez núcleos rochosos mais antigos; Formação Santa Luzia - biotita xistos, moscovita xistos granatíferos, grafitosos e estaurolíticos; Formação Tromai/Suíte Granitóide Transamazônica - conjunto de rochas intrusivas: tonalitos, quartzo-andesitos, granitos, trondjemitos, granodioritos, dacitos, riolitos e raramente tufos; Formação Gurupi - andósias, filitos, metagrauvacas e níveis quartzíticos; Formação Chega Tudo - conjunto vulcano-sedimentar com vulcânicas félsicas, intermediárias e máficas, metapelitos, níveis conglomeráticos e leitos de materiais carbonosos; Formação Vizeu-metarenitos com estratificação cruzada e metapelitos; Formação Igarapé de Areia - arcóseos e arenitos com estratificação cruzada, níveis conglomeráticos basais; Eventos Magmáticos - representados pela intrusão alcalina de Boca Nova (723 ± 30 Ma., idade mínima) e pelo granitóide tardi-tectônico do Ney Peixoto (544 ± 22 Ma) idades dessas determinadas por isócronas Rb/Sr (Villas 1982); Formação Piriá - subarcóseos, arenitos finos, folhelhos, argilitos.

Essas unidades têm sido arranjadas de formas diversas nos esquemas estratigráficos constantes em vários trabalhos sobre a região.

A análise geométrica de estruturas macro e mesoscópica realizadas sobre seqüências metapelíticas da região por Abreu e Hasui (1980), permitiu ordenar no tempo fases de deformação sucessivas e a separação das formações Santa Luzia e Gurupi com base em estilo de deformação e número de fases presentes. A Formação Santa Luzia apresenta xistosidade dobrada cujos eixos são paralelos aos eixos das dobras maiores métricas a quilométricas da Formação Gurupi as quais são desenhadas pelo acamamento com orientação NNW-SSE. O dobramento original da Formação Santa Luzia é de difícil recomposição. Tendo-se em vista a orientação persistente da xistosidade mergulhando para NW ao longo da BR-316, concordante com as medidas realizadas para o acamamento, supõem-se a existência de dobras originais isoclinais orientadas NE-SW e nessa área com planos axiais mergulhantes para NW.

Ao longo e a Sul da rodovia BR-316, no trecho Capanema- Rio Gurupi, onde ocorrem as formações Gurupi e Igarapé de Areia, as direções estruturais (xistosidade, clivagem de fratura, falhas, eixos de dobras) manifestam-se de forma marcante, se paralelizando a sudoeste, à Zona de Cisalhamento Tentugal que se estende por aproximadamente 200 Km, a partir do Rio Piriá para SE até se perder sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba e do Rio Piriá para NW, na direção de Capanema, aí de modo impreciso. Essa zona de falha tem por vezes seu traço complicado por falhas transversais que dificultam sua identificação. Esse limite marca a separação entre uma zona de maior mobilidade a sudoeste onde teriam acontecido os efeitos principais do Evento Brasileiro. Nas proximidades dessa linha, nas partes relativas ao cráton, as seqüências proterozóicas, formam dobras abertas, quilométricas, de eixos orientados NW-SE e que são desenhadas a sudeste pelos arcóseos e arenitos arcoseanos da Formação Igarapé de Areia. Para noroeste, nas imediações do Rio Piriá e por trechos da BR-316 as litologias são principalmente filitos, grauvacas e raros quartzí-

tos da Formação Gurupi, dobrados de forma bem mais apertada, com orientação geral dos eixos de dobras, xistosidade e acamamento NNW - SSE.

Para nordeste as direções estruturais impressas sobre a Formação Vizeu e Gurupi vão se tornando sub-meridianas até atingirem orientações NE-SW na costa maranhense (Aurizona, Nicote), configurando dessa forma um grande arco cuja convexidade está voltada para noroeste.

Para sudoeste da zona de cisalhamento as direções NW são ainda mais marcantes e chegam por vezes a obliterar por completo as direções estruturais antigas. Nesse compartimento encontra-se com maior evidência os efeitos dos processos deformacionais brasileiros lá representados por fortes superimposições estruturais, geração de granito e pelo encontro de datações radiométricas de valores próximos a 500 Ma.

Duas direções de falhamento e fraturamento estão desenvolvidas de modo conspícuo na região. A direção NW-SE a WNW-ESE corresponde à orientação do Arco Ferrer, da costa atlântica e grande número de descontinuidades na parte sudoeste da área. Por sua vez a direção NE-SW controla de forma marcante a drenagem de primeira e segunda ordem da região.

O quadro resumo da Fig. 1 mostra de forma esquemática a proposta de ordenamento das unidades lito-estratigráficas bem como os principais eventos geológicos a elas relacionados.

A Formação Santa Luzia é colocada no Arqueano por ser mais antiga que a Formação Gurupi, conforme demonstrado pela análise geométrica de estruturas e por ser possível os filitos datados por Amaral (1974), em poço realizado na Bacia de Bragança pela PETROBRÁS, idade de 2054 ± 64 Ma, representarem litotipos da Formação Gurupi. Também, as relações de campo encontradas por Costa et alii (1977) nas cabeceiras do Rio Tromai que assinalam um contato discordante eruptivo entre a Formação Gurupi e a "Associação Anorogênica Tromai", datada como sendo de idade próxima a 2.0 Ga, é mais uma evidência nesse sentido.

Além do mais os granitóides de Tracuateua e Mirasselas com determinações de idade pelo método K/Ar em torno de 2.0 Ga (Wanderley F. 1980) bem como as rochas pertencentes a Suíte Granitóide Transamazônica não apresentarem qualquer estruturação penetrativa é indicativo de que a área na qual essas rochas estão encaixadas não ter sofrido os efeitos de qualquer evento metamorfo-deformacional importante.

Por essa razão se coloca as formações Gurupi, Chega Tudo Igarapé de Areia e Vizeu como anteriores a esse evento de geração de rochas graníticas, uma vez que suas litologias apresentam em maior ou menor grau efeitos de transformações metamorfo-deformacionais que configuram a nível cartográfico regional um virgação das feições estruturais para noroeste.

A Formação Piriã pode representar uma sedimentação relacionada ao Brasileiro e por não possuir estudos mais detalhados de caracterização geológica e posicionamento estratigráfico é colocada no quadro no limite Proterozóico/Fanerozóico em posição ainda duvidosa.

Com base nesses dados pode-se dividir a região em tela em

dois domínios distintos separados pela Zona de Cisalhamento Tentugal: o domínio cratônico a nordeste onde se encontram o Complexo Maracaçumê as supracrustais Santa Luzia, Gurupi e correlatos, Suite Granitóide Transamazônica e Formação Piriã; um domínio a sudoeste, onde as rochas presentes sofreram processo metamorfo-deformacionais importantes, provavelmente durante vários eventos termo-tectônicos, constituindo-se assim uma zona móvel, na qual se identificam fenômenos de retrabalhamento crustal importante, intrusão alcalina (Boca Nova) e provável colocação de rochas densas durante o Proterozóico Superior, em um estágio "rift", além da formação de granitos (Ney Peixoto) no fechamento do Evento Brasileiro.

Essa zona móvel teria sido palco, durante o Brasileiro de uma evolução do tipo rift com separação pouco expressiva de massas sílicas, seguindo descontinuidades antigas, sedimentação restrita e magmatismo básico. As evidências nesse sentido são as litologias brasileiras da Faixa Araguaia, rochas básicas metamorfisadas ao longo do Rio Moju e idades geocronológicas brasileiras por toda a região.

SISTEMA BIRRIMIANO - FORMAÇÕES GURUPI E SUÍTE GRANITÓIDE TRANSAMAZÔNICA

O Sistema Birrimiano da África, do Proterozóico Inferior, em seu local de definição clássica em Gana, compreende uma unidade inferior sedimentar, composta por filitos, grauvacas, tufos e subordinadamente quartzitos e uma unidade superior vulcânica, onde estão presentes lavas básicas e intermediárias e tufos, interestratificados com grauvacas e filitos grafitosos e recobertos por filitos manganésíferos e gonditos.

As rochas que compõem o Birrimiano ocorrem confinadas a dois tipos de entidades geotectônicas (Fig. 3) segundo Papon (1973), Tipo I: fossas alongadas e profundas contendo depósitos flyschoides, encontradas principalmente na Costa do Marfim e Alto Volta Ocidental. Compreendem metabasaltos e seqüências vulcano-sedimentares representadas por metariolitos, tufos dacíticos, quartzitos, filitos e horizontes gondítico persistente, recobertos por depósitos do tipo flysch. Tipo II: extensas bacias rasas encontradas no Alto Volta Oriental, Niger e Gana. São preenchidas essencialmente por depósitos subcontinentais, compostos por seqüências vulcano-sedimentares nas quais predominou o vulcanismo ácido. As formações sedimentares são representadas por filitos, grauvacas, quartzitos, metaconglomerados e calcoclorita xistos. Essas unidades são recortadas por diversas gerações de granitos ligados à Orogenia Eburneana, (2.000+200 Ma) e por sienitos tardios ao redor de 1640 Ma.

O estabelecimento daquelas fossas tectônicas e bacias, se deu segundo zonas de fraqueza crustal orientadas preferencialmente NE-SW, muitas das quais tiveram uma história pós-birrimiana importante. As estruturas macro e mesoscópicas, impressas nas rochas do sistema durante as diversas fases que se seguiram a sua deposição, foram grandemente influenciadas por essas estruturas maiores iniciais.

Ao se justaporem a África e a América do Sul em sua posição pré-deriva (Fig.2) encontra-se ao lado brasileiro, na área do Cráton São Luis, elementos importantes de correlação geológica com o continente africano.

As seqüências litológicas embora estudadas a nível de reconhecimento, mostram analogias que não são meramente acidentais. As-

sim, a Formação Gurupi (Fig. 4) cuja extensão areal deve ser bem mais expressiva e cuja composição litológica é provavelmente mais diversificada equivaleria ao Birrimiano. De forma mais precisa ela poderia bem representar a continuação da Bacia de Camoê na Costa do Marfim e Gana (Fig. 3), onde predominam facies flyschoides, às quais se associam, na parte oriental, grandes efusões de rochas básicas e formações vulcano-sedimentares. Essas rochas básicas poderiam ter seus equivalentes ao lado brasileiro na Formação Chega Tudo que seria assim um facies da Formação Gurupi.

Na região mapeada como Associação Maracaçumê e Associação Anorogênica Tromai (Costa et alii 1977) procurou-se com base na existência de "trends" estruturais principais e alinhamentos radargráficos menores, sustentando por apoio de campo restrito, separar áreas que acreditamos possam melhor representar o Birrimiano as quais são mostradas na Fig. 4. Não são feitas considerações mais aprofundadas sobre o quadro pré-Birrimiano/Gurupi o que equivaleria a se procurar as relações geométricas e evolutivas entre o Complexo Maracaçumê e as supracrustais Santa Luzia. O conhecimento sobre esse problema é ainda rudimentar. Os limites entre as unidades, imprecisos em alguns casos, não podem ser tomados de forma cartográfica rigorosa e têm muito mais o caráter de chamar a atenção para o problema da continuidade do Birrimiano do lado brasileiro da forma que é reconhecido na África, a despeito da extensa plataforma continental que separa as zonas aflorantes dos dois continentes. No momento preferimos deixar em aberto qualquer ensaio de separação das unidades litológicas da Formação Gurupi e mesmo o estabelecimento de seus limites de forma mais precisa. O Cráton São Luis foi também palco de importante magmatismo granítico durante o evento Transamazônico com exemplos bem conhecidos, e com idades situadas ao redor de 2.000 - 1.900 Ma. Esse evento magmático agruparia, grosso modo, as rochas pertencentes a Formação Tromai, muito embora pensemos que essa unidade carece de uma melhor definição lito-estratigráfica.

As direções estruturais principais NE-SW, são representadas a nível de afloramento tanto por uma foliação, xistosidade nas áreas de ocorrência da Formação Santa Luzia e do Complexo Maracaçumê, como por uma clivagem de fratura. Um sistema de falhas considerado como transamazônico representando descontinuidades antigas também se orienta NE-SW. Como na África os limites das unidades reconhecidas como birrimianas segue grosseiramente essa orientação.

É importante observar ainda no que diz respeito a continuidade de províncias minerais importantes da África Ocidental onde destacamos a província aurífera da Costa do Marfim-Gana (conferir Black 1981; Routhier, 1980) relacionada a rochas básicas e formações vulcano-sedimentares que pensamos possa ser equivalente à província aurífera do Gurupi.

DADOS GRAVIMÉTRICOS

Os dados gravimétricos utilizados foram extraídos do "Mapa Bouguer Compilado" escala 1:2.500, executado pela PETROBRÁS; RENORDIREX (1969). Usando-se um contraste de densidade para a interface em basamento-cobertura sedimentar de $0,3\text{g.cm}^3$ foi elaborado o Mapa de Anomalia Bouguer Corrigido (Fig.5) para a região recoberta pelo mapa original. (Biamungu, 1981; Abreu et alii, 1984).

Com relação a Fig. 5 observa-se nos domínios A e B a presença de anomalias positivas e negativas estabelecidas segundo NW-SE, direção segundo a qual se orienta a faixa móvel, situada entre os

cratons São Luis e Amazônico. As anomalias positivas do domínio A, que podem atingir até + 80 mgals, são as mais expressivas de toda a região e podem estar relacionadas à presença de rochas densas de composição básico-ultrabásica a profundidades crustais modestas, colocadas segundo as descontinuidades principais da Zona Móvel. O domínio B compreende duas anomalias positivas e uma negativa. A anomalia positiva B₁, à borda do Cráton Amazônico, teria origem semelhante e das anomalias do domínio A. A anomalia B₂ que tecemos algumas considerações mais adiante corresponderia a presença em profundidade de rochas leves. A anomalia B₃ nos interessa de modo particular nessa análise tendo em vista as correlações que podem ser estabelecidas entre os dados gravimétricos e a geologia de superfície.

A anomalia B₃, situada à margem do Cráton São Luis, tem como limite a NE aproximadamente a Zona de Cisalhamento Tentugal. Corresponde de forma aproximada a um corpo de 5-6km de espessura, inclinado no sentido SW, estabelecido usando-se um contraste de densidade de + 0,3/cm³. A forma da anomalia merece um tratamento mais detalhado. O alongamento NW corresponde aproximadamente a padrão regional das anomalias, ao passo que o eixo transversal NE da parte terminal SE, estaria ligado possivelmente à presença de rochas básicas a intermediárias que ocorrem no Chega Tudo, correspondendo a formação homônima. Teria assim uma dupla origem relacionada ao arranjo regional antigo, retomando durante o Brasiliano e a feições particulares do craton. B₃ situa-se ainda no prolongamento das anomalias que assinalam o contorno do Cráton São Luis as quais se estendem para noroeste no sentido do mar e do continente africano e para este.

A interpretação dos dados gravimétricos da área dos Rokelides na Libéria (Behrendt e Woterson, 1974) levou ao estabelecimento de uma correlação entre anomalias positivas e a presença de rochas granulíticas básicas aflorantes. Tais rochas densas se encontram ao mesmo nível de erosão que as rochas graníticas leves do Cráton Africano situadas a nordeste e são destas separadas por uma zona de falha orientada NW-SE. A colocação dos dois conjuntos ao mesmo nível crustal teria acontecido durante a fase de compressão panafricana, através de falhas inversas que alçaram as unidades granulíticas a profundidades crustais rasas ou mesmo ao nível erosivo atual. Essa zona de descontinuidade representaria o limite entre o Cráton Africano e a zona móvel panafricana a sudoeste.

INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA INTEGRADA

Os perfis da Fig. 6 esquematizam um modelo de evolução geológica, integrando as bordas dos Cratons Amazônico e São Luis e a região compreendida entre eles durante o Proterozóico Superior. A Fig. 6-1 compreende o estágio distensivo inicial da crosta, reativando descontinuidades pretéritas e gerando outras novas ao qual se relaciona evento magmático de grande escala, reconhecido na África Ocidental e datado ao redor de 800 Ma. (Clauer, 1976; De La Boissé, 1979; Caby et alii, 1981). Na região, Fig. 6-2, teria acontecido a penetração inicial de rochas básico-ultrabásicas às proximidades do Cráton Amazônico, ao mesmo tempo em que se iniciava a sedimentação nas zonas abatidas. A Fig. 6-3 mostra o estágio de desenvolvimento máximo da fossa com a penetração de rochas densas sob a forma de sills, lacólitos e "stocks" interestratificados com os sedimentos que preencheriam a fossa e se espalhariam sobre as áreas cratônicas. No Cráton São Luis recobriria unidades birrimianas e granitos transamazônicos. Aparentemente a separação entre as massas cratônicas não levou ao estabelecimento de uma crosta oceânica franca permanecendo a abertura em estágio de rift continental com sedimentação restrita.

O estágio representando na Fig. 6-4 marca a fase final de fechamento ou de reaproximação dos crâtons e encurtamento crustal horizontal. O perfil gravimétrico apresentado conjuntamente permite estabelecer com maior precisão as interrelações geológica - geofísica e da mais consistência à interpretação geológica. As seqüências de preenchimento do rift sofreriam dobramento e metamorfismo de baixo grau. Falhas inversas permitiram a ascensão, na borda do Cráton São Luis, da crosta inferior mais densa. Não se descarta a possibilidade de durante a fase compressiva brasileira ter sido alçada ainda mais essa crosta densa que já se encontraria relativamente rasa durante a atuação de fases compressiva pré-brasileiras. Essa crosta densa, por analogia com a África, (Rokelides na Libéria), poderia ser representada por rochas de composição granulítica que a nível do continente americano não chegam a aflorar mas que contribuem a definir uma forte anomalia positiva (Anomalia B₃ Fig. 5). O limite norte dessa zona densa é demarcada pela Zona de Cisalhamento Tentugal que assinala no terreno e passagem da zona móvel a sudoeste para zona cratônica estável a nordeste. A formação de dobras e de estruturas de imbricação conduziriam a um espessamento tectônico da crosta, resultando em sua fusão parcial e aparecimento de magmatismo granítico tardi-tectônico. O granito do Ney Peixoto seria o resultado de tal processo e segundo indicado com reservas por Villas (1982), tendo por base os estudos realizados sobre isótopos de Sr, tal granitóide poderia se derivar a partir de magma gerado na camada "básica" da crosta (rochas granulíticas?), a qual se encontraria assim a profundidades não muito grandes. As determinações geocronológicas indicam que a colocação do granitóide aconteceu a 544±22 Ma. e que o fechamento do sistema biotita do corpo granítico ao gás argônio (temperatura em torno de 300°C) aconteceu já durante o Cambriano (Villas 1982). Na zona mediana do rift, sobre a qual está centrada uma anomalia negativa se encontraria a crosta silícea primitiva e sua cobertura proterozóica superior em maior expressão, aparentemente não penetrada por rochas densas. A amplitude dessa anomalia usando-se contraste de -0.2 g.cm³ indica um valor de espessura total da ordem de 4km para as rochas situadas nessa depressão. As espessuras da cobertura fanerozóica extraídas da Carta Tectônica da América do Sul se situam em torno de 1km restando por conseguinte 3km de sedimentação proterozóica. Um problema no entanto se apresenta. Provavelmente as rochas proterozóicas que sofreram os efeitos do evento brasileiro não apresentam um contraste de densidade tão forte (talvez ao redor de -0.1 g.cm³), necessitando dessa forma que alguns ajustes sejam feitos com relação as interpretações. Assim, uma maior espessura do fanerozóico na área explicaria de forma mais simples a anomalia negativa presente, a qual, de certa forma, tem continuidade para sudeste e noroeste, ao invés, por exemplo da alternativa de duplicar a espessura da sedimentação proterozóica o que necessitaria elevar à cerca de 7-8 km a profundidade da fossa. Uma derradeira possibilidade seria interpretar a área como tendo sido palco de intenso magmatismo granítico o que pensamos seja improvável. Na zona mais a sudoeste encontra-se forte anomalia positiva que se liga provavelmente à presença de rochas básico-ultrabásicas que ascenderam durante a fase de fragmentação da crosta e foram posteriormente alçadas e em parte lançadas sobre o Cráton Amazônico (região de Tucuruí) quando do fechamento brasileiro.

Sedimentação pouco expressiva se localizou em zonas abatidas, resultando na constituição da Formação Piriá (?) e talvez dos conglomerados da região de Camiranga, as proximidades do Rio Gurupi. A pouca expressão desses depósitos indica que o relevo formado durante a fase compressiva brasileira provavelmente não foi vigoroso.

CONCLUSÕES

Destacamos os seguintes aspectos nesse trabalho os quais são aqui tomados como conclusões.

- 1) O Sistema Birrimiano do Proterozóico Inferior tem como equivalente do lado brasileiro a Formação Gurupi e seus correlatos, cujas facies litológicas e expressão areal precisam ser melhor definidas;
- 2) O quadro pré-Birrimiano/Gurupi comporta do lado brasileiro processos evolutivos talvez em eventos distintos que levaram à constituição do Complexo Maracaçumê e Formação Santa Luzia;
- 3) A Formação Gurupi e seus correlatos mostram a nível regional em termos de estruturas uma geometria em arco e se relacionam a movimentações transcorrentes ao longo da Zona de Cisalhamento Tentugal antes da manifestação granítica transamazônica;
- 4) A Formação Tromai corresponde grosso modo, ao magmatismo granítico s.l. que teve lugar na África Ocidental ao redor de 2.000+200 Ma., ligado a Orogenia Eburneana;
- 5) As direções estruturais impressas nas rochas do Sistema Birrimiano e seu embasamento, bem como a orientação das descontinuidades maiores, essencialmente NE-SW, permanecem do lado brasileiro;
- 6) A província aurífera do Gurupi pode ser considerada uma extensão da província aurífera da Costa do Marfim-Gana.
- 7) A Zona de Cisalhamento Tentugal representa o limite entre a região móvel reativada durante o brasiliano, situada a sudoeste, e o Cráton Transamazônico São Luis a nordeste e a ela se associa importante descontinuidade gravimétrica;
- 8) Essa zona representa provavelmente parte de uma faixa de instabilidade crustal pré-brasiliana com reativações sucessivas ao longo da história geológica da região;
- 9) A zona de cisalhamento e a descontinuidade gravimétrica estão orientadas NW-SE, direção segundo a qual estão estabelecidas as estruturas brasileiras que se superpõem em parte ou no todo as estruturas transamazônicas ou mais antigas, encontradas no cráton.
- 10) Gravimetricamente a região a sudoeste da zona de cisalhamento comporta duas anomalias positivas situadas às bordas cratônicas e uma anomalia negativa entre elas. A anomalia positiva da borda do Cráton Amazônico se ligaria a existência de rochas básico-ultrabásicas em profundidade e a do Cráton São Luis, por analogia com a África, a rochas da crosta profunda (granulitos?), colocados a profundidades fracas por falhas inversas. A anomalia negativa se relacionaria à rochas de cobertura;
- 11) Os fenômenos geológicos que tiveram lugar na região situada entre os Crátoms Amazônico e São Luis durante o Proterozóico Superior levaram à formação de um rift continental. A fragmentação da crosta e o magmatismo básico-ultrabásico associado teria acontecido ao redor de 800 Ma. O dobramento das seqüências de preenchimento da fossa, metamorfismo e magmatismo granítico tardi-tectônico aconteceu na região por volta de 550 Ma., terminando com o aparecimento de falhas inversas que alcançam a crosta inferior a níveis rasos (Cráton São Luis) ou lançaram rochas do rift sobre as áreas cratônicas adjacentes (Cráton Amazônico);
- 12) A cadeia brasileira nesse trecho teria assim uma evolução essencialmente intracontinental.

As conclusões aqui apresentadas não esgotam muitas das questões ainda em aberto no esquema evolutivo da região. Assim merecem considerações mais aprofundadas a natureza, importância e a caracterização dos eventos tidos como brasileiros no domínio da Faixa Móvel, sua evolução pré-brasileira, geometria interna em termos de blocos e relações espaço-temporais com os crátons São Luis e Amazônico. O estudo de possíveis foliações miloníticas distintas (?) e o significado dos resultados geocronológicos pertencentes a zona móvel estão também a merecer interpretações melhor fundamentadas e mais seguras.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a PETROBRÁS, RENOR-DIREX, a gentileza do fornecimento de mapas gravimétricos pertencentes a empresa. Esse trabalho foi em parte escrito durante estágio realizado pelo primeiro autor à Université des Sciences et Techniques du Languedoc - Laboratoire de Géologie Structurale; Montpellier-França, patrocinado pela Coordenação do Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior-CAPES/MEC, entidades aqui referidas em sinal de reconhecimento.

Agradecimentos também são devidos ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará que através do Projeto de Pesquisa Cráton São Luis possibilitou o levantamento de muitos dados tratados nessa nota.

BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N.; HASUI, Y. - 1980 - Esboço Estratigráfico do Pré-cambriano da região do Gurupi, Estado do Pará e Maranhão. Anais XXXI Cong. Bras. Geol. Camboriú, v.2, p.647-658.
- ABREU, F.A.M.de; HASUI, Y. - 1980 - Estruturas das Formações Gurupi e Santa Luzia. ANais XXXI Cong. Bras. Geol. Camboriú.
- ABREU, F.A.M. de; LESQUER, A.; BYAMUNGU, B.R. - 1984 - A Estrutura - ção Setentrional do Brasil segundo a Gravimetria. Ciências da Terra, nº 10, p. 10-13. Salvador.
- AMARAL, G. - 1974 - Geologia Precambriana da Região Amazônica. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 212p.
- BEHRENDT, J.C.; WOTORSON, C.S. - 1974 - Geophysical surveys of Libéria with tectonic and geologic interpretations. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 810, 33p.
- BIAMUNGU, B.R. - 1981 - Apport de la gravimetrie a la connaissance structural du Brésil Septentrional. DEA, USTL-Montpellier-França 57p.
- BLACK, R. - 1980 - Precambrian of west Africa. Episodes vol, 1980 nº 4, p. 3-8 Ottawa.
- CABY, R.; BETRAND, J.M.L.; BLACK, R. - 1981 - Pan African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. In: A. Kröner (Editor), Precambrian Plate Tectonics, chap. 16 Elsevier, Publ. Camp. Amsterdam.
- CLAUER, N. - 1976 - Géochimie Isotopique du Strontium des milieux sédimentaires. Applications à la géochronologie de la couverture du Craton Ouest-African. Univ. Louis Pasteur-Strasbourg. Fr. Me. 45, 256pp.
- 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.
- DE LA BOISSE, H.P. - 1979 - Petrologie et Geochronologie de roches cristallophylliennes du bassin de Gourma (Mali). Consequences Géodynamiques. These 3^{eme} cycle. USTL. Montpellier Fr. 54p.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N. - 1984 - Província Parnaíba In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. O Pré-cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher Ltda. São Paulo.
- LOUIS, P. - 1970 - Contribution Geophysique à la connaissance géologique du bassin du Lac Tchad. Thèse Etat. Mem. Off Rech. Sci. Techn. Outre-mer, Paris, 42, 311p.
- PAPON, A. - 1973 - Géologie et mineralisations du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. Syntese des travaux de l'operation SASCA 1962-1968. Mem. Bur. Rech. Geol. Min, Fr. 80, 284p.
- PETROBRÁS - 1969 - Mapa Bouguer Compilado: escala 1:2.500.000; Área Pará-Amapá-Maranhão-Piauí e Ceará. RENOR-DIREX. Belém, inédito.
- ROUTHIER, P. - 1980 - Où sont les metaux pour l'avenir ? Les provinces métalliques - Essai de metallogenie globale. Mem. Bur. Rech. Geol. Min. Fr., 105, 410pp.
- UNESCO - 1978 - Mapa tectônico da América do Sul Escala 1:5.000.000 DNPM/CPRM-UNESCO Rio de Janeiro.
- VILLAS, R.N.N. - 1982 - Intrusões ígneas brasileiras na bacia do Rio Guamã, Nordeste do Estado do Pará. Anais do I Simpósio Geol. Amazônia, vol.1, p. 233-247.
- WANDERLEY FILHO, J.R. - 1980 - Geocronologia do Granito de Mirasselas, Nordeste do Estado do Pará. XXXI Cong. Bras. Geol. Bol. Esp. 2: 426. Camboriú.

Fig. 1 - Quadro Geológico Evolutivo da Área

Eon / Era	Evento Termo - Tectonico	Unidade Lito-estatigráfica	Características Principais
Eopaleozóico			- Sedimentação restrita a zonas tectonicamente abatidas encontradas até agora apenas no craton.
Proterozóico Superior a Médio	Evento Brasiliano	<div style="text-align: center;"> <p>Formação Piria</p> <p>Suite Granitóide Brasiliana</p> </div>	<ul style="list-style-type: none"> - Reativação de descontinuidades com colocação de alcalinas e rochas densas de uma fase rift talvez em eventos distintos. - Retrabalhamento crustal com formações de granitóides (Ney Peixoto - 544 ± 22 Ma); metamorfismo no domínio da zona móvel.
	Evento Uruacuano(?)	<div style="text-align: center;"> <p>Nefelina - Sienito de Boca Nova</p> </div>	<ul style="list-style-type: none"> - Preenchimento sedimentar de fossas restritas. - Imbricação tectônica.
Proterozóico Inferior	Evento Transamazônico	<div style="text-align: center;"> <p>Suite Granitóide Transamazônica</p> <p>FM. GURUPI FM. CHEGA TUDO FM. IG. AREIA FM. VISEU</p> </div>	<ul style="list-style-type: none"> - Metamorfismo em facies xisto verde. - Granitóides de Tracuateua e Mirasselas (2.0 Ga.) - Redobramento das supracrustais Santa Luzia. - Zona de Cisalhamento Tentugal induzindo deformações e arqueamentos nas supracrustais do domínio cratônico. Transcorrência.
Arqueano	Evento Jequié	<div style="text-align: center;"> <p>Fm. Sta. Luzia</p> <p>Complexo Maracaçume</p> </div>	<ul style="list-style-type: none"> - Metamorfismo em facies anfibolito e talvez granulito (?); migmatização. Dobramento das supracrustais Sta. Luzia. Eventos termo - tectonicos mais antigos.(?)

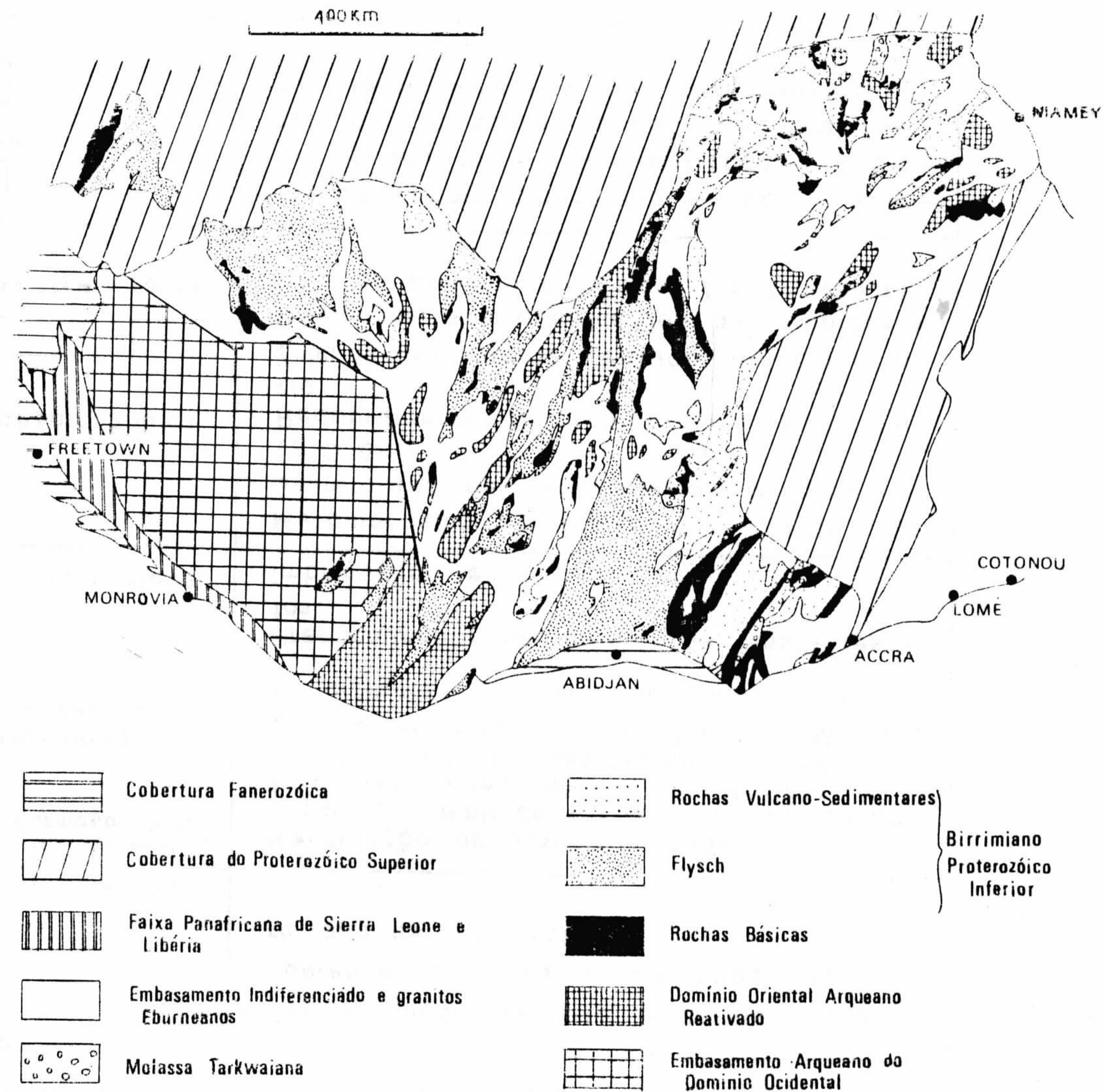
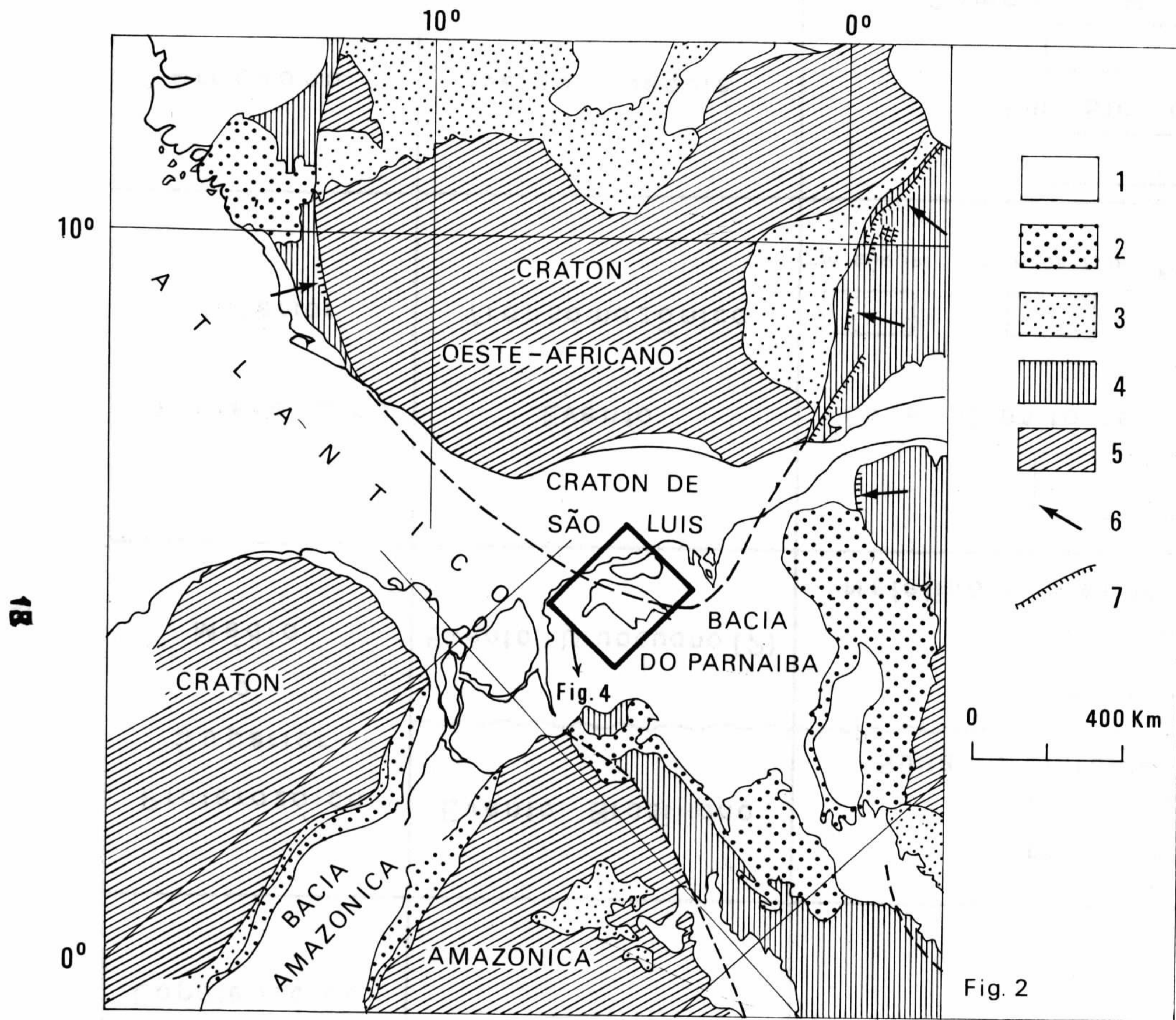
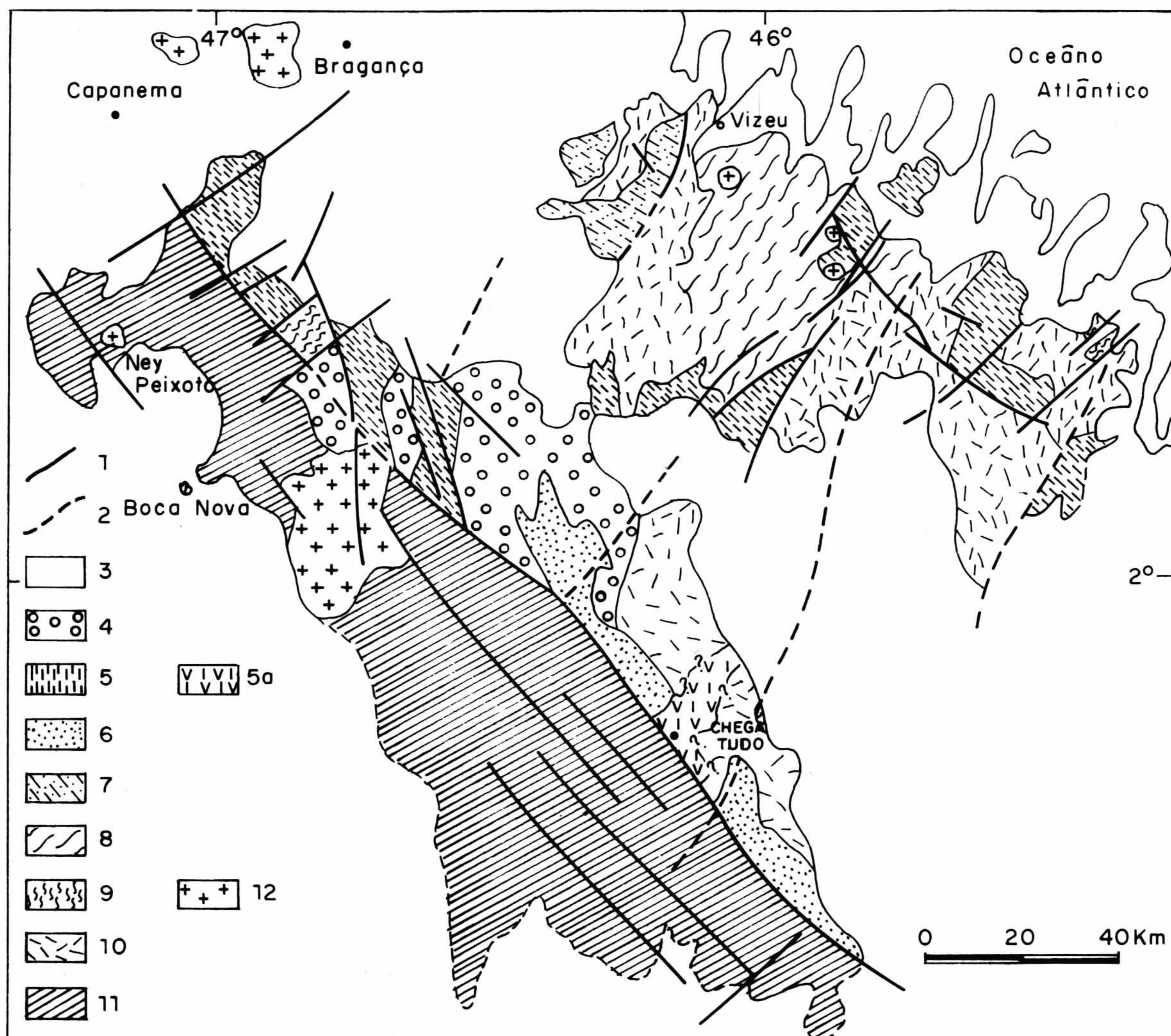


FIG. 2 -- Parte do bloco Africa-América do Sul (segundo Louis, 1970)

- LEGENDA
- 1- Secundário - Quaternário
 - 2- Primário
 - 3- Precambriano superior de plataforma
 - 4- Terrenos afetados pela orogenia à 700-500 Ma
 - 5- Cratons antigos estaveis quando da orogenia à 700-500 Ma
 - 6- Sentido do movimento
 - 7- Cavalgamento

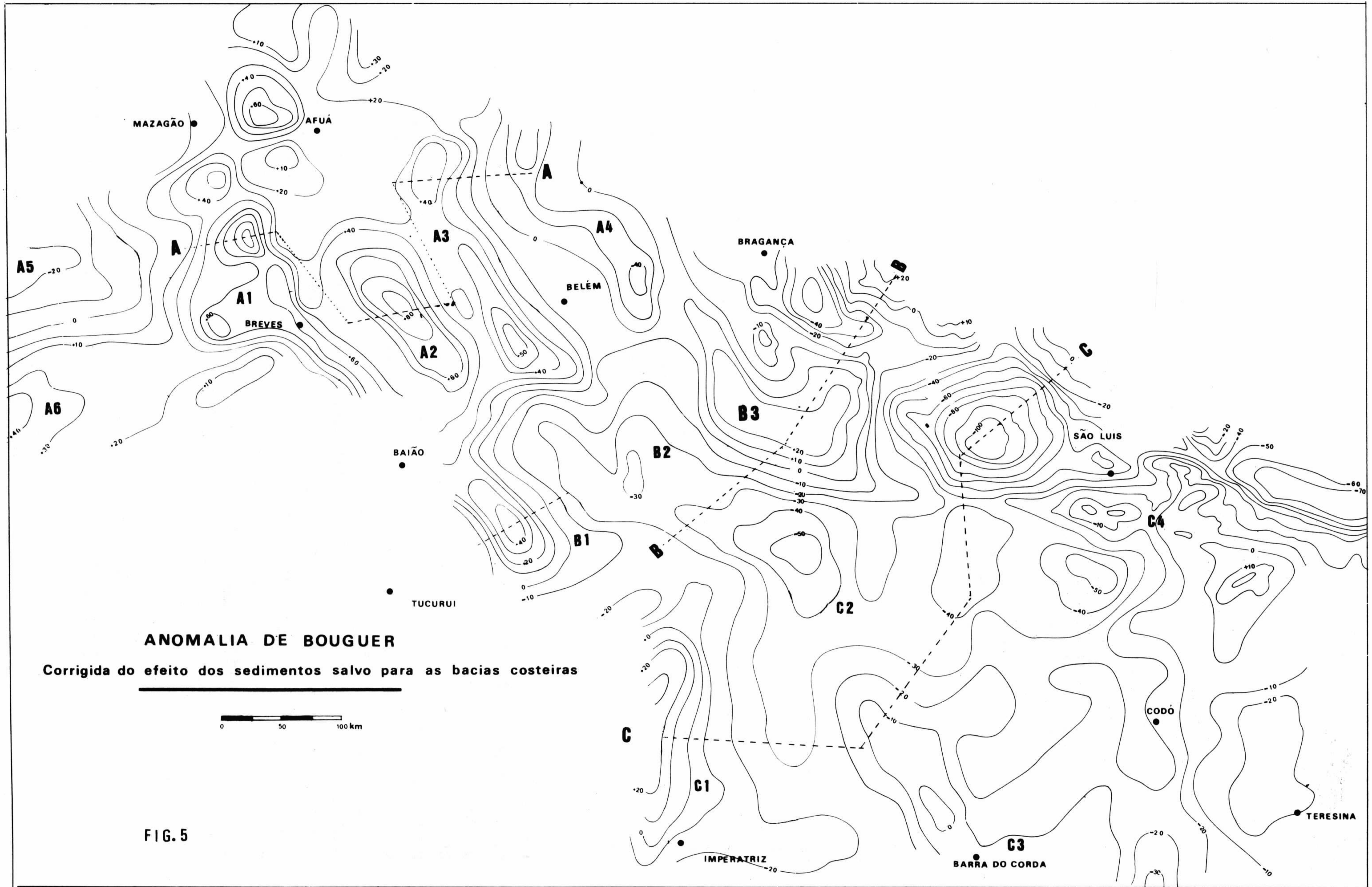
FIG-3 Mapa Geologico Esquemático da Parte Sul do Craton Oeste Africano (segundo Bessoles 1977)



1 - Falhas ; 2 - Lineamentos importantes ; 3 - Coberturas Fanerozóicas ; 4 - Fm. Piriá - grauvascas, arenitos, folhelhos, conglomerados (?); 5 - Fm. Gurupí - filitos, ardosias, metagrauvascas metatufos e raros quartzitos ; 5a - Fm. Chega Tudo - conjunto vulcano-sedimentar ; 6 - Fm. Igarapé de Areia - arcóseos e arenitos grosseiros, níveis conglomeráticos ; 7 - Fm. Vizeu - arenitos por vezes arcoseanos, meta-argilitos e ardosias; 8 - Associação Tromai - rochas intrusivas e extrusivas diversas - granitos ; 9 - Fm. Santa Luzia - xistos diversos ; 10 - Embasamento Pré - Transamazônico - Complexo Maracaçumé. Rochas graníticas e migmáticas s.l. ; 11 - Rochas indiferenciadas retrabalhadas durante o Evento Brasileiro ; 12 - Granitos Transamazônicos.

FIG. 4 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO DO GURUPÍ

(segundo Abreu et alii 1980, modificado)



ANOMALIA DE BOUGUER

Corrigida do efeito dos sedimentos salvo para as bacias costeiras

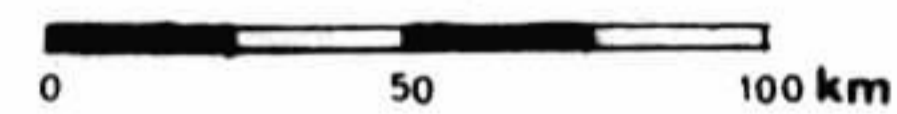


FIG. 5

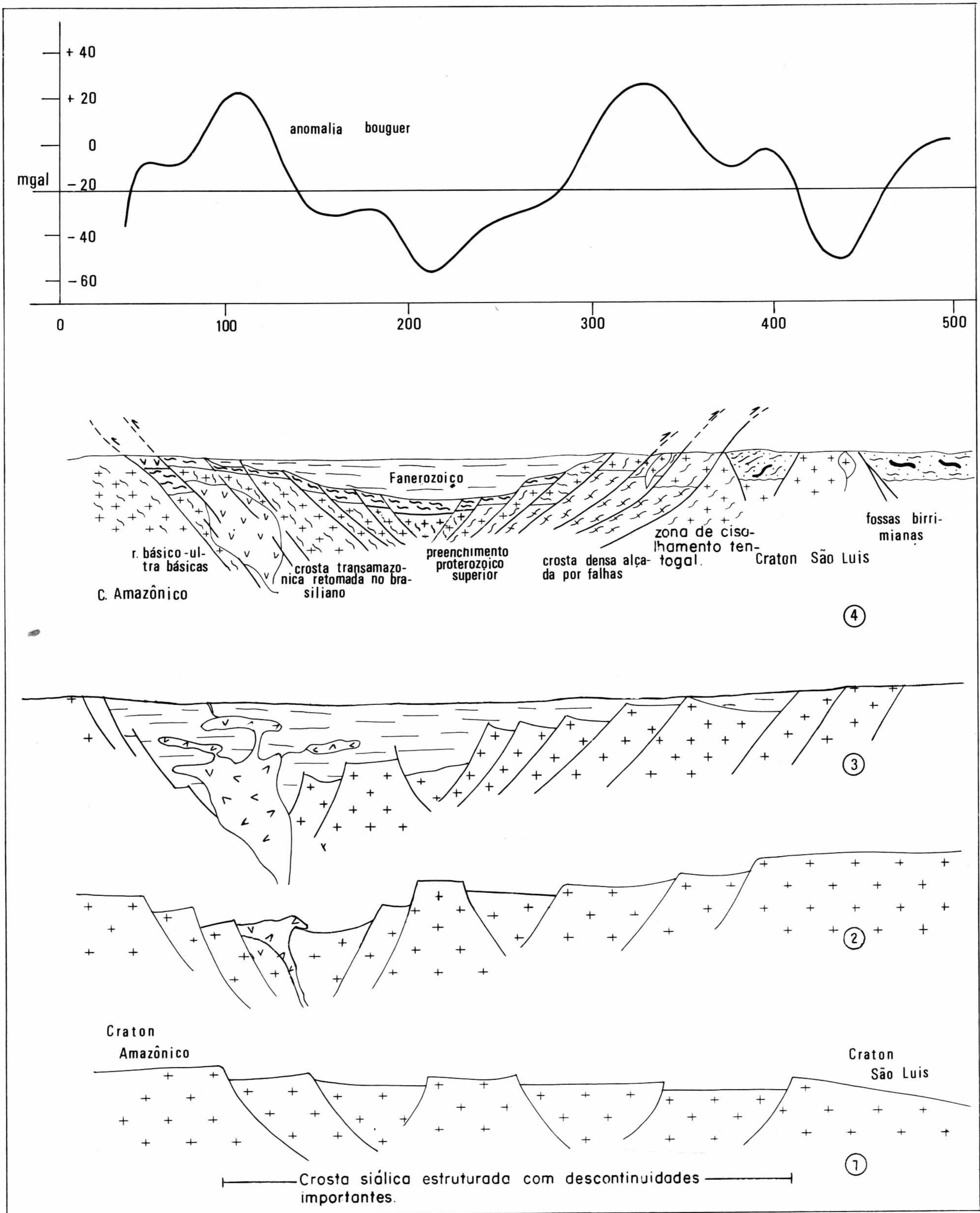


FIG.6 - Interpretação Geológica Integrada

GRANITÓIDES DA REGIÃO DE SÃO PEDRO DO IRIRI : CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Emanuel Pereira Barbosa¹

Vitório Etny Lorenzi¹

Horstpeter H.G. Ulbrich²

¹ Mineração Canopus Ltda. / São Paulo

² Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

ABSTRACT

Several Proterozoic mappable units were identified, during, reconnaissance mapping in the São Pedro do Iriri area, a 10 km east of the Bala river, in southwestern State of Pará:

a) Equigranular biotite-hornblende granodiorites, tonalites and quartz diorites, attributed to the Xingu Complex; **b)** Porphyritic granites, intrusive into Xingu rocks, with pink K-feldspar (KF) megacrystals present either as ovoids with a plagioclase mantle (wiborgitic texture) or as rectangular idiomorphic crystals; **c)** the subcircular Bala stock (4x5km) made up of hornblende-biotite porphyritic granites (KF as rectangular megacrystals, within a medium-grained matrix); **d)** Volcanic rocks of the Uatumã Supergroup, predominantly andesitic to dacitic, whose massive megascopic appearance (aphyric to porphyritic, with aphanitic groundmass) masks the apparently predominant pyroclastic origin; **e)** The Triunfo quartz-arenites; **f)** The rectangular (9 x 3 km, with a N40-45 W longest axis) cassiterite-bearing S. P. do Iriri massif; medium-grained leuco to hololeucocratic pink biotite granites are predominant, with typical globular quartz (5 - 10mm) and pink KF, sometimes occurring as rectangular megacrystals.

Regional considerations and field data show that at least three granitoid units (excepting the Xingu granitoids) can be recognized, each with distinct petrographic, stratigraphic and metallogenetic characteristics: the S.P. do Iriri massif, younger than the other two; the Bala stock tentatively considered pre-vulcanism (?); finally, the rapakivi granitoids, considered pre-Bala (?).

INTRODUÇÃO

Na área de influência do igarapé Bala, afluente do rio Iriri, trabalhos sistemáticos de prospecção confirmaram a presença de cassiterita aluvionar, associada à rede de drenagem que corta um maciço granitóide de dimensões medianas. O núcleo inicial de apoio à pesquisa, transformou-se num local de lavra, hoje São Pedro do Iriri, que conta com um campo de pouso para aviões e está comunicada, por estrada, com as margens do rio Iriri.

No presente trabalho, apresentam-se alguns resultados preliminares, focalizando principalmente as características petrográficas (a nível macroscópico) e geológicas das unidades mapeáveis encontradas na área. Previamente à apresentação dos dados, é feita uma discussão mais geral, abrangendo principalmente as "suites" granitóides definidas na Amazônia e as unidades sedimentares de cobertura.

AS FORMAÇÕES SEDIMENTARES PRÉ-PALEOZÓICAS: UMA AVALIAÇÃO

Depositadas ora sobre os vulcanitos do Supergrupo Uatumã, ora colocadas diretamente sobre rochas do Complexo Xingu, encontram-se várias unidades mapeáveis sedimentares, definidas como "Formações" ou "Grupos" na literatura da geologia amazônica (ver revisão e referências em Cunha *et al.*, 1981; Schobbenhaus *et al.*, 1984).

Mapeamentos na Amazônia são geralmente realizados, por causa das tremendas dificuldades logísticas, através de observações pontuais, posteriormente integradas mediante a utilização de técnicas de sensoramento remoto. As observações geológicas realizadas no local, em boa parte por falta de afloramentos adequados, são, o mais das vezes, fragmentárias, e raramente são complementadas com trabalhos detalhados de laboratório, por motivos tanto logísticos como de custo operacional.

Para a definição das unidades sedimentares, conta-se em geral com poucos dados petrográficos publicados (faltando informações, por exemplo, sobre perfis, sequências litológicas, espessuras, grau de arredondamento dos grãos, mineralogia da fração de pesados etc.) e são raras as descrições publicadas de tipo estrutural (e.g., de talhes de estruturas sedimentares, aparição de discordâncias dentro dos pacotes sedimentares, distribuição e imbricação de seixos em conglomerados etc.). Ficam, portanto, inviabilizadas quaisquer tentativas de reconstrução de paleo-ambientes de deposição, e especulações sobre áreas-fonte.

A prudência aconselha, nestes casos, que sequências de rochas sedimentares, aparentemente semelhantes, não sejam correlacionadas apenas por apresentar litologias supostamente comparáveis (e.g., arenitos ricos em quartzo), a menos que argumentos geológicos de continuidade lateral fundamentem tal correlação.

Os vários Códigos Estratigráficos em vigência assinalam que uma "Formação" de rochas sedimentares deve ser definida, por mapeamentos, em escala adequada (e.g., 1:25.000, ou similar), em função de critérios principalmente petrográficos-geológicos e com bons fundamentos para supor continuidade lateral (e.g., Petri *et al.*, 1982). Estes requisitos são muito severos, exigindo aprofundado conhecimento das rochas em questão.

Estas observações são pertinentes, porque uma revisão da literatura mostra que os argumentos utilizados para definir "formações" sedimentares, na Amazônia Central, são geralmente pouco convincentes. Na tabela 1, aparecem lançadas as características tidas, por vários autores, como identificadoras das formações sedimentares pós-Uatumã, de interesse para nosso trabalho; enfatizam-se particularmente as informações publicadas que reproduzem observações de campo (descrições de rochas, seqüências etc.).

Da avaliação das informações contidas na Tabela 1, surgem conclusões, discutidas a seguir:

a) Não existe, obviamente, acordo entre os vários autores (e.g. as Formações Gorotire e Cubencranquém são unificadas por Silva *et al.*, 1974, que não observam a discordância proposta por Barbosa *et al.*, 1966; as litologias das Formações Gorotire e Triunfo, Folha SB.22, são, por vezes, muito semelhantes, a juízo de Silva *et al.*, 1974, p. 105; Santos *et al.*, 1982, por motivos vários, unificam as unidades Gorotire e Cubencranquém da literatura sob o nome geral de "Fm Gorotire", e as consideram apenas fácies diferentes de uma "Formação" sedimentar; etc.).

b) De maneira geral, afirma-se na literatura que a Fm Gorotire apresenta arenitos mais ricos em feldspato detrítico, enquanto que os encontrados nas unidades pós-Gorotire são mais ricos em quartzo; as duas se diferenciariam, segundo alguns autores, claramente pela cor (branco ou amarelado claro para arenitos pós-Gorotire, tons mais fortes e avermelhados para os tidos como Gorotire; ver Schobbenhaus *et al.*, 1984, p. 104-106). Entretanto, estas "regras" diferenciadoras não parecem ser aplicadas permanentemente, já que as descrições de afloramentos atribuídos a formações diferentes são, muitas vezes, extremamente similares (ver Tabela 1 e literatura citada). Das seqüências referidas, apenas as da Fm Rio Fresco, tida como base do Supergrupo Uatumã (ver Schobbenhaus *et al.*, 1984) aparecem diferentes das demais, por estarem constituídas por siltitos, folhelhos e grauvacas (?) (não parecem existir fundamentos suficientes para colocar a Fm Rio Fresco no Paleozóico inferior ou Proterozóico superior, como sugerido por Ramos *et al.*, 1984; T. Fairchild, com. pessoal).

c) Em níveis de conglomerados e arenitos conglomeráticos das Formações pós-Gorotire (Triunfo, Prosperança e Cubencranquém) cita-se com frequência a presença de seixos de "ortoquartzitos" e "quartziti

tos", que se supõe derivados de quartzo-arenitos da Fm Gorotire. Parece ser este um dos poucos argumentos de peso oferecidos para indicar que as Formações pós-Gorotire se posicionam (discordantemente?) sobre as rochas da Fm Gorotire. Observa-se, entretanto, que faltam descrições mais detalhadas destes seixos (são de orto-quartzitos ou de meta-quartzitos?) (cf. Pettijohn, 1975); simultaneamente, deve-se definir a petrografia dos seixos presentes nos níveis conglomeráticos mapeados como Fm Gorotire. Cabe lembrar que Barbosa *et al.*, 1966 (ver também Barbosa, 1966) citam seixos de quartzo, quartzito e vulcanitos na base da seção - tipo localizada na S. de Gorotire.

d) Na literatura, indica-se quase unanimemente que as rochas da Fm Gorotire estão deformadas, enquanto que as pertencentes às Formações pós-Gorotire são subhorizontais. Uma observação dos mapas apresentados (e.g., Folhas SB.21, SB.22, SC.22) mostra que o argumento não é convincente. Em alguns casos, também as rochas pós-Gorotire estão deformadas (e.g., Folha SB.22; ver também Barbosa *et al.*, 1966). Na Folha SC.22 (e em várias áreas de outras folhas), as Formações Gorotire e pós-Gorotire nunca aparecem mapeadas como unidades superpostas: encontram-se representadas ora manchas da Fm Gorotire, ora de rochas pós-Gorotire. Esta observação sugere que o mapeamento foi realizado principalmente em função de critérios petrográficos (por outra parte, discutíveis, ver item **b**, acima). Cabe mencionar também que não são citadas, na literatura, observações diretas da suposta discordância angular que deveria separar a Fm Gorotire das rochas pós-Gorotire.

Conclusões: "Formações" devem ser identificadas através de trabalhos de integração, não apenas em função de observações locais.

No presente trabalho, adota-se o critério de não definir "Formações", no sentido formal estratigráfico (Petri *et al.*, 1982). Para fins descritivos, a unidade mapeável é identificada *informalmente* com um nome petrográfico, que define as rochas consideradas predominantes, acrescido de um nome geográfico, de preferência já previamente utilizado na literatura (e.g., "quartzo-arenitos Triunfo").

AS "SUÍTES" GRANITÓIDES DA AMAZÔNIA CENTRAL

Discute-se, a seguir, alguns aspectos relacionados com a classificação dos granitóides da Amazônia Central.

"Cronogrupos" de granitóides

Na Amazônia centro-meridional, são apenas três as grandes unidades geológicas, nas quais se encaixam os granitóides da região: o Complexo Xingu, o Supergrupo Uatumã, e as rochas sedimentares Pré-Paleozóicas de cobertura. Os critérios *geológicos* mais seguros para definir idades de intrusões são, obviamente, aqueles que podem ser caracterizados por relações de contato, e as três unida

des citadas permitem identificar pelo menos quatro grandes "cronogrupos" de granitóides:

- os granitóides supostamente ligados à formação do Complexo Xingu (como corpos pré- ou sintectônicos);
- os que se colocariam posteriormente à consolidação do Complexo Xingu (e.g., como corpos claramente pós-tectônicos);
- o grupo dos granitóides pós-Uatumã, encaixados nas rochas pertencentes ao Supergrupo Uatumã, como manifestações supostamente subvulcânicas ou como ocorrências claramente posteriores ao vulcanismo;
- finalmente, o grupo dos granitóides pós-cobertura, que se caracterizariam por cortar as "Formações" sedimentares de cobertura.

A identificação de cronogrupos, aqui sugerida, é paralela àquela proposta por Santos (1982), apenas se diferenciando da anterior por realçar as *relações de contato* - claramente observadas pelo menos nos "maciços tipo" de cada grupo - e não nas datações radiométricas.

Uma revisão da literatura mostra que as "suites" propostas, com base fortemente influenciada por datações geocronológicas, ajustam-se pelo menos em parte aos cronogrupos propostos (Tabela 2):

a) As rochas granitóides aflorantes em áreas arrasadas, em parte associadas a rochas metamórficas várias, são geralmente atribuídas ao Complexo Xingu (e.g., Silva *et al.*, 1974; Santos *et al.*, 1975). Tipicamente, as descrições citam afloramentos isolados de granodioritos, tonalitos, quartzo dioritos, etc. Mais raramente, são identificados maciços inteiros, por foto-interpretações, mostrando formas geralmente irregulares e dimensões variáveis; entre estes maciços (integrantes da "suite granítica Parauari") contam-se os maciços Jamanxim (quartzo monzodioritos e granodioritos), Juruna, Parauari (quartzo dioritos, tonalitos, granodioritos, granitos 3a e 3b), Água Branca (monzodioritos, quartzo monzodioritos, e granitos 3b), o batólito Falsino, e vários maciços correlatos, aflorantes nos países vizinhos (e.g., o maciço South Savanna, etc.). A idade (geralmente, Rb/Sr convencional) de tais rochas é da ordem de 2000ma. É pouco claro, entretanto, qual o posicionamento desses granitóides no Complexo Xingu, e faltam dados para definições mais apuradas (e.g., se pré- ou sintectônicos, ou pós-tectônicos, cf. acima). Para alguns autores (e.g., Jorge João *et al.*, 1978, citado em Santos 1982) trata-se, na sua maioria, de corpos pós-tectônicos; outros pesquisadores consideram-nos, pelo menos em parte, como "produtos de anatexia", com aparentes transições para migmatitos (ver referências e discussão em Schobbenhaus *et al.*, 1984, p.99).

b) Os maciços pós-Uatumã, intrusivos nos vulcanitos homônimos, são geralmente considerados corpos subvulcânicos pela maioria dos

autores, em função de argumentos tanto geológicos como geocronológicos (idades em torno de 1800-1700ma, Tabela 1; ver também Santos, 1982; Tassinari *et al.*, 1984). Pertencem a este cronogrupo vários granitóides economicamente muito importantes, agrupados nas "suites" Mapuera (granitos 3a, com quartzo monozitos e quartzo monzodioritos subordinados), Saracura (granitos 3a e álcali-feldspato granitos) e Maloquinha (granitos 3a e 3b, com álcali-feldspato granitos) (ver compilação em Santos, 1982, e Tabela 2).

c) O cronogrupo dos maciços pós-cobertura (com idades em torno de 1550-1400, ver Tabela 2) encontra-se representado, na Amazônia Central e Oriental, por vários maciços-tipo que invadem as rochas sedimentares de cobertura. Engloba, entre outros, maciços atribuídos às "suites" Surucucus (e Tiquié), Abonari, Velho Guilherme, Teles Pires, e alguns outros que são considerados mais jovens, principalmente com base em argumentos geocronológicos (e.g., S. da Providência, Redenção etc.). Esporádica ou constantemente, identificam-se como integrantes destas "suites" algumas rochas rapakivi (s.s.), junto com granitóides equigranulares e porfiríticos com texturas normais; petrograficamente, parecem dominar os granitos 3a, os álcali-feldspato granitos, e quartzo sienitos.

Dos cronogrupos pós-Xingu, este é o de maior complexidade. Com efeito, as unidades sedimentares Pré-Paleozóicas de cobertura apenas marcam o limite cronológico inferior. Os poucos dados conhecidos, principalmente geocronológicos, mostram que existiriam vários episódios intrusivos, ainda pouco estudados (e.g., variações nas idades dos maciços, de 1550 até 1400 ma, e a identificação de granitos "rondonianos" mais jovens, com idades em torno de 1000 ma; Tabela 2).

Discussão do conceito de "suite"

O termo "suite" é recomendado na literatura estratigráfica para definir um conjunto de rochas ígneas ou metamórficas. Assim, o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica indica que a "suite" é uma "unidade formal constituída pela associação de diversos tipos de uma única classe de rochas, intrusivas ou metamórficas, discriminadas por características texturais ou mineralógicas, ou composição química" (Petri *et al.*, 1982).

Seguir à risca esta definição (e outras similares), significaria agrupar como "suite" todos os granitóides de uma determinada região, independentemente de considerações estratigráficas ou petrológicas. O conceito, formulado dessa maneira, é muito abrangente, e deve ser redefinido.

O termo "suite" ígnea deve ser aplicado apenas para um conjunto de rochas geograficamente restritas e petrogeneticamente associadas entre si (e portanto com idades semelhantes); a identificação de uma "suite" deve ser feita, em consequência, em função de argumentos detalhados tanto geológico-estratigráficos como mineralológicos.

gicos-petrográficos-químicos. Assim, rochas granitóides de idades diferentes e/ou de faciologias claramente distintas devem ser atribuídas, pelo menos em princípio, a "suites" também distintas ; não deve-se esquecer que existem, na celebrada expressão de Read, "granitos e granitos" (para uma discussão mais detalhada, ver Ulbrich, 1984).

Esta definição é, como a de "Formação" sedimentar, bastante rigosa, e supõe conhecimentos prévios aprimorados das rochas que se pretente agrupar.

Se os critérios para identificar "suites" parecem simples (localização geográfica restrita, feições petrográficas-mineralógicas comparáveis, idades semelhantes), difícil é, entretanto, a definição na prática. Um exemplo das incertezas aparece ilustrado nas " suites" propostas para a Folha SB.22. A maioria dos granitóides da região, agrupados como pertencentes às "suites" Maloquinha e Velho Guilherme (e.g. Bettencourt *et al.*, 1981), foram divididos por Cunha *et al.*, (1981) entre as "suites" Rio Dourado (pós- Uatu mã), Tarumã (pós-cobertura) e Redenção (mais jovem, supostamente com idade Rb/Sr convencional de 700 ma, hoje corrigida para 1350 ma, Tassinari *et al.*, 1984). A grande maioria dos granitóides afloram em áreas do embasamento ou, quando muito, em regiões com afloramentos de vulcanitos Uatumã. Desconhecem-se, em grande parte, as feições geológicas ou petrográficas-petroológicas dos vários granitóides e inexistem, em consequência, a possibilidade de catalogar o que seria específico de cada "suite".

Resta unicamente o recurso das datações geocronológicas, que apenas discrimina "cronogrupos", não "suites". Por outra parte, defi nir geocronologicamente maciços subalcalinos (a alcalinos)deste tipo é tarefa ingrata, em parte por possíveis problemas de migra ção seletiva pós-magmática de elementos (e.g., Dall'Agnol *et al.*, 1984).

Características petrográficas

Para a identificação de linhagens petrográficas e metalogenéticas de granitóides, é de fundamental importância a descrição detalhada de maciços individuais, com ênfase na identificação das caracte rísticas petrográficas, texturais, mineralógicas e químicas.

São conhecidos os ensaios mais recentes, na literatura universal, que separam as rochas granitóides em linhagens I, S, etc., com significados geoquímicos, petrogenéticos e geotectônicos claramente diferenciados (ver, por exemplo, Pitcher, 1983). Em parte, apareçam essas tendências refletidas tanto na mineralogia como nas variações modais dos granitóides; os dados petrográficos, quando lançados no triângulo modal Quartzo-Plagioclásio-Feldspato Alkali no (Q-P-FA, Streckeisen, 1976) desenham tendências específicas, que permitem identificar, com bastante segurança, as linhagens

geoquímicas-geotectônicas (e.g., Lameyre e Bowden, 1982).

Convém analisar, à luz destas considerações, os dados geológicos e petrográficos publicados (ver Tabela 2, e referências nela indicadas):

a) Pouco se sabe, até o momento, sobre as rochas graníticas que são as representantes dos cronogrupos pré-Uatumã, em parte por tratar-se de ocorrências de pouco ou nenhum interesse econômico. A julgar pelos escassos dados publicados, predominam granodioritos, tonalitos, quartzo dioritos, etc., aparentemente ocupando os campos petrográficos (no triângulo Q-P-FA) que definem tendências calco-alcalinas (ver Lameyre e Bowden, 1982).

b) Nota-se que a maioria dos maciços granitóides pós-Xingu foram definidos com base em observações pontuais. Forma e contornos são geralmente identificados por interpretações de imagens. Observações mais detalhadas, já publicadas, são mais raras (e.g., Dall'Agnol *et al.*, 1984; Bettencourt e Kaedei, 1984). Apenas nos últimos anos, acompanhando o interesse pela procura de jazidas de Sn, foram realizados mapeamentos de detalhe ou semidetalhe de maciços selecionados, a maioria ainda não publicados.

c) A maioria dos maciços descritos são caracterizados, na literatura (ver Tabela 2) apenas em função da descrição microscópica de umas poucas lâminas, completadas com apreciações visuais das proporções modais. Modas contadas com "point counter" são citadas mais raramente (ver, por ex., Santos, 1982). Mesmo assim, surge a impressão que os maciços granitóides pós-Xingu estão constituídos predominantemente por apenas quatro grupos texturais de rochas graníticas. Dois são inequigranulares, um deles rapakivi (com feldspatos potássicos centimétricos ovoidais, com ou sem cobertura externa de plagioclásio), o outro porfirítico normal (com feldspato potássico centimétrico tabular idiomórfico). Os outros dois grupos são de granitos equigranulares, em parte granofíricos, do tipo 3a e 3b (e, mais raramente, também do campo 2): o primeiro deles é de granulação média-grossa, o segundo é um "microgranito" fino-médio. Os máficos acompanhantes mais comuns são biotita e/ou hornblenda: algumas variedades, aparentemente em proporções subordinadas, são rochas francamente alcalinas, com piroxênio e/ou anfibólio alcalinos (ver comentários em Dall'Agnol, 1982a, 1982b).

d) No diagrama modal Q-P-FA, os granitóides dos maciços pós-Xingu situam-se, portanto, na sua grande maioria nos campos 3a e 3b (e em parte no campo 2), com pouca ou nenhuma distribuição por campos vizinhos. Identifica-se assim uma tendência petrográfica que na literatura universal é tida como característica de linhagens granitóides ("anorogênicas") do tipo S e/ou A (e.g., Pitcher, 1983), como por outra parte já assinalado, implícita ou explicitamente, por vários autores (e.g., Bettencourt *et al.*, 1981, e vários outros). Nestas linhagens, típicas rochas calco-alcalinas

são raras ou inexistentes; portanto, vários dos tipos calco-alcalinos referidos na literatura como integrantes dos maciços granitóides amazônicos (e.g., granodioritos, tonalitos, etc.) devem ser atribuídos, provavelmente, ao Complexo Xingu.

O "domínio" Xingu-Iriri

Nas páginas precedentes, foi discutido o conceito de "suite" granitóide, como ele é utilizado na literatura, e a conclusão é no sentido de considerar tentativos os agrupamentos de maciços propostos até hoje, por se carecer de fundamentos sólidos. Vários argumentos geológicos reforçam esta tese, indicando que vários maciços granitóides posicionam-se em áreas ou "domínios" estruturais definidos.

No mapa geológico da Amazônia (Folhas SB.21, SB.22 e SC.22), observa-se marcado paralelismo no percurso dos rios Xingu e Iriri, nas suas partes centrais; acompanhando o curso superior do rio Iriri, são propostas algumas falhas de direção N 40-50W. Desenha-se assim um bloco geométrico de largura média de 160 km e comprimento mínimo de 350 km, que parece estar separado, também geologicamente, dos domínios vizinhos. Neste bloco, é mais extensa a cobertura de vulcanitos Uatumã, e é também muito maior a frequência de afloramentos de sedimentos de cobertura (sugerindo preservação por subsidência de blocos).

O mapa da Amazônia Legal, publicado pelo Radambrasil em escala 1:2.500.000, adiciona alguns dados de interesse. Na região do interflúvio Xingu-Iriri, inexitem (ou são muito raros) referências a ocorrências de Au, muito frequentes a W do rio Iriri (e principalmente no interflúvio Tapajós-Jamanxim), como provável expressão de sequências vulcano-sedimentares (arqueanas?) não mapeadas. Para E do rio Xingu, são citadas, outra vez, ocorrências de Au. A ausência (ou escassez) desse metal no interflúvio Xingu-Iriri é indicação de uma evolução petrogenética-estrutural diferente daquela mostrada pelas áreas vizinhas. Estas observações permitem identificar, o título tentativo, o "domínio" Xingu-Iriri, abrangendo a região assinalada acima, cuja definição geológica mais precisa (limites, natureza etc.) ficará por conta de trabalhos específicos.

Identificar "domínios" significa limitar áreas com histórias geológicas específicas, geralmente diferentes das encontradas nos "domínios" limítrofes; *os granitóides de cada "domínio"*, portanto, *não devem ser agrupados* com os de outros domínios (ver discussão em Ulbrich, 1984; Janasi e Ulbrich, 1985).

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DAS UNIDADES MAPEÁVEIS, REGIÃO DE SÃO PEDRO DO IRIRI.

Descrevem-se, a seguir, as várias unidades mapeáveis, identificadas por denominações informais, conforme justificativas apresenta

das nas discussões das páginas precedentes. A distribuição dos vários tipos litológicos aparece lançada na Figura 1. Definições mais detalhadas serão apresentadas num trabalho futuro.

a) O maciço São Pedro do Iriri.

Encaixados no interior de um bloco estrutural de direção NW, encontram-se os afloramentos que constituem o maciço granitóide São Pedro do Iriri. Trata-se de um corpo algo irregular, grosseiramente retangular, alongado também segundo NW, com dimensões de 9 x 3 km, e superfície aflorante aproximada de 25 - 27 km². A parte aflorante é, provavelmente, apenas a culminação de um maciço maior; com efeito, sondagens realizadas sobre rochas de cobertura, na parte SE do distrito, atingem rochas granitóides intemperizadas a poucos metros de profundidade.

As observações geológicas e macroscópicas mostram que predomina no maciço um granito (provavelmente 3b) equigranular, por vezes algo inequigranular. O feldspato potássico, róseo, é o feldspato predominante; geralmente milimétrico, ele por vezes atinge dimensões centimétricas, apresentando-se então como cristais tabulares subidiomórficos e conferindo caráter porfirítico local à rocha. Deste feldspato, diferencia-se, na amostra de mão, o plagioclásio mais esbranquiçado, tabular-subidiomórfico. O quartzo nestas rochas é de cristalização precoce e destaca-se pelo seu tamanho milimétrico (6-10mm), semelhante ou até superior ao dos feldspatos; o hábito é tipicamente globular-irregular, e aparece em algumas amostras como verdadeiro "fenocristal". O mineral máfico predominante é biotita laminar, homogeneamente distribuída; as suas proporções são geralmente escassas (raramente atingindo 10%). As rochas são, portanto, leucocráticas a hololeucocráticas (< 5% de máficos).

Encontra-se também uma variedade de "microgranito", com textura hipidiomórfica a sacaróide, fina-média, na qual a biotita é mineral raro ou inexistente. Esta variedade faciológica, em parte ainda com quartzo globular se destacando pelo tamanho mais avançado, foi encontrada principalmente na borda externa SE do maciço.

No interior do maciço, encontram-se frequentemente veios de espessuras milimétricas a centimétricas de quartzo leitoso (por vezes mostrando alguns cristais de volframita e óxidos). Em outros casos, ocorrem várias gerações de veios de quartzo, cujas idades relativas são identificadas pelas relações de contatos mútuos.

Rochas cataclasadas são também frequentemente encontradas no interior do maciço, aparentemente acompanhando algumas das falhas visíveis nas fotografias aéreas; nessas áreas, feldspato avermelhado e quartzo aparecem esmagados, e a biotita é escassa ou está ausente, aparentemente por esmagamento, e conversão em clorita e outros minerais.

São observadas, tanto no interior do maciço como na sua periferia (principalmente na área do contato SE, com quartzos arenitos), um conjunto de faixas de greisens (exo- e endo-greisen). Estas rochas se identificam pelo predomínio de quartzo leitoso, de granulação fina-média, sobre micas claras esverdeadas, finas a muito finas; minerais opacos são frequentes em alguns destes greisens (hematita, cassiterita e outros), que aparecem em pequenos geodos, em veios, e disseminados.

Os igarapés que drenam o maciço encontram-se mineralizados; resta pouca dúvida que a fonte de cassiterita são os granitóides S.P.I do Iriri.

b) Os quartzos-arenitos Triunfo

Como blocos geralmente isolados, encontram-se afloramentos de quartzos-arenitos brancos e levemente amarelados, em parte mineralizados com cassiterita e atravessados por veios de quartzo neoformado (observados principalmente na parte SE da área, Figura 1, no contato com as rochas do maciço granitóide).

Observações não sistemáticas de campo mostram que os blocos de arenitos são litologicamente muito semelhantes. Os quartzos-arenitos apresentam quartzo como mineral quase único, como grãos aparentemente subangulares a subarredondados, em parte recristalizados (com crescimento secundário?). Ocorre, adicionalmente, com bastante frequência, material caulínico intersticial, derivado da alteração de grãos primários de feldspatos. A rocha está parcialmente cimentada, principalmente por sílica; a seleção é moderada a pobre, com granulometria variando de 1mm até apr. 0,1 - 0,2 mm.

Os arenitos são geralmente maciços, na amostra de mão; a estratificação é grosseira a muito grossa, pouco marcada; são raras as amostras com laminação, e não foram observadas estruturas sedimentares, tais como marcas de ondas, estratificação cruzada, etc. Inexistem níveis de conglomerados, ou de arenitos conglomeráticos.

Propõe-se para esta unidade o nome informal de "quartzo-arenito Triunfo", optando assim por destacar o nome da litologia predominante (Pettijohn, 1975); conserva-se também o nome geográfico "Triunfo", utilizado por Silva *et al.*, (1974) para identificar arenitos ricos em quartzo, no Igarapé Triunfo (Folha SB.22).

c) O Maciço Bala

A SW do maciço S.P. do Iriri, encontra-se o maciço Bala, nome informal aqui adotado para um stock subcircular, de 4 x 5 km. O maciço, claramente visível em imagens de sensoriamento, surge numa zona de relevo arrasado, na qual ocorrem afloramentos atribuídos ao Complexo Xingu. Na parte setentrional, o stock é cortado pela

estrada que leva da mina S.P. do Iriri até o rio Iriri. Nessa área, encontram-se blocos de rochas graníticas inequigranulares (granitos 3b), caracterizadas por mostrar feldspato potássico róseo retangular-subidiomórfico (com tamanhos que variam entre 10 a 15mm), que constitui por vezes até 30-40% da rocha. A matriz, em parte gradacional, é de granulação média-grosseira, com quartzo, feldspato potássico róseo de menor tamanho, e plagioclásio esbranquiçado tabular; em proporções menores, destacam-se como minerais máficos biotita laminar e hornblenda subidiomórfica-prismática.

O maciço Bala não está mineralizado, mostrando tendências petrográficas diferentes das do maciço S.P. do Iriri.

d) Os vulcanitos do Supergrupo Uatumã

Diretamente apoiados sobre rochas do Complexo Xingu, encontra-se na região uma sequência de rochas de origem vulcânica, maciças e geralmente sem sinais evidentes de bandamento, acamamento ou estruturação. Os vulcanitos, colocados aparentemente de maneira subhorizontal, capearam um relevo que, já na época do vulcanismo, devia ser bastante arrasado e com poucos desníveis topográficos.

A observação macroscópica mostra rochas maciças, com alteração pelo menos incipiente, por vezes bastante pronunciada, de provável origem hidrotermal. Os vulcanitos estão, em geral, muito mais intemperizados que as rochas granitóides ou sedimentares, e os afloramentos são portanto mais escassos e de pior qualidade. As cores predominantes são cinza-esverdeadas escuras e cinza-avermelhadas. Observa-se, na amostra de mão, tanto tipos petrográficos completamente afaníticos, como outros com escassos fenocristais de plagioclásio esbranquiçado alterado, colocados em matriz fina ou afanítica. Em consequência, uma avaliação macroscópica classificaria estas rochas como "feno-dacitos", se são seguidas as regras propostas em Streckeisen (1967, 1976). No entanto, o estudo de algumas lâminas ao microscópio mostra, na região de S.P. do Iriri, predomínio absoluto de rochas piroclásticas (de composição global também andesítica ou dacítica; J. M.V. Coutinho, com. pessoal) desmentindo assim a conclusão baseada na observação macroscópica. Em outras regiões, predominam como constituintes do Supergrupo Uatumã vários tipos de vulcanitos (riolitos, dacitos, andesitos) e rochas piroclásticas associadas (e.g., Ianhez *et al.*, 1982; Montalvão *et al.*, 1984, b).

e) Granitóides rapakivi (e porfiríticos associados)

Nas margens do igarapé Bala, encontram-se blocos de granitóides porfiríticos, de cor róseo-avermelhado, com característicos megacristais de feldspato potássico róseos, ovoidais ou retangulares-subidiomórficos, colocados em matriz gradacional, em parte bastante fina. Os megacristais de feldspato potássico (por vezes de até 3 cm de tamanho), apresentam-se com densidades muito diferentes, mas raramente ultrapassando 10% da rocha. Acompanham também

megacrístais de plagioclásio esbranquiçado de até 15 mm, desde tabulares-retangulares até algo arredondados, em quantidades semelhantes às do feldspato potássico, e cristais maiores mais raros de quartzo (até 5-6 mm) arredondados. Os minerais máficos aparecem como glomérulos milimétricos, constituídos por pequenas lâminas de biotita e cristais de hornblenda (?). A matriz, de cor avermelhada-ferrugem, é geralmente de granulação fina, mais raramente média; nela, predominam feldspatos avermelhados e quartzo, e os máficos são raros.

A maioria dos blocos mostram granitos com textura viborgítica, com os ovóides de feldspato potássico capeados por uma borda externa milimétrica de plagioclásio branco; a textura piterlítica parece ser mais rara. Estas texturas alternam com outras, de aspecto macroscópico idêntico, nas quais o feldspato potássico apresenta-se subidiomórfico-retangular.

Na literatura da Escandinávia, restringe-se geralmente o termo "granito rapakivi" para aquelas rochas porfiríticas com feldspatos potássicos ovoidais (viborgitos e piterlitos, segundo que predominem, respectivamente, os ovóides rodeados, ou não, por plagioclásio) e com presença de quartzo megacrístalino corroído, de hábito geralmente bipiramidado; a matriz fina ou média, apresenta-se com uma segunda geração de feldspatos e quartzo (e.g., Vorm, 1976). Granitóides que não exibem a textura rapakivi não devem ser identificados como "granitos rapakivi", mesmo se aparecem a eles associados.

A falta de pesquisas de campo mais detalhadas não permite definir a extensão dos afloramentos de granito rapakivi, na região do Igarapé Bala. Nas imagens de sensoriamento, exibem-se feições de drenagem e topografias algo mais acidentadas, que se destacam do relevo arrasado e plano circundante, atribuído ao Complexo Xingu, sugerindo portanto que os granitóides rapakivi do Igarapé Bala constituem parte de um maciço de porte maior. De qualquer maneira, as rochas rapakivi, (e as com texturas porfiríticas, a elas associadas) representam uma unidade granitóide distinta, intrusiva em rochas do Complexo Xingu.

f) As rochas do Complexo Xingu

Em áreas de relevo arrasado e topografia plana, observam-se apenas blocos soltos de rochas de aspecto ígneo, de granulação média a fina, cores cinzentas claras a escuras, caracterizadas em geral pela abundância e até predomínio de plagioclásio esbranquiçado; o feldspato potássico, rosado claro, parece ser subordinado. O quartzo, sempre presente, é intersticial. Entre os minerais máficos, destacam-se tanto biotita como anfibólio. As descrições macroscópicas, bem como algumas descrições microscópicas e dados de literatura, indicam que se tratam, predominantemente, de granodioritos (com passagens para granitos 3b), tonalitos, quartzo dioritos, etc. São rochas granitóides que se diferenciam, portanto, signifi

cativamente daqueles que constituem os maciços intrusivos pós-Xingu, aflorantes na região.

Faltam por completo dados geológicos mais apurados para identificar melhor as ocorrências destas rochas; entretanto, a falta de estruturas orientadas, e o seu aspecto textural de típica rocha ígnea, sugerem se tratar de rochas intrusivas (corpos sin- ou tardi-tectônicos?), eventualmente equivalentes a alguns dos maciços granitóides do Complexo Xingu, já descritos em outras áreas.

g) As rochas de corpos geológicos menores

No mapa da Figura 1, representam-se dois corpos de rochas intrusivas básicas, similares em termos petrográficos. A rocha, na amostra de mão, é de aspecto ora porfirítico, ora equigranular, e de cor geral esverdeada; os megacristais, quando presentes, são plagioclásios esbranquiçados, tabulares-alongados e milimétricos, colocados em matriz esverdeada contendo minerais máficos (alterados) e félsicos de menor tamanho. As características megascópicas são as de rochas gabróides ou diabásicas. Uma amostra laminada, proveniente do corpo subcircular setentrional (Figura 1), mostra textura subofítica, com plagioclásio e piroxênio alterados por influência de atividade hidrotermal (ou retrometamórfica) de caráter local.

Localmente, encontram-se ainda, como blocos isolados, rochas porfiríticas, caracterizadas pela presença de megacristais de feldspato potássico róseo em matriz fina ou afanítica. Estas rochas podem ser classificadas como "pórfiros", e o padrão de afloramentos sugere que se trata de diques, provavelmente relacionados com o ciclo vulcânico Uatumã.

Estrutura

A área encontra-se intensamente fraturada e falhada. Os quartzos arenitos aparecem como afloramentos isolados, mais raramente algo contínuos, em atitude subhorizontal. A impressão é a de blocos fraturados, em parte basculados por movimentos tectônicos locais e, em parte, provavelmente também deslocados pela invasão do maciço S.P. do Iriri. Os vulcanitos estão alterados e apresentam-se fortemente intemperizados; em consequência, as observações são precárias.

No mapa da Figura 1, destacam-se principalmente dois sistemas de falhas subverticais (com direções predominantes NE e NW), cujo desenho foi definido por interpretação de imagens de sensoriamento.

É difícil indicar a idade relativa dos falhamentos, principalmente pela impossibilidade da observação, no campo, de afloramentos contínuos. Várias falhas NE cortam as falhas do sistema NW, além de cortar rochas do maciço S.P. do Iriri. Por outro lado, as falhas NW mais setentrionais parecem cortar algumas do sistema NE. A conclusão mais prudente é a de supor dois sistemas conjugados de fra

turas, ativadas e reativadas várias vezes, tanto *antes* da intrusão do maciço S.P. do Iriri, como *durante e depois* de sua colocação.

O maciço citado aflora principalmente no interior de um bloco a alongado retangular, de direção NW, claramente limitado pelo sistema NE de fraturas e, principalmente, por falhas do sistema NW. Nesse bloco, os granitóides aparecem como culminação topográfica, provavelmente condicionada por erosão diferencial. Por outra parte, a existência do bloco retangular, e a distribuição dos quartzos a arenitos (presentes principalmente na parte E do mapa) sugere movimentações diferenciais essencialmente verticais, que aparecem desenhadas no esquema da Figura 2. Este esquema sugere a formação inicial de uma zona de debilidade local, de caráter tensional, representada pelo bloco alongado, eventualmente aproveitada por magmas granitóides para o "emplacement" do maciço S.P. do Iriri.

Idades relativas das unidades mapeadas

As relações de contato permitem estabelecer claramente as idades relativas para quatro das unidades mapeadas na região. São as seguintes, ordenadas da mais nova para a mais antiga:

a) o maciço granítico S.P. do Iriri; **b)** os quartzos-arenitos Triunfo; **c)** vulcanitos do Supergrupo Uatumã; **d)** rochas granitóides equigranulares (granodioritos, etc.) atribuídos ao Complexo Xingu.

É difícil a definição cronológica das outras unidades. O maciço Bala, pela falta de mineralização significativa e por suas características petrográficas, é diferente do maciço S.P. do Iriri; é tentativamente considerado pré-cobertura (intrusivo nos vulcânicos Uatumã?). Os granitóides rapakivi são intrusivos no Complexo Xingu, mas é desconhecida a relação com outras unidades (pré-Uatumã?; granitóides "novos", no estilo de muitos granitos rapakivi de outras áreas da Amazônia?).

Os diques de rochas porfiríticas (riolito pórfiros, etc.) estão provavelmente associados ao ciclo Uatumã. O mapa da Figura 1 sugere que as rochas gabróides (principalmente as do corpo subcircular setentrional) invadem vulcanitos; a sua idade provável, portanto, é pós-Uatumã (ou até posterior ao maciço S.P. do Iriri).

Agradecimentos. Os autores agradecem, em especial, a colaboração da equipe técnica da Mineração Canopus Ltda., durante a etapa de mapeamento. Aspectos parciais do trabalho foram discutidos com A. C. Rocha-Campos, K. Suguio, T. Fairchild, C. Tassinari e W. Teixeira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO J.F.V., MONTALVÃO R.M.G. de, LIMA M.I.C. de, FERNANDES P.E. C.A., CUNHA F.M.B. da, FERNANDES C.A.C., BASEI M.A.S. 1976. *Folha SA.21. Santarém. I Geologia*. Vol. 10, Projeto Radambrasil, Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, p. 21-122.
- BARBOSA O. 1966. Geologia Básica e Econômica da Região do Médio Tapajós, Estado do Pará. *Bol. Div. Fom. Prod. Mineral*, Rio de Janeiro, nº 126, 55 p.
- BARBOSA O., ANDRADE Ramos J.R., ANDRADE Gomes F., HELMBOLD R. 1966. Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da Área do Projeto Araguaia. *Monogr. Div. Geol. Mineral*, nº 19, Rio de Janeiro, 94 p.
- BETTENCOURT J.S., DAMASCENO E.C., FONTANELLI W.S., FRANCO J.R.M., PEREIRA N.M. 1981. Brazilian Tin Deposits and Potential. *Paper 3 (ii)*, Fifth World Conf. Tin, Kuala Lumpur, 69 p.
- BETTENCOURT J.S. e KAEDEI M. 1984. Reconhecimento dos Granitos Rapakivi (s.s.) da Região Rio Caripunas- Estado de Rondônia. *An. II Symp. Amazônico*, Manaus, p. 271-285.
- CUNHA B.C.C., POTIGUAR L.A.T., IANHEZ A.C., BEZERRA P.E.L., PITTHAN J.H.L., SOUZA Jr. J.J., MONTALVÃO R.M.G., SOUZA A.M.S., HILDRED P.R., TASSINARI C.C.J. 1981. *Folha SC. 22 Tocantins. 1. Geologia*. Vol. 22, Projeto Radambrasil, Min. Minas e Energia, Rio de Janeiro, p. 21-179.
- DALL'AGNOL R. 1982a. Maciço Jamon: Evolução Petrográfica de um Granito da Amazônia Central. I Simp. Geol. Amazônica, Belém, *Anais...* vol. 2, p. 139.-161.
- DALL'AGNOL R. 1982b. Os Granitos Anorogênicos da Amazônia Brasileira: suas Analogias com os "Younger Granites" do Oeste da África. Quinto Congr. Latinoamericano Geol., Buenos Aires, *Actas...*, vol. 2, p. 113-131.
- DALL'AGNOL R., SCHUCKMANN W.K., BASEI M.A.S., SCHELLER T. 1984. Novos Dados Geocronológicos e Estudo de Elementos Traços de Maciços Graníticos Anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil). II Symp. Amazônico, Manaus, *Anais...* p. 59-74.
- IANHEZ A.C., CUNHA B.C.C., BEZERRA P.E.L., POTIGUAR L.A.T., PITTHAN J.H.L., MONTALVÃO R.M.G. 1982. Vulcano-plutonismo da Extremidade SE da Plataforma Amazônica. I Simp. Geol. Amazônia, Belém, *Anais...* p. 128-146.
- JANASI V.A. & ULBRICH H.H. 1985. Avaliação das Informações Disponíveis para os Granitóides do Estado de São Paulo. Quinto Simp. Reg. Geol., Núcleo São Paulo, Soc. Brasil. Geol. *Atas...* (no prelo).

- LAMEYRE J. & BOWDEN P. 1982. Plutonic Rock Type Series: Discrimination of Various Granitoid Series and Related Rocks. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 14, p. 169-189.
- LOURENÇO R.S., MONTALVÃO R.M.G., PINHEIRO S.S., FERNANDES P.E.C.A., PEREIRA E.R., FERNANDES C.A.L., TEIXEIRA W. 1978. *Folha SA. 20 Manaus*. I. Geologia. Vol. 18. Projeto Radam Brasil. Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, p. 19-164.
- MONTALVÃO R.M.G., BEZERRA P.E.L., PRADO P., SILVA S.J., ARAÚJO H.J.T. 1984a. Variação dos Elementos Maiores (óxidos) com Índices de Diferenciação do Supergrupo Uatumã, na parte S da Amazônia. II Symp. Amazônico, Manaus, *Anais...* p. 213-218.
- MONTALVÃO R.M.G., BEZERRA P.E.L., SILVA S.J., ARAÚJO H.J.T., PRADO P. 1984b. Petrografia e Química das Rochas Vulcânicas e Piroclásticas do Supergrupo Uatumã na Região Sul da Amazônia. II Symp. Amazônico, Manaus, *Anais...* p. 219-269.
- PETRI S., COIMBRA A.M., AMARAL G., OJEDA H.A.O., FÚLFARO V.J., PONÇA NO W.L. 1982. Código Estratigráfico Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Ed. Preliminar*. Soc. Bras. Geol. Núcleo São Paulo, 55p.
- PETTIJOHN E.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. 3ª ed., Harper, New York, 628 p.
- PITCHER W.S. 1983. Granite Type and Tectonic Environment In Hsu H.J. (ed.) *Mountain Building Processes*. London, Academic Press, p. 19-40
- RAMOS J.F.F., MOURA C.A.V., MELO C.F., PEREIRA J.L., SERIQUE J.S. C.B., RODRIGUES R.M. 1984. Uma Discussão sobre Sequências Sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, SE do Pará. 33º Congr. Brasil. Geol., Rio de Janeiro, *Anais...* p. 862-872.
- SANTOS D.B., MONTALVÃO R.M.G., RODRIGUES O.B., LEAL J.W.L. 1982. Coberturas Vulcano-sedimentares e Sedimentos Pré-Cambrianos da Plataforma Amazônica. I Simp. Geol. Amazônia, Belém, *Anais* vol. 1, p. 163-184.
- SANTOS D.B., FERNANDES P.E.C.A., DREHER A.M., CUNHA F.M.B., BASEI M.A.S., TEIXEIRA J.B.S. 1975. *Folha SB 21 Tapajós*. Geologia. Vol. 7. Projeto Radam, Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, p.15-99.
- SANTOS J.O.S. 1982. Granitos Proterozóicos da Plataforma Amazônica, Brasil. Quinto Congr. Latinoamericano Geol., Buenos Aires, *Actas...* v. 2, p. 97-112.
- SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H.E. 1984. *Geologia do Brasil*, texto explicativo do mapa geológico do Brasil, e da área oceânica adjacente. Dep. Nac. Prod. Min., Brasília, 501 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 de Sc.22 Tocantins*. Projeto Radam, Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, p. 1-143.

SILVA G.H., LEAL J.W.L., MONTALVÃO R.M.G., BEZERRA P.E.L., PIMENTA O.N.S., TASSINARI C.C., FERNANDES C.A.C. 1980. *Folha SC.21, Juruena*. 1. Geologia. Projeto Radam Brasil, Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, p. 21-96.

STRECKEISEN A. 1967. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Mineral. Abh.* 107, 144-240.

STRECKEISEN A. 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name. *Earth Science Review*, 12, p. 1-33.

TASSINARI C.C.G., SIGA Jr. O., TEIXEIRA W. 1984. Épocas Metalogénicas Relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. 33^o Congresso Brasil. Geol., Rio de Janeiro, *Anais...* vol.6, p.2963-2977.

ULBRICH H.H. 1984. A Petrografia, a Estrutura e o Quimismo de Nefelina Sienitos do Maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. *Tese Livre Docência*, Inst. Geociências, Univ. São Paulo.

VORMA A. 1976. On the Petrochemistry of Rapakivi Granites with Special Reference to the Laitila Massif, SW Finland, *Geol. Surv. Finland Bull.* 285, 98 p.

TABELA 1. CARACTERÍSTICAS DAS VÁRIAS FORMAÇÕES SEDIMENTARES DE COBERTURA, AMAZÔNIA CENTRO-MERIDIONAL

UNIDADE	ÁREA	CARACTERIZAÇÃO E FEIÇÕES LITOLÓGICAS	CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS
Fm Rio Fresco	Folha SB.22 (Araguaia)	Dividida por Silva et al., 1974, em dois membros. <u>Membro Azul</u> , basal, com conglomerado cinza (seixos de qzo e qzto), arenito creme mal selecionado, e folhelhos pretos, man-ganesíferos e carbonosos. <u>Membro Naja</u> (interior do anticlinório da Tocadera, Ig. Naja): arenitos arcósianos, siltitos, grauvauques e folhelhos.	Estratos horizontais a levemente de-formados, sobrepostos pela Fm Sobreiro (SG Uatumã) e, em partes, pela Fm Gorotire. Atribuída à parte basal do SG Uatumã (Silva et al., 1974).
Fm Gorotire	Folha SB.22 (Araguaia)	Originalmente definida por Andrade Ramos (1955), na região do alto rio Fresco. Posteriormente, Barbosa et al. (1966) iden-tificam na S. de Gorotire (Folha SB.22) a seguinte seção de "ortoquartzitos" brancos com mergulhos de 11-18°: 1) areni-to grosso basal, caulínico, com seixos de qzo, qzto e vulcani-tos; 2) arenito caulínico, com estr. cruzada; 3) arenito médio caulínico; 4) arenito duro; 5) arenito duro; 6) arenito caulí-nico grosso; 7) arenito duro; 8) arenito duro; 9) arenito gros-so, com seixos de qzo e qzto. Na Folha SB.22 (Silva et al., 1974), várias seções descritas: a) Arenitos duros pouco se-leccionados (creme, cinzas, róseos, claros, etc.; por vezes, estr. cruzada), arenitos feldspáticos (feld. -10%), siltitos compactos (creme; acinzentados a pretos); arenitos conglome-ráticos (fragmentos de rochas e qzo), conglomerados (com sei-xos de qzo).	Suavemente dobrados, sobrepostos dis-cordantemente à rochas do SG Uatumã.
Fm Gorotire	Folha SB.21 (Tapajós)	Várias seções descritas (Santos et al., 1975): a) Riozinho do Anfrizio, afluente esq. do rio Iriri: arcósio basal róseo-ar-roxeado (fragmentos subangulosos), conglomerado avermelhado (seixos de vulcanitos e granitóides, 4-40 cm), arenitos cre-me-amarelo a róseos (com qzo e feld); b) Em outros aflora-mentos, são citados arenitos feldspáticos, arcósios e con-glomerados polimícticos.	Deformados, mostrando "dobramento de acomodação", por adaptação a movimen-tos da plataforma (Santos et al., 1975, p. 68, 71).
Fm Gorotire	Folha SC.22 (Tocantins)	Várias seções descritas (Cunha et al., 1981): a) Margens do rio Xingú: ortoquartzitos compactos cimentados (seixos de qzo e qzto); arenitos líticos esbranquiçados a róseos (grãos ar-redondados) e níveis de conglomerado (seixos pouco trabalha-dos de qzto e riolito); b) Ribeirão dos Trairões: sobre vul-canitos do SG Uatumã, níveis de conglomerado (70m), com sei-xos de qzo, qzto e tufitos; c) S de Mururé: quartzito cinza basal compacto, quartzito acinzentado, arenito branco grossei-ro; siltito (tufito?) avermelhado laminado, quartzito esbranqui-çado (estr. cruzada); d) Ribeirão da Pas: discordantes sobre C Xingú e SG Uatumã, arenito compacto fino, arenito conglomerá-tico (seixos de qzo), arenito compacto fino, arenito esbranqui-çado grosseiro, arenito médio; e) Morro de S. João e S de Ta-pirapé: conglomerado basal (seixo de qzo, qzto e filitos), co-locados sobre SG Uatumã.	Blocos basculados e fraturados, em parte também levemente metamorfisa-dos. Mergulhos por vezes bastante pronunciados (Cunha et al., 1981).
Fm Prosperança	Folha SB.21 (Tapajós)	São descritos (Santos et al., 1975) arenitos espessos brancos a avermelhados (arcósianos, bem estratificados a laminados, com estr. cruzada), siltitos maciços avermelhados, conglome-rados (seixos de qzo, qzto e riolitos de até 25 cm), algu-mas brechas (intraformacionais?).	Estratos horizontais, considerados posteriores a Fm Gorotire (deforma-dos), por razões estruturais. Em ge-ral colocados diretamente sobre SG Uatumã. Correlata a Fm Triunfo (Fo-lha SB.22).
Fm Triunfo	Folha SB.22 (Araguaia)	Definida por Silva et al. (1974), na seção do Ig Triunfo (aflu-ente do rio Xingú). Várias seções descritas (Silva et al., 1974): a) Ig Triunfo: ortoquartzitos conglomeráticos, com seixos de vulcanitos e itabiritos; b) Margens do rio Xingú, várias descrições: arenitos conglomeráticos (com seixos de qzto, itabirito, etc.); arenitos brancos e avermelhados (arco-sianos, compactos, estratificados); c) Morro do Oxi, margem direita do rio Iriri: arenitos rosados, siltitos avermelha-dos, colocados sobre Fm Iriri; d) Ig. Pombal; conglomerado polimíctico, com seixos de qzto e granitos.	Estratos horizontais, considerados posteriores a Fm Gorotire (com es-tratos deformados), em parte tam-bém por apresentar seixos de "orto-quartzitos tipo Gorotire" (Silva et al., 1974, p. 75).
Fm Cubencranquém	Folha SC.22 (Tocantins)	Barbosa et al. (1966) definem com arcósios, arenitos, cherts e siltitos (cores róseas, lilás e cinza). Várias seções descritas na Folha SC-22 (Cunha et al., 1981): a) Rio Rio-zinho, afluente do rio Fresco: arenito róseo avermelhado (20 m, estratificado, também com estr. cruzada), arenitos róseos (15 m, marcas de ondas), rochas piroclásticas (?) al-teradas (estratificadas), arcósios róseos (em parte, bre-chóides); b) S de Cubencranquém e vizinhanças: arcósios ró-seos avermelhados (colocados sobre riolitos da Fm Iriri); c) S Pelada, E do rio Xingú: estrutura de sinclínório (es-pessura min. de 120 m) com tufo soldado basal laminado, tu-fitos róseos (estr. cruzada), arcósios estratificados, con-glomerado brechóide (seixos de tufitos e arcósios), arco-sios róseos maciços; d) Várias descrições (S Jurunas, rio Xingú, etc.), indicando presença de arcósios e rochas pi-roclásticas (?), assentadas sobre Fm Iriri, ou diretamen-te sobre C Xingú.	Para Barbosa et al. (1966) colocada discordantemente sobre Fm Gorotire. Em geral, tida como Fm horizontal; em parte, também deformada (exem-pto: sinclínório de S Pelada (Cu-nha et al., 1981). Os mesmos auto-res também assinalam que vários afloramentos no rio Xingú, atribuí-dos à Fm Gorotire, são litologica-mente semelhantes a rochas da Fm Cubencranquém (Cunha et al., 1981, p. 105).

Abreviações: qzo: quartzo; qzto: quartzito.

(Para informações adicionais, ver Schobbenhaus et al., 1984).

TABELA 2. PRINCIPAIS "SUITES" GRANITÓIDES DA AMAZÔNIA

SUITE	MACIÇOS	IDADE	PETROGRAFIA	TENDÊNCIAS PETROGENÉTICAS E RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS	MINERALIZAÇÕES
Saracura	Maciços circulares a elípticos, alongados WNW; e.g., maciços Mel, Banco, Perdiz, Saracura	1790 (Sr _r) (13 am) 1769±36 (Sr _r) (9 am)	Alask, bi gr, gr a 2 micas microgr, granof, adam(3b?); mais raros são qzo dior	Intrusivos nos vulcanitos do Gr Surumu (SG Uatumã), com idades de 1870, 1875±80, 1310±40. (no Suriname)	Especialização em Sn e principalmente Mo(?); depósitos econômicos de cassiterita não são conhecidos.
Mapuera	Os maiores maciços do craton; e.g., Pintinga (~350 km ²).	Várias idades Sr _c e.g., 1790±100, <1000, 1520±47. 1808±48 (Sr _r) (5 am) 1307 (Sr _r) (15 am) 1860±28 (Sr _r) (13 am)	Alask, bi gr, microgr, adam (3b?). Subordinados: gr per alcalinos, gr a 2 micas, granf, dior e qzo dior	Tendência CA, considerados subvulcânicos e comagmáticos com vulcanitos do SG Uatumã (contemp e/ou associados a Fm Iricoumé, como corpos subvulcânicos)	Cassiterita aluvionar (monazita, columbita)
Maloquinha*	>40 maciços; stocks, batólitos, corpos irregulares, de 3 a 33 km diam. Batólito Porquinho, maciço S. Boa Esperança.	1650 (Sr _r) (3 am) 1770 (Sr _r) (21 am) 1650±20 (Sr _r) (18 am)	Bi gr, bi ad (3b?), alask, granof; subordinados, grd, qzo sien, qzo mon, dio. Batólito Porquinho: alask, bi gr, microgr, com gr alcalinos marginais; greisen.	Tendência CA, considerados subvulcânicos, invadem C Xingú e SG Uatumã e, em alguns casos, também rochas sedimentares pós-Uatumã. Alguns maciços são de tendência rapakivi (toleítica).	Cassiterita aluvionar, columbita, tantalita.
Serra dos Carajás	Vários batólitos e corpos irregulares a subcirculares, 25 a 65 km. e.g., maciços S dos Carajás, Tocandera, Areia Branca, Jukre, Seringa, S. José, Cach. Um Dia, S. Lua Nova.	1600-1800 (K/Ar) 1700±45 (Sr _r) (7 am)	Alask, bi gr, hb-bi gr, gr subvulcânico (?), grd	Intrusivos na Fm Rio Fresco, São tidos hoje como pós-Uatumã e até posteriores à cobertura sedimentar	Sem manifestações conhecidas
Serra da Providência	40 stocks e batólitos, e corpos isolados (3x3 até 40x20 km); batólito S da Providência (140x40 km).	1414±27 (Sr _c) (S da Providência); 1400±57 (Sr _c) (13 am); rochas similares (?), W de Rondônia, 1431±47 (Sr _c)	Em geral, gr rapakivis; wiborgitos e piterlitos, com granof periféricos equigr; rochas porf; greisen	A maioria mostra tendência CA; alguns são alcalinos. Cortam C Xingú e rochas do Gr Beneficiente (1700/1600 a 1400 ma)	Cassiterita
Rio Dourado ⁺ (Folha SC.22)	35 maciços subcirculares a alongados, 6 a 50 km	1737±50 (Sr _r) (3 am)	Bi (-hb) gr porf (em parte granof), bi-arf gr porf, bi-hb gr equigr (em parte granof)	Considerados corpos subvulcânicos, associados ao vulcanismo Uatumã, intrusivos no SG Uatumã (stocks menores subcirculares) e no C Xingú (stocks menores e batólitos alongados)	Não conhecidas

TABELA 2. Continuação

SUITE	MACIÇO	IDADE	PETROGRAFIA	TENDÊNCIAS PETROGENÉTICAS/E RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS	MINERALIZAÇÕES
Tarumã (Folha SC.22)	8-9 corpos subvulcânicos (5 na S.de Inajã, 3 espalhados pela Folha), subcirculares a alongados, 1 a 20 km de diâmetro; maciços Tarumã, S.de Tapirapé, Iriri Novo	1641±22 (Sr _r) (9 am)	Bi gr, hb-bi qzo mon, AF, gr, granof, grd e ton (?)	Apenas 1 corpo (Tarumã) corta Fm Goro-tire; os demais são agrupados em função de diagrama isocrônico de referência	Não conhecidas
Redenção (Folha SC.22)	Poucos stocks e batólitos subcirculares alongados (20-30 km); maciço Redenção	695±30 (Sr _c) (1 am) 1350±60 (Sr _r) (5 am)	Wiborgitos, gr porf, microgr, granof (em parte porf); máficos são bi e hb	Maciços da Suite cortam apenas C Xingü; posição estratigráfica atribuída em função de datações	Au em veios; cassiterita (?)
Surucucus	>10 maciços, de 1,5 a 10 km de diâmetro, e.g. batólito Parima, maciços Surucucus, Tiquié (?)	1530 (Sr _r) (6 am) 1571±57, 1472±49 (Sr _c) (2 am, Tiquié) 1431±35 (Sr _r) (4 am)	Gr rapakivis equigr (?); AF gr, gr 3a, qzo sien (todos com bio, as vezes também com hast); também gr rapakivis inequigr; bio gr (Tiquié); gr peralcalinos com eg.	Tendência rapakivi e toleítica; intrusivos em parte na cobertura sedimentar (?)	Poucos dados; quimismo de elementos traços indica especialização em Sn; cassiterita em córregos
Abonari	Maciço único, elíptico, ~300 km ²	1520±47 (Sr _c) (1 am) 1530 (Sr _r) (11 am)	Hast gr, bi gr equigr. Também qzo mon, (3b?), gr (?), qzo sien, granof.	Tendência rapakivi e toleítica; intrusivos no SG Uatumã, em granitos mais antigos, e cobertura sedimentar	Cassiterita aluvionar
Velho Guilherme*	>20 maciços; stocks circulares, 4-20 km diâmetro. E.g., maciços V. Guilherme, A. Vicente, Mocambo, Bom Jardim	1432 ou 1400 (Sr _c) (1 am)	Bi gr, bi-hb gr, eg-rieb gr, sien	Intrusivos no C Xingü e vulcanitos da Fm Iriri e, em partes, também nas rochas sedimentares de cobertura	Cassiterita aluvionar; wolframita
Teles Pires*	>30 maciços circulares 4 a 350 km de tamanho	1548±28 (Sr _r) (15 am) 1585±13 (Sr _r) (20 am)	Gr porf, granof, rieb gr, AF gr, alguns gr rapakivis (wiborgitos e piterlitos)	Intrusivos no C Xingü e SG Uatumã	Cassiterita, columbita e tantalita

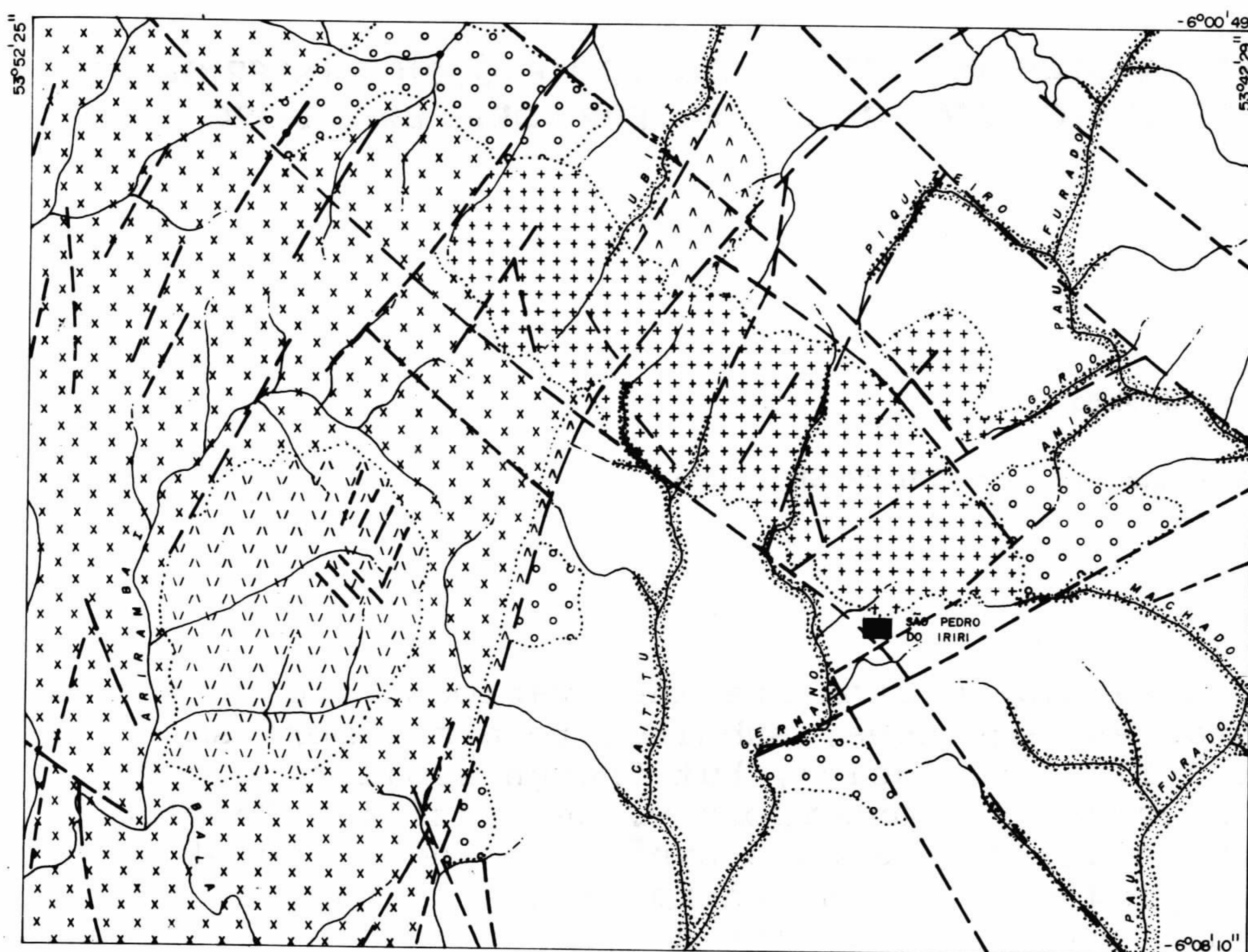
FONTES: Araujo et al. (1976); Bettencourt et al. (1981); Cunha et al. (1981); Lourenço et al. (1978); Santos (1982); Santos et al. (1975); Schobbenhaus et al. (1984); Silva et al. (1974 e 1980); Tassinari et al. (1984).

Para informações sobre as rochas granitóides da Suite Rondoniana, ver Bettencourt et al. (1981); Bettencourt e Kadei (1984).

*: Martins e Araujo (1979), in Cunha et al., 1981, p.92. agrupam os granitóides das Suites Teles Pires, Maloquinha e Velho Guilherme sob a designação coletiva de "Suite Intrusiva Teles Pires".

+: Os granitóides das Suites Tarumã e Rio Dourado são atribuídos, por autores anteriores, em parte à Suite Maloquinha (os localizados nas vizinhanças do rio Iriri, Folha SC.22), e em parte à Suite Velho Guilherme (os encontrados na parte E da Folha SC.22).

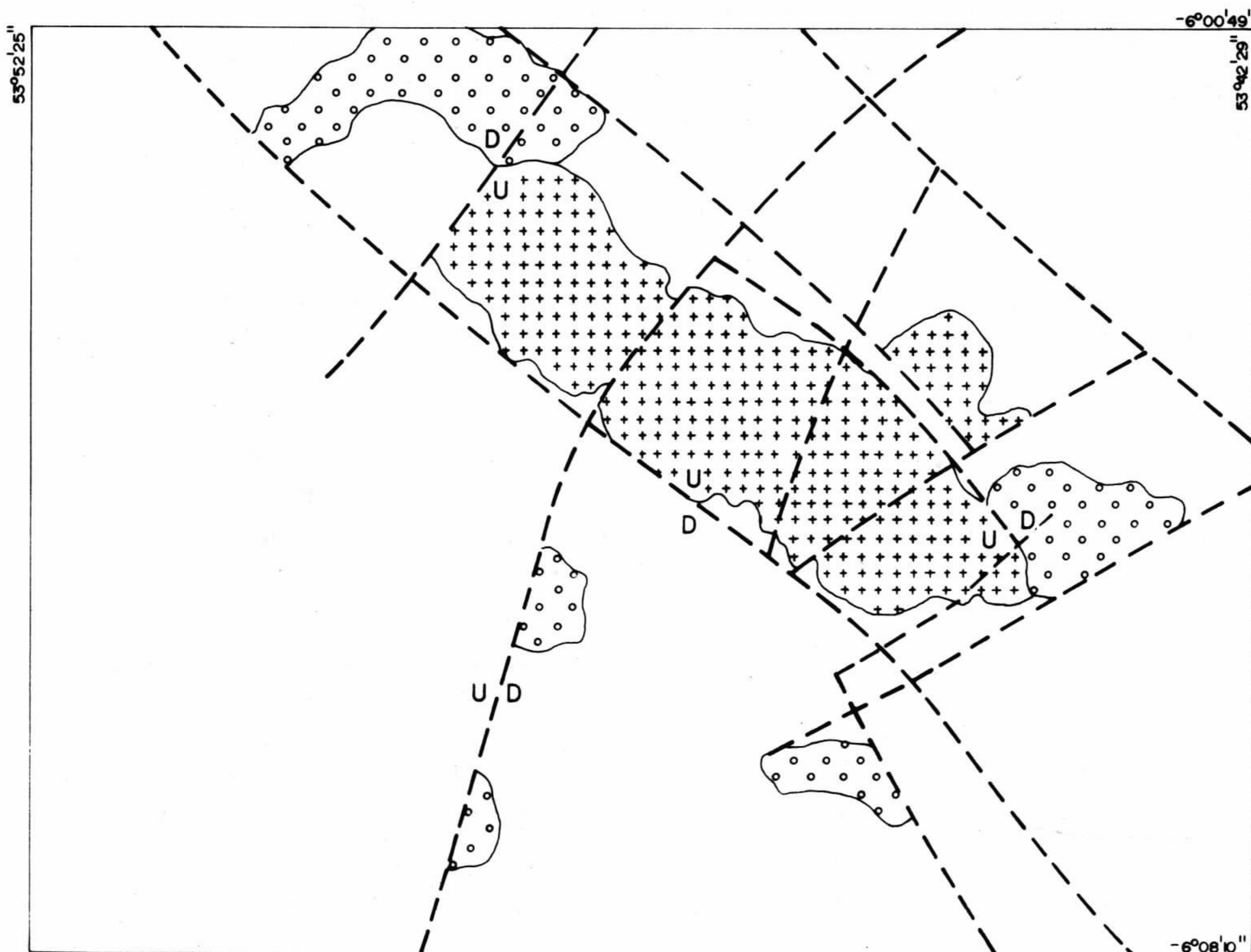
ABREVIATURAS: ad: adamellito (granito 3b?); AF: alcali-feldspato, feldspato alcalino; alask: alaskito; am: amostra; arf: arfvedsonita; bi: biotita; C: Complexo; CA: calco-alcalino; dior: diorito; eg: egirina; equigr: equigranular; Gr: Grupo; gr: granito; granof: granofiro, granofírico; grd: granodiorito; hast: hastingsita; hb: hornblenda; inequigr: inequigranular; mon: monzonito; porf: porfírico; qzo: quartzo; rieb: riebeckita; S: Serra; SG: Supergrupo; sien: sienito; Sr_c, Sr_i, Sr_r: idades Rb/r convencional, isocrônica, e de referência, resp. ton: tonalito.



LEGENDA

- ALUVIÕES RECENTES
 - MACIÇO SÃO PEDRO DO IRIRI
 - INTRUSIVAS BÁSICAS
 - QUARTZO-ARENITOS TRIUNFO
 - MACIÇO BALÁ
 - SUPERGRUPO UATUMÃ
 - COMPLEXO XINGU
 - FALHAS / FRATURAS
 - CONTATO GEOLÓGICO
 - DRENAGEM
 - VILA
- 1000 0 1000 2000 m
ESC. 1:100.000

Fig. 1 - MAPA GEOLÓGICO DE SÃO PEDRO DO IRIRI (PARÁ)



LEGENDA

- MACIÇO SÃO PEDRO DO IRIRI
 - QUARTZO-ARENITOS TRIUNFO
 - FALHAS / FRATURAS
- 1000 0 1000 2000 m
ESC. 1:100.000

Fig. 2 - ESQUEMA ESTRUTURAL SIMPLIFICADO DE SÃO PEDRO DO IRIRI (PARÁ)

AS SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS DO ARQUEANO E PROTEROZÓICO INFERIOR NO SETOR NORTE DO CRÁTÓN AMAZÔNICO EM TERRITÓRIO BRASILEIRO

Pedro Edson Leal Bezerra
Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística — RADAMBRASIL/Goiânia

ABSTRACT In the Amazonian Craton are known various sedimentaries and volcanosedimentaries sequences, submitted to a metamorphism of greenschist and/or amphibolite facies, but though similar in some aspects, it are not necessarily contemporary. In Brazilian Territory, occur both north and south of Amazon's Syncline and those of north are here studied trying to show in general lines the actual stage of knowledge of this units, mainly its distribution and lithological constitution, as well as to argue its ages and stratigraphical position.

The sequences approached here have ages from Archaean to lower Proterozoic, being known like Vila Nova Supergroup, with occurrences in Território Federal do Amapá and north of Pará state, Cauarane and Parima Groups in Território Federal de Roraima, and Tunuí Group in northeast of Amazonas state. The last one is considered of the Lower Proterozoic age, time that in Território Federal do Amapá occurred the Tumucumaque event, characterized by ductile shear, accompanied by introduction of granitic material and potassic metasomatism, building up the Tumucumaque Complex. The present paper represents a synthesis of the study by Projeto RADAMBRASIL, in the context of geological map of Amazônia Legal, in a scale of 1:2.500.000, under the responsibility of the authors.

INTRODUÇÃO Dentre as seqüências supracrustais aqui abordadas inclui-se o Supergrupo Vila Nova, e os grupos Cauarane, Parima e Tunuí, bem como os produtos do retrabalhamento crustal ocorridos a nordeste do Craton Amazônico por ocasião do Evento Tumucumaque, gerando o complexo homônimo (Fig. 1). O Supergrupo Vila Nova, correspondente a "Série Vila Nova" de Ackerman (1949), juntamente com o Complexo Tumucumaque (Scarpelli, 1973; Barros et al., 1984) ocorrem na região do Território Federal do Amapá, enquanto que os grupos Cauarane (Montalvão & Pitthan, 1974) e Parima (Arantes & Mandetta, 1970 apud Pinheiro et al., 1981), distribuem-se por tratos do Território Federal de Roraima, e o Grupo Tunuí (Montalvão & Fernandes, 1975) constitui estreitas faixas epimetamórficas ocorrentes no extremo noroccidental do Território Brasileiro, região da divisa com a Colômbia.

Todas essas unidades encontram-se encaixadas no Complexo Guianense, que representa os terrenos metamórficos de médio a alto grau deste setor do craton Amazônico, e cujos primeiros registros evolutivos remontam ao Arqueano, tendo assistido a importantes eventos tectonotérmicos durante o Proterozóico. A estes eventos, que a par

tir do início do Proterozóico Médio adquirem características anorogênicas; relacionam-se os valores radiométricos mais novos obtidos para o Complexo Guianense.

O presente trabalho procura mostrar em linhas gerais algumas características apresentadas por estas unidades, mormente sua distribuição e constituição litológica, bem como discute suas idades e posicionamento estratigráfico. Representa uma síntese do estudo apresentado em Bezerra *et al.* (no prelo) para o mapa geológico da Amazônia Legal escala 1:2.500.000, elaborado pelo Projeto RADAMBRASIL e adicionalmente, uma contribuição dos autores ao Projeto IGCP-204. Nesse contexto, os autores expressam seus agradecimentos aos dirigentes do Projeto pela oportunidade concedida para elaboração deste trabalho, e de maneira especial aos colegas Bernardo Cristóvão Colombo da Cunha, Jeferson Oliveira Del'Arco e Valter Alberto Dragó pelas discussões e sugestões, e a Jane Angélica Vieira de Souza pelo minucioso trabalho de datilografia do presente texto.

SEQUÊNCIAS DA REGIÃO DO TERRITÓRIO FEDERAL DO AMAPÁ E NORTE DO PARÁ

O Território Federal do Amapá por se constituir numa região aurífera e encerrar importantes jazidas de manganês tem despertado a atenção de pesquisadores tanto por parte da iniciativa privada, quanto do governo federal, e conseqüentemente é, em áreas localizadas, uma das regiões mais estudadas em termos de Amazônia Setentrional no Brasil. Destaca-se no contexto do Território a região da serra do Navio com sua geologia divulgada através de vários trabalhos publicados por pesquisadores da ICOMI (Indústria e Comércio de Minérios S/A). Além desses, foram realizados sob a égide do DNPM alguns projetos de reconhecimento geológico geoquímico abrangendo grandes regiões do território como os de Vale *et al.* (1972); Neves *et al.* (1972) e Costa *et al.* (1974) ou trabalhos mais específicos como os de João *et al.* (1979a e b). O Projeto RADAMBRASIL também abordou a geologia deste território e de grande parte do Pará no âmbito das folhas ao milionésimo NA.22 Macapá (Lima *et al.*, 1974), SA.22 Belém (Issler *et al.*, 1974) e NA.21 Tumucumaque (Oliveira *et al.*, 1975). Atualmente o GEBAM (Grupo Executivo para a Região do Baixo Amazonas) através do RADAMBRASIL e CPRM, vem executando trabalhos de geologia e geoquímica em algumas áreas do Pará e Amapá, tendo os autores acesso aos dados daqueles executados pelo Projeto RADAMBRASIL, apresentados em relatório de Barros *et al.* (1984). Trabalhos de síntese regional que fazem referências a região são aqueles de Amaral (1974 e 1984), Montalvão & Bezerra (1980), Santos (1984), Lima, Oliveira e Tassinari (1982) e Lima (1984). Nesse contexto, na região tem sido estudados o Supergrupo Vila Nova e o Complexo Tumucumaque, unidades de interesse para este trabalho e que serão abordadas a seguir (Fig. 2).

Supergrupo Vila Nova Inicialmente chamada de Série do Vila Nova por Ackerman (1949), esta unidade litoestratigráfica quando estudada na serra do Navio, foi considerada como Série Amapá por Nagelli (1962) e Scarpelli (1966), termo aceito nos trabalhos de Neves *et al.* (1972) e Vale *et al.* (1972). Amaral (1974) preferiu reunir as litologias expostas na serra do Navio, na hierarquia de grupo, ao mesmo tempo que contesta o termo Amapá, considerado muito abrangente para representar uma seqüência litológica localizada em área bastante restrita do Território (a serra do Navio). Por conseguinte propôs a designação de Grupo Amapari em substituição a Série Amapá, que seria correlacionável a "Série do Vila Nova", esta na hierarquia de Grupo. O Grupo Vila Nova passou a representar todas as seqüências epi a mesometamórficas do Território Federal do Amapá, com os trabalhos de Lima *et al.* (1974) e Costa *et al.* (1974), subentendendo-se que as expostas na serra do Navio e Rio Amapari, pertenceriam a uma

são unidade litoestratigráfica, que por prioridade deveria ser chamada de Grupo Vila Nova. O termo e a unidade voltariam a sofrer restrições com os trabalhos de João *et al.* (1979a e b), na medida em que estes autores enquadraram-na na categoria de Suíte Metamórfica, e de seus constituintes antes reunindo seqüências vulcânicas e sedimentares, consideraram como incluindo somente rochas vulcânicas.

No entanto, os dados de campo obtidos pelo Projeto RADAMBRASIL na região estão a indicar que grande parte da unidade é possível de subdivisão em unidades de menor hierarquia, com metamorfismo da facies xisto verde, fato que vai de encontro a proposta Suíte Metamórfica. Por outro lado, associados às rochas vulcânicas, são identificados vários níveis de rochas paraderivadas o que a caracteriza como vulcanossedimentar. Além disso, na serra das Coambas, cabeceiras do rio Cupixi, a seqüência mostra na base um predomínio de rochas máfico-ultramáficas, enriquecendo em sedimentos para o topo, onde são predominantes. Estes dados e sua caracterização como um **greenstone belt**, conduziram a que Montalvão (1984) propusesse sua elevação na região, a categoria de Supergrupo onde a base (grupo máfico-ultramáfico) poderia ser chamada de Grupo Igarapé do Araújo, e o topo (grupo sedimentar) de Grupo Igarapé da Zuila. A proposta também é válida para a região da serra do Navio, posto que há muito, a "Série Amapá" (hoje Vila Nova), é subdividida em Grupo Jornal (anfíbolitos) na base, e Grupo Santa Maria (xistos, quartzitos e camadas de gonditos) no topo (Nagell, 1962 e Scarpelli, 1966).

O termo Supergrupo Vila Nova é aqui empregado para representar as seqüências metavulcanossedimentares expostas no Território Federal do Amapá e norte do Pará, distribuídas segundo faixas descontínuas, estreitas e alongadas na direção NW-SE. É importante ressaltar neste sentido, que alguns autores visualizam mais de uma unidade litoestratigráfica representativas destes cinturões, como por exemplo Amaral (1984) que acredita na existência de rochas de facies anfíbolito anteriores a 2.000 MA, e rochas da facies xisto verde com idade por volta de 2.000 MA, estas correlatas as séries Orapu e Boniforo da Guiana Francesa, e que ocorrem na região litorânea do Amapá. Considera-se no entanto que as rochas da facies xisto verde e as da facies anfíbolito são provenientes de um metamorfismo regional progressivo, e como tal componentes de uma única seqüência, identificada com o Supergrupo Vila Nova, em que as variações no grau metamórfico e de características litológicas e estruturais são indicadores de sua subdivisão em unidades de menor hierarquia.

Litologicamente, os trabalhos do Projeto RADAMBRASIL realizados nas serras das Coambas e Iratapuru, e cabeceiras do rio Camaipi (Barros *et al.*, 1984) permitiram que se agrupasse as rochas do Grupo Vila Nova em meta-ultramáficas, xistos, anfíbolitos, metavulcânicas ácidas, metabasitos e quartzitos. Dentre as meta-ultramáficas têm-se os metadunitos, metaperidotitos e xistos, com um ou mais dos minerais olivina, clorita, tremolita, actinolita, talco, antofilita e serpentina, denunciando paragêneses e assembléias minerais características da facies xisto verde que através de um progressivo aumento no grau metamórfico atingem a facies anfíbolito. Um conjunto de xistos pelíticos com metamorfismo variando da facies xisto verde a anfíbolito é caracterizado por associações contendo minerais como muscovita, granada, biotita, estauroлита, sillimanita ou cordierita, havendo variedades com turmalina evidenciando fenômenos pneumatolíticos. Dentre os anfíbolitos existem tanto os ortos como os paraderivados, e entre as metavulcânicas ácidas foi descrito um exemplar caracterizado como metariolitos, enquanto que outras já em estágio de xistos, teriam uma pretérita composição mais intermediária. Os metabasitos exibem-se foliados ou não e foram metamorfisados tanto na facies xisto verde como anfíbolito. Com relação aos quartzitos, ocorrem aqueles da facies xisto verde, nos quais os minerais caracte

rísticos são quartzo associado a sericita, muscovita, fuchcita ou clorita, e aqueles cuja associação mineralógica demonstra terem sido submetidos a facies anfibolito, contendo cianita, estauroлита, grã-nada, clorita, sillimanita ou andaluzita. Neste tipo litológico que na região da serra do Ipitinga, bem como nas cabeceiras do rio Falsino são tidos como ortoderivados (João et al., 1979a e b), percebe-se que muitos evidenciam sua origem a partir de sedimentos arenosos com impurezas pelíticas, que transformados em quartzitos apresentam uma assembléia mineralógica altamente aluminosa. Algumas amostras exibem minerais ferromagnesianos (piroxênio e anfibólio) podendo ter sua origem ligada a sedimentos com impurezas vulcânicas ou de sedimentos químicos (carbonatos), antes que de rochas eminentemente vulcânicas. Para a serra do Ipitinga e região do rio Falsino foram identificadas por João et al. (op. cit.) como integrando a "Suíte Metamórfica Vila Nova", rochas meta-ultramáficas e metamáficas reunidas na subunidade Anfibolito Anatum, e quartzitos ortoderivados pertencentes a subunidade Quartzito Fé em Deus; este inclui uma facies ferrífera na forma de hematita compacta, uma facies quartzo ferrífera, e uma facies com cumingtonita, biotita, talco, turmalina e piedmontita. Na serra do Navio, segundo Scarpelli (1963) ocorrem anfibolitos, xistos, quartzitos e camadas de gonditos.

Quanto a idade, os dados disponíveis para rochas expostas no alto curso dos rios Camaipi e Cupixi, indicam que o Supergrupo Vila Nova e o Complexo Guianense, principalmente este último, encontra-se afetado por cisalhamento e metassomatose potássica, além da formação de migmatitos por injeção de material granítico, constituindo o Complexo Tumucumaque (Scarpelli, 1973; Barros et al., 1984), com idade de cerca de 2.000 MA. O Complexo Guianense na região mostra idade em torno de 2.900 MA (tonalitos), e granulitos deste complexo ocorrente em áreas do Pará e Amapá foram datados em torno de 2.650 MA (Montalvão & Tassinari, 1984). Considerando-se que o Supergrupo Vila Nova desenvolveu-se em uma crosta siálica preexistente, tipificada em rochas do Complexo Guianense, os dados geocronológicos apresentados indicam um amplo intervalo para os limites máximo e mínimo da unidade, sendo no entanto, insuficiente para estabelecer se pertence ao Arqueano ou Proterozóico Inferior. Sua idade é considerada arqueana posto que vários de seus segmentos estão em contato com os granitoides e migmatitos do Complexo Guianense, que como mencionado, apresentam idade isocrônica Rb/Sr de referência em torno de 2.900 MA; além disso suas diversas características evidenciam tratar-se de um **greenstone belt**, os quais mormente relacionam-se ao eon Arqueano. Convém salientar no entanto que muitos autores aceitam a cronoliticorrelação do Supergrupo Vila Nova com o Supergrupo Barama-Mazaruni exposto na República da Guiana, e com a Série Paramaca da Guiana Francesa. O Supergrupo Barama-Mazaruni foi estudado por Gibbs (1980) que apresenta dados isotópicos U/Pb (diagrama concórdia) em zircões de grauvacas pertencentes a unidade, os quais evidenciam idade por volta de 2.250 MA. No tocante a Série Paramaca, as datações pelo método Sm/Nd apresentados por Gruau et al. (1984) para suas metavulcânicas alinham-se em uma isócrona de 2.11 ± 0.09 B.A. valor que foi considerado como a idade do vulcanismo inicial da seqüência. Em sendo válida esta correlação é possível que o Supergrupo Vila Nova tenha idade relativa ao Proterozóico Inferior, em função ao significado destes dados geocronológicos.

O padrão estrutural, apesar da carência de bons afloramentos, evidencia que a seqüência da serra das Coambas, em função do redobramento assumiu a disposição de um arco com concavidade voltada para sudoeste, apresentando assim direções de foliação (xistosidade) segundo N-S e NW-SE, e mergulhos respectivamente para W e SW, o que indica uma provável polaridade tectônica para E. Na serra do Iratapuru as estruturas mostram um predomínio de mergulhos para SW, em um

sistema de dobramentos do tipo inverso e com polaridade tectônica para NE; nestas duas regiões o principal dobramento foi cerrado com inversão das estruturas originais. No tocante a Serra do Ipitinga, os dados não são claros mostrando localmente um dobramento cerrado, formando dobras inversas, enquanto que em outros locais as dobras parecem dispor-se com os flancos normais, ou seja não mostrando inversão de suas camadas. Apesar disso, acredita-se que, pela distribuição das estruturas e seu estilo de dobramento, o Supergrupo Vila Nova foi submetido a esforços compressionais, posto que poucas evidências existem de que este dobramento seja devido a "downfold".

Complexo Tumucumaque Os terrenos vizinhos às faixas ocupadas pelo Supergrupo Vila Nova, denotam a exemplo deste, expressivos lineamentos segundo NW-SE com um padrão morfológico de cristais alinhadas indicando uma região intensamente movimentada ao longo do tempo geológico. Estes fatos, e a presença ubíqua de rochas cataclásticas conduziram a que Lima et al. (1974) definissem a unidade litológica Gnaiss Tumucumaque, considerada então como uma porção do Complexo Guianense que, submetida a stress de grande amplitude e consequente atuação de um evento de metamorfismo dinâmico, teria suas rochas transformadas em cataclasitos, milonitos e brechas de falhas. Segundo os autores a disposição estrutural permitia a individualização embora a composição mineralógica desses gnaisses fosse a mesma daqueles do Complexo Guianense, ou seja ambos seriam partes de uma mesma unidade litoestratigráfica. Esta mesma região foi interpretada por Cordani et al. (1979) como área de atuação do Cinturão Móvel Maroni-Itacaiúnas durante o Proterozóico Inferior (+ 2.000 MA), o qual na concepção de Lima, Oliveira e Tassinari (1982), teria desenvolvido o Cinturão Granulítico Tumucumaque, que em termos litoestratigráficos estaria representado pelo Complexo Tumucumaque. Barros et al. (1984) redefiniram o Complexo Tumucumaque, que seria uma unidade gerada por intenso processo de cisalhamento associado a outros de natureza segregativa, os quais transformaram rochas pretéritas (retrabalhamento) em milonitos, blastomilonitos e protomilonitos. A esta deformação principal soma-se a cristalização de associações minerais, principalmente de facies xisto verde e introdução de rochas graníticas intrusivas formando migmatitos de injeção; caracterização que é aceita no presente trabalho.

A unidade redefinida em uma área bastante restrita (alto curso do rio Cupixi) quando observada tanto em imagens de radar quanto em mapas aerogeofísicos, parece apresentar ampla distribuição nos domínios do Território Federal do Amapá e setor norte do Pará, daí a extensa representação mostrada na figura 2. Esta distribuição vem sendo ratificada nos recentes trabalhos do Projeto RADAMBRASIL na região do alto Camaipi e serra do Iratapuru, embora deva ser ressaltado que a extrapolação nos demais setores cartografados carece da indispensável verificação de campo, e as observações aqui relatadas referem-se a parcelas muito restritas desta unidade. Portanto, o Complexo Tumucumaque aqui abordado é produto de fenômenos cisalhantes sobre rochas mais antigas os quais propiciaram a neocristalização a facies xisto verde e raramente anfíbolito acompanhada de injeção de material granítico e metassomatose potássica. Este material granítico em escala microscópica, mostra-se como tipicamente intrusivo e em escala de afloramento constitui porções neossomáticas de migmatitos. Em alguns locais chegam a transformar intensamente as rochas pretéritas, casos em que estas perdem seu anisotropismo. É constituída por migmatitos de injeção, milonitos, gnaisses, blastomilonito gnaisses de composição granítica, granodiorítica e tonalítica, protomilonitos, brechas tectônicas, além de rochas tonalíticas a graníticas com certa homogeneidade composicional. É tido como um cinturão metamórfico em que o retrabalhamento crustal é o fator dominan

te, e nele não são incluídas as rochas da facies granulito, pertencentes que são ao Complexo Guianense, o qual ocorre em meio a faixa mapeada como Complexo Tumucumaque porém sem representatividade mesmo em escala de detalhe.

No tocante a sua idade, Montalvão & Tassinari (1984) realizaram datações pelo método Rb/Sr em amostras do material granítico que formam as porções neossomáticas do que se considere "migmatitos de injeção". As rochas alinham-se segundo a isócrona de 2.250 MA e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,747 demonstrando segundo os autores que sua formação deve-se a fusão dos materiais de níveis elevados da crosta, e superimposição de metassomatose potássica. Adicionalmente, nesta região foi possível selecionar algumas amostras de um mesmo afloramento ou de afloramentos próximos e submetidas a análise geocronológica; o valor obtido foi de 1.960 ± 178 MA, com razão inicial 0.7118, representando portanto, uma idade proterozóica inferior para este complexo. Datações em biotita neoformada pelos eventos cisalhantes acusaram idade de 1.800 ± 31 MA, que pode ser interpretada com a época de resfriamento regional do Evento Tumucumaque, caracterizado pelo desenvolvimento de uma faixa móvel ensiânica, contemporânea ao Ciclo Orogênico Transamazônico, em que o retrabalhamento crustal foi fator preponderante.

Estruturalmente, encontra-se orientada NW-SE segundo o Lineamento Tumucumaque de Lima *et al.* (1974), caracterizado por falhas isoladas ou grandes zonas de falhas, que chegam ao nível de milonito, protomilonito ou blastomilonito. O cisalhamento, segundo Machado Filho *et al.* (1985), está associado a uma fase de dobramentos que caracteriza-se por dobras decimétricas apertadas, com planos axiais de forte ângulo paralelos a foliação, e eixos de baixo plunge, evidenciados em veios, leucossomas ou contatos de componentes distintos.

SEQUÊNCIAS DA REGIÃO DE RORAIMA No Território Federal de Roraima os trabalhos pioneiros de geologia foram realizados na década de 30, quando o antigo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil (S.G.M.B.) num esforço inaudito, fizera percorrer vários rios da Bacia Amazônica, e dentre eles o rio Branco e seus formadores através de Paiva (1939). Após esta incursão, longo tempo se passou até a retomada dos trabalhos de geologia na região, reiniciadas com reconhecimentos, sempre ao longo de rios, por geólogos do DNPM destacando-se o de Arantes & Mandetta (1970 apud Pinheiro *et al.*, 1981), onde foram identificadas as rochas do Grupo Parima, de interesse para o presente trabalho. Durante os anos setenta, iniciaram-se os trabalhos do convênio DNPM/CPRM na região, com a conseqüente realização dos projetos Roraima (Braun, 1973 e Bonfim *et al.*, 1974), Molibdênio em Roraima (Melo *et al.*, 1978) e Catrimani--Uraricoera (Pinheiro *et al.*, 1981). O Projeto RADAMBRASIL em 1975 viria a publicar a geologia da Folha NA.20 Boa Vista e parte das folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21 (Montalvão *et al.*, 1975), onde foi definido o Grupo Cauarane, que juntamente com o Grupo Parima, já mencionado, serão abordados neste estudo (Fig. 3).

Grupo Cauarane Esta unidade litoestratigráfica foi definida na serra do Cauarane, acidente fisiográfico localizado acerca de 20 km a norte no rio Uraricoera pela rodovia BR-174, onde Montalvão & Pithan (1974) descreveram uma seqüência de natureza vulcanossedimentar metamorfisada na facies xisto verde a anfibolito, e que para efeito de definição se constituiria em sua seção e localidade tipo. Esta mesma seqüência foi considerada como Série Rio Branco por Paiva (1939), incluída na "Associação Rupununi" por Braun (1973), e não entender de Muniz & Dall'Agnoll (1974) corresponderia ao Grupo Rio Parima (mesmo Grupo Parima de Arantes & Mandetta, *op. cit.*), e para Pinheiro *et al.* (1981) a Suíte Metamórfica Parima. Da análise do Lé

xico Estratigráfico do Brasil editado pelo DNPM (BRASIL/DNPM, 1984) descarta-se o termo rio Branco por já ter sido empregado em 1937/38 para sedimentos terciários ocorrentes ao longo do rio Branco, Estado do Acre, além do que, a denominação identifica um acidente fisiográfico distante das áreas de ocorrência da unidade, bem como quando proposta não foram estabelecidas seções e localidades tipo. Quanto a "Associação Rupununi", Braun (1973) informa que entre suas principais características está a presença de rochas de alto grau de metamorfismo, "com frequente presença de charnoquitos", que inexistem na seqüência do Grupo Cauarane. Resta o Grupo ou "Suíte Metamórfica" Parima, cuja correspondência a esta unidade está por ser comprovada. Neste caso, considera-se os epimetamorfitos a mesometamorfitos ocorrentes a norte da cidade de Boa Vista, capital do Território, como integrando o Grupo Caurane ressaltando-se que sua distribuição obedece aquela apresentada em Montalvão *et al.* (1975), embora trabalhos recentes da CPRM na região venham aumentando consideravelmente sua área de exposição, aos quais os autores ainda não tiveram acesso. Além da serra do Cauarane a unidade aparece como remanescentes na mesopotâmia Uraricoera--Amajari, no alto curso do rio Anauã (extremo sudeste de Roraima), bem como no morro do flexal a ESE da Serra do Cauarane, como dito sua seção e localidade tipo.

O Grupo Caurane na serra homônima apresenta-se orientado segundo NW/SE, e na base confundindo-se com o pediplano da Formação--Boa Vista ocorre grandes extensões de um solo avermelhado com fragmentos de rocha anfibolítica e esparsos afloramentos desta litologia. São rochas de coloração escura com tons esverdeados, com prismas de anfíbios orientados e granulação fina. Os quartzitos são ubíquos da base em direção ao topo aparecendo ao longo do perfil associados a formações ferríferas, anfibolitos e quartzo-muscovita-biotita xistos. De modo geral são magnetita quartzitos e quartzitos ortoquartzíticos bastante puros, denotando localmente aspecto de metachert, mas grande parte proveio de arenitos ferruginosos, enquanto que outros contendo minerais ferromagnesianos (hornblenda) podem indicar a presença de impurezas vulcânicas ou uma origem vulcânica. Os quartzo-biotita xistos, normalmente feldspatizados são rochas leucocráticas de cor creme e pontuações escuras, e tem xistosidade perfeita em virtude da orientação dos minerais micáceos. É digno de nota a presença ao longo do perfil de rochas graníticas pegmatóides que parece terem-se introduzido na seqüência metamórfica, tanto concordante como discordantemente, causando microdobramentos e feldspatização nos xistos além de efeitos térmicos nos contatos com os quartzitos. As estruturas planares nos xistos denunciam a superposição de pelo menos duas fases de deformação, onde a mais recente desenvolveu crenulação e microdobramento do tipo **chevron** na superfície pré-existente. Esta segunda deformação encontra-se presente também nos quartzitos que em alguns locais apresentam-se microdobrados.

Nas rochas deste grupo encontra-se registro de apenas uma datação radiométrica, a qual foi realizada em anfibolito coletada no rio Amajari, acusando pelo método K/Ar a idade de 1.920 ± 40 MA, ou seja do Proterozóico. No entanto, considerando-se que a unidade representa uma seqüência vulcanossedimentar encravada em terrenos de provável evolução arqueana (Complexo Guianense) é possível que se identifique com seqüências tipo **greenstone belt**, cuja idade na maioria dos casos remonta àquele eon. Portanto acredita-se em sua idade como do Arqueano, embora possa relacionar-se ao Proterozóico Inferior.

Grupo Parima Esta unidade corresponde ao Grupo Parima de Arantes & Mandetta (1970 apud Pinheiro *et al.*, 1981) e a parte do Grupo Parima de Muniz & Dall'Agnoll (1974) e Suíte Metamórfica Parima de Pinheiro *et al.* (1981) Os dados aqui apresentados são baseados principalmente nestes últimos autores que a consideraram como um greens

tone belt arqueano, embora retome-se a terminologia original de A rantes & Mandetta (op. cit.) porquanto o termo "suíte" não deve ser empregado para seqüências estratificadas de baixo grau metamórfico, condições que devem ter prevalecido durante as transformações sofridas por esta seqüência vulcanossedimentar. Aparece restrita a áreas isoladas no bordo nordeste da serra Parima; a região onde os rios Parima e Uauaris se unem para formar o Uraricoera; ao médio e alto curso do rio Uauaris; e no alto e médio curso do rio Mucajaí. Segundo Pinheiro et al. (1981) sua área cartografada engloba principalmente xistos, onde o relevo apresenta-se normalmente pediplanado, e quartzitos formando cristas alinhadas. Os anfibolitos e metapiroxe-nitos, interpretados como constituintes de parte dos grupos ultramá-fico e **greenstone** na seqüência arqueana, ocorreriam como encaves nos terrenos granito-gnáissicos encaixantes, o que os conduziu a considerá-la como unidade mais antiga em sua área de trabalho, ou pré-complexo granito-gnáissico (denominado de Suíte Metamórfica Ura ricoera). Embora se considere os citados terrenos granito-gnaissico como Complexo Guianense e pré-Grupo Parima, é viável a possibilidade de se constituírem produtos transformados de uma seqüência mais an-tiga a exemplo do que acontece no Território Federal do Amapá, com relação ao Complexo Tumucumaque, e no sul do Pará, região Rio Maria --Cumaru, onde granodioritos e tonalitos exibem fortes evidências de terem digerido uma pretérita seqüência máfico-ultramáfica. A perfei-ta caracterização destes terrenos granito-**greenstone** é importante na medida em que os fenômenos granitizantes podem se constituir em a-gentes remobilizadores do ouro que parece ocorrer nas aluviões da região.

Pinheiro et al. (1981) interpretaram os anfibolitos como deri-vados de rochas máficas e intermediárias, ocasionalmente ultramáfi-cas; alguns xistos seriam originários de rochas vulcânicas e tufos ácidos a intermediários; enquanto que sedimentos pelíticos-psefíti-cos teriam dado origem a quartzitos e outros xistos; alguns quartzí-tos ter-se-iam originado a partir da segregação de material silico-so de piroxênios e anfibolios. A seqüência no geral apresentaria me-tamorfismo na facies xisto verde, atingindo a facies anfibolito nas ocorrências de menor extensão.

Não existe dados geocronológicos que estabeleçam uma idade se-gura para esta unidade, mas por sua associação litológica, aceita-se os postulados de Pinheiro et al. (1981), e a seqüência, embora duvi-dosamente, é considerada arqueana; também não foram feitos estudos estruturais. Estudos petroquímicos realizados por Montalvão (1985), mostram que a rochas máfico-ultramáficas do Grupo Parima foram for-madas a partir da fusão do manto superior, com posterior diferencia-ção (cristalização fracionada) para os komatiitos basálticos e to-leitos.

SEQUÊNCIAS DO NOROESTE DO AMAZONAS Esta região, é uma das mais desconhecidas geologicamente em território brasileira. Banhada pelo rio Negro, este curso d'água serviu para as incursões pioneiras a região como aquela de Paiva (1929) da qual resultou importantes des-crições de sua geologia, embora limitada a este rio principal. Deve-se aos trabalhos do Projeto RADAMBRASIL, o atual conhecimento da re-gião no âmbito das folhas NA.19 Pico da Neblina (Pinheiro et al., 1976) e SA.19 Içá (Fernandes et al., 1977), embora tenha sido refe-rida em sínteses regionais apresentadas por Amaral (1974 e 1984), Cor-dani et al. (1979), Lima, Oliveira e Tassinari (1982), Lima (1984), e Santos (1984). Em seus domínios ocorre o Grupo Tunuí unidade que será abordada a seguir (Fig. 4).

Grupo Tunuí Na região Lindeira com a Colômbia em território bra-sileiro, ocorre um conjunto de alinhamentos sêrreos reconhecidas pe-

las denominações de serra Tunuí, serra Caparro, serra do Macaco e serra Traíras, onde estão expostas seqüências sedimentares epimeta morfizadas com características de depósitos tanto de mar raso como continental. Como o desenvolvimento dos trabalhos do Projeto RADAM BRASIL na região, nestas serras foram realizados alguns perfis geológicos, tendo Montalvão & Fernandes (1975) proposto a designação formal de Grupo Tunuí, emprestado na serra homônima, em cuja seção tipo identificaram quartzitos, itabiritos, muscovita quartzitos, clorita-muscovita biotita quartzitos, andaluzita quartzitos, filitos grafitosos e ardósias; o termo foi estendido por Pinheiro et al. (1976) as seqüências que edificam as demais serranias.

A serra Tunuí é longa com cerca de 40 km na direção NE-SE, e espessuras variáveis, expondo quartzitos, itabiritos, filitos grafitosos e ardósias. A serra do Caparro em território brasileiro alinha-se segundo NW-SE, adentrando a Colômbia, expondo segundo Pinheiro et al. (1976), intercalações de ortoquartzitos, clorita-muscovita biotita quartzitos e filonitos, foliados N45W e mergulho para sudoeste, enquanto que na serra do Macaco os quartzitos exibem andaluzita. Na serra Traira que se constitui na maior área de exposição do grupo, Fernandes et al. (1977) descrevem quartzitos puros, e aqueles com muscovita, sericita e grafita, associados a itabiritos.

Todos os segmentos da unidade, mantêm contato discordante com o Complexo Guianense, que na região apresenta resultados radiométricos concentrados entre 1.700 e 1.400 MA. Isto levou Cordani et al. (1979), a identificarem ali, a presença de uma faixa móvel desenvolvida naquela época, as expensas de um craton Arqueano localizado a leste, hipótese esta que posicionaria o Grupo Tunuí, na segunda metade do Proterozóico Médio. Outros autores interpretam as idades como reflexo de rejuvenescimentos isotópicos em função dos eventos de reativação que teriam atingido esta área cratônica em épocas específicas; na região foram chamados de Evento Madeirense por Amaral (1974) e Parguazense por Santos (1984). Esta última hipótese de maior maleabilidade, permite, como pensa Amaral (op. cit.) que se tome o Grupo Tunuí como equivalente metamorfizado do Grupo Roraima, o qual segundo Bezerra (1984) remonta ao início do Proterozóico Médio (1.840-1.800 MA), ou como admitem os demais autores, os eventos de reativação teriam causado rejuvenescimento isotópico nas rochas do embasamento tido como arqueano, e conseqüentemente a idade do Grupo Tunuí pode ser tanto do Proterozóico Inferior como do Arqueano (Santos, 1984). No entanto, considerando-se a impossibilidade de se estabelecer a idade do Grupo Tunuí através de métodos diretos, posto que parece representar uma seqüência eminentemente sedimentar, e o fato de representar uma seqüência submetida a metamorfismo regional, sua idade deve ser anterior a 1.900 MA, ou seja pré-Roraima, unidade que por volta desta época instalou-se em amplas áreas do craton, na forma de cobertura de plataforma. O Grupo Tunuí portanto deve ser no mínimo de idade proterozóica inferior, e como já ressaltado por Montalvão & Bezerra (1980) e Santos (1984) a idade "arqueana" não deva ser descartada. Rochas vulcânicas ácidas com cerca de 1.600 MA seccionam a seqüência, e afloram no leito do rio Traíras, região da serra homônima.

MINERALIZAÇÕES Essas seqüências pelas características descritas, são passíveis de apresentar importantes concentrações minerais, mas que infelizmente, talvez pelas dificuldades logísticas impostas pelo ecossistema Amazônico, não tem recebido a atenção de que são merecedoras. Estes fatos são visíveis no mapa metalogenético elaborado pelo Projeto RADAMBRASIL para a Amazônia Legal, (Fernandes et al. no prelo), onde, a excessão do Supergrupo Vila Nova com importantes ocorrências e jazimentos minerais conhecidos, é mostrado que, nas demais unidades somente algumas ocorrências foram detectadas, embo

ra se saiba que os grupos Cauarane e Parima podem apresentar mineralizações de ouro, sulfetos, ferro, manganês, níquel, cromo, entre outros; o Complexo Tumucumaque de cassiterita, tantalita, columbita, berilo e ouro; e o Grupo Tunuí de ferro, manganês e Urânio principalmente. As mineralizações associadas ao Supergrupo Vila Nova segundo Fernandes *et al.* (*op. cit.*) se fazem representar notadamente pelo depósito de manganês da serra do Navio; diversas ocorrências de ouro; cromita no Igarapé do breu e no rio Vila Nova; e ferro nas bacias dos rios Ipitinga e Vila Nova; cobre na serra do Ipitinga, além do que, é portador de diversas anomalias geoquímicas detectadas em trabalhos de detalhe na região; existem ainda referências a presença de talco, amianto e níquel laterítico (Fig. 5). No tocante ao Grupo Cauarane nenhuma ocorrência foi verificada até o momento, e no caso do Grupo Parima, em aluviões próximos a sua área de ocorrência, Pinheiro *et al.* (1981) noticiam a presença de cromita que pode estar associada a seqüência, bem como identificaram rochas anfibolíticas e dioríticas com anomalias geoquímicas para cobre, e em rochas piroxeníticas, anomalias de cromo e níquel. Com relação ao Complexo Tumucumaque, em seus domínios ocorrem mineralizações aluvionares de cassiterita, tantalita, columbita e ouro, de pouco interesse econômico no momento, e disseminações cupríferas em rochas milonitizadas reconhecidas na bacia do rio Falsino (Fig. 5). O Grupo Tunuí, apresenta ocorrências de ferro, manganês e turmalina (Fig. 6).

CONCLUSÕES São identificadas no setor norte do craton Amazônico em território brasileiro, diversos cinturões metamórficos que como considerados no presente estudo, são representados por cinco unidades litoestratigráficas: Supergrupo Vila Nova, Grupo Cauarane, Grupo Parima, Complexo Tumucumaque e Grupo Tunuí. Na análise dos diversos trabalhos até então realizados nestas seqüências nota-se que é desconhecida sua litoestratigrafia, bem como a idade e posição estratigráfica são temas controversos. O Supergrupo Vila Nova onde trabalhado ao nível de semi-detalhe, tem justificado sua caracterização como um **greenstone belt**, enquanto que para os grupos Cauarane e Parima, embora bastante viável, a caracterização está no terreno das hipóteses; no Grupo Tunuí, não são conhecidas ocorrências de rochas vulcânicas associadas a seqüência, sendo portanto menos provável que se inclua entre estas estruturas. O Complexo Tumucumaque, tudo indica, é proveniente da atuação de um cinturão móvel de retrabalhamento ensiânico durante o Proterozóico Inferior, com predomínio do retrabalhamento crustal.

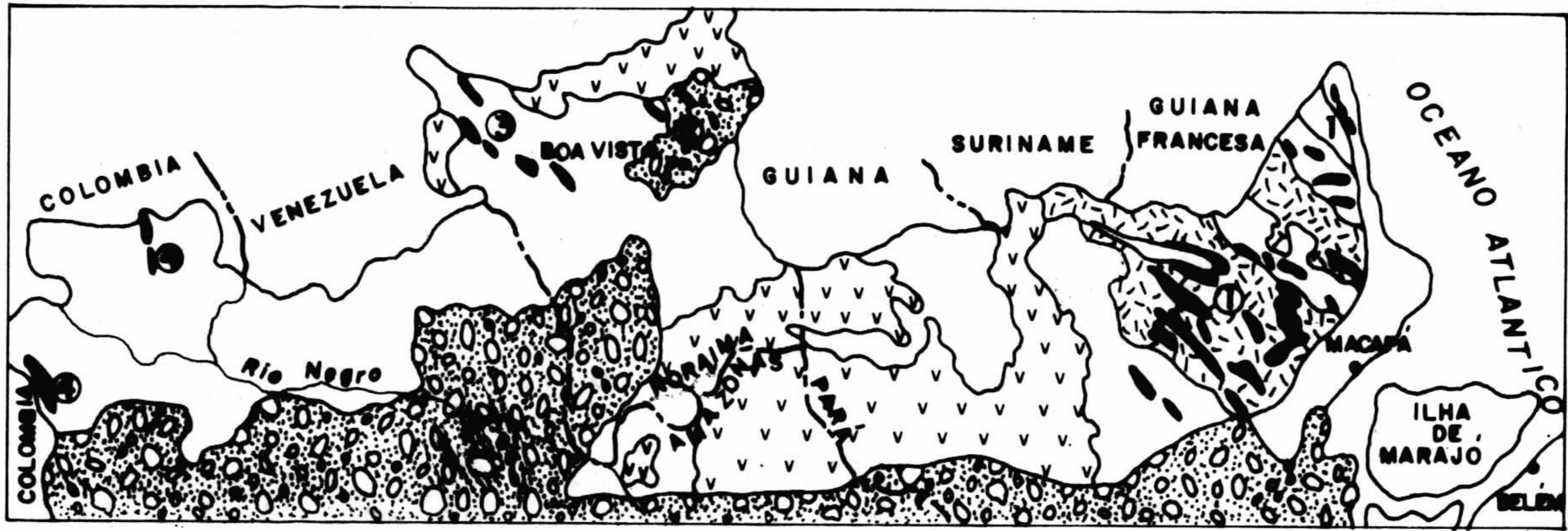
Visando estabelecer definitivamente a idade das unidades Vila Nova, Cauarane e Parima, recomenda-se o estudo geocronológico pelo método Sm/Nd nas metamáficas e anfibolitos, bem como o estudo Rb/Sr em laboratórios que possuam aparelhagem sofisticadas para medir os pequenos valores de Sr que estas rochas apresentam. Nas rochas ácidas e intermediárias (metavulcânicas) recomenda-se estudos pelo métodos Rb/Sr, U/Pb e P^{207}/Pb^{204} . Sabe-se que recentemente a idade arqueana para o Grupo Grão Pará ocorrente no setor sul do craton foi obtida através dos métodos Sm/Nd, Rb/Sr e U/Pb este em metariolitos associados as lavas básicas.

BIBLIOGRAFIA

- 1 - ACKERMANN, F.L. Recursos minerais do Território Federal do Amapá. Rio de Janeiro, Impr. Nacional, 1948. 30p.
- 2 - AMARAL, G. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. São Paulo, Universidade, Instituto de Geociências, 1974, 212p. (Tese de Livre Docência).
- 3 - _____. Províncias Tapajós e Rio Branco, In: Almeida F.F.M. de & Hasui, Y. Coords. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Edgard

- Blucher. 1984. 378p., p.6-33.
- 4 - BARROS, A.M. et al. Projeto Iratapuru (Área Cupixi). Geologia regional. Goiânia Convênio GEBAM/RADAMBRASIL, 1984. v.1. 205p. anexos.
 - 5 - BEZERRA, P.E.L. Cronoestratigrafia das coberturas sedimentares e vulcanossedimentares Proterozóicas do craton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.5 p.2125-40.
 - 6 - BEZERRA, P.E.L. et al. no prelo. Geologia Regional. In: Geologia da Amazônia Legal. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, Seção 1.
 - 7 - BONFIM, L.F.C. et al. Projeto Roraima; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 1974. 10v., v.1.
 - 8 - BRAUN, O.P.G. Projeto Roraima; 2a. fase; levantamento geológico integrado, relatório do mapeamento preliminar ao milionésimo correspondente à fotointerpretação preliminar. Manaus, DNPM/CPRM, 1973. 218p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2071). Cópia.
 - 9 - BRASIL/DNPM. Léxico Estratigráfico do Brasil. Brasília, 1984. 560p. Convênio DNPM/CPRM.
 - 10 - CORDANI, U.G. et al. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., Arica--Chile, 1979. Actas. Arica, n.p. Cópia.
 - 11 - COSTA, J.L. da et al. Projeto Norte da Amazônia; Domínio Oiapoque--Jari, relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 1974. 7v. in. 2lv. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2330) v. 2-A.
 - 12 - FERNANDES, C.A.C. et al. no prelo. Metalogenia. In: Geologia da Amazônia Legal. Rio de Janeiro, Projeto RADAMBRASIL, Seção 3.
 - 13 - FERNANDES, P.E.C.A. et al. Geologia. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA. 19 Içá. Rio de Janeiro, 1977. (Levantamento de Recursos Naturais, 14).
 - 14 - GIBBS, A.K. Geology of the Barama-Mazaruni supergroup of Guyana. Cambridge, Harvard University, 1979-1980. Doctor of Philosophy thesis. 373p. ilustr. anexos.
 - 15 - GRUAU, G. et al. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America. Trabalho apresentado no 2º SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 1984; não publicado. Cópia.
 - 16 - ISSLER, R.S. et al. Geologia. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SA.22 Belém, Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
 - 17 - JOÃO, X. da S.J. et al. Geologia da região sudoeste do Amapá e norte do Pará, Projeto Sudoeste do Amapá. Brasília, DNPM. Geologia, 10: Seção Geologia Básica, 7. 1979a. 125p.
 - 18 - _____ et al. Projeto Falsino; relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 1979b. 6v. v.1.
 - 19 - LIMA, M.I.C. de Províncias geológicas do Craton Amazônico em Território Brasileiro. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. Anais. Manaus. Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984.
 - 20 - LIMA, M.I.C. de; OLIVEIRA, E.P. de; TASSINARI, C.C.G. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. Anais. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, 1982. v.1, p.147-62.
 - 21 - LIMA, M.I.C. de et al. Geologia. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, Projeto RADAM. Folha NA/NB.22 Macapá, Rio de Janeiro, 1984 (Levantamento de Recursos Naturais, 6).

- 22 - MACHADO FILHO, L. et al. Projeto Iratapuru; área Iratapuru. Geologia Regional. Goiânia, Convênio GEBAM/RADAMBRASIL, 1985. np. v.5.
- 23 - MONTALVÃO, R.M.G. de. O Supergrupo Vila Nova. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL 1984. (Relatório Interno RADAMBRASIL, S.ident.) np.
- 24 - MONTALVÃO, R.M.G. de & BEZERRA, P.E.L. Geologia e Tectônica da Plataforma (craton) Amazônica (Parte da Amazônia Legal Brasileira). São Paulo, Rev. bras. Geoci., 10(1):1-27.
- 25 - MONTALVÃO, R.M.G. de & FERNANDES, P.E.C.A. Grupo Tunuí. Belém, Projeto RADAM, abr. 1975. n.p. (Relatório Interno RADAM, 38. G.).
- 26 - MONTALVÃO, R.M.G. de & PITTHAN, J.H.L. Grupo Cauarane. Belém, Projeto RADAM, 1974. 7p. (Relatório Interno RADAM, 44 G.).
- 27 - MONTALVÃO, R.M.G. de & TASSINARI, C.C.G. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO. Manaus, 1984. Anais. Manaus, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984. 517p., p.53-58.
- 28 - MONTALVÃO, R.M.G. de. et al. 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 NB.21. Rio de Janeiro, 1975. 428p. (Levantamento de Recursos Naturais, 8) p.15-135.
- 29 - MELO, A.F.F. de et al. Projeto Molibdênio em Roraima; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 1978. 4v. /s. ident./. v. 1A e 1B.
- 30 - MUNIZ, M. de B. & DALL'AGNOL, R. 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, 28., Porto Alegre, 1974. Anais. Porto Alegre. Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v.4., p.247-267.
- 31 - NAGELL, R.H. Geology of the Serra do Navio Manganese District - Brasil. Econ. Geol., 57(4):481-498, 1962.
- 32 - NEVES, A.P. et al. Projeto Paru--Jari; relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 1972. 5v. il.
- 33 - OLIVEIRA, A. da S. et al. 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.
- 34 - PAIVA, G. Valle do rio Negro; Physiografia e geologia. B. Serv. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, 40, 1929. 62p.
- 35 - PINHEIRO, S. da S. et al. Geologia. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.19 Pico da Neblina. Rio de Janeiro, 1976. 380p. (Levantamento de Recursos Naturais, 11) p.17-137.
- 36 - SANTOS, J.O.S. A parte setentrional do Craton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: Schobbenhaus, C. et al. Coords. Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM, 1984, 501 p., p.57-88.
- 37 - SCARPELLI, W. Relatório da NA.22. Belém, Projeto RADAMBRASIL, 1973. 33p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 243 G.).
- 38 - _____. Aspectos genéticos e metamórficos das rochas do distrito da serra do Navio, Território Federal do Amapá. Avulso da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro (41).37-55, 1966.
- 39 - VALE, A.G. et al. Projeto Macapá--Calçoene; relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 1972, 8v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 1952). v.1.



L E G E N D A



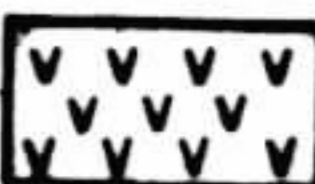
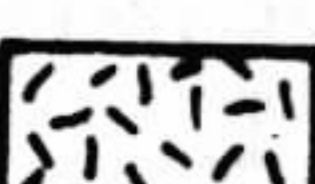
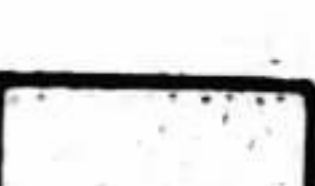
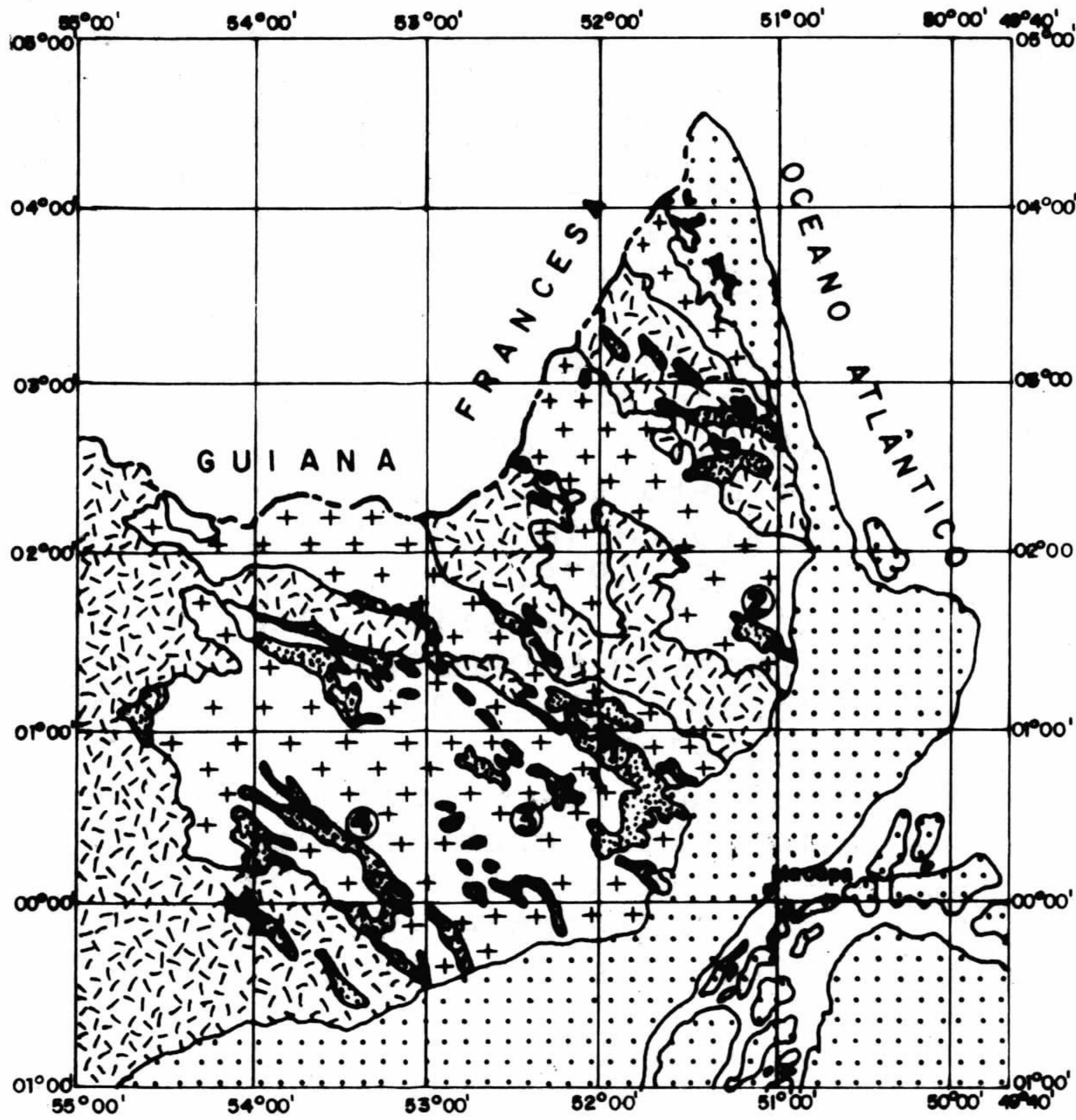
- | | | | |
|---|--|---|-------------------------|
|  | Coberturas Fanerozóicas |  | Sequência Supracrustais |
|  | Cobertura e magmatismo do Proterozóico | ① | Supergrupo Vila Nova |
|  | Complexo Tumucumaque | ② | Grupo Cauarane |
|  | Complexo Guianense | ③ | Grupo Parima |
| | | ④ | Grupo Tunuí |

Fig.- 1 - Distribuição esquemática das Sequências Supracrustais do Arqueano e Proterozóico Inferior no setor norte do Craton Amazônico.

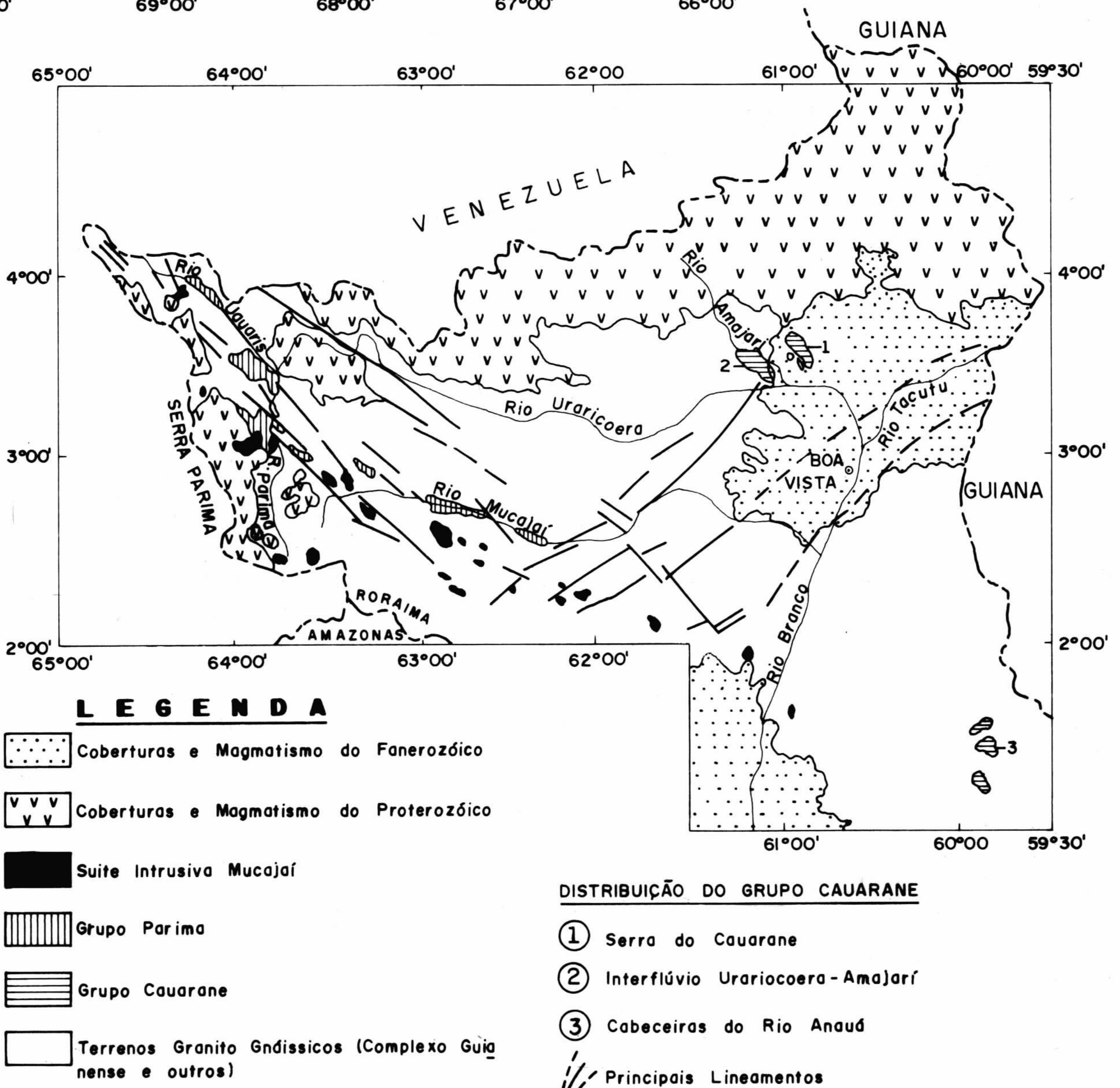
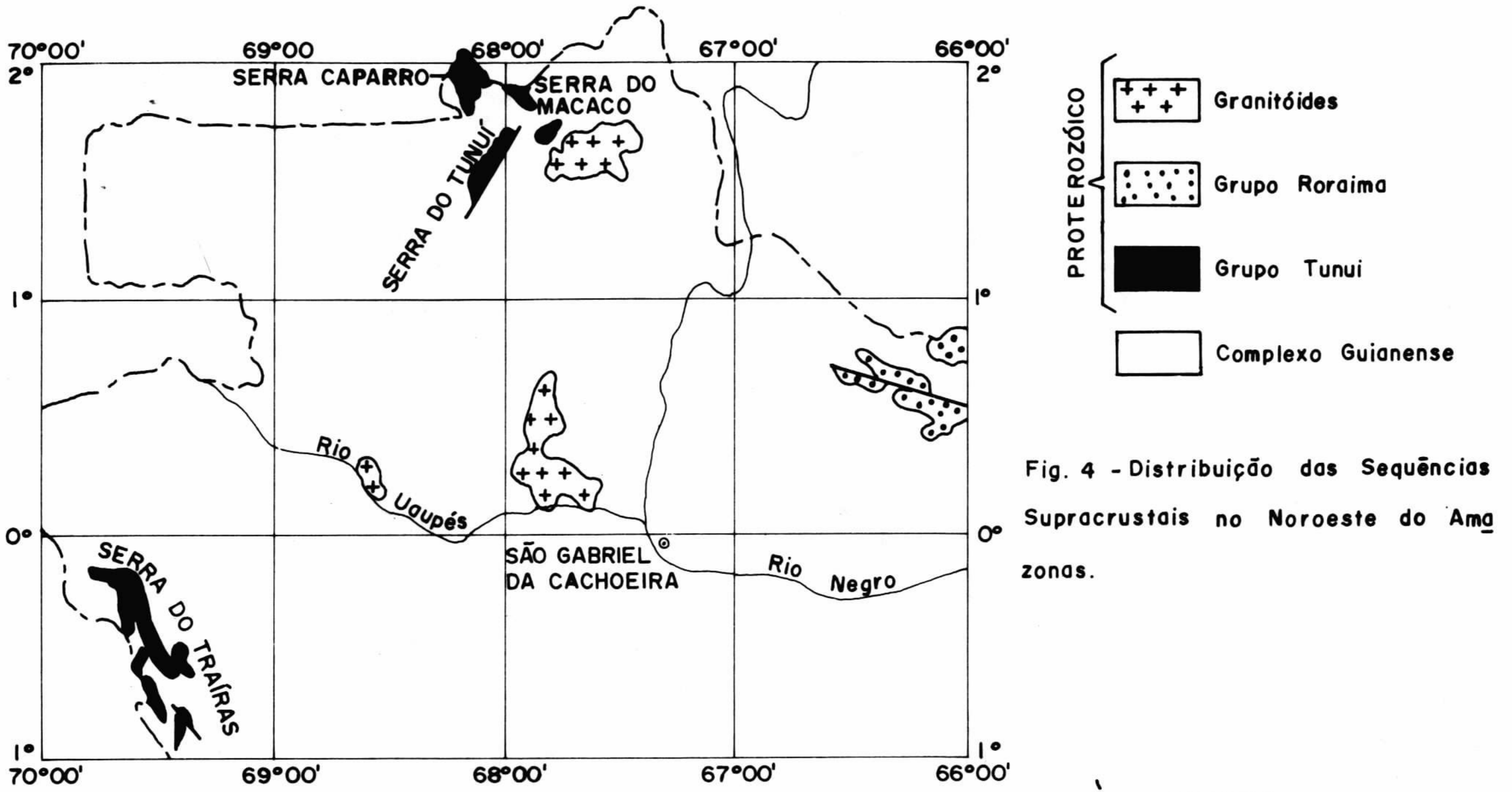


- | | |
|---|-------------------------|
|  | Coberturas Fanerozóicas |
|  | Complexo Tumucumaque |
|  | Grupo Vila Nova |
|  | Complexo Guianense |

IDENTIFICAÇÕES DAS SEQUÊNCIAS DO SUPERGRUPO VILA NOVA REFERIDAS NO TEXTO.

- 1- Sequência da Serra do Navio.
- 2- Sequência da Região do Rio Falsino.
- 3- Sequência das Cabeceiras do Rio Cupixi (Serra das Coabas).
- 4- Sequência da Serra do Ipitinga.

Fig.- 2 - Distribuição esquemática do Supergrupo Vila Nova e Complexo Tumucumaque, Região - do Amapá e Norte do Pará.



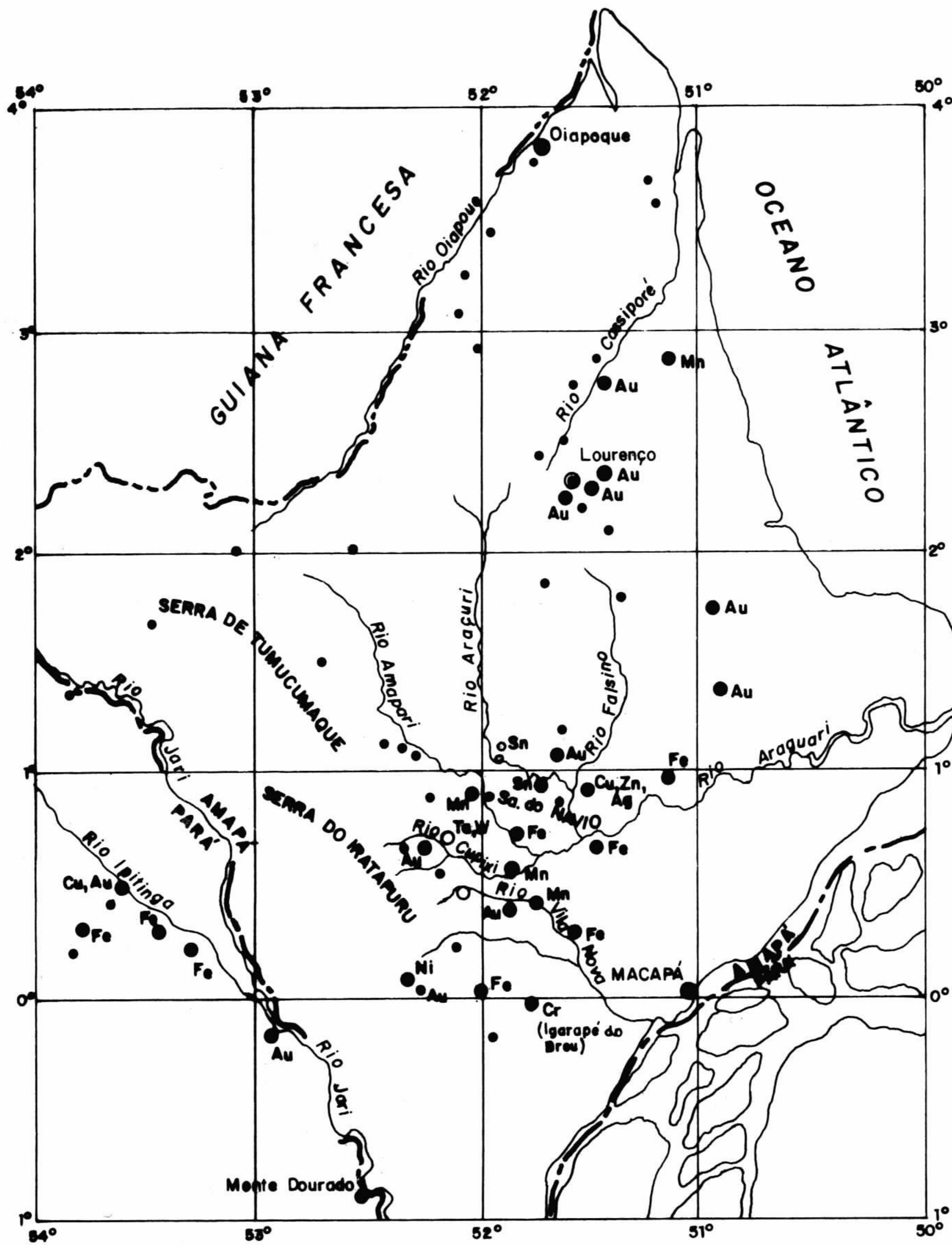


Fig. 5 - Mineralizações associadas ao Grupo Vila Nova (●) e Complexo Tumucumaque (○) Compiladas de Fernandes et alli (no preto)

GRUPO VILA NOVA

- Mn - Manganês
- Fe - Ferro
- Au - Ouro
- Ni - Níquel
- Cr - Cromo
- Cu - Cobre
- Zn - Zinco
- Ag - Prata

● Ocorrências aluvionares de Ouro

COMPLEXO TUMUCUMAQUE

- Sn - Estanho
- Ta - Tântalo
- W - Wolfrâmio

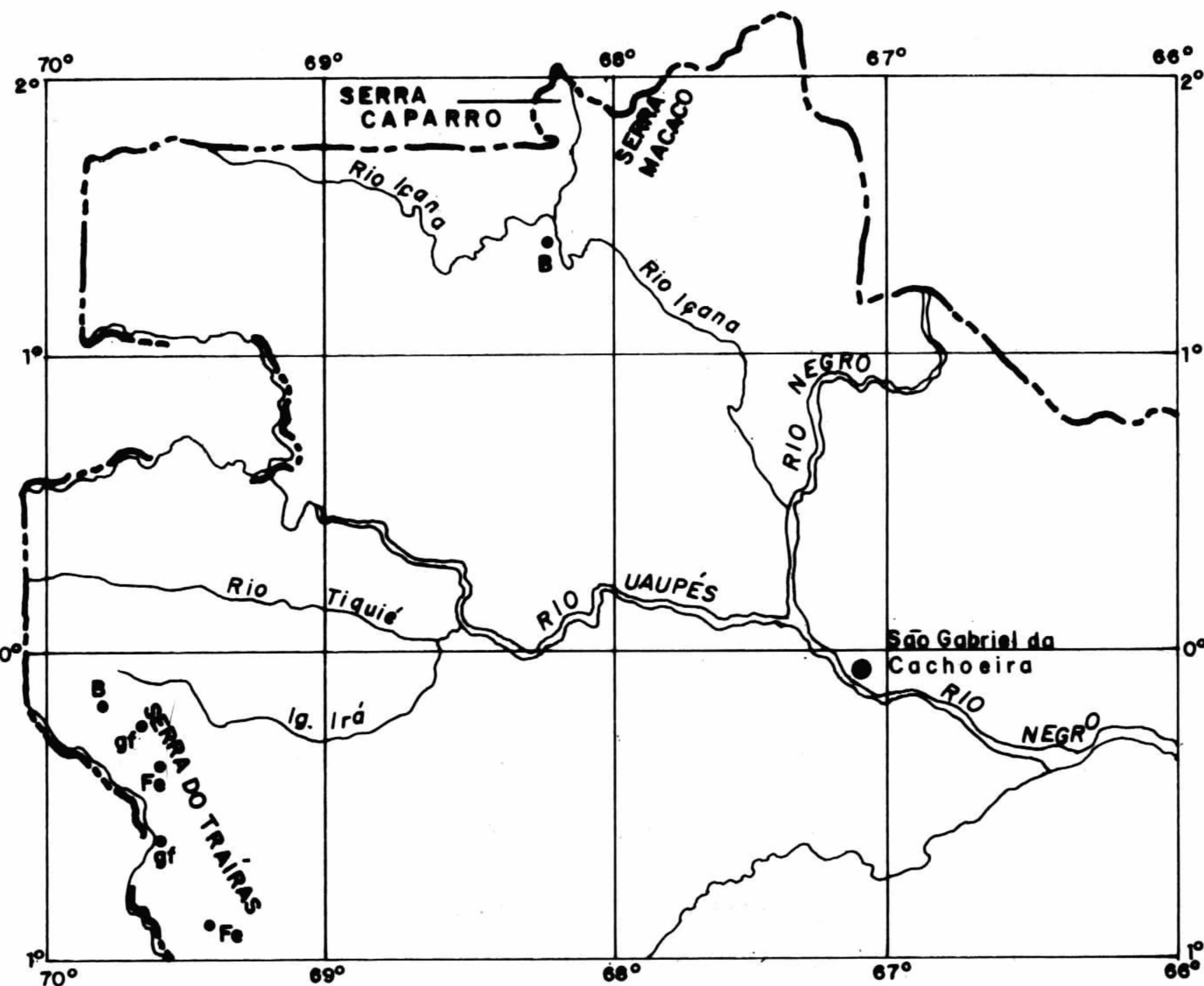


Fig. 6 - MINERALIZAÇÕES RELACIONADAS AO GRUPO TUNUI

● - Ocorrências

B - Boro (Turmalina)

gf - Grafita

Fe - Ferro

Compiladas de Fernandes et alli (no preto).

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DO GRANODIORITO PRESIDENTE KENNEDY
— FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA (GO)**

Élvio Matos Bulhões
Roberto Dall'Agnol

Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará — CG - UFPa

ABSTRACT The name "Presidente Kennedy Granodiorite" is proposed for the granodioritic to monzogranitic rocks occurring SW of the town of Presidente Kennedy, in the region of the Araguaia fold Belt, Goiás State. These granitoids are composed of two small stocks, intrusive into the mica schists of the Xambioá formation, and which outcrop in anticlinal cores. These bodies show a well-defined foliation at the margins, becoming more diffuse at the centers. This foliation and the S_2 foliation of the enclosing schists are concordant at the contacts. This schist unit, although only superficially studied, shows some evidence of the effects of the intrusions. The two granitoid bodies are quite uniform in composition and texture, consisting of muscovite-biotite granodiorite to monzogranites. One of them is slightly enriched in microcline, having more mafic minerals, and with its plagioclase slightly more calcic. Larger quartz and muscovite contents are observed in the second body. The granitoids have plagioclase (Ol-Ab) showing a complex evolution, exhibiting normal or reverse zoning, or none at all. Also notable is the presence of peristerites in many plagioclase grains in the various thin sections studied from the two bodies. Textural features ascribed to magmatic crystallization are quite clear in the granitoids. However, deformational effects and recrystallization are superposed, often generating mosaic textures and triple points, especially in the microcline crystals. Plagioclase alteration by way of muscovitization of the cores is very intense in one of the bodies. It is concluded that the granitoids were originally magmatic rocks which were later transformed with various intensities and while in the solid state. Structural evidence indicates that the bodies were emplaced by diapiric processes, probably contemporaneous with the formation of the domal structures of the fold belt and, in particular, with the formation of the Colméia structure located near the mapped area.

1. **INTRODUÇÃO** A região de exposição dos granitóides em estudo, localiza-se no norte do Estado de Goiás, na porção sudoeste do município de Presidente Kennedy. A área mapeada abrange aproximadamente 72 km², sendo limitada pelos meridianos 48°33'9" W e 48°37'24" W e pelos paralelos 8°33'45" S e 8°38'42" S (Figura 1). Os granitóides ocupam em torno de 12 km² desse total, sendo 6 km² na porção NE e outros 6 km² a SW. A primeira área de exposição dos granitóides dis

ta aproximadamente 10 km de Presidente Kennedy e a segunda 15 Km. O acesso à área faz-se através da rodovia Belém-Brasília (BR-153), até a cidade de Presidente Kennedy, tomando-se a partir desta um ramal secundário em direção SW conduzindo às fazendas Edízio e Vão do Mastruz, situadas nos vales dos córregos Bananal e Água Fria, onde acham-se expostos os granitóides.

A área mapeada está situada nos domínios da Faixa de Dobramentos Araguaia (Hasui et al., 1980) e na porção norte da Província Tocantins (Almeida et al., 1981). A estratigrafia e a evolução estrutural dessa região foram discutidas por Abreu (1978), Costa (1980), Teixeira et al. (1984) e Souza et al. (1984).

Barbosa et al. (1966) identificaram diversas estruturas dômicas na atual Faixa de Dobramentos Araguaia. Puty et al. (1972) e Silva et al. (1974) mencionaram a existência de rochas gnáissicas no interior dessas estruturas, sendo que os últimos autores correlacionaram-nas ao Complexo Xingu, embasamento regional do cráton Amazônico. Abreu (1978) incluiu esses gnaisses na formação Morro do Campo, base do grupo Estrondo. Posteriormente, Costa (1980) comprovou, ao estudar a estrutura de Colméia, a existência de fases deformacionais reliquias de direção E-W nos gnaisses mais antigos e ausentes nas unidades supracrustais. Propôs, então, a designação de Complexo Colméia para o conjunto de gnaisses e outras rochas associadas, aflorantes no núcleo das estruturas dômicas. Além disso adicionou ao Grupo Estrondo a formação Canto da Vazante, nova unidade posicionada acima da formação Xambioá. Santos et al. (1984) discutiram a evolução petrológica dos gnaisses do Complexo Colméia aflorantes no interior das estruturas de Lontra e Xambioá. O mesmo foi feito por Teixeira (1984) com os gnaisses das estruturas de Cocalândia e Grota Rica. Souza (1984) definiu as estruturas de Cantão, Rio Cunhãs e Rio Jardim, na porção norte da serra do Estrondo, em cujo núcleo reconheceu, além de pequenas ocorrências do Complexo Colméia, uma extensa unidade constituída por ortognaisses, mais jovens que este complexo, denominados por ele gnaissite Cantão. Macambira (1983), Teixeira et al. (1984) e Souza et al. (1984) apresentaram os resultados de mapeamento geológico efetuados a norte da região de Colméia. Em todos esses trabalhos a separação dos micaxistos da porção superior do grupo Estrondo (formações Xambioá e Canto da Vazante de Costa, 1980) não pôde ser efetuada por falta de critérios que a justificassem na escala adotada (1:100.000 ou maiores). Em razão disso mantiveram o conjunto de micaxistos na formação Xambioá.

Rochas granitóides "stricto sensu" são de ocorrência muito restrita na Faixa de Dobramentos Araguaia. Os autores que as estudaram sugerem uma possível relação entre esses granitóides, os processos geradores das estruturas dômicas e os gnaisses que ocorrem no seu interior. Abreu (1978) mencionou a presença de granitóides nas proximidades de Colméia e no ramal do Lontra (fazenda Marinheiro) alojados em gnaisses e/ou rochas supracrustais. Puty et al. (1972) já haviam assinalado ocorrências locais de granitóides seccionando o grupo Estrondo no rio Muricizal e no igarapé Jacaré Grande. Abreu (1978) considerou alguns desses granitóides como tardi-tectônicos e outros pós-tectônicos. Costa (1980) distinguiu na região de Colméia dois tipos de granitóides. O primeiro apresenta uma foliação penetrativa E-W, foi afetado por migmatização, considerado de idade arqueana e ocorre, preferencialmente na porção central da estrutura de Colméia. O segundo é representado por três pequenos corpos. Dois deles, situados no exterior da estrutura dômica e intrusivos no grupo Estrondo, correspondem àqueles estudados no presente trabalho. O terceiro ocor

re no núcleo da estrutura próximo da fazenda Santo Antônio, em domínio de gnaisses e granitóides migmatizados. Costa (1980) considera que os granitos de Colméia interpretados por Abreu (1978) como sendo tardi-tectônicos, pertenceriam ao primeiro tipo incluído no Complexo Colméia. Aqueles do segundo tipo, foram interpretados por Costa (1980) como pós-tectônicos. Este autor relacionou a formação das estruturas dômicas com a ascensão desses granitos, os quais estariam em sua maior parte encobertos.

Macambira (1983) descreveu diversas rochas granitóides na região de Lontra. A principal delas corresponde ao granito do Ramal do Lontra, aflorante na fazenda do Marinheiro (mencionado por Abreu, 1978), no interior de uma braquidobra. Esse corpo, com 6 km² de área aflorante, é intrusivo nos micaxistos e quartzitos da formação Morro do Campo. Uma tentativa de datá-lo (método Rb-Sr em rocha total; isócrona com três pontos próximos entre si e distantes da origem) forneceu uma possível idade de 497±46 m.a. com r.i. Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ = 0,7053±0,0002 e MSWD = 0,0339, interpretada como indicativa de sua formação estar relacionada ao evento Brasileiro (Macambira, 1983 p. 98). Foi identificado também um albita granito no flanco interno da serra da Ametista, na parte SE da braquianticlinal do Lontra, aparentemente encaixado entre gnaisses e anfibolitos. Trata-se de um corpo lenticular com 500 m de extensão. Finalmente, Macambira (1983) mapeou quinze veios pegmatíticos cortando os gnaisses do núcleo e os xistos da zona periférica da braquidobra do Lontra. Macambira (1983) considera o granito do Ramal do Lontra como tardi-tectônico. Santos (1983) descreveu igualmente uma série de ocorrências de pegmatitos e veios mineralizados na região de Xambioá. Este autor considera que a formação das estruturas dômicas não deveria estar relacionada à colocação de granitos, mas sim a diapirismo afetando rochas do embasamento gnáissico remobilizadas. Teixeira (1984) e Souza (1984) assumiram hipóteses análogas para justificar a formação de estruturas dômicas nas proximidades das serras das Cordilheiras e do Estrondo, respectivamente. Nessas áreas não foram localizados corpos graníticos.

O presente trabalho visa delimitar e caracterizar petrograficamente os corpos granitóides existentes nas proximidades de Presidente Kennedy (GO), buscando contribuir para o esclarecimento da natureza e origem dessas rochas e o seu significado na evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia.

2. GEOLOGIA DA ÁREA Os metassedimentos da Formação Xambioá (Grupo Estrondo do Supergrupo Baixo Araguaia) constituem a unidade mais antiga na área. São rochas xistosas que desenham grandes anticlinais de dimensões quilométricas, em cujos núcleos encontram-se expostas as rochas granitóides pormenorizadamente estudadas neste trabalho. A unidade mais jovem corresponde aos sedimentos da Formação Pimenteiros (Bacia do Parnaíba) dispostos subhorizontalmente sobre as seqüências mais antigas.

2.1 Formação Xambioá Neste trabalho optou-se pela não subdivisão dos xistos do Grupo Estrondo em Formações Xambioá e Canto da Vazante (topo do Grupo Estrondo), contrariamente ao proposto por Costa (1980). Isso se deveu a impossibilidade de distinção clara destas unidades, coincidentemente com o que foi proposto por Macambira (1983), Teixeira et al. (1984) e Souza et al. (1984). Deve-se no entanto, ressaltar que o estudo dos micaxistos foi muito restrito, limitando-se essencialmente a observações de campo e macroscopia.

As rochas dessa unidade afloram na maior parte das porções S e W da área mapeada (Fig. 2) e mais localmente a norte. Aham-se melhor expostas, a Norte da sede da Fazenda Edízio e às proximidades da sede da Fazenda Vão do Mastruz. Ocorrem normalmente em extensos afloramentos, em forma de pequenas cristas ou lagedos. Na porção NE da área estão expostas somente ao longo do vale acórrego bananal e seus afluentes, sugerindo que a drenagem remove a cobertura da formação Pimenteiras. A formação Xambioá é a encaixante dos corpos graníticos, tendo como litologias, plagioclásio-muscovita-biotita-quartzo xistos, muscovita-biotita xistos com magnetita e quartzitos. Os xistos apresentam colorações uniformes, em tons de cinza, ao passo que os quartzitos são esbranquiçados.

Embora não se tenha efetuado uma análise estrutural mais detalhada, as feições gerais observadas coincidem com aquelas descritas por Costa (1980) na região de Colméia, que inclui a área mapeada. Constatou-se a existência de uma xistosidade que constitui uma estrutura planar marcante (direção geral N-S), definida pela orientação planar preferencial dos minerais filitosos, (biotita, muscovita e clorita), bem como de quartzo e feldspatos, cujos maiores comprimentos orientam-se segundo esta foliação. Costa (1980) designou essa xistosidade como S₁, gerada pela fase de deformação F₁. Trabalhos mais recentes (Souza et al., 1984; Teixeira et al., 1984) mostraram que essa xistosidade e a fase de deformação deveriam ser designadas como S₂ e F₂, respectivamente, por serem superimpostas a uma xistosidade e fase de deformação anteriores (S₁ e F₁). Devido à escassez de bons afloramentos ao longo das estradas e a maior preocupação com o mapeamento dos corpos granitoides não se efetuaram muitas medidas das estruturas da formação Xambioá. Aquelas obtidas sugerem que a xistosidade S₂ amolda-se aos contactos com os corpos granitoides, apresentando mergulhos divergentes em relação ao centro das intrusões. Essas observações e a interpretação das fotos aéreas sugerem que os xistos desenham megadobras anticlinais de dimensões quilométricas, em cujos núcleos afloram os corpos granitoides. Essas dobras têm eixos subhorizontais, com suaves mergulhos para norte. Famílias de juntas, geralmente subverticais são frequentes, estando, dispostas nas direções gerais NE-SW, NW-SE e E-W. Representam provavelmente os últimos eventos deformacionais na área em regime tectônico rígido.

Costa (1980) considerou as megadobras regionais, como tendo sido geradas numa fase F₄ e denominou-as de dobras D₄. Elas seriam formadas no Ciclo Brasileiro, ao passo que o climax do metamorfismo da faixa de dobramentos teria se dado durante o Ciclo Uruaçuano, aproximadamente concomitante com a sua fase F₁. Entretanto, em áreas vizinhas, situadas mais a norte, Souza et al. (1984), Teixeira et al. (1984) e Santos et al. (1984) consideraram que dobras análogas estariam diretamente relacionadas ao climax do metamorfismo regional, pois esse teria propiciado em maiores profundidades a anatexia parcial de rochas granitoides e gnáissicas e a sua subsequente ascensão diapírica. A colocação desses diápiros seria responsável pela formação das mencionadas estruturas e teria se dado não muito tempo após o climax do metamorfismo regional e, portanto, durante o mesmo ciclo tectônico.

2.2 Granodiorito Presidente Kennedy As rochas granitoides afloram em duas porções distintas da área, situadas a NE e SW da mesma. As duas porções são separadas entre si por ocorrências das formações Xambioá e Pimenteiras. Para efeitos descritivos vai se assumir a designação de corpo 1 para os granitoides aflorantes a NE

e de corpo 2 para aqueles presentes a SW. O corpo 1 acha-se em contacto nas suas porções N e NE com a formação Xambioá, ao passo que os demais contactos se dão com a formação Pimenteiras que recobre parcialmente esse corpo. Em razão desse recobrimento a porção aflorante do corpo 1 é muito irregular, embora possa se presumir que sua forma seja ovóide e sua área total semelhante a do corpo 2. Este por sua vez, acha-se quase que inteiramente envolvido pela formação Xambioá, exceto a sul onde está localmente recoberto pela formação Pimenteiras. Conseqüentemente, seus contornos são bem delimitados, definindo uma forma ovóide, com eixo maior, com 3 km, orientado na direção NNW, e uma área em planta de aproximadamente 6 km².

Em ambos os corpos constatou-se a existência nas proximidades de suas bordas de uma foliação bem marcada, que dá lugar a uma orientação difusa ou mesmo imperceptível à medida que se efetua um deslocamento para o centro de cada corpo. A foliação é acusada sobretudo pela orientação planar das micas, porém junto aos contactos percebe-se igualmente orientação dos maiores comprimentos dos cristais de quartzo e feldspatos. Essa foliação amolda-se aos contactos com a formação Xambioá e, em decorrência disso, as orientações dos granitóides e dos xistos adjacentes aos contactos são concordantes, embora a foliação dos granitóides seja sempre subvertical, ao passo que aquela dos xistos apresente mergulhos e caimentos variáveis. A foliação é mais evidente nos afloramentos do corpo 1, devido ao teor mais elevado de máficos dos seus granitóides. As juntas são freqüentes dispõem-se preferencialmente segundo as direções NE-SW, NW-SE e E-W, devendo estar ligadas à colocação e resfriamento dos granitóides. Observaram-se veios pegmatíticos dispostos geralmente nas direções NE-SW no corpo 2 e N-S no corpo 1, deduzindo-se que os primeiros estariam relacionados a uma das famílias de juntas mencionadas. Constatou-se, ainda, a ocorrência local de bolsões de quartzo, sem orientação definida. Os pegmatitos e veios de quartzo possuem espessuras inferiores a 10 cm, só raramente atingindo 20 cm, e sua extensão atinge alguns metros. Não há registro de mineralizações associadas aos granitóides.

As feições estruturais dos granitóides e da formação Xambioá indicam que os primeiros foram colocados nos micaxistos. Essa interpretação é fortalecida pelo fato de que os xistos apresentam-se geralmente enriquecidos em feldspatos nas proximidades dos corpos e assumem um aspecto gnaissóide. Além disso notou-se às proximidades do corpo granítico a presença de veios pegmatíticos com turmalina concordantes com os xistos e neles encaixados. Tais veios possuem espessuras centimétricas (<25 cm) e extensões métricas (em torno de 4 m) e, geralmente, encontram-se budinados. Finalmente, constatou-se localmente a presença de granada e estauroлита em xistos situados junto ao contacto com os granitóides. Embora tal associação possa ocorrer na faixa de dobramentos Araguaia em pontos afastados de estruturas dômicas (Teixeira, 1984), sabe-se que ela tende a desenvolver-se sobretudo nas rochas supracrustais adjacentes a tais estruturas (Costa, 1980; Santos, 1983; Macambira, 1983). Deve-se, no entanto, ressaltar que o estudo dos micaxistos foi bastante sumário, necessitando-se de dados adicionais para comprovar essa interpretação.

O exame dos corpos 1 e 2 revelou que os granitóides são muito homogêneos em termos petrográficos, correspondendo a muscovita-biotita granodioritos/monzogranitos, muito semelhantes em termos de estruturas, texturas e mineralogia. Esses aspectos são indicadores

de uma cogeneticidade entre os dois corpos. Pode-se, inclusive, perguntar se ambos não fariam parte de um único corpo, do qual apenas nas porções apicais acham-se aflorantes. Essa hipótese não pode ser descartada no momento atual, porém é interessante lembrar que existem corpos granitoides na faixa de dobramentos Araguaia, tal como o do Ramal do Lontra (Macambira, 1983), com forma e dimensões análogas aquelas dos estudados. É portanto, possível que os dois corpos representem intrusões independentes.

Propõe-se neste trabalho a designação de Granodiorito Presidente Kennedy para o conjunto de rochas granitoides aflorantes na área mapeada. A seção-tipo dessa unidade situa-se ao longo do vale drenado por um afluente do córrego Água Fria. Neste vale tem-se exposições praticamente contínuas, chegando alguns afloramentos a atingir 200 m de extensão.

2.3 Formação Pimenteiras As rochas dessa unidade encontram-se sobrepostas aos metassedimentos da Formação Xambioá e ao granodiorito Presidente Kennedy definindo discordâncias do tipo angular e litológica. Estas relações de contato encontram-se melhor expostas nas encostas dos grandes platôs que ocorrem na área. A discordância com os xistos é melhor observada próximo à margem esquerda do córrego Bananal, a aproximadamente 800 m da sede da fazenda Edizio, na direção SSE. A discordância com os granitoides é mais evidente na porção S do corpo 1, a aproximadamente 1.100 m da sede da fazenda Buritirama na direção SW, e também na sua porção NW.

Estes sedimentos são constituídos na base por níveis conglomeráticos de arcabouço fechado, com seixos de quartzo subarredondados de dimensões milimétricas, numa matriz siltico-ferruginosa. Estes conglomerados gradam, à medida que caminha-se para o topo desta sequência, para níveis arenosos, silticos e argilosos, geralmente intercalados. Destaca-se nestas rochas como principal estrutura o acamamento, que apresenta-se subhorizontal e com leve caimento para leste.

3. PETROGRAFIA

3.1 Introdução Os dois corpos granitoides possuem basicamente a mesma composição mineralógica sendo constituídos por monzogranitos a granodioritos a duas micas. São rochas leucocráticas, heterogranulares, de granulação fina a média, constituídas essencialmente por quartzo, plagioclásio e microclina. Biotita e muscovita são os minerais varietais, ocorrendo acessoriamente zircão, apatita, rutílo, granada, titanita e opacos (primários) e clorita, epidoto, sericita e carbonatos (secundários).

3.2 Análises Modais Foram feitas análises modais de quinze amostras sendo que oito delas pertencem ao corpo 2 e as 7 restantes pertencem ao corpo 1. Na tabela 1 estão registradas as composições modais das amostras estudadas em cada corpo, bem como as composições modais médias de cada um deles e do conjunto de amostras dos dois corpos. Sem dúvida, o aspecto mais marcante é a notável semelhança composicional entre as diferentes amostras que implica composições médias análogas para os dois corpos granitoides. Apesar disso há pequenas diferenças entre as mesmas, destacando-se os teores médios ligeiramente mais elevados de microclina e biotita no corpo 1, compensados pelos teores mais elevados de quartzo e muscovita no corpo 2.

Os dados das análises modais, lançados em diagramas Q-A-P (Fig. 3), mostram que as rochas dos dois corpos concentram-se nitidamente numa região próxima ao limite entre os campos dos monzogranitos e granodioritos, correspondendo no seu conjunto a uma transição entre as duas variedades. As amostras dos dois corpos se superpõem parcialmente no diagrama, sem que suas distribuições sejam de fato coincidentes. As amostras do corpo 1, devido às suas razões A/P mais elevadas, se aproximam mais do vértice A, incidem em maior número no campo dos monzogranitos e sua composição média situa-se praticamente no limite entre os campos dos granodioritos e monzogranitos. Já as amostras do corpo 2 possuem valores de Q mais elevados e a sua grande maioria assim como a sua composição média, estão no campo dos granodioritos.

As localizações nos dois corpos das amostras analisadas não permite deduzir a existência de zoneamento composicional, pois monzogranitos e granodioritos se distribuem aleatoriamente nos mesmos.

Com base no diagrama Q-(A+P)-M' (Figura 3) - M' é igual ao teor de máficos da amostra, incluindo-se a muscovita- e tabela 1, observa-se que as amostras do corpo 2 possuem menores percentagens de minerais máficos, e teores mais elevados de quartzo e muscovita. É importante ressaltar também que, nas rochas do corpo 1, o plagioclásio é mais cálcico do que nas rochas do corpo 2, conforme observações petrográficas discutidas a seguir.

3.3 Aspectos Texturais As diversas rochas e minerais apresentam praticamente as mesmas características texturais nos dois corpos. Por isso a sua descrição será feita conjuntamente.

Essas rochas apresentam muitos aspectos característicos de texturas granulares hipidiomórficas, porém na grande maioria das amostras sobrepõem-se a elas claras evidências de recristalização dos minerais, com a rocha tendendo a assumir texturas granoblásticas. As últimas são mais ou menos evidentes nas diferentes amostras, porém é notório que o fenômeno que as gerou afetou ambos os corpos e em sua totalidade, sendo mais intensos os seus efeitos nos pontos mais próximos aos contactos com a formação Xambioá. Aí tem-se geralmente rochas granoblásticas ou lepidogranoblásticas, pois a orientação das micas passa a ser muito nítida. São muito frequentes texturas em mosaico em pontos localizados, inclusive com desenvolvimento de pontos tríplexes. Elas são desenvolvidas preferencialmente por microclina, mas também por plagioclásio e quartzo, embora os últimos pareçam preservar melhor a forma primitiva dos grãos. Há cristais de microclina com evidências claras de neoformação de grãos menores do mesmo mineral ao longo de suas bordas. Merece registro igualmente a alteração marcante dos núcleos dos cristais de plagioclásio do corpo 2, levando ao desenvolvimento intenso de lamelas de sericita-muscovita. É expressiva também a presença de mirmequita em ambos os corpos, possivelmente em parte associada aos processos de deformação e recristalização que afetaram os granitóides (Ver Smith, 1974; Vidal, 1978, Souza, 1984). Finalmente deve ser lembrada a ocorrência de peristerita em plagioclásios das diferentes amostras.

Quartzo Forma cristais em sua maioria xenomórficos, no geral com dimensões variando entre 0,2 e 1,5 mm. Frequentemente apresentam extinção ondulante e seus contatos com os feldspatos são geralmente irregulares. Contém raras inclusões de zircão(?) e rutilo acicular. Apresenta-se ainda, sob forma xenomórfica em vermiculas que

normalmente não ultrapassam 0,2 mm, constituindo juntamente com o plagioclásio as mirmequitas. Estão presentes, em geral, nas bordas de cristais de plagioclásio, quando estes acham-se em contato com o feldspato potássico. São muito raramente encontrados distribuído no interior de todo o cristal de plagioclásio. As mirmequitas são freqüentes nos dois corpos.

Plagioclásio Mostra-se predominantemente com maclas albita, ocorrendo com bem menos freqüência geminações carlsbad, periclina e, muito raramente, albita-periclina. Normalmente apresenta-se subautomorfo e, só algumas vezes, automorfo ou xenomorfo. As dimensões dos cristais variam entre 0,3 mm e 2,0 mm, sendo que, muito raramente, alcançam cerca de 3,7 mm. Nestes casos, em geral englobam cristais menores de quartzo e/ou biotita e/ou muscovita. Os contatos do plagioclásio com quartzo e microclina são ora irregulares, ora retilíneos, ao passo que com biotita e, por vezes, muscovita são geralmente retilíneos. Algumas vezes são encontrados nas lâminas, cristais de plagioclásio com geminações não muito nítidas formando ângulos entre 20° e 70° em relação ao plano de macla albita original. O aspecto dessas maclas sugere que as mesmas tenham se originado através da ação dos processos deformacionais que afetaram essa rochas.

A composição do plagioclásio foi determinada por métodos óticos. Obteve-se no corpo 1 composição de oligoclásio sódico com os teores de anortita variando entre An₂₁ e An₁₄, sendo porém mais freqüentes os teores de An₁₆ e An₁₅. Nas rochas do corpo 2 as composições variam de oligoclásio sódico a albita, com teores de anortita situados entre An₁₃ a An₂, sendo porém, mais freqüentes os teores em torno de An₁₀₋₈. Observa-se, muito esporadicamente, pequenos cristais com composições mais cálcicas. Deve-se ressaltar, entretanto, que muitos cristais de plagioclásio no corpo 2, apresentam zonas internas totalmente alteradas e contornos bastante irregulares. Nessas zonas se observa abundante formação de sericita-muscovita (as lamelas são relativamente grandes e costumam orientar-se segundo planos cristalográficos preferenciais do plagioclásio hospedeiro), alguma argilização e epidotização e, raramente, carbonatos. A transformação sofrida pelos núcleos desses cristais contrasta com o aspecto límpido dos seus bordos e sugere que os primeiros, atualmente discalcificados, eram originalmente mais ricos em anortita que as zonas externas. No corpo 1 a alteração do plagioclásio é bem mais incipiente. É possível que as diferenças composicionais entre os plagioclásios dos corpos 1 e 2, sejam, pelo menos em parte, devidas ao contraste na intensidade das transformações sofridas pelos mesmos.

Os plagioclásios geralmente mostram zoneamento normal, com pequenas variações composicionais entre as várias zonas, passando por exemplo de An₈ para An₂ (corpo 2) e de An₁₈ para An₁₁ (corpo 1). Em geral os cristais exibem duas zonas bem distintas composicionalmente e, algumas vezes, bordas albíticas quando em contato com a microclina. Muito raramente encontra-se cristais com três zonas. Quando isso ocorre, geralmente a zona mais externa parece possuir composição muito próxima da composição da zona mais interna (núcleo), porém ligeiramente mais sódica, enquanto que a zona intermediária apresenta uma composição bem mais sódica. A maioria dos cristais não se acha zonada, o que parece ser função do corte das seções, pois normalmente esses cristais apresentam composições idênticas àquelas das zonas externas dos cristais zonados. Existem entretanto, alguns cristais, não muito freqüentes, porém bem caracte-

terísticos (tanto no corpo 1 como no corpo 2), possuindo normalmente dimensões reduzidas em relação ao restante dos cristais de plagioclásio não zonados, que apresentam composições bem mais cálcicas, que os demais cristais de plagioclásio, chegando a alcançar valores próximos a An_{22} . Essa feição localizada, não pode ser facilmente explicada com os dados que se dispõe, embora ao menos em certos casos, possa estar relacionada com zoneamento oscilatório, correspondendo as seções observadas, às bordas mais cálcicas dos cristais.

O plagioclásio nestas rochas apresentam-se, localmente, de outras duas maneiras bastante distintas: (1) Em cristais subautomorfos, algumas vezes xenomorfos, com tamanhos variando no geral entre 0,5 mm e 1,5 mm. Acham-se zonados, tendo a zona central contornos muito irregulares, contato nítido com a zona externa (este contato é marcado por hidróxidos de ferro, assim como as frequentes fraturas existentes nesses cristais) e ausência de geminação. O aspecto dessa zona central sugere que ela tenha sido parcialmente corroída. A zona externa apresenta composição em torno de An_{10} , assemelhando-se muito em aspecto e composição com o plagioclásio comumente encontrado nas lâminas descritas. Em relação à composição da zona interna nada se pode afirmar devido à impossibilidade de sua determinação por meios óticos. No entanto, tudo indica que seja mais cálcica que a zona externa. Esses cristais foram observados no corpo 2. (2) Ocorrem muito raramente nos dois corpos cristais subautomorfos com tamanho em torno de 1,3 mm, zonados inversamente. Sua porção central possui composição em torno de An_8 e a borda em torno de An_{13} . A porção central apresenta-se geralmente um pouco alterada para sericita e argilo-minerais e assemelha-se muito com o plagioclásio normalmente encontrado nas diversas amostras (inclusive na amostra onde foi identificado esse plagioclásio, a quase totalidade dos grãos desse mineral apresenta o aspecto normal e o zoneamento direto observados nas diversas lâminas estudadas).

Em todas as lâminas que foram analisadas petrograficamente, verifica-se a presença de peristerita em alguns dos cristais de plagioclásio. As peristeritas são mais comuns, ou pelo menos foram melhor observadas nas rochas do corpo 2, onde o plagioclásio apresenta composição mais sódica. Encontram-se dispostas segundo o plano $(0\bar{8}1)$ obliquamente (ângulo de 14° ou de aproximadamente 14°) em relação aos planos de macla albita e carlsbad e à clivagem (010) na seção (100) . As lamelas de peristerita, geradas provavelmente por processo de exsolução (Smith, 1974), se fazem presentes na forma de finos indivíduos, formando texturas em espinhas de peixe, como finas lamelas ou, muito raramente em lamelas bem desenvolvidas que sugerem um processo de exsolução bastante avançado. Em todos os casos citados, tem-se limites laterais bastante nítidos e retilíneos entre as peristeritas, situadas no plano $(0\bar{8}1)$, e a parte do cristal não afetada por esse processo. Algumas vezes estes limites mostram-se irregulares, tendo-se apenas o desenvolvimento de finas lamelas acompanhando grosseiramente a direção geral do plano $(0\bar{8}1)$ na seção (100) .

As lamelas de peristerita acham-se algumas vezes alteradas, sobresaindo nitidamente no interior do cristal inalterado no qual foram desenvolvidas. Essa alteração provavelmente deve-se ao fato de que durante a formação das peristeritas desenvolvem-se indivíduos (lamelas) alternadas de composições mais cálcicas (An_{23+2}) e mais

sódicas (An_{3+2}), em relação a composição do plagioclásio original. Estas porções mais cálcicas seriam mais suscetíveis à alterações do que o cristal original. Daí o aspecto observado nos cristais, ou seja a sua alteração seletiva (Smith, 1974, menciona que estudos de raios-X sugeriram a presença de epidoto nessas lamelas alteradas). Somente em alguns casos as lamelas e os finos indivíduos da peristerita atravessam inteiramente os cristais, estando na maioria das vezes interrompidos no interior destes.

Quando o processo de exsolução ou substituição acha-se mais avançado, o cristal de plagioclásio pode não apresentar geminação e as lamelas de peristerita desenvolvidas posteriormente, assumem em relação ao cristal como um todo o aspecto de uma "pseudo-geminação". Esse "plano de geminação" marca o "contato" entre a peristerita e a parte não afetada do cristal, sendo ora contínuo, ora descontínuo, porém tendo sempre limites retilíneos e nítidos. Observa-se nestes casos, uma inclinação de 14° deste pseudo-plano de geminação em relação à clivagem (010) vista na seção (100).

Microclina Apresenta-se xenomórfica e com geminação albita-periclina. Seu tamanho, em geral, varia entre 0,2 e 1,5 mm, porém existem cristais que chegam a alcançar 2,5 mm a 3,5 mm e até mesmo, mais localmente, 7,0 mm. Estes cristais maiores que 2,5 mm, em alguns casos englobam grãos de quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita e apatita. Acham-se muito deformados, ocorrendo microgranulação ao longo de seus bordos com formação de cristais menores com arranjo em mosaico.

Seus contatos com o quartzo são normalmente irregulares, apresentando-se muito raramente retilíneos. Os seus contatos com o plagioclásio são também irregulares, porém, os contactos retilíneos são mais frequentes do que no caso do quartzo. Normalmente observa-se no seu contato com o plagioclásio auréolas albiticas e mirmequitas. Exibem muitas vezes extinção ondulante, demonstrando efeitos de deformação, provavelmente posteriores à sua cristalização. As pertitas, são raras, não muito desenvolvidas e distribuem-se de modo irregular no interior dos cristais. São muito comuns agregados de cristais menores de microclina, francamente granoblásticos, formando textura em mosaico e pontos tríplexes. Eles podem ocorrer isolados ou associados a plagioclásio e, mais raramente, quartzo.

Biotita Apresenta-se subautomorfa com tamanho variando no geral entre 0,25 e 0,5 mm no corpo 2 e 0,4 a 1,2 mm no corpo 1. Seu pleocroísmo mais comum: é amarelo pálido (X), passando para marrom esverdeado ou marrom escura (Y,Z). Em alguns casos acha-se parcialmente substituída pela clorita e normalmente contém inclusões de apatita, que causa o desenvolvimento de halos pleocróicos na mica.

Muscovita Geralmente acompanha a biotita, apresentando-se subautomorfa e algumas vezes xenomorfa. Em certas seções parece ter sofrido corrosão, pois exhibe bordas totalmente irregulares, penetradas por quartzo. Em geral apresenta em ambos os corpos, dimensões análogas àquelas da biotita.

Minerais Acessórios Primários A apatita apresenta-se frequentemente em pequenos cristais (menores que 0,1 mm), entretanto chega a alcançar 0,3 mm. É automorfa e, algumas vezes, subautomorfa. Na maioria das vezes acompanha a biotita, achando-se inclusa ou não nesta. O zircão ocorre em minúsculos cristais, menores que 0,5 mm,

geralmente automorfos, inclusos em cristais de biotita, muscovita e quartzo. O rutilo é acicular, nos dois corpos, incluso em cristais de quartzo e, muito raramente, na biotita (geralmente visível em seções basais). A titanita apresenta-se subautomorfa e, raramente, automorfa. Possui dimensões inferiores a 0,3 mm. Normalmente encontra-se associada à biotita, ocorrendo apenas nas rochas graníticas do corpo 2. A granada desenvolve grãos subautomorfos, que não ultrapassam 0,1 mm e acompanham a biotita. Só foi observada em uma amostra do corpo 1, coletada próxima a um veios quartzo-feldspático rico em granada. Os opacos são freqüentes em todas as amostras, com suas dimensões normalmente não ultrapassando 0,3 mm. Muito localizadamente ocorrem cristais automorfos, sendo, em geral, xenomorfos. Os cristais automorfos preservam uma forma prismática perfeita e parecem oxidados, pois apresentam cor vermelha intensa.

Minerais Acessórios Secundários A clorita é escassa, substituindo parcialmente a biotita. O epidoto ocorre muito localizadamente. Forma-se como produto de alteração de alguns núcleos mais cálcicos de plagioclásio, sendo sua presença mais acentuada nas rochas do corpo 2 onde as transformações (provavelmente tardi-magmáticas) são bem mais marcantes. Seus grãos são xenomórficos, normalmente não ultrapassando 0,05 mm. A sericita ocorre como produto de alteração do plagioclásio e normalmente na porção central dos cristais desse mineral. Suas palhetas são algumas vezes, bastante desenvolvidas, chegando a alcançar 0,3 mm. Dispõe-se nos cristais de plagioclásio, geralmente, em uma ou mais direções preferenciais, acompanhando normalmente os planos de clivagem e de maclas. É bem mais freqüente nas rochas do corpo 2. Os carbonatos são produtos de alteração do plagioclásio e estão presentes apenas em duas amostras do corpo 2.

4. DISCUSSÃO

4.1 Aspectos Petrográficos Os granitóides estudados apresentam muitas evidências de deformação e recristalização, tais como a presença de foliação, texturas em mosaico e pontos tríplexes. Essas feições não se distribuem uniformemente em ambos os corpos. A foliação é marcante nos seus bordos e difusa nos seus núcleos. As texturas mencionadas são freqüentes em muitas lâminas, sem cheguem a ser constantes, nem ao nível das amostras onde aparecem, nem ao nível dos dois corpos. Em outras palavras, a textura em mosaico ocorre como uma textura superimposta sobre uma textura pre-existente e ambas podem coexistir ou mesmo a textura primitiva ser inteiramente dominante. As texturas em mosaico são mais marcantes para a microclina e mais localizadas para o plagioclásio e o quartzo.

O estudo composicional e do zoneamento dos plagioclásios revelou que esse mineral possui uma evolução complexa. Ao lado de cristais com zoneamento normal dominantes ocorrem outros com zoneamento inverso ou desprovidos de zoneamento. O zoneamento normal parece corresponder perfeitamente ao que se poderia esperar em plagioclásios formados em rochas ígneas, porém os demais padrões não são facilmente explicáveis se não houver algum desequilíbrio importante ou mesmo recristalização dos plagioclásios. O zoneamento inverso assemelha-se muito em seu padrão ao que se observa geralmente em rochas metamórficas (Smith, 1974) e é comparável ao descrito em outras unidades da Faixa de Dobramentos Araguaia afetadas por metamorfismo (gnaisse Cantão, gnaisse Colméia e micaxistos do Grupo

Estrondo; Teixeira, 1984; Souza, 1984). Nessas mesmas unidades cristais não zonados são comuns. A interpretação mais plausível desses dados é que os plagioclásios com zoneamento normal sejam herdados da história magmática dos granitóides e que os demais sejam resultantes de tentativas de reequilíbrio dos cristais primitivos (zoneamento inverso) ou da neoformação de cristais de plagioclásio (cristais sem zoneamento), durante eventos posteriores.

É notável também a intensa transformação dos núcleos de cristais de plagioclásio do corpo 2. Essa feição é praticamente constante em todo esse corpo e muito pouco marcante ou mesmo ausente no corpo 1. Coincidentemente os plagioclásios desse são mais cálcicos que aqueles do corpo 2. Esses dados sugerem algumas diferenças entre os dois corpos, no que tange as intensidades das transformações mineralógicas. É possível que essa transformação possa estar associada à recristalização sofrida pelos granitóides, mas não parece haver uma ligação direta entre os dois fenômenos.

Mencionou-se a ocorrência de peristeritas nos plagioclásios de ambos os corpos. Conforme Smith (1974, p. 530) a dissolução no estado sólido é o único mecanismo razoável para explicar a sua formação. Esse autor acrescenta que, contrariamente às perititas, as peristeritas necessitam para a sua formação de deslocamentos de átomos dos sítios M e T. Como a migração dos átomos T é extraordinariamente lenta, a ocorrência geológica da peristerita implica uma baixa temperatura de formação, provavelmente abaixo de 600°C, em condições que possibilitem a manutenção de temperaturas estimadas no intervalo de 400-500°C, durante milhões de anos. Essa interpretação é assumida igualmente por Ribbe (1975). As composições da maioria dos plagioclásios estudados ($An < 16$) são favoráveis para o desenvolvimento de peristeritas, segundo as observações de Smith (op.cit.) e Ribbe (op.cit.). A presença desses intercrescimentos nas rochas estudadas constitui, portanto, mais uma evidência de que as mesmas possuem uma evolução complexa, sendo difícil justificá-los em rochas ígneas, submetidas a um resfriamento "normal".

O somatório das observações petrográficas conduz à interpretação que os granitóides seriam corpos ígneos submetidos a deformações expressivas e que os mesmos teriam sido mantidos a temperaturas correspondentes as do metamorfismo de baixo grau durante um período suficientemente longo, de maneira a permitir o desenvolvimento das peristeritas. Essas condições levaram também a recristalização parcial dessas rochas e permitiram tentativas de reequilíbrio dos seus plagioclásios às novas condições. Esses fenômenos não se deram com a mesma intensidade nos dois corpos, nem em diferentes zonas de cada um deles. As evidências mostram que as bordas foram muito mais afetadas do que os núcleos.

Optou-se, não sem hesitação pela manutenção da designação ígnea para os granitóides, em virtude dos mesmos não exibirem uma foliação penetrativa e por terem preservado em muitos locais texturas essencialmente ígneas. É inegável, entretanto, a importância das transformações ocorridas nessas rochas, já no estado sólido, em temperaturas no domínio do metamorfismo. Pitcher e Berger (1972) descrevem transformações análogas nas bordas do maciço granítico de Ardara, na Irlanda.

4.2 Colocação dos Granitóides As estruturas presentes nos dois corpos sugerem que os mesmos representem pequenos "stocks" independentes, mais que porções apicais de um corpo único subjacente.

Essa hipótese não pode no entanto ser demonstrada. A disposição da foliação presente nesses granitóides, amoldando-se ao contacto com a encaixante etornando-se difusa para o interior dos corpos, coincide com a que se observa em corpos graníticos colocados em ambientes tectônicos similares. Comparando-se com os maciços graníticos estudados por Pitcher e Berger (1972) as maiores analogias são com o maciço de Ardara, interpretada por esses autores como uma intrusão diapírica.

As relações estruturais entre os granitóides e os xistos revelam que os últimos foram arqueados pelas intrusões, formando anticlinais, e que a foliação S_2 dos xistos amoldou-se aos contactos com os granitóides. Além disso percebe-se a ocorrência de granada + estauroлита em micaxistos situados junto ao contacto. Essas feições são idênticas aquelas observadas em torno das inúmeras estruturas dômicas ocorrentes na faixa de dobramentos Araguaia. Isso aponta no sentido de uma evolução comum. Tais estruturas têm sido interpretadas como geradas pela ascensão diapírica de granitóides e gnaisses, parcialmente fundidos (Santos et al., 1984; Souza et al. 1984; Teixeira et al., 1984).

As evidências estruturais sugerem, portanto, que a colocação dos granitóides se deu através de processos diapíricos, muito provavelmente relacionados em termos temporais à formação das estruturas dômicas da faixa de dobramentos e, em particular, com a braquianticlinal de Colméia. Isso implica assumir, conforme Pitcher e Berger (1972), Marre (1982) e Ramberg (1981), um baixo contraste de viscosidade entre as rochas granitóides e as suas encaixantes e, conseqüentemente, uma colocação de rochas quase que inteiramente cristalizadas ("crystal-mush") ou mesmo já cristalizadas. Tais características seriam indispensáveis para justificar o registro da deformação, quando da colocação dos granitóides. É possível que parte da recristalização mineral observada nos granitóides tenha sido causada pelos esforços e temperatura reinantes durante a sua colocação.

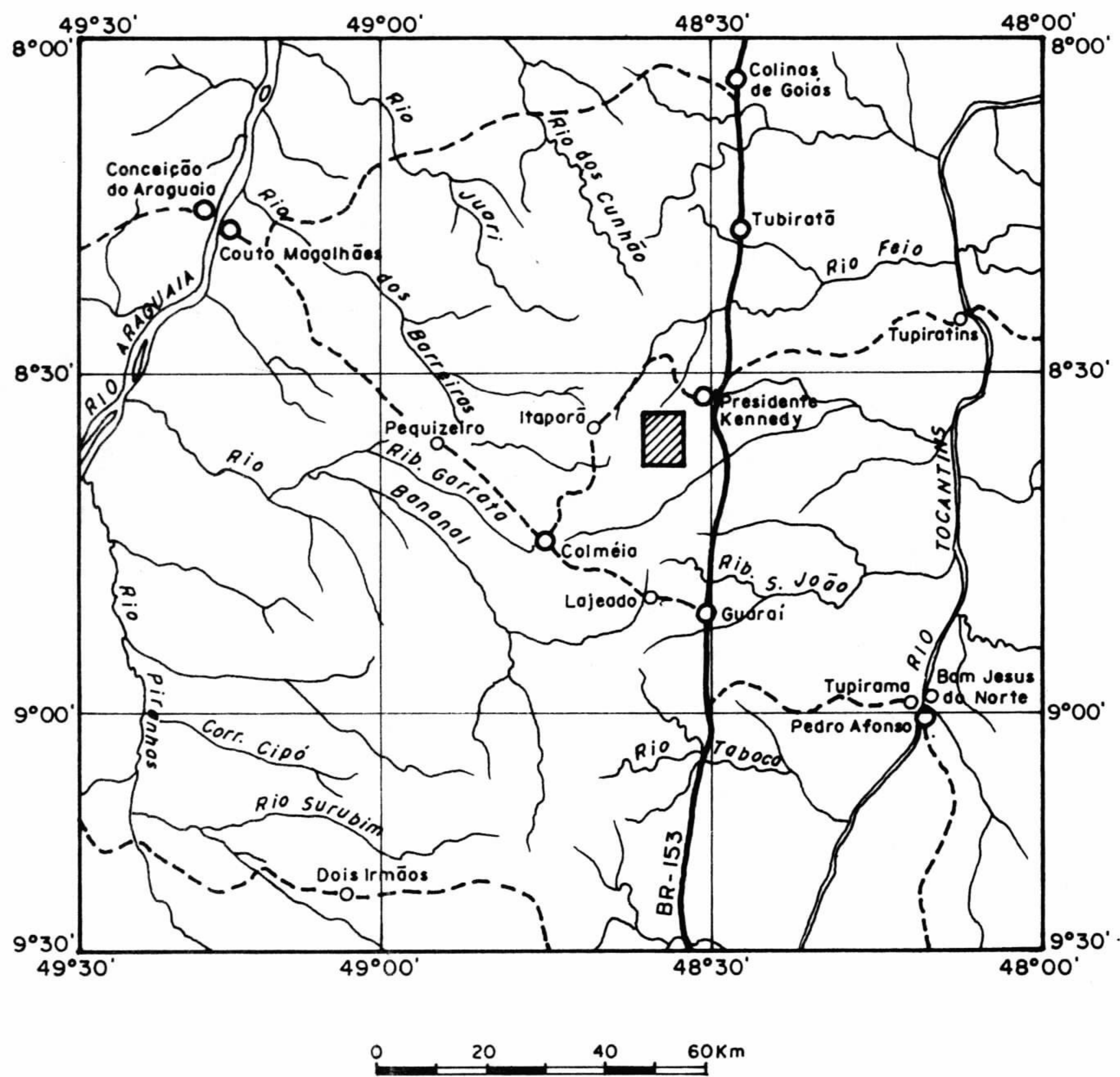
4.3 Outros Aspectos A origem e a idade dos granitóides, assim como comparações com rochas afins da Faixa de Dobramentos Araguaia serão discutidos em trabalhos posteriores, quando se dispuser de análises químicas de elementos maiores e traços, assim como de datações radiométricas pelo método Rb/Sr, ora sendo efetuadas.

AGRADECIMENTOS Agradecemos a Fundação de Amparo e Desenvolvimento da Pesquisa (FADESP) pela concessão de Bolsa de Iniciação Científica, fundamental para o desenvolvimento inicial deste trabalho. À Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) por ter financiado o trabalho de campo através do Projeto Faixa Orogênica. Ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas (NCGG), atual Centro de Geociências (CG), onde foram desenvolvidos os trabalhos de laboratório. E aos participantes do Projeto Faixa Orogênica do CG, pelas suas contribuições através de discussões científicas.

BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F.A.M. de; - 1978 - Estratigrafia e Evolução Estrutural do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. Tese de Mestrado, Belém, NCGG/UFPa., 75 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B.; FUCK, R.A. -1981- Brazilian Structural Provinces: An Introduction Earth Sci. Rev. 17: 1-29.

- BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J.R.D.; GOMES, F.A.; HEMBOLDT, R. - 1966 - Geologia Estratigráfica Estrutural e Econômica da Área do "Projeto Araguaia". Monogr. Div. Geol. Mineral, DNPM, Rio de Janeiro, 19: 1-94
- COSTA, J.B.S. - 1980 - Evolução Geológica da Região de Colméia - Goiás. Tese de Mestrado, Belém, NCGG/UFPa. 71 p.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JUNIOR, O.; TEIXEIRA, E.; KAWSHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado Geológico Geotectônico. In: Congr. Bras. Geol., 31, Camboriu, 1980. Anais... Camboriú, SBG. v.5, p.2569-2676
- MACAMBIRA, J.B. - 1983 - Geologia e Ocorrências Minerais da Braqui anticlinal do Lontra(GO). Tese de Mestrado, Belém, NCGG/UFPa., 108 p.
- MARRE, J. - 1982 - Méthodes d'Analyse structurale des Granitoides. BRGM, Manuels et Méthodes, 3, Orléans, 128 p.
- PITCHER, W.S.; BERGER, A.R. - 1972 - The Geology of Donegal: A study of granite emplacement and unroofing. John Wiley e Sons. Inc. New York, 435 p.
- PUTY, C.O.F.; MARTINS, R.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; JOÃO, X.S.J.; CARREIRA, J.M.; SILVA, G.H.; NEVES, A.P.; GIFFONI, L.E.; LOURENÇO, R.S.; FRISO, S.J. - 1972 - Projeto Marabá; relatório integrado Belém, DNPM/CPRM, 12 v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 1974) v. 1.
- RAMBERG, H. - 1981 - Gravity, Deformation and the Earths Crust. 2.ed. Academic Press, London, 452 p.
- RIBBE, P.H. - 1975 - The chemistry, structure, and nomenclature of Feldspare. In: RIBBE, P.H., ed. Feldspar Mineralogy, Short Course Notes. Washington, Min. Soc. America, v.2 p. 121-51
- SASTOS, M.D. - 1983 - Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Xambioá. Tese de Mestrado, Belém, NCGG/UFPa., 124 p.
- SANTOS, M.D.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B. - 1984 - Uma proposta para a origem das braquianticlinais de Xambioá e Lontra (GO) - Possíveis domos gnáissicos. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3400-3414
- SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia da folha SB-22 Araguaia e parte da folha SC-22 Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL, Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, v. 4, p. 1-143.
- SMITH, J.V. - 1974 - Feldspar minerals - Volume 2: Chemical and textural properties. Springer Verlag. Berlin, 690 p.
- SOUZA, A.C.C. - 1984 - Geologia e petrologia do extremo norte da serra do Estrondo(GO). Tese de Mestrado, Belém, NCGG/UFPa., 189 p.
- SOUZA, A.C.C.; TEIXEIRA, N.P.; DALL'AGNOL, R. - 1984 - Geologia do Extremo norte da serra do Estrondo(GO) In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v. 5, p. 2249-2260.
- STRECKEISEN, A.L. - 1976 - To each plutonic rock its proper name Earth Science Reviews, 12: 1-33
- TEIXEIRA, N.P. - 1984 - Geologia e petrologia da região central da serra das Cordilheiras(GO). Tese de mestrado, Belém, NCGG/UFPa. 216 p.
- TEIXEIRA, N.P.; SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R. - 1984 - Geologia da região central da serra das Cordilheiras, Goiás. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v. 5, p. 2234-2248.
- VIDAL, J.L. - 1978 - Déformations naturelles des feldspaths et recristalisation dynamique des feldspaths potassiques. Analyse optique et par microscopie electronique. The. se. labor. Géol. Pétrol. UPS, Toulouse, 93 p.



- DRENAGEM
- RODOVIA PAVIMENTADA
- RODOVIA IMPLANTADA
- CIDADE
- VILA
- ÁREA MAPEADA

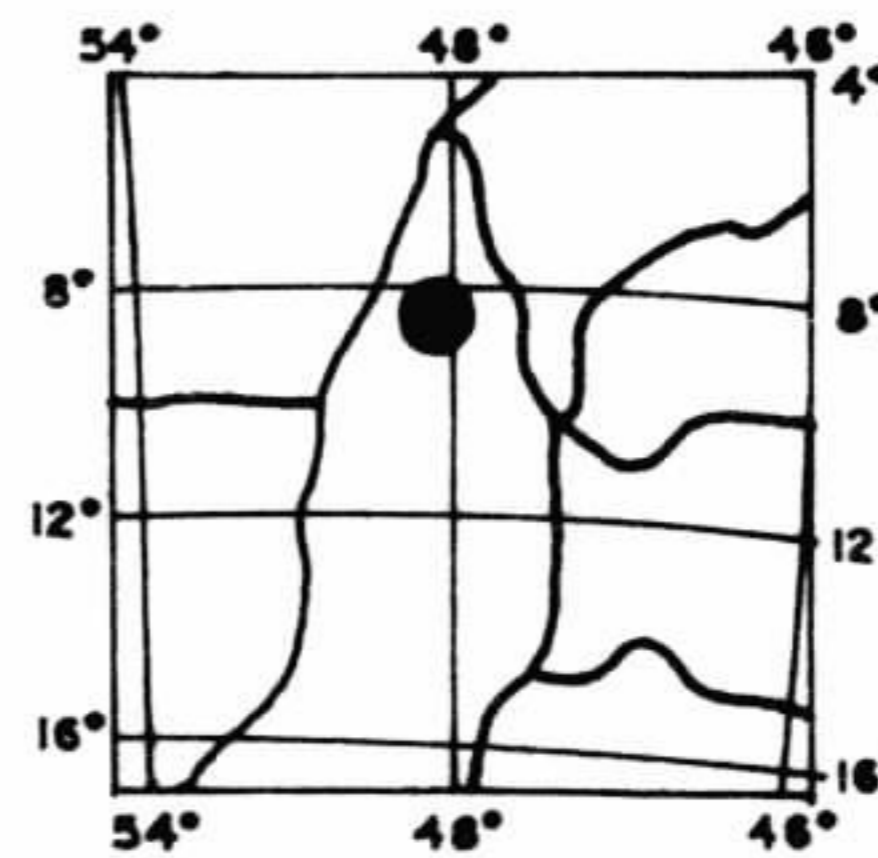
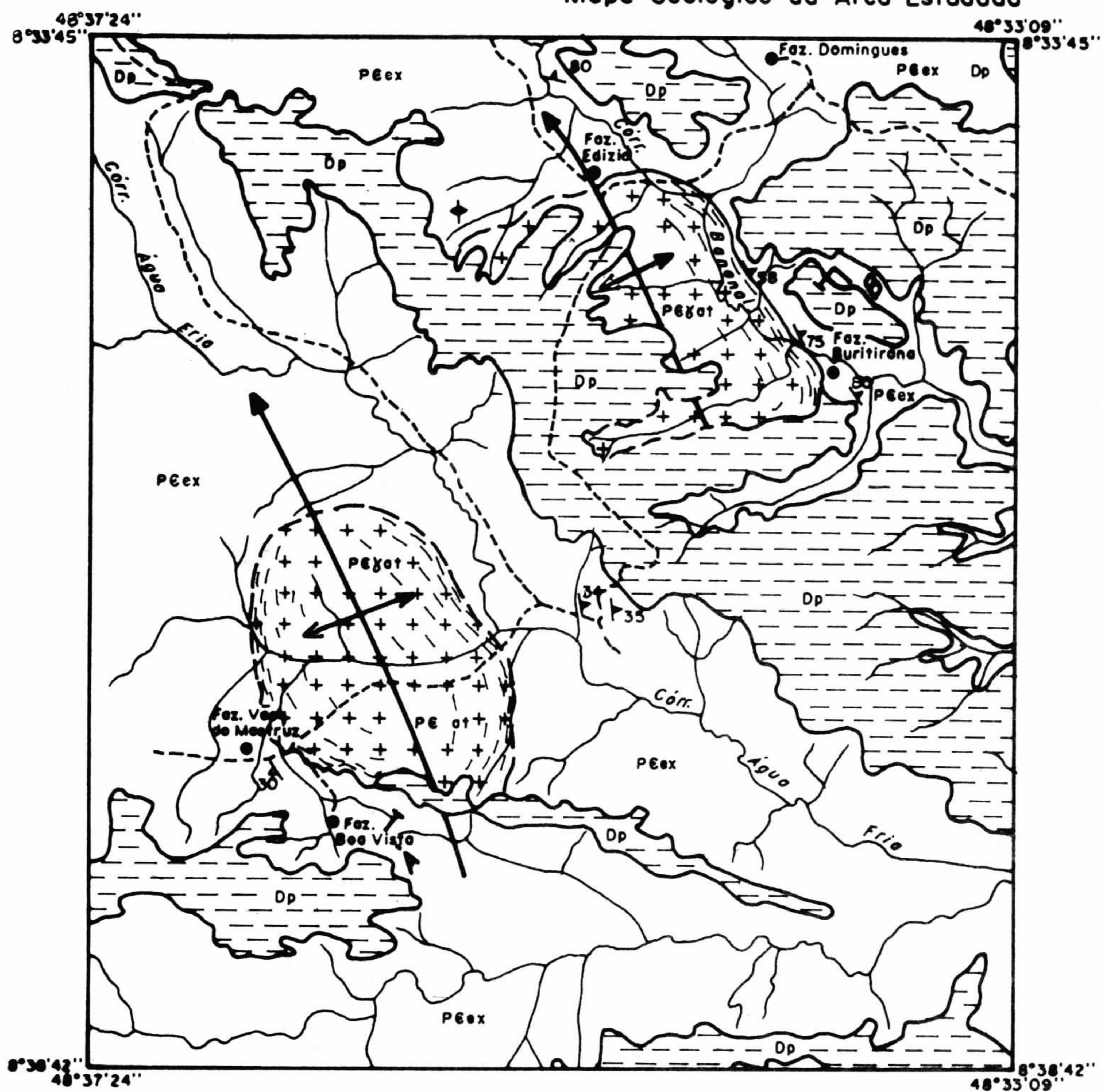
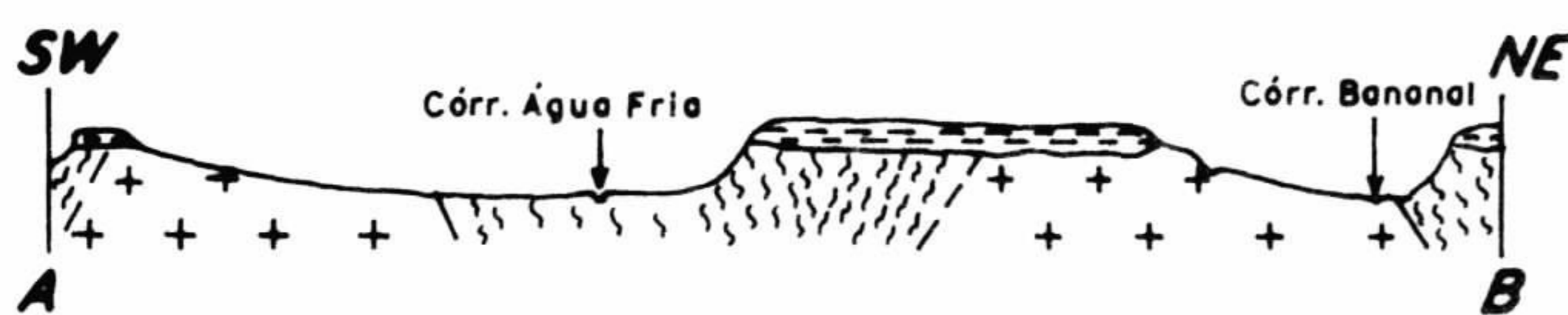


FIG.1 - Mapa de localização da Área Estudada.

Mapa Geológico da Área Estudada



1983

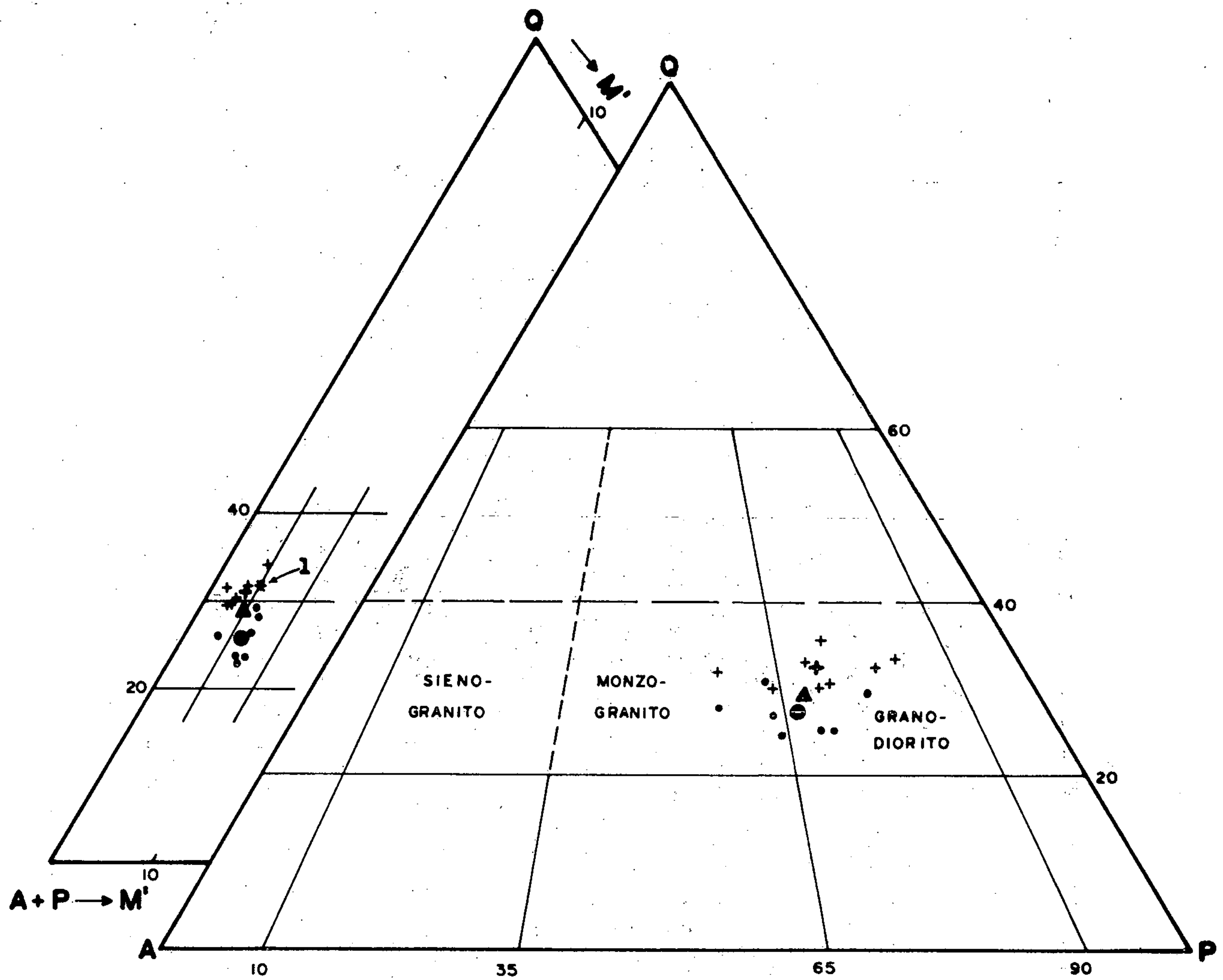


- | | | |
|-----------------------------|--|--|
| FORMAÇÃO PIMENTEIRAS | | |
| | Níveis de conglomerados basais oligomíticos com matriz siltico-ferruginosa gradando para arenitos c/ intercalações de siltitos e argilitos | |
| GRANITO ÁGUA FRIA | | |
| | Mv-Bt monzogranitos a granodioritos heterogranulares finos a médios, de cor rosa clara | |
| FORMAÇÃO XAMBIOÁ | | |
| | Pl-Mv-Bt-Qz-xistos, Mv-Bt-xistos com magnetita, quartzitos | |
| | Anticlinal com eixo mergulhando | |
| | Xistosidade | |
| | Foliação | |

Fig.2 - Mapa geológico da Região a SW de Presidente Kennedy.

TABELA 1 - Composições Modais de Amostras do Granodiorito Presidente Kennedy

CORPOS		CORPO 1								CORPO 2								CORPOS	
Amostras		004	011	026	046	055	074	076	Média	086	091	095	098	110	112	126	133	Média	1 e 2
Minerais																			Média
Quartzo		22,8	25,8	28,9	23,5	27,9	25,5	23,4	25,4	27,7	28,5	30,9	28,3	33,3	29,4	29,9	30,0	29,7	27,6
Plagioclásio		45,0	37,4	40,7	48,9	50,1	43,4	47,9	44,8	41,2	45,8	50,2	46,0	43,3	35,3	49,4	42,6	44,2	44,5
Microclina		25,0	29,3	23,9	20,0	15,3	25,3	21,0	22,8	23,3	19,2	13,3	18,4	16,9	27,3	11,3	19,1	18,6	20,7
Biotita		6,8	5,8	5,3	6,4	6,1	3,4	6,8	5,8	2,5	2,8	3,3	2,9	4,1	1,5	4,3	4,4	3,2	4,5
Muscovita		0,3	1,2	0,9	0,9	0,6	2,5	0,8	1,1	4,9	3,7	2,3	4,1	2,4	6,5	4,9	3,5	4,1	2,5
Acessórios		-	0,3	-	0,1	-	-	-	0,1	0,2	-	-	0,3	-	-	0,1	-	0,1	0,1
Nº de Pontos		1059	1133	805	1084	1000	943	909	990	1343	828	886	1007	917	1045	1402	875	1037	1014
A 100%	Quartzo	24,6	27,9	30,9	25,4	29,9	26,9	25,4	27,3	30,1	30,5	32,7	30,5	35,6	32,0	33,1	33,0	32,2	29,7
	Plagioclásio	48,5	40,4	43,5	52,9	53,7	46,1	51,9	48,2	44,7	49,0	53,2	49,6	46,3	38,4	54,5	46,3	47,7	47,9
	Microclina	26,9	31,7	25,6	21,6	16,4	26,9	22,7	24,5	25,2	25,0	14,1	19,9	18,1	29,6	12,4	20,7	20,1	22,3
A 100%	Quartzo	22,9	26,2	29,2	23,7	28,1	26,0	23,6	25,7	29,3	29,6	31,6	29,6	34,1	31,4	31,5	31,5	31,1	28,4
	Plagioclásio + Microclina	70,3	67,5	65,4	69,7	65,8	70,5	69,5	68,4	68,1	67,5	65,0	67,4	61,7	66,9	63,9	63,9	65,5	67,0
	Máficos sem Muscovita	6,8	6,3	5,4	6,6	6,1	3,5	6,9	5,9	2,6	2,9	3,4	3,0	4,2	1,6	4,6	4,6	3,4	4,6



- CORPO 1
- MÉDIA DO CORPO 1
- + CORPO 2
- 1 SUPERPOSIÇÃO DE DUAS AMOSTRAS
- + MÉDIA DO CORPO 2
- ▲ MÉDIA GERAL

Fig. 3- Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen, 1976) do granodiorito Presidente Kennedy.

GEOLOGIA DA ÁREA DA FAZENDA SANTO ANTÔNIO DO PÃO — Extremo Norte de Roraima

Adélia Dídia Soares Calôba
Renê Levy Aguiar

Centro de Desenvolvimento, Pesquisa e Tecnologia do Estado
do Amazonas — CODEAMA

ABSTRACT

Geological mapping in the region of Fazenda Santo Antônio do Pão situated in the northern portion of the "Território Federal de Roraima", has permitted the individualization of four precambrian units represented by Surumu Group, Roraima Group, Avanavero Diabase and K'Mudku Cataclasites; plus one unit of an uncertain age but definitely not Pre- ϵ , denominated Pós-K'Mudku Diabase. All of them are covered by laterites and alluvial deposits of Cenozoic age.

The structural studies indicate that the bedding of volcanic rocks has a attitude N70°W, 22°NE and the sedimentary sequence is more variable between N50°-80°W, 10°-30°NE. Asymmetrical tectonic folds were observed in the basal parts of Roraima Group and its axis has a N80°W direction. Primary structures include cross-bedding stratification tabular, tangential and trough, and ripple marks. The principal structural element is represented by high angle fractures.

There is no important mineral occurrences in the area.

I - INTRODUÇÃO: Este trabalho apresenta resultados obtidos em mapeamento geológico (escala 1:25.000) de área integrante da Folha Vila Surumu (NB.20-Z-D), situada entre as latitudes 04°32'30" e 04°38'22" norte e longitudes 60°19'17" e 60°19'27" oeste, nas proximidades das fronteiras do Brasil com a Venezuela e Guiana (Figura 01).

O Acesso é feito principalmente pela BR-174, que liga Boa Vista à Santa Helena (Venezuela). Após 170 km de percurso a partir de Boa Vista, toma-se a vicinal RR-06, que passa pela Vila Surumu, até o entroncamento desta com a estrada que leva à futura hidrelétrica do rio Cotíngo, por meio da qual se chega à área mapeada, depois de percorridos 98 km.

O transporte aéreo também pode ser empregado, fazendo-se uso de pista de pouso existente nos limites da Fazenda Santo Antônio do Pão.

II - ESTRATIGRAFIA: Com base em estudos de campo, fotogeológicos, petrográficos e geoestruturais, foram individualizadas na área da Fazenda Santo Antônio do Pão sete unidades litoestratigráficas, representadas conforme seção esquemática da Figura 01.

II.1 - GRUPO SURUMU: Representada por rochas piroclásticas de natureza andesítica, esta unidade totaliza cerca de 50% dos litótipos aflorantes na área da Fazenda Santo Antônio do Pão, exibindo variações texturais que especificam o tipo litológico encontrado, e estabelecem sequências vulcano-deposicionais nítidas, permitindo a visualização de níveis litoestratigráficos distintos.

De acordo com dados obtidos em perfis geológicos de campo, pode-se inferir a ocorrência de ciclo magmático explosivo contínuo, durante o qual se originou tal pacote vulcânico; a distribuição dos ejetólitos se faz irregular e descontinuamente, localmente verifica-se disposição gradacional destes, da base para o topo, na seguinte forma: bombas, lúpillis e cinzas, definindo-se ainda uma intragração, perceptível em escala mesoscópica. Admite-se que este pacote esteja geneticamente relacionado a um vulcanismo fissural, sugerido pela ausência de feições estruturais e morfológicas que indiquem a presença de aparelhos vulcânicos na região, e pela vasta extensão que ocupa.

O aspecto dos afloramentos é bem diversificado: os tipos petrográficos ocorrem tanto como blocos arredondados quanto sub-arredondados; todos dimensionalmente métricos, bastante fraturados.

Na grande maioria dos afloramentos "in situ", o acamamento de atitude geral N70°W, 22°NE, é nitidamente perceptível, podendo ser facilmente medido. Em geral o litótipo se mostra superficialmente alterado, o que ressalta sua estratificação, em virtude das diferentes resistências impostas aos agentes erosivos pelos constituintes da matriz rochosa e ejetólitos. Localmente se observam estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, com variação angular de 10° a 30°.

Associados a estes tufos andesíticos encontram-se, frequentemente, veios de quartzo leitoso fragmentado, orientados segundo N60°W+10°, e coberturas lateríticas contendo limonita em grande quantidade.

Os contatos desta unidade com o Grupo Roraima e com as intrusões básicas são normalmente de difícil visualização por estarem recobertos, respectivamente, por depósitos coluvionares e espesso manto de alteração, impossibilitando o estabelecimento de suas relações.

As rochas diferenciam-se essencialmente por caracteres macroscópicos e de afloramento, haja visto que, em seções delgadas, poucos minerais são possíveis distinguir.

A natureza dos vulcanitos representativos desta unidade é de caráter andesítico; os aspectos mesoscópicos/macroscópicos definem, de acordo com a classificação de SCHMID (1981), os seguintes: lúpilli-bomba tufos, lúpilli tufos, lúpilli-cinza tufos e cinza tufos/cinza tufos cristalinos, todos exibindo coloração verde-acinzentada, estrutura maciça, e uma matriz afanítica, onde ocasionalmente se distribuem os fragmentos maiores.

Os lúpilli-bomba tufos, lúpilli tufos e lúpilli-cinza tufos retratam estratificação marcante, destacada por ação intempérica e disposição dos piroclastos. A diferenciação entre os mesmos se faz pelo tamanho das partículas: nos lúpilli-bomba tufos variam de 0,5 cm até aproximadamente 40 cm de diâmetro maior; os lúpilli tufos possuem ejetólitos de até 6cm, enquanto nos lúpilli-cinza tufos alcançam tamanho inferior a 1 cm, predominando a matriz.

No que se refere aos lúpilli-bomba tufos e lúpilli-cinza tufos, cabe citar a forma ligeiramente estirada, discóide, e a disposição estratiforme dos piroclastos. Localmente, em zona res

trita, ocorre cristalização posterior de material silicoso, sob forma de cristais prismáticos, com hábito rosáceo, em cavidade de até 10 cm de diâmetro nos lápilli-bomba tufos, o mesmo acontecendo no outro tipo petrográfico, onde cavidades ovóides menores estão preenchidas por carbonatos.

Os cinza tufos cristalinos distinguem-se dos cinza tufos unicamente pelo aparecimento de agregados de plagioclásio milimétrico, de colorações esbranquiçadas, intensamente alterados.

As nuances exibidas também variam em função do tipo litológico; os da fração cinza apresentam tonalidades escuras, enquanto que nos demais geralmente são mais claras.

Microscopicamente os litótipos exibem matriz muito fina, homogênea, onde se individualizam cristais de plagioclásio básico a intermediário (An_{90} a An_{30}), anedrais e subhedrais, intercrescidos e frequentemente argilitizados e saussuritizados. Em quantidade significativa (30% a 40%) aparecem os anfibólios, pouco alterados e com raras inclusões de opacos. O quartzo, ocasionalmente associado ao plagioclásio, surge em pequena quantidade como grãos anedrais, exibindo extinção ondulante e intenso fraturamento. Em caráter secundário são encontrados carbonatos e cloritas; como acessórios observam-se os minerais opacos, registrados em 80% das amostras analisadas.

II.2 - GRUPO RORAIMA: O Grupo Roraima é caracterizado por espesso pacote sedimentar que sobrepõe-se discordantemente aos vulcanitos Surumu, e ocorre na porção norte da área mapeada.

Os aspectos fotogeológicos e de campo retratam, nitidamente, sequências predominantemente areníticas, que se distribuem em cinco unidades litoestratigráficas distintas (Figura 02), suavemente mergulhantes para NE (menos que 30°). Os parâmetros adotados para a individualização de cada uma destas baseiam-se, sobretudo, nos caracteres morfológicos (geometria do pacote) e litológicos (granulometria, cor, maturidade e natureza dos sedimentos), além da distribuição espacial (espessura e continuidade lateral) dos estratos, assim caracterizados e agrupados:

- UNIDADE 1: constitui a base do pacote sedimentar e representa uma sequência com espessura de aproximadamente 60 metros, formada por arenitos esbranquiçados, imaturos, de granulometria variada. Nas proximidades de contato com o Grupo Surumu, o litótipo - constituído de partículas tamanho areia fina a média, imersas em matriz argilo-micácea - apresenta intercalações conglomeráticas polimíticas, que gradam lateralmente tanto em espessura - de poucos centímetros (20 a 50 cm) até alguns metros (inferior a 10m) -, quanto em tamanho e predominância dos clastos grosseiros. Esta graduação, de leste para oeste, é ilustrada nos perfis destes extremos da área, mostrados na figura 03. As frações que integram tais níveis variam desde grânulos areníticos angulosos, a seixos preponderantemente quartzosos e areníticos rosados, com alto grau de arredondamento, moderadamente esféricos, além de vulcânicos bastante fraturados e alterados.

Segue-se um pacote arenítico bem acamadado, friável, onde são observados alguns seixos esparsos e estruturas do tipo estratificação cruzada acanalada.

As camadas próximas ao topo desta unidade apresentam acamamento gradacional inverso e, localmente, intercalações conglomeráticas oligomíticas.

- UNIDADE 2: atinge cerca de 100 metros de espessura. Esta sequência de arenitos finos na base e grosseiros nas porções mais superiores, imaturos, possui aspectos estratigráficos visualmente distintos, que definem três sub-unidades (litozonas) diferenciadas:

- Litozona A: representada por arenito sericítico extremamente fino, bem selecionado, avermelhado, acamadado, contendo

níveis siltosos e laminações ferruginosas, ocupa a porção basal da unidade e tem aproximadamente 35 metros de espessura. Também se constata, à semelhança do que acontece na Unidade 1, uma variação lateral nos níveis siltosos desta litozona, que começam a aparecer somente em seu limite oeste, enquanto que a leste observam-se níveis arcóseos (Figura 03).

- Litozona B: caracterizada por arenito de coloração alaranjada, muito alterado, extremamente friável e gradacionalmente acamadado, ocorre, por vezes, sustentando cristais.

As intercalações ferruginosas se repetem nesta camada que preserva, em sua zona de topo, estratificações cruzadas tangencial e tabular de baixo ângulo e médio porte. Sua espessura é de aproximadamente 25 metros.

- Litozona C: possui coloração similar à da sub-unidade anterior, e contém grânulos em proporções consideráveis, dispostos de maneira a formar níveis. Localmente são observadas marcas de onda assimétricas de pequena amplitude.

- UNIDADE 3: esta sequência alcança cerca de 80 metros de espessura, é dotada de alta friabilidade, pouco preservada topograficamente e tem como peculiaridades as diversas tonalidades de seus sedimentos.

É basicamente composta por arenitos grosseiros, imaturos e mal selecionados, onde se observa cataclasmato marcante. No contato com a unidade inferior, os grãos exibem tons arroxeados, passando gradativamente para esbranquiçados nas zonas mais superiores.

Em toda a unidade verifica-se estratificação cruzada tabular de baixo ângulo e médio porte, intercalações de níveis conglomeráticos oligomíticos (seixos de quartzo leitoso), além de vênulas centimétricas, quartzosas, cortando-a indistintamente, ou preferencialmente segundo a direção $N70^{\circ}W \pm 10^{\circ}$.

- UNIDADE 4: nesta predominam argilitos sílticos, finamente estratificados, arroxeados, que mantêm contato gradacional com os arenitos da Unidade 3, atingindo uma espessura aproximada de 25 metros, até o limite inferior da unidade sobrejacente.

- UNIDADE 5: é constituída por sedimentos finos em sua porção central e arenitos grosseiros na base e zona superior, onde se acham níveis conglomeráticos oligomíticos; possui cerca de 20 metros de espessura.

O contato da sequência com rochas básicas da soleira Quinô pode ser visualizado nas proximidades da área, apesar de se encontrar fora dos limites desta.

A escassez de informações adquiridas sobre as Unidades 4 e 5, é decorrente de suas restritas distribuições areais, impossibilitando um maior detalhamento das mesmas.

No que concerne a terminologia adotada sobre maturidade e classificação das rochas clásticas rudáceas e arenitos cogenéticos, vale esclarecer a utilização dos conceitos estabelecidos por FOLK (1951), in SUGUIO, 1980) e PETTIJOHN (1957, in SUGUIO, 1980), respectivamente.

Com os dados de campo não foi possível o estabelecimento da real evolução do ambiente sedimentar do Grupo Roraima. Entretanto, pode-se inferir com certa segurança que sua origem está relacionada à sedimentação continental, provavelmente fluvial, estabelecida algum tempo após o encerramento do paroxismo vulcânico Uatumã.

Não foi registrada a presença de fósseis, o que dificulta sobremaneira a identificação mais acurada do ambiente.

A contribuição de rochas vulcânicas, nesta sedimentação, é assinalada pela ocorrência de clastos grosseiros dessa natureza.

tureza, primordialmente nos níveis conglomeráticos da unidade basal (p € gr₁). Por outro lado, a principal fonte de material não pôde ser sugerida, já que os estudos realizados abrangem uma superfície muito restrita.

Através da análise dos parâmetros estruturais e litológicos dos sedimentos das Unidades 1 e 2, revela-se a tipicidade continental, com feições peculiares de ambiente oxidante (colorações avermelhadas e intercalações ferruginosas) e fluvial, depositados por correntes calmas e/ou tempestuosas que produziram, em consequência, alternâncias entre estratificações plano-paralelas e cruzadas, anteriormente mencionadas, além de marcas de onda assimétricas de pequena amplitude. A variação lateral dos níveis conglomeráticos e siltosos indica uma maior profundidade da bacia deposicional em direção ao oeste da área.

A sedimentação das Unidades 3, 4 e 5 retrata também a predominância de um ambiente fluvial. A presença do horizonte siltoso-argiloso (p € gr₄) intercalado aos arenitos, sugere flutuações na energia ambiental, e a coloração avermelhada reflete condições oxidantes na época da deposição.

Diversos autores têm proposto subdivisões para o Grupo Roraima, tendo por base os diferentes aspectos faciológicos observados em todo o pacote sedimentar que permitem a individualização, em níveis distintos, de estratos texturalmente similares.

Através da comparação dos dados obtidos em mapeamento de parte desta unidade, aflorante na porção NE do Território Federal de Roraima, e anteriormente apresentados neste trabalho, com os existentes nas bibliografias consultadas, tornou-se possível a elaboração de uma tabela que mostra a correlação entre eles.

As Unidades 1, 2, e 3, 4, 5 são equiparadas às Formações Arai e Quinô (SANTOS & D'ANTONA, 1984), respectivamente. A ausência da Formação Suapi é constatada pela comparação entre as litologias mencionadas pelos referidos pesquisadores (folhelhos vermelho-amarronado, siltito micáceo, argilito cinza-esverdeado e arenito rosa friável), com as verificadas "in loco", confirmando a proposição de SANTOS & D'ANTONA (op.cit.) de que tal formação não ocorre nesta região do rio Cotingo (Figura 04).

II.3 - DIABÁSIO AVANAVERO: A unidade Diabásio Avanavero está representada por dois corpos aflorantes no extremo meridional da área em estudo, intrudidos nas rochas piroclásticas do Grupo Surumu, e posicionados segundo as direções aproximadas WNW-ESE e NNW-SSE.

O tipo de exposição característica do diabásio nesta área é de um conjunto de "boulders" dimensionalmente métricos, comumente esfoliados, envoltos por delgada capa de alteração de cor negra, na maioria das vezes ferruginosa.

Em associação a este litótipo se encontram acumulações superficiais de ferro granular, e espessa cobertura detrítico-láterítica possivelmente ferruginosa; observam-se também faixas de quartzo fraturado, nas proximidades de contatos e zonas circunvizinhas.

Texturalmente, o diabásio exhibe como particularidade macroscópica uma, a mudança de granulação que determina, em campo, a localização do afloramento em relação ao centro ou bordas do corpo intrusivo, além de vênulas carbonáticas cortando indistintamente os de granulação mais grosseiras.

As relações de contato com as rochas hospedeiras são mascaradas ora pela espessa capa de alteração argilosa (regolito), ora pelo aparecimento de uma rocha híbrida, resultante da in

teração das rochas encaixantes com a básica intrusiva, observada principalmente ao longo do igarapé Bananal. Em virtude destes fatos, a determinação do grau de concordância de um dos dois corpos intrusivos não pôde ser estabelecida por visualização e medição diretas, tornando obrigatório, para tal, a utilização de parâmetros estruturais de escritório, com auxílio de alguns dados de campo.

Assim, é possível inferir, com certa margem de segurança, que o corpo com direção geral WNW-ESE mantém uma relação concordante com as rochas encaixantes, visto que todas as combinações verificadas entre a topografia e o traçado do corpo indicam ser, a atitude deste, coincidente com a das hospedeiras, revalidando-se a terminologia - soleira Arai (BONFIM et al., 1974), em oposição a MONTALVÃO et al. (1975).

No entanto, o segundo corpo básico comporta-se caracteristicamente como dique. Este plutonito certamente é a continuidade do descrito por ACCORSI & PEREIRA NETO (1983), que adotaram a denominação dique Arai (MONTALVÃO et al., op.cit.), e perfaz um total de aproximadamente 10 km de extensão, parecendo ser o conduto de interligação entre as Soleiras Arai e Cotingo.

O "sill" Arai-Cotingo de MELO et al. (1978) é, portanto, composto de duas soleiras unidas por um dique. Propõe-se então as terminologias—Soleira Arai e Dique Bananal para os dois corpos, e Sistema Arai-Cotingo ao conjunto destes com a soleira Cotingo.

Tanto o dique quanto a soleira desta unidade apresentam características petrográficas similares.

Macroscopicamente os diabásios possuem índice de coloração leucocrático/mesocrático, granulação fina à média, são faneríticos, com cristais milimétricos de plagioclásio, e minerais ferromagnesianos que, alterados, originam uma capa superficial de cor negra.

Microscopicamente observa-se a predominância de plagioclásio sobre os minerais máficos, possuindo composição variando de andesina a bytownita, ocorrendo em seções prismáticas alongadas, mostrando-se bastante saussuritizados, argilitizados e levemente sericitizados. O máfico mais abundante é o piroxênio, em especial a pigeonita, aparecendo sob a forma de cristais subhedrais, alterando frequentemente para epidoto. O quartzo, em pequena quantidade, apresenta-se pouco fraturado e com forte extinção ondulante.

Secundariamente registra-se a presença de sericita, epidoto, clorita e argilo-minerais. Também como acessórios encontram-se minerais opacos em proporções significativas.

Em virtude das inúmeras controvérsias existentes no que diz respeito às relações de contato e continuidade das soleiras Arai e Cotingo, faz-se necessário analisar o arcabouço geológico da região onde as mesmas ocorrem, já que os trabalhos inerentes aos fatos não os esclarecem de maneira satisfatória, e que a área mapeada engloba exatamente um ponto crucial destes problemas.

BONFIM et al (op.cit.), em mapeamento realizado pelo Projeto Roraima, citaram a ocorrência de corpos intrusivos básicos em três níveis; o primeiro, soleira Arai, encaixado principalmente nos vulcanitos Surumu - e de interesse a esta discussão -, com direção geral E-W, e infletindo para NW-SE na altura do rio Cotingo. MONTALVÃO et al. (1975) discordaram de BONFIM et al. (1974), no que se refere às relações de concordância deste corpo com as hospedeiras, denominando-o dique Arai.

No âmbito do Projeto Molibdênio em Roraima, MELO et al. (1978) delimitaram um corpo em forma de soleira, próximo ao rio Cotingo, afirmando ser este a continuidade da soleira Arai de BONFIM

et al. (op.cit.), redenomindo-o de soleira Arai-Cotingo.

Com base em observações de campo, fotointerpretações e estudo detalhado de imagem de radar (Folha NB.20-Z.D), pôde-se constatar a interligação entre as referidas soleiras, e a inflexão (mudança de direção), tanto do acamamento das rochas encaixantes quanto da soleira Arai, quando relacionados aos medidos em áreas contíguas (Projeto Cotingo-Roraima/83), além das diversas lineações (falhas e fraturas) relacionadas ao Episódio K'Mudku.

Portanto, como já descrito anteriormente, fica confirmada a ocorrência de dois grandes plutonitos concordantes, ligados espacialmente por um dique de pequena extensão, corroborando, sobre maneira, a idéia de que as soleiras Arai (BONFIM et al., op.cit) e Cotingo (MELO et al., op.cit.) são, na realidade, dois corpos distintos e interligados (Figura 05).

II.4 - CATACLASITOS K'MUDKU: Irregularmente distribuídas na área, as rochas cataclásticas ocupam extensões pouco significativas, e retratam nitidamente os efeitos consequentes do evento dinâmico que afetou a região, datado de 1.200 m.a - Episódio K'Mudku (SANTOS, 1976).

Tais litótipos estão melhor preservados nas zonas de ocorrência do Grupo Surumu, apesar do acentuado arrasamento da área. Estão associados às faixas de fraturamento, podendo-se observar os reflexos destes mantidos nos afloramentos, onde as juntas desenvolveram-se segundo três direções preferenciais e com certa ortogonalidade entre si.

Macroscopicamente as rochas cataclásticas se apresentam como fragmentos incoesos, de coloração pardacenta, que variam, em média, de 0,2 a 5 cm, fortemente intemperizados e friáveis, dispostos irregularmente e orientados. A descrição microscópica torna-se impossível, em virtude do elevado grau de alteração em que se encontram.

Considerando-se porém o tamanho dos porfiroclastos, e as estruturas de fluxo ainda preservadas, poder-se-ia defini-los, segundo a classificação de HIGGINS (1971), como sendo, possivelmente, milonitos e protomilonitos.

II.5 - DIABÁSIO PÓS-K'MUDKU: A unidade Diabásio Pós-K'Mudku é facilmente identificada em campo, apesar dos escassos afloramentos; a delgada capa de alteração manganésifera (exibindo botrióides) que recobre os pequenos "boulders" esfoliados, e o regolito intensamente avermelhado - diverso daquele proveniente das rochas do Grupo Surumu, no qual se encontram encaixados -, tipificam as exposições. Além do que, a capa de alteração desenvolvida sobre os blocos de rochas básicas da unidade Diabásio Avanavero é essencialmente ferruginosa.

As intrusões básicas constituem dois corpos isolados próximos ao rio Cotingo, dimensionalmente variados, dispostos segundo as direções N65°W e N35°W que, sob forma de diques, aparecem cortando os tufos andesíticos e as faixas cataclásticas K'Mudku.

Destaca-se neste contexto o dique de aproximadamente 3 km de extensão e largura média de 100 metros, possuidor de uma grande apófise com direção N80°W. O outro, alinhado segundo N65°W, ocupa uma zona pouco extensa (em torno de 1 km) e estreita (aproximadamente 25 metros de largura média).

O posicionamento destes plutonitos se efetivou ao longo de zonas naturais de fraqueza, preenchendo fraturas causadas pelo tectonismo que afetou a área. A visualização dos contatos é dificultada pela presença do espesso manto de alteração, proveniente da desagregação e/ou decomposição intempérica das rochas.

Os litótipos enquadrados nestas unidades exibem a ternância em seus caracteres macroscópicos, pois são representantes de dois corpos intrusivos (diques) sem perceptível correlação espacial e/ou genética.

Macroscopicamente são equigranulares, com granulação de fina a muito grossa, melanocráticos, e revelam cores que variam de cinza escuro a preta-esverdeada. Constituem-se essencialmente por plagioclásio e piroxênio.

Ao microscópio, tais rochas variam texturalmente, tendo por mineral principal o plagioclásio, que ocorre como cristais ripiformes, situados na faixa de composição labradorítica e andesítica. Em sua maioria se acham parcialmente saussuritizados, sendo que, em alguns cristais, tal processo encontra-se em estágio bem avançado.

O segundo mineral em abundância é o clinopiroxênio-augita e pigeonita, sendo este último de relativa predominância -, que se cristalizou após a formação do plagioclásio; geralmente se apresenta em cristais subhedrais, alterando com frequência para epidoto.

A olivina é constante em todas as lâminas, ocorrendo em forma de cristais arredondados, com início de serpentinização ao longo de suas fraturas irregulares. Aparecem em proporções relativamente elevadas (pouco acima de 10%), conferindo às rochas a denominação de olivina diabásios.

O quartzo ocorre sempre de maneira subordinada, com cristais subhedrais/anedrais, apresentando forte extinção ondulante e ocupando espaços intersticiais. Acessoriamente observam-se os minerais opacos (óxidos e sulfetos), biotita e apatita.

Como minerais secundários aparecem clorita, sericita, epidoto e argilo-minerais, resultantes da decomposição de alguns dos componentes descritos anteriormente.

II.6- COBERTURAS DETRITO-LATERÍTIICAS: As coberturas lateríticas se encontram distribuídas nos mais diversos pontos, constituindo ocorrências pouco extensas, dispersas e irregulares, caracterizadas geomorfologicamente por superfícies planas ou suavemente abauladas, desprovidas de drenagem superficial.

As capas lateríticas de maior expressão são encontradas recobrando as rochas sedimentares do Grupo Roraima, sendo possível, inclusive, demarcá-las em mapas através de fotointerpretação. Foram individualizadas ainda outras, de suma importância, na porção meridional da área, cobrindo tanto os vulcanitos do Grupo Surumu, quanto o corpo básico intrusivo (soleira Arai), sendo que somente as coberturas encimadas sobre o plutonito puderam ser delimitadas neste setor.

Geralmente são do tipo concrecional, onde os grãos -de composição ferruginosa e/ou aluminosa - apresentam-se sub-arredondados, com diâmetros variando desde alguns milímetros a poucos centímetros, imersos numa matriz areno-argilosa possivelmente de mesma composição, e coloração amarelo-avermelhada.

Em associação a esta unidade aparecem, em grande quantidade, cubos de limonita de até 3 cm de aresta, na maioria das vezes intercrescidos.

II.7 - COBERTURAS ALUVIONARES-COLUVIONARES: Finalizando o quadro estratigráfico estão os depósitos detríticos recentes, constituídos por sedimentos inconsolidados, pobres em matéria orgânica - o que favorece tonalidades claras -, cuja granulometria varia desde a fração argila até cascalho, com nítida predominância de pelitos.

Possuem distribuição restrita na área, estando condicionados aos sopés das elevações (colúvios), e dispostos segundo faixas alongadas, recurvadas, acompanhando os cursos das maiores dre

nagens.

Os aluviões fluviais, nem sempre possíveis de serem delimitados em mapa, revestem-se de grande importância econômica na região, em face de seus altos potenciais auro-diamantíferos.

III - **GEOLOGIA ESTRUTURAL:** O padrão estrutural é relativamente complexo, em função da natureza e diversidade de esforços que atuaram na região, mostrando somente registro de tectônica rígida.

Pelo menos três episódios diastróficos foram evidenciados, todos eles refletidos na crosta superficial. As forças compressivas e distensivas atuantes, acabaram por produzir fraturamentos, modificando e transformando a litologia presente, resultando rochas cataclásticas, que retratam sobremaneira os efeitos tectônicos.

Estruturas primárias e atectônicas, relacionadas a processos deposicionais ou de compactação diferencial, são nitidamente verificadas em campo e/ou fotografias aéreas.

Através de análise dos dados obtidos em campo, aliados aos resultados do diagrama de setor de juntas, foram constatados três máximos principais (Figura 06): 1) Sistema $N65^{\circ}-75^{\circ}W$; 2) sistema $N45^{\circ}-55^{\circ}W$; 3) sistema $N65^{\circ}-75^{\circ}E$.

O sistema $N65^{\circ}-75^{\circ}W$ é o mais expressivo, apresentando-se como elemento controlador de feições litológicas e dos cursos de alguns igarapés e do rio Cotingo. Os diaclasamentos deste sistema acham-se bem expostos nas áreas de ocorrência das rochas piroclásticas do Grupo Surumu, formando lineamentos que atingem extensões consideráveis, de até 5 km. As fraturas de cisalhamento e alívio exibem direções $N35^{\circ}-45^{\circ}W/N75^{\circ}-85^{\circ}E$ e $N15^{\circ}-25^{\circ}E$, respectivamente.

O segundo sistema - direção $N45^{\circ}-55^{\circ}W$ -, representado por fraturas de cisalhamento com direções $N15^{\circ}-25^{\circ}W$ e $N75^{\circ}-85^{\circ}W$, e de alívio $N25^{\circ}-35^{\circ}E$; está mais caracteristicamente evidenciado por lineamentos pouco extensos, e pelo controle de drenagens como os igarapés Grande, Caraparu e do Pão.

O sistema $N65^{\circ}-75^{\circ}E$ é o menos frequente, comparativamente aos demais. Como fraturas cisalhantes aparecem as de direções $N35^{\circ}-45^{\circ}E$ e $N75^{\circ}-85^{\circ}W$ (esta última também verificada no segundo sistema); e de alívio $N15^{\circ}-25^{\circ}W$.

Não é possível precisar a cronologia desses eventos, a não ser que o primeiro sistema é anterior aos demais, que por sua vez são anteriores às intrusões dos diques Pós-K'Mudku, pois a todos eles podem estar ligados os corpos básicos mais jovens, e os veios de quartzo que aparecem normalmente na área.

As juntas de acamamento, relativamente comuns, podem ter favorecido o posicionamento da soleira Arai ou, ainda, serem geneticamente ligadas a tal fato, o que vem corroborar a relação de concordância entre este plutonito e suas encaixantes. Os Fraturamentos verticais a sub-verticais são comprovadamente os de maior predominância, como ressalta o diagrama de projeção polar (Figura 07).

O acamamento é a estrutura primária mais conspícua nos domínios das rochas dos Grupos Surumu e Roraima, exibindo ordinariamente mergulhos suaves (inferiores a 30°), assim como a ocorrência de estratificação plano-paralela e cruzada tabular, de pequeno a médio porte.

Os vulcanitos apresentam acamamento de atitude geral $N70^{\circ}W$, $22^{\circ}NE$ (Figura 08), concordante com o das rochas sedimentares, que varia em torno de $N50^{\circ}-80^{\circ}W$, $10^{\circ}-30^{\circ}NE$.

Outras estruturas originais típicas são encontradas nos litótipos do Grupo Roraima; dentre elas citam-se estratificação cruzada dos tipos acanalada e tangencial, além de marcas de onda de corrente (PETTIJOHN & POTTER, 1964; in LOCZY & LADEIRA, 1981) assimé

tricas, com cristais e quilhas arredondadas.

Uma estrutura dobrada de caráter anarogênico, originada por efeitos de compactação diferencial ligados à sedimentação em terrenos acidentados, e à compactação por gravidade, foi localmente determinada no Grupo Roraima.

Compreende um anticlinal e um sinclinal extensos, com flancos mergulhando suavemente para NE e mais acentuadamente para SW, variando em torno de 10° - 30° e 35° - 70° , respectivamente, acilíndricos e não-planares, ocasionando, por conseguinte, eixos encurvados em direção $N80^{\circ}W$, que atingem cerca de 9 km de extensão.

A orientação de eixos e flancos com diferentes mergulhos sugere antigas elevações (paleocolinas) alinhadas e assimétricas, recobertas pelos estratos sedimentares, que se amoldaram a elas.

IV - GEOLOGIA ECONÔMICA: A ocorrência de associações minerais/jazidas, relacionadas às diversas unidades estratigráficas do Território Federal de Roraima, e em particular à região nordeste, é citada por inúmeros autores que a estudaram: OLIVEIRA (1929), BARBOSA & RAMOS (1959), BONFIM et al. (1974), MONTALVÃO et al. (1975), MELO et al. (1978) e outros.

Tais pesquisadores fizeram considerações sobre as possibilidades de aproveitamento econômico da ilmenita, columbita-tantalita, cassiterita, manganês, ferro, sulfetos de Mo, Cu e Ni, minerais radioativos, lateritas aluminosas e níquelíferas, materiais de construção, além de vários outros minerais, sobretudo diamante e ouro, relacionados aos conglomerados do Grupo Roraima e mencionados em todas as bibliografias pesquisadas sobre o assunto.

Por outro lado, uma análise mais aprofundada para determinação genética dos depósitos minerais, torna-se um instrumento de grande utilidade tanto na separação mais acurada de certas unidades litológicas de difícil reconhecimento, como no maior aproveitamento dos recursos minerais.

Nos itens anteriores ficou caracterizado, de maneira geral, a presença de diversos bens minerais constatados na área da Fazenda Santo Antônio do Pão, apesar de pouco abundantes e do restrito ou ausente interesse econômico de alguns deles.

No Grupo Surumu aparece quartzo leitoso, sob a forma de veios relativamente pequenos (de até 200 metros), que não chega a ter significado econômico, em virtude de sua distribuição descontínua e volume reduzido; no entanto, vem sendo utilizado pelos moradores da região, à semelhança da brita ou piçarra, na construção civil.

Quanto à limonita, associada às coberturas lateríticas cenozóicas, não é possível cogitar a respeito de sua provável aplicabilidade econômica - ainda que se verifiquem quantidades significativas -, visto que ocorre predominantemente em forma de diminutos cubos de volume distributivo inferior a 0,5% de toda área.

No que diz respeito aos argilo-minerais, observa-se que seu aproveitamento está restrito somente à construção civil, prestando-se para edificação das paredes de casas e pintura das mesmas (caulim).

Não foi constatada a extração de ouro e diamante, a despeito dos inúmeros garimpos existentes em áreas próximas, fato justificado possivelmente pela relativa retilinearidade do rio Cotingo neste trecho, mesmo sendo ele o principal coletor dos rios e igarapés que drenam os sedimentos do Grupo Roraima.

V - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES: Os resultados obtidos através do mapeamento geológico e recomendações são sucintamente relacionados a seguir:

- Observações de campo e amostras de rochas permitem a individualização de sete unidades estratigráficas na área da Fazenda Santo Antônio do Pão, Grupo Surumu, Grupo Roraima, Diabásio Avanavero, Cataclasito K'Mudku, Diabásio Pós-K'Mudku, Coberturas Detrito-Lateríticas e Coberturas Aluvionares-Coluvionares.

- O Grupo Surumu é a unidade mais antiga e ocupa parte considerável da porção sul da área estudada; encontra-se representado por rochas piroclásticas de composição andesítica, provavelmente decorrentes de vulcanismo fissural explosivo.

- Foram identificados sedimentos pertencentes ao Grupo Roraima, com ampla distribuição areal ao norte da área, sendo possível a subdivisão em outras cinco unidades, através da análise de caracteres morfológicos, litológicos e feições fotogeológicas. Confirmou-se o argumento proposto por SANTOS & D'ANTONA (1984), de que nesta porção não aparece o conglomerado basal (defendido por diversos autores), mas sim um arenito basal com intercalações conglomeráticas. Pôde-se inferir, com certa margem de segurança, que a deposição se tenha dado em ambiente continental, provavelmente fluvial. Recomenda-se um estudo mais detalhado para a determinação do sentido de paleocorrentes.

- As Unidades 1 e 2 do Grupo Roraima são correlacionáveis à Formação Arai e possuem notável variação faciológica lateral (E-W), enquanto as Unidades 3, 4 e 5 à Formação Quinô. Não se constatou litologias pertencentes à Formação Suapi.

- Verificou-se a presença de uma soleira e um dique de mesma litologia (diabásio), encaixados unicamente no vulcanito Surumu e relacionados entre si. Sugere-se a revisão das terminologias propostas por vários autores; neste trabalho adota-se a denominação de Sistema Arai-Cotingo para englobar as soleiras Arai e Cotingo, e o dique que as interliga (dique Bananal).

- Lineamentos fotogeológicos nítidos e abundantes, de direções variadas, são resultantes de processos tectônicos rígidos que afetaram a região e acarretaram o aparecimento de rochas cataclásticas (Cataclasitos K'Mudku), principalmente milonitos e protomilonitos.

- Com base no critério utilizado por MELO et al. (1978) para a distinção entre os magmatismos Apoteri e Avanavero - presença de olivina nos diabásios -, pode-se correlacionar os dois diques enquadrados na unidade Diabásio Pós-K'Mudku, como pertinentes à Suite Básica Apoteri.

- As coberturas Detrito-Lateríticas e Coberturas Aluvionares-Coluvionares são as únicas unidades representantes do cenozóico.

- São identificadas inúmeras feições estruturais diastróficas e adiastróficas, principalmente dobras (anticlinal e sinclinal), e fraturas pertencentes aos três sistemas principais de esforços: N65°-75°W; N45°-55°W; e N65°-75°E.

- A ausência de datações geocronológicas torna difícil o estabelecimento da evolução geológica, ou mesmo do posicionamento mais exato dos corpos intrusivos Pós-K'Mudku na escala do tempo geológico.

- Do ponto de vista geoeconômico, não se detectou nenhuma ocorrência de mineralização de real significância.

- Recomenda-se a continuidade dos trabalhos de mapeamento geológico nesta região, para que se possa dissipar as inúmeras controvérsias ainda existentes.

VI - BIBLIOGRAFIA:

- . ACCORSI, O.J. & PEREIRA NETO, P.V. (1983). "Projeto Cotingo- Roraima - Área III", Relatório Final, Manaus, Convênio FUA/DNPM, inédito, il., 50 p.
- . BARBOSA, O. & ANDRADE RAMOS, J.R. de (1959). "Território do Rio Branco - Aspectos Principais da Geomorfologia, da Geologia e das Possibilidades Mineraias de sua Zona Setentrional", Boletim, DNPM/DGM, Rio de Janeiro, nº 196, 49 p., il.
- . BONFIM, L.F.C. et al. (1974). "Projeto Roraima", Relatório Final, BRASIL, Ministério das Minas e Energia, Manaus, Convênio DNPM/CPRM, inédito, |s. ident.|, 15 V., il.
- . BOUMAN, Q.C. (1959). "The Roraima Formation - Northern Party of the Território do Rio Branco", PETROBRÁS, Relatório Interno, report. 350A, Belém, 17 p., il.
- . BRAUN, O.P.G. (1973). "Projeto Roraima". 2ª fase; Levantamento Geológico Integrado.....Mapeamento Preliminar ao Milionésio..... Fotointerpretação Preliminar", BRASIL, Ministério das Minas e Energia, Rio de Janeiro, Convênio DNPM/CPRM, inédito, |s. ident.|, 218 p., il.
- . CARVALHO, A.S. et al. (1984). "Considerações Estratigráficas Preliminares da Base do Grupo Roraima na Região da Cachoeira do Tamanduá-BR". In. SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2ª Manaus, 1984, Resumo das..... Manaus, DNPM, (boletim especial), 7 p., il.
- . HEIRICH, E.W. (1970). "Identificación Microscópicas de los Minerales", Espanha, ed. Urno, 456 p., il.
- . HIGGINS, M.W. (1971). "Cataclastic Rocks", Geological Survey Professional Paper 687, Washington, United State Government Printing Office.
- . LOCZY, L. de & LADEIRA, E.A. (1981). "Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica", São Paulo, ed. Edgard Blücher, 2ª Edição, 528 p., il.
- . MELO, A.F.F. et al. (1978). "Projeto Molibdênio em Roraima", Relatório Final, BRASIL, Ministério das Minas e Energia, Manaus, Convênio DNPM/CPRM, inédito, |s. ident.|, 10V., il.
- . MONTALVÃO, R.M.G. de et al. (1975). "Geologia da Folha NA.20 - Boa Vista e Parte da Folha NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - RR e NB.21", In: BRASIL. DNPM, Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 8), 427 p., il.
- . OLIVEIRA, A.I. (1929): "Bacia do Rio Branco. Estado do Amazonas", Boletim, DNPM/DGM, Rio de Janeiro, nº 37, 71 p., il.
- . SAAVEDRA, V.A. & RUIZ, J.L. (1974): "Volcanismo - Dinâmica y Petrología de sus Productos", Madrid, ed. Istmo, 481 p., il.
- . SANTOS, J.O.S. (1976): "Subdivisão do Pré-cambriano da Amazônia", Relatório Interno, Manaus, CPRM, 37p., il.
- . SANTOS, J.O.S. & D'ANTONA, R.J.G. (1984): "Formação Arai e a Subdivisão do Grupo Roraima", In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33ª, Rio de Janeiro, 1984... Rio de Janeiro, SBG, (Anais Personalizado), 10 p., il.
- . SCHID, R. (1981): "Descriptive Nomenclature and Classification of Piroclastic Deposits and Fragments: Recommendations of the IUGS - Sub-Commission on the Systematic of Igneous Rock's, Geology Society of America Bulletin, V. 9, p. 14 - 43, il.
- . SIMON, C. et al. (1984): "Sedimentologia en Zonas de Santa Elena de Uairen y Monte Roraima Estado Bolívar-Venezuela", In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2ª, Manaus, 1984, Resumo.... Manaus, DNPM, (boletim especial), 23 p., il.
- . STRECKEISEN, A. (1973); "Plutonic Rocks - Classification and Nomenclatura: Recommendations and Suggestions of the IUGS", Subcomission on the Systematic of Igneous Rocks, Geotimes, V. 18, nº 10, p. 26 - 30, il.
- . SUGUIO, K. (1980): "Rochas Sedimentares - Propriedades, Gênese e Importância Econômica", São Paulo, ed. Edgard Blücher, 500 p., il.

PERFIL ESQUEMÁTICO DO GRUPO RORAIMA

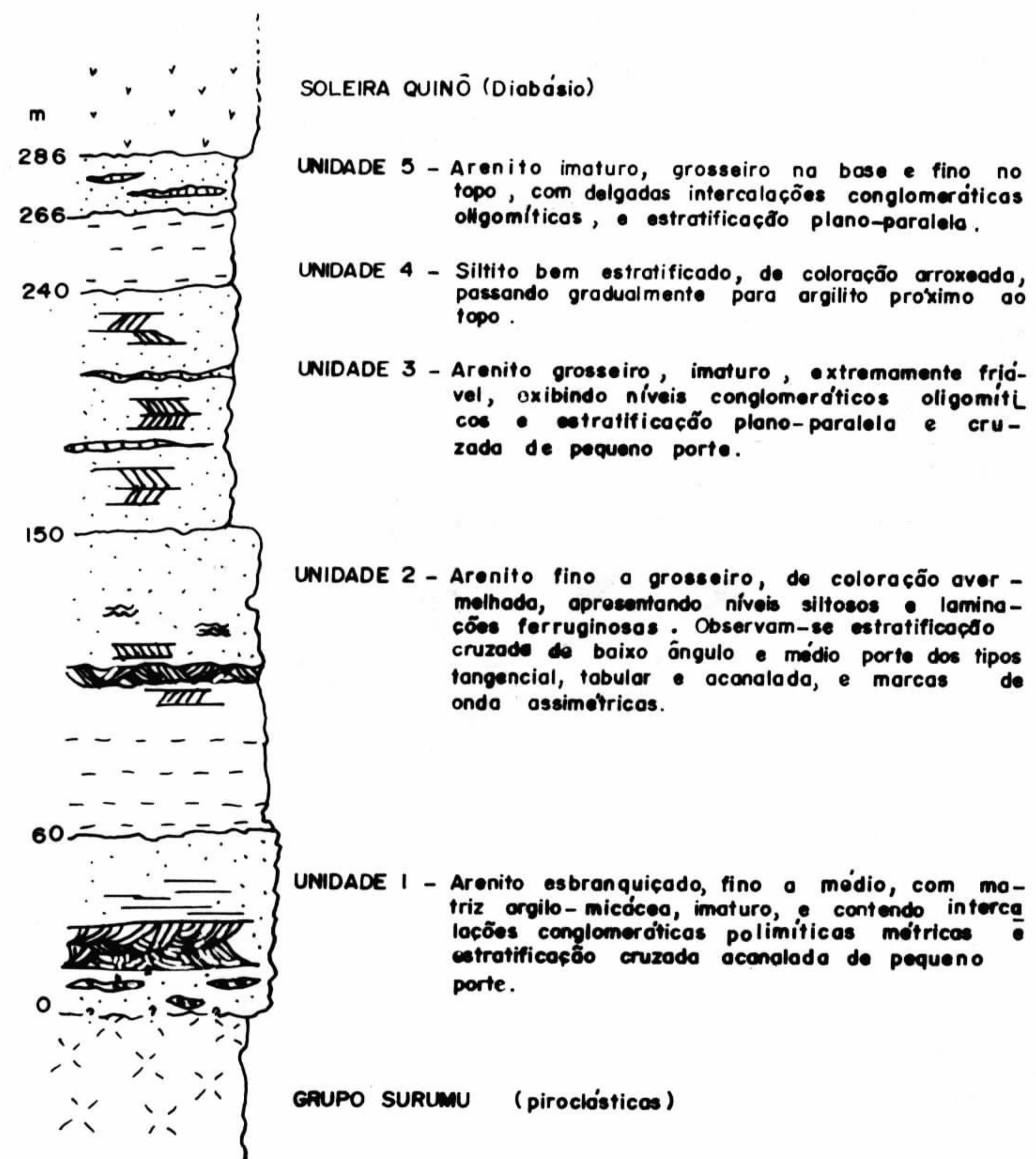
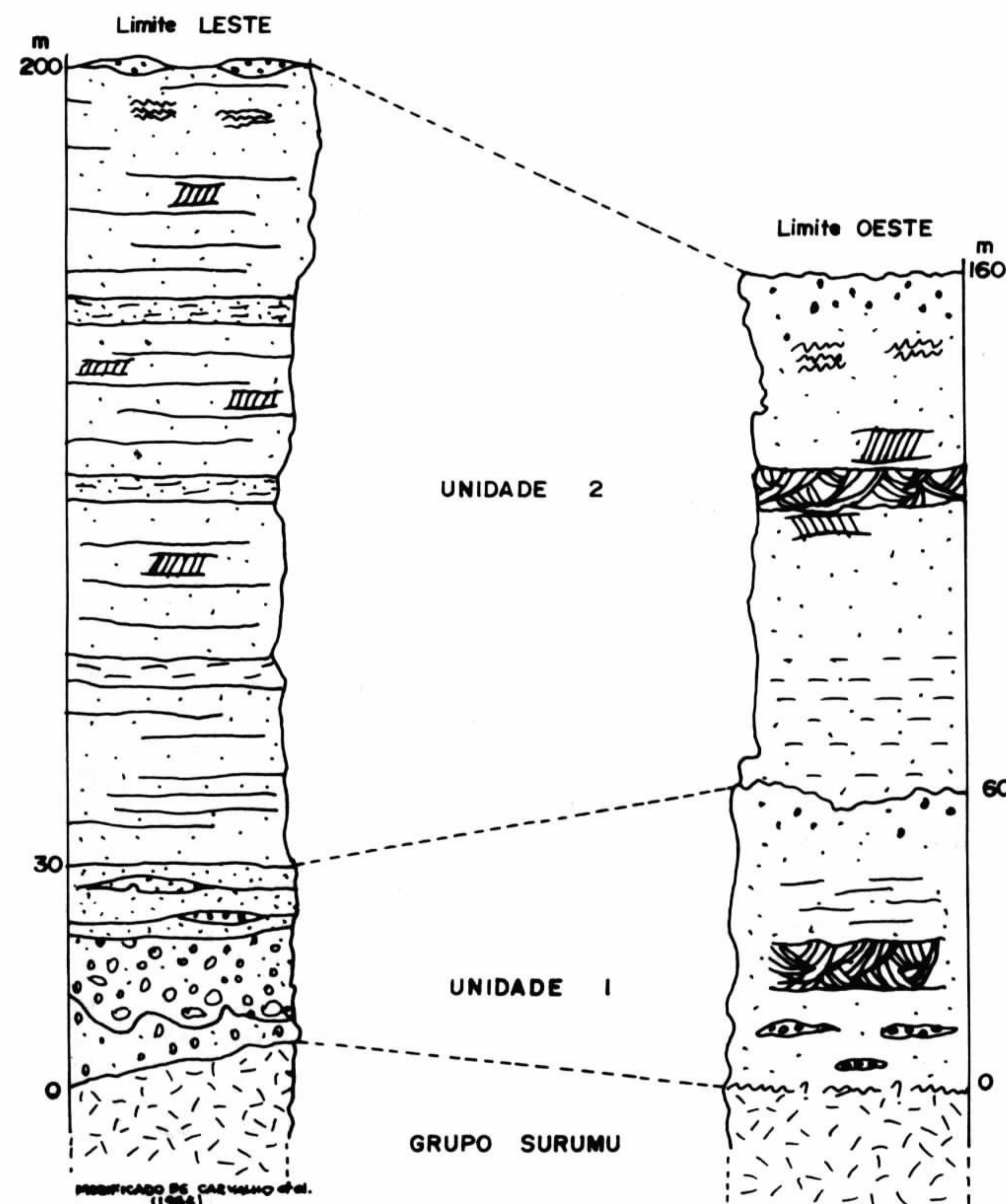


FIGURA 02

CORRELAÇÃO ENTRE OS LIMITES DA ÁREA I UNIDADES 1 E 2 GRUPO RORAIMA



UNIDADE 1: Limite E - Espesso pacote conglomerático polimítico

Limite W - Finas lentes conglomeráticas polimíticas

UNIDADE 2: Limite E - Delgados bancos arcoseanos

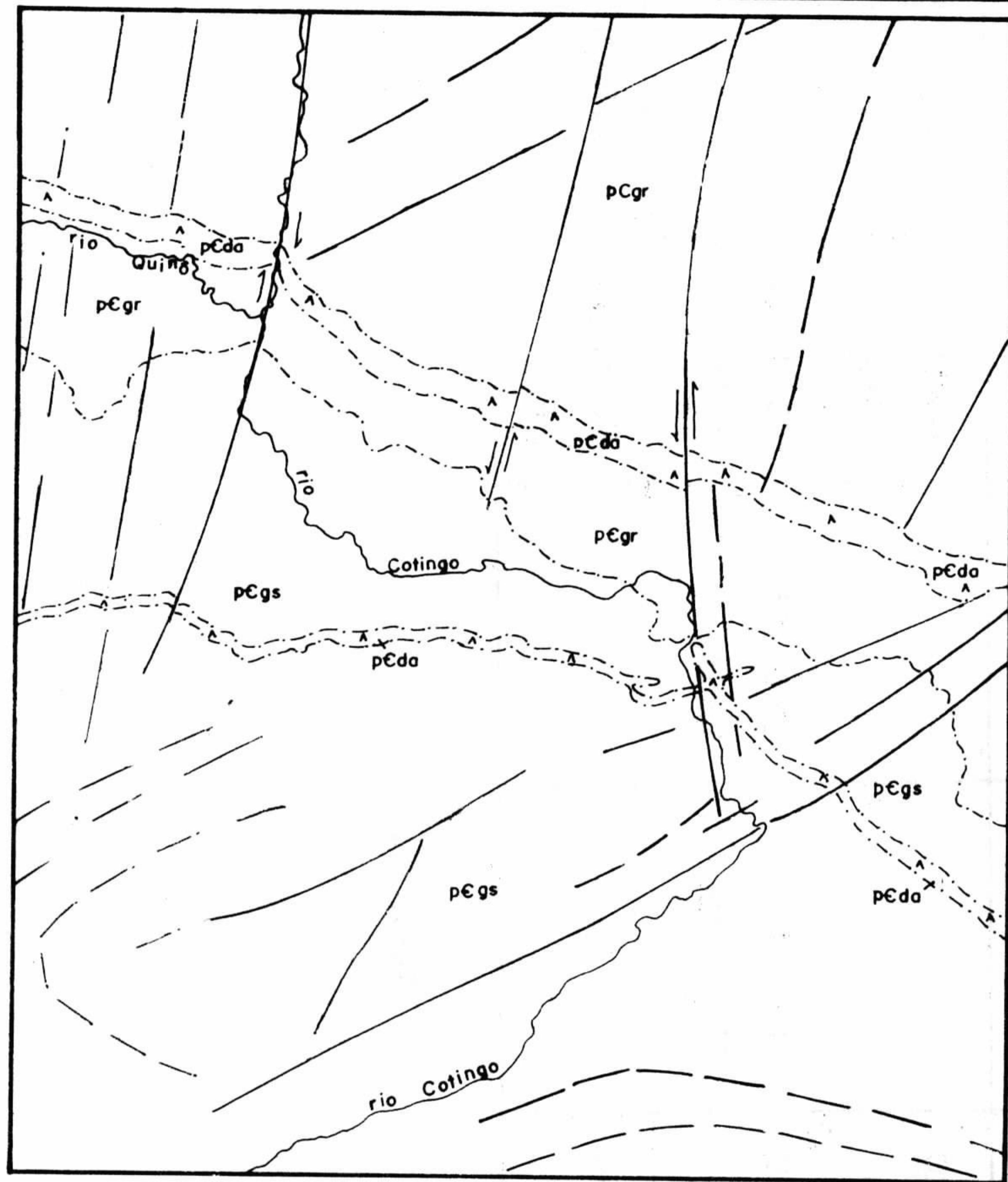
Limite W - Presença de finas intercalações silticas

FIGURA 03

CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO RORAIMA

BOUMAN (1959)	BRAUN (1973)		BONFIM et al. (1974)	SIMON et al. (1984)	SANTOS & D'ANTONA (1984)	ESTE TRABALHO
	MEMBRO PACARAIMA		MEMBRO SUPERIOR	UNIDADE SUPERIOR	FORMAÇÃO MATAI	
	MEMBRO TAFELBERG		MEMBRO MÉDIO	UNIDADE MÉDIA	FORMAÇÃO UAILÃ	
MEMBRO QUINÔ	FORMAÇÃO KAITEUR	MEMBRO QUINÔ	MEMBRO INFERIOR	UNIDADE BASAL	FORMAÇÃO QUINÔ	UNIDADES 3,4 e 5
MEMBRO SUAPI		MEMBRO SUAPI			FORMAÇÃO SUAPI	
MEMBRO ARAI		MEMBRO ARAI			FORMAÇÃO ARAI	UNIDADES 1 e 2

FIGURA 04

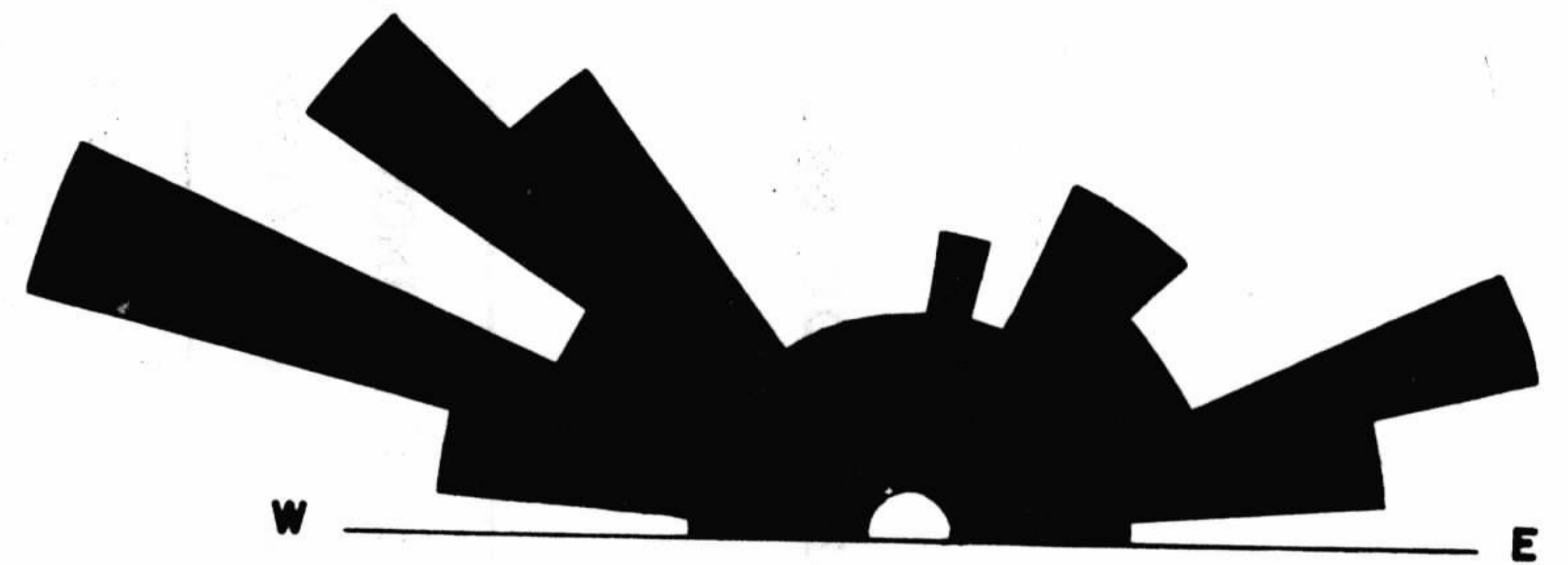


ARCABOUÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO DO SISTEMA ARAI - COTINGO

LEGENDA

- | | | |
|---|---|--|
|  pCda DIABÁSIO AVANEIRO |  Contato litológico |  Drenagem |
|  pCgr GRUPO RORAIMA |  Lineação |  |
|  pCgs GRUPO SUMURU |  Falha | |

FIGURA 05



- DIAGRAMA DE SETOR DE FRATURAS -
191 medidas

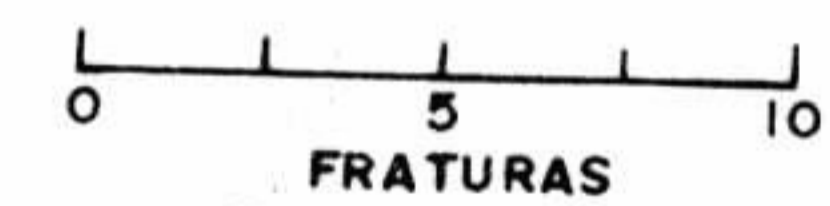
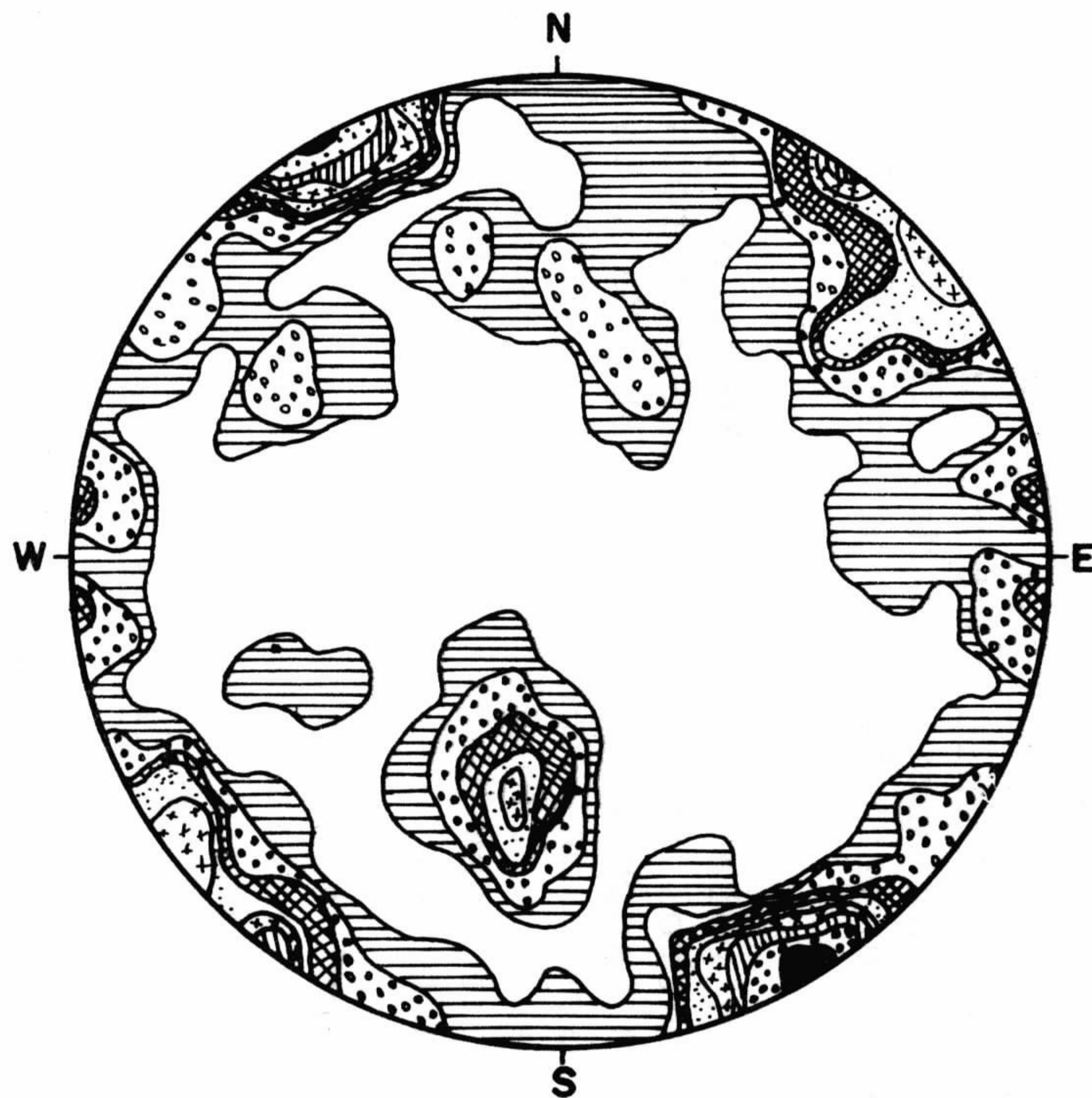


FIGURA 06

DIAGRAMA DE PÓLO DE FRATURAS

GRUPO SURUMU



INTERVALOS DE FREQUÊNCIAS

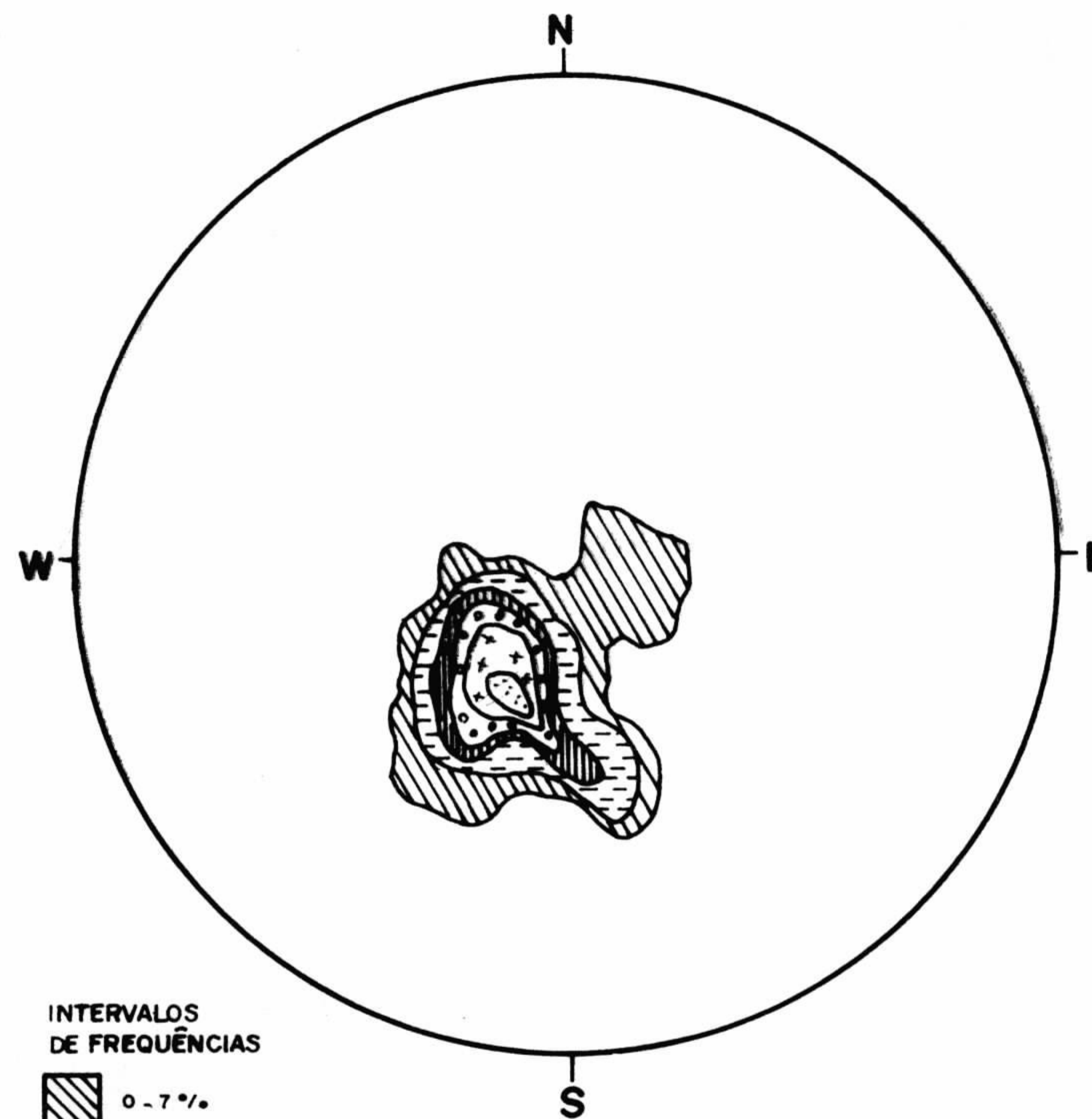


164 MEDIDAS

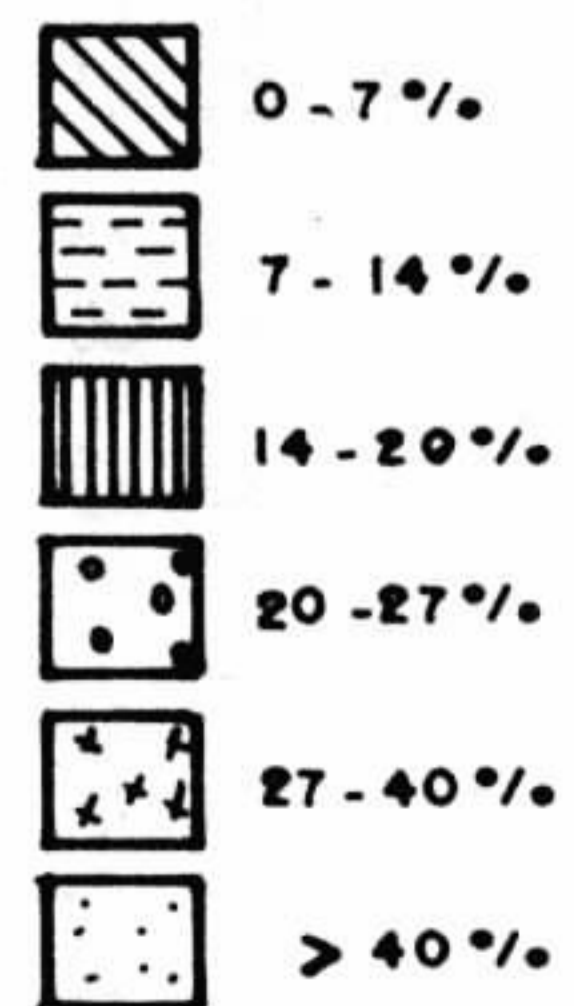
FIGURA 07

DIAGRAMA DE PÓLO DE ACAMAMENTO

GRUPO SURUMU



INTERVALOS DE FREQUÊNCIAS



95 MEDIDAS

FIGURA 08

SISTEMÁTICA Rb-Sr EM ROCHAS SEDIMENTARES ARGILOSAS DO PALEOZÓICO DA BACIA AMAZÔNICA

U.G. Cordani
K. Kawashita
R.K.P. de Kikuchi
P.L. Côrtes
M.A. Simomoto

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

ABSTRACT

About 50 Rb-Sr determinations were carried out on pelitic rocks from the Amazonas basin, with the following main objectives: 1), to verify the possibility of Rb-Sr dating for whole-rock samples of shales with established stratigraphic age; 2), to determine the times in which the fine fractions closed, in respect to Rb and Sr exchanges; and 3), to interpret the age values in the context of the tectonic evolution of the sedimentary basin.

For the Trombetas formation, a whole rock Rb-Sr isochron indicated a depositional age of about 470 Ma., in agreement with the stratigraphic control. At the same time, the chemical systems closed at about 170 Ma, already within Mesozoic times, at least at the Southern border of the Medio Amazonas basin, near the UI-2-AM well.

In relation with the Monte Alegre formation, whose stratigraphic control indicates a Carboniferous age, the obtained whole rock Rb-Sr isochron, of about 385 Ma., is virtually concordant. In this formation, the internal isochron (on core nº 7 from the 3 JR-I-AM well in the Alto Amazonas basin) yielded practically the same age value, demonstrating that chemical closing occurred just after deposition.

From the Curuá formation, several samples were analysed, all of them related to the Barreirinhas member, from Alto, Medio and Baixo Amazonas. The analytical points of the whole rock samples exhibited (a) great dispersion, in the isochron diagram, suggesting the existence of multiple sources, well diversified, in terms of Rb-Sr systematics. The closing of the chemical systems, around 300-350 Ma., may be associated with the Hercynian orogeny, which affected strongly the entire sector of the Septentrional Andes, in the mentioned period.

The results indicate the validity of the total rock method, at least for the Trombetas and Monte Alegre formations, implying that the mechanism of complete dispersion and mixing of the

clastic component, within the depositional environment, can be very effective in many cases. On the other hand, closing times for the chemical systems seem to be different, in each case, depending on the tectonic evolution of the specific sector. Such closing processes seem to have occurred earlier in the Alto Amazonas basin, and later in the Medio Amazonas basin. Mesozoic tectonic reactivations are also revealed, at least and especially in the southern part of the Medio Amazonas.

INTRODUÇÃO

À luz dos resultados positivos obtidos na aplicação do método Rb-Sr na datação radiométrica das épocas de deposição de sedimentos argilosos e da ocorrência de eventos termodinâmicos atuantes em tais rochas após a sua sedimentação, tais como mostram os trabalhos de Kawashita (1972), Thomaz Filho (1976), Thomaz Filho et al. (1976), Cordani et al. (1978) e Thomaz Filho et al. (1981), decidimos estabelecer a real potencialidade do método e tentar expandir o seu campo de aplicação.

Os objetivos da pesquisa foram: 1) a determinação das épocas de fechamento químico do sistema sedimentar (homogeneização isotópica do Sr), para possível correlação com as épocas de expulsão de fluidos pelos sedimentos; 2) contribuição no sentido de conferir as datações em RT com a posição estratigráfica das formações estudadas para testar uma vez mais a aplicabilidade do método; e 3) fornecimento de resultados passíveis de utilização para a correlação entre blocos tectônicos da Bacia Amazônica com diferentes estruturas do embasamento, para trazer subsídios adicionais ao conhecimento da evolução tectônica durante a sedimentação.

SITUAÇÃO GEOLÓGICA

Através do acervo de testemunhos de sondagens da Petrobrás, foram estudadas as seguintes regiões, nas quais vários poços alcançaram as formações paleozóicas (vide Fig.1):

1. Nova Olinda, Bacia do Médio Amazonas: a amostragem refere-se mais especificamente ao membro Barreirinhas da Formação Curuá (Devoniano). O citado membro compreende folhelhos argilosos escuros, com intercalações de níveis siltsosos e muito raramente clastos maiores.

2. Autás Mirim, Bacia do Médio Amazonas: as amostragens nesta região referem-se aos membros Pitanga da Formação Trombetas (Siluriano) e membro Barreirinhas da Formação Curuá (Devoniano), num perfil que atravessa a Bacia do Médio Amazonas de NW para SE. Ambas as formações caracterizaram-se por folhelhos com poucos clásticos maiores.

3. Juruá, Bacia do Alto Amazonas: a amostragem consistiu de testemunhos de sondagens de níveis estratigráficos diferentes, provindos de três poços próximos entre si. A posição estratigráfica dos testemunhos é bem definida, ou seja, Membro Barreirinha da Formação Curuá (Devoniano) e Formação Monte Alegre (Carbonífero).

METODOLOGIA

As amostras recebidas da Petrobrás foram tratadas se

gundo a metodologia utilizada por Thomas Filho (1976).

A partir dos testemunhos foram obtidos sistemas Rocha Total (RT), pulverizada em moinho de esferas, Fração Fina (FF), obtida a partir de fragmentação em Almofariz de Ágata e pipetagem, e sub-sistemas Resíduo (RES) e Lixiviado (LIX) que consistiram numa solubilização de parte da Fração Fina (FF) em HCl. A porção que foi solubilizada é denominada Lixiviado (LIX) e o Resíduo do Ataque Ácido consiste na porção Resíduo (RES). Na Fig. 2 têm-se um fluxograma das atividades durante a pesquisa.

DISCUSSÃO

Formação Monte Alegre

Nas amostras desta formação foram conseguidas duas isócronas, uma para os sistemas RT e outra amostra, incorporando os sistemas RT e FF e os subsistemas RES e LIX. É importante desta car a conformidade que possuem.

A isócrona obtida com os sistemas RT define uma idade de 365 ± 30 m.a., concordante com a idade estratigráfica carbonífera atribuída a esta formação. Este resultado indica que o fechamento desse sistema para o isótopo Sr^{87} se deu bem próximo da época de deposição dos sedimentos, ou seja, a diagênese ocorreu pouco depois da deposição sedimentar e foi efetiva na homogeneização do Sr^{87} . A razão inicial resultante, da ordem de 0,72 é relativamente elevada mas compatível com a composição mineralógica das amostras, cujo conteúdo detrítico é significativo (ver tabelas).

Concordando com a idade obtida nos sistemas RT, o diagrama amostral conseguida no testemunho 7 do poço 3JRIAM de uma profundidade de 2749,20 m forneceu idade de 385 ± 36 m.a., dentro dos erros experimentais, esses valores possuem larga margem de confiabilidade. Deve-se ressaltar contudo que apesar dos subsistemas LIX e RES serão complementares em relação ao sistema FF, a reta não inclui o ponto da FF, indicando algum tipo de fracionamento e/ou separação não homogênea do material durante as etapas analíticas; por outro lado, foi o ponto de ZT que mais próximo se situou da reta traçada.

A época representada pelas idades concordantes (365 ± 30 m.a. e 385 ± 36 m.a.) é importante na área assinalada e relativa ao fechamento dos sistemas químicos das amostras em termos de trocas isotópicas. Se a época coincidir com a expulsão dos fluidos formacionais, urge assinalar que isto teria ocorrido em época anterior às reativações tectônicas conhecidas do Permo-Triássico e do Juro-Cretáceo. (Vide Fig. 3).

Formação Trombetas

Para a Fm. Trombetas foram tentadas as construções das seguintes retas isócronas: com os sistemas RT, com os sistemas FF e nas isócronas amostras (sistemas FF, RES e LIX).

A Fig. mostra os pontos do sistema RT pertencentes à Formação Trombetas, e que definem uma reta. Estes 4 (quatro) pontos possuem um alinhamento relativamente bom, caracterizando a idade de 459 ± 28 M.a., o qual se apresenta concordante com a idade de estratigráfica admitida para a Fm. Trombetas/membro Pitinga (Si

luriano Inferior).

Este resultado para o sistema RT indica que provavelmente foram satisfeitas por ocasião da deposição as condições necessárias para a uniformização das razões Sr^{87}/Sr^{86} iniciais nos sedimentos da formação argilosa, tal como preconizado no modelo proposto por Cordani et al., 1976.

Mas ainda, os dados mostram que os níveis estratigráficos escolhidos, em dois poços muito distantes entre si (MN-1-DM e UI-2-AM), mantêm seu alinhamento no diagrama isocrônico da Fig. 3, o que indicaria a persistência das condições de sedimentação e a constância das fontes de suprimento, tanto no espaço (extensão geográfica), como no tempo. A razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} resultante, de 0,713, é perfeitamente normal, e pode caracterizar um sedimento marinho contendo componente detrítico relevante.

A isócrona amostral relativa ao poço UI-2-AM (Fm. Trombetas) indicou uma idade aparente de 170 M.a., que poderia ser referida ao evento de reativação tectônica já conhecido na Bacia do Médio Amazonas, associado ao intenso vulcanismo de caráter distensivo, ocorrido no final do Paleozóico e início do Mesozóico. Tal resultado concorda com alguns dados anteriores obtidos por Thomaz Filho (1976), que os interpretou do mesmo modo.

Formação Curuá

A Formação Curuá é reportada, através de dados paleontológicos e estratigráficos, como sendo Devoniana (O Devoniano, segundo o Geological Society of America, abrange de 408 a 360 m.a.).

Pelo exame da Fig. 4, verifica-se que as amostras de RT apresentam seus pontos analíticos muito dispersos, impossibilitando a construção de isócronas. Conclui-se que, no ambiente deposicional da Formação Curuá não houve condições para uma mistura homogênea dos detritos, formados a partir de fontes diferentes, e com distribuições heterogênea de seu Sr radiogênico.

Além disso, nos diagramas, tentou-se relacionar as amostras de RT de um mesmo poço com suas respectivas FF. Verificou-se a caracterização de segmentos de reta que podem ser agrupados segundo dois tipos de comportamento. Um primeiro grupo mostra um enriquecimento em Sr por parte das frações finas quando comparadas com suas respectivas amostras de rocha total. Tal pode indicar mudanças químicas importantes entre a RT e a FF, por exemplo a separação das frações detríticas com feldspatos portadores de Sr com razões Sr^{87}/Sr^{86} elevadas: Um segundo grupo mostra uma diminuição relativa do Sr das RTs para as FFs. Isto pode ser atribuído a maior quantidade nas frações finas, de material detrítico de baixo conteúdo em Sr, como seria o caso das micas, o que é aparente pelo exame dos difratogramas (ver tabela 2). O processo de separação das frações finas, por fragmentação e pipetagem, teria favorecido a separação observada dos fragmentos maiores de micas, junto com outros materiais detríticos.

Os diagramas isocrônicos amostrais (sistema FF e sub-sistemas RES e LIX) foram os que mostraram resultados mais promissores e de possível interpretação em termos geológicos. Foram obtidas idades de $295,1 \pm 14,6$ m.a. a $326,5 \pm 25$ m.a. com baixos valores de MSWD (índice de dispersão de pontos na isócrona). As idades obtidas reportam-se ao Carbonífero Superior (segundo escala do

Geol. Soc. of America) o que poderia representar a época do fechamento dos sistemas isotópicos para o Sr. Os pontos analíticos relativos aos resíduos situaram-se bastante próximos das frações finas, o que significa que o material solúvel representa uma fração muito pequena da amostra (constitui exceção o sub-sistema LIX do poço LNEJ 1AM-14 2890,65). Com efeito, nos difratogramas efetuados, não foi constatada a presença de carbonatos. O material na fração LIX deve ser atribuído a minerais de argila com íons facilmente trocáveis.

CONCLUSÕES

Mais uma vez, os resultados obtidos na experimentação do método mostraram ser possível a determinação da idade estratigráfica e da diagênese em rochas sedimentares de granulação fina e homogênea, como no caso das Formações Trombetas e Monte Alegre, o que sugere a efetividade em muitos casos do mecanismo de dispersão mecânica da fração detrítica no ambiente de sedimentação.

Por outro lado, nas diversas regiões estudadas, as épocas de fechamento químico são diferentes, devido, provavelmente, à diferenciação na evolução de cada bloco tectônico a que se relacionaram tais regiões. Esses fechamentos teriam ocorrido anteriormente na Bacia do Alto Amazonas (região do Suruá) e posteriormente no Médio Amazonas (região de Autás-Mirim).

Existem registros também de reativações tectônicas posteriores, de idade mesozóica, principalmente na parte meridional da bacia do Médio Amazonas, como assinalado anteriormente por Cordani et al. (1978).

Por fim, a metodologia empregada mostrou-se adequada, ao tratar os sistemas sedimentares dentro da faixa de profundidade da ordem de alguns metros, sendo possível o refinamento dos resultados com uma maior quantidade de amostras em cada experimento.

BIBLIOGRAFIA

Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Thomaz Filho, A. - 1978 - Applicability of the Rubidium-Strontium method to shales and related rocks. AAPG. Contributions to the geologic time scale, 6: 93-117.

Kawashita, K. - 1972 - O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Tese de Doutorado. São Paulo. IGUSP, 111 p.

Thomaz Filho, A. - 1976 - Potencialidade do método Rb-Sr para datação de rochas sedimentares argilosas. Tese de Doutorado. São Paulo, IGUSP, 128 p.

Thomaz Filho, A.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. - 1976 - Aplicação do método Rb/Sr na datação de rochas sedimentares argilosas da Bacia do Paraná. In: Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto. SBG, p. 289-302.

Thomaz Filho, A.; Queirós Lima, V. - 1981 - Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb/Sr. Rio de Janeiro. Divisão de Exploração do Centro de Pesquisas da Petrobrás. Setor de Geologia. 24(2): 109-119.

TABELA 1 - Conteúdo Mineralógico das Amostras (Difratometria E-X - Rocha Total (RT))

Formação Curuá

Baixo Amazonas

Nº de Campo	Quartzo	Illita/Muscovita	Clorita	Feldspato	Caolinita	Outros
1CM1PA/1/239,5	A	M	-	-	I	I
3/245,0	A	M	-	M	P	-
6/260,0	A	M	M	M	M	-
1MA1PA/34/2668,3	A	M	M	-	-	calcita/diásporo
2668,9	A	M	I	-	-	-
2670,0	A	M	-	M	-	calcita/anidrita
2BC1PA/4/764,9	A	M	A	-	-	anidrita
766,4	A	M	M	-	-	anidrita/calcita
765,6	I	A	I	-	-	-

Médio Amazonas

1AM15AM/3/1171,1	A	P	-	I	-	-
1175,5	A	P	-	I	I	-
1RX1AM/119/2413,5	A	P	-	P	-	-

Alto Amazonas

1NEJ1AM/9/2806,0	A	-	-	I	I	-
2808,0	A	I	-	P	-	CaSO ₃ (sulfatos)
2814,0	A	I	-	I	-	fosfatos
14/2890,65	A	M	-	P	M	-

Formação Trombetas

Médio Amazonas

1MN1AM/42/1289,24	A	P	-	I	I	-
1290,75	A	P	-	I	I	-
1291,34	A	P	-	I	-	-
1UI2AM/10/ 782,5	A	P	-	I	I	-
12/ 792,0	-	-	I	I	-	-
12/795,0	A	P	-	I	I	-

Formação Monte Alegre

Alto Amazonas

3JRIAM/6/2740,10	A	P	I	I	-	-
2742,40	A	P	-	P	-	-
2739,50	A	P	-	P	M	-
7/ 2748,25	A	M	M	P	-	-
2749,20	A	P	I	M	-	-
2752,60	A	I	-	P	I	Piroluzita/Zeólita

ESTIMATIVAS COM BASE NA INTENSIDADE DOS PICOS CARACTERÍSTICOS DOS DIFRATOGRAMAS

Abundantes = A Importante = M Quant. pequena = P Quant.incipiente = I Não detectada = -

TABELA 2 - Conteúdo Mineralógico das Amostras - Difratomia R-X - Fração Fina (FF)

Formação Curuã
Baixo Amazonas

Nº de Campo	Quartzo	Montmorillonita	Illita/Muscovita	Feldspato	Caolinita	Clorita
1CM1PA/1/239,5	M	P	M	-	-	M
6/260,0	M	P	P	M	-	M
1MA1PA/34/2668,3	M	P	P	-	-	M
2668,9	M	P	P	-	M	I
2BC1PA/4/764,9	M	P	M	-	-	M
766,4	M	P	M	-	I	I

Médio Amazonas

1AM15AM/3/1171,1	-	P	M	-	A	-
1175,5	A	I	-	-	M	-

Alto Amazonas

1NEJ1AM/9/2808,0	M	I	M	P	-	P
2814,0	A	I	M	-	I	-
/14/2890,65	A	I	M	-	-	-

Formação Trombetas

Médio Amazonas

1MN1AM/42/1289,24	-	I	P	-	A	-
1290,74	-	-	M	-	A	-
1UI2AM/10/782,5	-	I	M	-	A	-
/12/795,0	-	I	M	-	A	-

Formação Monte Alegre

Alto Amazonas

1NEJ1AM/9/2808,0	M	I	M	P	-	P
2814,0	A	I	M	-	I	-
14/ 2890,65	A	I	M	-	-	-

ESTIMATIVAS COM BASE NA INTENSIDADE DOS PICOS CARACTERÍSTICOS DOS DIFRATOGRAMAS

Abundantes = A Importante = M Quant.pequena = P Quant.incipiente = I Não detectada = -

TABELA 3 - Resultados Analíticos das Amostras Seleccionadas das Formações Trombetas (Médio Amazonas) e Monte Alegre (Alto Amazonas)

Formação Trombetas				F.RX			
SPR	Nº de Campo/Prof.(m)	Material	Pr. (ppm)	Sr (ppm)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	
7319	2AW1AM/42/1289,4	RT	148,1	91,8	0,74460	4,686	
7585	2AW1AM/42/1289,4	FF	195,2	111,2	0,74379	5,098	
7320	1290,74	RT	124,7	101,8	0,73786	3,556	
7586	1290,74	FF	180,7	117,7	0,73924	4,457	
7321	LUI2AM/10/782,5	RT	143,8	192,2	0,72732	2,125	
7583	782,5	FF	195,5	259,4	0,72540	2,185	
7717	782,5	RES	197,6	230,7	0,72624	2,483	
7737	782,5	LIX	1,77*	23,06*	0,72075	0,2225	
7322	12/795,0	RT	190,8	132,1	0,74023	4,194	
7584	795,0	FF	269,0	145,2	0,74031	5,379	
Formação Monte Alegre				*Diluição Isotópica			
7445	3JRIAM/6/2742,40	RT	204,9	80,0	0,75884	7,450	
7590	2742,40	FF	217,0	90,8	0,75722	6,950	
7446	7/2749,20	RT	152,8	76,1	0,75026	5,836	
7591	2749,20	FF	209,2	76,9	0,75764	7,912	
7719	2749,20	RES	192,6	63,7	0,76911	8,804	
7739	2749,20	LIX	1,76*	18,87*	0,72006	0,270	
7747	2752,60	RT	128,2	105,7	0,73835	3,521	
7592	2752,60	FF	209,2	89,5	0,75637	6,810	

TABELA 4 - RESULTADOS ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS SELECIONADAS DA FORMAÇÃO CURUÁ

Baixo Amazonas

SPR	Nº de Campo/Prof.(m)	Material	Rb (ppm)	F.RX	Sr (ppm)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
7376	ACM1PA/1/239,5	RT	203,6		129,0	0,73970	4,582
7575	LCM1PA/1/239,5	FF	246,4		139,3	0,73834	5,135
7715	LCM1PA/1/239,5	RES	253,3		131,2	0,73967	5,605
7735	LCM1PA/1/239,5	LIX	1,33*		13,7*	0,71566	0,2806
7374	LCM1PA/6/260,0	RT	163,3		109,2	0,73887	4,341
7576	LCM1PA/6/260,0	FF	188,1		144,0	0,73156	3,789
7716	LCM1PA/6/260,0	RES	201,5		141,5	0,73251	4,131
7736	LCM1PA/6/260,0	LIX	1,15*		10,31*	0,71665	0,3246
7375	1MA1PA/34/2668,3	RT	127,2		68,7	0,75906	5,386
7577	1MA1PA/34/2668,3	FF	171,5		118,9	0,74399	4,189
7377	1MA1PA/34/2668,9	RT	151,8		79,3	0,00027	5,567
7578	1MA1PA/34/2668,9	FF	162,8		106,5	0,74650	4,441
7372	2BC1PA/4/764,9	RT	132,1		81,5	0,00012	4,710
7579	2BC1PA/4/764,9	FF	147,3		114,2	0,73760	3,744
7373	2BC1PA/4/766,4	RT	99,4		69,4	0,74789	4,162
7580	2BC1PA/4/766,4	FF	152,0		127,1	0,73554	3,471

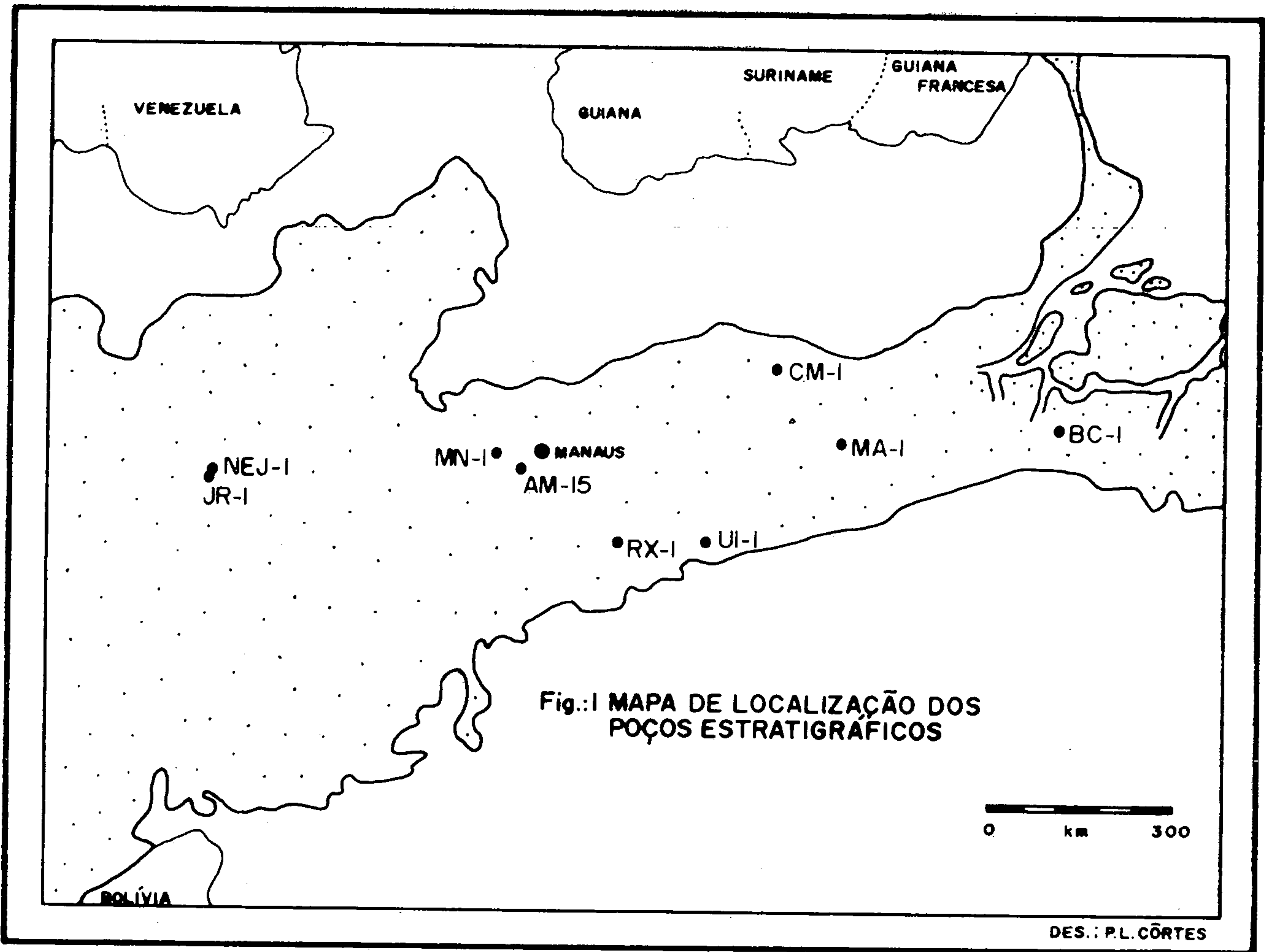
Médio Amazonas

7323	1AM15AM/3/1171,1	RT	152,7		135,6	0,73127	3,267
7587	1171,1	FF	185,8		222,8	0,72628	2,418
7589	1175,5	RT	166,8		155,5	0,73126	3,112
7588	1175,5	FF	184,9		181,5	0,72918	2,955
7718	1175,5	RES	237,6		211,1	0,72972	3,265
7738	1175,5	LIX	0,87*		9,64*	0,71694	0,2619
7324	1RX1AM/119/2413,5	RT	166,8		155,5	0,74446	3,116

Alto Amazonas

7448	ANEJ1AM/14/2890,65	RT	184,8		73,8	0,76215	7,286
7593	2890,65	FF	237,5		61,6	0,76909	11,245
7720	2890,65	RES	243,6		40,6	0,80725	17,535
7740	2890,65	LIX	1,64*		25,36*	0,72219	0,188
7449	9/2808,0	RT	171,5		81,7	0,74622	6,098
7581	2808,0	FF	261,2		166,6	0,76544	11,415
7450	2814,0	RT	193,1		66,5	0,76378	8,450
7582	2814,0	FF	260,9		69,8	0,76913	10,883

* Diluição Isotópica



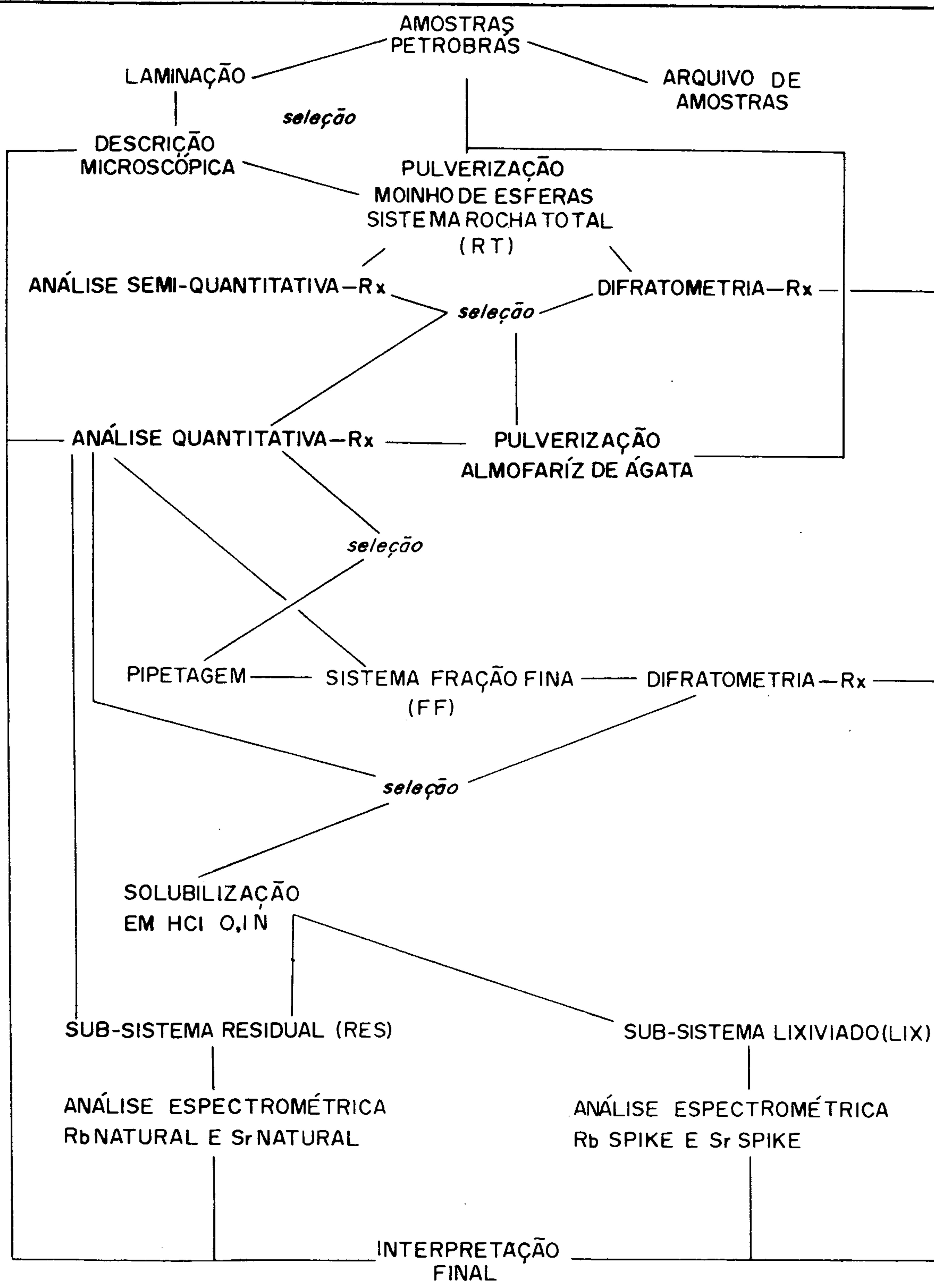


Fig.: 2 FLUXOGAMA DE ATIVIDADES DURANTE A PESQUISA

DES.: PL. CÔRTEZ

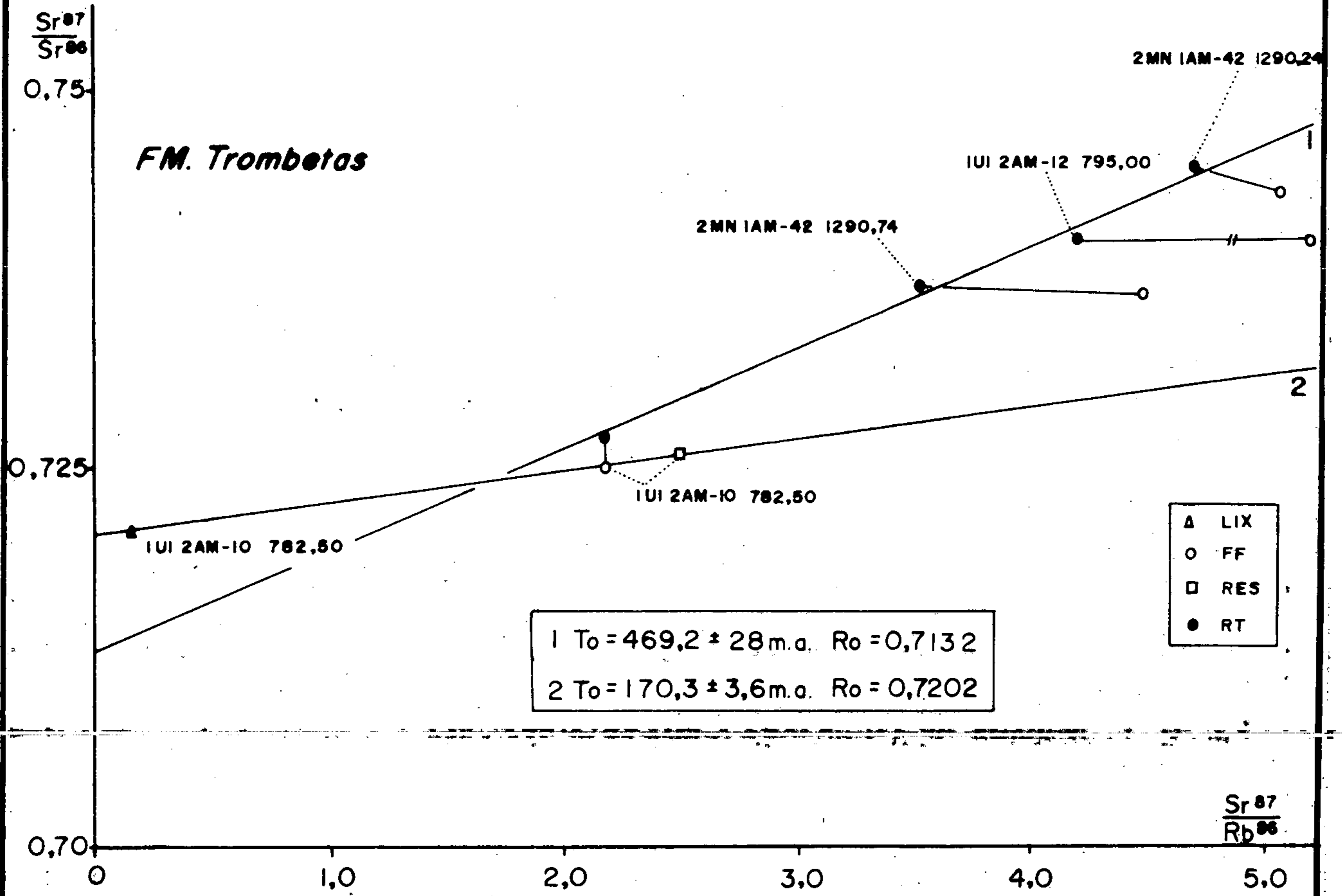
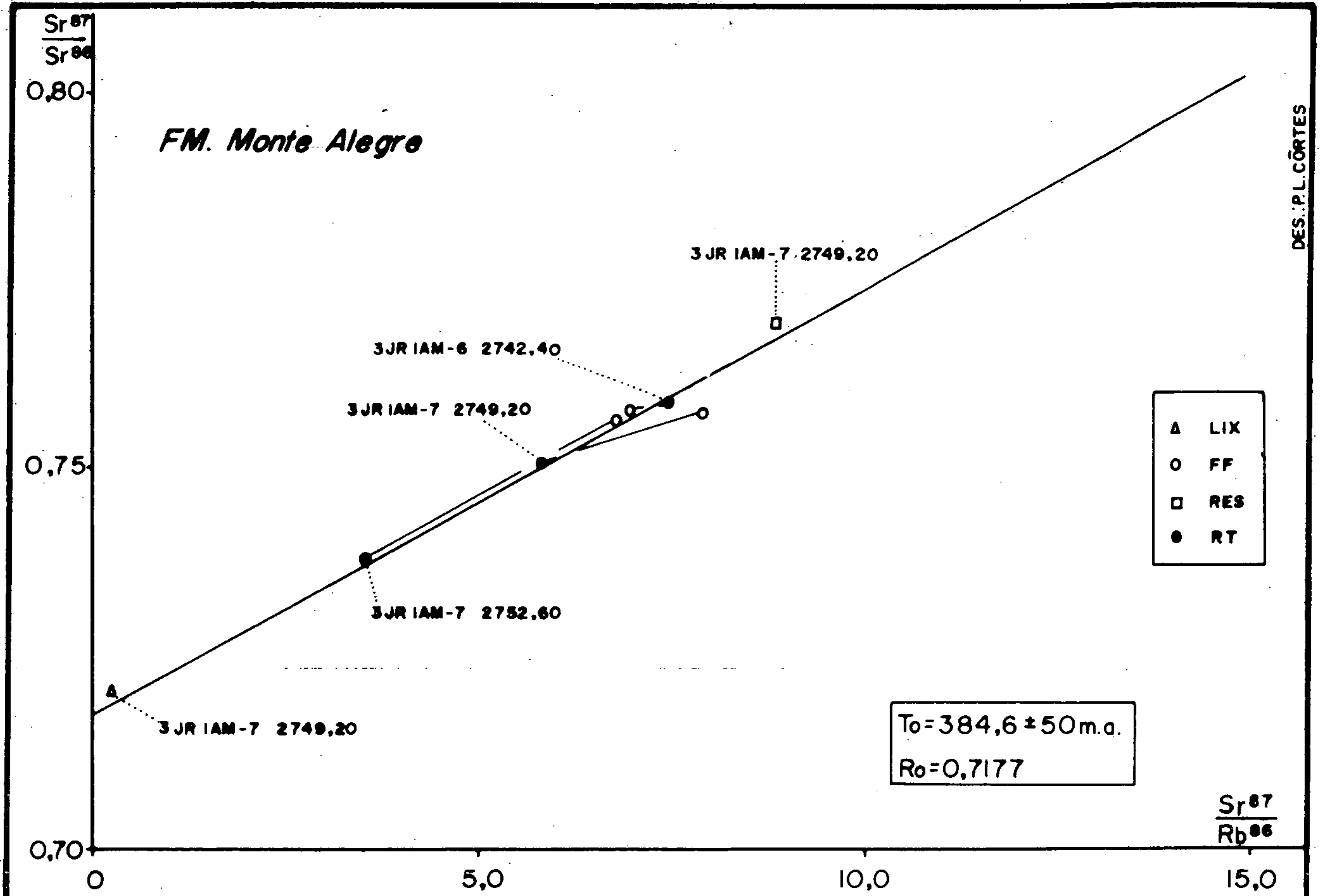


Fig.:3. DIAGRAMA ISOCRÔNICO DAS FORMAÇÕES MONTE ALEGRE E TROMBETAS

A MESOPOTÂMIA PRETO-CAJARI (AP) E A SEÇÃO SILURO-DEVONIANA NA BACIA DO BAIXO AMAZONAS

Bernardo Cristóvão Colombo da Cunha
Igor Tarapanoff

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística — RADAMBRASIL / Goiânia

ABSTRACT By agreement elaborated with the GEBAM-Executive Group to the Low Amazonas Region, the Project RADAMBRASIL developed a project of integrated study in the region included between Preto and Cajari rivers, in Marzagão county, at Eastern of Federal Territory of Amapá, approaching subject as: Geology, Geomorphology, Pedology, Phitocology and Potencial Use of de Earth. This study aimed at the establishment of the equilibrium of antropics action with the ecological system, ballast for this, in the optimal and rational utilization of natural potentiality of region. Hear the subjects becomed publics has connection with the geological table of region wich included litoestratigraphy units builded since the Pré-Cambrian to Recent, as pointed out below: Guianense Complex (granits, gneisses and migmatites); Trombetas Group; Urupadi Group (Maecuru and Ererê Formations), Curuã Group (Barreirinha Formation); Penatecaua Intrusive Suit (hypabissais basic rocks); Alter do Chão Formation (sandstones, siltsnones, claystones and conglomerates) and alluvials. In the ambit of Trombetas Group were registred a new ocurrence of Arthropycus. By the economic point of view, were discribed areas with several potencialities to construction materials, peat and clay.

INTRODUÇÃO Este relato faz parte de um estudo geoambiental executado pelo Projeto RADAMBRASIL para o Grupo Executivo para a Região do Baixo Amazonas (GEBAM), órgão executivo do Conselho de Segurança Nacional (CSN).

O estudo, realizado no biênio 81/82, contempla temas como geologia, geomorfologia, pedologia, fitoecologia e uso potencial da terra, os quais, analisados sob um prisma eclético, forneceram respostas indispensáveis à ocupação racional desta fração do território amazônico.

O que aqui se torna público diz respeito ao quadro geológico da região, cujo edifício litoestratigráfico enfeixa unidades que vão do Precambriano ao Recente, a saber: Complexo Guianense, Grupo Trombetas, Grupo Urupadi, Grupo Curuã Suíte Intrusiva Penatecaua, Formação Alter do Chão e Aluviões. Embora o segmento cronológico da Bacia do Amazonas seja notável devido ao conteúdo fossilífero que encerra, na área investigada foram registrados apenas bioglifos identificados com o gênero Arthropycys.

Do ponto de vista econômico destacam-se áreas com potencialidades diversas para materiais de construção, caulim e argilas, além de ocorrências pouco significativas de turfa.

A dinâmica das marés comunica uma reação em cadeia ao complexo

sistema hidrográfico da região, cujos efeitos são de notável significância nos domínios sudeste da área; assim, todas as artérias que alimentam o rio Amazonas invertem o sentido de fluxo, total ou parcialmente, em obediência a ascensão do nível do mar, fenômeno este que desempenha importante papel no processo de sedimentação atual.

Da interação entre as forças físicas e aquelas de natureza climática resultou a dupla compartimentação morfológica da região, que se caracteriza pelo Planalto Rebaixado da Amazônia e a Planície Amazônica, em cujo seio se abrigam áreas de potencialidades erosivas diversas e áreas de acumulação.

A rede hidrográfica da região tem como principais elementos os rios Cajari, Maracá e Preto os quais, desenvolvendo-se de NW para SE, são grosseiramente obedientes à direção geral do arco de Gurupá.

O conjunto fitoecológico designa vários estratos, destacado-se Floresta Ombrófila Densa, Floresta Pioneira, Savana e Áreas de Tensão Ecológica.

Os diversos tipos de solo enfeixados em grandes grupos, constam de: Latossolo Amarelo, Latossolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo, Solo Laterítico e Areia Quartzosa.

LOCALIZAÇÃO E ACESSO Expressa na forma de um polígono irregular, a região estudada limita-se a sul e oeste pelos rios Cajari e Tucunari; a leste pelo rio Amazonas e a norte pelo rio Preto e Igarapé Breu. Desse modo encontra-se totalmente incluída no Município de Mazagão, Território Federal do Amapá, região central da Folha SA.22-V-B Mazagão, isto é, entre os paralelos $0^{\circ}-1^{\circ}S$ e meridianos $51^{\circ}-52^{\circ}30'WGr.$ (Fig. 1).

A partir de Macapá a região pode ser atingida por hidrovia, rodovia e aerovia; no primeiro caso o acesso é feito através do rio Amazonas e seus afluentes Preto e Cajari, no segundo por intermédio da BR-156 e AP-030, e no terceiro através de monomotor até o local denominado Central do Maracá.

GEOLOGIA Com base na análise dos documentos radargráficos, fotografias aéreas, bibliografia pertinente e dados próprios, foi possível propor-se a ordenação litoestratigráfica constante da Figura 2, cujas unidades são objeto de discussão subsequente.

Complexo Guianense Este conjunto petrotectônico reúne uma gama variadíssima de rochas, e constitui um dos mais expressivos compartimentos da Plataforma Sul-Americana. Recebe designações diversas a depender do autor ou da região em que é considerado, o que reflete o caráter abstracional com o qual é tratado. As denominações Complexo Guayanes (Franco, 1978), Complexo Imataca (Torres, 1975), Complexo Kanuku (Berrangé, 1973), Série L'Ilé de Cayenne (O'Herne, 1966) e grupos Falawatra e Coeroeni (Roever & Bosma, 1975) são próprias, respectivamente da Venezuela, República da Guiana, Guiana Francesa e Suriname. No Brasil estes terrenos, muito bem expostos ao norte da Bacia do Amazonas, foram tratados com as seguintes denominações: Grupo Anauá (Ramgrab & Damião, 1972 apud Araújo Neto & Moreira, 1976), Associação Maracá (Braun & Ramgrab, 1972 apud Melo et al., 1978), Associação Anauá-Kuyuwini (Braun, 1973), Associação Anauá (Bonfim et al., 1974) e Grupo Moura (Santos et al., 1974). A denominação Complexo Guianense, cunhada por Issler et al. (1974), em vista do sentido pragmático que encerra, foi ratificada pelos sucessivos trabalhos feitos pelo Projeto RADAMBRASIL (Lima et al., 1974; Montalvão et al., 1975; Oliveira et al., 1975; Araújo et al., 1976; Pinheiro et al., 1976; Fernandes et al., 1977 e Lourenço et al., 1978).

O Complexo Guianense ocupa uma reduzida área no extremo noroeste do polígono em apreço, exibindo as melhores exposições no alto rio Maracá onde se faz representar por gnaisses cinza-esbranquiçados,

médios a grosseiros, com mineralogia específica definida por quartzo, plagioclásio, microclina e biotita.

Posicionado no Prê-Cambriano, este conjunto é a unidade mais antiga da região, sotoposta a sedimentação paleozóica da Bacia do Amazonas.

Bacia do Amazonas É a partir do último quartel do século passado, que se iniciam as investigações geológicas no âmbito da Bacia do Amazonas. Nessa época existiam inúmeros problemas a serem equacionados, pois o desconhecimento deste imenso prisma de sedimentos fanerozóicos era quase total. Neste sentido muito se deve ao Professor Orville A. Derby e seus epígonos. O efeito multiplicador dessa investigação pioneira é fato incontestável, na medida em que sucessivas abordagens se seguiram qualificando seus termos litológicos e construindo o edifício litoestratigráfico.

No intervalo que medeia do final da década de 60 e início dos anos 70 surgem dois trabalhos que, partindo de uma visão abrangente sobre os conhecimentos até então disponíveis, constituem o alicerce sobre o qual se apoia a cronologia e o arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Amazonas.

O primeiro, executado por Lange (1967), propõe a subdivisão bioestratigráfica e a revisão do segmento siluro-devoniano objeto da presente análise. O segundo, realizado por Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971, 1972), introduz algumas modificações em certas propostas de Lange (*op. cit.*) e, ao se interessar pela ordenação litoestratigráfica de toda a seção paleozóica da Bacia do Amazonas e pelas coberturas sedimentares subsequentes, constitui fonte de consulta obrigatória a quem for dado estudar a questão.

Dado a limitação de espaço, imposta pela natureza da presente súmula, as abordagens que se seguem serão embasadas nas formulações constantes em Lange (1967), Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971, 1972), Santos *et al.* (1975) e Caputo (1984).

Grupo Trombetas O termo "Série Trombetas" cunhado por Derby (1877) para reunir arenitos amarelados e folhelhos expostos no rio homônimo, foi referendado por Oliveira & Leonardos (1943), Mendes (1957), Almeida (1964); mas é o termo Formação, difundido nos trabalhos internos da PETROBRÁS e formalizado por Lange (1967), que logra consagração no contexto geológico pertinente. Este autor subdividiu a unidade nos membros Urubu, Cajari, Nhamundã e Pitinga, divisão esta refutada por Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971, 1972) que integraram à unidade os membros Autás--Mirim (Caputo; Rodrigues; Vasconcelos, 1971), Nhamundã (Lange, *op. cit.*), Pitinga (Breitbach, 1957 *apud* Caputo; Rodrigues; Vasconcelos, *op. cit.*) e Manacapuru (Caputo; Rodrigues; Vasconcelos, 1971). Retomando o assunto, Caputo (1984) eleva a Formação Trombetas ao status de Grupo, e os membros Autás--Mirim, Nhamundã, Pitinga e Manacapuru à categoria de Formação, proposição esta aqui ratificada.

Em virtude da inequívoca semelhança litológica entre os compontes desse grupo, e da escala em que o presente trabalho foi executado (1:100.000), o grupo é apresentado sem as divisões pertinentes (Fig. 3).

A espessura desta unidade é condicionada à paleogeografia e, portanto, variável de local para local, admitindo-se um máximo de 800 m em subsuperfície (Caputo, 1984).

Baseados no estudo de esporomorfos, acritarcas e chitinozoários, Lange (1967) e Daemon & Contreiras (1971) situaram-na no espaço cronológico que vai do Ordoviciano Superior ao Siluriano Inferior (Landroveriano); significando, então, que esta unidade inaugura no âmbito da Amazônia Brasileira o período das grandes transgressões paleozóicas.

A despeito de Caputo (1984) acentuar que a Formação Autás--Mirim (base do Grupo Trombetas) só ocorra em subsuperfície, admite-se aqui que os sedimentos encontrados nos domínios dos igarapés Chapéu Virado e Santa Marta (formadores do alto Cajari) sejam relacionados à formação. Para tanto os autores apoiam-se na existência de um pacote constituído por arenitos esbranquiçados a amarelados, às vezes rosados, finos a microconglomeráticos, contendo níveis lenticulares de conglomerado quartzoso. Esses estratos exibem distintas estratificações cruzadas de médio porte bem como estratificações plano-parallelas, os níveis subordinados são de granulometria fina a média, ligeiramente caulínicos, extremamente bioturbados (Estampa I). Ocorrem ainda estruturas poligonais centimétricas muito semelhantes às que, nas bacias do Parnaíba e Paranã, são denominadas vulgarmente de estruturas tipo "casco de tartaruga" (Estampa II).

Este pacote, que na região assenta-se ao Complexo Guianense, parece constituir o prelúdio da sedimentação fanerozóica da Bacia do Amazonas.

As exposições, descontínuas, impossibilitaram a visualização da relação desses arenitos com os siltitos, folhelhos e arenitos subsequentes, entretanto é muito provável que tal relacionamento seja do tipo concordante e gradacional. O conjunto superior destaca-se por apresentar uma associação de arenitos, siltitos e folhelhos interestratificados; os estratos individuais exibem laminações cruzadas internas, estruturas de sobrecarga, pseudonódulos, estratos em cunha e lenticulares com superfícies frequentemente onduladas. Os siltitos e folhelhos são esverdeados, às vezes micáceos, geralmente ornamentados com notáveis bioglifos.

Várias amostras dessa unidade foram submetidas a análise paleontológica sem que se conseguissem indícios paleontológicos que permitissem demarcar sua individualidade relativa à Formação Maecuru, razão pela qual o contato entre essas duas unidades, é impreciso, baseado apenas nas informações de campo.

Os Bioglifos A investigação realizada pelos signatários visualizou que, entre as diversas estruturas sedimentares associadas ao Grupo Trombetas os bioglifos merecem destaque, na medida em que em prestam ornamentações diversas às litologias a que se associam.

Em geral guardam relações com siltitos e se apresentam na forma de estruturas cilíndricas de diâmetros milimétricos e extensões centimétricas, notadamente obedientes aos planos de estratificação da rocha; existem também aqueles tipos ocasionais contrários a esta conformação preferencial que, dispostos perpendicularmente aos planos de estratificação, são chamados tijilitos. Estas formas imprimem marcantes feições às laminações, encurvando-as, mas que não chegam a mascará-las.

Os elementos individuais denotam dimensões milimétricas a centimétricas, em geral situadas em torno de 5 cm, apresentando formas retilíneas ou encurvadas, com distribuição randômica.

Próximo à confluência dos igarapés Chapéu Virado e Santa Marta existem bioglifos de dimensões centimétricas a decimétricas, desenvolvidos em arenitos da Formação Autás--Mirim (Estampa I). Tratam-se de estruturas cilíndricas de diâmetros variáveis entre 3 mm a 3 cm. A extensão dessas impressões é também variável. Em alguns estratos não ultrapassam 8 cm enquanto noutros casos podem atingir a marca dos 40 cm; o padrão intrincado e encurvado descrito pelos elementos individuais (Estampa I) parece atestar o caráter extremamente ativo dos organismos que os imprimiram. As rochas em que estão impressas tais estruturas são arenitos finos, algo caulínicos, cremes, compactos, argilosos.

Vários autores têm feito referência a presença de *Arthropycus* como fósseis típicos do Siluriano da Bacia do Amazonas. Uma vez que

os diversos tipos litológicos submetidos a análise paleontológica se mostraram desprovidos de elementos que pudessem lastrear o posicionamento cronológico, a atenção dos autores dirigiu-se a estes bióglifos. Comparando-os com aqueles estudados por Pettijohn & Potter (1964, Estampa 70B) concluiu-se que tais estruturas correspondem aos chamados *Arthropycys Harlani* Conrad, os quais indicam idade Siluriana para o Grupo Trombetas.

Grupo Urupadi Esta foi a denominação de que se valeram Santos et al. (1975) para reunir as formações Trombetas, Maecuru e Ererê, em virtude dessas unidades expressarem uniformidade textural nos documentos radargramétricos. Esta ordenação, a despeito do pragmatismo que encerra, durante toda uma década teve seu uso restrito aos trabalhos do Projeto RADAM (Santos et al., 1975; Araújo et al., 1976; Lourenço et al., 1978); sendo contestada (GEOMITEC, 1977) devido a discordância existente entre a, então, Formação Trombetas e a Formação Maecuru.

Caputo (1984) argumentando sobre esta discordância eleva a Formação Trombetas ao **status** de grupo, e reúne as formações Maecuru e Ererê no Grupo Urupadi que, assim modificado, é reintegrado ao **Léxico Estratigráfico Brasileiro** e contemplado no presente resumo.

Formação Maecuru Referências específicas a esta unidade já constam nas investigações de Derby (1877). A partir desta época produziu-se volume apreciável de dados sobre a geologia da Amazônia e a "Série ou Grupo" Maecuru de Derby (*op. cit.*) passa a ser objeto de polêmica acirrada entre diversos autores; deste modo somente no final da década de 60 é que Lange (1967), retrocedendo à original proposta de Derby (*op. cit.*), lança o fundamento sobre o qual se apoia a essência do que hoje se considera como Formação Maecuru. A reflexão crítica realizada por Lange (*op. cit.*) induziu-lhe à formalização do Membro Jatapu (Breitbach, 1957 *apud* Caputo, Rodrigues e Vasconcelos, 1972) e definição do Membro Lontra que, juntos, representariam a unidade em tela. Esta ordenação litoestratigráfica, ratificada por Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971/1972), é aceita neste trabalho.

Esta unidade é aqui representada independentemente de seus membros, porquanto as informações obtidas no campo impossibilitaram sua individualização. Seu limite inferior com o Grupo Trombetas é tido como discordante, mas não foi observado na área. No topo a unidade passa gradualmente para os arenitos e siltitos da Formação Ererê. Deve ser dito, ainda, que os limites cartográficos desta unidade no mapa anexo não são definitivos, portanto sujeitos a modificações posteriores quando mais dados foram produzidos.

Este conjunto de rochas é composto essencialmente por arenitos, siltitos e subordinados folhelhos, intimamente interestratificados; os arenitos são mais frequentes nos termos inferiores da seção, enquanto para o topo predominam os siltitos e folhelhos.

Os arenitos, expressos na forma de estratos plano paralelos com espessuras variáveis entre 30 cm a 2 m, eventualmente exibem estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, além de estruturas discordantes com dimensões de até 3 m que muito se assemelham a paleocanais. São rochas geralmente claras, compactas, granulometria fina a média, caulínicos, sericíticos, bioturbados. Os siltitos e folhelhos mostram cores cinza e cinza-esverdeado e se dispõem na forma de estratos com espessuras oscilando em torno de 30 cm. Planos de estratificação ondulados, estruturas de sobrecarga, "boudinage" sedimentar, camadas em cunha, bioturbações e microestratos cruzados são algumas das estruturas mais comuns destas rochas.

Nesta área a Formação Maecuru é afossilífera. Entretanto os estudos de Lange (*op. cit.*) indicam-lhe o intervalo bioestratigráfico

IV que vai do Eifeliano ao Givetiano.

Formação Ererê A Derby (1877) é creditado a primazia de ter cunhado o termo Ererê para nomear sedimentos expostos na serra homônima. Muita confusão suceder-se-ia a esta primeira referência, até que Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971) sistematizaram os dados até então disponíveis no contexto geológico-histórico, atualmente aceitos para esta unidade. Predominantemente siltitos com intercalações de arenitos que se apresentam concordantes com as formações Maecuru e Curuá.

Os trabalhos realizados pelo Projeto RADAMBRASIL mostraram que, apesar das inúmeras estações geológicas estudadas em superfície, é muito difícil estabelecer com segurança os limites físicos entre as unidades devonianas da Bacia do Amazonas. Deste modo o limite inferior desta unidade conforme consta do mapa geológico, também é passível de modificação.

No polígono de que se ocupou o Projeto rios Preto--Cajari, a Formação Ererê é totalmente afossilífera, configurando uma faixa com postura subequatorial, que inflete para NE na porção oriental da faixa de afloramentos.

Arenitos e siltitos são as principais litologias relacionadas. Os arenitos são finos a médios, cremes, esbranquiçados e amarelados e se mostram na forma de leitos plano-paralelos muito bem desenvolvidos; estas rochas em geral encontram-se bastante bioturbadas, onde estruturas cilíndricas, encurvadas e retilíneas descrevem impressões distribuídas ao acaso.

No rio Cajari os siltitos silicificados são restritos mas na bacia do igarapês Castanhalzinho são comuns apresentando-se altamente compactos, cinza a arroxeados e dispostos na forma de camadas subhorizontalizadas com até 01 m de espessura. A estratificação plano-paralela é muito clara mas, em certos locais, parece evoluir para conter estruturas do tipo "linsen", dado que lentes de arenito muito finas ordenam-se desarmonicamente em leitos siltosos. Nalguns pontos os planos interestratais mostram-se fendilhados à semelhança de mud cracks; pontuações escuras (matéria orgânica?) milimétricas, bioglifos, e lentes siltosas encurvadas às vezes ocorrem em tal frequência que a rocha apresenta-se maciça, megascopicamente. Estas rochas silicificadas correspondem ao segmento inferior da formação, na área.

As amostras submetidas a análise paleontológica mostraram-se desprovidas de fósseis. Entretanto, com base nas investigações de Lange (op. cit.) e Daemon & Contreiras (1971), este conjunto, disposto entre a Formação Maecuru e o Grupo Curuá, situa-se no intervalo bioestratigráfico V (Eifeliano/Givetiano).

Grupo Curuá Quando Derby (1877) empregou os nomes Maecuru, Ererê e Curuá, para ordenar em sucessão ascendente os sedimentos devonianos da Bacia do Amazonas, realizou postulações que lograram permanecer indelévels na memória geológica da Amazônia. Entretanto, para assumir a configuração atual percorrem-se um caminho áspero, cheio de óbices, próprios da investigação científica. O trabalho de Lange (1967) trata essa questão com bastante propriedade, porquanto, analisando o problema sob a perspectiva histórica, identifica os principais pontos de estrangulamento até então existentes, aos quais se esforçou para dar solução. Neste sentido, tomando a denominação Curuá no sentido de Formação - pois que naquela época já havia uma tendência em assim considerá-la - propõe sua subdivisão nos membros Barreirinha, Panacú, Curiri e Faro. Posteriormente Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971, 1972), revendo a litoestratigrafia da Bacia do Amazonas, abandonam a denominação Panacú e elevam o Membro Faro de Lange (op. cit.) à hierarquia de formação, dando-lhe a necessária in

dividualidade. Com estas modificações propõem uma nova divisão para a Formação Curuá que passa a ser integrada, de baixo para cima, nos membros: Barreirinha, Curiri e Oriximiná, ordem esta que ficou consagrada na literatura própria. Mais tarde Caputo (1984) propõe que a Formação Curuá seja tratada na categoria de grupo, e eleva os membros Barreirinha (Carvalho, 1926), Curiri (Lange, 1967) e Oriximiná (Caputo, Rodrigues e Vasconcelos, 1971-1972) ao **status** de formação, proposição esta aqui aceita.

Na área do Projeto a que alude esta nota, o Grupo Curuá se faz presente apenas com a Formação Barreirinha. Representa uma mancha de conformação irregular confinada ao curso superior do rio Cajari e dos igarapês Amapari e Sertãozinho, seus tributários. Nesta região a faixa de afloramento, inicialmente estreita a ocidente, alarga-se de maneira crescente para oriente, destacando projeções estreitas para SE e NE, projeções estas que são respostas aos fenômenos geomorfológicos em evolução na área.

O contato desta unidade com o topo da Formação Ererê é marcado na região, com os folhelhos negros e radioativos da base da Formação Barreirinha, cedendo lugar aos siltitos e folhelhos não radioativos da Formação Ererê. A sul e a leste da faixa em que está exposta, esta formação encontra-se inumada pelos sedimentos cretácicos da Formação Alter do Chão. Os folhelhos são, de longe, prevalecentes sobre os siltitos e ocasionais argilitos (?); são rochas cinza-escuras a negras, ocasionalmente amareladas ou avermelhadas em atenção à gliptogênese; estão dispostos na forma de estratos com espessuras centimétricas a métricas internamente laminados; são rochas sericiticas, carbonosas e apresentam pontos brancos e ocres a decunçarem, respectivamente, a participação de argilo-minerais e pretêritos sulfetos.

Na coluna estratigráfica da área o Grupo Curuá posiciona-se acima da Formação Ererê e abaixo da Suíte Intrusiva Penatecaua, sendo recoberta discordantemente pela Formação Alter do Chão.

Nenhuma das amostras analisadas apresentou-se fossilífera mas, consoantes estudos de Lange (1967) e Daemon & Contreiras (1971) esta unidade ficou situada no intervalo bioestratigráfico VI (Fransjano).

Suíte Intrusiva Penatecaua Por ocasião do reconhecimento geológico da Folha SA.22 Belém, Issler et al. (1974) reuniram as manifestações magmáticas mesozóicas, que nos domínios da Bacia do Amazonas ocorrem na forma de diques, sob a denominação de Diabásio Penatecaua, esta denominação passa a ter uso corrente nos sucessivos trabalhos do Projeto RADAM-RADAMBRASIL (Santos et al., 1975; Araújo et al., 1976; Lourenço et al., 1978). Além dos limites geográficos hodiernos da Bacia do Amazonas, esta unidade tem recebido as seguintes nomeações: Diabásio Cassiporé (Lima et al., 1974) no Território Federal do Amapá, e Diabásio Cururú (Silva et al., 1974) na Folha SC.21 Juruena, região limdeira entre o norte de Mato Grosso e o Sul do Pará. Recentemente Bezerra et al. (no prelo) reuniram o conjunto posto nos limites da Bacia do Amazonas na Suíte Intrusiva Penatecaua, adjetivação esta que norteia o exposto no presente trabalho.

Mais de duas dezenas de sítios onde estas rochas ocorrem foram investigados. Nos documentos fotográficos e radargráficos esses corpos denotam expressões topográficas lineares, estreitas e longas, com dimensões quilométricas mas de largura situada entre 10 a 30 m. Quando expostos em superfície denotam relevo positivo, ingreme, não ultrapassando 10 m em relação as áreas adjacentes; como que refletindo as pretêritas cicatrizes do substrato cristalinos, esses diques guardam estreita relação com as direções SW-NE e SE-NW, existindo também aqueles dispostos na direção meridiana e que são de ocorrência ocasional. Quando se apresentam na forma de sill, restringem-se às

calhas das drenagens da região. Neste caso são corpos acamadados com estratos variáveis entre 30 cm a 1 m. Por alteração formam uma camada limonítica muito característica, à qual estão associadas invariavelmente todas as exposições superficiais dessas rochas.

Dentre os vários corpos estudados selecionou-se uma amostra que, submetida a tratamento geocronológico pelo método K/Ar, forneceu a idade de 230 ± 30 MA, situando-se, portanto, no Triássico Inferior.

Estudos radiométricos em rochas semelhantes realizadas por Balsei (1973) e Araújo et al. (1976) determinaram, respectivamente, 134 ± 4 MA e 179 ± 3 e 222 ± 3 MA. Estes dados indicam que o posicionamento cronológico dessas rochas verificou-se durante o Mesozóico, na forma de pulsações intermitentes, no intervalo temporal que vai do Triássico Inferior ao início do Cretáceo.

Formação Alter do Chão Na década de cinquenta Kistler (1954 apud Caputo, Rodrigues e Vascelos, 1971) emprega a denominação Formação Alter do Chão, nome este derivado do poço l-AC-l-PA (Alter do Chão) para reunir a sedimentação continental terciária que até então vinha sendo denominada "Série Barreiras" ou "Série Itauajuri" (Oliveira & Leonardos, 1943).

Esta denominação, referendada por Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971, 1972), não logrou aceitação nos trabalhos do RADAM (Issler et al., 1974; Araújo et al., 1976; Lourenço et al., 1978), mas continuou sendo utilizada pela CPRM (Macambira et al., 1977; Vale et al., 1980). Obviamente estender os sedimentos do Grupo Barreiras ao interior da bacia hidrográfica do Amazonas constitui uma abstração pouco recomendada, posto que, muito grosseira. Neste sentido é que, para a área em questão, optou-se, pela denominação Alter do Chão, mercê da generalizada aceitação deste termo junto a comunidade geológica.

No contexto geológico de que trata este trabalho, a Formação Alter do Chão representa aproximadamente 50% do espaço geográfico. Caracteriza-se por espessar relevo tipicamente tabular, aplainado e retalhado por drenagem de fundo chato arranjada em padrão dentritico.

Apesar da ampla distribuição geográfica poucos são os afloramentos em que está exposta e, neste caso, onde melhor se pode observar é no rio Cajari, nos igarapés Chapéu Virado e do Lago e na Rodovia AP-030, nas proximidades do igarapé Breu. Os termos litológicos mais comuns são representados por arenitos microconglomeráticos ferruginosos, arenitos finos a médios ferruginosos, conglomerados petromíticos e oligomíticos, arenitos micáceos ferruginosos, arenitos e conglomerados caulínicos siltitos micáceos ferruginosos e caulins.

As rochas são sempre horizontalizadas, pouco compactas estratificadas ou maciças; no igarapés Chapéu Virado (além dos limites do polígono em estudo) afloram arenitos friáveis, finos a microconglomeráticos contendo estratos cruzados de pequeno a médio porte.

Daemon & Contreiras (1971) situaram-na no intervalo bioestratigráfico XVII (Maestrichtiano ao Cenomaniano). Posteriormente Daemon (1976), reconhecendo a identidade entre a microflora desta unidade e aquela da Bacia de Barreirinhas, conclui ter sido aquela unidade sedimentada durante o Albino Médio a Superior, atingindo também o Cenomaniano e Turoniano.

Aluviões A visão integrada das feições fisiográficas oferecidas pelas imagens de radar, permitiu que se dicotomizasse a sedimentação quaternária em duas unidades, denominadas Q1 e Q2. A unidade Q1, expressando o edifício sedimentar marginal ao grande rio e seus tributários, designa uma passagem lateral com os domínios que se expressam como Q2, reflexo de áreas quase constantemente inundadas.

As aluviões com simbologia Q1 correspondem a áreas de topogra

fia mais acentuada que aquelas identificadas com Q2 e comportam-se, em muitos locais, como se fossem verdadeiros diques marginais, frequentemente seccionados por canais hidrográficos subsidiários do rio Amazonas. As litologias que se lhes associam são argilas estratificadas ou não com pontuações quartzosas que, submetidas a análise difratométrica, evidenciam uma associação complexa de montmorilonita, caolinita e ilita, além de interestratificados de ilita-montmorilonita, ilita-caolinita e, raramente, clorita. Sobre este conjunto de argilas ocorrem solos Glei Pouco Húmicos eutróficos, aos quais se associam a luxuriante Floresta Aluvial. Na região em que os efeitos da hidrodinâmica do rio Amazonas são pouco significativos ou inexistentes, ocorrem cascalhos e areias. As areias, quase sempre finas, formam pequenas praias no alto curso do rio Cajari; os cascalhos também possuem pouca expressão, encontrados apenas no curso superior das drenagens regionais.

GEOLOGIA ECONÔMICA Coerentes com as necessidades minerais para a ocupação da área estudada, o mapeamento geológico preocupou-se também em identificar e cadastrar materiais de construção e ocorrências minerais, aptos para serem aproveitados na fixação do homem. As observações efetuadas sob esta ótica estão consubstanciadas no Mapa de Aptidão para Materiais de Construção e de Ocorrências Minerais (Fig. 4).

Materiais de Construção Dos materiais clássicos empregados na construção civil foram identificados: areias, argilas, brita (gnais, diabásios e arenitos silicificados), cascalhos, laterita e solos. O mapa da Fig. 4 delimita as zonas preferenciais de incidência dos diferentes materiais, não excluindo a possibilidade de serem encontrados materiais diferentes do predominante.

Argilas De origem alóctone, a presença de argila esta vinculada às planícies de inundação das diversas drenagens, destacando-se a larga faixa que acompanha o rio Amazonas. Submetidas a ensaios de retração linear, tensão de ruptura à flexão, porosidade aparente, massa específica aparente e absorção de água, revelaram-se excelente matéria prima para a produção de cerâmica vermelha (tijolos, telhas e manilhas).

Turfa Foram identificados vários sítios geológicos favoráveis para a formação e/ou ocorrência de turfeiras, sempre associadas às aluviões quaternárias. Algumas análises realizadas revelaram os seguintes valores: pH 3,28-3,73; Carbono Fixo (base seca) 1,8-4,4; Material Volátil (base seca) 13,1-25,8; Cinzas (base seca) 71,6-85,1; Poder Calorífico Superior (Kcal/Kg) 1.300-4.500 + 100. A utilização destas turfas (agrícola e/ou energética) esta condicionada a estudos mais específicos.

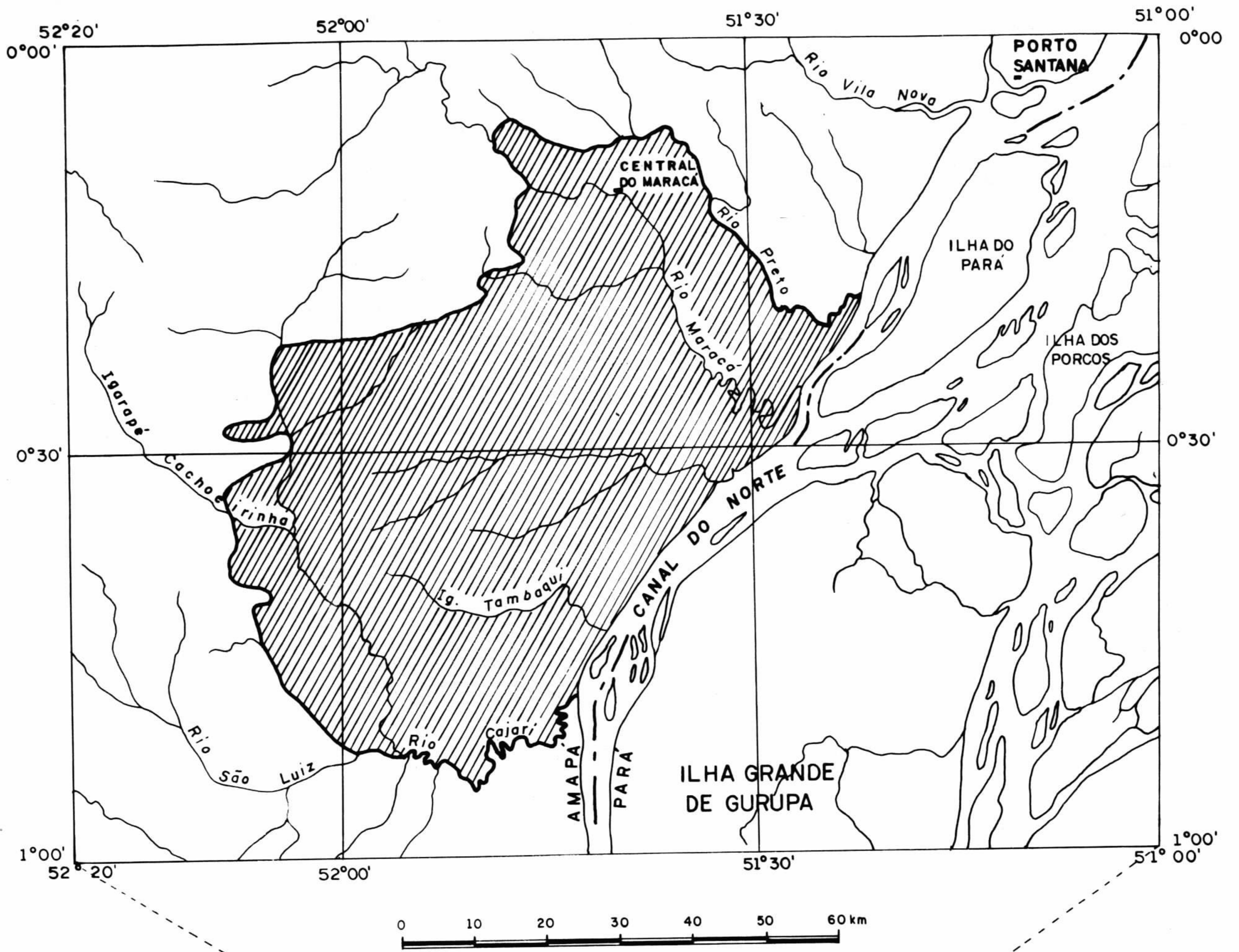
AGRADECIMENTOS Os autores são gratos pela colaboração do Eng.º geólogo Carlos Alberto Hubner Trindade e datilografia da Sra. Jane Angélica Vieira de Souza.

BIBLIOGRAFIA

- 1 - ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H.L. 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./, 2v., 232p.
- 2 - ARAÚJO, J.F.V. et al. 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.
- 3 - BERRANGÉ, J.P. A synopsis of the Geology of Southern Guyana . Institute of Geological Sciences, Overseas, Division Photogeological Unit., Report, London, nº 28:11p.1973. 1l.
 - 4 - BONFIM, L.F.C. et al. Projeto Roraima; Relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, relatório inédito /s. ident./ 1974. 10v.
 - 5 - BRAUN, O.P.G. Projeto Roraima, 2a. Fase. Levantamento Geológico Integrado; Relatório de mapeamento preliminar, DNPM/CPRM, jul. 1973. 218p.
 - 6 - BREITBACH, J.W. Geology of rio Cajari, paleozoic outcrop belt, Power Amazon. Belém, PETROBRÁS, 1957 (Relatório Inédito, 858).
 - 7 - CAPUTO, M.V. Glaciação neodevoniana no continente Gondwana Ocidental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33 Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG. 1984. v.2 p.740-753.
 - 8 - CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.: VASCONCELOS, D.N.N. de. Litoestratigrafia da bacia do rio Amazonas. Belém, PETROBRÁS-RENOR,1971 (Relatório Técnico Interno, 641-A).
 - 9 - _____. Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas; histórico e atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26º Belém, out. 1972. Anais. Belém. SBG, 1972. V.3 p.35-46.
 - 10 - CARVALHO, P.F. de. Valle do rio Tapajós. B. Serv. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (15):33-88, 1926.
 - 11 - DAEMON, R.F. & CONTREIRAS, C.J.A. Zoneamento palinológico da bacia do Amazonas, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. Anais. São Paulo, SBG, 1971, v.3, p.79-88.
 - 12 - DAEMON, R.F. Correlação bioestratigráfica entre os sedimentos do Siluriano, Devoniano e Carbonífero Inferior nas bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. Anais. Ouro Preto, SBG, 1976, v.2, p.189-194.
 - 13 - DERBY, O.A. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. Arch. Mus. Nac., Rio de Janeiro, 3:77-104, 1877.
 - 14 - FERNANDES, P.E.C.A. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA. 19 Içá, Rio de Janeiro, 1977 (Levantamento de Recursos Naturais, 14).
 - 15 - FRANCO, R.L. Interpretacion de Imagens de Radar en la Amazonia Colombiana (rios Vavapês--Apaporis) Revista CIAF-1977-1978 , Publicacion anual sobre el uso de imagens en estudios de Recursos Naturales. Bogota. p.45-56. 1978.
 - 16 - GEOMITEC - Geologia, Mineração, Trabalhos Técnicos Ltda. Projeto Tapajós--Maués. Geologia básica, prospecção geoquímica e por concentrados de batéia na região Tapajós--Maués. Belém. SUDAM, 1977. 429p.
 - 17 - ISSLER, R.S. et al. Geologia In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SA.22 Belém, Rio de Janeiro, 1974 (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
 - 18 - KATZER, F. Geologia do Estado do Pará. B. Mus. Paraense Emílio Goeld. Hist. Nat. Entrogr., Belém, 9:1933-269p.
 - 19 - LANGE, F.W. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da bacia do baixo Amazonas. Atas. Simp. Biotā Amazônica, Geoci., Rio de Janeiro, 1:215-295, 1967.
 - 20 - LIMA, M.I.C. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral, Projeto RADAM. Folha NA/NB.22 Macapá, Rio de Janeiro, 1974 (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
 - 21 - LOURENÇO, R.S. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20 Manaus. Rio de Janeiro, 1978, 623p. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 18) p. 17-164.
 - 22 - MACAMBIRA, E.M.B. et al. Projeto Sulfetos de Altamira-Itaituba.

- relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 1977 (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2679).
- 23 - MELO, A.F.F. de **et al.** Projeto Molibdênio em Roraima, relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 1978. 4v /s. ident./.
 - 24 - MONTALVÃO, R.M.G. de **et al.** 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 NB.21. Rio de Janeiro, 1975. 428p. (Levantamento de Recursos Naturais, 8) p.15-135.
 - 25 - MOURA, P. de. Reconhecimentos geológicos no vale do Tapajós. B. Serv. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (67):1-49, 1932.
 - 26 - _____. Geologia do Baixo Amazonas. B. Serv. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, (91):1-94, 1938.
 - 27 - O'HERNE, L. Someremarks about a recent geological map of the three Guianas. Avulso da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro (41):179-81, 1966.
 - 28 - OLIVEIRA, A.S. **et al.** 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.
 - 29 - OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. Geologia do Brasil. 2 ed. Rev. Atual. Rio de Janeiro, Serv. de Informação Agrícola, 1943, 813p. (Série Didática, 2).
 - 30 - PETTIJOHN, F.J. & POTTER, P.E. Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Wurzburg, Springer-Verlag, 1964.
 - 31 - PINHEIRO, S. da S. **et al.** Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.19 Pico da Neblina. Rio de Janeiro, 1976. 380p. (Levantamento de Recursos Naturais, 11) p.17-137.
 - 32 - ROEVER, E.W.F. de & BOSMA, W. 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, p. 286-332. 1975.
 - 33 - SANTOS, D.B. dos **et al.** Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SB.21 Tapajós. Rio de Janeiro, 1975. 409p. (Levantamento de Recursos Naturais, v.7) p.15-99.
 - 34 - SANTOS, J.O.S. **et al.** Projeto Norte da Amazônia, domínio baixo rio Negro; relatório integrado. Manaus. DNPM/CPRM, 1974. 15v., v.1.
 - 35 - SILVA, G.G. da & ISSLER, R.S. Sienito Canamã, uma possibilidade de metalogenética na Amazônia. Belém. Projeto RADAM, 1974. 14p. (Relatório Interno RADAM, 20G).
 - 36 - TORRES, G.A. El Complejo de Imataca en los alrededores de cerro Bolivar, Estado Bolivar, Venezuela. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUYANAS, 10., Belém, 1975. Anais. Belém, DNPM, 1975. 85lp., p.181-97.
 - 37 - VALE, A.G. **et al.** Projeto investigação para carvão na sinéclise do Amazonas; relatório final. Belém. DNPM/CPRM, 1980. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 3049).



 ÁREA ESTUDADA



FIG.01 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO

EON	ERA	PERÍODO	LITOESTRATIGRAFIA			SÍMBOLO	LITOLOGIA	
			COMPLEXO	GRUPO	FORMAÇÃO			
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	GUIANENSE		ALUVIÕES	Q ₂ Q ₁	Q ₂ - Areias, cascalhos finos, argilas e siltes, depositados em áreas sujeitas a inundações periódicas. Q ₁ - Argilas e siltes cinza claro e azulado, às vezes mosqueados, maciços ou estratificados, sericíticos.	
		TERCIÁRIO			ALTER DO CHÃO	Tac	Arenitos ferruginosos grosseiros e finos, conglomerados oligomíticos e petromíticos, argilitos e siltitos, mosqueados, róseos e avermelhados.	
	MESOZÓICO	TRIÁSSICO INFERIOR			SUITE INTRUSIVA PENATECAUA	TRp	Diques e soleiras ("sills") de diabásio atravessando a secção paleozóica.	
		DEVONIANO			URUPADI	CURUÁ	Dca	Folhelho cinza escuro a preto, fraturado, bem laminado, algo sericítico, piritoso (?) e radioativo, intercalações de folhelho cinza médio com níveis grosseiros.
						ERERÊ	De	Siltitos cinza creme, sericíticos, estratificados, com intercalações de arenitos finos, argilosos, laminados, bioturbados. Na base predominância de siltitos cinza-escuros a creme, silicificados micáceos com intercalações de arenitos finos sericíticos.
	DEVONIANO INFERIOR	MAECURU			Dma	Arenitos brancos, creme e cinza claros contendo intercalações de siltitos e folhelhos cinza, micáceos; os arenitos são caulínicos, sericíticos, bioturbados, dispostos segundo espessos estratos plano paralelos.		
	PALEOZÓICO	ORDOVICIANO SILURIANO			TROMBETAS	O-St	Arenitos finos e folhelhos; arenitos finos a médios com estratificação cruzada no topo; bioturbados; arenitos grosseiros a microconglomeráticos com estratificação cruzada.	
		PRÉ-CAMBRIANO				pEgu	Biotita gnaisses de composição granítica.	

FIG.2 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA MESOPOTÂMIA PRETO-CAJARI (AP)

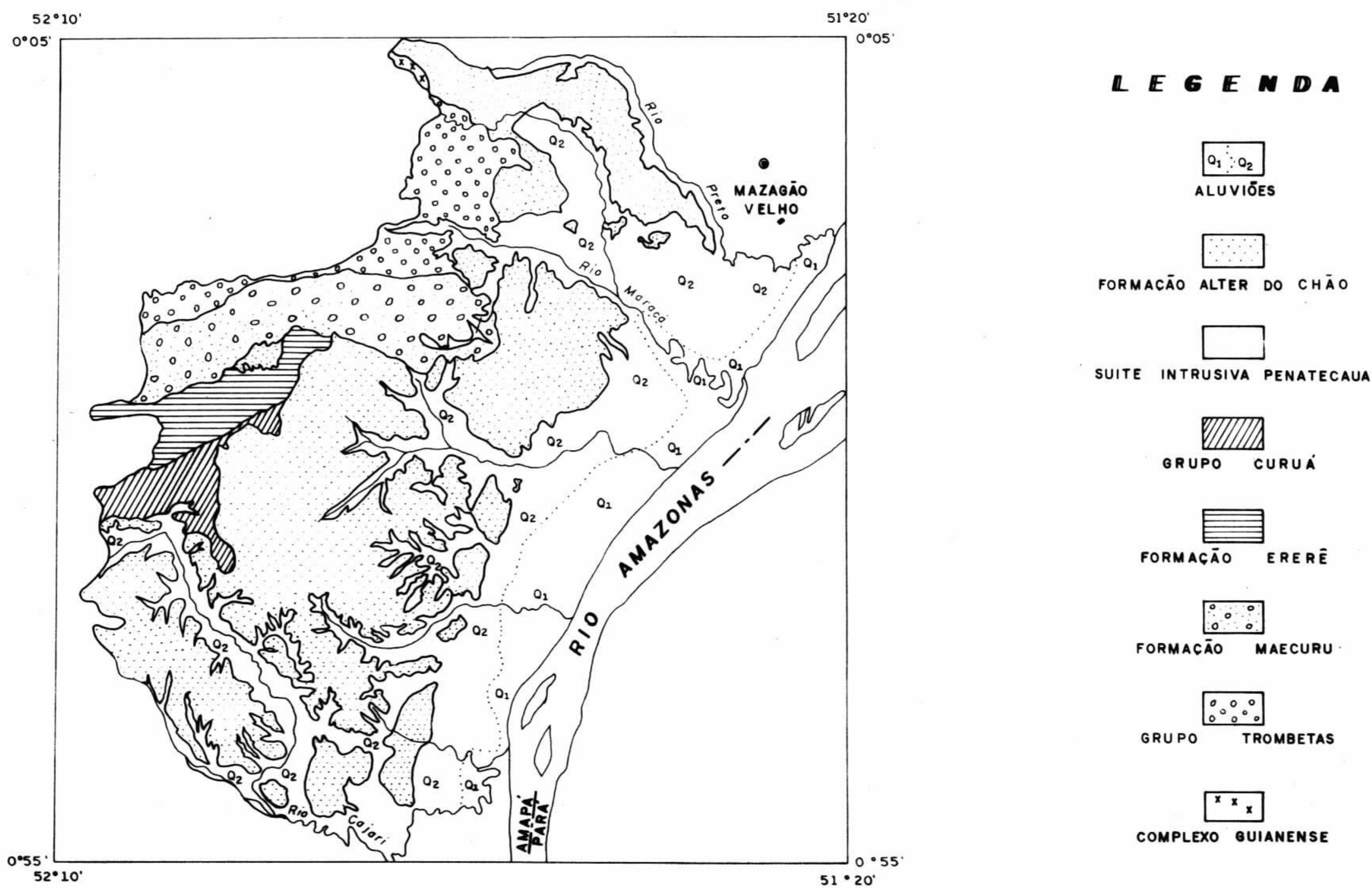
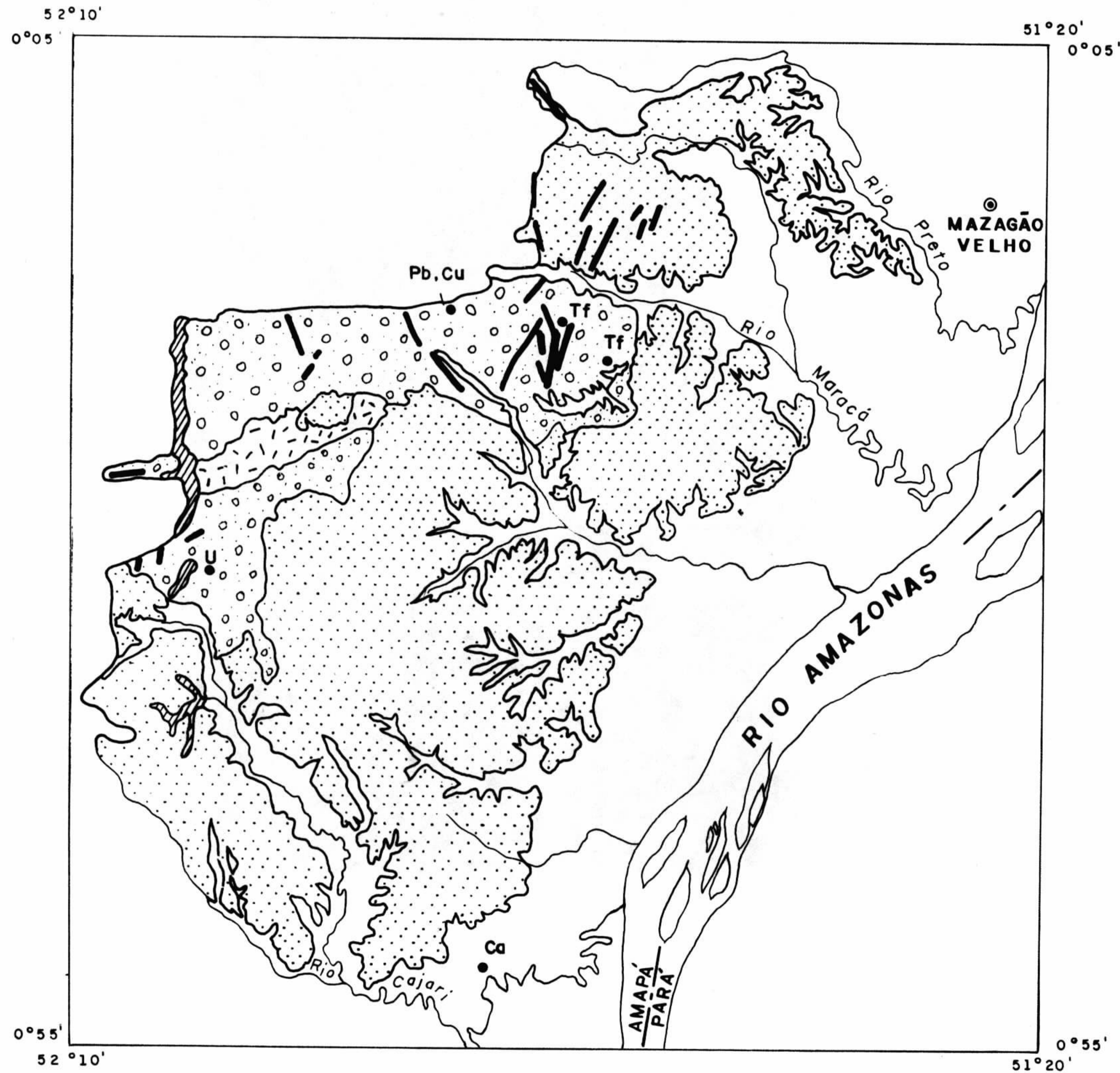


FIG.03 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA MESOPOTÂMIA RIO PRETO - CAJARI (AP)

FIG. 04 MAPA DE APTIDÃO PARA MATERIAIS DE CONSTRUÇÃO E DE OCORRÊNCIAS MINERAIS.



MATERIAIS DE CONSTRUÇÃO

 ARGILAS: CERÂMICA, VERMELHA, AGREGADOS LEVES E REFRATÁRIOS

 ARGILAS DE NATUREZA CAULÍNICA COM CONCREÇÕES FERRUGINOSAS SUBORDINADAS

 SILTITOS SILICIFICADOS; LATERITAS E ARENITOS FERRUGINOSOS FREQUENTES

 AREIAS E CASCALHOS

 LATERITA E ARENITOS FERRUGINOSOS

 BRITA: GNAISSES E DIABÁSIOS

OCORRÊNCIAS MINERAIS

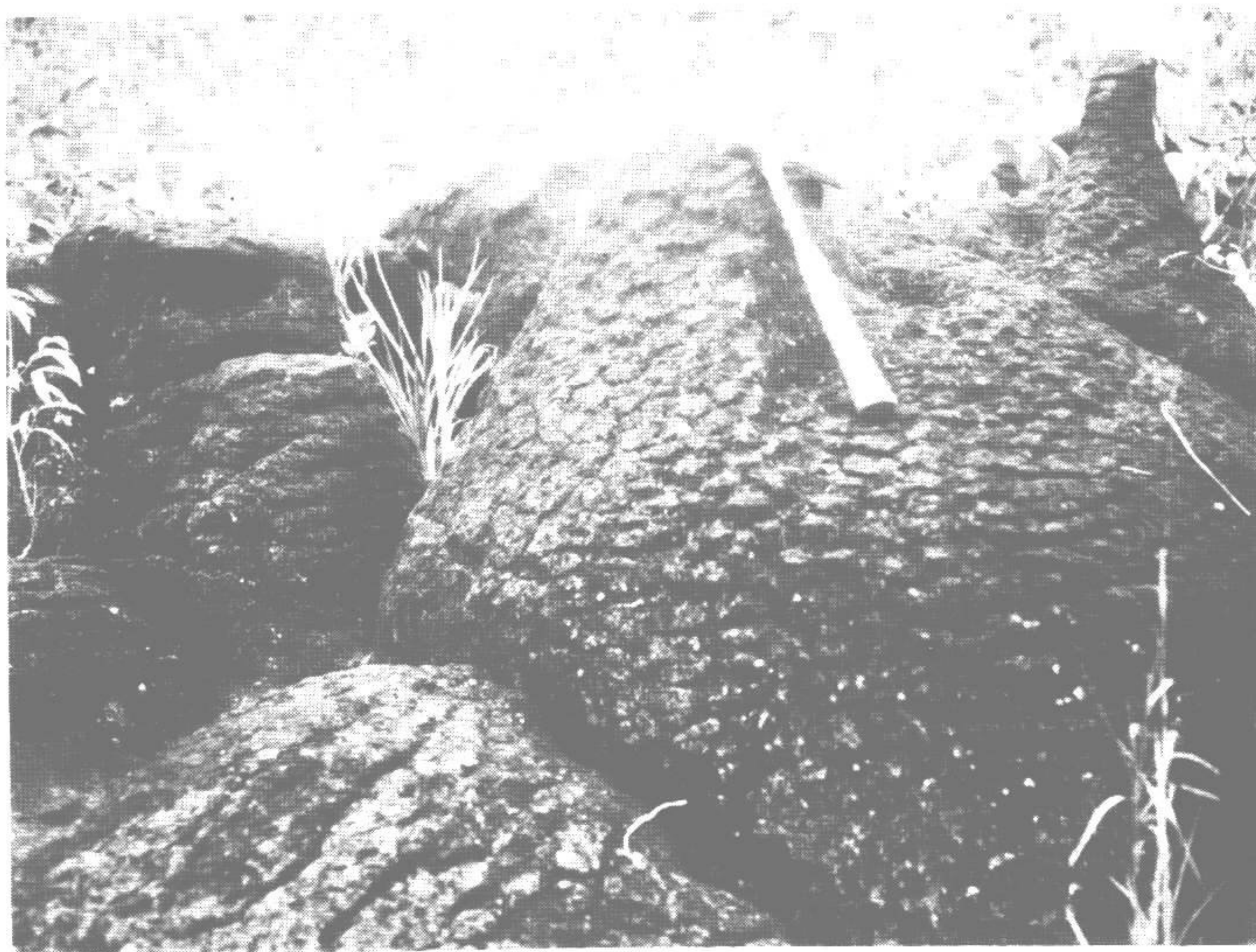
(Ca) CAULIM (Cu) COBRE

(Tf) TURFA (U) URÂNIO

(Pb) CHUMBO



ESTAMPA I - Formação Autás-Mirim. Igarapé Chapéu Virado. *Arthropycus Harlani* Conrad. Observe os elementos individuais encurvados e entrelaçados. Alguns deles podem atingir 30 cm de extensão.



ESTAMPA II - Formação Autás-Mirim. Igarapé Chapéu Virado. Arenitos finos a médios, friáveis com estruturas poligonais que lembram aquelas designadas como "casco de tartaruga" nas bacias do Paraná e Parnaíba.

CARTAS METALOGENÉTICA E PREVISIONAIS DA FOLHA SA. 21

Maria Telma Lins Faraco

Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais — CPRM / Belém

ABSTRACT

This work is the result of compatibilization, integration and interpretation of all geological categories and logistics data presents in the SA.21 sheet (Santarém) and available until 1983 (October), comprising the forming elements of the Metalogenetic and Mineral Resources Forecast Maps. The Metalogenetic Map is elaborated on a tectonic base, in such way that three tectonic types were recognized: a) Remobilized Basement Areas of Archean age, b) Structures similar to Greenstone Belt and c) Basins like synclise. The intrusive suites and the final superimposed sedimentary covers, weren't recognized as tectonic features. They were named "not specified unities". All the unities are properly placed on time and their petrographical and lithological aspects were perfectly defined, inside which eighty three (83) mineralizations of different stages are distributed, from a single indication to a mine, represented for appropriate symbols that characterize: the main mineral substance, the morphology of occurrences and deposits, their genetic types, beyond others features necessaryes to better understanding of them. In the Mineral Resource Forecast Map are shown, and properly discriminated by the appropriate symbols, all the categories of mineral concentrations. The distribution, association, way of occurrence, frequency and types of such concentrations, besides the genetic relations between they and the tectonic types that contain them, constitute the parameters used in the individualization of the potentially favourable areas to mineral exploration and the determination of their potentiality grade. In the Forecast Map to Governmental Planning Actions, are recommended activities to be executed in the select areas by National Mineral Production Department and others government departments.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho reúne informações advindas dos Projetos Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, executados pela CPRM, na escala 1:1.000.000, no âmbito da folha SA.21 (Santarém), a qual localiza-se na região Amazônica, abrangendo as porções NW do Pará e NE do Amazonas, limitada pelos paralelos 0° e 4°S e pelos meridianos 54° e 60°W de Greenwich (figura 1).

Tais projetos tiveram como meta informar às comunidades geológicas, mineira/empresarial e ao governo, através de cartas Metalogenética, de Previsão de Recursos Minerais e de Previsão para Planejamento de Ações Governamentais, o panorama atual do potencial metalogenético da área estudada. Para isto, todas as categorias de dados geológicos, existentes e disponíveis no tempo da execução dos trabalhos foram devidamente compatibilizados, integrados e interpretados, constituindo-se nos elementos formadores da Carta Metalogenética, as informações logísticas necessárias à elaboração das cartas previsionais igualmente foram levantadas.

A Carta Metalogenética é elaborada sobre uma base tectono-geológica, onde se encontram individualizados três tipos tectônicos distintos, devidamente posicionados no tempo: a) área de embasamento arqueano remobilizado ou não, b) cinturão similar a "greenstone belt" e c) bacia do tipo sinéclise. As suítes intrusivas e as coberturas sedimentares superimpostas finais, não foram caracterizadas tectonicamente, ficando como unidades "não especificadas". Todas as unidades estão devidamente posicionadas no tempo e seus aspectos litológico-petrográficos perfeitamente definidos. Oitenta e três mineralizações de variados "status", de indício a mina, distribuem-se pela folha, representadas por símbolos apropriados que caracterizam a substância mineral principal, a morfologia das ocorrências e depósitos, seus tipos genéticos, além de outros caracteres que se fizerem necessários para melhor compreensão das mesmas. Apenas um esboço desta carta é apresentado na figura 2.

Na Carta de Previsão de Recursos Minerais estão plotadas e devidamente discriminadas, através de símbolos apropriados, todas as categorias de concentrações minerais, consideradas como indício, ocorrência, depósito, jazida, mina e garimpo. Os centros de exploração mineral e os depósitos e ocorrências não aflorantes, também são igualmente assinalados. A distribuição, associação, modo de ocorrência, bem como as relações genéticas entre elas e as unidades tectônicas que as contêm, constituem os parâmetros utilizados na individualização de áreas potencialmente favoráveis à exploração mineral e na determinação do grau de suas potencialidades. Todos os dados disponíveis, inerentes à potencialidade dos depósitos, como reserva, teor, espessura e as reservas das jazidas e minas estão colocados em tabelas ao lado da carta. Os dados de explotabilidade e o grau de investimento determinado para exploração de cada uma das áreas recomendadas são, também, definidos.

A carta de Previsão para Planejamento de Ações Governamentais tem por finalidade recomendar atividades a serem executadas pelo DNPM e demais órgãos do governo, em dezenove áreas selecionadas, levando-se em consideração suas potencialidades, além da necessidade de levantamentos sistemáticos e estratégicos para uma real avaliação e conhecimento de suas mineralizações.

A Listagem de Recursos Minerais consiste de uma tabela onde estão seqüenciadas todas as categorias de mineralizações com dados sobre a substância mineral principal, localização, morfologia, tipo genético e paragenese mineral, informações sobre as rochas encaixantes, os "status" das mineralizações e as referências bibliográficas. Devido a restrição do número de páginas, essa listagem não está aqui apresentada.

2. CARTA METALOGENÉTICA

2.1 - Arcabouço Tectono-Geológico

Na folha aqui questionada acham-se individualizados três tipos tectônicos distintos, caracterizados como: áreas de embasamento arqueano remobilizado, cinturão similar a "greenstone belt" e bacia do tipo sinéclise. Os terrenos relacionados às unidades fanerozóicas distribuem-se pelas porções meridional e centro-norte, constituindo cerca de 70% da área total, exibindo visível predominância sobre aquelas pertinentes às unidades proterozóicas / arqueozóicas, que ocupam principalmente o setor setentrional da folha (figura 2).

As rochas metamórficas indiferenciadas de alto e médio graus, cujas formações e transformações remontam aos ciclos Gúianense (± 3.100 m.a.) e Aroense e que constituem o Complexo Gúianense, configuram as "áreas de embasamento arqueano remobilizado", distribuindo-se principalmente pela porção NE e, mais restritamente, a oeste da folha (figura 2). A isócrona de referência Rb/Sr desta unidade exibe valor 1.900 m.a. que reflete a atuação de processos tectônicos, metamórficos e de intensa granitização no cráton Amazônico, quando do evento Transamazônico (2.000 ± 100 m.a.).

A estrutura linear de direção geral NW - SE e aproximadamente 20 km de extensão, localizada na porção NE da folha, foi tectonicamente caracterizada como um cinturão similar a "greenstone belt". Na ausência de dados de campo que pudessem elucidar a natureza estratigráfico-litológica de tal feição, ela foi considerada, pelo Projeto Radambrasil, como uma tafrogeossinclinal, constituída por rochas do Grupo Vila Nova (sic), à semelhança das existentes na folha NA. 22.

No Proterozóico Inferior, a partir dos estágios finais do ciclo Transamazônico, houve o "emplacem^{nt}" da unidade Adamelito Água Branca, a qual é constituída de granitóides ígneos intrusivos, cujos espécimes majoritários são adamelitos e granodioritos. Essas rochas possuem origem primária, a partir de fusão no manto superior, conforme atestam sua natureza intrusiva, seu caráter petroquímico calci-alcalino e as baixas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} das amostras datadas pelo método Rb/Sr.

Após a orogênese Transamazônica, no início do Proterozóico Médio, a região Amazônica passou a condição de paraplataforma ao ser alvo de intenso e extenso rifteamento, conseqüente precursor do vulcano-plutonismo predominantemente ácido/intermediário que atingiu toda essa região, configurando o evento tectono-termal-magmático Uatumã (1.700 - 1.900 m.a.), cujos constituintes vulcânicos são individualizados e tectonicamente considerados como representando uma "bacia do tipo sinéclise", e os intrusivos são de natureza tectônica não determinada, dado o caráter indefinido de seu posicionamento espacial. Dentre as unidades pré-cambrianas, estas são as que possuem maior distribuição geográfica no âmbito da folha em questão (figura 2).

Em sucessão a tal evento, ainda no Proterozóico Médio, nesse mesmo ambiente, houve a deposição de sedimentos predominantemente continentais, principalmente sob forma de quartzo-arenitos e arcóseos, aos quais se intercalam rochas piroclásticas resultantes do recrudescimento do vulcanismo explosivo. Esse conjunto constitui a Formação Urupi.

A espessa sedimentação da Formação Urupi talvez tenha sido responsável pela reativação de profundas falhas que serviram de conduto, na fase final do Proterozóico Médio, a mais um evento magmático intrusivo hipoabissal, básico, de quimismo toleítico, aqui representado pelas formações Quarenta Ilhas e Suretama, bem individualizadas na região da braquissinclinal do Pitinga. Essas rochas possuem idade mínima em torno de 1.420 ± 28 m.a., conforme datação da amostra PT-18 pelo Projeto RadamBrasil. Diferenciados ácidos desse magmatismo são representados pela Suíte Intrusiva Abonari (1.600 - 1.400 m.a.), caracterizada por englobar rochas de natureza por englobar rochas de natureza petroquímica toleítica, cujos representantes primordiais consistem de feldspato alcalino-granito, sendo pois hipersolvus. O caráter rapakivítico de alguns espécimes dessa unidade revela um ambiente ortoplataformal em sua formação (segundo SVIRIDENKO - 1977 in VEIGA JR *et alii*). As rochas intrusivas desse magmatismo estão relacionadas ao evento Parguazense, sendo os representantes ácidos importantes metalogeneticamente por encerrar mineralização primária de cassiterita, tanto no Território Federal de Roraima (Granito Sucucucus) como no Estado do Amazonas, onde a porção SW do batólito do Pitinga contém uma reserva medida de 142.940 t de Sn e constitui área fonte de jazidas aluvionares com reserva medida na ordem de 48.672 t de Sn (informações verbais).

Após o período de estabilização, em que o cráton Amazônico alcançara, em sua maior parte, marcante consolidação, uma intensa reativação tectonotermal afetou este cráton, com desenvolvimento de grandes lineamentos (alguns atingindo até centenas de quilômetros) e faixas de milonitos. O elevado fluxo término manifestado por essa reativação causou o metamorfismo local e o marcante rejuvenescimento isotópico, por perda de argônio e estrôncio radiogênicos, em rochas do embasamento e nas vulcânicas do Proterozóico Médio. Este evento é denominado Nicherie (Suriname), K'Mudku (Guiana), Orinoquense (Venezuela) e Jari-Falsino (Amapá). Nesta folha, rochas cataclasadas, milonitizadas e brecha de falha, com direção geral NE-SW, são encontradas na porção NW, porém não possuem representatividade cartográfica na escala 1:1.000.000.

Relacionado e em corolário a esse fenômeno de reativação, ocorreu um novo magmatismo básico, de quimismo alcalino, constituindo o último evento magmático do Proterozóico que afetou o cráton Amazônico, distribuindo-se em diversas áreas da ortoplataforma. Na porção NW da folha este magmatismo é representado pela Formação Seringa e relaciona-se ao evento Rondoniano (1.300 - 900 m.a.).

Segundo ALMEIDA (1978), após o período de transição que sucedeu os processos tectogênicos do ciclo Transamazônico, havia uma área cratônica de dimensões continentais, em sua grande parte estabilizada, cuja abrangência envolveria os continentes que integravam a Gondwana. Esse megacráton mesoproterozóico (sic) fora reorganizado na segunda metade do Proterozóico Médio, com o estabelecimento do ciclo Uruaçuano (1.300 - 900 m.a.), de expansão limitada, onde os processos tectogênicos seriam os responsáveis pela possível separação dos crâtons Amazônico e do São Francisco, bem como os precursores do ciclo Brasileiro, no Proterozóico Superior, a partir do qual começou a consolidação da Plataforma Brasileira, via colisão, no final do Proterozóico a Eocambriano.

No Siluriano há o estabelecimento da sinéclise Amazônica, disposta entre os escudos das Guianas e do Brasil Central, caracterizando o início do Estágio de Estabilização da Plataforma Brasilei

ra no cráton Amazônico (seg ALMEIDA - 1969), em condições tectônicas ortoplataformais e cuja fase talassocrática deste estágio está reproduzida pela ampla sedimentação resultante de três transgressões marinhas, do Siluriano ao Permiano, representadas pelas formações Trombetas, Maecuru, Ererê, Curuá, Faro, Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá. As manifestações magmáticas de caráter básico toleítico que atuaram no início do mesozóico caracterizam a fase geocrática do estágio ora enfocado.

Este magmatismo basáltico trapeano estende-se até o fim da primeira fase do Estágio de Reativação da Plataforma Brasileira (Jurássico Superior - Cretáceo Inferior) e está individualizado, neste trabalho, como evento Penatecaua (220 - 110 m.a.), representado por diques e "sills" de diabásio que atravessam a seqüência paleozóica da bacia.

A ampla sedimentação continental da Formação Alter do Chão (Cretáceo Superior) na sinéclise, configura a segunda fase no Estágio de Reativação (Cretáceo Superior - Eoceno).

No Terciário houve a formação de coberturas lateríticas sobre a Formação Alter do Chão, principalmente na porção centro-oriental da folha, e sobre alguns batólitos graníticos ou corpos básicos localizados na porção NW.

As coberturas finais terció-quaternárias e quaternárias (formações Solimões e Içá e aluviões) estão conspicuamente distribuídas na porção meridional da área.

2.2 - Dados de Metalogenia

No âmbito da folha em foco, foram registradas oitenta e cinco mineralizações de variados "status", sendo três minas, seis jazidas, treze depósitos, dois garimpos, vinte e nove ocorrências e trinta indícios.

A **cassiterita** é o mineral de maior importância econômica na área, não só por nela estar contida a mina do Pitinga, no extremo NW, como também pela ampla distribuição, em sua porção setentrional, de granitoides intrusivos anorogênicos, potencialmente favoráveis às mineralizações estaníferas. Uma constatação de tal afirmação é o registro de cinquenta e cinco indícios de cassiterita na folha SA. 21-V-B, detectados em concentrados de bateia, quando da realização do Projeto Trombetas-Mapuera (JORGE JOÃO & SANTOS - 1984) e devidamente assinalados na Carta Metalogenética elaborada para aquele Projeto. As extensas áreas de domínio dessas rochas são, portanto, francamente suscetíveis de conter tais mineralizações, assim como possíveis outras de afinidade granítica. Além destes fatores, o fato da cassiterita concentrar-se em aluviões de rios que drenam esses batólitos, torna a sua lavra mais fácil e menos onerosa.

A **bauxita** sucede a cassiterita em importância havendo, na área, duas minas, três jazidas, seis depósitos e uma ocorrência deste mineral, os quais se localizam em platôs de tamanhos variados, desenvolvidos em sítios da Formação Alter do Chão. Apesar dessa unidade ser a mais importante na formação de lateritas aluminosas da bacia Amazônica, crostas lateríticas são comumente observadas capeando muitos batólitos e/ou "stoks" graníticos, podendo algumas revelar-se enriquecidas em Al e passar a constituir nova fonte deste mineral. As duas minas em exploração no município de Oriximiná pe

la Mineração Rio do Norte e ALCOA, possuem reservas medidas de, respectivamente, 450 Mt e 400 Mt, ambas com teores médios variando entre 35% e 40% de Al_2O_3 . As três jazidas, do igarapé Sapucua, da serra do Jamari e do Leste de Nhamundã, tem reservas medidas de 1.200 Mt, 335 Mt e 128 Mt, com teores de Al_2O_3 de 48 - 50%, 50% e 48%, respectivamente. Dos seis depósitos registrados, apenas três possuem reservas geológicas conhecidas, sendo uma de 80 Mt com 48% de Al_2O_3 e as duas outras de 17,8 Mt (sem teor médio conhecido) e 34Mt com 35 - 40% de Al_2O_3 .

O **calcário** é outro bem mineral de grande destaque, havendo uma jazida no rio Nhamundã com reserva medida na ordem de 44 Mt, mais um depósito (colônia de Mulata - Monte Alegre) e uma ocorrência (reserva Biológica do Rio Trombetas), todos localizados em terrenos da Formação Itaituba. Devido a vasta ocorrência do pacote permo-carbonífero na bacia, esses terrenos constituem-se em portadores potenciais de calcário.

Duas jazidas de **gipsita** estão assinaladas na área, sendo uma no rio Nhamundã e a outra no flanco sul da bacia, no rio Cupari. A primeira com uma reserva medida de 3,5 Mt e a segunda com 152 Mt, sendo ambas localizadas em áreas permo-carboníferas relativas às formações Itaituba/Nova Olinda.

O **ferro** encontra-se em camadas de hematita, magnetita e alguma limonita interestratificadas em sedimentos devonianos da Formação Maecuru. Uma jazida deste elemento, com reserva medida de 5,2 Mt e teor médio de 50% de Fe, encontra-se localizada à margem esquerda do rio Jatapu.

O **titânio** também é um elemento de realce na área por exibir-se, em teores elevados, nas lateritas da espessa cobertura da serra do Maecuru, constituindo um verdadeiro depósito deste elemento, cuja reserva geológica varia entre 1.000 e 5.000 Mt e os teores médios entre 8,7 e 29,7% de TiO_2 .

O **potássio** ocorre sob forma de silvinita (KCl) interacamada nos sedimentos da Formação Nova Olinda. Os depósitos conhecidos encontram-se em subsuperfície e foram detectados através de sondagens feitas no município de Nova Olinda do Norte, na localidade de Fazendinha, a profundidades variáveis entre 980 - 1.140 m, com espessura média de 2,7 m e reserva geológica de mais de 100 Mt de KCl , com teor médio de 27%.

O **sal-gema** ou halita (HCl) ocorre em quantidades econômicas na área, interacamada nos sedimentos da Formação Nova Olinda associado à silvinita e detectado nos furos do município de Nova Olinda, outro depósito é registrado no município de Aveiro, na porção SE da folha, com uma reserva geológica de 123 Mt.

A **turfa** ocorre como lentes no pacote sedimentar quaternário da Formação Içã, no extremo SW da folha, onde vinte e três ocorrências estão assinaladas.

Quatorze indícios de **ouro** estão registrados, todos detectados através de prospecção aluvionar em concentrado de bateia, dos quais doze se situam no âmbito das bacias hidrográficas do baixo rio Pituinguinha, igarapé São Pedro, igarapé Tamoió, igarapé Acidente e igarapé Jabota, todos afluentes ou subafluentes do rio Pituinga, componente da bacia hidrográfica do rio Uatumã. As quantidades de ou

ro registradas nos concentrados de bateia foram determinadas através de análise mineralógica qualitativa, situando-se todas nos níveis inferiores a 5% da amostra. O teor em g/m^3 , calculado a partir do peso de cada concentrado e do volume padrão de 10 l do material bateado, variou de $<1,5 \text{ g/m}^3$ a $<70 \text{ g/m}^3$. Em nove amostras o ouro está associado à cassiterita e topázio, em duas a topázio e em uma a cassiterita. Além desses indícios, dezesseis amostras de rochas analisadas por espectrografia de emissão semiquantitativa ou por absorção atômica, contêm ouro em quantidades que vão de $<0,05 \text{ ppm}$ até 15 ppm. Nove dessas amostras são rochas sedimentares da Formação Urupi, sobrejacentes às rochas do Supergrupo Uatumã; as sete restantes são rochas vulcânicas/piroclásticas e granitóides intrusivos, sendo quartzo-traquito a classificação petrográfica de uma amostra com 15 ppm do aludido metal. A origem do ouro nas rochas do evento Uatumã poderia ser atribuída a processos hidrotermais, dentro do modelo da zonalidade "normal" peri-plutônica (FERSMAN - 1934), e/ou segundo a concepção de MACGREGOR (1951), de acordo com a qual, em qualquer área pré-cambriana, onde massas graníticas atravessam grandes corpos de rochas basálticas, pode-se esperar a presença de depósitos epigenéticos de ouro. Os sulfetos metálicos e dióxido de carbono das rochas basálticas assimiladas, reagiriam com sílica e água do granito para formar o solvente do ouro, o qual seria levado em solução, provavelmente ionizado e eletricamente balanceados por sulfetos, sulfo-radicaís, carbonatos e halogênicos. Com a consolidação do granito, as soluções ascenderiam para formar depósitos minerais na parte superior (cúpula) do corpo, e/ou nas rochas encaixantes e/ou nas sobrejacentes, a poucos quilômetros da intrusão. No caso de ocorrer um conjunto de veios e filões mineralizados e não havendo intrusão de rochas ácidas conhecidas, deve-se considerar que as mesmas existam em profundidade, não estando presentes em superfícies por força da erosão ou do seu pouco desenvolvimento. O estudo de MACGREGOR (op. cit.), embora tenha sido feito na Rodésia, em área arqueana, onde rochas básicas metamorfisadas que configuram um "greenstone belt" são atravessadas por granitos, não faz restrições quanto a idade e condicionamento geológico para formação desses depósitos, detendo-se apenas no quimismo e mecanismo físico-químico do processo gerador, inclusive, argumentando que campos auríferos paleozóicos, mesozóicos ou cenozóicos associados com intrusões granodioríticas ou lavas andesíticas (as quais seriam de natureza híbrida), não refuta o argumento proposto para a formação dos depósitos pré-cambrianos. Na região do rio Pitanga, três eventos magmáticos ácidos proterozóicos foram observados e individualizados através de três unidades a eles respectivamente relacionadas. No Proterozóico Inferior foi consolidada a unidade Adamelito Água Branca, de caráter intrusivo, ocorrendo como grandes batólitos, o qual pode cortar rochas basálticas arqueanas sendo, portanto, suscetível de conter depósitos auríferos epigenéticos em sua cúpula e/ou nas zonas de contato com as encaixantes e/ou sobrejacentes. No início do Proterozóico Médio, com a reativação da plataforma através do evento vulcano-plutônico Uatumã, onde o vulcanismo antecedeu a fase plutônica, os corpos graníticos intrusivos estiveram sujeitos a atravessar corpos basálticos subjacentes, com possibilidade de criar mecanismo para transportar o ouro em solução das rochas básicas, em consonância com o modelo de MACGREGOR ou de conter mineralização aurífera originada por processo hidrotermal. Após esse evento, houve o início de um período essencialmente erosivo sobre as rochas até então formadas, com a deposição dos sedimentos que constituem a Formação Urupi, a qual, por analogia com a unidade correlata (Grupo Roraima) no Território Federal de Roraima tem probabilidade de conter ouro nos seus níveis conglomerá

ticos, mormente se considerarmos a possibilidade dos corpos graníticos mais antigos (Uatumã e pré-Uatumã) conter depósitos auríferos epigenéticos em suas cúpulas, os quais seriam as fontes primárias das mineralizações possíveis de serem encerradas nesta unidade sedimentar. Em sucessão à sedimentação Urupi, a área foi alvo de novo evento magmático caracterizado por intrusões básicas toleíticas (cuja idade mínima considerada fica em torno de 1.420 ± 28 m.a.) que precederam e deram origem, a partir da diferenciação, à Suíte Intrusiva Abonari (evento Parquazense), de caráter ácido, sendo também suscetível de conter ouro. Apenas dois indícios de ouro foram registrados fora da bacia do rio Pitinga. Um no extremo setentrional da folha, em aluvião do rio que drena a região de contato de um corpo intrusivo da unidade Adamelito Água Branca, e o outro em área que envolve parte de um batólito granítico do evento Uatumã e parte de exposição de rochas sedimentares da Formação Urupi, na porção NE da folha.

Somente um indício de **diamante** foi registrado na área em aluvião de um subafluente do rio Curuá-Una. As áreas de exposição da Formação Urupi são potencialmente suscetíveis a tal mineralização, bem como a Serra do Maecuru, caso seja constatada a natureza ultrabásica-alcalina para as rochas que a constituem.

O **cobre** está presente em rochas vulcânicas intermediárias do Supergrupo Uatumã, em particular na serra Sete de Setembro, onde esse metal ocorre como malaquita, calcosita e cobre nativo disseminado em andesito. Indícios de pirita são observados nessas rochas vulcânicas.

O **chumbo** está presente em apenas uma ocorrência sob forma de galena, associada a barita, calcopirita e esfalerita, em rochas carbonáticas da Formação Itaituba cortadas por diques de diabásio.

Dois indícios de **ametista** foram detectados em áreas de exposição das vulcânicas do Supergrupo Uatumã.

A **fluorita** também está presente como indício em rochas vulcânicas do evento Uatumã.

Areia e argila são encontradas em área da Formação Alter do Chão, às margens da rodovia AM - 010.

3. CARTA DE PREVISÃO DE RECURSOS MINERAIS

Como resultado das interpretações dos dados advindos da Carta Metalogenética, foram individualizadas quarenta e duas áreas favoráveis à mineralizações diversas, com variados graus de potencialidades (tabela 1), as quais estão relacionadas a uma ou mais substâncias minerais, com ordens de prioridade definidas e devidamente delimitadas na Carta de Previsão de Recursos Minerais (figura 3).

Para cassiterita, o maior recurso real e potencial da folha, estão separadas e selecionadas dezoito áreas, de acordo com seus graus de potencialidades. Deste modo, duas são classificadas como altamente favoráveis: uma no âmbito do batólito do Pitinga, no extremo NW (área I), na qual já existem minas e jazidas de cassiterita primária e secundária. A outra envolve parte de um batólito na porção NE, contendo um garimpo em atividade e um abandonado. Com potencialidades médias foram indicadas as áreas XII, XV e XVII. As demais treze áreas classificadas como de potencialidades baixas, distri

buem-se por toda a porção setentrional da folha.

Três áreas são indicadas como favoráveis à formação de bauxita. Duas (VII e VIII) consideradas de potencialidades altas e uma de potencialidade média (XIX).

Onze áreas estão assinaladas como suscetíveis de encerrar mineralizações auríferas primárias e/ou secundárias, com graus de potencialidades médias e baixas. A área III envolve parte de um batólito da Suíte Intrusiva Mapuera e parte da rocha sedimentar da Formação Urupi, cuja delimitação teve como referência um indício de ouro aluvionar e dois garimpos de cassiterita. As áreas XIII e XXXII são consideradas de potencialidades média e baixa, respectivamente, e encerram zonas de contato entre as rochas do embasamento e granito intrusivo do Proterozóico Inferior, consideradas metalotectos de mineralização aurífera. A área XIV medianamente favorável a conter ouro e/ou diamante, envolve terrenos relacionados à Formação Urupi, compondo uma braquissinclinal com eixo E-W de 70 km de extensão. Em nove amostras de rocha da referida unidade, foi detectado ouro através de análises litogeoquímicas. Nove indícios de ouro aluvionar, associado à cassiterita e/ou topázio estão registrados na área XVII, a qual engloba rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas/intermediárias e corpos graníticos intrusivos suscetíveis de conter ouro. A área XXVII corresponde às rochas graníticas intrusivas componentes da Suíte Intrusiva Abonari, que atravessa rochas básicas integrantes da Formação Quarenta Ilhas, configurando um ambiente propício à formação de depósitos epigenéticos primários de ouro, com probabilidade de acumulações secundárias. Esta área é igualmente favorável a encerrar mineralizações estaníferas. As áreas XXVIII, XXIX e XXXIX contêm sedimentos da Formação Urupi, sendo consideradas propícias a incluir depósitos auríferos e/ou diamantíferos, em grau de potencialidade baixo. A área XXXI localiza-se no extremo NE da folha, provavelmente constituída por rochas metamórficas de baixo/médio grau, de derivação básica/ultrabásica e por quartzitos, representando um possível "greenstone belt", e por isso considerada potencialmente favorável à mineralização primária e/ou secundária de Au, Cu, Cr, Ni e Zn.

Quatro áreas suscetíveis à existência de calcário estão individualizadas. Duas (V e VI) consideradas como de potencialidade alta, onde uma encerra uma jazida e a outra um depósito. Uma terceira área está delimitada como medianamente favorável, contendo uma ocorrência (área XVIII), e uma última caracterizada como fracamente favorável. Todas essas áreas relacionam-se à Formação Itaituba, onde são conhecidas intercalações de calcários em arenitos e folhelhos, fazendo com que, a princípio, todos os terrenos onde aflora esta unidade sejam potencialmente favoráveis à presença de calcários, em quantidades economicamente interessantes.

Para gipsita, duas áreas foram selecionadas, uma (XI) como altamente favorável, contendo uma jazida inserida em sedimentos da Formação Nova Olinda, localizada na porção SE da folha, no município de Itamaguari, nas mediações do rio Cupari. A outra (V), julgada medianamente favorável, possui um depósito deste mineral, que ocorre como subproduto de jazida de calcário do rio Nhamundá.

Uma pequena área (IV) de domínio da Formação Maecuru foi indicada como altamente favorável à ocorrência de ferro, onde o nível hematítico intercamadado nos sedimentos da Formação Maecuru possivelmente tenha continuidade. Essa área contém a jazida de ferro do

rio Jatapu.

Apenas a área II está selecionada como altamente favorável à mineralização de titânio, compreendendo uma espessa cobertura laterítica que recobre a serra do Maecuru.

No município de Nova Olinda do Norte, no setor SW da folha, encontra-se individualizada uma área (IX) de potencialidade alta à mineralização de sal de potássio (silvinita). Os resultados dos furos na localidade de Fazendinha revelaram existência deste mineral em profundidade, com indicação da possível área de ocorrência em subsuperfícies. O sal-gema (halita) ocorre interacamadado aos sedimentos da Formação Nova Olinda (Permo-Carbonífero), havendo duas áreas indicadas como altamente favoráveis a mineralização desta substância. Uma (IX), no município de Nova Olinda, na mesma área favorável à silvinita, onde estes dois sais estão associados em subsuperfície. A outra (X), no município de Aveiro, com o registro de um depósito.

No extremo SW da folha, em área onde afloram os sedimentos quaternários da Formação Içã, está delimitada a área XVI, de favorabilidade média à existência de turfa, com vinte e duas ocorrências, em lentes, dentro desta formação.

Para diamante, seis áreas separadas, cinco são as mesmas indicadas para o ouro (XIV, XXVIII, XXIX, XXX e XXXIX), ou seja, sítios da Formação Urupi. A outra área (XIII) localiza-se no extremo sul, abrangendo área da Formação Alter do Chão, onde uma ocorrência de diamante aluvionar está registrada.

Com a ocorrência de galena do município de Alenquer, sob forma de amas em sedimentos carbonáticos da Formação Itaituba atravessados por intrusões básicas, pode-se considerar a área de exposição dessa unidade como potencialmente favorável a essa mineralização, mormente porque esta se encontra intensamente atravessada por diques básicos mesozóicos, que aceleram o processo de mobilização de Pb, Zn, Ba e Cu. A área XVIII é suscetível à ocorrência desses elementos em quantidades econômicas.

As rochas vulcânicas intermediárias do Grupo Iricoumé são propícias às mineralizações de Cu. Uma ocorrência e três indícios desse elemento estão distribuídos pela serra Sete de Setembro, na porção centro-norte da folha, constituindo uma área (XVI) de potencialidade média.

4. ÁREAS PARA PESQUISAS COMPLEMENTARES

Devido a carência de informações geológicas em grande parte da folha enfocada, que pudessem fornecer dados mais seguros com relação a sua geologia, a metalogenia e em corolário, uma visão mais confiável e real de sua potencialidade metalogenética, urge que os Órgãos Governamentais competentes criem projetos adequados a fim de suprir esta deficiência. Da integração das Cartas Metalogenéticas e de Previsão de Recursos Minerais, se pôde separar dezesseis áreas propondo a esses Órgãos os mais variados trabalhos, dependendo das peculiaridades inerentes a cada uma delas. Essas áreas estão todas assinaladas na Carta de Previsão para Planejamento de Ações Governamentais (fig. 4).

As rochas granitoides, pertencentes às fases plutônicas dos eventos Uatumã e Parguazense, se distribuem em grandes áreas na porção

setentrional da folha e simbolizam eventos magmáticos anorogênicos, configurando, por conseguinte, metalotectos de mineralizações de Sn, Nb, Ta, W e outros metais de afinidade granítica. Em oito áreas de domínio desses granitos, foram propostos trabalhos de mapeamento básico, na escala 1:100.000, a fim de que se possa separar os possíveis fácies mais favoráveis (peralcalinos) às mineralizações de cassiterita, topázio, columbita, tantalita, wolframita, etc. Como trabalho simultâneo ao mapeamento, propõe-se prospecção geoquímica em concentrado de bateia pois a cassiterita, columbita - tantalita, wolframita, etc. podem acumular-se nos aluviões de igarapés que drenam áreas de exposição destes granitos. Duas áreas estão individualizadas e indicadas para trabalhos de mapeamento geológico e prospecção geoquímica em rocha e em concentrado de bateia, na escala 1:50.000. Uma área (IV) está recomendada com prioridade um de investimento, para pesquisa de Sn, Au e pedras preciosas. Enquanto que a outra (VI), com prioridade três, é indicada para pesquisa de Sn e Au.

A área IV compreende rochas vulcânicas ácidas/intermediárias e granitoides intrusivos do Supergrupo Uatumã, granitos intrusivos do evento Parguazense e rochas intrusivas básicas aqui consideradas como do Proterozóico Superior. No âmbito desta área estão contidos nove indícios de ouro associado à cassiterita e/ou topázio os quais, presumivelmente, são derivados de supostos depósitos epigenéticos estabelecidos nas cúpulas, e/ou nas rochas encaixantes / sobrepontes de intrusões graníticas, que atravessam massas de composição basáltica. Deste modo, a área é propícia a conter tanto mineralização aurífera como estanífera e de topázio. Para que se defina sua metalogenia, com a identificação das fontes primárias dos minerais, sugere-se a realização de levantamento sistemático tal como mapeamento geológico na escala 1:50.000 e prospecção geoquímica em concentrado de bateia, para verificação de possíveis depósitos secundários. Também é sugerido um levantamento estratégico litogeoquímico na tentativa de se conhecer o comportamento desses elementos nas rochas.

A área VI insere um batólito granítico da Suíte Intrusiva Abonari estando indicada para pesquisa de ouro e cassiterita. A unidade mencionada é intrusiva em corpos básicos constituintes da Formação Quarenta Ilhas tendo, portanto, condições de conter depósitos epigenéticos de ouro conforme preconizado por MACGREGOR (1951). Além do ouro, há também favorabilidade à mineralização de cassiterita, recomendando-se mapeamento geológico sistemático na escala 1:50.000, a fim de se definir e caracterizar a área de ocorrência do corpo intrusivo, prospecção litogeoquímica para obtenção de possíveis mineralizações primárias e prospecção geoquímica de concentrado de bateia para verificação de possíveis concentrações secundárias.

A área III envolve os terrenos relacionados aos sedimentos da Formação Urupi, às vulcânicas e piroclásticas do Supergrupo Uatumã e às básicas das formações Quarenta Ilhas e Seringa. As rochas que compõem a Formação Urupi são prioritárias na pesquisa de mineralizações auríferas e/ou diamantíferas, pois além de serem correlacionáveis ao Grupo Roraima, o qual é francamente mineralizado nesses dois minerais, em nove amostras de rochas dessa unidade, submetidas à análises espectrográficas e de absorção atômica, foi registrado 0,08 ppm de ouro em uma e menor que 0,05 ppm nas oito restantes.

Os estudos feitos por D'ANTONA & BORGES (1983) nos garimpos de

ouro e diamante do Território de Roraima, relacionados à formação homônima, revelaram que os depósitos auríferos e diamantíferos lá explorados são de natureza aluvionar e mais restritamente coluvionar e eluvionar, sendo produto de retrabalhamento das rochas sedimentares, tendo sofrido, conseqüentemente, pelo menos dois ciclos deposicionais. Ainda segundo aqueles autores, não se conhece garimpos em aluviões que sejam diretamente ligados aos conglomerados basais, tendo esse nível sido apenas identificado na serra de Tepequém, o qual é de natureza poligomítica e os demais níveis conglomeráticos, comprovadamente mineralizados, oligomíticos. Deste modo, falta comprovação se os conglomerados basais poligomíticos são realmente mineralizados como os demais níveis oligomíticos. Os teores médios estabelecidos por D'ANTONA & BORGES (op.cit.) para ouro e diamante, em aluvião na serra do Tepequém, foram de 0,015 g/m³ e 0,05 ct/m³, respectivamente. Na braquissinclinal do Pitinga, onde a Formação Urupi constitui a maior parte da estrutura, havendo uma semelhança estratigráfico-estrutural com a sinclinal do Tepequém, não existe qualquer cálculo estimativo do teor de ouro contido nas rochas sedimentares e em aluviões a elas relacionados. Segundo VEIGA JR *et alii*, a espessura mínima calculada para a Formação Urupi na braquissinclinal do Pitinga é cerca de 810 m, podendo ser dividida, grosso modo, em dois níveis: inferior (570 m), constituído predominantemente de quartzo arenito, com argilitos e siltitos subordinados e superior (240 m), formado por arenitos feldspáticos, arcóseos e subarcóseos. Como sete das nove amostras onde se registrou ouro são quartzo-arenitos e arenitos arcoseanos, há uma tendência de se considerar esses litótipos propícios à mineralização, por outro lado, o conglomerado basal não foi identificado, havendo apenas lentes de conglomerados não mapeadas na escala 1:100.000, inseridos em quartzo arenito. A fim de que se conheça, com segurança, o verdadeiro potencial aurífero e/ou diamantífero da área, recomenda-se a execução de mapeamento geológico sistemático na escala 1:50.000 e realização de prospecção litogeoquímica em concentrado de bateia, com simultâneos levantamentos lito e pedogeoquímicos estratégicos, objetivando-se identificar, delimitar e quantificar os possíveis fácies mineralizados nas rochas e nos solos diretamente delas derivados, para caracterizar possíveis halos de dispersão secundária, que possam indicar os depósitos primários.

As áreas V e XIV estão indicadas por conterem rochas do embasamento em contato com granitos intrusivos do Proterozóico Inferior, consideradas metalotectos de mineralização aurífera.

As áreas VIII, X, XII e XVII envolvem terrenos relacionados à Formação Urupi, suscetíveis de reter ouro e/ou diamante em quantidades econômicas. Para tais áreas recomenda-se mapeamento geológico e prospecção geoquímica de concentrado de bateia, na escala 1:50.000.

Na área IX está inserido um possível "greenstone belt", constituído provavelmente por rochas metamórficas de derivação máfica/ultramáfica, por isto recomenda-se que sejam executados mapeamento geológico sistemático na escala 1:50.000, com simultânea prospecção geoquímica de concentrado de bateia e levantamentos litogeoquímico e pedogeoquímico estratégicos, a fim de se obter o potencial metalogenético primário e secundário da área.

A área XIX contém siltitos, folhelhos, calcários, halita e evaporitos pertencentes às formações Itaituba e Nova Olinda, onde é conspicuamente observado uma estrutura semicircular, sugerindo a existência de possíveis intrusões diapíricas em profundidade. Hipó

tese bem fundamentada, mormente pelo conhecido conteúdo evaporítico da Formação Nova Olinda (Permo-Carbonífero) e pelo alto radiométrico nos perfis cintilométricos dessa área. Deste modo, propõe-se prospecção geofísica através do método gravimétrico, na escala 1:25.000, visando a identificação das causas responsáveis pela origem da estrutura.

5. BIBLIOGRAFIA

ALBUM Cartográfico dos Municípios Estado do Amazonas. Manaus, Governo do Estado do Amazonas, 1983. 166 p. il.

ALMEIDA, F. F. M. de. - Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 23, 1969. Anais... SBG, 1969. p. 29 - 46.

ALMEIDA, F. F. M. de *et alii* - O Pré-Cambriano Superior na América do Sul. Boletim I. G. Instituto de Geociências, U.S.P., v. 7:45.

ALMEIDA, F. F. M. de - A Evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus Homólogos do Hemisfério Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, 1978. Anais... Pernambuco, SBG, 1978. v. 6. p. 2393 - 2407.

AMARAL, G. - Geologia pré-cambriana na região Amazônica. São Paulo, Instituto de Geociências da USP. 1974. 212 p. (Tese Livre Docência).

ARAÚJO, J. F. V. & ABREU, A. S. - Petrografia e Amostragem do Bloco - CIII; relatório analítico. Belém, Projeto RADAMBRASIL, 1974. 66 p. (Relatório Interno).

ARAÚJO, J. F. V. *et alii* - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.21-Santarém. Rio de Janeiro, 1976. (Levantamento de Recursos Naturais, 10).

BACHE, J. J. - Essai de typologie quantitative des gisements mondiaux d'or. Chronique de la Recherche Minière, 459. 43 - 50, 1981.

BASEI, M. A. S. & TEIXEIRA, W. - Considerações geocronológicas e estratigráficas da Folha SA.21 - Santarém. Belém, Projeto RADAMBRASIL, 1975. 15 p. (Relatório Interno, 62 g).

BRAUN, O. P. G. - Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, 32 (3): 3-39, 1971.

CAPUTO, M. V. *et alii* - Litoestratigrafia da bacia do Amazonas. Belém, PETROBRÁS, 1971. 92 p. (Relatório Técnico Interno, 641 A).

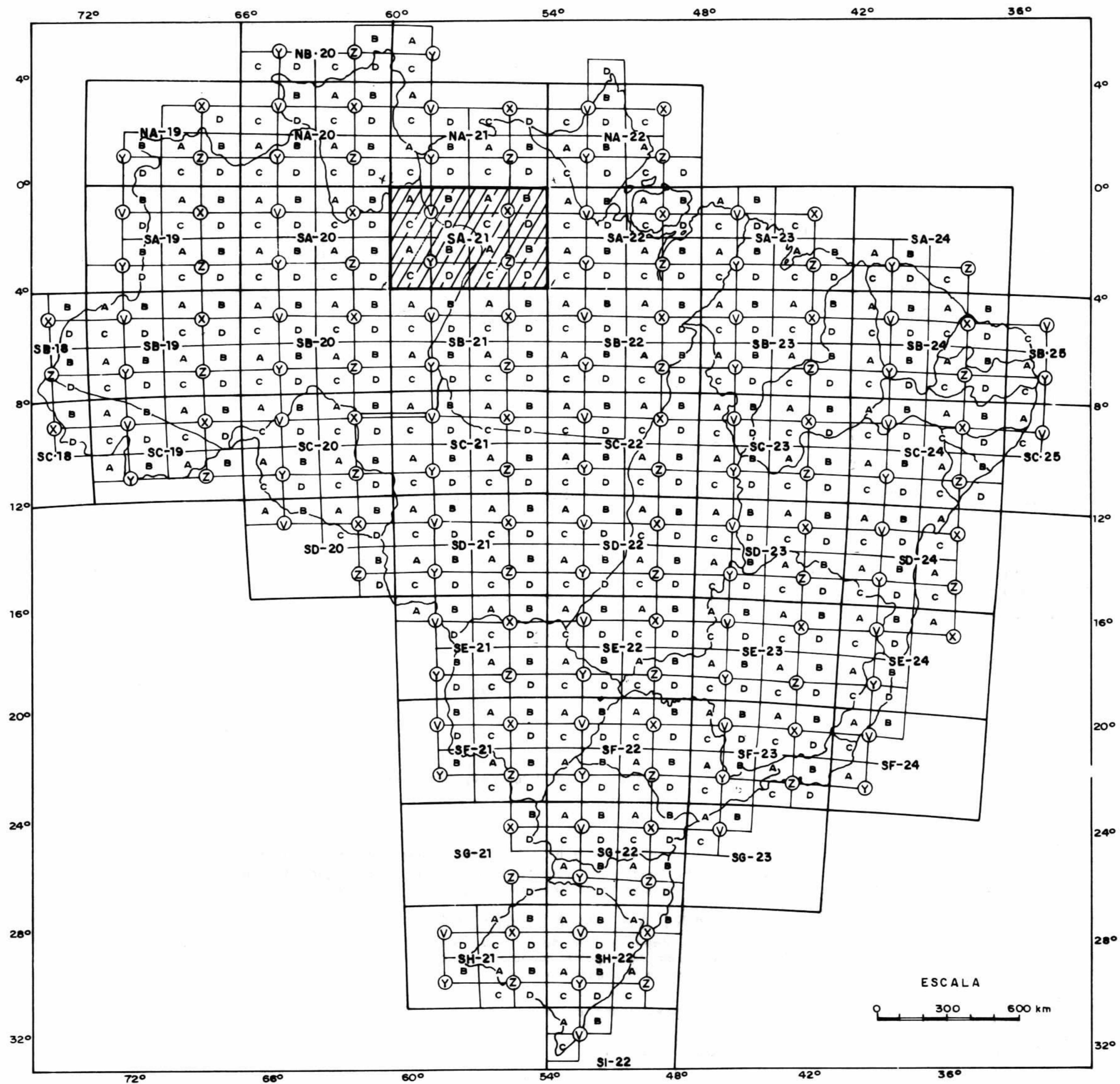
CAPUTO, M. V. *et alii* - Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas; histórico e atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, 1972. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v. 3, p. 35 - 46.

D'ANTONA, R. de J. G. & BORGES, F. R. - Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros; relatório anual. Manaus, DNPM/CPRM, 1983.

FARACO, M. T. L. - Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SA.21 - Santarém. Manaus, DNPM/CPRM, 1984.

- FARACO, M. T. L. - Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SA.21 - Santarém. Belém, CPRM, 1985 (no prelo).
- FRANCISCO, B. H. R. & LOEWENSTFIN, P. - Léxico Estratigráfico da Região Norte do Brasil. Belém, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, 1968. 93 p. (Publicação Avulsa, nº 9).
- IBGE - SA.21 - Santarém. Carta Internacional ao Milionésimo./s.l./, IBGE, 1982. esc. 1:1.000.000.
- JORGE JOÃO, X. da S. & SANTOS, C. A. dos - Projeto Trombetas-Mapuera; relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 1984 (no prelo).
- MANDETTA, P. *et alii* - Reconhecimento geológico e geoquímico ao longo do rio Pitinga - afluente do rio Uatuma. Manaus, CPRM, 1974. 31 p. il. (Inédito).
- MACGREGOR, A. M. - The primary source of gold. South African Journal of Science, 47 (6): 157 - 161, 1951.
- MAPA Político Rodoviário turístico-escolar polivisual. São Paulo, Estado do Pará - POLIMAPAS, 1981. esc. 1:2.000.000.
- PASTANA, J. M. do *et alii* - Projetos Sulfetos de Alenquer - Monte Alegre. Relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 1978. v. 1., il.
- PROJETO Curuã - Cuminapanema; pesquisa mineral - relatório final de reconhecimento. Belém, IDESP - Coordenadoria de documentação e in formação, 1977. 3 v. (Polamazônia - Polo Trombetas).
- PROJETO Curuã - Cominapanema; pesquisa mineral - relatório final de semidetalhe. Belém, IDESP - Grupo de Estudo de Geologia e Tecnologia Mineral. 1980. 2 v. (Polamazônia. Polo Trombetas).
- REIS, N. J. *et alii* - Projeto Turfa do Médio Amazonas. Relatório fi nal. Manaus, DNPM/CPRM, 1983 (prelo).
- ROSSY-GRALATO, I. R. *et alii* - Uso Potencial da Terra da Folha Sa. 21 - Santarém, In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mine^ral. Projeto RADAM. Folha SA.21 - Santarém. Rio de Janeiro, 1976. 510 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 10).
- SAD, A. R. *et alii* - Depósito Potassífero de Fazendinha - Bacia do médio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salva dor, 1982. Anais... Bahia, SBG, 1982. v. 3. p. 1086 - 1099.
- SANTOS, B. A. dos - Amazônia: seu potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento. Brasília, DOCEGEO, out. 1973. 42 p., il.
- SIQUEIRA, L. P. de - A legenda das cartas Metalogenéticas Regionais no Brasil, 1983 (no prelo).
- VALE, A. G. *et alii* - Projeto Investigação para Carvão na Sinéclise do Amazonas. Relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 1980.
- VEIGA JR, J. P. *et alii* - Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório fi nal. Manaus, DNPM/CPRM, 1979. 6 v. il.

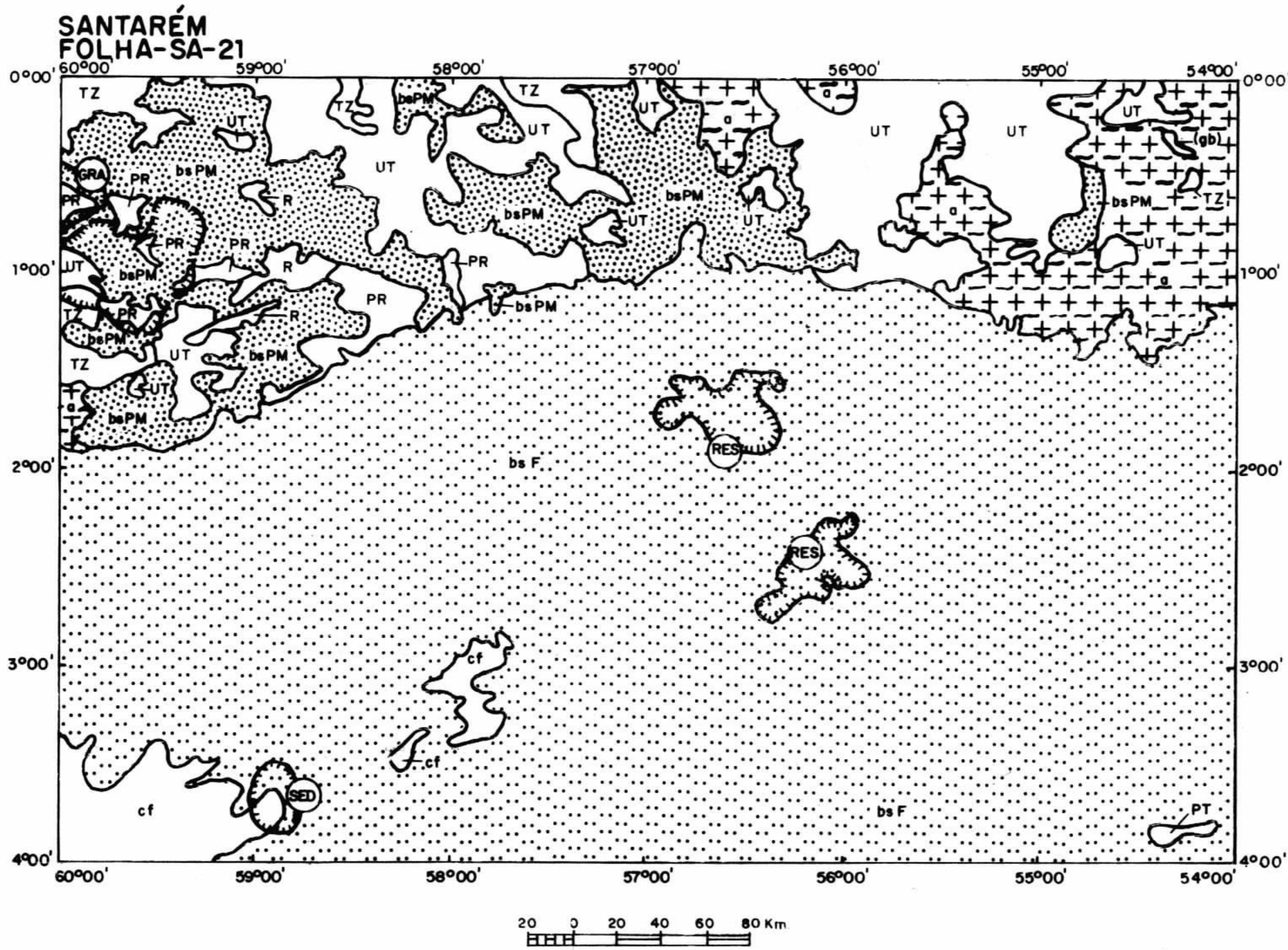
PROJETO MAPAS METALOGENÉTICOS E DE PREVISÃO DE RECURSOS MINERAIS



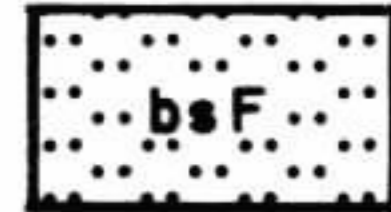

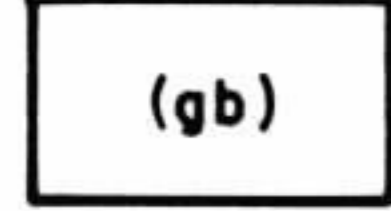
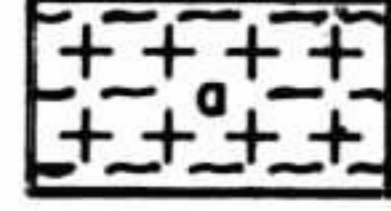
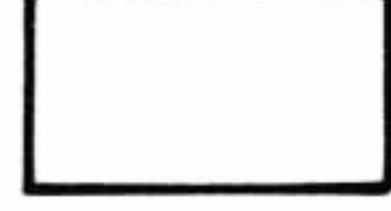
 FOLHA SA-21 (SANTARÉM).

FIGURA 1 - Mapa de Localização

PROJETO MAPAS METALOGENÉTICOS E DE PREVISÃO
DE RECURSOS MINERAIS



DIVISÃO TECTÔNICA

-  Bacia do tipo sinéclise do Fanerozóico (Formações Trombetas, Maicuru, Ererê, Curuá, Faro, Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda, Alter do Chão)
-  Bacia do tipo sinéclise do Proterozóico Médio (Grupo Iricoumé e Formação Urupi)
-  Cinturão Similar a "greenstone belt" (Suíte Metamórfica Vila Nova?)
-  Área de embasamento arqueano remobilizado ou não (Complexo Gúianense)
-  Não especificado (refere-se às suítes intrusivas e às coberturas sedimentares superimpostas finais):
PT-Penatecaua ("Sills" e diques) PR-Parguazense (F. Quarenta Ilhas e Suíte I. Abonari, Diabásio Suretama)
R-Rondoniano (Formação Seringa) UT-Uatumã (Suíte Intrusiva Mapuera) TZ-Transamazônico (Adamelito Água Branca)

ÁREAS MINERALIZADAS






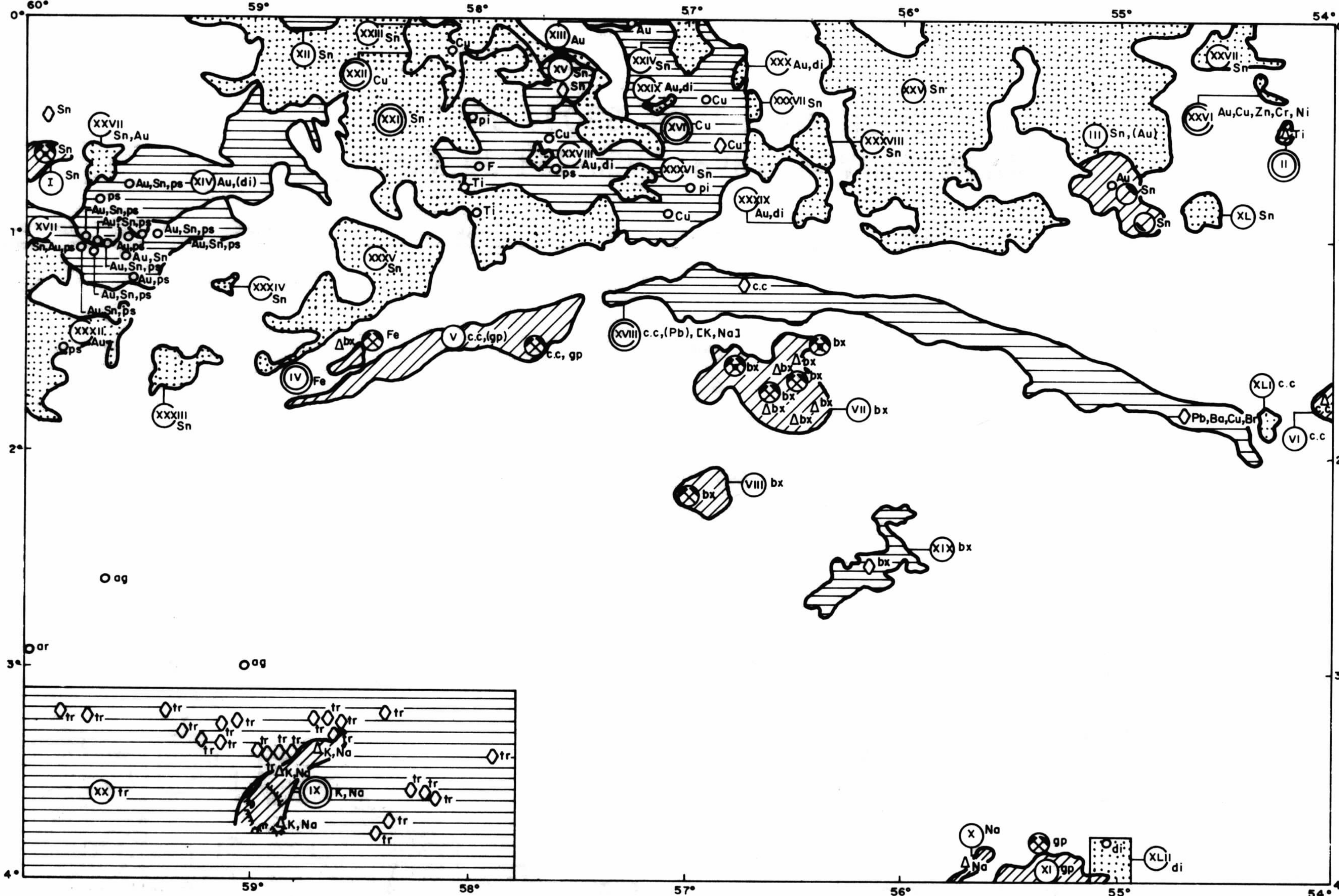
-  Distrito Metalogenético - Área reunindo depósitos de dada substância mineral ou grupo de substâncias minerais afins, em dada parte especializada de cada formação geológica ou associação litológica e/ou estrutural.
-  Área mineralizada de categoria não especificada, policíclica ou não.
-  Relacionado à granitóides, graisens e a aluviões.
-  Relacionado à alteração residual.
-  Relacionado à rochas sedimentares.

FIGURA 2- Extraída da Carta Metalogenética.

**SANTARÉM
FOLHA. SA-21**



CARTA DE PREVISÃO DE RECURSOS MINERAIS

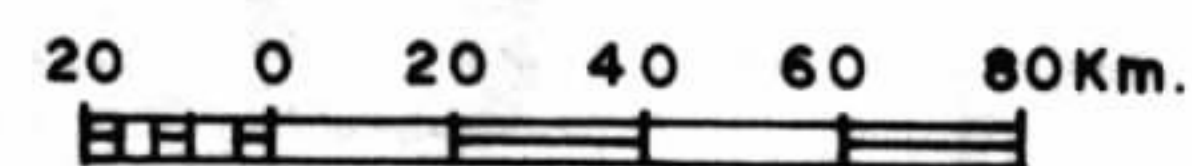


FIGURA - 3

SUBSTÂNCIAS MINERAIS

- Fe - Ferro
- Cu - Cobre
- Pb - Chumbo, Zn - Zinco
- Au - Ouro
- ps - Pedras semipreciosas
- Sn - Estanho
- Ti - Titânio
- K - Potássio, gp - Gipsita, F - Fluorita
- Na - Sal-gema
- di - Diamante
- tr - Turfa
- c.c - Calcário, ag - argila, ar - areia
- bx - Bauxita

"STATUS" DAS CONCENTRAÇÕES MINERAIS

- INDÍCIO: Presença de dada substância mineral numa rocha, em ambiência geológica possibilitando a sua existência em quantidades comercializáveis.
- ◇ OCORRÊNCIA: Concentração mineral, já pesquisada, em que foram definidas as características mineralógicas da rocha ancaixante, mineral-minério, ganga, e se tem uma indicação aparente da extensão da mineralização não sendo por si só caracterizada como economicamente aproveitável, ou que por insuficiência de parâmetros técnico-econômicos não pode ser ainda definida como potencialmente econômica.
- △ DEPÓSITO: Concentração natural de um ou mais minerais ou substância úteis, cuja avaliação em termos de reserva geológica, permite caracterizá-la como de interesse econômico.
- ⊗ JAZIDA: Concentração mineral em que se realizou uma pesquisa segundo as exigências do Código de Mineração ficando estabelecida a sua viabilidade de exploração econômica.
- ⊙ MINA: Jazida em exploração.
- ⊙ GARIMPO: Concentração mineral em exploração por processo rudimentar (a céu aberto - em exploração).
- Garimpo abandonado.
- ⊙ Depósitos e ocorrências extensivas não aflorantes.

ÁREAS FAVORÁVEIS PARA EXPLORAÇÃO MINERAL

- ▨ POTENCIALIDADE ALTA: Áreas de rocha(s) hospedeira(s) com minas e/ou garimpos, depósitos, jazidas, além de anomalias geoquímicas e geofísicas superpostas e/ou ocorrências e indícios.
- ▨ POTENCIALIDADE MÉDIA: Áreas de rocha(s) hospedeira(s) e/ou estrutura(s) favoráveis com ocorrências e indícios e/ou anomalias geoquímicas ou geofísicas (s).
- ▨ POTENCIALIDADE BAIXA: Áreas de rocha(s) hospedeira(s) e/ou estrutura(s) favoráveis sem registros diretos ou indiretos de mineralização e demandando estudos básicos complementares.

NOTA: As áreas isentas de símbolos gráficos, representam aquelas de potencialidades não definidas, por falta de condicionamentos geológico favoráveis e/ou por insuficiência de informações.

EXPLOTABILIDADE E INVESTIMENTO

- Áreas indicadas para exploração semi-mecanizada a mecanizada exigindo razoável investimento.
- ⊙ Áreas indicadas para exploração mecanizada exigindo elevado investimento.

POTENCIALIDADE DOS DEPÓSITOS

SUBSTÂNCIA	SUPERFÍCIE (Km ²)	COMPRIMENTO (m)	LARGURA (m)	PROFUNDIDADE (m)	ESPESURA (m)	CAPEAMENTO (m)	RESERVA GEOLÓGICA	TEOR
TITÂNIO	-	-	-	-	-	-	1000 - 5000Mt	20% Ti O ₂
BAUXITA	-	-	-	-	-	-	80 Mt	48% Al ₂ O ₃
BAUXITA	-	-	-	-	-	-	-	-
BAUXITA	-	-	-	-	-	-	17,8 Mt	-
CALCÁRIO*	-	-	-	-	-	-	-	-
SAL-GEMA	-	-	-	-	-	-	-	-
BAUXITA	-	-	-	-	-	-	34 Mt	35-40% Al ₂ O ₃
BAUXITA	-	-	-	-	-	-	-	-
SILVINITA	-	-	-	-	-	-	100 Mt	-
SILVINITA	130	-	-	980-1140	2,7	-	100 Mt	27% KCl
SILVINITA	-	-	-	-	-	-	130 Mt	-
SAL-GEMA	-	-	-	-	-	-	-	-

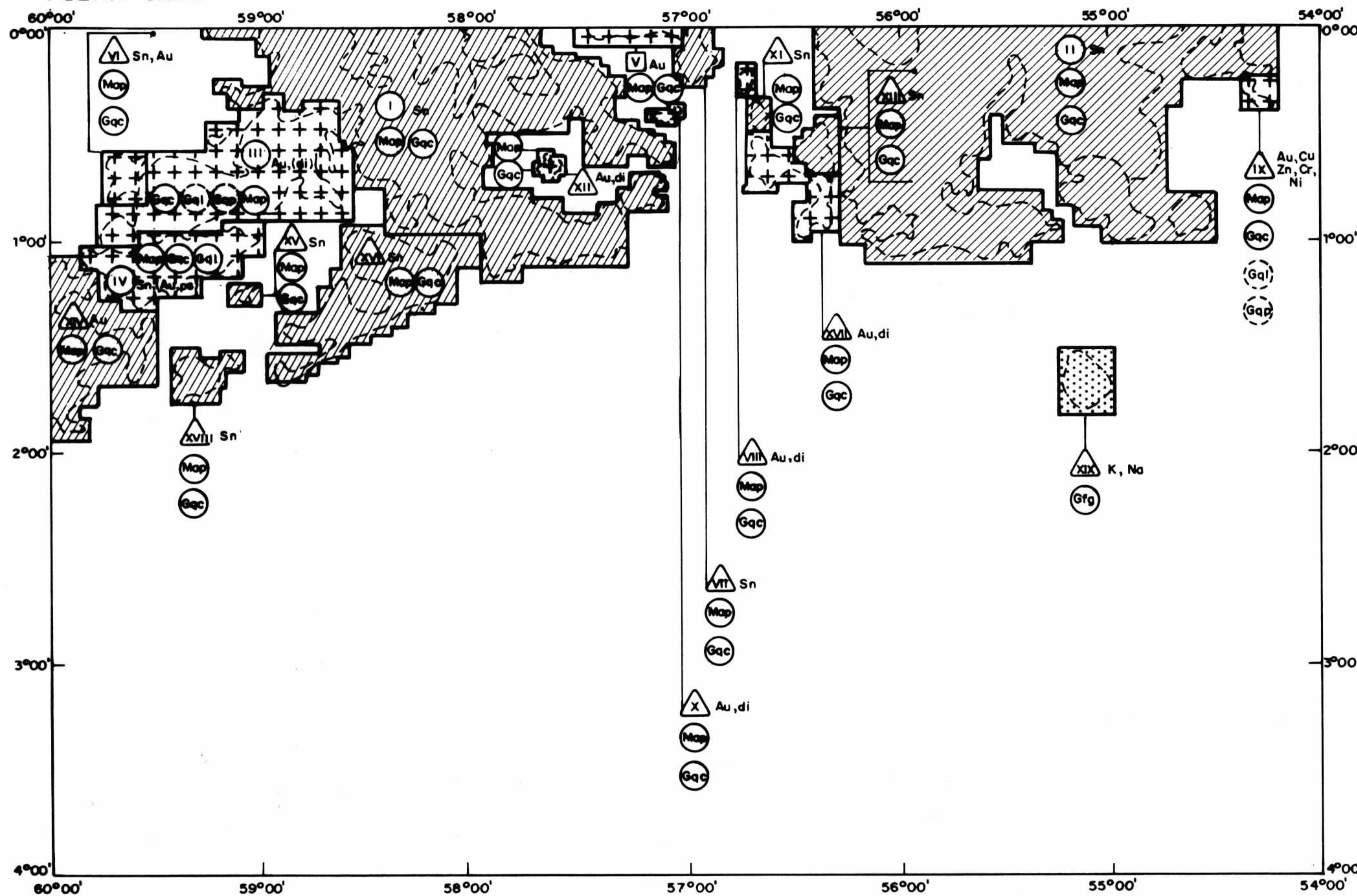
RESERVAS DAS JAZIDAS E MINAS

JAZIDA / MINA	SUBSTÂNCIA	RESERVA				TEOR MÉDIO
		MEDIDA	INDICADA	INFERIDA	TOTAL	
PITINGA	ESTANHO	-	-	350.000t	-	60% Sn
ALCOA	BAUXITA	400 Mt	-	-	-	35-40% Al ₂ O ₃
RIO DO NORTE	BAUXITA	429 Mt	-	-	-	35-40% Al ₂ O ₃
JATAPU	FERRO	5,2 Mt	-	-	-	50% Fe
NHAMUNDA	CALCÁRIO	44 Mt	-	-	-	-
NHAMUNDA	GIPSITA	3,5 Mt	-	-	-	-
TROMBETAS	BAUXITA	1.200 Mt	-	-	-	48-50% Al ₂ O ₃
SERRA DO JAMARI	BAUXITA	335 Mt	-	-	-	50% Al ₂ O ₃
NHAMUNDA	BAUXITA	128 Mt	-	-	-	48% Al ₂ O ₃
RIO CUPARI	GIPSITA	152 Mt	-	-	-	-
BAHIA	ESTANHO	-	-	-	-	-

ORDEM DE PRIORIDADE DAS SUBSTÂNCIAS MINERAIS NAS ÁREAS FAVORÁVEIS

- 1ª PRIORIDADE : Sn
- 2ª PRIORIDADE : (Na)
- 3ª PRIORIDADE : [K, Na]

**SANTARÉM
FOLHA SA. 21**



**ATIVIDADES RECOMENDADAS
LEVANTAMENTOS SISTEMÁTICOS**

NATUREZA

- (Map) Mapeamento geológico
- (Gqc) Prospecção geoquímica de concentrado de bateia
- (Gfg) Prospecção geofísica - gravimetria

ESCALA

- [Hatched Box] 1:100.000
- [Cross-hatched Box] 1:50.000
- [Dotted Box] 1:25.000

LEVANTAMENTOS ESTRATÉGICOS

- (Gql) Lito geoquímica
- (Gqp) Pedogeoquímica

ORDEM DE PRIORIDADE DE INVESTIMENTOS

- PRIORIDADE 1: (I)
- PRIORIDADE 2: (V)
- PRIORIDADE 3: (IX)

ORDEM DE IMPORTÂNCIA DAS SUBSTÂNCIAS MINERAIS

- 1 - Au
- 2 - (di)

SUBSTÂNCIAS MINERAIS

- Au - Ouro
- Sn - Estanho
- Cu - Cobre
- Zn - Zinco
- di - Diamante
- Ni - Níquel
- Cr - Cromo
- ps - Pedras Semipreciosas

CONTORNO DE ÁREA RECOMENDADA



**CONTORNO DE ÁREA PRIORITÁRIA PARA LEVANTAMENTOS
VISANDO AS SUBSTÂNCIAS MINERAIS INDICADAS**



**CARTA DE PREVISÃO PARA PLANEJAMENTO
DE AÇÕES GOVERNAMENTAIS**

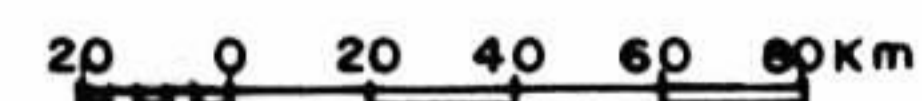


FIGURA - 4

ÁREAS FAVORÁVEIS

SUBSTÂNCIA MINERAL	POTENCIALIDADE	NÚMERO DE ÁREAS	METALOTECTO	UNIDADE GEOTECTÔNICA	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	IDADE
ESTANHO	Alta	2	Suítes graníticas intrusivas do proterozóico, principalmente relacionados aos eventos Uatumã e Parguazense. Aluviões	Não especificada	Supergupo Uatumã	PM
	Média	3				
	Baixa	13				
BAUXITA	Alta	2	Platôs sobre a Formação Alter do Chão	Não especificada	Formação Alter do Chão	T
	Média	1				
CALCÁRIO	Alta	2	Camadas de calcário intercaladas a arenitos e folhelhos	Bacia do tipo Sinéclise	Formação Itaituba	CP
	Média	1				
	Baixa	2				
GIPSITA	Alta	1	Arenitos finos folhelhos e siltitos	Bacia do tipo Sinéclise	Formação Nova Olinda	CP
	Média	1				
FERRO	Alta	1	Camadas de hematita, magnetita e limorita interstratificadas em arenitos siltitos e folhelhos	Bacia do tipo Sinéclise	Formação Maicurú	DI
TITÂNIO	Alta	1	Cobertura laterítica da serra do Maicurú	-	-	-
POTÁSSIO	Alta	1	Interacamadamento de silvinita a Folhelhos siltitos, arenitos e calcários.	Bacia do tipo Sinéclise	Formação Nova Olinda	Pc
SAL-GEMA OU HALITA	Alta	2	Interacamadamento de halita e silvinita a folhelhos, siltitos, arenitos e calcários	Bacia do tipo Sinéclise	Formação Nova Olinda	PC
TURFA	Média	1	Lentes de Turfas intercaladas a argilitos, siltitos e arenitos	Não especificada	Formações Solimões e Içá.	TQ
COBRE	Média	1	Malaquita, crisocita e cobre nativo, disseminados em andesito.	Bacia do tipo Sinéclise	Grupo Iricoumé	PM
	Baixa	1				
DIAMANTE	Baixa	5	Sedimentos da Formação Urupi (Proterozóico Médio), suscetíveis de serem mineralizados, ou de servir de fonte para depósitos secundários.	Bacia do tipo Sinéclise	Formação Urupi	PM
		1	Aluvião	-	-	
OURO	Média	3	Aluvião	-	-	-
	Baixa	6				
Au, Cu, Cr, Ni, Zn	Baixa	1	Metavulcânicas máficas, ultramáficas	Similar à "Greens-tone belt"	Suíte Metamórfica Vila Nova	AS/PI
CHUMBO	Média	1	Rochas carbonáticas cortadas por diques de diabásio	Bacia do tipo Sinéclise	Formação Itaituba	CP
TOPÁZIO	Média	1	Aluvião	-	-	-

Conceituação:

POTENCIALIDADE ALTA - Áreas de rocha(s) hospedeira(s) com minas e/ou garimpos, depósitos, jazidas, além de anomalias geoquímica e geofísicas superposta e/ou ocorrências e indícios.

POTENCIALIDADE MÉDIA - Áreas de rocha(s) hospedeira(s) e/ou estrutura(s) favoráveis com ocorrências e indícios e/ou anomalias geoquímica(s) ou geofísica(s).

POTENCIALIDADE BAIXA - Áreas de rocha(s) hospedeira(s) e/ou estrutura(s) favoráveis sem registros diretos ou indiretos de mineralização e demandando estudos básicos complementares.

TABELA-1

GEOLOGIA DA REGIÃO DO ALTO RIO NEGRO — AM

Mário Ivan Cardoso de Lima
Joni de Lima Pires

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística — RADAMBRASIL/Salvador

ABSTRACT

The region under study includes a polycyclic basement, originated in the Archaen to Lower Proterozoic, characterized by the Traíra, Rio Negro and Rio Parima complexes, and the Curupira range Intrusive Suite, related to the Parima-Tapajós mobile belt ($> 2,000$ m.y.) At the end of the Lower Proterozoic, the southern sector of this region was affected by an ensialic linear shear belt, with NE-SW orientation, called Central Guiana mobile belt, which basement is designated here Cauaburi Complex. At the beginning of the Middle Proterozoic, between 1,750 and 1,600 m.y. B.P., the Rio Negro-Juruena mobile belt was developed. Its formation was perhaps correlated to the presence of convergent plates one continental and another oceanic, through a subduction zone, with dip to west. It resulted in the development of intense acid plutonism, exemplified by the Curicuriari Intrusive Suite. The process caused the collision of continental plates, and gave rise to metamorphism of aluminous pelitic rocks (Rio Uaupés Complex). By means of its anatexis, there was the emplacement of two-micas granitoids (Rio Içana Intrusive Suite). Platform covers (Roraima Group) were subsequently deposited, with associated basic magmatism (Tapuruquara Intrusive Suite). Between 1,550 and 1,450 m.y. B.P. The Cachimbo-Traíra mobile belt was formed, with NNW-SSE orientation and intensity of deformation decreasing from west to east. The placing of post and later tectonic granitoids (Tiquié Intrusive Suite) occurred as a reflex of this geodynamic event. In relation to NE-SW rifts along the Tacutu Lineament, the emplacement of alkaline massifs (Seis Lagos Intrusive Suite) occurred in the Mesozoic. Later, platform covers (Solimões Formation) were laid in the Cenozoic, as well as lateritized detritic, and alluvial and coluvial deposits.

Finally this work presents chemical analysis of some granitoid suites and a metallogenetic synthesis for the region.

I — INTRODUÇÃO

A região do Alto rio Negro, porção noroeste do Estado do Amazonas, uma das regiões mais impérvias da Amazônia Brasileira, teve como investigador pioneiro Glycon de Paiva, que no final da década de 20, narrou com riquezas de detalhe a geologia dos vales dos rios Negro, Içana e Uaupés. (Paiva, 1929 a e b).

Somente cerca de um quarto de século após, a região em foco voltou a ser percorrida, através de uma expedição científica, chefiado por Maguire (1955), objetivando a região do Pico da Neblina, em território venezuelano, cujas informações geológicas são devidas a Reynolds, D.C. Em terras brasileiras,

os levantamentos geológicos foram reiniciados no final da década de 60. Os mesmos foram executados na região de Uaupés (São Gabriel da Cachoeira) e Tapuruquara (Santa Isabel do Rio Negro) por geólogos do DNPM/MME, através de Giffoni & Abrahão (1969), Abrahão & Alecrim (1969) e Ramos (1972), dentre os quais deve ser ressaltado a incursão precursora dos primeiros autores que tendo por via de acesso o rio Cauaburi, alcançaram a região do Pico da Neblina.

No entanto, graças a atuação do Projeto RADAMBRASIL a região em foco assistiu a um grande incremento no discernimento de seus recursos naturais renováveis e não renováveis. Merecem citação, no âmbito geológico, os trabalhos de Montalvão et al. (1975), Pinheiro et al. (1976), Dall'Agnol & Abreu (1976), Fernandes et al. (1977), Lourenço et al. (1978) e Tassinari (1981). O acontecimento de destaque foi indubitavelmente descoberta da maior jazida de nióbio do Brasil relatada por Pinheiro et al. (op. cit.), disposta no Morro dos Seis Lagos, consoante estudos da CPRM apresentados por Justo & Souza (1984).

Por outro lado, nos países limítrofes, o conhecimento geológico foi acelerado graças a execução de projetos semelhantes ao RADAMBRASIL, com o PRORADAM (Colômbia) e CODESUR (Venezuela), com a utilização de Radar do tipo SAR, cujos resultados estão sintetizados por Galvis, Huguet e Ruge (1979) e CODESUR (1973).

Em vista do acima exposto propõe-se nesta publicação retratar de forma condensada uma reavaliação dos dados geológicos existentes na região do Alto rio Negro, respaldado principalmente no reestudo dos dados geológicos, obtidos principalmente, pelo Projeto RADAMBRASIL, ao longo das principais drenagens da região, como também de pontos de helicópteros, alguns dos quais sob a forma de análises geocronológicas, químicas e petrográficas. No que concerne às geocronológicas uma síntese mostra-se no item II e do ponto de vista químico uma série de diagramas discriminantes são apresentados. (Figs. 3 a 14).

Os limites do esboço geológico retratado na Fig. 1 foram delineados a partir de imagens de Radar, na escala de 1:250.000 da GEMS-SAR, que se constituiu no material básico para a presente reinterpretação.

Finalmente, como fecho do presente trabalho apresenta-se uma síntese metalogenética da região em apreço.

II - EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-TECTÔNICA (Figs. 1 e 2)

A unidade basal da região em questão tipifica-se pelo Complexo Rio Parima, com modificações da definição original de Lima, Oliveira e Tassinari (1982), composto por ortognaisses de composição granodiorítica a quartzo-diorítica, anfíbolitos, granulitos básicos e paragnaisses de composição kinzigítica, cujo facies metamórfico varia de granulito a anfíbolito. Tal proposição decorre da definição na região noroeste de Roraima, por Pinheiro et al. (1981), da Suíte Metamórfica Parima de facies Xistos Verdes a Anfíbolito, advinda de uma possível sequência vulcânica - sedimentar do tipo "greenstone belt". Admite-se que trabalhos futuros possam caracterizar com mais propriedade a faixa granulítica existente nesta região que levou Lima, Oliveira e Tassinari (op. cit.) a codinominá-la de "Cinturão Granulítico Parima".

O Complexo Rio Parima expõe-se na serra do Imeri, fronteira Brasil-Venezuela, porém com área tipo no quadrante noroeste do T.F. de Roraima, com a qual mantém continuidade física.

Esta região foi afetada por um evento geodinâmico, sentido de Kroner (1977), denominado por Lima (1985) de Cinturão Móvel Parima-Tapajós, com orientação NW-SE e vergência para NE. A idade desse cinturão móvel deve estar ligada ao Proterozóico Inferior (2.000-2.600 m.a.).

Possivelmente arrolados ao Cinturão Móvel Parima-Tapajós associam-se dois conjuntos litológicos aqui referidos como complexos Traíra (Lima, 1984) e Rio Negro, que poderiam estampar parte da granitogênese sintectônica relacionada

à referida faixa geodinâmica.

O Complexo Traíra é semelhante ao Rio Negro, distinguindo-se do mesmo principalmente por caracteres estruturais, em vista de marcante orientação NNE-SSW, e secundariamente em termos litológicos. Compõe-se por gnaisses ortoderivados de composição granodiorítica a adamelítica, com termos graníticos e quartzo dioríticos, além de mostrar grande incidência de corpos anfibolíticos, responsáveis por exposições do tipo metatexíticas. Ocupa a parcela mais ocidental da área trabalhada, em uma faixa aproximadamente meridiana, na zona limítrofe com a Colômbia. De outro modo, no Complexo Rio Negro tais anfibolitos estariam praticamente ausentes, dominando exposições do tipo diatexíticas. Seus gnaisses seriam de composição amiúde granítica a granodiorítica e secundariamente adamelítica, com a presença comum de augen gnaisses. Mostra área de exposição bem maior que o Complexo Traíra, ocupando grande parte do fragmento oriental da região em questão.

Merece destacar que tanto o Complexo Traíra como rio Negro não mostram evidências de terem atingido a *facies* granulito, como acontece com o Complexo Rio Parima, acima percorrido.

Os trabalhos efetuados pelo PRORADAM em território colombiano denominaram a esse conjunto, complexos Traíra e Rio Negro, de Complexo Migmatítico de Mitu (Galvis, Huggett e Ruge, 1979).

Define-se neste trabalho uma suíte granitóide, tardi-tectônica em relação ao evento Parima-Tapajós, com área tipo na serra do Curupira, zona lindeira do T.F. de Roraima e Estado do Amazonas, com relativas exposições na serra do Imeri e rio Daraã. A mesma mostra composição granodiorítica a tonalítica, amiúde gnaissificadas, em vista da orientação de seus minerais máficos. Para tal conjunto de magmatitos denomina-se de Suíte Intrusiva Serra do Curupira.

No final do Proterozóico Inferior a porção sul dessa região foi afetada por um "linear shear belt" (Windley, 1977) denominado de Cinturão Móvel Guiana Central (Lima, Oliveira e Tassinari, 1982) de orientação NE-SW (Lineamento Tacutu), cujo embasamento é aqui cognominado de Complexo Cauaburi, produto de retrabalhamento do Complexo Rio Negro. Os dados geocronológicos e estruturais permitem posicionar este evento geodinâmico entre 1900-1800 m.a. atrás.

A seção mais significativa executada no aqui chamado de Complexo Cauaburi, deve-se a Giffoni e Abrahão (1969), realizado no rio do mesmo nome, o qual corta transversalmente a citada zona de cisalhamento. Tais autores reportam que desde a foz do rio Cauaburi até a confluência com o rio Iá, assomam rochas graníticas e gnaissicas ortoderivadas, de difícil individualização devido a íntima relação entre os mesmos, comumente denominados de "migmatitos cataclásticos". Saliente-se ainda neste trato a presença secundária de "quartzitos e xistos", que se acredita representarem o resultado da intensa silicificação e "shearing" que afetou essas rochas. No entanto, a nordeste de Santa Isabel do Rio Negro individualizou-se uma faixa de gnaisses (gn) orientada segundo NE-SW que podem representar possíveis metassedimentos.

No limiar do Proterozóico Médio, entre 1750-1600 m.a. ocorreu o desenvolvimento do Cinturão Móvel Rio Negro - Juruena (Cordani et al., 1979; Tassinari, 1981) quiçá ligado a presença de placas tectônicas convergentes, uma continental e outra oceânica, através de uma zona de subducção, com mergulho para oeste, culminando no desenvolvimento de intenso plutonismo ácido a intermediário, retratado pela Suíte Intrusiva Curicuriari.

Esta unidade, com área tipo na serra de igual nome, a sul de São Gabriel da Cachoeira, é aqui definida. Corresponde em parte ao que Dall'Agnol & Abreu (1976) denominaram de biotita granitóides a titanita cuja composição varia de granítica a granodiorítica, com termos adamelíticos e secundariamente quartzo dioríticos. São ora equigranulares, ora inequigranulares, com tipos porfiróides, cujos megacristais são amiúde de microclina. O máfico dominante é a biotita seguida da hornblenda e o acessório mais característico é a titanita.

A Suíte Intrusiva Curicuriari exhibe significativa distribuição espacial, compondo batólitos na região do alto rio Içana; médio rio Içana e rio Xié; rios Marié, baixo rio Uaupés e rio Negro, como também envolvendo os rios Inambu, Abuará e Marauiá. Por sua vez também forma bossas e "stocks" distribuídos por toda a área. De acordo com a dominância de litotipos particularizou-se faixas compostas predominantemente por biotita granito porfiróide ou não, biotita granito-granodiorítico e biotita adamelito porfiróide ou não. O batólito do interflúvio Inambu-Abuará foi estudado preliminarmente por Lima (1976).

Dall'Agnol & Abreu (1976) apresentaram, pelo método Rb-Sr, uma diagrama isocrônico de referência para esses litotipos, o qual acusou uma idade de 1640 ± 26 m.a., com razão inicial de 0,702. Ao passo que Tassinari (1984) utilizando cinco amostras dessa isócrona obteve pelo método Pb-Pb, em diagrama isocrônico, o valor de 1632 ± 250 m.a. Segundo este autor o valor do parâmetro $U^{238}/204$, obtido pelo método Pb-Pb indica que esses litotipos constituem uma nova crosta continental formada por materiais derivados diretamente do Manto Superior.

Após o "emplacemnt" desses plutonitos ocorreu a deposição de sedimentos pelíticos aluminosos e psamíticos, provavelmente formados em ambiente litorâneo, aqui referido como Complexo Rio Uaupés. Com a continuação deste processo geológico houve a colisão de placas continentais, culminando no metamorfismo das rochas sedimentares e através de sua anatexia deu-se a colocação dos granitóides a duas micás (Suíte Intrusiva Rio Içana).

As áreas de exposição desses metassedimentos, situa-se no rio homônimo a montante da Missão Laurete, como também nas cabeceiras do rio Tiquié e vizinhanças do Cerro Tunuí, no rio Içana. Malgrado sua parca representatividade em território brasileiro são mencionados por Galvis, Huguett e Ruge (1979) a presença de supracrustais em território colombiano sob a forma de gnaisses aluminosos, metarenitos e metaconglomerados. Em trato brasileiro os litotipos caracterizam-se por silimanita-granada-biotita gnaisse com a presença ou não de andalusita, que indicaria um tipo bórico baixo (Abukuma) (Miyashiro, 1967).

A Suíte Intrusiva Rio Içana, tem seção tipo no rio homônimo, onde expõe três importantes maciços batolíticos. Os outros pontificam-se por "stocks" escassamente distribuídos no restante da área. Correspondem ao que Dall'Agnol & Abreu (1979) denominaram de granitóides a duas micás. Composicionalmente representam-se por granitos e secundariamente sienitos, em sua maioria leucocráticos e equigranulares. Quartzo e microclina são os minerais dominantes, secundados por biotita e muscovita.

Os litotipos da Suíte Intrusiva Rio Içana foram datados pelo método Rb-Sr, por Dall'Agnol & Abreu (1976), que traçaram duas isócronas de referência. A primeira formada por amostras originárias dos rios Uaupés e Papuri, indicaram uma idade de 1318 ± 22 m.a. e razão inicial de 0,7222. A segunda proveniente de amostras do rio Içana e cercanias e, também do rio Uaupés forneceu uma idade de 1225 ± 23 m.a. e razão inicial de 0,713. Por outro lado o esquema geocronológico esboçado por Barrios (1983) se encaixa melhor dentro e da evolução aqui apresentada, uma vez que o citado autor situa a formação das Suítes Intrusivas Curicuriari e Rio Içana, entre 1500 e 1700 m.a. atrás.

Posteriormente, houve um período de estabilidade tectônica com a deposição de coberturas sedimentares de plataforma (Grupo Roraima) e magmatismo básico associado. (Suíte Intrusiva Tapuruquara).

O Grupo Roraima originalmente descrito na Amazônia Venezuelana por Agueverre et al. (1939) tem sua principal área de exposição em território brasileiro no quadrante norte do T.F. de Roraima. Os trabalhos desenvolvidos pelo Projeto RADAMBRASIL para a região do Alto Rio Negro, Pinheiro et al. (1976) e Fernandes et al. (1977), consideraram apenas como pertencentes a esta unidade as exposições jacentes na região do Pico da Neblina e serras do Padre, Uneiuxi e Iá, enquanto que aqueles existentes nos cerros Caparro e Tunui, e Serra do

Traíra foram denominadas de Grupo Tunuí (Montalvão & Fernandes, 1976). Por outro lado, os trabalhos do PRORADAM em território colombiano mantiveram o termo Grupo Roraima para as duas primeiras exposições serranas, enquanto que para a última chamaram de Formação La Pedrera. Adota-se no presente relatório a hipótese levantada por Lima (1984) que considera todo esse conjunto relativo ao Grupo Roraima, havendo distinção apenas no estilo tectônico, em vista da litologia similar.

Aliás, existe uma certa celeuma nesta região do Craton Amazônico com respeito às unidades correlacionáveis ao Grupo Roraima. Dentre essas cita-se: Grupo Tunuí (Montalvão & Fernandes, 1976); Formação La Pedrera (Galvis, Huggett e Ruge, 1979); Formação Cinaruco (McCandless, 1965); Quartzito Mapares (Kalliokoski, 1965) e Formação Esmeralda (Crivieux, 1966).

O Grupo Roraima compõe-se essencialmente por psamitos, com intercalações de pelitos grafitosos e psamitos basais.

O magmatismo básico está bem retratado na região de Santa Isabel do Rio Negro, originalmente denominada por Araújo Neto et al. (1977) de Suíte Ígnea Tapuruquara. Extensões dessa unidade devem-se a Lourenço et al. (1978), Pinheiro et al. (1976) e Montalvão et al. (1975). Compõe-se por rochas básicas dominantes, incluindo anortositos e termos ultrabásicos. Advoga-se que pelas características radarográficas a base da Serra do Padre, seja composta por rochas básicas, no entanto tais informações não foram relatadas por Giffoni & Abrahão (1969), que percorreram esta região.

Entre 1550-1450 m.a. atrás, desenvolveu-se o Cinturão Móvel Cachimbo - Traíra (Lima, 1985), com orientação NNW-SSE e vergência para ENE. O limite superior de 1450 m.a., constitui a idade de uma isócrona verdadeira de vulcânicas não metamorfisadas que cortam o Grupo Roraima (dobrado) na região da serra do Traíra, fronteira com a Colômbia, segundo Fernandes et al. (1977).

Com respeito ao referido Cinturão Móvel, pelos dados que se dispõe no momento, advoga-se para o mesmo um caráter exclusivamente ensialico. Na tentativa de mostrar sua área de atuação foi de grande valia a análise das mega estruturas expostas pelo Grupo Roraima. Na região da Serra Traíra, fronteira com a Colômbia, o estilo tectônico reflete-se em dobramentos apertados, compondo sinclínório assimétrico com flancos invertidos e traços da superfície axial orientado para NNW-SSE, com mergulho para SSW. Por outro lado a região abarcada pelos cerros Traíra e Tunuí, e serra do Iá, notabilizam-se por se tratar de uma zona de transição, uma vez que os dois primeiros acidentes geográficos mostram-se limitados por falhas inversas cerca de NNE-SSW cuja vergência orienta-se para WNW. A serra do Iá parece ser controlada por falhamentos WNW-ESE. Ressalte-se que em Cerro Caparro são visíveis, em imagens de Radar, mega modelos de interferência, devido a redobramentos com superfície axial disposta cerca de WNW-ENE e mergulho para NNE. A faixa cratônica representa-se pelas exposições de regiões do Pico da Neblina, e serras do Padre e do Uneixi. Na zona de transição os litotipos que compõem esta unidade retratam a presença de quartzitos com andalusita associada, à semelhança da região dobrada (Serra do Traíra). O metamorfismo atingido foi da *facies* Xistos Verdes, tipo bário baixo. (Abukuma).

Com respeito aos litotipos que dominam no Grupo Roraima dobrado, ressalte-se a dominância de sericita-quartzito com andalusita, metapelitos carbonosos e opacos quartzitos.

Com a estabilização desse evento geodinâmico ocorreu a colocação de granitóides tardi a pós tectônicos (Suíte Intrusiva Tiquié) originalmente definido por Pinheiro et al. (1976) sob a denominação de Granito Tiquié. Face as analogias petrográficas incluímos exposições ocorrentes nas cabeceiras do rio Içana e na extremidade oeste da Serra do Padre nesta unidade. Representam-se por biotita granito de coloração rósea e textura hipidiomórfica granular. Segundo Dall'Agnol (1984) os dados petrográficos dessa unidade não sugerem semelhanças com as outras suítes granitóides anorogênicas definidas no Craton Amazônico.

De qualquer modo incluímos como ligado temporalmente a Suíte Intrusiva

Tiquié, as vulcânicas não metamorfisadas da Serra Traíra (Fernandes et al. 1976) e vulcânicas citadas por Giffoni & Abrahão (1969) ao longo do rio Cauaburi, sob a forma de pequenos corpos.

Pinheiro et al. (1976) apresentaram duas idades convencionais em rocha total, pelo método Rb-Sr, para esses granitóides. Uma proveniente de sua área tipo e a outra do Alto rio Içana. A primeira indicou valores de 1571 ± 57 m.a. e a outra de 1412 ± 49 m.a., com razão inicial admitida de 0,705.

No Mesozóico, relacionado a "rifts" de orientação principalmente NE-SW, provavelmente contemporâneos aos eventos distensionais ligados ao Graben do Tacutu, fronteira Brasil-República da Guiana, ocorreu o "emplacement" de rochas alcalinas, retratadas na área em questão pelo Carbonatito Seis Lagos, e provavelmente por aegirina granitos citados por Pinheiro et al. (1976). Este último, porém, de diminuta expressão espacial. Interpretou-se ao norte de Santa Isabel do Rio Negro um corpo que pelas suas características radarográficas sugerem tratar-se de rochas alcalinas, reforçado, ademais, pela presença de intensa laterização em seu topo.

Finalmente no Plio-Pleistoceno ocorreu a deposição dos sedimentos continentais relativos a Formação Solimões (Caputo, Rodrigues e Vasconcelos, 1971) com bastante expressividade na porção sul da área em foco. Por sua vez entre Iuarete e Cerro Tunuí assoma com grande área de exposição coberturas detrítica-laterítica relacionada a níveis de aplainamento do Pleistoceno (?), semelhantes às descritas por Galvis, Huggett e Ruge (1979) como Terciário Superior Amazônico em território Colombiano, ao qual se associam camadas de ferrooolítico. Por fim tem-se os depósitos aluviais e coluviais. Os primeiros representados ao longo das principais drenagens e bem exemplificados ao longo dos rios Cubate, Içana, Tiquié e Uaupés. Constitui-se essencialmente por areias, secundariamente cascalho e restos de material carbonáceo. Por outro lado os colúvios pontificam no sopé da região serrana Brasil-Venezuela, retratado pela Serra do Imeri.

III - LITOQUÍMICA

III.1 - Generalidades

Procedeu-se um estudo litoquímico sintético de duas suítes granitóides que assomam na região do Alto rio Negro, retratadas pelas suítes intrusivas Curicuriari e Rio Içana, com o fito de se obter informações que complementem as conclusões deste trabalho. As fontes de consulta com respeito às análises foram obtidas de Dall'Agnol & Abreu (1976), Pinheiro et al. (1976), Issler (1976) e Fernandes et al. (1977).

A observação das análises químicas da Suíte Intrusiva Curicuriari, biotita granitóides a titanita, revelam teores baixos de SiO_2 . Os teores de potássio situam-se entre 4% e 7%, superando os valores de sódio que variam entre 2% e 4%, que caracteriza esses granitóides como de tendência potássica.

Os granitóides a duas micas, retratados pela Suíte Intrusiva rio Içana, apresentam teores mais elevados de SiO_2 , e são levemente mais aluminosos. Os teores de potássio superam os de sódio. Na média os teores de K_2O são levemente superiores na Suíte Intrusiva rio Içana do que na Suíte Intrusiva Curicuriari, o inverso ocorrendo com relação a Na_2O .

Os valores de CaO , FeO e TiO_2 são sensivelmente menores na Suíte Intrusiva Rio Içana em relação aos granitóides da Suíte Intrusiva Curicuriari.

A observação dos minerais normativos, mostra um aumento na percentagem de quartzo nos granitóides da Suíte Intrusiva Rio Içana, onde há um aumento na quantidade de ortoclásio normativo, que sempre é superior a albita normativa. Ademais, esta suíte sempre forma coríndon normativo, em percentagens que variam de 0,15% a 4,69%.

O estudo do índice de saturação em alumina, segundo definido por Shand (1927), revelou um comportamento peraluminoso para todos os exemplares analisados da Suíte Intrusiva rio Içana, e um comportamento pouco variável, para as amostras da Suíte Intrusiva Curicuriari. Este comportamento expressou-se por apresentar vinte amostras com caráter peraluminoso e quatro com caráter metaluminoso.

III.2 - Diagramas de Variação

Os diagramas de variação inter-elementos, confeccionados para a Suíte Intrusiva Curicuriari, figuras 3 e 4, mostraram correlação negativa, quando comparados Al_2O_3 x SiO_2 , $Fe_2O_3 + FeO$ x SiO_2 , CaO x SiO_2 e TiO_2 x SiO_2 . No entanto a plotagem do K_2O x SiO_2 e Na_2O x SiO_2 não evidenciou nenhuma correlação, com os pontos caindo esparsamente.

Os diagramas efetuados para a Suíte Intrusiva Rio Içana, não ressaltaram nenhum tipo de correlação notável entre Al_2O_3 x SiO_2 , CaO x SiO_2 e K_2O x SiO_2 . Formaram uma discreta correlação positiva para Na_2O x SiO_2 e uma correlação negativa foi apresentada entre o $Fe_2O_3 + FeO$ x SiO_2 .

Tentou-se com as poucas informações de elementos traços referentes às suítes intrusivas Curicuriari e Rio Içana, uma tentativa de estabelecer a ambiência tectônica dos mesmos, no entanto os resultados resultaram infrutíferos.

Na fig.12 apresenta-se um diagrama de variação de Rb/Zr versus SiO_2 (Harris, Pearce e Tindle, no prelo), cuja plotagem indicou apenas uma amostra da Suíte Intrusiva Rio Içana no campo de granitóides de sin-colisão dos referidos autores. Em que pese a presença de duas outras amostras desta unidade situarem-se nas proximidades.

Por sua vez, tentou-se dois outros diagramas de variação de SiO_2 x Y e Rb consoante figs. 13 e 14 (Pearce, Harris e Tindle, 1984). Com relação a razão Y versus SiO_2 , observa-se um maior posicionamento da Suíte Intrusiva rio Içana no campo VAG + COLG + ORG, enquanto que na fig. 13, Rb versus SiO_2 , algumas amostras desta unidade já se posicionam no campo de granitos de sin-colisão.

De uma maneira geral os leucogranitos de zona de colisão possuem alto teor de SiO_2 , em torno de 74%, e pobre em TiO_2 . Outra indicação é o alto teor em álcalis, ficando em torno de 7 a 9%. São similares ao tipo S (Chappell & White, 1974) e tem como caráter adicional a presença de muscovita e turmalina.

III.3 - Diagramas Triangulares

No diagrama Q-A-P normativo de Streckeisen (1976), figura 05, as amostras da Suíte Intrusiva Rio Içana agrupam-se no campo do álcali feldspato granito ou bem próximo do seu limite já dentro do campo dos granitos. Os exemplares da Suíte Intrusiva Curicuriari, posicionam-se preferencialmente dentro do campo do granito, com algumas amostras caindo no campo do álcali-feldspato granito e quartzo sienito e apenas uma no quartzo monzonito.

A presença de muscovita e silimanita nos litotipos da Suíte Intrusiva Rio Içana é indicativa do caráter peraluminoso desta unidade.

O diagrama normativo Q-Ab-Or, com isobárica mínimas segundo Tuttle e Bowen (1958) fornece informações sobre condições de geração dos líquidos graníticos. Os litotipos representantes da Suíte Intrusiva Rio Içana, apresentaram uma população mais numerosa abaixo da linha isobárica de 10 Kb e outra entre isobáricas de 10 Kb e 0,5 Kb. Os granitóides da Suíte Intrusiva Curicuriari formaram duas concentrações distintas, uma acima de 0,5 Kb, e outra abaixo de 10 Kb, refletindo um ambiente de geração em regiões de pressões superiores aos granitos,

situados acima de 0,5 Kb. (fig. 6).

No diagrama An-Ab-Or, figura 07, com isobárica mínima de 5 Kb, de Winkler (1977), as amostras da Suíte Intrusiva Curicuriari plotam predominantemente no campo dos granitos subsolvus, com as duas fases feldspáticas separadas. Já os litotipos da Suíte Intrusiva Rio Içana ocorrem preferencialmente abaixo da linha de 5 Kb, dentro do campo hipersolvus ou próximo ao limite.

As litologias representantes da Suíte Intrusiva Curicuriari, foram lançadas no diagrama An-Ab-Or proposto por O'CONNOR (1965), figura 08, com modificações sugeridas por Barker (1979) no intuito de separar séries graníticas sódicas e potássicas. Observa-se que as referidas rochas incidem predominantemente no campo correspondente ao granito, com uma quantidade subordinada de pontos nos espaços do granodiorito. Segundo o mesmo diagrama, as amostras da Suíte Intrusiva Rio Içana inserem-se no domínio do granito, havendo um leve predomínio do componente Ab (albita) sobre o Or (feldspato alcalino).

III.4 - Diagramas Binários e Ternários

Uma nova aplicação do diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976), foi dada por Lameyre & Bowden (1982), figura 09, e foi utilizada na tentativa de identificar a que série química pertencem os litotipos em estudo. Os relativos à Suíte Intrusiva Rio Içana, plotaram nos campos dos granitos aluminosos de províncias alcalinas e uma outra parte recaiu no campo dos granitóides de fusão crustal. As amostras da Suíte Intrusiva Curicuriari tiveram um comportamento disperso, recaindo parte nos campos acima definidos, e parte no campo alcalino e peralcalino, e poucos exemplares plotaram no campo calcioalcalino.

A aplicação do diagrama $Fe_2O_3/FeO \times ID$, figura 10, de Ishihara (1981), na interpretação petroquímica da Suíte Intrusiva Rio Içana, revelou uma distribuição dominante no interior do campo da Série Ilmenítica, ou então os pontos ficaram próximos à linha limite entre as duas séries. Da observação da Suíte Intrusiva Curicuriari, depreende-se uma distribuição mais ou menos equivalente em termos numéricos, mas há uma leve tendência para a Série Ilmenítica, pois os pontos que não plotam nela localizam-se próximos ao seu limite. O autor acima citado relacionou a Série Magnetita com granitos do tipo I (provenientes do Manto), e a Série Ilmenita com os granitos I e S, esse último proveniente de refusão de material crustal.

O diagrama de Wright (1969), figura 11, revelou a predominância do caráter calcioalcalino para as amostras da Suíte Intrusiva Curicuriari, plotando uma parcela de amostras dentro do campo alcalino. Os exemplares representantes da Suíte Intrusiva Rio Içana, apresentaram um comportamento disperso, com algumas amostras caindo no campo alcalino e outras nos limites deste com o campo calcioalcalino.

IV - POSSIBILIDADES METALOGENÉTICAS

Mesmo se considerando que o embasamento da região ora em estudo remonta do Arqueano ao Proterozóico Inferior, não se identificou a presença de seqüências vulcano-sedimentares.

A Suíte Intrusiva Curicuriari, tipo Cordilheirano, mostra potencialidade em encerrar mineralizações de Cu e Mo. Por outro lado a Suíte Intrusiva Rio Içana, relacionado a colisão de blocos continentais, envolve a possibilidade de abarcar mineralizações de Sn, Nb-Ta e W, salientando-se que os pegmatitos associados aos mesmos poderiam ser mineralizados em pedras coradas. Pinheiro et al. (1976) reportam-se a ocorrência de afrisita em pegmatitos do Rio Içana.

Caso seja confirmada a interpretação aqui apresentada no que concerne a distribuição espacial do Grupo Roraima, a região do Alto rio Negro tornar-se-á promissora em abrigar depósitos diamantíferos e auríferos, relacionados ao conglomerado basal desta unidade. Por outro lado as exposições jacentes na serra

do Traíra apresentam praticabilidades de encerrarem jazimentos ferríferos, manganesíferos e grafitosos. Ocorrências de ouro já são conhecidas na região do rio Içana e ferro e grafita ocorrem na serra Traíra (Fernandes et al. 1977).

Ao longo da área de atuação do Cinturão Móvel Guiana Central (Lineamento Tacutu), reativada em tempo mesozóicos, através movimentos de blocos (rifts), existe a possibilidade de existirem diatremas alcalinos semelhantes ao Morro dos Seis Lagos. Urge nesta faixa a execução de aerolevante geofísico (cintilometria e magnetometria), a fim de detectar corpos alcalinos, assim como básico-ultrabásicos similares a Suíte Intrusiva Tapuruquara.

Finalmente, relacionados às coberturas detríticas-lateríticas associam-se depósitos de ferrooolítico e nas aluviões expõem-se turfeiras, ambas, no entanto desprovidas de valor econômico para o presente momento.

V – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A região do Alto rio Negro remonta do Arqueano ao Proterozóico Inferior, policíclica e polifásica, tendo experimentado no decurso de sua evolução geológica processos de acreção e retrabalhamento, bem retratados através do desenvolvimento dos cinturões móveis Guiana Central e Rio Negro-Juruena.

Consoante evolução geológica aqui esboçada a região em foco poderá encerrar importantes depósitos diamantíferos e auríferos, além de cassiterita, columbita-tantalita, pedras coradas e muscovita (associados a pegmatitos), manganês, grafita, nióbio e terras raras.

Recomenda-se que seja realizado dentro do mais breve possível um aerolevante geofísico pelo Governo Federal, cintilometria e magnetometria, na região do Alto rio Negro, respaldado nas seguintes justificativas de caráter geológico:

a) área de atuação do Cinturão Móvel Guiana Central, uma vez que constitui o sítio mais propício para a colocação de diatremas alcalinos (quicá kimberlitos), relativos ao evento Tacutu, de idade mesozóica. (Prioridade 1).

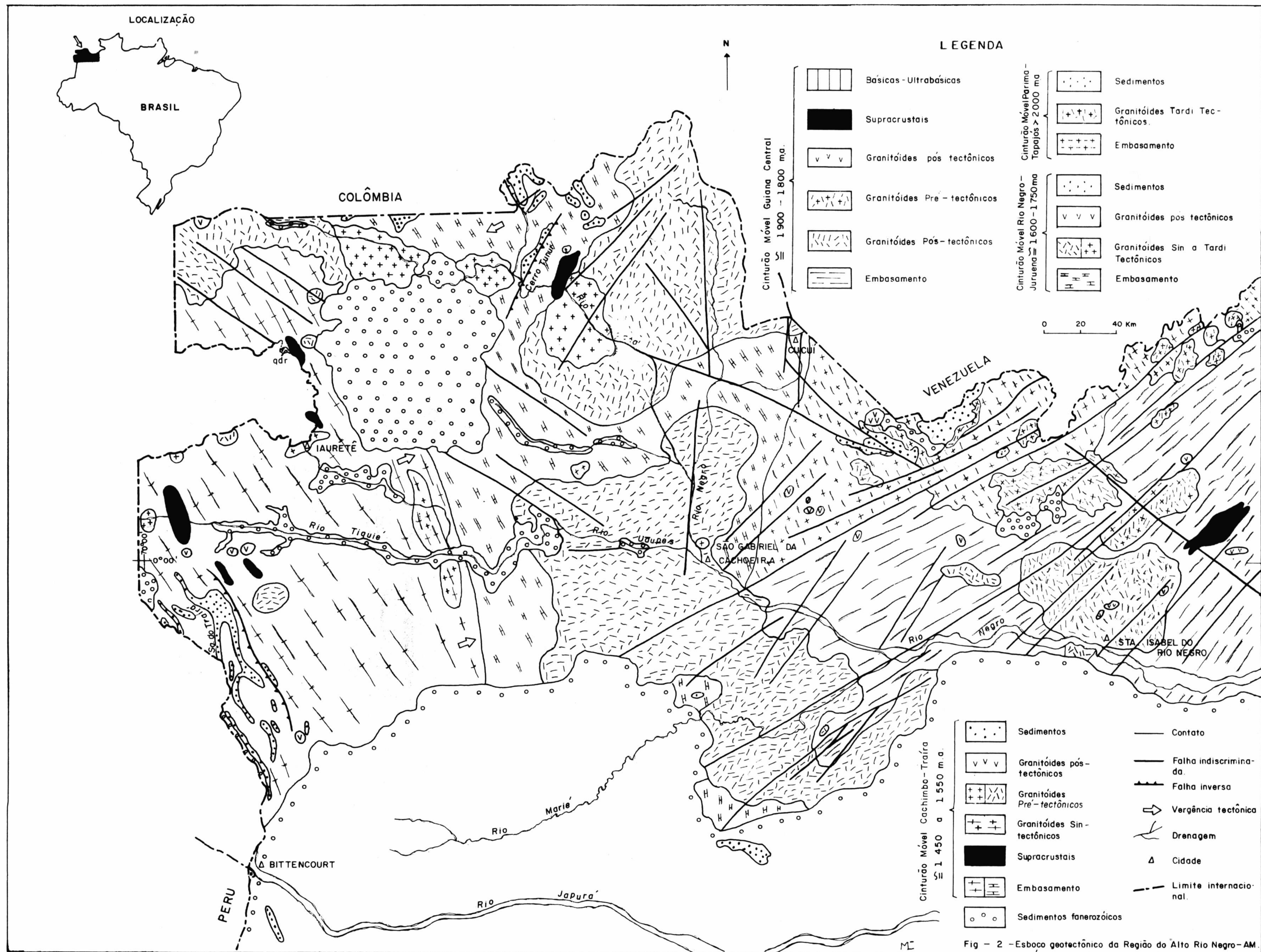
b) área restante, em vista da grande incidência de exposições relativas ao Grupo Roraima, cujo conglomerado basal em sua área tipo é portador de minerais radioativos, assim como seria possível avaliar qualitativamente a distribuição de minério de ferro, na serra do Traíra. Finalmente, avaliar os granitoides ricos em K^{40} , os quais em outras regiões da Amazônia Brasileira são portadores de cassiterita. (Prioridade 2).

VI – BIBLIOGRAFIA

- ABRAHÃO, H.N. & ALECRIM, J.D. - 1969 - Reconhecimento geológico preliminar do alto rio Negro, região de Maués - Tapuruquara. Manaus, DNPM.
- AGUERREVERE, S.E. et al. - 1939 - Exploracion de la Gran Sabana. R. Fomento, Caracas, 3 (9): 501-729.
- ARAÚJO NETO, H. et al. - 1977 - Projeto Tapuruquara; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. Inédito. 2v.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. de. Litoestratigrafia da bacia do rio Amazonas. Belém, Petrobrás-RENOR. (Relatório Técnico Interno, 641-A).
- CHAPPELL, B.W. WHITE, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granite types. Pacific geol. Tokyo, 8:173-4.
- CODESUR - 1973 - Atlas del Territorio Federal Amazonas y distrito cedeño del Estado Bolivar. La conquista del sur. Caracas.
- CORDANI, U.G. et al. - 1979 - Evolução tectônica da Amazônia, com base nos dados geocronológicos. Actas do II Congresso Geológico Chileno, Arica-Chile, 4: 137-48.

- CRIVIEUX, J.M.A. - 1966 - Secuencias estratigraficas poco conocidos de la Guyana. Geominas, Bolivar (4): 7-18.
- DALL'AGNOL, R. & ABREU, A.S. - 1976 - Características petrográficas e petrológicas do Complexo Guianense na folha NA.19 Pico da Neblina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. Anais. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia.
- FERNANDES, P.E.C.A. et al. - 1977 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SA.19 Icaá. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 19).
- GALVIS, J.; HUGUETT, A.; RUGE, P. - 1979 - Geologia de la Amazonia Colombiana. B. Geol., Bogotá, 12 (3): 10-82.
- GIFFONI, L.E. & ABRAHÃO, A.N. - 1969 - Reconhecimento geológico do rio Cauaburi e região do Pico da Neblina - Estado do Amazonas; relatório de viagem. Belém, DNPM. 75p.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, A.J.; TINDLE, A.G. - in press - Geochemical characteristics of colision magmatism.
- ISHIHARA, S. - 1981 - The granitoid series and mineralization. Econ. Geol., Lancaster, 75: 458-84.
- ISHIHARA, S. et al. - 1979 - The magnetite - Series and ilmenite - series granitoids and their bearing on tin mineralization, particularly of the Malay Peninsula region. Geol. Soc. Malaysia B. Kuala Lumpur, 11: 103-110.
- ISSLER, R.S. - 1976 - Embasamento pós-Transamazônico. Belém, Projeto RADAMBRASIL, 20p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 109-G).
- JUSTO, L.J.E.C. & SOUZA, M.M. de - 1984 - Jazida de nióbio do morro de Seis Lagos. In: SIMPOSIUM AMAZONICO, 2., Manaus, 1984. Anais. Manaus, Departamento Nacional de Produção Mineral, p.407-72.
- KRONER, A. - 1977 - The precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. Precambrian Res.; Amsterdam, 4: 163-213.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. - 1982 - Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volcanol. Geother. Res., Amsterdam, 14: 169-86.
- LIMA, M.I.C. de. - 1976 - Reconhecimento geológico nos médios rios Inambu-Abuará, Estado do Amazonas; relatório preliminar. Belém, Projeto RADAMBRASIL, 8p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 105-G).
- LIMA, M.I.C. de - 1984 - Províncias geológicas do Craton Amazônico. In: SIMPOSIUM AMAZONICO, 2., Manaus, 1984. Anais. Manaus, Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 9-24.
- LIMA, M.I.C. de - 1985 - Compartimentação lito-estrutural do Craton Amazônico (Brasil) e suas potencialidades metalogenéticas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. (Neste volume).
- LIMA, M.I.C. de.; OLIVEIRA, E.P. de; TASSINARI, C.C.G. - 1982 - Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. Anais. Belém, Sociedade Brasileira, v.1, p.147 - 62.
- LOURENÇO, R.S. et al. - 1978 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SA.20 Manaus. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 18).
- LUTH, W.C.; JAHNS, R.H.; TUTTLE, O.F. - 1964 - The granite system at pressures of to 10 Kilobars. J. Geophy Res. Washington, D.C., 69 (4): 759-73.
- MCCANDLESS, G.C. - 1965 - Reconocimiento geológico de la region noroccidental del Estado Bolivar. B. Geol., Caracas, 7 (13): 19-28.

- MAGUIRE, B. - 1955 - Cerro de la Neblina. Amazonas, Venezuela. - A Newly Discovered Sandstone Mountain - Geogr. R., p. 28-51.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and metamorphic belts. London, G. Allen & Unwin, 1973. 492p.
- MONTALVÃO, R.M.G. de & FERNANDES, P.E.C.A. - 1975 - Grupo Tunuí. Belém, Projeto RADAM. n.p. (Relatório Interno RADAM, 38-G).
- MONTALVÃO, R.M. G. de et al. - 1975 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21 - Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- O'CONNOR, J.T. - 1965 - A classification of quartz rich igneous rocks bases on feldspar ratios. Geol. Surv. Prof. Paper., Washington, D.C., (525-B): 79-84.
- PAIVA, G. de. - 1929a - Reconhecimento geológicos nas fronteiras do Brasil com a Venezuela e Colômbia, Estado do Amazonas. Relat. An. Serv. Geol. Mineral, Rio de Janeiro. 1928: 17-21.
- PAIVA, G. de. - 1929b - Valle do Rio Negro; physiografia e geologia. B. Serv. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (40): 1-20.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. - 1984 - Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25 (4): 956-83.
- PINHEIRO, S. da S. et al. - 1976 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha NA.19 Pico da Neblina. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 11).
- PINHEIRO, S. da S. et al. - 1981 - Projeto Catrimani - Uraricoera; relatório final. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. Inédito. 5v.
- RAMOS, C.R. - 1972 - Relatório de Viagem realizado no rio Cauaburi. Belém, DNPM, 9p. datilogr.
- SHAND, S.J. - 1927 - The eruptive rocks. New York, J. Wiley.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rocks its proper name. Earth Sei. R., Amsterdam, 12 (1): 1-33.
- TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Evolução geotectônica da província Rio Negro - Jurue-na na região Amazônica. São Paulo, Universidade/Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado.
- TASSINARI, C.C.G. - 1984 - A porção ocidental do Craton Amazônico. Evidências isotópicas de acreção continental no Proterozóico médio. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2., Manaus, 1984. Anais. Manaus, Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 439-446.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. - 1958 - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geol. Soc. America Mem., Ottawa, 74: 1-153.
- WINDLEY, B.F. - 1977 - The evolving continents. J.W.Ley, 385p.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas; tradução.
- WRIGHT, J.A. - 1969 - A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granites. Geol. Mag., London, 106 (4): 370-84.



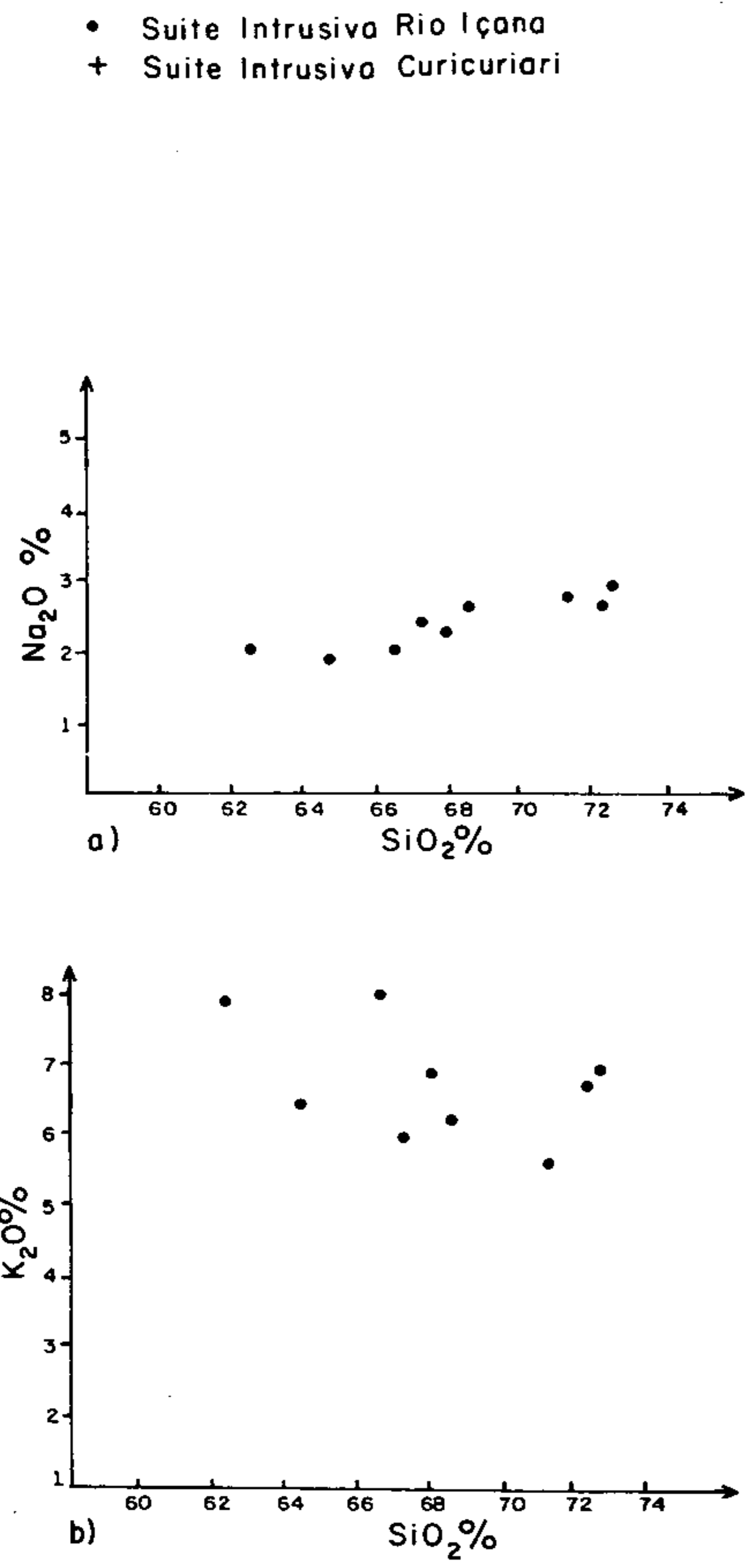


Fig. 3 - Diagramas de variação de alguns óxidos versus SiO₂.

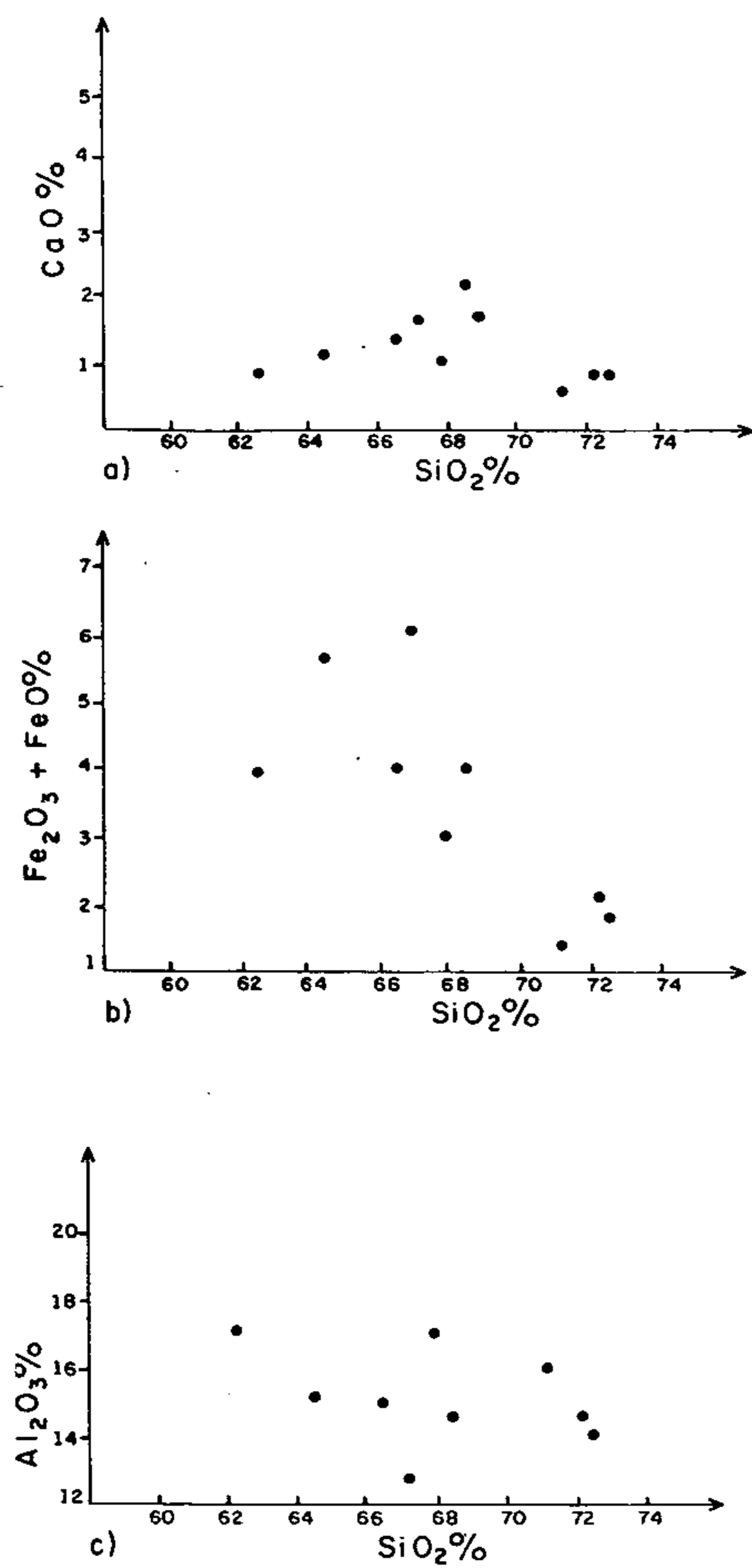
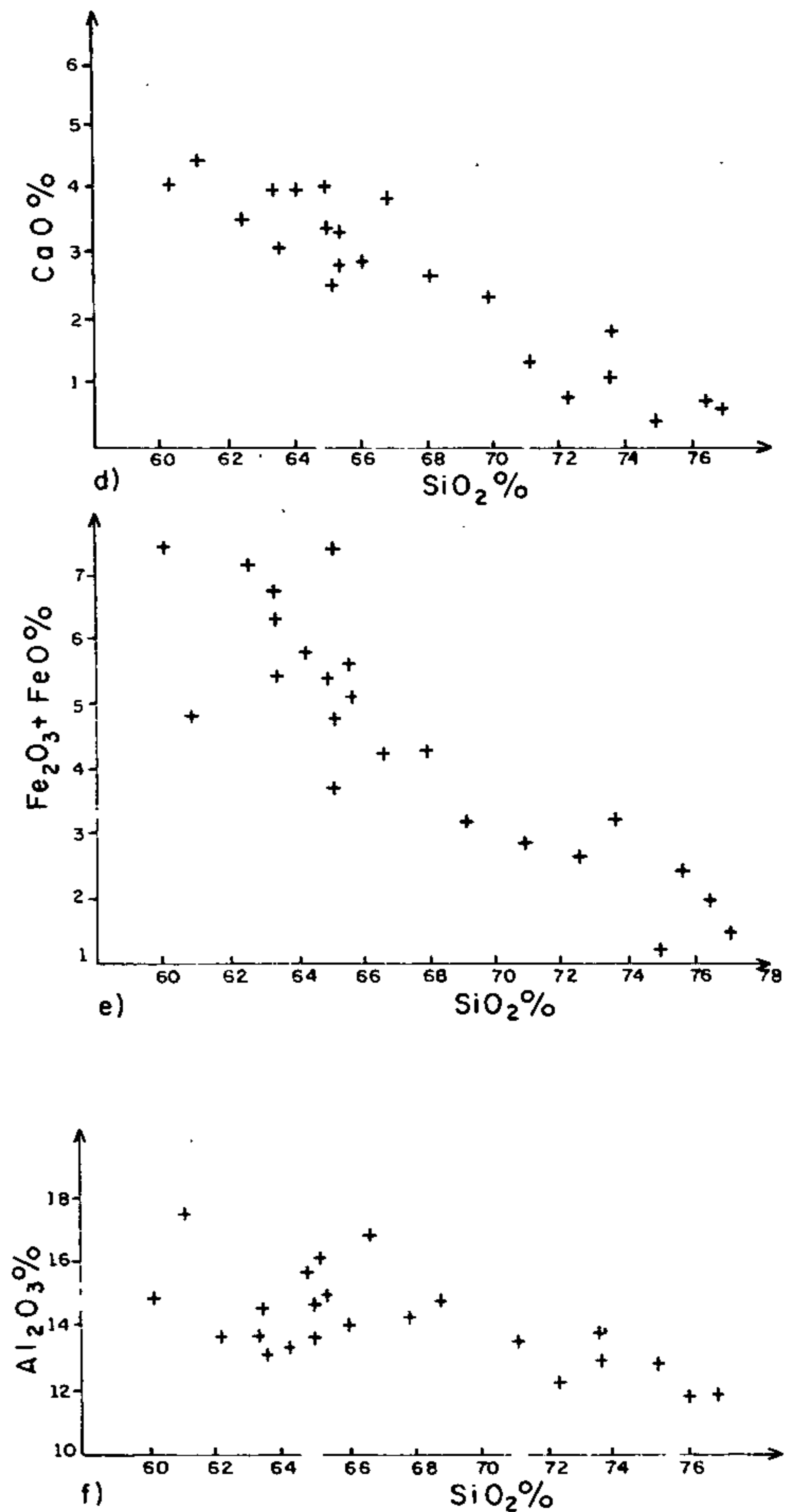
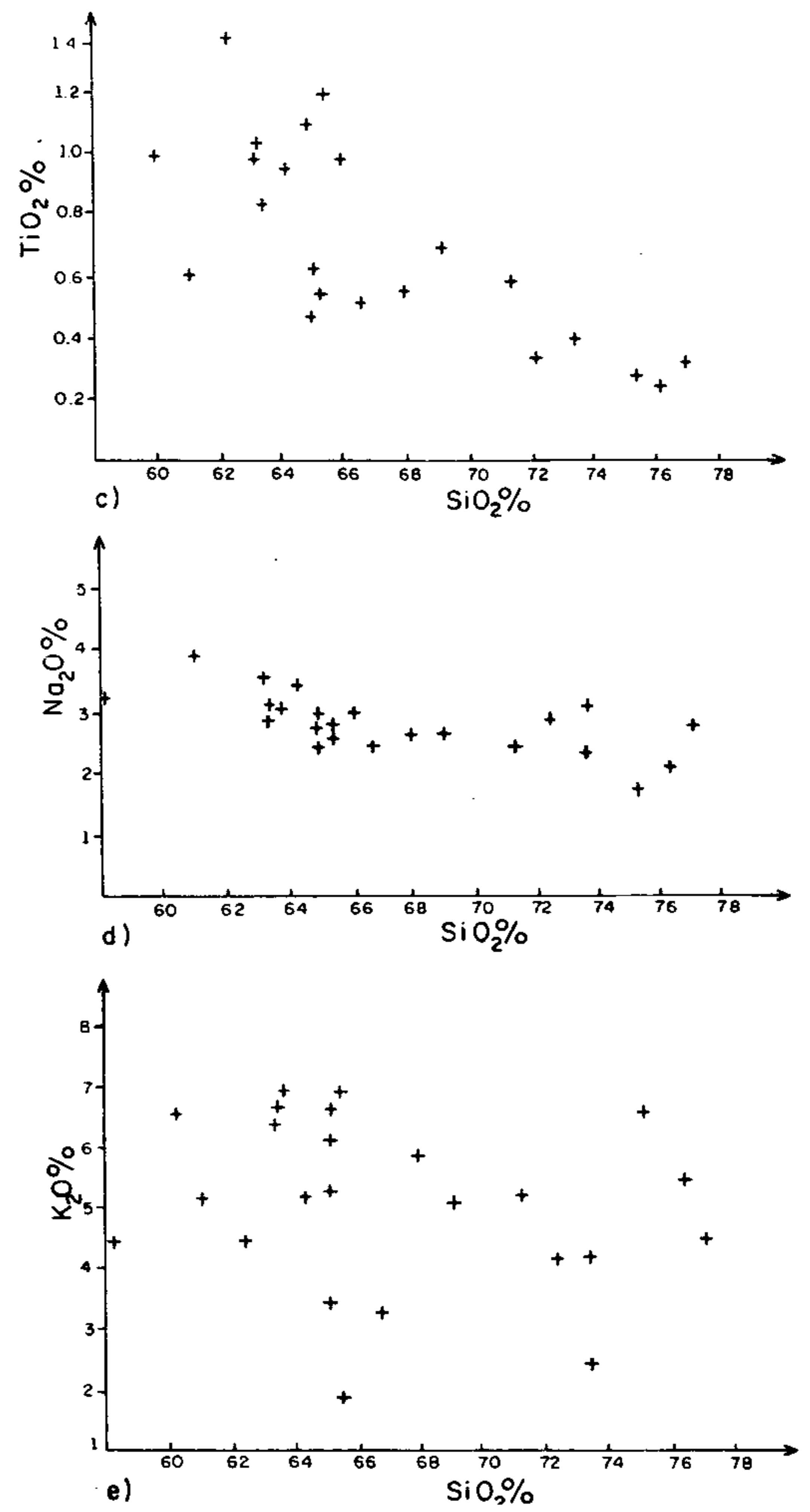


Fig. 4 - Diagramas de variação de alguns óxidos versus SiO₂.



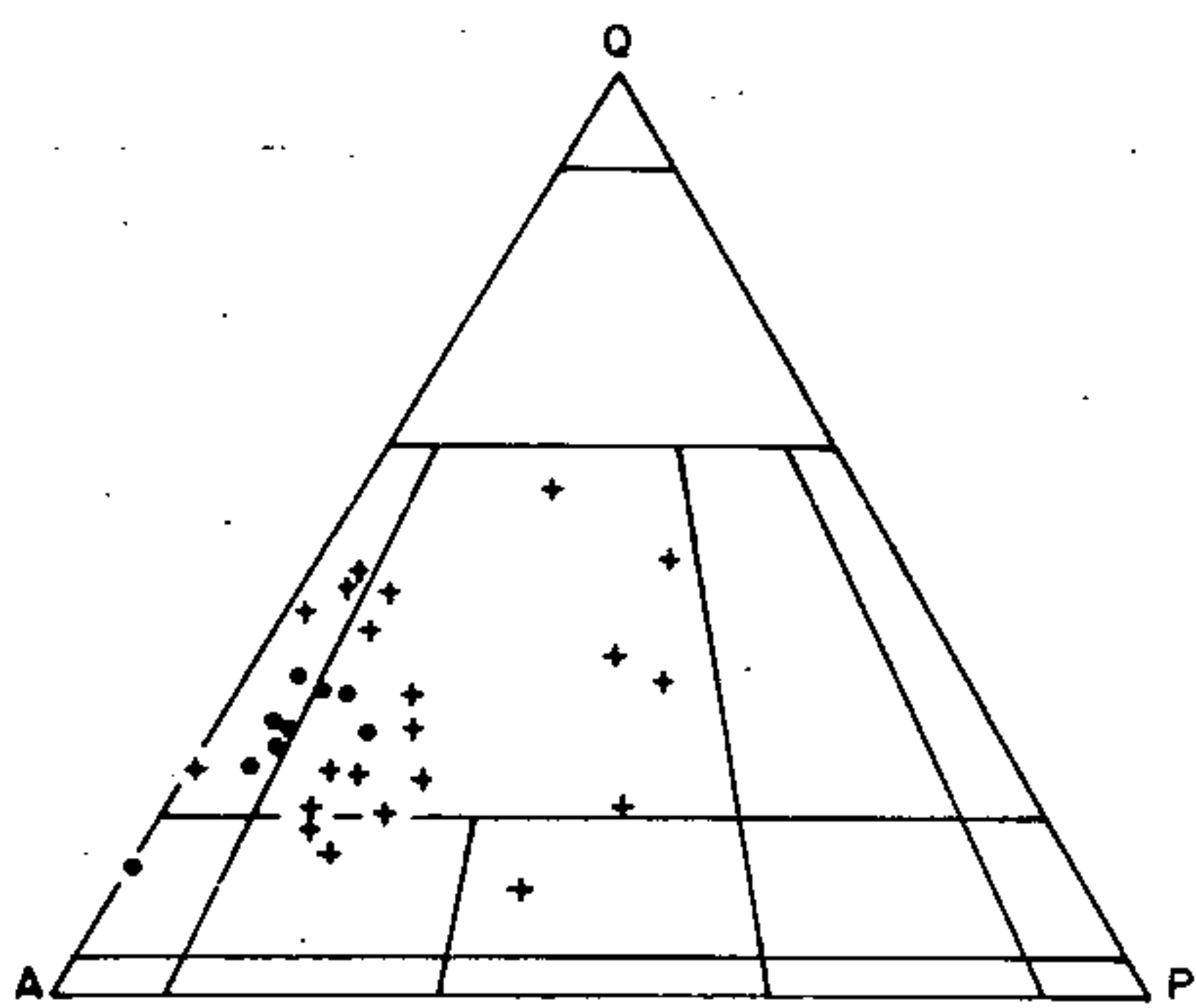


Fig. 5 - Diagrama QAP Normativo. STRECKEISEN (1976).

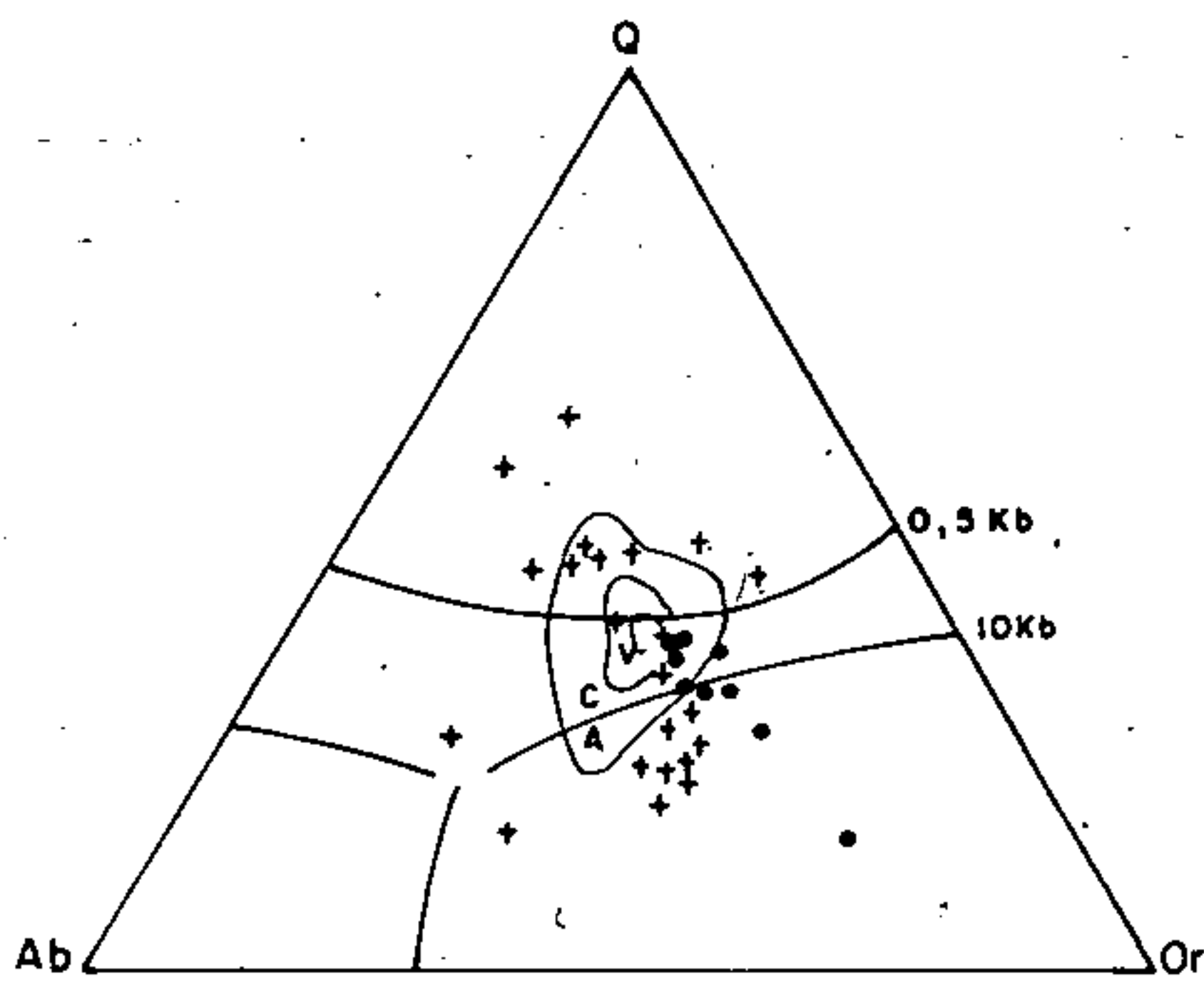


Fig. 6 - Diagrama Q-Ab-Or, com isobárica mínima de TUTTLE & BOWEN (1958) e de LUTH, JAHNS e TUTTLE (1964). Composição médio de granito Variscanos (V), Coledonianos (C) e Alpinos (A), de Holl (1971).

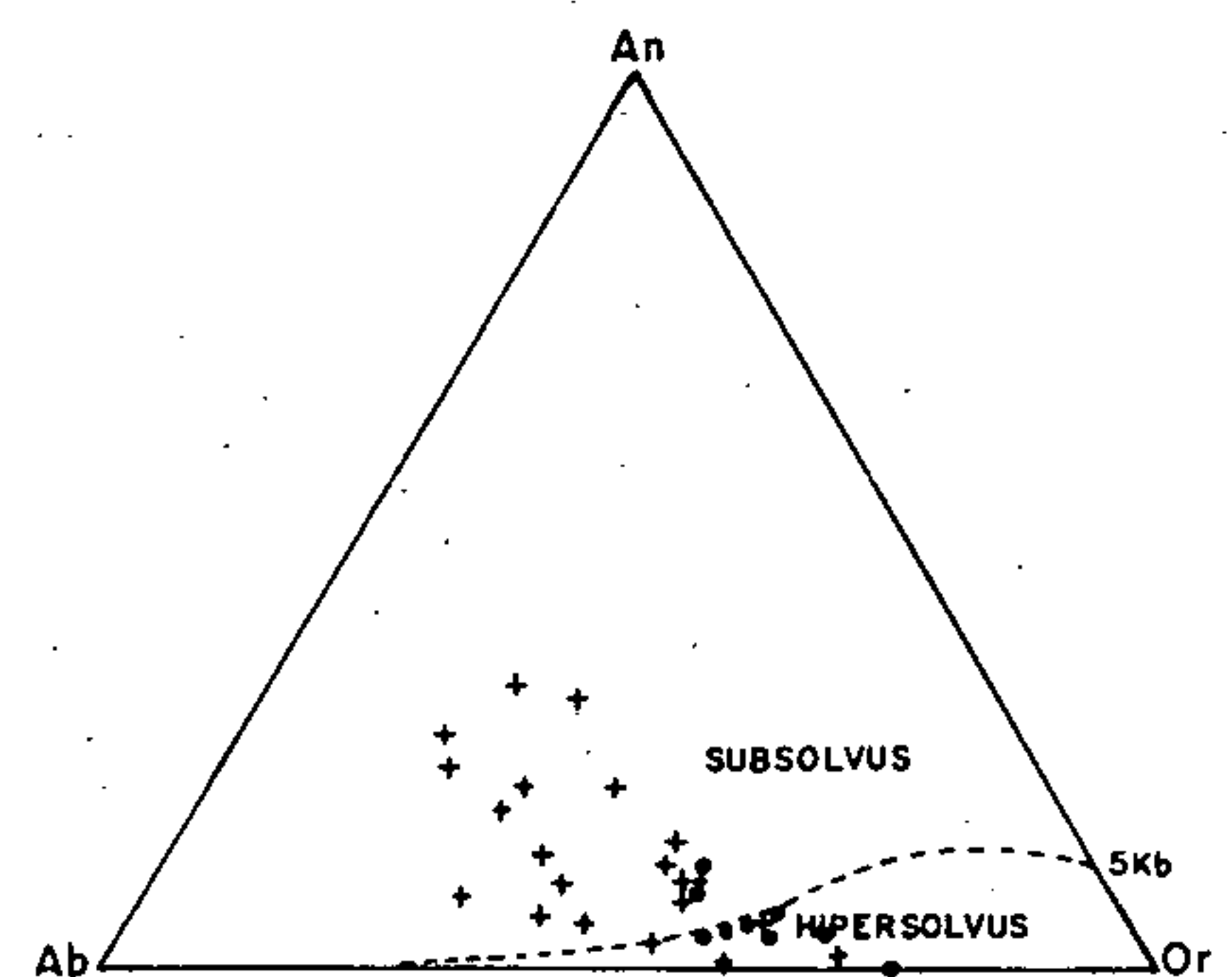


Fig. 7 - Diagrama An-Ab-Or, com isobárica mínima para $p_{H_2O} = 5Kb$ de WINKLER (1977).

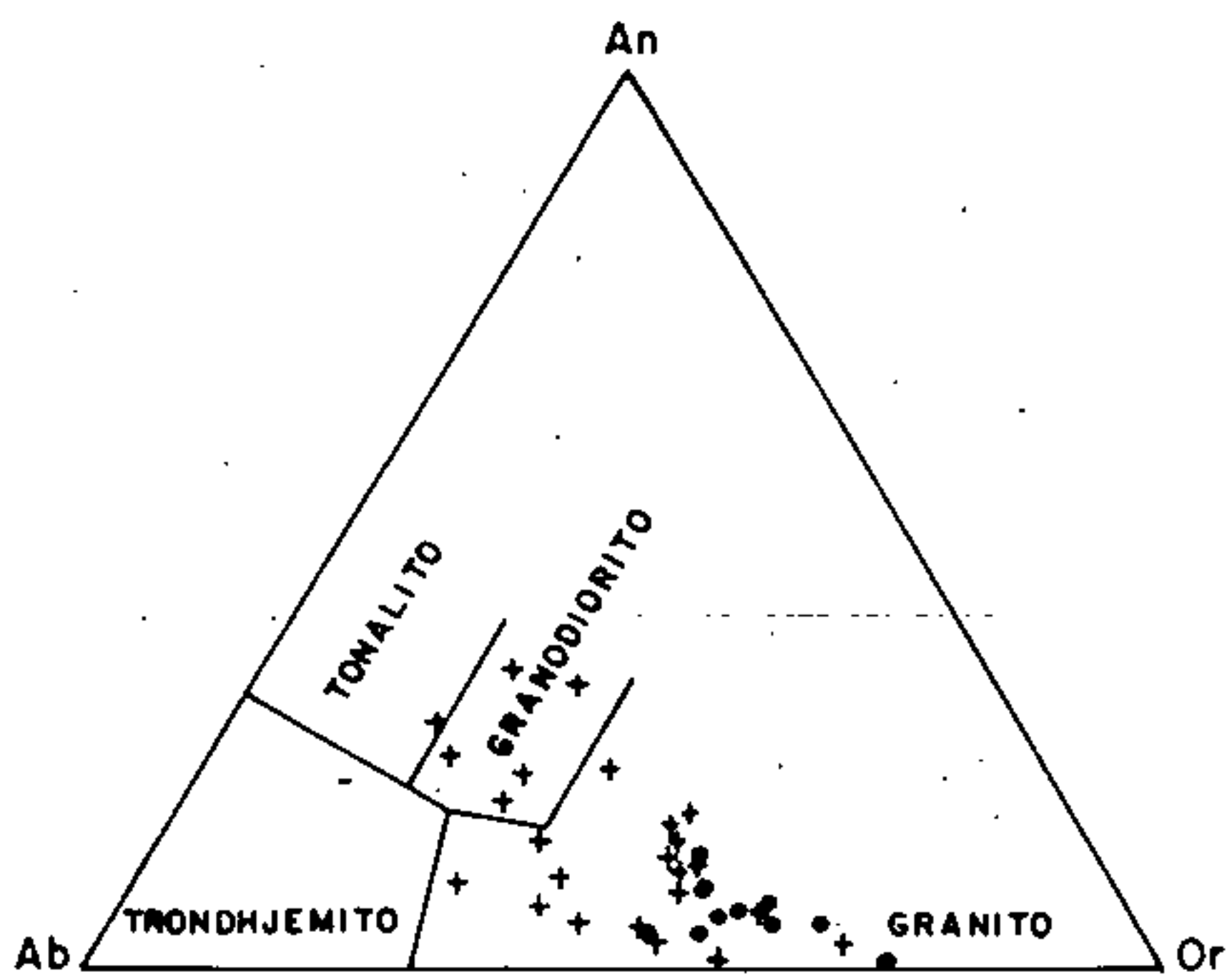


Fig. 8 - Diagrama An-Ab-Or segundo O'CONNOR (1965) com modificações sugeridas por BARKER.

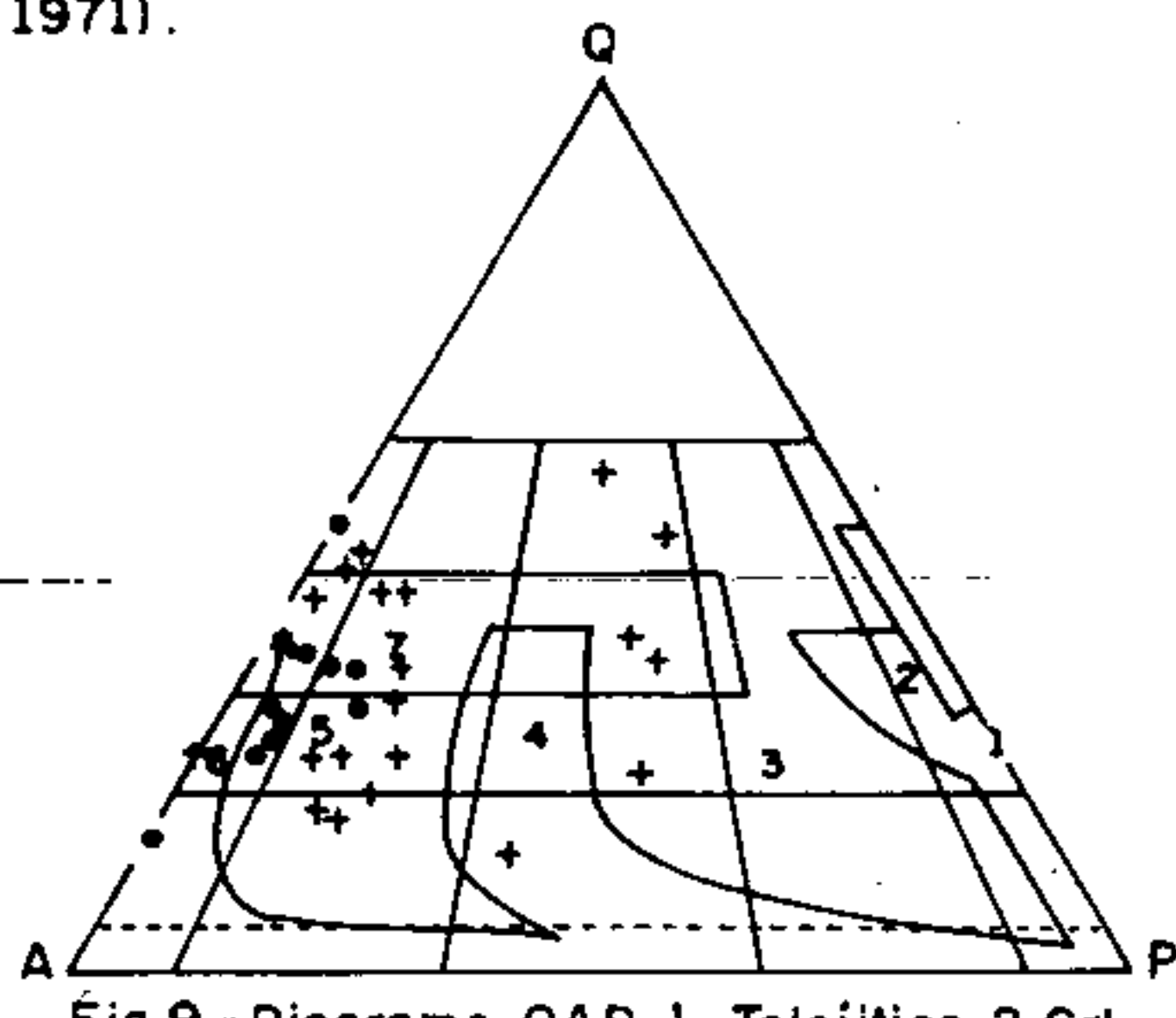


Fig. 9 - Diagrama QAP-1 - Toleiítico; 2 - Calcio-alcálico, Trondhjemítico (baixo K); 3 - Granodiorito calcio-alcálico (médio K); 4 - Monzonítico calcio-alcálico (alto K); 5 - Grn. nitóides aluminosos; 6 - Alcalino e peralcalino; 7 - Granitóides de fusão crustal. * - Composição mínima mediana (LAMEYRE & BOWDEN, 1982).

- Suíte Intrusiva Rio Içana
- + Suíte Intrusiva Curicuriari

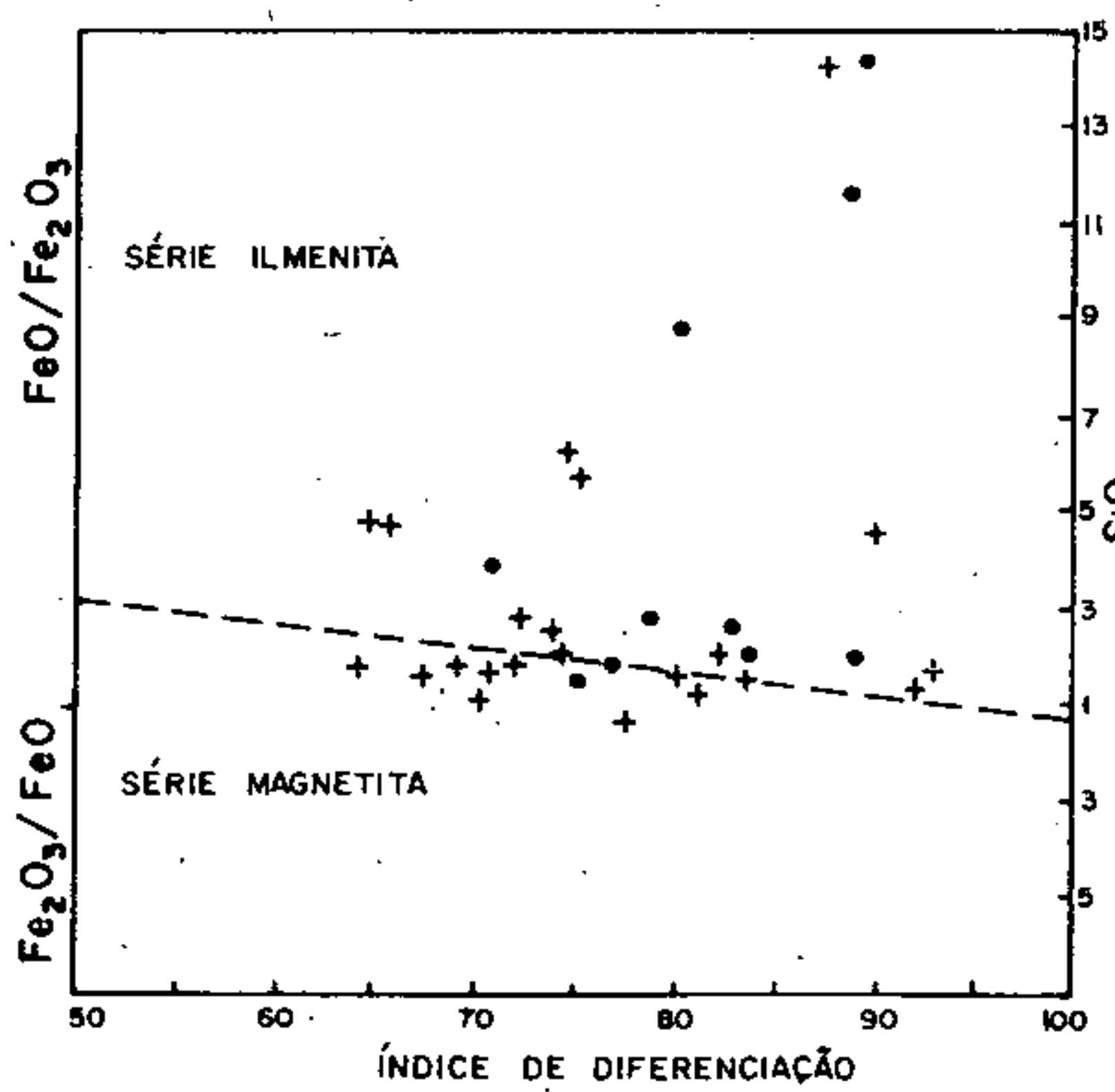


Fig. 10 - Razão FeO/Fe_2O_3 versus ID. Ishihara et al., (1979)

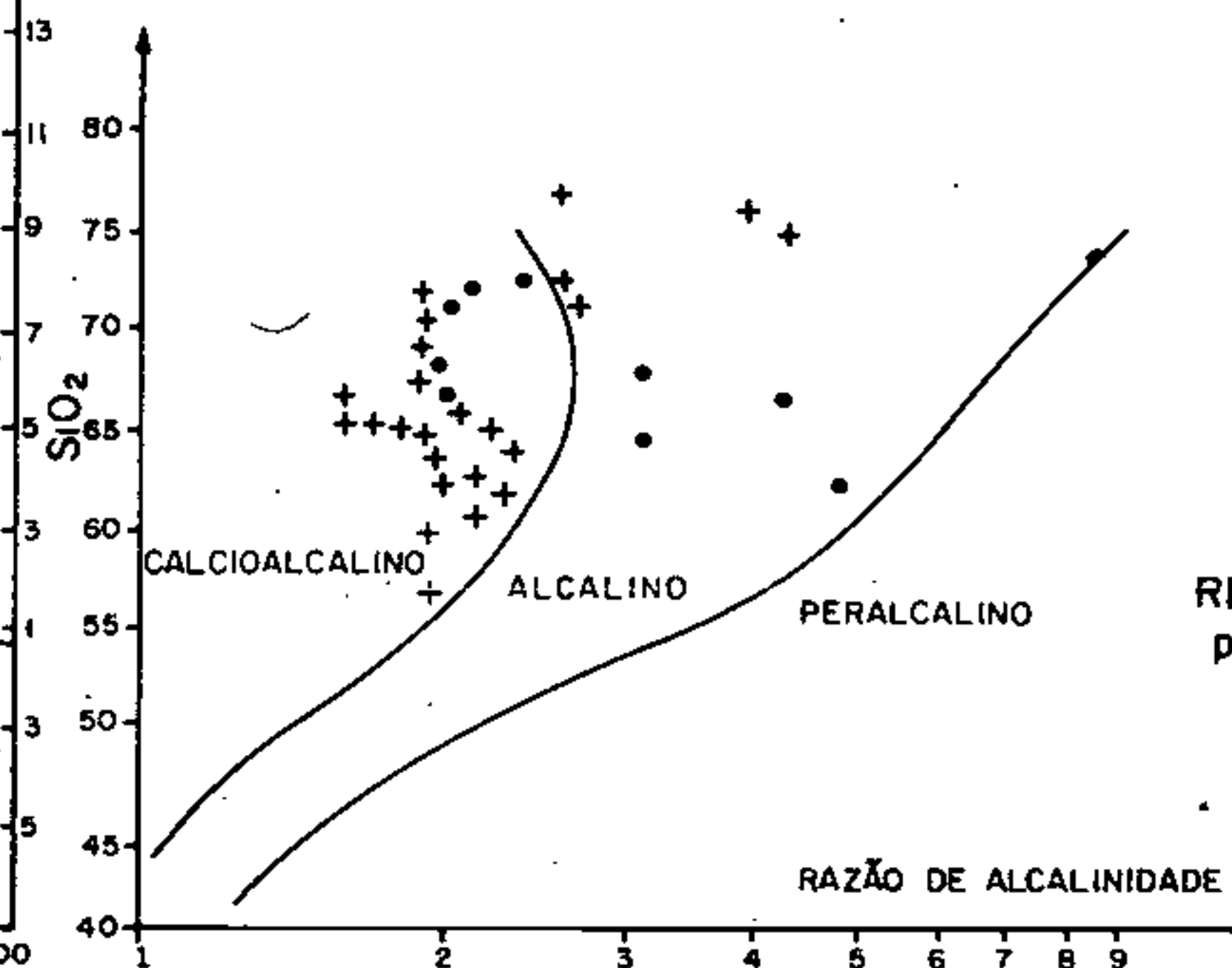


Fig. 11 - Diagrama SiO_2 vs razão de alcalinidade Wright (1969).

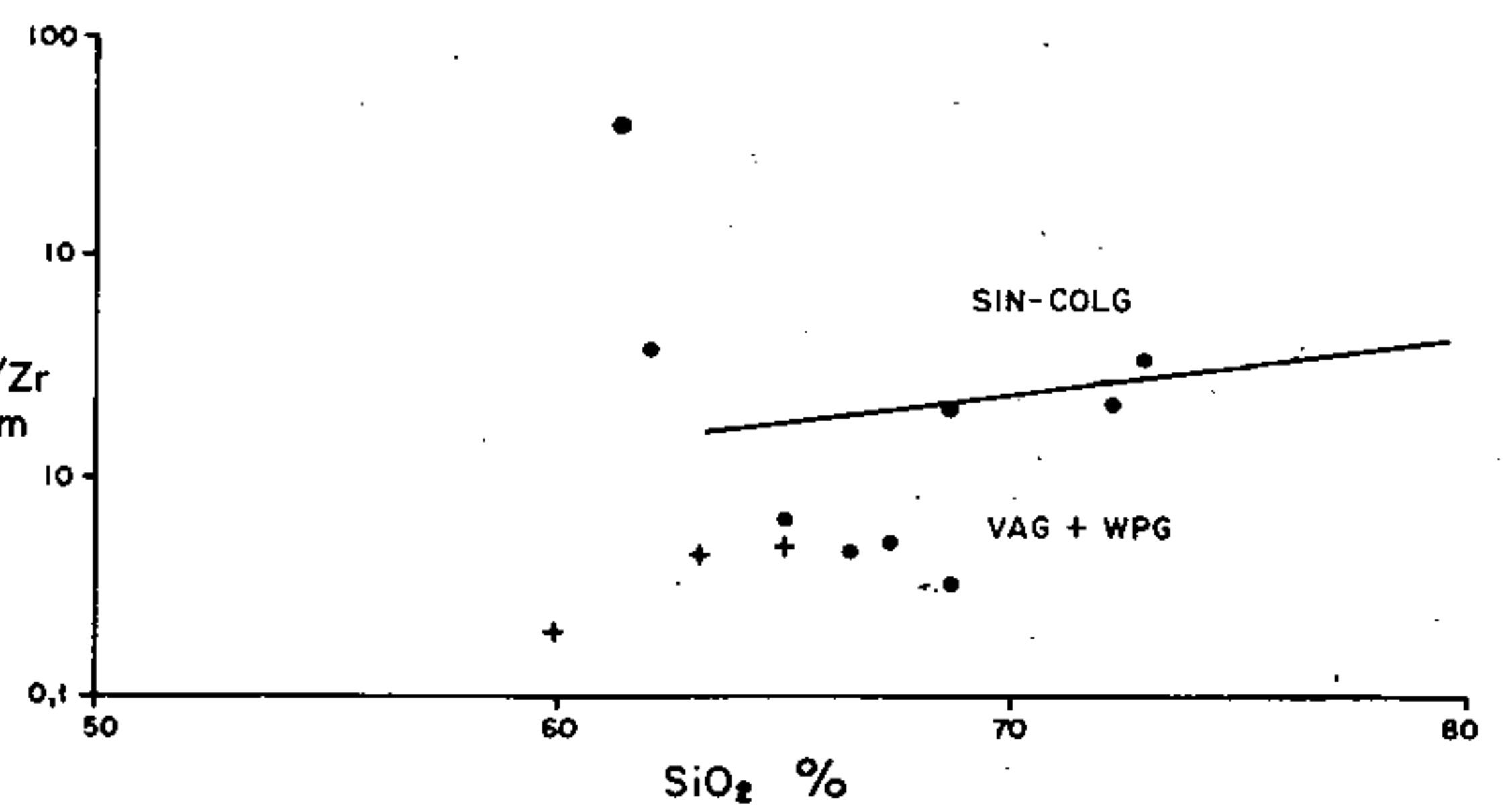


Fig. 12 - Diagrama de variação da razão Rb/Zr versus SiO_2 (Harris, Pearce e Tindle - no prelo)

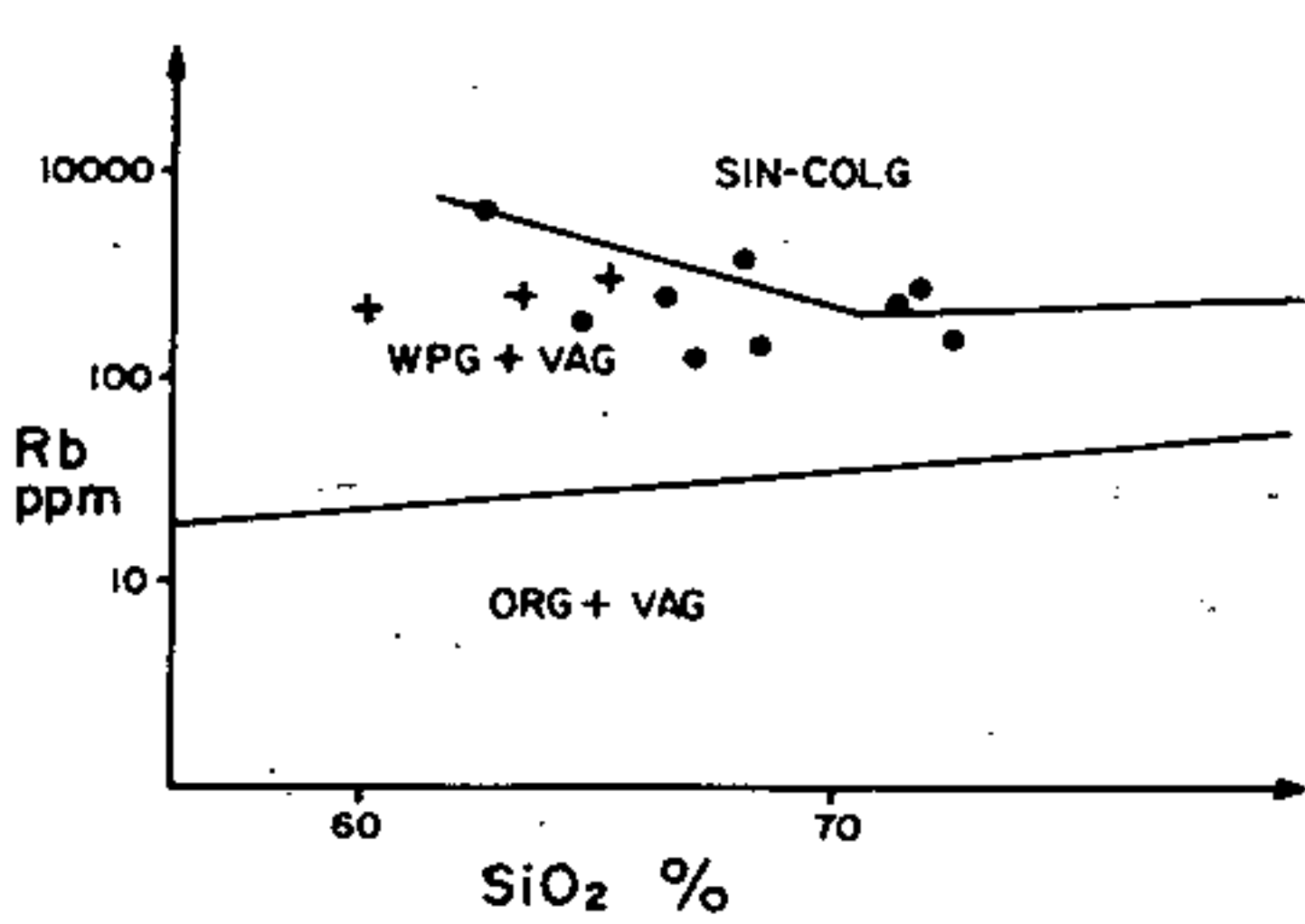


Fig. 13 - Diagrama de variação Rb vs SiO_2 (Pearce, Harris e Tindle, 1984)

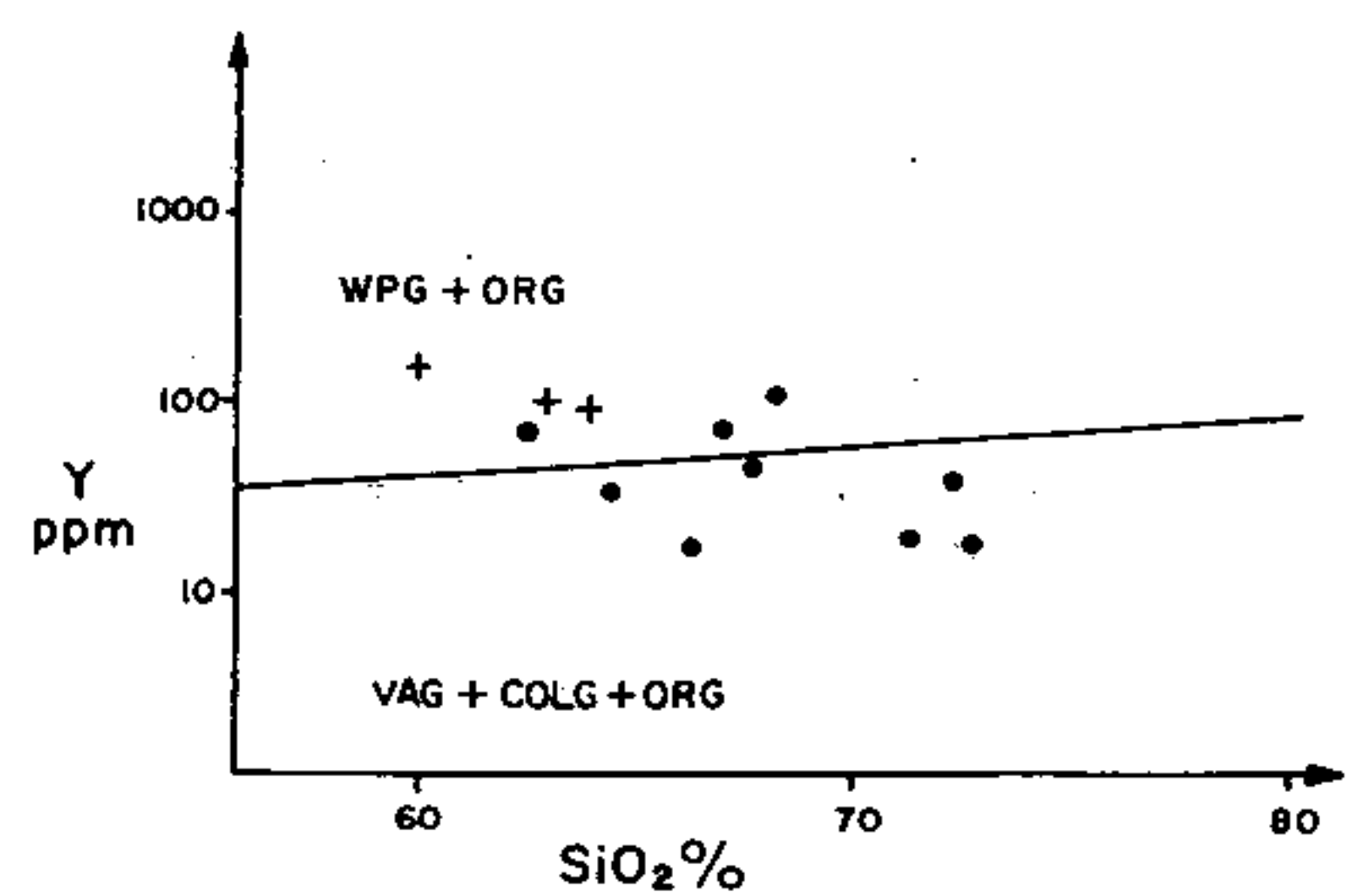


Fig. 14 - Diagrama de variação Y vs SiO_2 (Pearce, Harris e Tindle, 1984)

- - Suíte Intrusiva Rio Içana
 - + - Suíte Intrusiva Curicuriari
- WPG - Granito do interior de placa
 ORG - Granito de cadeia meso-océânica
 VAG - Granito de arco vulcânico
 COLG - Granito de colisão

SÍNTESE GEOLÓGICA DA REGIÃO DE NOVO PLANETA — ALTA FLORESTA (MT)

Carlos Antonio Marauí¹
Antonio Tadeu Corrêa Veiga²

¹ Mineração Porto Estrela S/A
² Mineração Taboca S/A
(Grupo Paranapanema)

ABSTRACT

Novo Planeta region lies in pre-Cambrian terrains and displays as stratigraphic units, from the bottom to the top: Xingu Complex, which represents the polymetamorphic embasement in the Guaporé Craton; Uatumã Supergroup, made of volcanic rocks and minor sediments from the Iriri Formation (1550-1700 m.y), which host circular intrusive bodies referred to Teles Pires Granite (ca.1550m.y.); and Beneficente Group, Medium Proterozoic age, composed by platform-type sediments lying in the Cachimbo graben.

Young alluvial deposits are stretched out through the whole area, usually as non-mature, medium-to-small size strips, frequently with gold mineralization.

The area of study is located in the very north of Mato Grosso state, some 700 km from Cuiabá. Secondary gold mineralization is related to the Sete Quedas Granite contact-zone, which bears different rock-type xenoliths, namely country-rocks and mafic to ultramafic infracrustal rocks.

No important primary mineralization has been recorded yet. It is assumed that gold found in alluvial deposits is related to remobilization — with grade and grain size increases — due to leaching processes going on very fine disseminations in gold-bearing rocks.

RESUMO

A região de Novo Planeta é dominada por rochas pré-cambrianas, apresentando a seguinte compartimentação estratigráfica da base para o topo: Complexo Xingu, representando o embasamento polimetamórfico no domínio do craton do Guaporé; Supergrupo Uatumã, integrado por rochas vulcânicas com sedimentos subordinados da Formação Iriri (1550-1700 m.a.), na qual se alojam corpos circulares intrusivos referentes ao Granito Teles Pires (ca. 1550 m.a.); e Grupo Beneficente, do Proterozóico médio, representado pelos sedimentos plataformais instalados no graben do Cachimbo.

Como formação recente, destacam-se depósitos aluvionares imaturos, de pequeno a médio porte, com notável potencial aurífero.

As áreas pesquisadas situam-se no extremo norte do Mato

Grosso, a cerca de 700 km de Cuiabá. Apresentam concentrações secundárias de ouro, especialmente relacionadas à zona de borda do granito Sete Quedas. Esse corpo, vinculado ao evento Teles Pires, caracteriza-se pela presença frequente de xenólitos de rochas diversas, incluindo encaixantes e termos máficos a ultramáficos de origem infracrustal.

Não há registro de mineralizações primárias expressivas. Assim, boa parte do ouro contido nos depósitos aluvionares deve resultar de expressiva remobilização — com aumento de granulometria e enriquecimento de teores — promovida por processos recentes de laterização, sobre litologias originalmente portadoras de ouro ultrafino disseminado.

1. INTRODUÇÃO

A mina de ouro de Novo Planeta integra um conjunto de áreas de interesse do Grupo Paranapanema no extremo norte de Mato Grosso, totalizando cerca de 1.200 km². Está situada no Município de Alta Floresta, nas proximidades do rio Teles Pires, ao sul da serra dos Apiacás e da chapada do Cachimbo (Figura 1).

Os dados aqui apresentados resultam de levantamentos básicos e de detalhe, executados em amplo programa de pesquisa de minerais pesados — além de trabalhos de acompanhamento de lavra experimental durante a implantação da mina.

Esses estudos, voltados à caracterização dos jazimentos com vistas ao seu aproveitamento, forneceram parâmetros importantes para compreensão do quadro geológico e avaliação de seu potencial econômico. Permitem ainda interpretações seguras sobre a origem e evolução de depósitos similares na Amazônia, com inúmeras implicações do ponto de vista da exploração mineral na região.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - Estratigrafia e Petrografia

A geologia da região — conforme esboçada nos levantamentos executados pelo convênio DNPM/CPRM, e trabalhos de síntese do RADAMBRASIL — é dominada por conjuntos litológicos homogêneos, de idade pré-cambriana, integrantes do craton do Guaporé.

Confirma-se, nas áreas estudadas, o empilhamento proposto por SILVA et al. (1980), embora com significativa alteração nos limites das unidades mapeadas — decorrência natural da maior densidade de informações obtida no mapeamento sistemático. Os trabalhos realizados, de qualquer modo, permitiram constatar inúmeras relações de campo que atestam o ordenamento estratigráfico e o modelo evolutivo adotados.

A Figura 2 apresenta a Síntese Geológica da região mapeada.

Predominam, na porção sul, rochas graníticas do Complexo Xingu, representantes do embasamento arqueano. Estão recobertas em parte por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias da Formação Iriri (1550 - 1700 m.a.), de ocorrência ampla na porção meio-norte.

Ambos os conjuntos alojam corpos intrusivos, vinculados ao evento Teles Pires (ca. 1550 m.a.), caracterizados por rochas graníticas com significativa presença de xenólitos. Destaca-se, na porção central, o granito Sete Quedas, com dimensões em torno de 35 x 10 km e eixo maior orientado aproximadamente segundo E-W (vide Figura 3).

Esse corpo faz contato ao sul com rochas do embasamento, sendo os efeitos termais em parte mascarados por feições superimpostas de cisalhamento. Ao norte, está em contato direto com o paco-

te vulcânico. Emite apófises e diques no interior das encaixantes, e conserva enclaves e restos de teto relacionados ao Complexo Xingu e vulcanitos Iriri.

No extremo norte da área desenvolvem-se arenitos, arenitos arcoseanos e siltitos do Grupo Beneficente (Proterozóico Médio), ocupando blocos tectonicamente abatidos do graben do Cachimbo, e margeados por rochas vulcânicas.

Todas essas unidades são indistintamente cortadas por diques de diabásio de idade jurássica, preferencialmente orientados segundo NW - SE.

Finalmente desenvolvem-se aluviões recentes nas calhas da rede de drenagem, caracterizando-se por significativa presença de argilas, além de areias e cascalhos finos pouco espessos.

2.1.1 - Complexo Xingu

Predominam na unidade basal os termos graníticos leucocráticos acinzentados, com textura inequigranular média a grosseira e subordinadamente fina ou pegmatóide. As variações de granulometria são frequentes, bem como concentrações localizadas de minerais máficos.

A rocha dominante é constituída por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e por vezes biotita, com pórrios centimétricos retangulares de feldspato, imersos em matriz granítica sem orientação aparente.

Próximo à borda do corpo Sete Quedas aflora biotita-granito médio, inequigranular, de coloração cinza-rósea. É composto por feldspato, quartzo azulado e biotita parcialmente cloritizada, evidenciando ação diaforética relacionada à intrusão.

Veios centimétricos de microgranito, assim como apófises de rochas graníticas Teles Pires ocorrem nessa zona externa de contato. Observam-se ainda, encaixados no Complexo, diques de diabásio e um dique de riódacito pórrio. (margeado por diabásios).

O contato entre o conjunto basal e o granito intrusivo, quando não encoberto, se faz por simples passagem de um litotipo a outro ou, em certos casos, apresenta feições de intenso cisalhamento. Os efeitos termais são assim mascarados pelo desenvolvimento de orientação de fluxo cataclástico, com marcante xistosidade mergulhante para sul.

Ainda no âmbito do embasamento ocorrem por vezes xenólitos de composição variada, indicativos de atividade intrusiva moderada nessas rochas, em resposta a processo de refusão da crosta arqueana.

2.1.2 - Formação Iriri

O pacote vulcânico é composto predominantemente por riolitos e quartzo-pórrios, com ocorrência subordinada de dacitos e riódacitos. Encaixa parcialmente o corpo granítico Sete Quedas, constatando-se passagem gradacional entre este e os termos riolíticos envolventes.

Ocorrem ainda nessa região granófiros de coloração castanho avermelhada, de matriz granular fina, com pórrios subdiomórficos de feldspato sem orientação preferencial. Constituem rochas de características sub-vulcânicas, interpretadas como representantes de cúpula de pluton granítico sub-aflorante, associado a restos de teto constituídos por vulcânicas.

Da mesma forma, o dique de riódacito pórfiro encaixado no Complexo Xingu é interpretado como um conduto de extrusão das lavas Uatumã, seccionado ao norte pelo granito Sete Quedas. É constituído por rocha cinzenta, com cristais retangulares de feldspato dispersos em matriz afanítica, ora com marcante orientação das lamelas de biotita. Tem direção geral em torno de N55W, e está sublinhado por diques posteriores de diabásio.

2.1.3 - Granito Teles Pires

O corpo Sete Quedas, de natureza sub-vulcânica, é constituído por granitos porfiríticos de matriz fanerítica média, com termos de matriz fina ocorrendo na zona de borda.

Predomina biotita-granito médio, de coloração róseo-acinzentada, com pórfiros sub-idiomórficos de feldspato. Apresenta xenólitos variados de rochas termicamente transformadas, incluindo espécimes derivados do Complexo Xingu, de vulcânicas ácidas e intermediárias da Formação Iriri, e de rochas ultramáficas (piroxenito ou hornblendito) de caráter alóctone.

Esses xenólitos, de tamanhos diversos e caracteristicamente angulosos, conferem à massa intrusiva aspecto brechóide. Indicam, por sua forma, marcante diferença de viscosidade entre as duas fases, e sugerem magma originado do manto e/ou crosta inferior, conforme interpretação anterior de DALL'AGNOL (1982; *in* JARDIM de SÁ, 1983).

As rochas graníticas são absolutamente isotrópicas — à exceção das feições posteriores de cataclasmamento constatadas na borda sul do corpo —, indicando intrusão passiva sob condições de superaquecimento, em encaixantes fria, e cristalização lenta em ambiente anorogênico (JARDIM de SÁ, *op.cit.*).

2.1.4 - Diabásio Cururu

Os diques de diabásio ocorrem com maior frequência na área de contato do granito Sete Quedas com o Complexo Xingu. São rochas homogêneas, de granulação fina, e dispõem-se preferencialmente em torno de N40E a N50E.

Ocupam zonas de fraqueza ao menos em parte reativadas, como é o caso do dique de riódacito margeado por corpos básicos paralelos, ao sul do acampamento central de Novo Planeta.

2.1.5 - Aluviões recentes

Os aluviões recentes ocupam extensões consideráveis nas calhas das principais drenagens e tributários, constituindo em geral depósitos de pequeno a médio porte.

São formados por cascalhos finos, areias e principalmente argilas, na ordem natural de deposição. Caracterizam-se por sedimentação imatura, com mau selecionamento e grãos em geral angulosos ou pouco arredondados.

A coloração varia desde cinzenta a marrom-avermelhada nas partes mais argilosas, até tonalidades mais claras nas porções arenosas. Apresentam com frequência feições de lateritização, por vezes com desenvolvimento de concreções ferruginosas no horizonte argiloso.

Esses depósitos representam na região de Novo Planeta pláceres auríferos significativos, e foram submetidos a intenso processo de enriquecimento supergênico, conforme detalhado adiante.

2.2 - Aspectos estruturais e evolução tectônica

Observa-se, em escala regional, marcante estruturação segundo E - W, conforme evidenciado pelo contorno do granito Sete Quedas e, ao norte, pelo lineamento São João da Barra — Teles Pires, que condiciona o alinhamento da serra dos Apicás e representa o limite sul do graben do Cachimbo.

Admite-se que essas extensas zonas de fraqueza tectônica representam na verdade segmentos de suturas crustais antigas, responsáveis pela origem e posicionamento dos corpos intrusivos Teles Pires, e pelo enquadramento tectônico dos sedimentos Beneficente.

A esse sistema gerador E-W estariam associadas fraturas dispostas em torno de NW-SE, encaixantes do dique de riodacito e dos diques básicos posteriores. Condicionam expressivo aluvionamento, e estão aparentemente associados a um sistema secundário NE-SW.

Provavelmente representam juntas de extensão daquela direção principal de tracionamento, cuja manifestação tardia teria sido a reativação cisalhante na borda sul do granito Sete Quedas.

Direções secundárias em torno de N05E, combinadas aos outros sistemas de fraturamento, resultam, no domínio das vulcânicas, em padrão sub-ortogonal, sugerindo origem relacionada a juntas de resfriamento.

2.3 - Potencial metalogenético

Os estudos realizados demonstram que o granito Sete Quedas — representante do plutonismo Teles Pires — teve evolução magmática caracterizada por especialização discreta, e consequente ausência de fases tardias.

Não se observa por exemplo a existência de pegmatitos, greisens, etc — ou seja, estão ausentes as fases finais de acumulação de voláteis, às quais costumam associar-se mineralizações diversas : Sn, Nb, Ta, W, Mo, Li, F, Terras Raras, e outros.

Consequentemente, apenas a mineralização de Au parece guardar algum vínculo com a intrusão, à medida em que se verifica, próximo à borda sul do corpo, significativa concentração de valores no ambiente secundário.

Não há registro de silicificação pronunciada, ou outro tipo de alteração (sericitização, albitização, carbonatização, etc) que pudesse ter condicionado a mineralização.

Assim, perde significado a hipótese do granito ter atuado como agente de alteração, ou de remobilização expressiva, a partir de conteúdo aurífero eventualmente disseminado no pacote vulcânico, ou mesmo no embasamento arqueano. Em verdade, suas feições petrográficas e estruturais indicam geração a partir de magma relativamente viscoso, ou seja, desprovido de água (JARDIM de SÁ, *op. cit.*).

É improvável também que as rochas encaixantes, virtualmente secas, tenham fornecido os fluidos necessários ao processo de remobilização, limitando portanto sua importância como fator de mineralização.

Entretanto, é possível atribuir à faixa de cisalhamento observada na borda sul do corpo um papel determinante para reconcentração, ainda que moderada, do Au contido nas rochas afetadas pelo metamorfismo dinâmico. Nesse caso, o próprio pluton parece

ter sido uma fonte importante, considerando-se a hipótese de assimilação, pelo magma granítico, de Au presente em rochas do manto e/ou crosta inferior, incorporadas durante sua formação a ascensão.

Neste sentido, A.G. MANN (1984) enfatiza, para os granitos do Zimbabwe, que os corpos derivados do manto ou crosta inferior têm maior tendência a conter depósitos de ouro que os granitos anatóticos, de segunda geração, submetidos a diversos episódios de lixiviação hidrotermal.

3. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

3.1 - Enquadramento geológico

O detalhamento geológico efetuado em Novo Planeta, indica pequena possibilidade de existência de corpos primários significativos.

Tal afirmativa resulta de dois pontos principais : em primeiro lugar, inexistência de manifestações magmáticas tardias, na forma de alterações hidrotermais ou veios de quartzo expressivos . Por outro lado, a zona de cisalhamento que sublinha a borda sul do granito Sete Quedas, embora notável pelas modificações texturais geradas, é descontínua e não evidencia remobilização marcante da sílica, capaz de resultar em corpos de vulto.

Apesar da busca exaustiva, apenas em um local — na cabeceira do igarapé Marabá, próximo ao acampamento central — foi constatada a presença de ouro em veio de quartzo com pirita, mas com pequena possança e pouca expressividade.

Os depósitos aluvionares constituem, por sua vez, expressivos jazimentos auríferos, destacando-se pelo volume total mineralizado, magnitude e continuidade de teores, bem como pela granulometria do ouro presente.

Representam em sua maioria aluviões de pequeno porte, instalados nas calhas da rede de drenagem de 4ª e 5ª ordens. Têm *flat* variável entre 60 e 100m, com 4 a 5m de espessura.

Estratigraficamente apresentam, na base, camada delgada por vezes descontínua de cascalhos finos, compostos por fragmentos angulosos de quartzo, e abundante matriz areno-argilosa. A porção intermediária, caracterizada por areias finas a grossas com argilas, é recoberta por camada argilosa no topo.

No estado natural, as drenagens apresentam águas escuras, indicativas de concentração elevada de ácidos húmicos, produzidos pela degradação da matéria vegetal. Os depósitos apresentam-se lateritizados em grau variável, às vezes com ocorrência de concreções limoníticas em todo o perfil, e coloração ferruginosa típica.

O ouro, da mesma forma, pode estar presente em toda a coluna, com natural tendência de concentração no horizonte basal.

3.2 - Gênese e evolução dos jazimentos auríferos

Conforme mencionado anteriormente, não há, no contexto geológico estudado, feições indicadoras de fontes primárias significativas. Interroga-se assim a origem do ouro presente nesses lugares, sobretudo na região entre os igarapés Ceará e Pinta no Leito, que drenam a borda sul do granito Sete Quedas (vide Figura 3).

Parte do ouro certamente tem origem puramente detrítica, a partir da desagregação de veios de quartzo mineralizados. Embora de dimensões restritas — e o volume reduzido de cascalho nos aluviões reflete isso —, os veios podem ocorrer com certa frequên-

cia nessa região de contato intrusivo/cisalhamento, e naturalmente forneceram algum ouro aos pláceres.

Entretanto, grande parte desse conteúdo sem dúvida resulta de concentração supergênica, a partir de litologias originalmente portadoras de ouro fino a ultrafino associado a sulfetos — rochas arqueanas, rochas vulcânicas e sobretudo o granito intrusivo, localmente afetado por cisalhamento.

Assim, o intemperismo acentuado em regime de laterização conduziria à liberação das partículas de ouro, migração no ambiente secundário, e redeposição, na forma de aglomerados mais grosseiros. A atuação contínua do processo resultaria no enriquecimento progressivo dos depósitos.

Nas áreas de Novo Planeta foram encontradas pepitas com até 22,0 g, e é frequente, nos aluviões, a ocorrência de ouro envolvendo grãos detríticos de quartzo e ilmenita, ou intercrescido com limonita. Ademais, é notória a presença de ouro mais grosseiro nos trechos em que o aluvião apresenta-se mais lateritizado, em associação com cangas limoníticas pisolíticas.

A pureza do ouro bruto — 92% de Au, 5% de Ag e 3% de metais diversos —, também decorre desse processo supergênico, na medida em que, por sua menor mobilidade química, o elemento tende a concentrar-se residualmente nos grãos submetidos a dissolução contínua, com lixiviação da prata e outros metais mais leves (A. W. MANN, 1984).

BOYLE (1979) destaca que, nos pláceres modernos, o ouro se concentra em níveis econômicos por ação conjunta de processos químicos (acresção) e físicos (gravimétricos), durante o intemperismo e subsequente sedimentação, o que corresponde às interpretações feitas na área. Diversos processos resultam na mobilização química do ouro — particularmente a formação de complexos orgânicos e/ou colóides, por ação de ácidos húmicos —, permitindo assim sua reconcentração com aumento do grau de pureza e da granulometria, e explicando sua presença ao longo de todo o perfil do aluvião.

Nesse sentido, as evidências constatadas em Novo Planeta são bastante consistentes, do ponto de vista geológico e metalogenético, e estimulam a realização de estudos científicos para aprofundamento da questão. Embora de reconhecida importância, o tema é pouco abordado na literatura a nível mundial, e certamente resultará em contribuição significativa à metodologia exploratória adotada para o ouro na Amazônia.

Com efeito, a remobilização do ouro em ambiente laterítico mascara as feições originais do depósito e, conseqüentemente, dificulta ou impossibilita a busca de fontes primárias baseada estritamente nos métodos convencionais de concentração gravimétrica.

O enriquecimento supergênico, por outro lado, pode resultar em pláceres econômicos mesmo em áreas desprovidas de fontes primárias significativas — como parece ser o caso de Novo Planeta —, exigindo assim um tratamento à altura de sua importância econômica.

4. CONCLUSÕES

A geologia da região de Novo Planeta e das mineralizações auríferas existentes — similares a inúmeros outros jazimentos da Amazônia — pode ser sumarizada da segunda forma :

- predominam rochas graníticas, enquadradas no Complexo Xingu e no Supergrupo Uatumã, que compreende rochas vulcânicas da Formação Iriri e corpos intrusivos englobados sob a denominação Granito Teles Pires;

- destaca-se na área o corpo localmente designado Sete Quedas, caracterizado por abundantes xenólitos e virtual ausência de fases tardias ou alterações expressivas, localmente afetado por cisalhamento;

- não há registros ou indicações de mineralizações primárias significativas;

- os plâceres auríferos evidenciam nítido enriquecimento supergênico relacionado a laterização e à ação de águas húmicas, a partir da intemperização de rochas originalmente portadoras de ouro fino a ultrafino disseminado.

Destaca-se, nesse sentido, a importância do corpo Sete Quedas, ao qual estão espacialmente relacionadas significativas concentrações aluvionares de ouro em Novo Planeta.

O Granito Teles Pires parece assumir assim papel relevante como vetor da mineralização aurífera, a partir da assimilação de rochas do manto/crosta inferior, e posterior exposição ao ataque intemperístico. Essa proposição, em princípio válida para outros importantes jazimentos na Amazônia, deverá ser complementada com estudos petroquímicos atualmente em realização.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seu reconhecimento ao Grupo Paranapanema, pela oportunidade de realização e divulgação desse trabalho, e registram seu agradecimento a todos os colegas que contribuíram com idéias e críticas na discussão dos dados, em especial os geólogos Fernando Latorraca, Maximino Ferron, Lúcio Carneiro Filho e Luiz Brait Filho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOYLE, R. W. (1979); The geochemistry of gold and its deposits; Geol. Survey of Canadá, Bull. 280, 584 p.

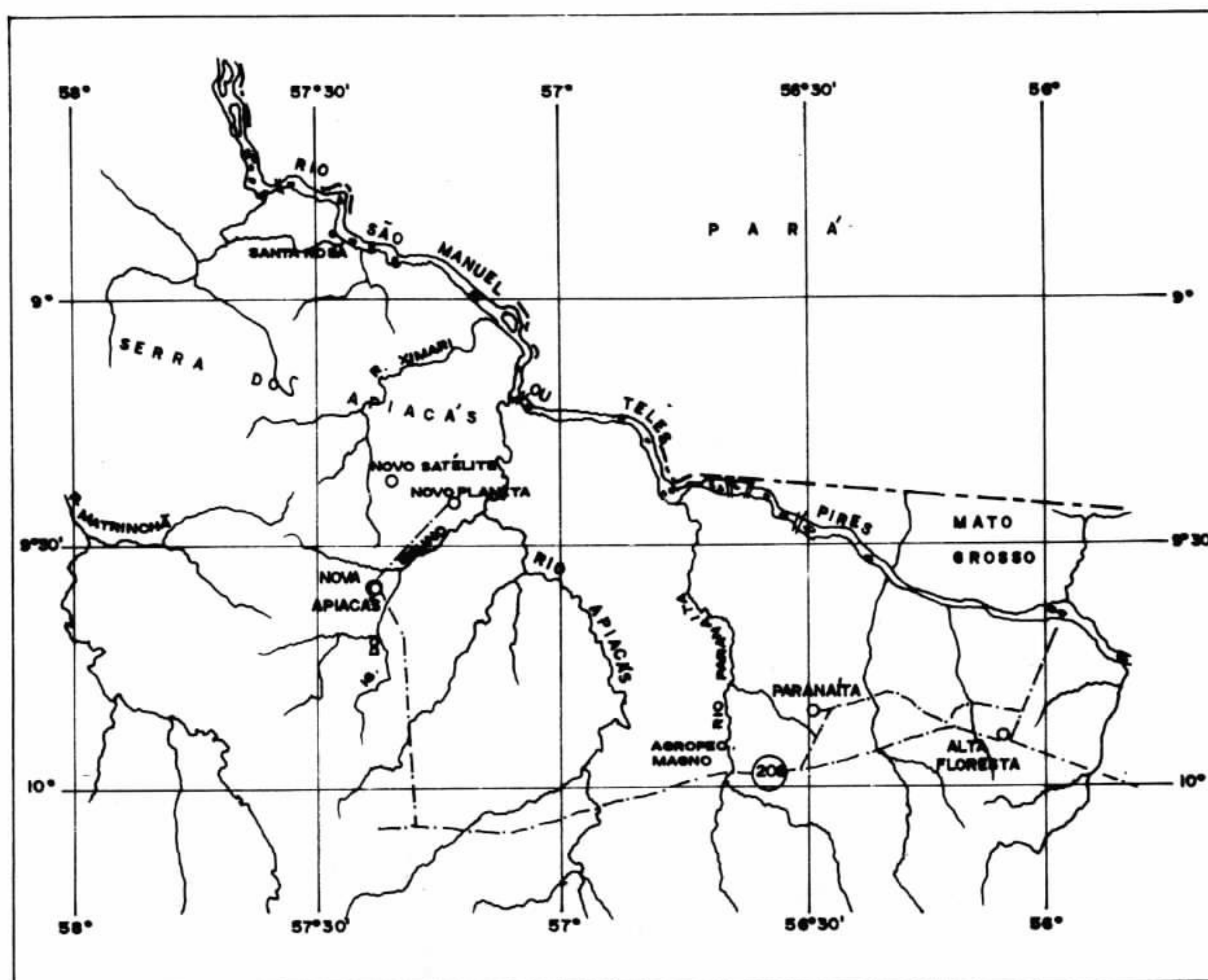
JARDIM de SÁ, E.F. (1984); Aspectos estruturais e tectônicos de granitóides; in Anais do XXXIII Congr. Bras. Geologia, SBG, Rio de Janeiro, p. 2787 - 2814.

MANN, A. G. (1984); Gold mines in archean granitic rocks in Zimbabwe; in FOSTER, R.P. (ed.); Gold'82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits; Geol. Soc. Zimbabwe, special publ. nº 1, Balkema, Rotterdam, p. 553 - 568

MANN, A.W. (1984); Mobility of gold and silver in laterite weathering profiles: some observations from western Australia; Economic Geology, vol. 79, p. 38 - 49.

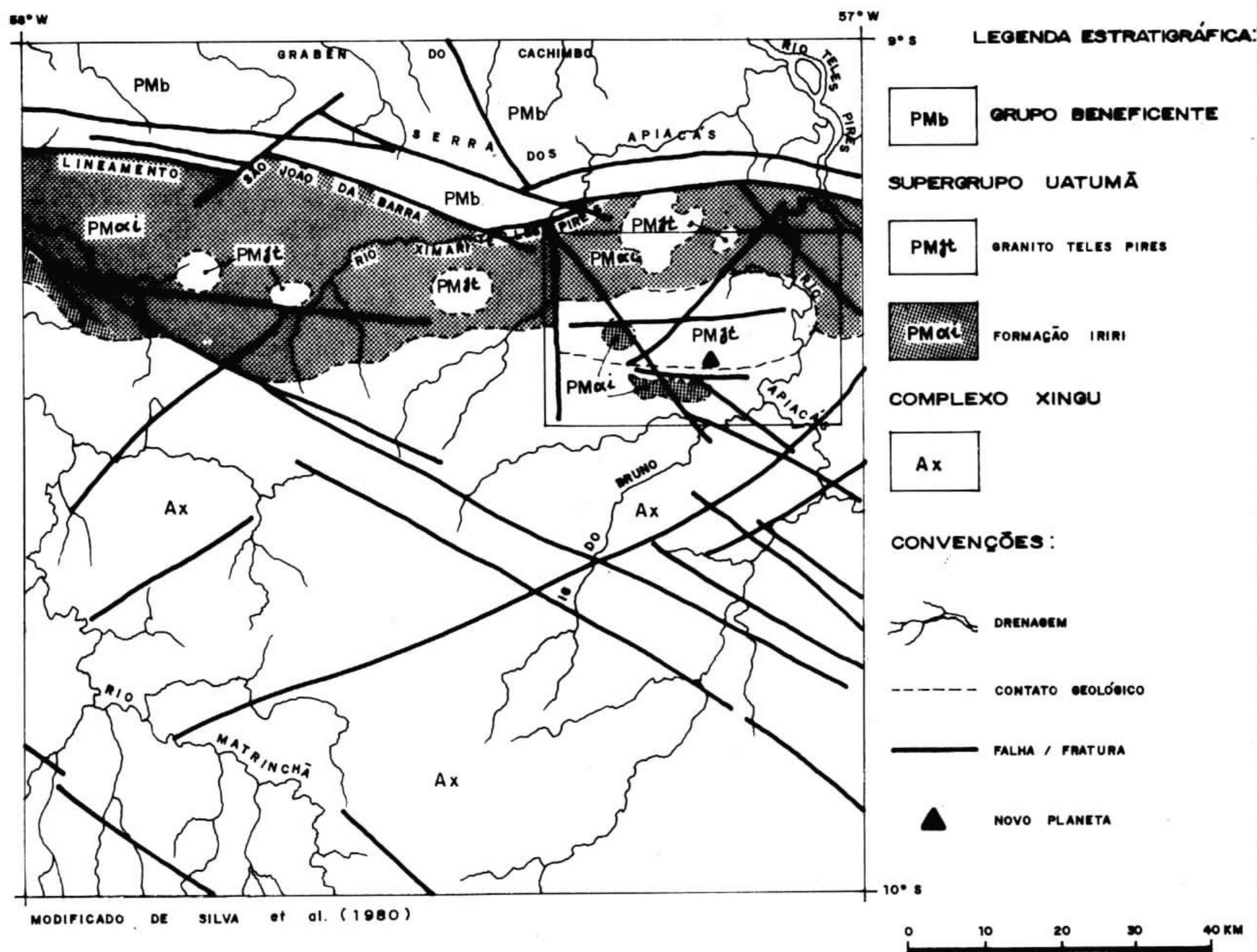
SILVA, G.H. et al (1980); Geologia da Fôlha SC-21 Juvema; in DNPM/Projeto RADAMBRASIL, vol. 20, p. 21 - 116.

FIGURA 1 MAPA DE LOCALIZAÇÃO



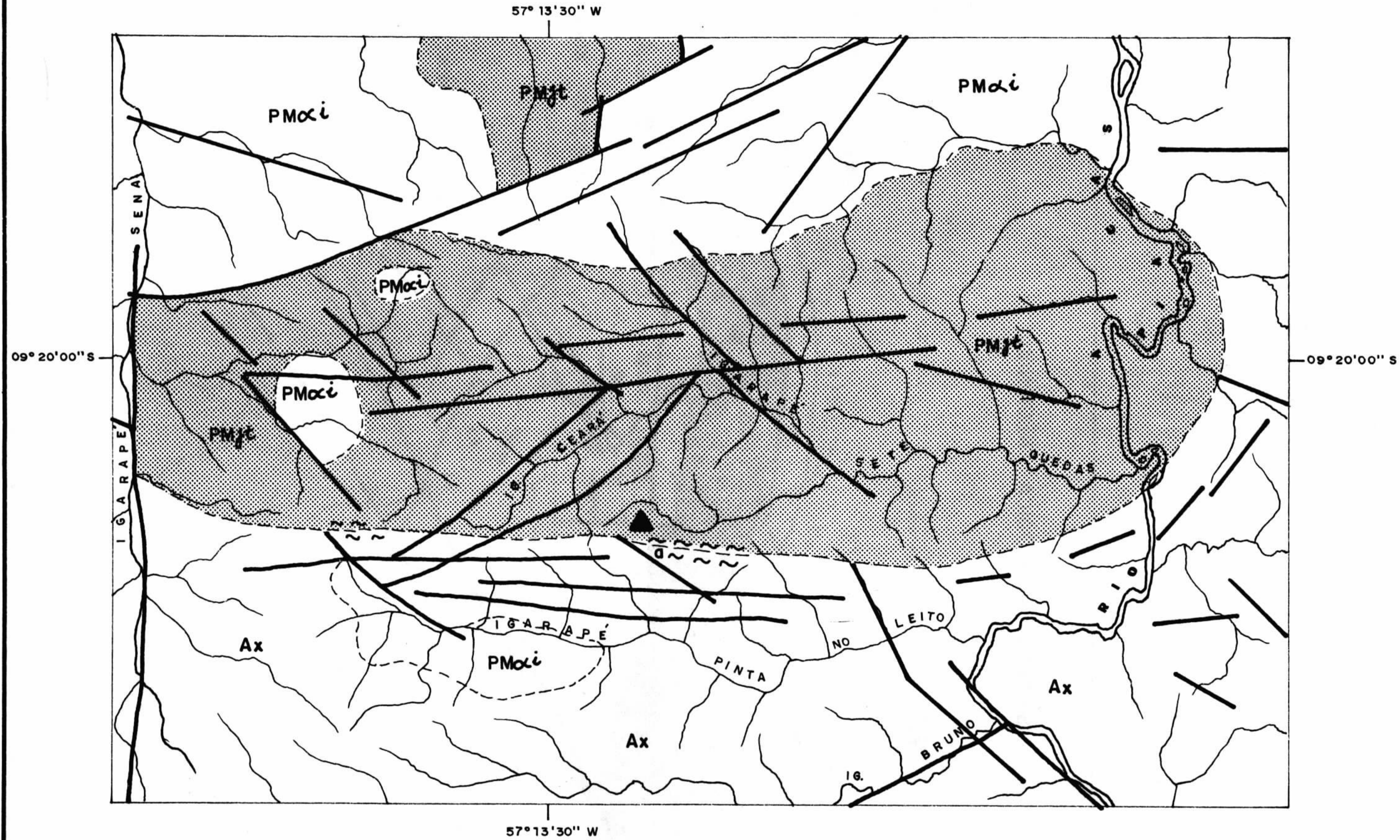
SÍNTESE GEOLOGICA REGIONAL

FIGURA 2



GEOLOGIA DO GRANITO SETE QUEDAS

FIGURA 3



LEGENDA ESTRATIGRÁFICA:

SUPERGRUPO UATUMÃ

PMjt GRANITOS TELES PIRES

PMoi FORMAÇÃO IRIRI

COMPLEXO XINGU

Ax

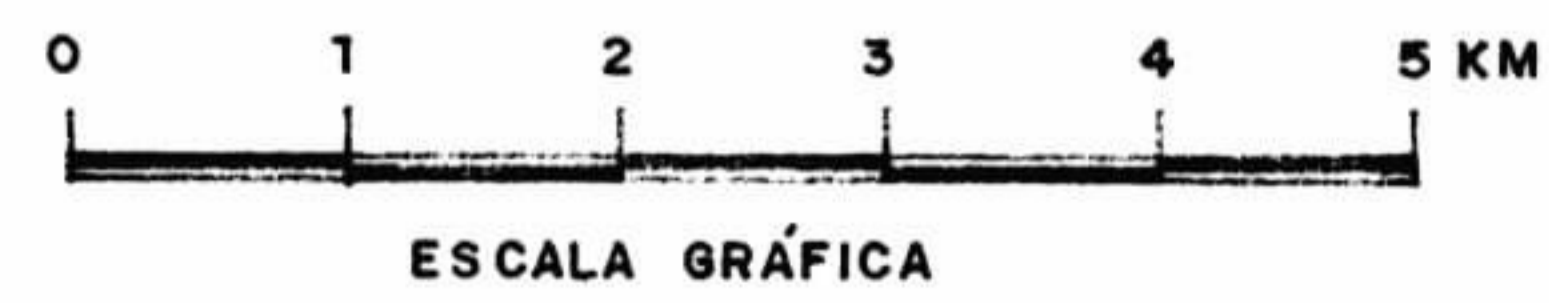
CONVENÇÕES:

 ACAMPAMENTO CENTRAL

 CONTATO GEOLÓGICO

 FALHA / FRATURA

 ZONA DE CISALHAMENTO



**ASPECTOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DOS RIOS PIRANHAS
E TOCANTINS — SETOR SUDOESTE DO ESTADO DO PARÁ**

Abraão Fernando Figueira de Melo¹
Alfreu dos Santos¹
Haroldo Toshio Kato²
José Armindo Pinto²
Xafi da Silva Jorge João¹

¹ Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais — CPRM / Belém

² Técnica Nacional de Engenharia — TENENGE / Belém

ABSTRACT

This work results of the geological mapping (1:100.000 scale), concerning to the southwestern of the Pará state specifically in the Piranhas and Tocantins areas. It was carried out together with the research works for gold developed by CPRM/TENENGE. Based on the photogeological, petrographical and field works, the Cuiu-Cuiu Metamorphic Suite, Parauari Granodiorite, Uatumã Supergroup (Irirí Group and Maloquinha Intrusive Suite) Penetecaua Diabase and Alluvial Deposits were individualized and mapped in the proposed scale. The Cuiu-Cuiu Metamorphic Suite comprises synkinematic adamellites and granodiorites which are considered to be Archean in age. The beginning of the Lower Proterozoic is marked by granitic intrusions which are included in the Parauari Granodiorite. The Middle Proterozoic is represented by the Uatumã Supergroup encompassing lithologies derived from the volcano-plutonic occurred at about 1900 - 1700 m.y., having its effusive and pyroclastic types been intruded by granite bodies belong to the Maloquinha Intrusive Suite. Basic dykes belong to Penetecaua Unit frequently appear in the area, enclosed in the Irirí vulcanites.

Finally, Aluvial Sediments were deposited along the rivers and the flood plains. Panned works for gold are known in the area. Two of them, named São Sebastião e Dã-Teu-Jeito are situated in the Cuiu-Cuiu Metamorphic Suite zones. The other two gold manual extractions, named Piranhas and Dã-Teus-Pulos are located in the borders of the granitic bodies of Maloquinha Intrusive Suite.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho sintetiza os dados de mapeamento geológico (escala 1:100.000) concernentes a porção sudoeste do Estado do Pará, mais precisamente na mesopotâmia dos rios Piranha (afluente do rio Crepori) e Tocantins (afluente do rio Jamanxim). Tal estudo foi executado pela CPRM/TENENGE numa área de 600 km², correspondente a seis al

varãs de pesquisa para ouro (fig. 01). Complementando as informações contidas no texto apresenta-se um mapa geológico generalizado (fig. 03).

2. COMENTÁRIOS GERAIS

Os estudos de campo, apoiados por interpretação fotogeológica e análises petrográficas, permitiram individualizar na região que abrange as áreas requeridas, as seguintes unidades litoestratigráficas, conforme estão agrupadas no quadro da figura 02: Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, Granodiorito Parauari, Supergrupo Uatumã (Grupo Iriri e Suíte Intrusiva Maloquinha), Diabásio Penatecaua e Depósitos Aluviais.

A Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú reúne granodioritos, adamelitos e granitos de natureza sincinemática considerados de idade arqueana.

Do início do Proterozóico Inferior são consideradas as intrusões graníticas incluídas na unidade Granodiorito Parauari.

O Proterozóico Médio é representado pelo Supergrupo Uatumã, que engloba litologias oriundas do evento vulcano-plutônico ocorrido a 1900 - 1700 m.a. Seus representantes efusivos e piroclásticas são reunidos no Grupo Iriri, que sofreram intrusões de corpos graníticos da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Como do Jurássico foram considerados os diques designados de Diabásio Penatecaua, que aparecem na área com certa frequência, encaixados nos vulcanitos do Grupo Iriri.

Complementando o quadro estratigráfico da área foram depositados os cordões aluvionários, correspondentes aos Depósitos Aluviais, distribuídos ao longo dos leitos dos rios e de suas planícies de inundação.

3. SUÍTE METAMÓRFICA CUIÚ - CUIÚ

3.1 - Comentários Gerais

A denominação Grupo Cuiú-Cuiú foi criada por PESSOA *et alii* (1977) no Projeto Jamanxim, para nominar rochas representadas por migmatitos, gnaisses a duas micas e anfibolitos relacionados ao Arqueozóico Superior. Posteriormente ANDRADE *et alii* (1978), na primeira etapa do Projeto Tapajós - Sucunduri, redefiniram o Grupo Cuiú-Cuiú de PESSOA *et alii* (1977) para Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú e incluíram, nessa unidade, também litologias como talco-xistos e muscovita-xistos. A seguir MELO, A. F. F. *et alii* (1980), empregaram a designação Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú apenas parcialmente com o sentido de ANDRADE, A. F. F. *et alii* (1978), pois os anfibolitos, xistos e quartzitos, anteriormente considerados como pertencentes a essa unidade, foram individualizados e englobados na Suíte Metamórfica Jacareacanga, considerada como mais antiga que a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. Dessa maneira a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú de MELO, A. F. F. *et alii* (1980) abrange apenas gnaisses, migmatitos, granitos ("sensu lato"), dioritos e granoblastitos.

No presente trabalho usa-se a denominação Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú de MELO, A. F. F. *et alii* (1980), salientando-se que as litologias representantes da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú identificadas na área foram adamelitos e granodioritos.

3.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato

As litologias pertencentes à Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, na região trabalhada, abrangem cerca de 202 km², equivalendo a 34% da área total pesquisada.

Essas rochas ocorrem em contato com as litologias do Granodiorito Parauari, Grupo Iriri e Suíte Intrusiva Maloquinha. As relações de contato entre essas unidades não são visíveis em campo, devido a existência de espessas capas colúviais. Dessa maneira, os contatos delimitados em mapas resultaram da integração dos dados obtidos nos afloramentos, associados ao manuseio de fotografias aéreas e mosaicos radargramétricos, uma vez que os terrenos representativos das rochas pertinentes a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú constituem zonas de relevo ondulado, com drenagem dendrítica densa.

3.3 - Litologia

As rochas que constituem a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, na área, são representadas por adamelitos e granodioritos de natureza sincinemática, com as seguintes características :

Adamelitos - são rochas de coloração cinza-rósea, granulação grossa, constituída predominantemente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita (às vezes sutilmente orientada). Ao microscópio apresentam textura lepidogranoblástica. O microclínio e o plagioclásio ocorrem em todos os exemplares estudados, sendo que a predominância é do primeiro mineral, seguido de quartzo e biotita em ordem decrescente de abundância. O microclínio mostra forma xenoblástica, às vezes anédrico ou em cristais pouco alterados em argilo-minerais, com inclusões de quartzo e plagioclásio. O plagioclásio é normalmente o oligoclásio em cristais euédricos tabulares, parcialmente saurizados e geminados, segundo albíta. Os cristais de quartzo apresentam-se fracamente denteados, euédricos, por vezes englobando cristais de feldspato. A biotita é o mineral máfico varietal e ocorre em palhetas, aglomerados e com impregnações de óxido de ferro. Leucoxênio, opacos, zircão, apatita, pistacita e óxidos de titânio são os acessórios presentes.

Granodioritos - são rochas de coloração cinza a cinza esverdeada, granulação média, normalmente isótropas, formadas de cristais de plagioclásio, k-feldspato e biotita. Em lâmina delgada revelam textura granoblástica, a granular porfiróide. O oligoclásio é o mineral dominante e aparece em cristais tabulares subédricos, geminados segundo albíta e albíta-carlsbad, muitas vezes apresentando-se sericitizados, argilizados e zoneados. O feldspato potássico é o microclínio e ocorre com sua geminação típica, anédrico, com pertitas e incipiente argilização. Este mineral aparece também como xenoblastos e com inclusões de plagioclásio. O quartzo aparece formando agregados em cristais xenoblásticos e anédricos, contatos imbricados entre si, bordas denteadas e extinção ondulante. A biotita e hornblenda são os minerais máficos predominantes. A biotita aparece formando lamelas arqueadas com inclusões de zircão e apatita. A hornblenda mostra-se em cristais prismáticos associados a biotita. A titanita, opacos, zircão, apatita, clorita, leucoxênio e argilo-minerais são os acessórios mais comuns.

3.4 - Idade, Origem e Correlação

Embora não se disponha na área de dados geocronológicos referentes aos granitóides da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, através da compa

ração dessa unidade com outras faixas metamórficas da Região Amazônica, tais como Suíte Metamórfica Guianense de Jorge João *et alii*, 1978 (Território Federal do Amapá) e Suíte Metamórfica Anauã de ARAÚJO NETO & MOREIRA, 1976 (Nordeste do Amazonas), admite-se uma idade arqueozóica para a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. Dessa maneira, outras unidades correlacionáveis com a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú são: parte do Complexo Maracá de MELO *et alii*, 1978 (Território Federal de Roraima), granitos sódicos do Complexo Supamo de RIOS, 1972 (Venezuela), Granito Caraíba de CHOUBERT 1974 (Guiana) e Augén-Gnaisse Kusad de BERRANGÉ 1973 (Guiana).

As rochas que compõem a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, na área, são exclusivamente representadas por granitóides sincinemáticos, derivadas possivelmente da fusão parcial de rochas anfibolíticas mais antigas, pertinentes à unidade Suíte Metamórfica Jacareacanga de MELO, A. F. F. *et alii* (1980), gênese esta em concordância com os estudos de GREEN & RINGWOOD (1968) que atestaram, com base em trabalhos experimentais, que a mobilização de metabasitos pode determinar magmas intermediários a ácidos, dos quais as partes menos diferenciadas são ricas em Na_2O e as mais evoluídas contêm maior quantidade de N_2O .

4. GRANODIORITO PARAUARI

4.1 - Comentários Gerais

A designação Granito Parauari foi introduzida por SANTOS, D.B. *et alii* (1975), para individualizar granitos porfiróides biotíticos e muscovíticos, que teriam se formado como produto de anatexia pela remobilização parcial ou total do Complexo Xingu.

Posteriormente, MELO, A. F. F. (1980) empregou a denominação Granodiorito Parauari em substituição ao Granito Parauari de SANTOS, D. B. *et alii* (1975), sendo o termo "granodiorito" usado pois os litotipos que constituem tal unidade são predominantemente de composição granodiorítica, ocorrendo adamelitos e granitos mas subordinadamente.

No presente relatório a denominação Granodiorito Parauari é usada no sentido de MELO, A.F.F. *et alii* (1980), sendo que os representantes da unidade Granodiorito Parauari, registrados na área, são adamelitos e granodioritos.

4.2 - Distribuição Geográfica e Relação de Contato

As litologias que compõem a unidade Granodiorito Parauari foram registradas nas áreas do igarapé Água Branca, abrangendo cerca de 80 km^2 , equivalendo a 13% da área total pesquisada.

O Granodiorito Parauari distribui-se em terrenos com relevo ondulado, drenagem dendrítica densa, que guardam certa similaridade com as áreas de ocorrência da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, mas se diferenciam facilmente das zonas de distribuição das litologias da Suíte Intrusiva Maloquinha, que refletem uma topografia montanhosa.

O Granodiorito Parauari apresenta nas fotos aéreas convencionais e imagens radargramétricas certos lineamentos curvilíneos de caráter local, que aparecem condicionando a drenagem.

Na área pesquisada a unidade Granodiorito Parauari limita-se com os vulcanitos do Grupo Iriri e com os granitos sincinemáticos da Suíte

te Metamórfica Cuiú-Cuiú. Não foram obtidos, entretanto, dados de campo sobre o posicionamento do Granodiorito Parauari com relação às citadas unidades, em virtude das zonas de contato apresentarem-se re cobertas por espessas coberturas coluviais. Dessa forma, a delimita ção dessa unidade foi obtida através de estudos fotogeológicos con jugados com os dados dos afloramentos registrados.

4.3 - Litologias

Como representantes da unidade Granodiorito Parauari foram regis tados, na área, unicamente adamelitos e granodioritos, os quais apre sentam coloração cinza rósea a cinza clara, granulação média e com posição a base de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e bio tita.

Ao microscópio revelam plagioclásio (oligoclásio), geralmente subédrico, geminado segundo albita e albita-carlsbad, apresentando núcleos mais cálcicos e parcialmente saussuritizados e bordas de al bita. Frequentemente, observa-se margens de reação junto ao feldspā to potássico, com formação de minerais sinantéticos de albita e mir mequita. O feldspato potássico ocorre em cristais subédricos e anē dricos de microclínio, geminados e pertíticos. O quartzo é anédrico, por vezes deformado e com extinção ondulante. A biotita é o princi pal mineral varietal, ocorrendo também a hornblenda, em proporções bem menores. Dos acessórios determinados predominam os opacos, tita nita (normalmente euédrica), apatita e zircão.

4.4 - Idade, Origem e Correlação

As rochas da área, incluídas na unidade Granodiorito Parauari, ti veram sua individualização baseada em critérios de comparações pe trográficas com rochas mais acuradamente estudadas, pertinentes à ci tada unidade, mas ocorrentes em outras porções da Amazônia. Assim, a unidade Granodiorito Parauari é admitida como de idade Proterozói ca Inferior (variando de 1900 a 2600 m.a.), em concordância com a proposição de MELO, A. F. F. *et alii* (1980), que relatam valores ra diométricos de 1896 ± 56 m.a. e 1906 ± 56 m.a., obtidos através do método Rb/Sr em granodioritos dessa unidade. Dessa maneira, o Grano diorito Parauari apresenta um posicionamento pré-evento-vulcano-plu tônico Uatumã e pós-Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú.

As rochas englobadas na unidade Granodiorito Parauari apresentam, em geral, textura hipidiomórfica granular, cujo arranjo mútuo dos grãos minerais indicam uma cristalização em ambientes pós - cinemáti co de posicionamento abissal a subvulcânico.

O Granodiorito Parauari é correlacionável ao Granito Juruena de SILVA *et alii* (1974), Adamelito Água Branca de VEIGA, J. R. J. P. *et alii* (1979), Granodiorito Água Branca de ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976), Granito Viaquário, de MELO *et alii* (1978) e parte dos granitos cons tituintes do Complexo Maracá dos mesmos autores, formado por rochas homogêneas no setor nordeste de Roraima e que se prolongam para les te e nordeste até a Guiana, onde recebe a denominação de Granito South Savana.

Convém salientar, finalmente, que baseado nas baixas razões ini ciais obtidas em rochas dessa unidade (0,7028), admite-se para os re presentantes da unidade Granodiorito Parauari uma origem a partir de fusões parciais do manto superior ou da crosta inferior.

5. SUPERGRUPO UATUMÃ

5.1 - Comentários Gerais

ALBUQUERQUE (1922) foi o primeiro a relatar a ocorrência de rochas vulcânicas na Região Amazônica, no rio Uatumã, onde registrou a presença de rochas duras e fraturadas com aparência de ígneas p_or firas.

OLIVEIRA E LEONARDO, em 1940, empregaram pela primeira vez a de signação Série Uatumã, incluindo nesta unidade rochas sedimentares de granulação fina e arenito metamorfoseado por intrusões de p_orfi ros, felsitos, xistos com sílex e sienitos no rio Trombetas. A deno minação Série Uatumã continuou a ser adotada até a publicação do tra balho de BARBOSA (1966), quando foi denominado de Grupo Uatumã o con junto representado por rochas vulcânicas andesíticas, com intercalã ções arcoseanas, tufos, lavas, riódacíticas, diques de riolitos e ignimbritos, ocorrentes no médio curso do rio Tapajós.

Em 1971, CAPUTO *et alii* empregaram a designação Grupo Uatumã pa ra referir-se a rochas vulcânicas e frequentes intrusões de nature za ácida e intermediária, abstraindo dessa maneira as rochas sedi mentares anteriormente incluídas nessa unidade.

MONTALVÃO (1975) considerou o Grupo Uatumã como uma sequência vul cano-plutônica de composição ácida a intermediária, com intercalã ções locais (bacias restritas) de arenitos.

PESSOA *et alii* (1977) incluíram no Grupo Uatumã somente as rochas vulcânicas piroclásticas, híbridas e intrusivas, oriundas do magma tismo calco-alcálico e anorogênico que se distribuiu na Amazônia du rante o início do Proterozóico Médio excluindo, assim, a cobertura sedimentar propriamente dita. Estes mesmos autores admitiram, na épo ca, a possibilidade futura de elevar à categoria de supergrupo a ci tada unidade, fato este que veio a ocorrer no ano seguinte através de MELO *et alii* (1978).

ANDRADE *et alii* (1978) atribuíram ao Supergrupo Uatumã duas unida des, elevando o subgrupo Iriri de PESSOA *et alii* (1977) à hierar quia de Grupo Iriri, este constituído por rochas piroclásticas (For mação Aruri) e vulcânicas ácidas (Formação Salustiano) e redenomina ram o Subgrupo Carapuça, constituído por intrusivas intermediárias, como Suíte Intrusiva Maloquinha.

Em 1980, MELO *et alii*, considerando a impraticabilidade do empí lhamento das vulcânicas ácidas e piroclásticas do Supergrupo Uatumã, em virtude não ter sido possível cartografá-las individualmente nos trabalhos do Projeto Tapajós - Sucunduri, não usaram as denominações Formação Aruri e Formação Salustiano, adotando porém a proposição de ANDRADE *et alii* (1978), com respeito a designação Suíte Intrusiva Ma loquinha, para os inúmeros plutonitos intrusivos.

No presente trabalho adota-se a designação Supergrupo Uatumã de MELO *et alii* (1980).

5.2 - Grupo Iriri

5.2.1 - Comentários Gerais - diversos trabalhos têm sido realiza dos na Amazônia reportando a ocorrência de rochas vulcânicas nessa região. Esses vulcanitos, de uma maneira quase consensual, são con siderados como representantes do estágio mais antigo do Supergrupo

Uatumã.

A denominação Formação Iriri foi usada primeiramente por SUDAM, GEOMINERAÇÃO (1972), para referir-se a extensa faixa de riolitos e riodacitos associados com ignimbritos, piroclásticos e intrusivas ácidas, aflorantes no rio Xingu.

SILVA *et alii* (1974), no relatório das folhas Araguaia e Tocantins, denominaram Formação Iriri aos representantes ácidos ao lado da Formação Sobreiro, que englobou os andesitos. SANTOS *et alii* (1975) individualizaram de Formação Iriri os granitos intrusivos incluindo-os na fase final do magmatismo Uatumã e denominando-os Maloquinha.

PESSOA *et alii* (1977) elevaram à categoria de subgrupo a Formação Iriri e subdividiram-na em: Formação Aruri (piroclásticas), Formação Salustiano (vulcânicas ácidas) e Sequência Híbrida (tufitos).

ANDRADE *et alii* (1978), ao subdividirem o Supergrupo Uatumã (termo utilizado primeiramente por MELO *et alii*, 1978) referiram-se ao Grupo Iriri, como abrangendo uma sequência piroclástica e o vulcanismo ácido, usando as mesmas denominações propostas por PESSOA *et alii* (1977).

MELO *et alii* (1980) utilizaram o termo Grupo Iriri para referirem-se às rochas vulcânicas (abrangendo piroclásticas, lavas ácidas e intermediárias), representantes da fase mais antiga do Supergrupo Uatumã.

No presente trabalho adota-se a designação Grupo Iriri em plena concordância com MELO *et alii* (1980), salientando-se, no entanto, que na área pesquisada somente foram registrados riolitos, riodacitos, dacitos e piroclásticas subordinadas.

5.2.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato - as litologias do Grupo Iriri distribuem-se por cerca de 27% da área total pesquisada e são representadas, predominantemente, por riolitos, riodacitos, dacitos e, subordinadamente, tufos riolíticos. Ocorrem em áreas com relevo plano a plano-ondulado, associado a padrão de drenagem dendrítico espaçado, características estas que permitiram, em caráter geral, sua delimitação, através de fotos aéreas e mosaicos radargramétricos, com relativa facilidade.

A unidade Grupo Iriri limita-se com a Suíte Metamórfica Cuiú - Cuiú, Granodiorito Parauari e Suíte Intrusiva Maloquinha e Diabásio Penatecaua, não tendo sido observadas no terreno as relações de contato entre essas unidades em decorrência da existência de espessas coberturas coluviais, razão pela qual a delimitação dessas unidades foi executada através de fotointerpretação, associada aos dados de afloramentos obtidos no campo.

5.2.3 - Litologias - as litologias representantes do Grupo Iriri são de composição riolítica, riodacítica e dacítica, além de tufos riolíticos subordinados. Tais litologias, embora não tenham sido submetidas a análises petrográficas, com exceção dos dacitos, foram facilmente identificadas no terreno.

Riolitos - são rochas leucocráticas de coloração castanha a rósea, inequigranulares, apresentando fenocristais de K-feldspato e quartzo envoltos por matriz afanítica, bem como frequentes palhetas de biotita.

Riodacitos - rochas de coloração variando de cinza clara a castanha, inequigranulares, representadas por uma matriz afanítica, na qual realçam fenocristais de K-feldspato, plagioclásio e quartzo, além de biotita em minúsculas palhetas.

Dacitos - rochas de coloração castanha a cinza escura, inequigranulares, caracterizadas por uma matriz onde aparecem fenocristais de plagioclásio e k-feldspato e, mais raramente, de quartzo, além de minúsculos aglomerados de biotita e/ou hornblenda.

Piroclásticos - são representados na área em caráter bastante restrito, por tufo vítreos e líticos, com composição riolítica. São rochas cinza claras a amarronzadas, afaníticas, destacando-se, em alguns casos, fragmentos de rochas com a mesma composição geral da rocha hospedeira. Tais rochas, em campo, são facilmente identificadas através de seu tipo de alteração, bastante característica.

5.3 - Suíte Intrusiva Maloquinha

5.3.1 - **Comentários Gerais** - a associação de rochas vulcânicas e granitos intrusivos, estes últimos representando a fase final do evento, vem sendo estudado desde o século passado, quando DERBY (1877) relatou, pela primeira vez, na cachoeira Vira-Mundo, no rio Trombetas, a ocorrência de um corpo sienítico intrusivo em sequência vulcânica. Em 1969, tal rocha foi classificada por FORMAN como sendo um corpo de granófiro, o qual estaria relacionado à fase tardia do evento que originou as vulcânicas do Grupo Fumaça.

A partir de FORMAN (1969) muitos autores tem registrado a ocorrência de granitos intrusivos em diversas porções do Cráton Amazônico, os quais se apresentam geneticamente relacionados às rochas vulcânicas, constituindo um mesmo evento vulcano-plutônico calcialcalino, designado de Uatumã, cujo paroxismo anarogênico teria ocorrido em torno de 1900 - 1800 m.a. Tais granitos tem recebido distintas designações de acordo com suas regiões de ocorrências, tais como: Suíte Intrusiva Maloquinha (Pará - ANDRADE *et alii*, 1977), Suíte Intrusiva Saracura (Roraima - MELO *et alii*, 1978), Suíte Intrusiva Mapuera (NE do Amazonas e NW do Pará - VEIRA JR. *et alii*, 1977).

A designação Granito Maloquinha foi empregada por SANTOS *et alii* (1975), para englobar granitos subvulcânicos com feições cratogênicas e tendências alaskíticas, identificados no posto de Maloquinha (Folha SB.21 - Tapajós), associados ao vulcanismo ácido Uatumã. Posteriormente, ANDRADE *et alii* (1977) usaram o termo Suíte Intrusiva Maloquinha em substituição às designações Granito Maloquinha da SANTOS *et alii* (1975) e Formação Maloquinha de PESSOA *et alii* (1977).

MELO *et alii*. (1980), no relatório do Projeto Tapajós - Sucunduri, adotaram a terminologia de ANDRADE *et alii* (1977), usando a denominação Suíte Intrusiva Maloquinha para os corpos graníticos intrusivos, notadamente alaskitos, biotita-granitos, granodioritos e granodioritos subvulcânicos.

No presente relatório a designação Suíte Intrusiva Maloquinha é usada no mesmo sentido de ANDRADE *et alii* (1977), a exemplo do que foi seguido por MELO *et alii* (1980), devendo salientar-se, no entanto, que na área pesquisada foram registradas somente biotita-granitos, biotita-adamelitos e granodioritos subvulcânicos.

É importante ressaltar, finalmente, que embora os granitos intrusivos ocorrentes na área sejam associados geneticamente aos vulcânicos

tos Iriri e tenham sido incluídos na unidade Suíte Intrusiva Maloquinha mantendo-se, assim, um sentido de coerência como o relatório de SILVA *et alii* (1975), referente à Folha SB.21 - Tapajós, não fica totalmente descartada a possibilidade de que parte dessas rochas sejam representantes de intrusões graníticas mais jovens (em torno de 1500 m.a.) correlacionáveis ao Granito El Parguaza de MENDOZA (1972).

5.3.2 - Distribuição Geográfica e Relações de Contato - a unidade Suíte Intrusiva Maloquinha ocorre na área representada por quatro corpos graníticos, facilmente delimitáveis em fotos aéreas e mosaicos radargramétricos, por apresentarem-se associados a terrenos com relevo montanhoso, com drenagem dendrítica densa que, localmente, exibe padrão anelar e radial.

5.3.3 - Litologias - a Suíte Intrusiva Maloquinha engloba litotipos que, na área pesquisada, são representados por biotita-granitos, biotita-adamelitos e granodioritos subvulcânicos, com as seguintes características gerais :

Biotita-granitos - são rochas com coloração rósea, granulação média a grossa, isótropas, às vezes catacladas, constituídas essencialmente por k-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. O k-feldspato é o mineral predominante, sendo representado por cristais anédricos e subédricos de ortoclásio e/ou microclina pertíticos, maclados segundo Carlsbad e com macla em rede. O plagioclásio normalmente é o oligoclásio, que se mostra em cristais tabulares euédricos, às vezes zonados, geminados, segundo a lei da Albita e Albita-Carlsbad, saussuritizados, bem como cristais intersticiais granulares, dispostos em volta do ortoclásio em continuidade com as pertitas. O quartzo mostra-se em cristais anédricos e subédricos, geralmente com extinção ondulante e também ocupando espaços intersticiais. A biotita forma palhetas parcialmente cloritizadas com inclusões de opacos, rutilo e zircão. Como acessórios ocorrem, em certos casos, fluorita (associada a biotita), apatita, opacos, zircão e titanita. Como produto de alteração, normalmente aparecem clorita, sericita, epidoto e leucóxênio.

Biotita-adamelitos - são rochas de coloração rósea clara e cinza, granulação média, isótropas, constituídas de plagioclásio, k-feldspato, quartzo e biotita. O plagioclásio é o oligoclásio e ocorre em cristais tabulares, euédricos, geminados segundo Albita e fortemente zonados. O feldspato potássico é representado pelo microclínio pertítico em cristais subédricos e geminados. A biotita ocorre como cristais largos e tabulares com numerosas inclusões de zircão e apatita e, às vezes, de fluorita, associada ao zircão e epidoto, bem como formando intercrescimento simplectítico com o plagioclásio. Como acessórios ocorrem allanita, carbonato, opacos, apatita, titanita, zircão e, às vezes, fluorita.

Granodioritos subvulcânicos - são rochas de coloração cinza e branca, inequigranulares, representadas por uma matriz fanerítica fina, composta de plagioclásio, k-feldspato, quartzo e biotita, na qual realçam cristais de k-feldspato e plagioclásio. Tais rochas não foram submetidas ao estudo microscópico, mas são perfeitamente identificáveis no terreno.

5.3.4 - Idade, Origem e Correlação - em virtude de que no presente trabalho não foram realizadas datações geocronológicas nas rochas do Supergrupo Uatumã, os dados aqui apresentados sobre idade e origem dessas rochas são calcados nos trabalhos de diversos autores,

dentre os quais SANTOS *et alii* (1976), PESSOA, M.R. *et alii* (1977), MELO, A.F.F.M. *et alii* (1978), ANDRADE, A.F. *et alii* (1978) e MELO, A.F.F.M. *et alii* (1980).

O evento Uatumã é definido como representante de um magmatismo vulcano-plutônico, anorogênico, anterior às coberturas de plataformas, tais como: Roraima, Gorotire, Beneficiente, Urupi, etc., acontecido no intervalo de 1900 a 1700 m.a. (Proterozóico Médio). Dessa maneira, são excluídos desse evento os vulcanitos e plutonitos associados a eventos pós-sedimentação, tal como o Parguazense (1500 - 1600 m.a.).

O Supergrupo Uatumã é então admitido como originado por processo de reativação plataformal, iniciado após o encerramento do Ciclo Orogênico Transamazônico, a partir de uma magma não toleítico, haja visto a característica tipicamente calcialcalina desse magmatismo. Assim sendo, o evento Uatumã abrangeria duas fases, sendo que na primeira se incluiriam às rochas piroclásticas de caráter ácido a intermediário e lavas ácidas (riolíticas e riodacíticas) e intermediárias, correspondentes ao Grupo Iriri, enquanto que na segunda fase teriam se formado as intrusivas graníticas que, na área, correspondem à Suíte Intrusiva Maloquinha.

De uma maneira genérica, as numerosas idades obtidas por diversos autores, na Amazônia, em rochas vulcânicas pertinentes a diversas unidades correlacionáveis ao Grupo Iriri, aproximam-se de 1800 m.a., enquanto as idades obtidas em granitos intrusivos correlacionáveis à Suíte Intrusiva Maloquinha são em torno de 1700 m.a.

O Grupo Iriri é correlacionável com o Grupo Iricoumé de JORGE JOÃO X. S., 1984 (noroeste do Estado do Pará) e Grupo Surumu de MELO *et alii*, 1978 (Território Federal de Roraima).

A Suíte Intrusiva Maloquinha é correlacionável com a Suíte Intrusiva Saracura, de MELO *et alii*, 1978 (Território Federal de Roraima) e Suíte Intrusiva Mapuera, de JORGE JOÃO, X. S., 1984 (noroeste do Estado do Pará).

5.4 - Diabásio Penatecaua

5.4.1 - **Comentários Gerais** - a designação Diabásio Penatecaua foi proposta por ISSLER *et alii* (1974) para os diques de diabásio encontrados no rio homônimo, com idade juro-cretácica. Posteriormente, esta denominação foi utilizada por SANTOS, D. B. *et alii* para englobar os diabásios de idade juro-cretácica existentes na SB.21 - Tapajós.

No presente relatório adota-se a denominação de ISSLER *et alii* (1974) para os diques de diabásio aflorantes na área pesquisada.

5.4.2 - **Distribuição Geográfica e Relação de Contato** - Os diques básicos, considerados neste trabalho como atinentes a unidade Diabásio Penatecaua, apresentam espessuras estimadas em torno de 20 m e direções que variam de N 20° - 70° W. Na área pesquisada foram registrados dois diques, sendo que ambos os casos aparecem encaixados em rochas vulcânicas do Grupo Iriri, formando cristas retilíneas facilmente identificáveis em fotografias aéreas e mosaico radargramétrico.

5.4.3 - **Litologias** - os diabásios pertinentes a esta unidade exibem coloração cinza escura a cinza esverdeada, granulação fina, apre-

sentando cristais de plagioclásio e prismas alongados de minerais ferromagnesianos.

Ao microscópio revelam textura ofítica a subofítica e são constituídos de plagioclásio (labradorita) e piroxênio, seguidos de olivina, biotita, hornblenda, epidoto e tremolita-actinolita, além de opacos, apatita, leucóxênio e minerais de alteração como clorita e argilo-minerais.

O plagioclásio é o mineral dominante, ocorre na faixa de labradorita e seus cristais são ripiformes e/ou tabulares, maclados segundo Albita e/ou Carlsbad. O piroxênio é representado pela augita e ocorre parcialmente transformada em uralita. A olivina mostra-se alterando a serpentina. A hornblenda aparece como produto de transformação da augita. A tremolita-actinolita forma cristais de cor verde associados com os prismas de plagioclásio. A biotita aparece em plhetas individualizadas.

5.4.4 - Idade, Origem e Correlações

A idade das rochas do Diabásio Penatecaua, admitida por SANTOS D. B. *et alii* (1975) é juro-cretácica, baseada nos valores de 134 ± 4 m. a. e 175 ± 7 m.a., obtidos através de análises geocronológicas pelo método K/Ar em rochas dessa unidade em área da folha SA.22 - Belém. Ainda com respeito ao Diabásio Penatecaua os mesmos autores citam idades radiométricas de 177 ± 8 m.a. e 144 ± 6 m.a., reveladas pelo método K/Ar na área correspondente a folha SB.21 - Tapajós.

Com respeito ao quimismo das rochas pertinentes ao Diabásio Penatecaua, JORGE JOÃO, X. S. & MACAMBIRA, E. M. B. (1982) consideram-no como de natureza toleítica, em concordância com a idéia de SANTOS, D. B. *et alii* (1975).

Comparando-se o Diabásio Penatecaua com diversos representantes de magmatismo básico ocorrentes em outras porções da Amazônia, pode-se correlacioná-los com as seguintes unidades: Suíte Básica Apoteri de MELO, A. F. F. *et alii*, 1978 (Território Federal de Roraima), Diabásio Cassiporé, de LIMA *et alii*, 1974 (Território Federal do Amapá) e Diabásio Periquito, de BIZINELLA *et alii*, 1980 (Estado do Pará e Amazonas).

5.5 - Depósitos Aluviais

Os Depósitos Aluviais correspondem a unidade de prioritária importância na área, em decorrência de seu comprovado caráter aurífero. Tal unidade se distribui ao longo das planícies de inundações e nas calhas atuais dos igarapés da área e abrangem sedimentos recentes e subatuais representados por níveis de cascalho, sedimentos arenosos e argilosos, os quais apresentam gradações de um para o outro.

Os sedimentos correspondentes aos Depósitos Aluviais apresentam espessuras de 1 a 9 m e larguras médias de 400 m no igarapé Água Preta, 160 m no igarapé Cachoeira, 130 m no igarapé Onça, 160 m no igarapé Azul, 300 m no igarapé Arapari e 250 m no igarapé Seringueira.

5.6 - Metalogenia Aurífera da Área

A partir de PESSOA, M. R. *et alii* (1977) a origem do ouro na região dos rios Tapajós e Jamanxim, com base em estudos de MACGRECOR (1951), tem sido considerada como filiada às rochas básicas que originaram os anfibolitos e gnaisses Cuiú-Cuiú, ocorrentes na citada

área. Assim sendo, as intrusões graníticas, ao seccionarem as rochas básicas pré-existentes, devem ter assimilado o ouro dessas encaixantes.

Essa teoria, conhecida como do "OURO EMPRESTADO", representa, em caráter geral, as conclusões de MACGREGOR *et alii* (1951), obtidas a través de estudos desenvolvidos em cinturões auríferos da Rodésia. Nesse contexto, em caráter mais abrangente, as intrusões graníticas podem ser entendidas em termos de metalogênese aurífera, como responsáveis, numa primeira etapa, pela reconcentração do ouro já disperso a nível de ppb nas rochas encaixantes, liberando-a posteriormente numa fase final de consolidação em associação aos veios de quartzo.

Analisando-se o quadro geológico da área pesquisada à luz da teoria do "OURO EMPRESTADO", fica claramente realçada sua importância, uma vez que ela é representada em sua grande parte por granitóides sincinemáticos Cuiú-Cuiú, oriundos da refusão de uma crosta simática, de natureza básica-ultrabásica, além de intrusões graníticas adjacentes às suítes intrusivas Parauari (Proterozóico Inferior) e Maloquinha (Proterozóico Médio).

Essas idéias foram claramente materializadas através dos trabalhos de campo nas regiões dos garimpos Dá Teus Pulos, (no bordo sudoeste de um "stock" granítico da Suíte Intrusiva Maloquinha), Piranhas (correspondente ao bordo leste de um batolito da Suíte Intrusiva Maloquinha, nas proximidades de seu contato com a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú); Dá Teu Jeito (situado em litologias da Suíte Cuiú-Cuiú) e São Sebastião (posicionado na área de ocorrência de rochas da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú).

Vale considerar também que a existência de sistemas de falhamentos associados a litotipos das suítes Cuiú-Cuiú, Parauari e Maloquinha, acrescentam aos sítios de ocorrências dessas rochas maior importância ainda, tal como foi verificado na área do garimpo Dá Teus Pulos, que se situa no bordo de um "stock" granítico da Suíte Maloquinha, em zona de cruzamento de quatro sistemas de falhamentos de direções N 15° E, N 40° E, N 60° E e N 45° W.

Convém salientar que nas regiões dos garimpos Maetano (igarapé Água Preta) e Zé da Nega (igarapé Cachoeira), representadas em caráter abrangente por rochas vulcânicas do Grupo Iriri, foi verificada, nos cascalhos já trabalhados por garimpeiros, a presença de seixos de quartzo de vieiro e granitos (além das vulcânicas), evidenciando a associação dos vulcanitos da área com veios de quartzo e apófises graníticas, possivelmente filiadas a corpos graníticos sub-aflorantes da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Operam, atualmente, oito chupadeiras no garimpo Dá Teu Jeito e sete no São Sebastião, ocupando cinco homens cada uma e produzindo um total de 2,7 a 9 kg de ouro por período de dez dias de trabalho, uma vez que são obtidas 400 a 600 g de ouro por barranco (10 x 15 m com 2 a 3 m de profundidade), o que corresponde a teores variáveis entre 0,6 a 2 g/m³. Esses dados são obtidos nos citados garimpos em processos de repassagem, ou seja, em sedimentos aluvionares já anteriormente trabalhados manualmente.

No garimpo Dá Teus Pulos, posicionado no bordo sudoeste de um "stock" granítico, pertinente a Suíte Intrusiva Maloquinha estão operando, atualmente, duas chupadeiras que produzem juntas cerca de 300 g de ouro, por semana, em operação de repassagem.

O teor médio em ouro desses sedimentos, que já foram trabalhados anteriormente, é de aproximadamente 1 g/m³.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à C.P.R.M. e à TENENGE pela liberação dos dados que permitiu a elaboração deste trabalho.

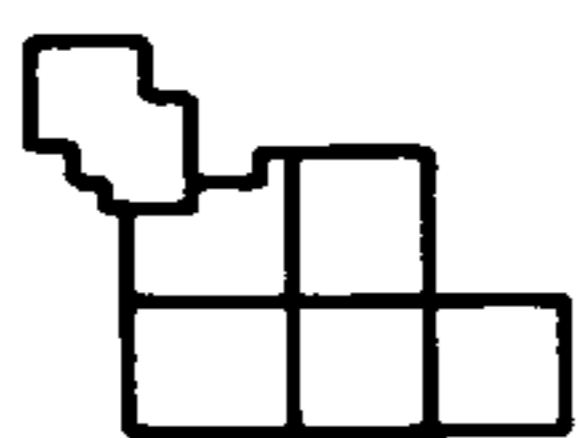
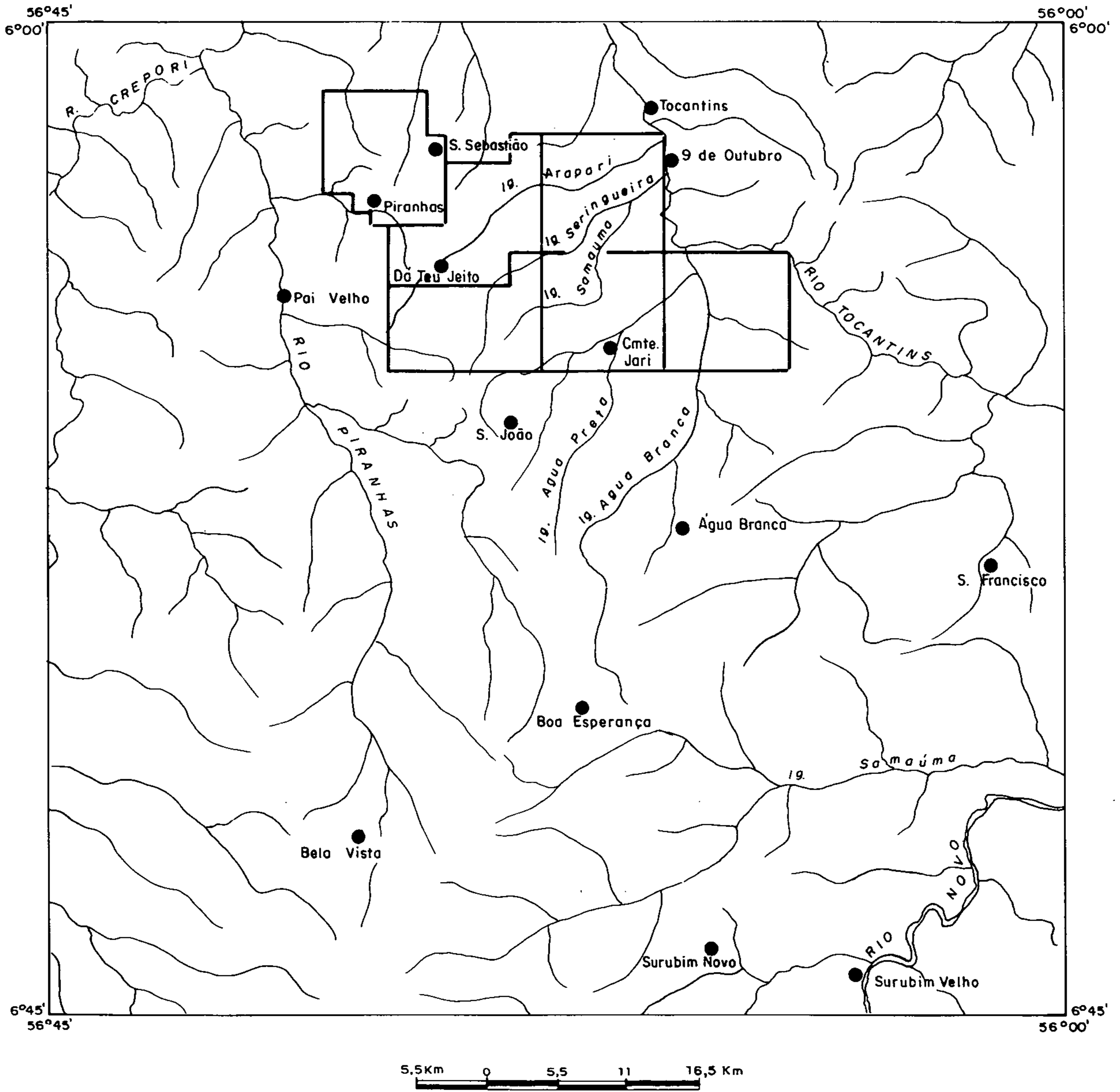
7. BIBLIOGRAFIA

- ALBUQUERQUE, O. R. de - Reconhecimentos Geológicos no Valle do Amazonas. Boletim do DGM/DNPM. Rio de Janeiro, 3, 1922. 84 p.
- ANDRADE, A. F. de *et alii* - Projeto Tapajós - Sucunduri; relatório de integração geológica. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. Relatório Inédito /s. ident./ 1978. 3 v.
- ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H. L. - 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./ 1, 1976. 2 v., il.
- BARBOSA, O. - Geologia básica e econômica da área da região do médio Tapajós, Estado do Pará. Boletim do DFPM/DNPM. Rio de Janeiro, (126), 1966. 55 p.
- BERRANGÉ, J. P. - A synopsis of the geology of Southern Guiana. Institute of Geological Sciences. Overseas, division. Photogeological Unit., Report, London, nº 26, 11 p., 1973. il.
- BIZINELLA, G. A. *et alii* - Projeto Tapajós - Sucunduri; relatório final. Texto. Parte 2. Manaus. DNPM/CPRM, 1980. v. 1B., il.
- BRASIL. Ministério do Interior. SUDAM/GEOMINERAÇÃO. Pesquisa Mineral do Iriri/Curuá; relatório preliminar. Belém, A.P.C., Divisão de Documentação, 1972. 172 p., il.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELLOS, D. N. N.; de - Litoestratigrafia da bacia do rio Amazonas. Belém, PETROBRÁS RENOR, 1971. (Relatório Técnico Interno, 641-A).
- DERBY, O. A. - Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. Arch. de Mus. Nac. Rio de Janeiro (2) : 77 - 104. 1877.
- FORMAN, J. M. A. - Projeto Trombetas/Maecuru; reconhecimento geológico detalhado do rio Trombetas. Rio de Janeiro, GEOMINERAÇÃO/DNPM, 1969. 59 p., datilogr.
- GREEN, T. H. & RINGWOOD, A. E. - Genesis of the Calc-Alcaline Igneous Rock Suite. Contr. Mineral Petrol. 18 : 105 - 162. 1968.
- ISSLER, R. S. *et alii* - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SA.22 - Belém. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- JORGE JOÃO, X. S. da *et alii* - Projeto Sudoeste do Amapá; relatório final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM. Belém. Relatório Ostensivo nº 730, 1978.

- JORGE JOÃO, X. S. da & MACAMBIRA, E. M. B. - Diabásio Penetecaua no flanco sul da Sinéclise Amazônica - aspectos petrológicos e geoquímicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, A. Belém, 1982. Anais..., Belém, SBG - Núcleo Norte. Maio, 1982. v. 2. p. 162 - 183, il.
- JORGE JOÃO, S. S. da; SANTOS, C. A. dos; FARACO, M. T. L. - Projeto Trombetas - Mapuera; relatório final. Texto. Belém, DNPM/CPRM, 1984. v. 1.
- LIMA, M. I. C. de *et alii* - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha NA/NB.22 - Macapá. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- MACGREGOR, A. M. - The Primary Source of Gold. South African Journal of Science, 10 (9) : 157 - 161. Jan. 1951.
- MELO, A. F. F. de *et alii* - Projeto Molibdênio em Roraima; relatório final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. Relatório Inédito /s. ident./ 1978. 4 v.
- MELO, A. F. F. de *et alii* - Metamorfitos arqueanos e granitóides pré-Uatumã nas regiões dos rios Tapajós (alto curso) e Aripuanã (médio curso). Manaus. CPRM/SUREG-MA. Relatório Inédito /s. ident./ Out. 1980. 98 p.
- MELO, A. F. F. de *et alii* - Projeto Tapajós - Sucunduri; relatório final. Texto - Parte 1. Manaus. DNPM/CPRM, 1980. v.1B., il.
- MENDOZA, V. *et alii* - Evolucion geoquimicas del no - tectonizado granito Rapakivi del Parguaza, Noroeste Guyanas Venezolana. In: CONFERÊNCIAS GEOLÓGICAS INTERGUYANAS, 10º. Belém, 1975. Anais... Belém. Departamento Nacional da Produção Mineral, 1975. p. 628 - 656.
- MONTALVÃO, R. M. G. de *et alii* - 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 RADAM BRASIL. Rio de Janeiro, 1975. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- OLIVEIRA, A. I. de & LEONARDOS, O. H. - Geologia do Brasil. Rio de Janeiro. Comissão Brasileira dos Centenários Portugal, 1940. 472 p., 1940. il.
- PESSOA, M. R. *et alii* - Projeto Jamanxim; relatório final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. Relatório Inédito /s. ident./ 1977. 8 v.
- SANTOS, D. B. dos *et alii* - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SB.21 - Tapajós. Rio de Janeiro, 1975. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).
- SILVA, G. H. *et alii* - Esboço Geológico de parte da Folha SC.21 - Ju ruena. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28º. Porto Alegre. Anais..., Porto Alegre. SBG. v. 4.. p. 309 - 320, 1974.
- VEIGA JR, J. P. *et alii* - 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./, 1979. 6 v.

FIG. 01

MAPA DE LOCALIZAÇÃO



ÁREAS DE PESQUISA

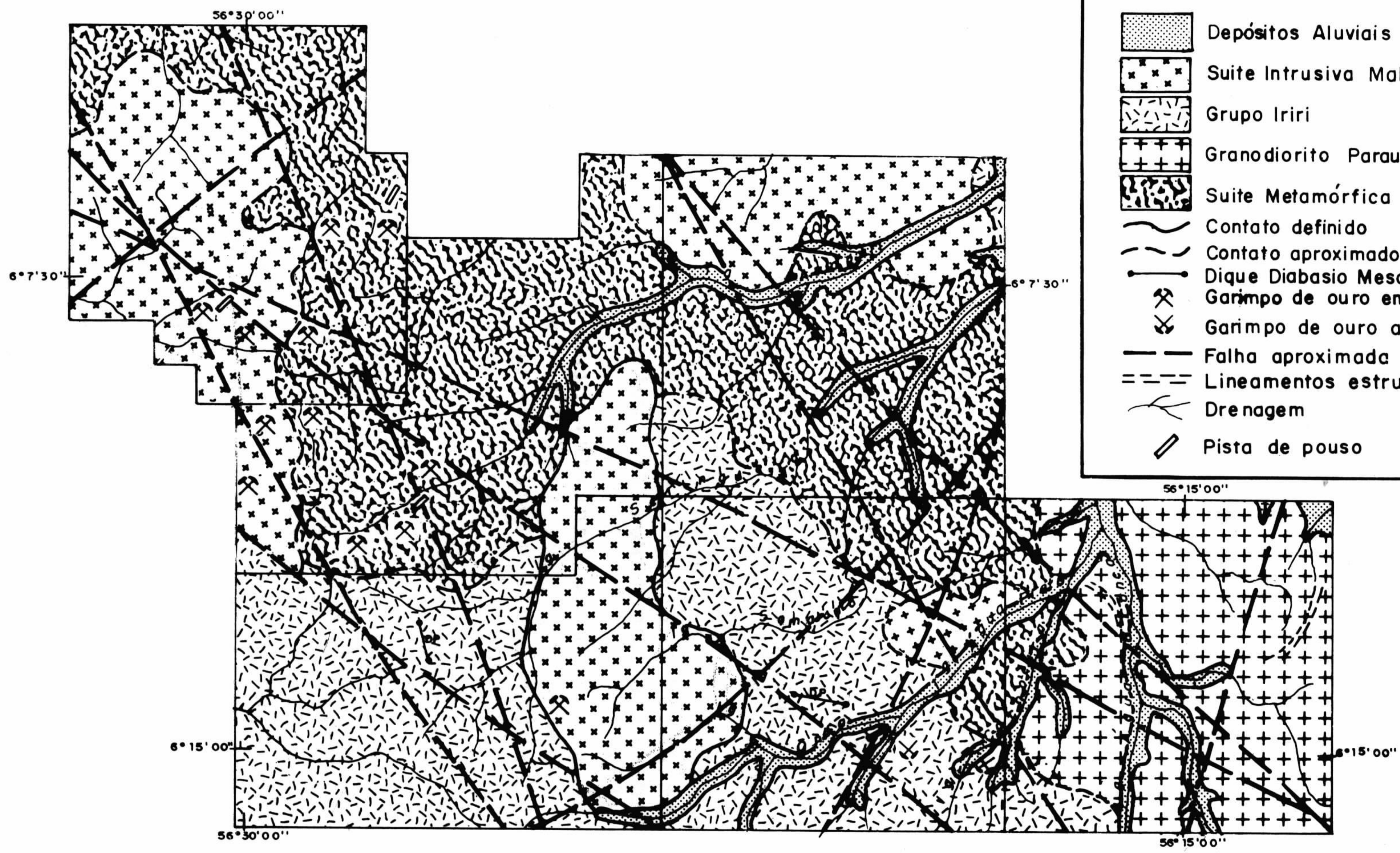
● GARIMPO DE OURO

FIG. 02

QUADRO ESTRATIGRÁFICO DA ÁREA

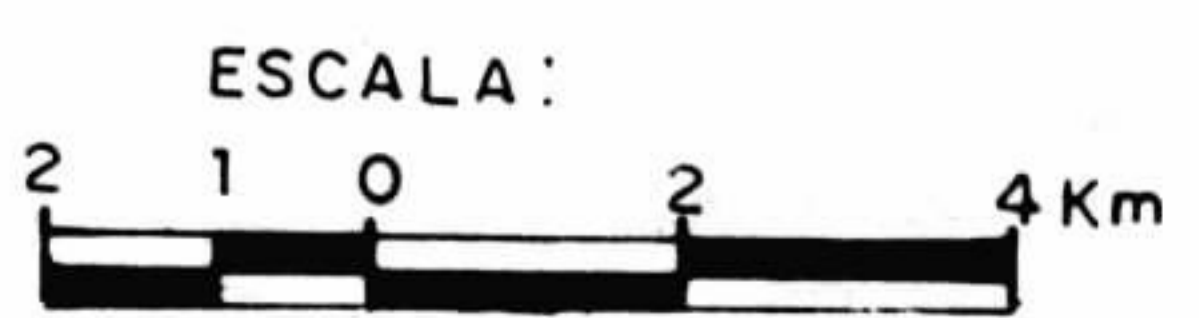
ERA	PERÍODO	IDADE	UNIDADE LITOSTRATIGRÁFICA		LITOLOGIAS
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO		Depósitos Aluviais		Areias, Silte, Argila e Cascalhos
MESOZÓICA			Diabásio Penatecaua		Diabásios
PRÉ - CAMBRIANA	PROTEROZÓICA	MÉDIO 1900 a 1200 m.a.	SUPERGRUPO UATUMÁ	Suíte Intrusiva Maloquinha	Granitos, Adamelitos e Granodioritos Pós-Cinemáticos
		1900 a 1700 m.a.		Grupo Iriri	Riolitos, Riodacitos, Dacitos e Piroclásticas
	INFERIOR 2600 a 1900 m.a.	1906 ± 56 m.a.	Granodiorito Parauari	Adamelitos e Granodioritos Pós-Cinemáticos	
ARQUEOZÓICA	> 2600 m.a.		Suíte Metamórfica Cuiú - Cuiú	Adamelitos e Granodioritos Sincinemáticos	

FIG. 03
 MAPA GEOLÓGICO



CONVENÇÕES

- Depósitos Aluviais
- Suite Intrusiva Maloquinha
- Grupo Iri
- Granodiorito Paruari
- Suite Metamórfica Cuiú - Cuiú
- Contato definido
- Contato aproximado
- Dique Diabasio Mesozóico (Penatecaua)
- Garimpo de ouro em atividade
- Garimpo de ouro abandonado
- Falha aproximada
- Lineamentos estruturais
- Drenagem
- Pista de pouso



**ESBOÇO DA GEOLOGIA DA ÁREA DO GRANITO ANTONIO VICENTE,
S. FÉLIX DO XINGU (PA)**

Carlos Augusto Sena de Sá

Mineração Taboca S/A — Grupo Paranapanema / Belém

ABSTRACT

The pre-cambrian lithology in this area consists of the following unites:

- Unit I - mainly foliated and massive granites and granodiorite ; migmatites, amphibolites, augen-gneisses and foliated muscovite-pegmatites;
- Unit II - metaconglomerates, quartzites, conglomeratic quartzites, phyllites, banded iron formation, metacherts and metavolcanic basic rocks;
- Unit III - conglomerates, arkosic-conglomeratic sandstone, sandstone and finely laminated siltstone/claystone;
- Unit IV - andesitic and rhyolitic volcanics including laminated and amygdalitic flows;
- Unit V - Antonio Vicente granite: pink or gray coarse to fine grained, locally showing rapakivi texture. Dykes and stocks of porphyritic and equigranular types representing a late magmatic phase;
- Unit VI - Benedita granite: reddish, equigranular, medium grained, alaskitic;
- Unit VII - Gabbro/diabase bodies.

Presentation of the lithology in the above form is due to the lack of geochronological data and the difficulty in making stratigraphical correlations between some of the unit. This lithology pile-up is based mainly on the following criteria: presence of deformation, interrupted trends and inclusions. In this manner, unites I, II, and possibly III, suffered regional deformation; igneous bodies (unites V and VI) cut across the trends found units II and III, and enclose xenoliths of units II and IV. The granite bodies are also cut by dykes of Unit VII.

Tin mineralization has been found in granite bodies V and VI. In the samples of fine-grained granites of Unit V molybdenite and fluorite crystals are observed. Hematite blocks are derived from Unit II. Cassiterite in alluvium has been found associated with ilmenite, pyrite, monazite, rutile, magnetite, topaz, beryl.

INTRODUÇÃO

Este artigo refere-se a geologia de parte do quadrante NW da Folha SB.22-Y-B (Projeto RADAMBRASIL). A área localiza-se cerca de 50km a NNW de S. Félix do Xingu, na extremidade ocidental da Serra dos Carajás (Fig. 01).

O esboço geológico anexo (Fig.02) foi elaborado a partir de observações de campo em um mapeamento preliminar nas escalas 1:100.000/1:50.000 desenvolvidos pela Mineração Taboca S/A. As descrições são essencialmente macroscópicas, complementadas pelas observações em uma dezena de seções delgadas de algumas litologias.

Nosso objetivo é discutir um empilhamento litológico para a área, o qual servirá de suporte para estudos petrológicos e geocronológicos ora desenvolvidos no CC/UFPa. Com uma certa importância, discute-se a relação dos granitos anorogênicos com as outras unidades e tenta-se correlacioná-los com outros corpos mais conhecidos na literatura. Ressalta-se que as idéias ainda não são conclusivas, carecendo portanto de detalhamento para fornecer melhores suportes em discussões futuras.

ARCABOUÇO REGIONAL

Discussões sobre o contexto geológico da área do maciço granítico Antonio Vicente podem ser encontrados nos trabalhos de Silva et al. (1974), Cunha et al. (1984), Bezerra et al. (1982), Hirata et al. (1982), Santos (1982), Meireles et al. (1982,1984), Tassinari et al. (1982,1984), Montalvão et al. (1984), etc.; estudos específicos envolvendo o granito Antonio Vicente e outros maciços anorogênicos ao Sul do Pará foram feitos por Dall'Agnol (1980,1982,1984) e Sena de Sá & Zanol (1984).

Com ampla distribuição geográfica é reconhecido um embasamento granito-gnáissico (Complexo Xingu). Sobre este embasamento ocorre uma seqüência de rochas supracrustais atribuídas ao Arqueano/Proterozóico Inferior e afetadas pela orogênese transamazônica, representada por metassedimentos e metavulcânicas básicas. Estas supracrustais, dobradas preferencialmente segundo N80°W, é conhecida na literatura como Grupo Grão-Pará - atualmente, uma linha de pesquisadores atribuem os metassedimentos em alto grau à Formação Salobo, ficando o Grupo Grão-Pará como originalmente definido por Beisiegel et al., 1983.

Batólitos graníticos, como o Central da Serra dos Carajás, os da Serra da Seringa, da Serra da Tocandera e, por alguns autores, o maciço Antonio Vicente, etc., estariam relacionados a estágios finais da orogênese Transamazônica, com posicionamento pré-vulcanismo Uatumã

Intensos falhamentos propiciaram a sedimentação de clásticos grosseiros a finos, imaturos, e químicos, seguido por vulcanismo riolítico e ignimbrítico com andesitos subordinados. Estes litotipos foram englobados como Grupo Uatumã, subdividido, da base para o topo, nas formações Rio Fresco (sedimentos), Sobreiro (vulcânicas intermediárias) e Iriri (vulcanismo riolítico). No artigo de Montalvão et al. (op.cit.) este empilhamento é parcialmente invertido, ficando as vulcânicas, agora reunidas no Supergrupo Uatumã, sotoposta aos sedimentos, que permaneceram reunidos na Formação Rio Fresco. Esta última proposição é contestada por Bezerra (op.cit.), que admite a primeira versão.

Granitos com feições circulares, cratogênicos, com posicionamento posterior aos eventos de sedimentação e vulcanismo ante-

riores, são relacionados na literatura como tipo Velho Guilherme, datados em torno de 1.400 Ma. Na realidade, em face aos poucos resultados geocronológicos conclusivos, combinado com a pouca divulgação de observações de campo, a separação entre alguns corpos graníticos das duas fases de "emplacement" é posta em dúvida.

Finalmente, o Grupo Gorotire, reunindo sedimentos clásticos e caracterizado por espessas camadas de arenitos ortoquartzíticos, recobre grandes áreas da parte oriental do Cráton Amazônico. Um corpo granítico intrusivo nos arenitos fornece uma idade mínima para o Grupo Gorotire em torno de 1.640 Ma. (Cunha et al., 1981 - in Montalvão et al., 1984).

GEOLOGIA DA ÁREA

1. Litologias

Unidade I - É constituída principalmente por rochas de composição granítica/granodiorítica, foliadas ou não. No quadrante SE da área, bordejando o maciço Antonio Vicente, afloram augen-gnaisses avermelhados de composição granítica, nos quais observa-se intenso estiramento de cristais centimétricos de K-feldspato e desenvolvimento de uma foliação biotítica. Pequenos fraturamentos são preenchidos por pirita. Ainda aqui, encontra-se blocos de anfibolitos notadamente foliados, possivelmente ortoderivados. Blocos de rochas talcificadas, bastante intemperizadas, ainda foram observadas no extremo SE da área.

No quadrante NW predominam granitos (leuco) cinza a róseo, com biotita a nível de traços. Estes granitos são de granulação fina, ocasionalmente média e grosseira, equigranulares. Alguma orientação que possa existir nestas rochas não é detectada na escala macroscópica, possivelmente em função do isotropismo.

Próximo da Serra de Lisura encontra-se migmatitos nebulíticos com lentes de granitos finos, de tonalidade cinza, possivelmente originados de anatexia local. Na realidade, é uma rocha de textura pegmatóide, com composição granítica e uma foliação de biotita não muito proeminente. As lentes, ou veios, são semelhantes aos granitos encontrados no quadrante NW da área, com palhetas de biotita aparentemente não orientadas.

Na porção Oeste da área individualiza-se granitos com biotita e anfibólio. Esta litologia é tentativamente individualizada pela particularidade da presença dos dois máficos e pela constância na distribuição geográfica. São granitos (monzo) de granulação fina a média, por vezes avermelhados ou mesocráticos em função da percentagem de K-feldspato ou máficos, respectivamente. Cristais de pirita são frequentemente individualizados, seja disseminados ou associados e veios de quartzo presentes nestas rochas.

Ainda aqui, estes granitos aparentemente não estão foliados.

De uma maneira geral, observa-se que os gnaisses devem ser ortoderivados, caracterizando um complexo de embasamento granitognáissico - a suposição é baseada na homogeneidade destas litologias, ao contrário dos para-gnaisses que são frequentemente bandados. Os granitóides aparentemente não foliados (isotropismo?) podem ser interpretados como antigos corpos intrusivos. Para o caso dos hornblenda-biotita-granitos, como será discutido posteriormente, sua posição, na coluna ainda não é conclusiva - sua feição de contato com o granito Antonio Vicente sugere que seja mais jovem.

Unidade II - Trata-se de uma unidade essencialmente metasedimentar, com metavulcânicas subordinadas. A extremidade ocidental da Serra dos Carajás é constituída predominantemente por quartzitos puros, subordinadamente por tipos ferruginosos e micáceos. Localmente pode-se observar níveis de quartzitos conglomeráticos e filitos, além de blocos constituídos essencialmente por hematita no contato com o granito Antonio Vicente.

A Norte e no ig. S. José ocorrem pacotes de metaconglomerado brechóide, quartzitos com níveis conglomeráticos, filitos, chert, formações ferríferas bandadas e possíveis metavulcânicas básicas agora totalmente epidotizadas. Os metaconglomerados são constituídos por seixos angulosos centimétricos de ardósia (?), chert, quartzo e vulcânicas básicas (gabro ?)- a matriz é quartzítica fina com coloração amarelada, por vezes sacaróide. Aparentemente a orientação dos seixos é primária.

Os quartzitos podem apresentar estratificação cruzada com ângulo em torno de 15° . Ao contrário dos metaconglomerados, onde os seixos de sedimentos dominava, os níveis conglomeráticos nos quartzitos são constituídos essencialmente por seixos de quartzo centimétricos arredondados, com seixos de sedimentos subordinados.

Com respeito aos cherts, estes podem ocorrer como níveis decimétricos nos filitos, com tonalidades escuras (maciços ou finamente laminados) ou constituindo bandas centimétricas a milimétricas nas formações ferríferas.

Na Serra da Pedra de Amolar, a Oeste do Granito Antonio Vicente, são encontrados quartzitos finos, metavulcânicas e meta-cherts. Seixos destes cherts podem mostrar níveis detríticos com piritita.

A descontinuidade de afloramentos não permite uma correlação direta das rochas da Serra dos Carajás com as que ocorrem no Igarapé São José. No entanto, padrões de dobramentos abertos e fechados foram observados nos quartzitos da Serra dos Carajás e em blocos de formações ferríferas a Norte do Igarapé São José. No caso da Serra Pedra de Amolar, a seqüência deve ser interpretada como "teto pendente" nos hornblenda-biotita granitos.

Unidade III - Reune sedimentos finos e grosseiros.

As melhores exposições dos sedimentos encontram-se no Igarapé São José. Desta forma, pode-se observar conglomerados e arenitos conglomeráticos com matriz arcoseana, arenitos grosseiros feldspáticos e rochas pelíticas ferruginosas. Os conglomerados são constituídos por seixos até decimétricos, arredondados, de quartzo (principalmente), quartzitos e formação ferrífera. Contribuição de pegmatitos da Unidade I é confirmada pela presença de cristais de muscovita detrítica na matriz. Ainda aqui, siltitos/argilitos intercalam-se em níveis milimétricos e ocorrem níveis de formações ferríferas maciças ou laminadas, com intercalações de material mais grosseiro (siltite/areia fina), sugerindo sedimentação química com contribuições terrígena.

A Serra da Lisura, com continuidade interrompida pelo corpo granítico, é constituída por arenitos/Siltitos creme-avermelhados.

Estes pacotes de sedimentos encontram-se frequentemente fraturados e basculados ou dobrados. No caso da Serra da Lisura, próximo ao contato com o corpo granítico, os sedimentos são cortados por inúmeros veios de quartzo, possivelmente resultantes de cristalização final do maciço granítico.

Unidade IV - Constituída por andesitos/riolitos e derrames laminados e variolíticos.

Rochas andesíticas a riolíticas bordejam os corpos graníticos mais jovens, com domínio dos termos intermediários. No interior da Unidade V (granito Antonio Vicente) ocorrem termos como dacitos ou riodacitos, além de derrames com texturas fluidal ou variolíticas possivelmente com contribuições de sedimentos arcoseanos.

Os andesitos (olivina andesitos), assim como os riolitos, são restritos às bordas dos corpos graníticos. Os primeiros são caracterizados pelos fenocristais de plagioclásio (andesina) esverdeados por processos de saussuritização (epidotização principalmente), hipidiomórficos, imersos numa matriz fina de olivina, clinopiroxênio e anfibólio; os riolitos apresentam fenocristais (média de 1cm) de K-feldspato visivelmente subeudrais (algo arredondados) imersos numa matriz afanítica avermelhada com cristais de quartzo esparsos.

Os dacitos/riodacitos apresentam fenocristais de quartzo e plagioclásio quase que totalmente saussuritizados, numa matriz de textura fina (microfelsítica e esferulítica). Os fenocristais de quartzo estão com as bordas corrôidas e com material de matriz penetrando nas microfraturas e preenchendo-as.

Estas litologias, como enclave no granito Antonio Vicente, são associadas a derrames com textura fluidal e variolítica (algumas preenchidas por quartzo). É possível se observar uma transição textural desde os derrames até os dacitos, onde os termos afaníticos, compactos, de coloração esverdeada, gradam para os dacitos pelo progressivo aparecimento de fenocristais de plagioclásio e quartzo, com matriz fanerítica fina. Em adição, estes derrames estão associados com possíveis contribuições sedimentar arcoseana, denotada por bandas milimétricas a centimétricas com estrutura primária (estratificação cruzada).

Próximo aos contatos com os corpos graníticos as rochas andesíticas apresentam-se com fraturamentos preenchidos por veios de quartzo e/ou pirita. Os derrames estratificados estão notadamente deformados, possivelmente em função da intrusão do maciço.

Unidade V (granito Antonio Vicente) - O corpo principal é constituído por uma gama de litotipos, por vezes de difícil individualização em campo, que representam diversos pulsos magmáticos. As composições mais comuns caem no campo dos sienogranitos, com monzogranitos subordinados, não faltando localmente termos como granodioritos, alcali-feldspato granitos e plagiogranitos. Em termos texturais, o domínio é de tipos inequigranulares médio a grosseiro, ocasionalmente pegmatóides. Em função da proporção de k-feldspato VS. plagioclásio, assumem tonalidades rósea e cinza. A tendência é alaskítica, onde os máficos podem ser biotita (mais comum) e hornblenda ferrosa. O K-feldspato (microclina) é frequentemente pertítico, por vezes poiquilítico (inclusões frequentes de plagioclásio, quartzo e biotita); o plagioclásio (normalmente oligoclásio) pode ser zonado e frequentemente está saussuritizado (epidoto comumente). Os acessórios mais comuns são titanita, fluorita e opacos. Cassiterita ocorre em faixas com alteração hidrotermal preenchendo fraturas.

Localmente, os granitos grosseiros mostram feições repakivíticas, com cristais centimétricos de k-feldspato orlado por plagioclásio.

Numa grosseira distribuição geográfica, termos com tendência monzonítica ocupam a porção NE, mudando a composição, em direção

aos alcali-feldspato granitos (estes localizados), para a borda Oeste do maciço.

No mapa individualiza-se litotipos graníticos de granulação fina a média, equigranular, incluindo também granitos porfiríticos (pórfiros de plagioclásio e K-feldspato). Estas rochas mostram contatos intrusivos com as outras litologias do corpo principal, devendo representar fases magmáticas secundárias. Ainda aqui, são encontrados granitos com tonalidades cinza a avermelhada. O K-feldspato (ortoclásio?) pode ser também poiquilítico (inclusões de plagioclásio saussuritizados e quartzo). O plagioclásio ainda é a andesina e o máfico, em proporção não superiores a 5%, é a biotita. Os acessórios comuns são epidoto e titanita.

No extremo NE da área tenta-se correlacionar um corpo granítico de menores dimensões com o maciço Antonio Vicente. Apesar do precário conhecimento do pluton, observou-se afloramentos com litologias muito semelhantes aos granitos grosseiros do Antonio Vicente e constatou-se a presença de mineralização estanífera. A sugestão precisa ser confirmada com estudos detalhados.

Unidade VI (granitos Benedita) - Refere-se aos pequenos corpos no quadrante SW da área. Ao contrário da unidade anterior, aqui persistem alcali-feldspato granitos, com textura equigranular média e coloração avermelhada. A proporção de biotita cloritizada presente, na faixa de traços, confere a natureza alaskítica. O plagioclásio ocorre na forma de pertitas ou como cristais de albita intersticiais ao ortoclásio. Como acessórios, ocorre titanita, opacos, clorita e epidoto, os dois últimos como produtos de alteração.

Unidade VII - Refere-se aos corpos de composição básica que ocorrem principalmente como diques nos leitos dos igarapés. O corpo de quadrante SW da área é constituído essencialmente por piroxênio (augita), plagioclásio (An=45) com proporções acessórias de olivina, sendo apatita e opacos como traços; lepidomelano, hornblenda, epidoto, quartzo, cloritas, óxidos de ferro e daumorita são minerais secundários. A rocha é fanerítica inequigranular, com granulação variando de fina a média, com o plagioclásio desenvolvendo cristais prismáticos largos e o piroxênio bem desenvolvido, sugerindo para a rocha um tipo intrusivo hipabissal (diabásio).

Os corpos alinhados segundo NW-SE, a Oeste da área, são extremamente diferenciados texturalmente. O corpo mais a Sul é constituído por litotipos melanocráticos com textura exótica (grande quantidade de pórfiros de anfibólio euedrais imersos numa matriz meso a melanocrática). Existem variações texturais e composicionais de um afloramento a outro. Por vezes encontra-se litotipos constituídos quase que por megacristais (2-5cm) de anfibólio. Na matriz, quando de coloração esverdeada, individualiza-se cristais de plagioclásio e K-feldspato. Pirita ocorre frequentemente disseminada na matriz.

O corpo mais a norte do alinhamento trata-se de um hornblenda-gabro.

Uma feição apresentada pelos gabros a NNW do maciço Antonio Vicente são os pórfiros (até três centímetros) de andesina com coroas de anfibólio. O anfibólio é a hornblenda, em geral alterada para clorita e minerais da série tremolita-actinolita.

A NE do maciço, incluiu-se no pluton uma gama de litologias básicas com texturas diferentes, inclusive rochas aparentemente foliadas e composições que podem cair no campo dos anortositos. Nesta situação, é possível que se tenha tido mais de um evento de in-

trusões básicas na área, porém de difícil separação na escala do trabalho.

2. Aspectos Estruturais e Tectônicos da Área

O maciço Antonio Vicente, principal corpo granítico da área, tem forma grosseiramente elipsoidal, com o eixo maior orientado segundo NE-SW. É composto por diversas fases magmáticas, como descritas anteriormente, onde os tipos de granulação mais fina foram os últimos a se posicionarem. As raras relações de contatos observadas entre estes pulsos magmáticos mostram padrões por vezes difusos, sugerindo um estado ainda não totalmente solidificado do corpo principal. No contato com as unidades I e III nota-se intenso fraturamento das encaixantes e do corpo, os quais são preenchidos por óxidos de ferro e manganês; entre as fases graníticas, nota-se o desenvolvimento de K-feldspato, formação de agregados de fluorita e, localmente, grande incidência de agregados máficos (biotita). A presença de xenólitos, assim como de antólitos, são raros, com os primeiros representados por metabásicas e os derrames variolíticos e dacitos na borda e na porção Norte, respectivamente, do corpo.

Pelo menos a NW e E a intrusão deve ter aproveitado antigas falhas que cortaram o embasamento e as suprâcrustais dobradas. No primeiro caso evidencia-se pelo contato retilíneo que é ressaltado pelo posicionamento do corpo básico a Norte e, no segundo, pela presença de blocos de quartzitos milonitizados.

Os corpos da Unidade VI (granitos Benedita) também limitam-se por falhas. As rochas vulcânicas encaixantes são fraturadas e preenchidas por quartzo e pirita.

Estes comportamentos descritos acima, combinado com a ausência de estruturas de caráter penetrativo, são característicos dos granitos anorogênicos.

Os falhamentos principais nos granitóides assumem direcionamento NE-SW e, subordinadamente, NW-SE. Nestes locais as litologias estão esverdeadas ou amarronzadas por hidrotermalismo, sendo comum os processos de sericitização, epidotização e hematização - a cassiterita pode ocorrer disseminada ou preenchendo fraturas nestes locais. Estas estruturas também permitiram o posicionamento de corpos básicos, conforme o padrão mostrado no esboço geológico anexo.

Embora as correlações estejam impossibilitadas pela persistência da cobertura de solos, as unidades I, II, III e IV encontram-se deformadas, apresentando padrões abertos e fechados. A Unidade II, a Norte da área, é dobrada com plano axial segundo E-W, concordantes com a foliação dos gnaisses e os direcionamentos regionais da Serra dos Carajás.

3. Ocorrências Mineraiis

Mineralizações estaníferas estão associados aos granitos Antonio Vicente, Benedita e ao corpo do extremo NE da área, com importantes jazidas bloqueadas nos dois primeiros. São conhecidas ocorrências de cassiterita disseminada ou preenchendo fraturas em rochas graníticas alteradas hidrotermalmente, disseminada em veios de quartzo, residual em material alúvio-coluvionar e concentrada nos níveis grosseiros dos alúvios de igarapês que drenam os corpos graníticos. Estes dois últimos tipos de ocorrências são suficientemente conhecidos e fornecem teores de concentração que justificam sua lavra em alguns igarapês.

A ocorrência de ferro a oeste do esboço geológico anexo refere-se a blocos de hematita derivados da Unidade II. Tais blocos, que podem possuir dimensões métricas, constituem-se de hematita pura ou com níveis silicosos.

Outros minerais que podem ocorrer associados à cassiterita são: ilmenita, pirita, monzanita, fluorita, rutilo, topázio, berilo, etc. Em amostras de granito fino observou-se cristais de molibdenita.

COMENTÁRIOS SOBRE O EMPILHAMENTO LITOLÓGICO

A Unidade I, por se constituir de rochas crustais, e a Unidade II, como supracrustais deformadas e metamorfisadas, justificam seu posicionamento na coluna. Os granitóides da Unidade I, aparentemente não foliados e sem relações diretas com a Unidade II, além de não terem similaridades com os granitos mais conhecidos (Antonio Vicente, Bedita), ficaram como antigos corpos intrusivos no embasamento. Particularmente com respeito aos hornblenda-biotita-granitos, aparentemente eles seccionam um suposto eixo elipsoidal de direção NE-SW que teria no formato do granito Antonio Vicente, ficando a Serra de Pedra de Amolar como teto pendente. O argumento no entanto não é substancial, preferindo-se ainda deixá-lo como parte do embasamento granito-gnaíssico.

O granito Antonio Vicente, a Este da área, interrompe o "trend" ENE-WSW da Serra dos Carajás. Como reforço, na borda Norte ele inclui metavulcânicas supostamente da Unidade II.

Com respeito aos sedimentos e vulcânicas (unidades III e IV), observa-se que a Norte o corpo granítico V interrompe o direcionamento N-S do pacote sedimentar III (Serra da Lisura), basculado para Este. No médio curso do Igarapé Pium estão inclusos os derrames variolíticos dobrados e os dacitos/riodacitos epidotizados - os dobramentos podem ser anteriores (vide Meireles et al., 1982) ou provocados quando dos eventos da intrusão do maciço. No contexto final, observa-se que a distribuição das rochas das unidades III e IV limita-se nas bordas dos corpos graníticos V e VI, salvo na situação em que foram englobados como xenólitos. Um outro critério que pode ser utilizado é a presença de veios de quartzo, com ou sem pirita, que cortam tanto sedimentos como vulcânicas próximo aos contatos, devendo ser interpretado como resíduos finais da cristalização dos corpos graníticos V e VI. Com interpretação similar, acrescenta-se colúvios/eluvios, com cassiterita, encontrados tanto no corpo granítico como prolongando-se para o espaço geográfico ocupado por vulcânicas andesíticas (margem esquerda do igarapé São Raimundo), devendo representar fluídos mineralizados que percolaram por falhamentos comuns as duas unidades.

Entre as unidades III e IV, as observações de campo sugerem que a primeira seja mais antiga em função do dobramento representado no mapa e pelo fato de que os níveis basais assentam diretamente sobre o embasamento. Como reforço, os andesitos não mostram efeitos de deformação, seja na escala mesoscópica ou microscópica.

Entre os granitos de textura fina (porfirítica) e grosseiros (Vg e Vf), fica comprovada a pré-existência dos últimos com respeito aos primeiros através de diques e apófises encontrados próximo e no Ig. São Raimundo. No Ig. Antonio Vicente foi observado uma sucessão de intrusões, envolvendo termos com texturas grosseira, média e fina, atestando uma cronologia de eventos onde os mais finos foram os últimos a se posicionarem.

Entre os granitos V e VI não se tem relações diretas que determinem o posicionamento relativo. Admite-se que o corpo V tenha similaridades com os granitos tipo Central da Serra dos Carajás, conforme sugerido por Dall'Agnol (com. verbal), os quais são datados em torno de 1.8b.a. (Santos, 1982); correlaciona-se os granitos Benedita aos granitos tipos Velho Guilherme, cerca de 400Ma. mais jovens (Santos, op.cit.).

Diques básicos cortam as unidades anteriores, sendo portanto as litologias mais jovens aqui apresentadas. Ressalva se fez ao corpo NE do mapa, no qual incluímos gabros foliados. Estudos petrográficos poderão posteriormente melhor caracterizá-los e posicioná-los de forma mais adequada.

COMENTÁRIOS FINAIS

Para o conhecimento absoluto dos eventos geológicos na área serão necessários dados geocronológicos, um trabalho que já está sendo iniciado no CG/UFPa pelo Geól. Nilson Pinto Teixeira, com orientação parcial do Prof. Roberto Dall'Agnol. De particular significado é a comprovação da correlação dos granitos Antonio Vicente e Benedita como tipos Central da Serra dos Carajás e Velho Guilherme, respectivamente. Neste caso, estudos petrológicos poderiam fornecer importantes informações sobre granitos mineralizados e estêreis da Amazônia, já que os granitos Musa, Cigano, o próprio Central da Serra dos Carajás, etc., são julgados desta última classe. Ainda com respeito a estas correlações, uma lacuna de 400 Ma. no posicionamento dos corpos graníticos divergiria, em parte, das conclusões de Tassinari et al. (1984), em função da proximidade das intrusões.

Finalmente, as interrogações colocadas ao longo do texto ficam como sugestões para posterior resolução.

AGRADECIMENTOS

A Superintendência de Geologia e Pesquisa da Mineração Taboaca S/A, na pessoa do Dr. Elmer P. Salomão, pelo incentivo para publicação dos dados aqui contidos; aos Profs. Drs. Roberto Dall'Agnol e Eduardo A. Ladeira, e aos geólogos Nilson P. Teixeira e Nelson Bueno, pelas discussões. Somos gratos também ao Prof. Om P. Verma, pela versão do resumo. Da mesma forma, ao Prof. Antonio C. Galindo / UFRN, pelas sugestões petrográficas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEISIEGEL, W.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.
- BEZERRA, P.F.L. 1984 - Cronoestratigrafia das coberturas sedimentares proterozóicas do Cráton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã (Amazonia Legal). In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v.5, p. 2125-2139.
- BEZERRA, P.F.L.; CUNHA, B.C.C. de; MONTALVÃO, R.M.G. de; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L. - 1982 - Geologia da extremidade sudoeste da Plataforma Amazônica e da faixa de dobramentos Araguaia-Tocantins. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32; Rio de Janeiro, 1982. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v.1 p.9-25.
- CUNHA, B.C.C. da; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.F.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA JUNIOR, J.J. de; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S. de; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. - 1984 - Geologia da Folha SC-22 Tocantins. Rio de Janeiro, DNPM, v.22, 524p.

- DALL'AGNOL, R. - 1980 - Études sur des granites du type "Rondoniam" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmâtiq̃ues. Tese. Labr.Géol.Petrol. UPS, Toulouse, 348p.
- DALL'AGNOL, R. - 1982 - Maciço Jamon: Evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. In: SIMP.GEOL.AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. Anais... Belém, SBG, v.2, p. 139-161.
- DALL'AGNOL, R. - 1984 - Novos dados geocronológicos e estudos de elementos traços de maciços graníticos pós-Transamazônicos, Estado do Pará, Brasil (Amazônia Oriental). In: SIMP:AMAZÔNICO, 1, Manaus, 1984.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.C.C.; MEIRELES, E.M. - 1982 - Geologia regional da província mineral de Carajás. In: SIMP.GEOL.AMAZÔNICA, 1, Belém, 1982. Anais... Belém, SBG, v.1, p.100-110.
- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.V.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, W.C. - 1984 - Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGR.BRAS.GEOL. 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v.5, p.2163 - 2174.
- MEIRELES, E.M.; TEIXEIRA, J.T.; LOURENÇO, R.S.; MEDEIROS FILHO, C.A. - 1982 - Geologia, estrutura e mineralizações auríferas de Serra Pelada. In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG, v.3, p.900-911.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.F.L.; DRAGO, V.A.; CUNHA, B.C.C. - 1984 - Cobertura de Plataforma da Amazônia, sua sedimentação e evolução tectônica. In: CONGR.BRAS.GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v.5, p.2101-2124.
- SANTOS, J.O.S. - 1982 - Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG, v.1, p.339-348.
- SENA SÁ, C.A. & ZANOL, K.M.R. - 1984 - Cronologia Regional do Maciço Granítico Antonio Vicente - São Félix do Xingu (PA). In: CONGR. BRAS.GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Resumos... Rio de Janeiro, SBG, p. 168.
- SILVA, G.G. de; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.de; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia da folha SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Belém, DNPM, v.4, 143p.
- TASSINARI, C.G.G.; HIRATA, W.K.; KADEKARU, K. - 1982 - Geologic Evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brasil. REV.BRAS.GEOL. 12 (1,2,3):263-267.
- TASSINARI, C.G.G.; SIGA JUNIR, O.; TEIXEIRA, W. - 1984 - Épocas metalogenéticas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONGR.BRAS.GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v.6, p. 2963-2977.

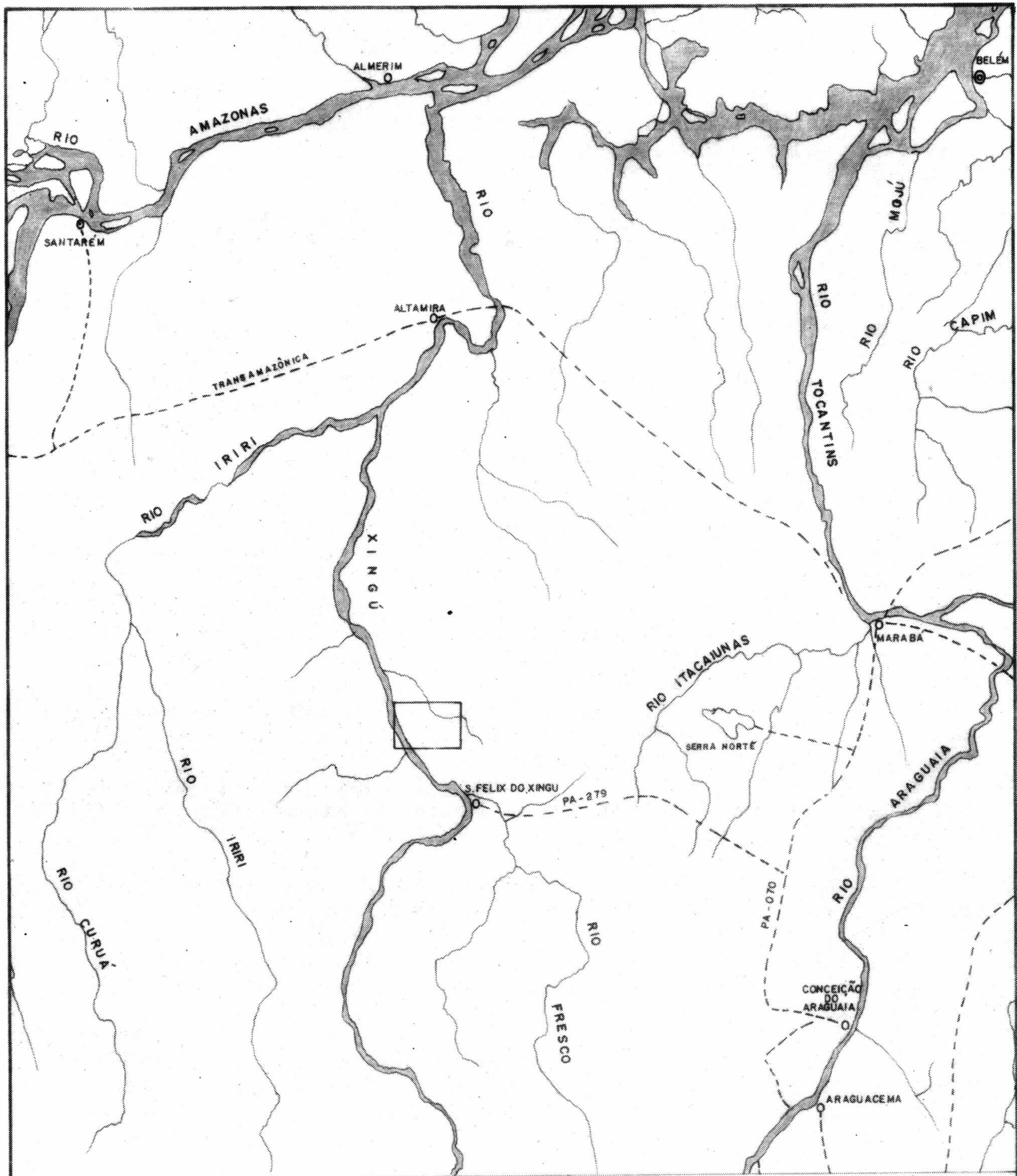
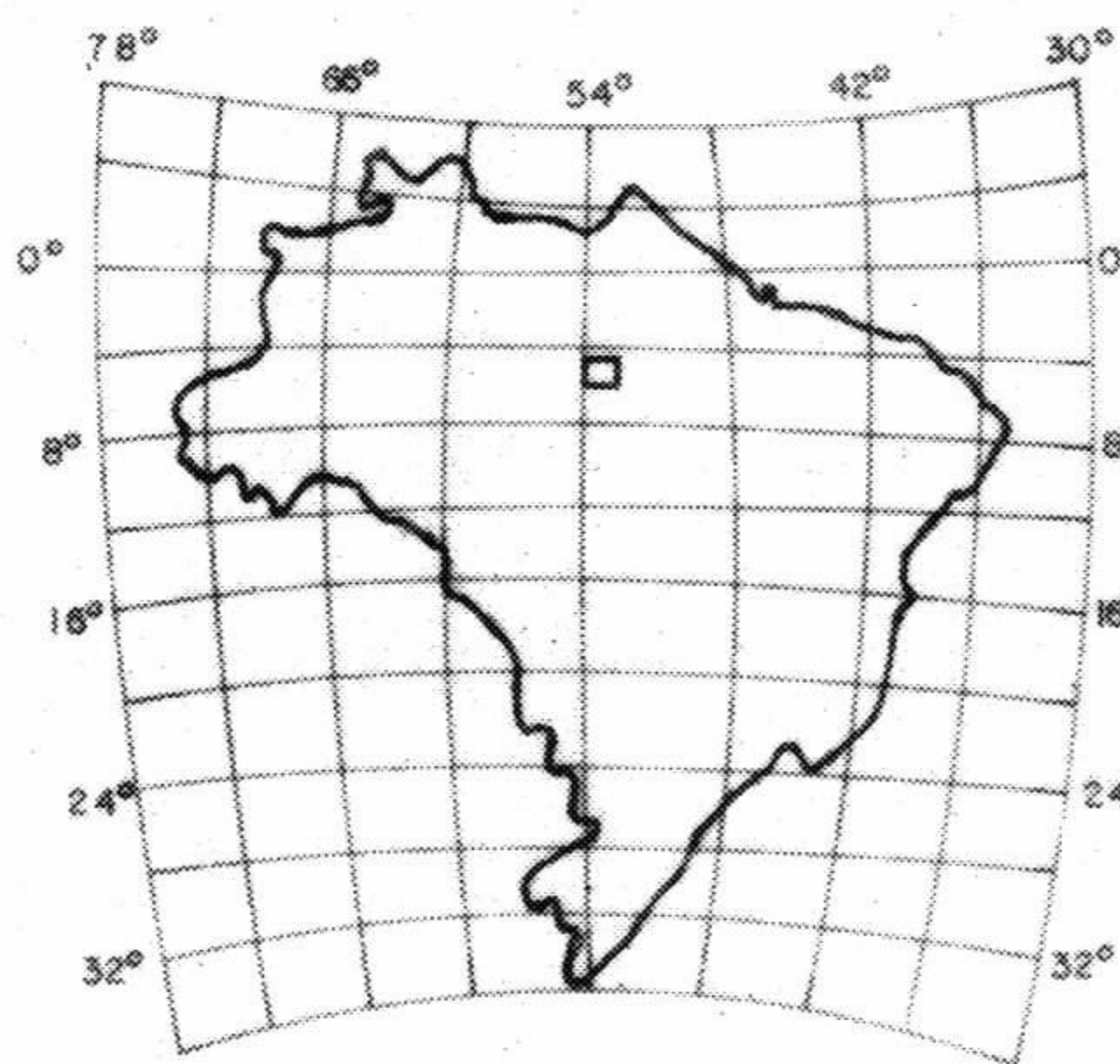





FIG. 01 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



- LEGENDA**
-  DRENAGEM
 -  CIDADES
 -  ESTRADA
 -  ÁREA ANTONIO VICENTE

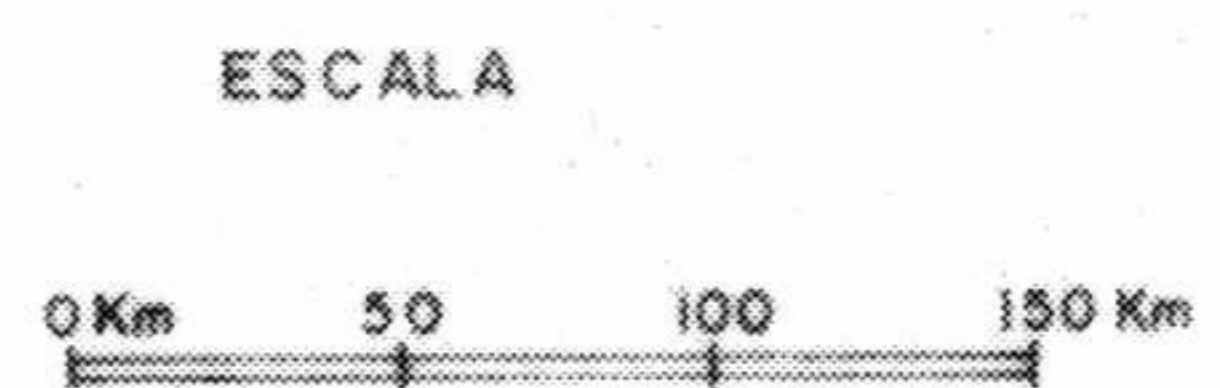
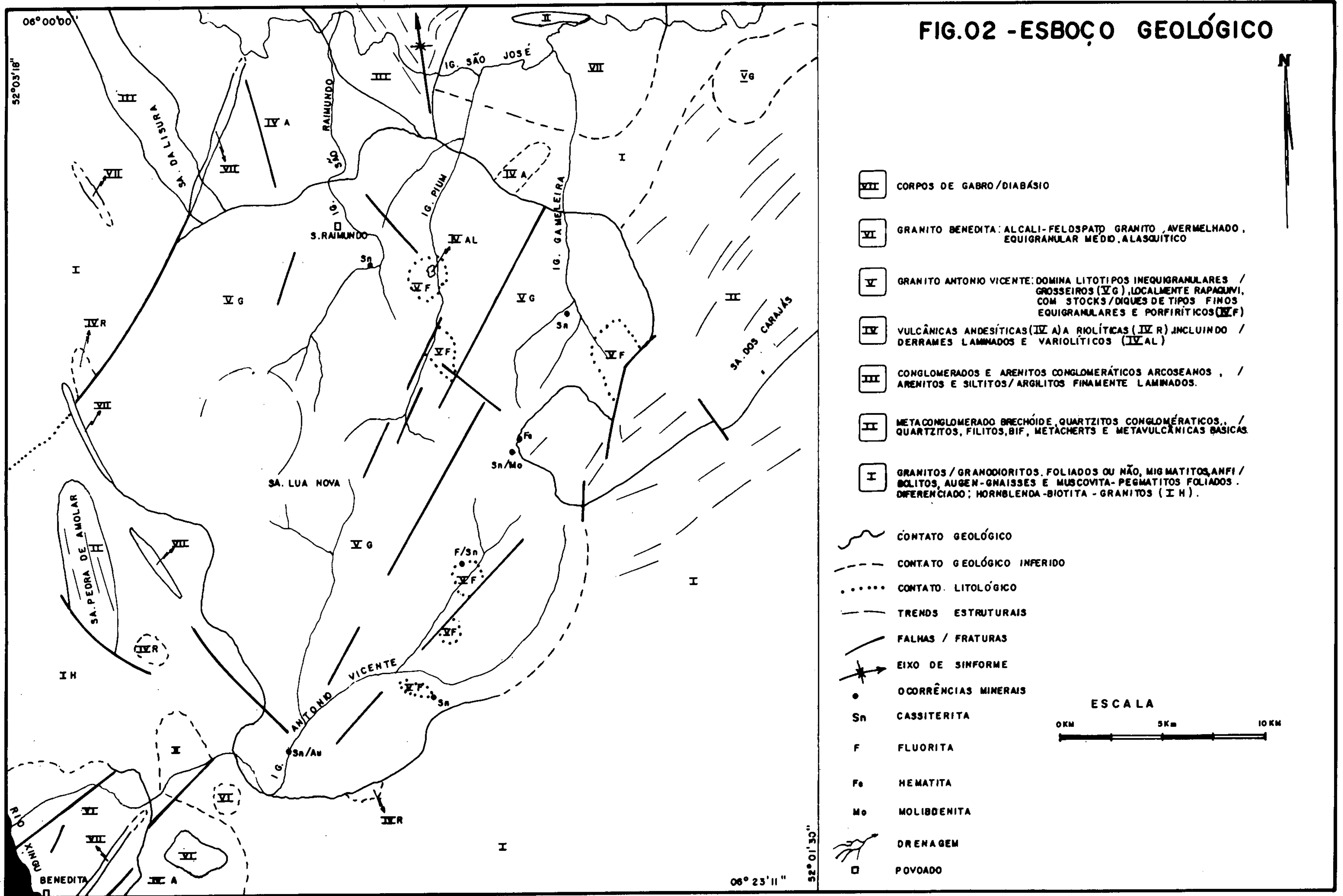


FIG.02 - ESBOÇO GEOLÓGICO



RECONHECIMENTO GEOCRONOLÓGICO DA GUIANA FRANCESA: NOVOS DADOS, INTEGRAÇÃO E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Wilson Teixeira¹
Koji Kawashita¹
Paul N. Taylor²
Sérgio Koiti Ojima¹
Alberto Gomes Vieira³

¹ Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

² Depto. Geol. Min. — Univ. Oxford / Inglaterra

³ Chiarelli Mineração Ltda. / São Paulo

ABSTRACT

Rb-Sr and K-Ar age determinations from Precambrian units of French Guiana interpreted together with pre-existent data confirm previous interpretations of a Transamazonian age for the L'Ile de Cayenne Series, Paramacá Series and the associated granites. The geochronological pattern defines the early Proterozoic as the main period of continental crust development and combined with Sr, Nd and Pb isotopic evidence leads to the conclusion of minimal involvement of ancient crustal material during this accretion event.

The age data and geological information on French Guiana accord well with a model for the Precambrian evolution of the Guiana Shield, in which crustal evolution proceeded with the development of the Maroni-Itacaiunas Belt during a major tectonomagmatic episode—the Transamazonian cycle.

However, K-Ar apparent ages on anorogenic basic bodies indicate a Mesozoic age for this magmatism, related to the opening and formation of the Atlantic ocean.

INTRODUÇÃO

Na Guiana Francesa o acervo radiométrico existente possui distribuição geográfica heterogênea (Fig.1), com a persistência ainda de alguns vazios importantes para o equacionamento definitivo do cenário evolutivo regional. Como parte integrante do escudo das Guianas, a datação de seus terrenos geológicos representa uma questão-chave no tratamento dos problemas ligados ao contexto geodinâmico do Cráton Amazônico. Nesse sentido, os modelos tectônicos recentemente propostos na literatura têm apontado um desenvolvimento orogênico essencialmente ocorrido durante o Proterozóico Inferior (Cordani et al., 1979; Gibbs e Barron, 1983; Bosma et al., 1983; Gruau et al., 1984; Teixeira et al., 1984) ressaltando-se, todavia, a inexistência de um consenso por parte de outros pesquisadores interessados no tema.

Com o objetivo de estudar algumas das regiões da

Guiana Francesa desprovidas de base geocronológica, foram efetuadas para esta síntese cerca de 40 novas análises Rb-Sr, Pb-Pb e K-Ar tanto em unidades pré-cambrianas (Série L'Ile de Cayenne, Série Paramacá, granitos tipo "Guyanais" e "Caraibe") como em representantes do enxame de diques básicos anorogênicos. Pretende-se esclarecer as relações temporais das unidades do mapa geológico 1:500.000 de Choubert (1974) e da nova cartografia provisória (inédita) da parte sul daquele mapa, produzida pelo Serviço Geológico Nacional da Guiana Francesa, bem como contribuir para o esclarecimento da história geológica regional. Com o presente trabalho, um número de aproximadamente 130 datações revela-se disponível para o país em várias metodologias (Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar e Pb-Pb), o que propicia uma abordagem integrada no tocante à evolução crustal deste segmento do escudo das Guianas. As tabelas de 1 a 6 relacionam as determinações radiométricas existentes até o presente, cuja localização geográfica está concentrada ao longo dos principais cursos d'água ou em localidades da costa atlântica (Fig. 1).

As análises efetuadas são produto das atividades do projeto IGCP-204 "Precambrian Evolution of the Amazonian Region" sob os auspícios da UNESCO e que, no presente caso, tiveram o apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq através da concessão de bolsa de Iniciação Científica (processo nº 123067/82) a um dos autores (S.K.Ojima). Agradecimentos são devidos, adicionalmente, ao British Council e ao Natural Environment Research Council (UK) pelo suporte financeiro na pesquisa isotópica de Pb efetuada no Depto. de Geologia e Mineralogia da Universidade de Oxford, por P.N.Taylor.

GEOLOGIA REGIONAL

Na Guiana Francesa poucas são as publicações disponíveis (Choubert, 1969; 1974; Marot e Capdevila, 1980; Gruau et al., 1984), sendo o esboço geológico da área em pauta (Fig. 2) uma adaptação desses trabalhos. Geologicamente, afóra a sedimentação cenozóica, podem ser reconhecidas quatro unidades maiores:

1. Série L'Ile de Cayenne que tem ocorrência na localidade homônima e em regiões localizadas das partes setentrional e central da Guiana Francesa. Trata-se de uma seqüência alternada de quartzitos, anfibolitos, além de migmatitos, gnaisses e metabasitos, de ambiente metamórfico mesozonal a catazonal. Complexos metamórficos semelhantes, de evolução cronocorrelata, têm sido identificados no Brasil (terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos do Amapá e do NW do Pará), Guiana (complexo Kanuku e Bártica), Suriname (Grupos Coereni e parte do Falawatra) e Venezuela (Complexo Supamo).

2. Série Paramacá, distribuída segundo duas faixas expressivas ao longo da região costeira e no setor central do país, onde está melhor estudada e recebeu a denominação de "cinturão Inini" (Gruau et al., 1984). Seqüências supracrustais semelhantes ocorrem no escudo das Guianas - Gr. Marowijne (Suriname), Gr. Vila Nova (Brasil), Sgr. Barama-Mazaruni (Guiana) e Sgr. Pastora (Venezuela). A natureza, composição e evolução dessas rochas têm levado autores a considerá-las como "greenstone belts". (p.ex. Choudhuri, 1980, Gibbs e Barron, 1983; Bosma et al., 1983). Gruau et al. (op.cit.) estudando o cinturão vulcano-sedimentar Inini dividiram-no em uma seqüência basal de metabasaltos e anfibolitos de composição de toleitos oceânicos, com intercalações de anfibólitos.

lio-xistos (de composição komatiítica), uma intermediária constituída por gnaisses anfibolíticos, gnaisses félsicos e metapiroclásticas (de composição andesítica, dacítica ou riolítica), seguida por uma seqüência de topo formada por quartzitos, xistos, micaxistos e gnaisses derivados de siltitos, argilitos e grauvacas. A Série Paramacã no cinturão Inini possui duas fases regionais de deformação acompanhadas por um metamorfismo, em geral, da facies anfibolito, embora alcançando localmente a facies granulito.

3. Complexos granitóides de vários tipos, com formação de batólitos de composição diorítica, tonalítica e granodiorítica, sin-orogênicos (graníticas tipo "Guyanais" de Choubert, 1974), além de intrusões de granodioritos e granitos potássicos, tardi a pós-orogênicos (plutonismo tipo "Caraipe" de Choubert), em associação com pegmatitos.

4. Corpos básicos anorogênicos na forma de enxames de diques doleríticos, com orientação preferencial NNW, que seccionam todas as unidades pré-cambrianas. A manifestação ígnea é similar a outras existentes no escudo das Guianas, tais como o "episódio Cassiporé" no Brasil (Amapá) e o "dolerito Apatoe" no Suriname.

GEOCRONOLOGIA

As análises Rb-Sr e K-Ar (tabelas 4 e 5) foram produzidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP, ao passo que as análises Pb-Pb (tabela 6) foram efetuadas na Universidade de Oxford. As amostras selecionadas provêm de expedição científica, realizada em 1975, por pesquisadores da USP em colaboração com o centro ORSTOM de Cayenne. As determinações Rb-Sr em rocha total são interpretadas em diagramas isocrônicos em conjunto com isócronas Pb-Pb e Sm-Nd o que permite considerações importantes em termos petrogenéticos. Por outro lado, as datações aparentes K-Ar em micas e anfibólios de rochas metamórficas possibilitam esboçar um quadro aproximado da época do resfriamento regional. De maneira genérica, os dados ora obtidos ratificam as interpretações geocronológicas apresentadas em ocasiões anteriores, propiciando maior confiabilidade às proposições sobre a evolução tectônica, ou sobre a história geológica regional.

As rochas da Série L'Ile de Cayenne foram recentemente reestudadas através de duas análises Rb/Sr em migmatitos expostos na localidade homônima (n^{os}. 77, 78, tabela 5). Datações Rb/Sr anteriores (n^o 44, mesma tabela) haviam delineado idade isocrônica de cerca 1900 Ma. para $R.I. = 0,7017$ (Teixeira et al., 1984) em migmatitos da pedreira Susini, pouco a leste de Cayenne. A integração de todas as análises Rb/Sr disponíveis ratifica uma idade transamazônica para a unidade, com um valor de 1970 ± 260 Ma. e $R.I. = 0,7018 \pm 0,0005$ (Fig. 3). O elevado erro analítico desta idade é motivado pelo próprio quimismo das amostras, portadoras de baixos conteúdos de Rb, levando a um acréscimo nos erros da leitura analógica quando da espectrometria de massa. Uma amostra (GF52C) foi excluída do diagrama isocrônico, pois originaria erro ainda maior do resultado, apesar de não ocorrer alteração da idade. Por outro lado, a baixa razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} ($R.I.$) obtida ($0,7017$) sugere que o material primário dessas rochas tenha se derivado do manto na época transamazônica, portanto, em concordância com idades encontradas para outros terrenos granítico-gnaissico-migmatíticos do escudo das Guianas. No presente caso, todavia, não se afasta a hipótese de que os migmatitos tenham

uma origem na crosta inferior empobrecida em rubídio, devido ao qui-
mismo apresentado pelas amostras, apesar dos dados isotópicos de Pb
e Nd em outras unidades não corroborarem este modelo. A aplicação
de metodologia alternativa diretamente nos migmatitos (por ex., Pb-
Pb) poderá equacionar tal questão.

A época do resfriamento regional da Série L'Ile de
Cayenne é do final do Proterozóico Inferior, com base nas datações
K-Ar diretamente em rochas da unidade (nº 47, 48, 51; tabela 4) e
no quadro radiométrico K-Ar disponível para rochas da Guiana France-
sa. Já a idade K-Ar aparente de 1340 Ma. obtida em plagioclásio do
diorito nº 47, em claro contraste com a idade em anfibólio (cerca
de 2000 m.a.), revela um rejuvenescimento provavelmente causado pe-
la menor retentividade para o argônio do primeiro mineral.

Por último, vale ressaltar a existência de idades a-
parentes Pb^{207}/Pb^{206} mais antigas, publicadas por Choubert (1974),
obtidas em minerais de aluviões do rio Sinnamary que afloram em
meio aos migmatitos e ortoanfibolitos da parte central da Guiana
Francesa (nº 12, 13, tabela 1). Tais datações possuem restrições in-
terpretativas inerentes da própria metodologia e, a nosso ver, de-
vem ser encaradas com reservas até a obtenção de determinações adi-
cionais, de maior valor interpretativo.

A Série Paramacã foi presentemente estudada através
de três novas determinações (nºs. 80, 81, 83; tabela 5) em rochas
do rio Lawa (altura de Maripasoula), onde constituem o prolongamen-
to ocidental do chamado "cinturão Inini". O diagrama da Fig. 4 inte-
gra todos os resultados atualmente disponíveis para a unidade, sen-
do as três análises pré-existentes provenientes do rio Maroni, à
montante de St. Laurent (nºs. 73, 74, 75). Um conjunto em 5 amos-
tras produz uma isócrona de boa qualidade com idade de 2000 ± 70
Ma., valendo notar que a baixa relação inicial ($R.I. = 0,7024 \pm$
 $\pm 0,0002$) é sugestiva de uma possível origem ígnea dos materiais a-
nalisados. Um ponto restante (GF23) aparenta ter idade contemporâ-
nea, porém com uma relação inicial mais alta, já que a sua inclusão
na isócrona acarreta um aumento tanto do MSWD como na razão inici-
al. A idade encontrada é aqui considerada como da época do metamor-
fismo que atingiu a Série Paramacã, sendo que o resfriamento regio-
nal teria ocorrido ao final do ciclo Transamazônico, conforme sugere
uma datação K-Ar com cerca de 1750 Ma. em xisto do baixo rio Ma-
roni (nº 56, tabela 4). Cabe notar que os resultados radiométricos
acima comentados são semelhantes aos encontrados pelo método Rb-Sr
e K-Ar para outras unidades cronocorrelatas do Suriname (ver, por
ex. Priem et al., 1980; Bosma et al., 1983) e do território do Ama-
pá (Montalvão e Tassinari, 1984).

Análises Sm-Nd recentemente reportadas por Gruau et
al. (1984) em metavulcânicas do cinturão Inini indicaram valor iso-
crônico de 2100 ± 90 Ma. (Fig. 5, tabela 3), interpretado como a i-
dade de diferenciação dos materiais-fonte da Série Paramacã, embora
o bom alinhamento dos pontos sugira que o magmatismo tenha ocorrido
num curto espaço de tempo após a diferenciação. Esta idade é simi-
lar, dentro do erro analítico, com a idade U-Pb em zircão de 2250
 ± 100 Ma. definida para as metavulcânicas do Supergrupo Barama-Maza-
runi na Guiana (Gibbs e Olszewski, 1982), evidenciando que o episó-
dio principal de acúmulo supracrustal teria ocorrido entre 2,2 e
2,1 b.a. atrás. Além disso, o valor positivo do E_{Nd} (+2,1) para as
metavulcânicas da Guiana Francesa sugere uma fonte mantélica com
envolvimento em reservatórios ligeiramente empobrecidos em LREE, sen-
do que o elevado $E_{Nd}(t)$ obtido (Fig. 5) exclui qualquer tipo de

contaminação crustal significativa durante a gênese magmática (Gruau et al., op.cit.).

Com referência aos complexos granitóides, os resultados geocronológicos obtidos caracterizam a existência de dois pulsos distintos no tempo, não necessariamente identificados pela cartografia geológica disponível. A geração mais antiga, de caráter sintectônico, foi comprovada geocronologicamente pelo Rb/Sr na região de Cayenne (n^{os}. 70, 71, tabela 5; Fig. 6) e na fronteira ocidental (rio Lawa), ao sul de Grand Santi (n^{os}. 59, 61, 69, 79, tabela 5; Fig. 7). Em ambos os casos, trata-se de isócronas de referência de boa qualidade para amostras com características petrográficas semelhantes. As idades isocrônicas encontradas, respectivamente, de 2030 ± 65 Ma. (R.I. = 0,7036) e 2060 ± 12 Ma. (R.I. = 0,7022) comprovam a existência de granitização durante o desenvolvimento do ciclo Transamazônico. De outra parte, idades aparentes K-Ar também efetuadas revelaram que o resfriamento desses corpos ocorreu de modo relativamente rápido, por volta de 2 b.a. (n^{os}. 50, 59, 61, 63, tabela 4).

É interessante notar, no caso da Fig. 7, o quimismo semelhante dessas amostras (relações Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ baixas) em relação aos ortognaisses "Arawa" e "Degradé Roche", datados por Gruau et al. (1984) e que afloram na região adjacente do rio Inini. A idade Rb/Sr isocrônica obtida para esses corpos (2000 ± 70 Ma.) é comparável aos resultados acima apresentados, o mesmo ocorrendo com a R.I. (0,7019). Na opinião dos autores (op.cit.), a idade é representativa da colocação dos precusores magmáticos dos maciços Arawa e Degradé Roche. Vale, adicionalmente, ressaltar que recentes datações Pb-Pb efetuadas nas mesmas amostras graníticas da região de Cayenne definiram idade de 2083 ± 39 Ma. (tabela 6; fig. 12), sendo este valor de grande confiabilidade. A nosso ver, a combinação das baixas relações iniciais Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ das isócronas disponíveis para os complexos granitóides e o valor do μ_1 (8,095) definido pelo estudo Pb-Pb demonstram de modo inequívoco a geração de crosta juvenil há aproximadamente 2100 Ma. (idades Sm-Nd e Pb-Pb).

Os complexos granitóides de geração mais jovem (tipos tardi a pós-tectônicos) estão aqui representados através de datação isocrônica Rb/Sr do granodiorito Grand Santi (Fig. 8) e da isócrona de referência para corpos da região dos rios Mana e Alto Courcibo (Fig. 9). As idades encontradas, respectivamente, de 1845 ± 85 Ma. (R.I. = 0,7029) e 1935 ± 12 Ma. (R.I. = 0,7024) definem as épocas de formação dos materiais. Uma datação Rb/Sr para rocha granítica da região do rio Approuage indicou idade convencional de 1970 ± 58 Ma. para R.I. assumida de 0,705 (n^o 66, tabela 5), fato que parece indicar a existência de plutonismo contemporâneo em setores do sudeste da Guiana Francesa. O padrão geral das idades K-Ar para esta granitização situa-se no tempo entre 1750 e 1900 Ma. permitindo distingui-lo geocronologicamente do evento granítico de natureza sintectônica, anteriormente discutido. Uma idade aparente K-Ar mais jovem (cerca de 1600 Ma.) foi também obtida para a rocha do rio Approuage (n^o 66), sendo desconhecida a causa da difusão de argônio da biotita analisada.

A colocação de corpos pegmatíticos aparentemente acompanhou os processos de granitização da Guiana Francesa, conforme sugere o conjunto de idades Rb/Sr e K/Ar. Amostras da região a oeste de Cayenne e da localidade de Kourou produzem uma idade isocrônica de 1966 ± 10 Ma. para R.I. = 0,7028 (Fig. 10), sendo aqui considerada como a época da geração das intrusivas. Adicionalmente,

dados K-Ar (tabela 1) em pegmatitos de várias regiões (rios Maroni, Sinnamary, Mana) sugerem, mais claramente, uma atividade anterior, há 2000-2100 Ma., e outra em torno de 1900 Ma.. Por outro lado, um registro radiométrico com 1670 Ma. (nº 16) parece ser devido a perdas de argônio da análise em rocha total.

Finalmente, no tocante à atividade magmática básica anorogênica mesozóica foram efetuadas para este trabalho duas análises adicionais em doleritos, cujas idades aparentes foram de 248 ± 21 Ma. e 189 ± 12 Ma. (nºs 64 e 60, tabela 4). O último valor é o mais jovem encontrado, até o momento, para o evento ígneo na Guiana Francesa, onde idades aparentes anteriormente publicadas situaram-se no tempo entre 210 e 230 Ma. (Priem et al., 1968; Teixeira et al. 1984).

Resultados radiométricos semelhantes têm sido registrados ao longo do escudo das Guianas por diversos autores. Em território brasileiro (Amapá, Pará, Roraima, Amazonas) o magmatismo revela a existência de duas etapas principais marcadas no tempo em 260-200 Ma. e 200-120 Ma., com as idades sugerindo uma tendência de migração dos focos magmáticos rumo às áreas mais centrais da Amazônia (Teixeira, 1980). No Suriname, doleritos pertencentes à suite Apatoe possuem idades K-Ar entre 205 e 240 Ma., com média em torno de 230 Ma. (Priem et al., 1968). Já na Guiana, variedades básicas extrusivas constituem o episódio Apoteri (também registrado em Roraima) que possui idade aparente em torno de 150 Ma. (Berrangé e Dearnley, 1975). Sob ponto de vista tectônico, este evento magmático que atingiu praticamente todo o Cráton Amazônico representa uma importante reativação vinculada a abertura do Atlântico.

INTEGRAÇÃO DOS DADOS RADIOMÉTRICOS E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

O conjunto radiométrico existente para rochas da Guiana Francesa é formado, no momento, por mais de uma centena de dados em várias metodologias (Sm-Nd, Pb-Pb, Rb-Sr e K-Ar), sendo observado um padrão de idades homogêneo e coerente com uma evolução crustal temporalmente ligada ao ciclo Transamazônico. De outra parte, o estudo existente em termos de geoquímica isotópica de Sr, Nd e Pb nas diferentes unidades permite excluir a possibilidade de que os protólitos das rochas pré-cambrianas da área investigada tenham se derivado da fusão parcial de crosta sílica anterior (arqueana). Em verdade, a ausência de registros radiométricos de embasamento pré-existente na Guiana Francesa em combinação com os raros fragmentos arqueanos identificados no escudo das Guianas (a despeito do progresso geocronológico regional) habilita propor que o período maior de desenvolvimento da crosta continental (ocorrido no Proterozóico Inferior) teve mínimo envolvimento de material crustal mais antigo.

O quadro geocronológico do conjunto pré-cambriano ratifica as interpretações tectônicas anteriormente propostas para este setor do Cráton Amazônico integrando-se ao modelo de evolução geodinâmica proposto para o cinturão móvel Maroni-Itacaiunas (Cordani et al. 1979; Teixeira et al., 1984). De maneira genérica, os dados disponíveis e as interpretações decorrentes permitem individualizar as diferentes unidades como representantes de infraestrutura (em associação com os eventos de granitização) e supraestrutura deste cinturão móvel. O quadro da Figura 11 apresenta uma síntese dos resultados obtidos nas unidades da Guiana Francesa. Ressalte-se, novamente, a sistemática obtenção de idades

do Proterozóico Inferior, bem como a constância de valores isotópicos iniciais de Sr, Pb e Nd compatíveis com uma derivação direta de fusão parcial de material do tipo mantélico. O espessamento crustal e acúmulo supracrustal ocorreram entre 2,08 (idade Pb/Pb) e 2,11 b.a. (idade Sm-Nd), com posterior metamorfismo há aproximadamente 2,0 b.a. Granitização tardi a pós-tectônica com produção de pegmatitos acompanhou tal evolução, com a etapa de resfriamento regional sendo atingida no período de tempo 2,0-1,75 b.a., conforme refletido pelas idades aparentes K-Ar.

BIBLIOGRAFIA

- Berrangé, J.P.; Dearnley, R. - 1975 - The Apoteri volcanic formation-tholeitic flows in the North Savannas Graben of Guyana and Brazil. *Geol. Rundsch.*, Stuttgart, 64(3): 883-899.
- Bosma, W.; Kroonenberg, S.B.; Maas, K.; De Roever, E.W.F. - 1983 - Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname. *Geologie en Mijnbouw*, 62: 241-254.
- Choubert, B. - 1969 - Les Guyano - Ebournéides de l'Amérique du Sud et de l'Afrique Occidentale; essai de comparaison géologique. *Bol. BRGM*, sect. 4, Paris: 39-68.
- Choubert, B. - 1974 - Le Précambrien des Guyanas. *Mémoires du BRGM*, Paris. 81, 212 p.
- Choudhuri, A. - 1980 - The early Proterozoic greenstone belt of the northern Guiana Shield, South America. *Precambrian Research* 13(4): 363-374.
- Cordani, U.G.; Tassinari, C.C.G.; Teixeira, W.; Basei, M.A.S.; Kawashita, K. - 1979 - A evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. II Congr. Geol. Chileno, Arica, Actas: 4: 137-148.
- De Vletter, D.R. & Kronenberg, S.B. - 1984 - Review of some outstanding Problems in the Precambrian Geology of Suriname. *Anais do II Symposium Amazônico*. Manaus, AM. p. 163-170.
- Gibbs, A.K.; Olszewski, W.J. - 1982 - Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Research* 17(3/4): 199-214.
- Gibbs, A.K.; Barron, C.N. - 1983 - The Guiana Shield reviewed. *Episodes*, 2: 7-14.
- Gruau, G.; Martin, H.; Leveque, B.; Capdevila, R.; Marot, A. - 1984 - Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic Granite - Greenstone terrains in French Guiana South America. *Symposium Amazônico*. Manaus, AM. (19 p., inédito).
- Marot, A.; Capdevila, R. - 1980 - Geologie du synclinorium du sud de Guyane Française (abstract). 9th Caribbean Geological Conference. República Dominicana, 33 p.
- Montalvão, R.M.G. de; Tassinari, C.C.G. - 1984 - Geocronologia pré cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). *Anais do II Symposium Amazônico*. Manaus, Am. p. 53-57.
- Priem, H.N.A.; Hebeda, E.H.; Boelrijk, N.A.I.M.; Verschure, R. H. -

- 1968 - Isotopic age determinations on Suriname rocks, 3. Proterozoic and Permian basalt magmatism in the Guiana Shield. Geol. Mijnbouw, 47: 17-20.

Priem, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E.H.; Verdumen, E.A.Th., Veschure, 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. Amer. Bull. 82: 1667-1680.

Priem, H.N.A.; De Roever, E.W.F.; Bosma, W. - 1980 - A note on the age of the Paramacá metavolcanic in northwestern Suriname. Geol. Mijnbouw, 59(2): 171-173.

Teixeira, W. - 1980 - Significação tectônica do magmatismo anorogênico básico e alcalino, de idade fanerozóica, na região Amazônica. Anais do XXXI Congr. Bras. Geol. SBG/Camboriú, SC. 5: 2760-2772.

Teixeira, W.; Ojima, S.K.; Kawashita, K. - 1984 - A evolução geocronológica de rochas metamórficas e ígneas da faixa móvel Maroni-Itacaiunas, na Guiana Francesa. Anais do II Symposium Amazônico. Manaus, AM., p. 75-81.

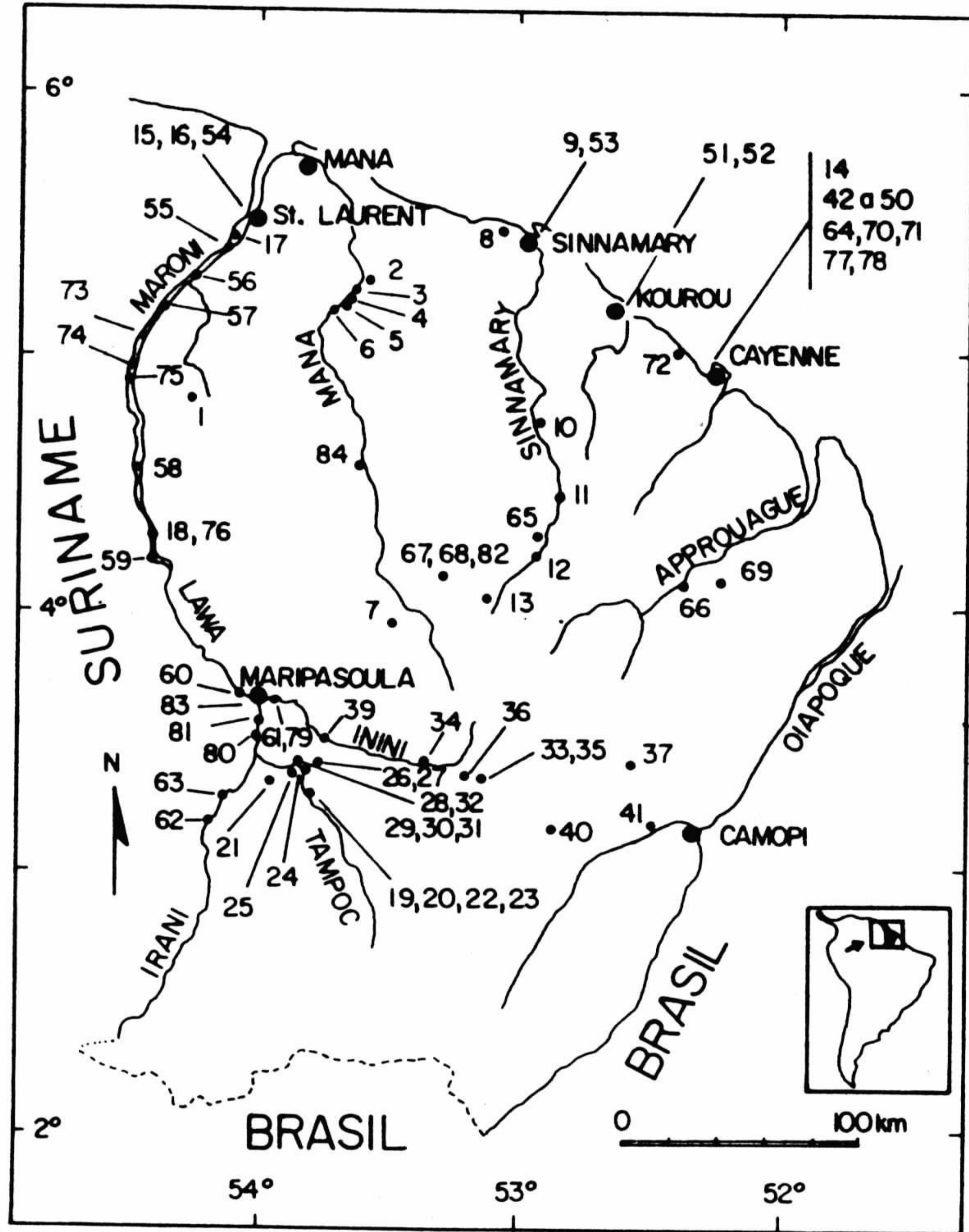
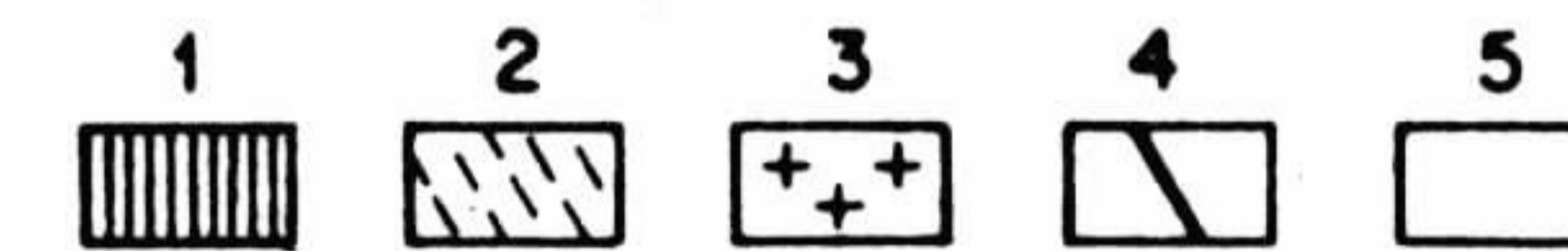
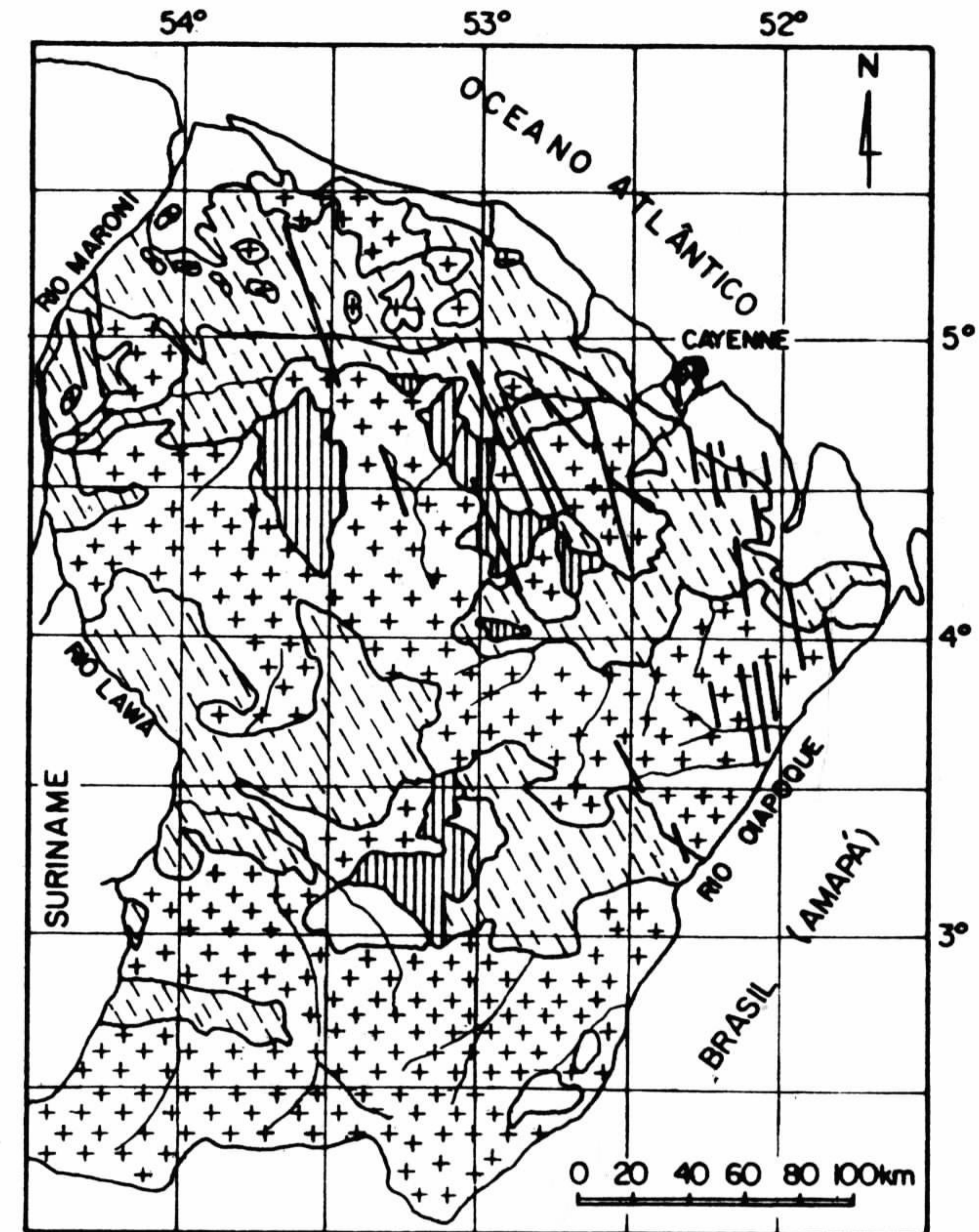


FIG. 1-DATAÇÕES RADIOMÉTRICAS NA GUIANA FRANCESA



- 1 - Série L' Ile de Cayenne
- 2 - Série Paramacá
- 3 - Complexos granitóides
- 4 - Diques básicos
- 5 - Coberturas recentes

Fig 2-ESBOÇO GEOLÓGICO DA GUIANA FRANCESA (CHOUBERT, 1974, GRUAU et al, 1984)

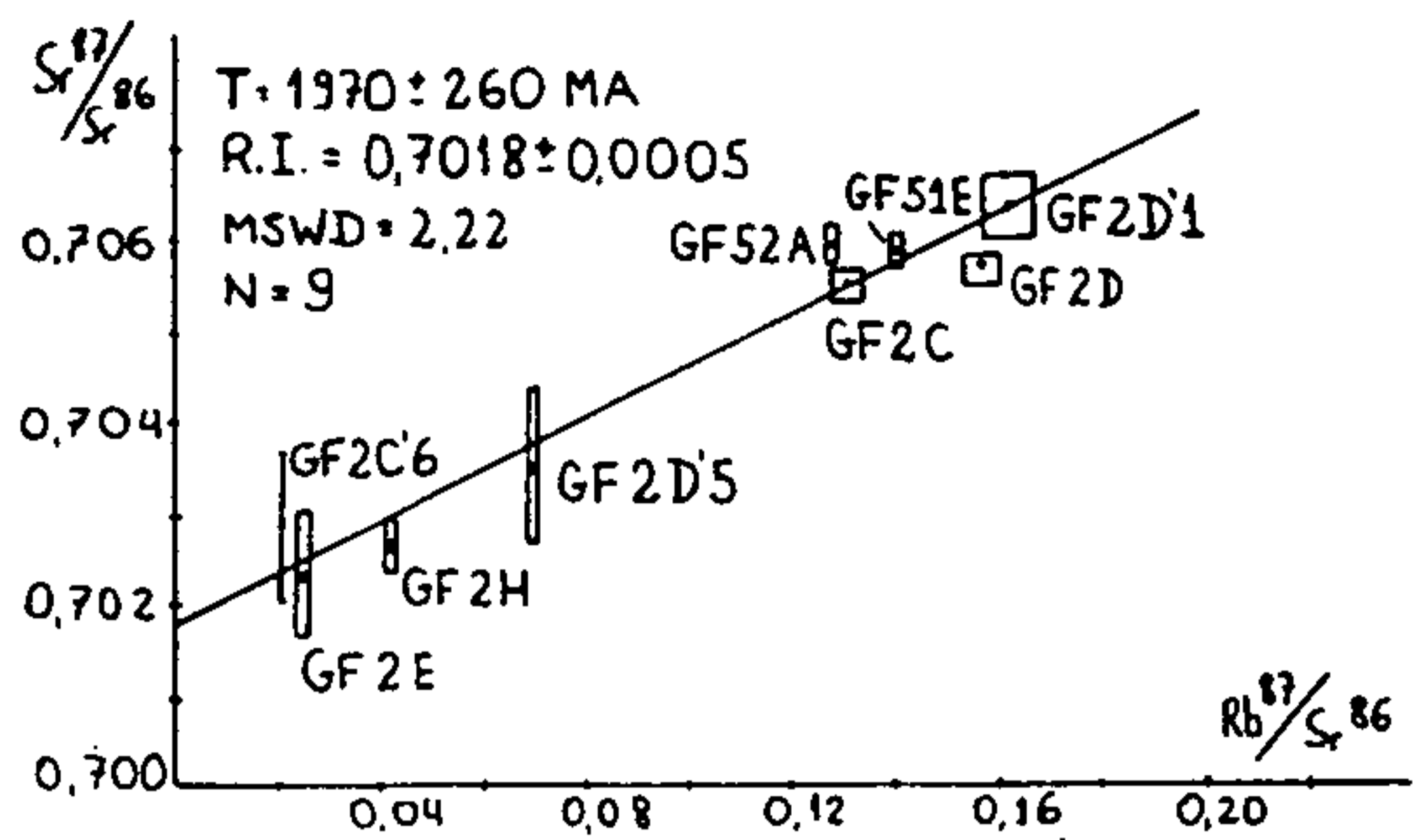


FIG. 3: DIAGRAMA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA MIGMATITOS DA SÉRIE L'ILE DE CAYENNE

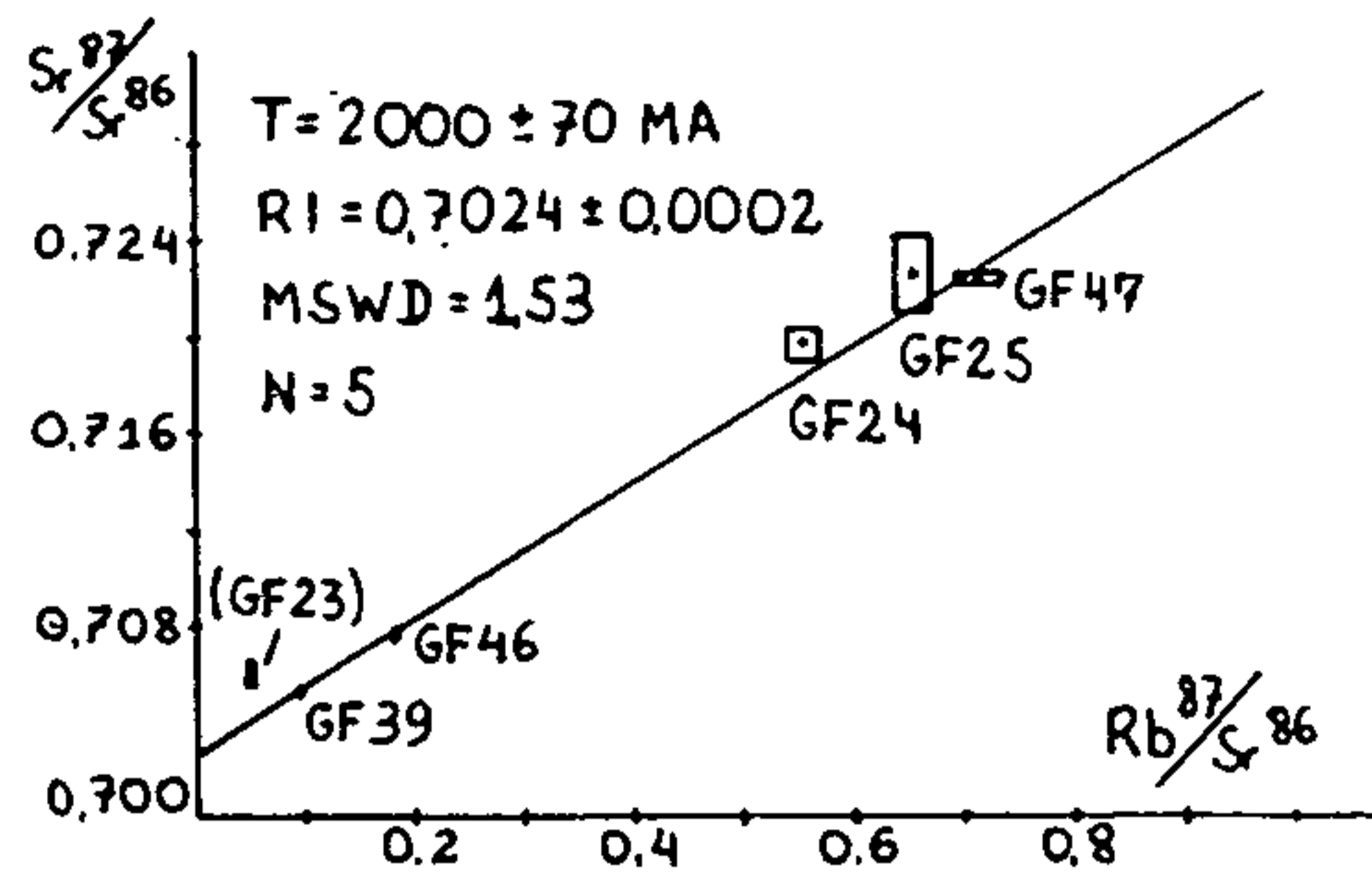


FIG. 4: DIAGRAMA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA A SÉRIE PARAMACÁ

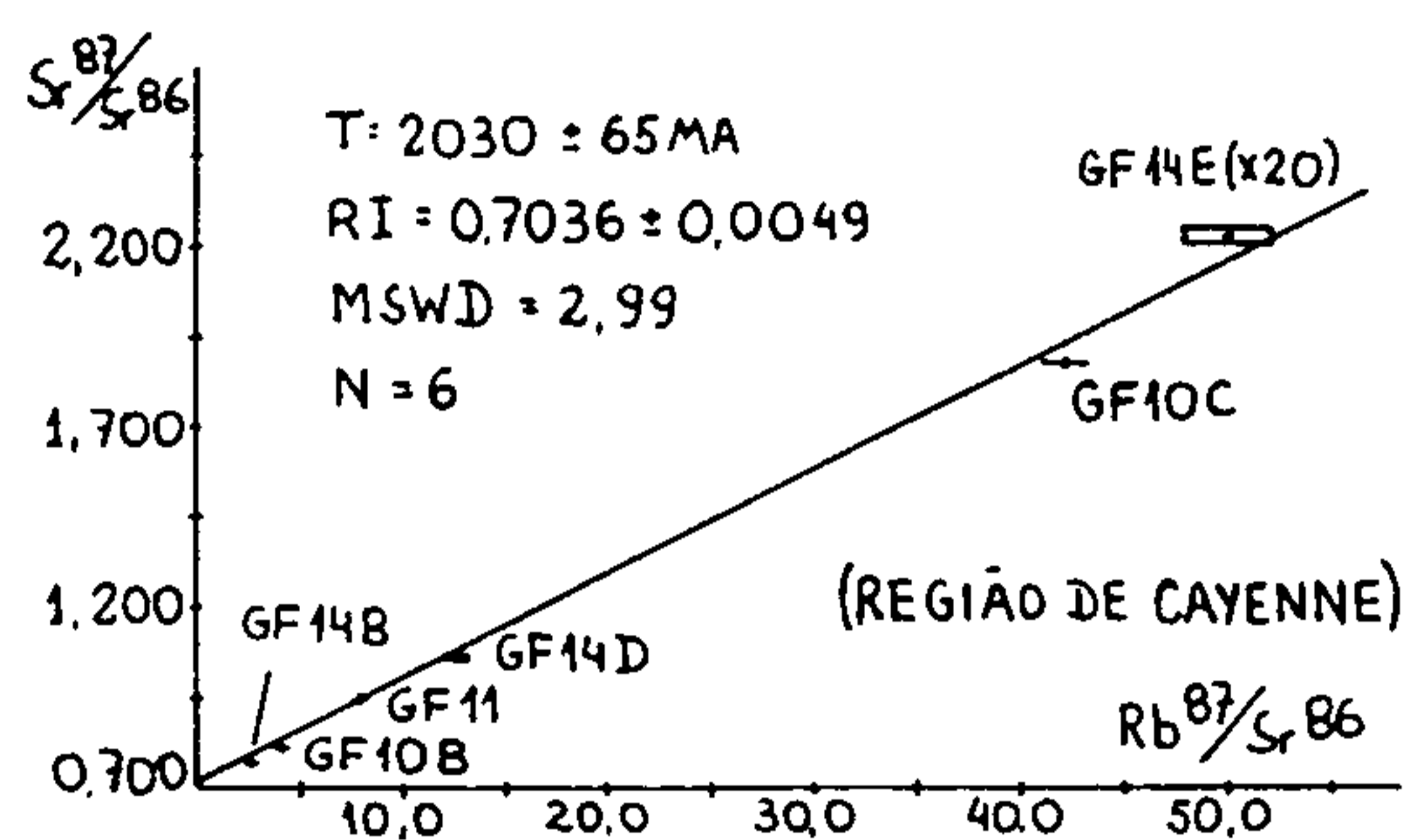


FIG. 6: ISÓCRONA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA GRANITOS TIPO 'GUYANAIS'

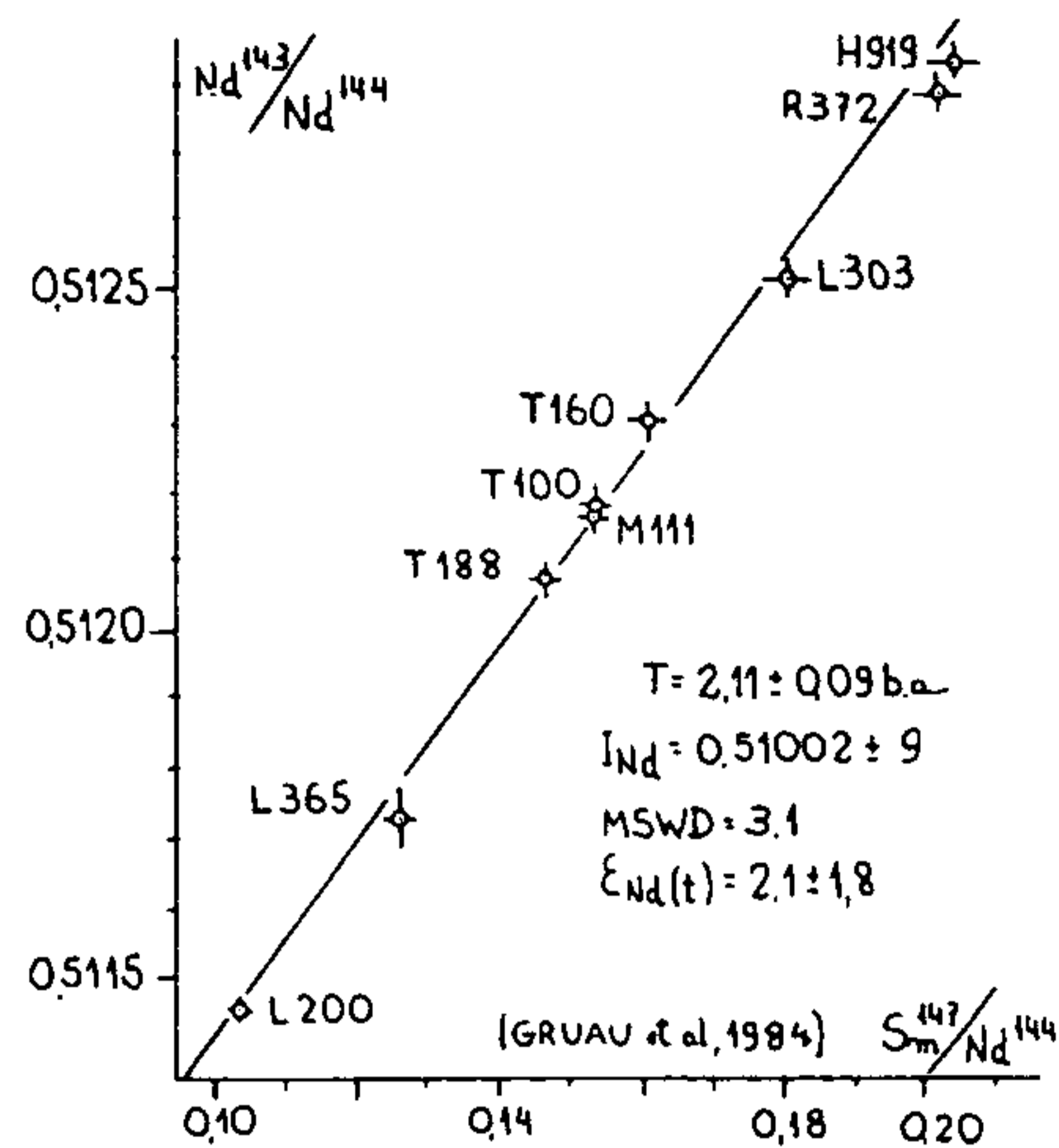


FIG. 5: ISÓCRONA Sm-Nd PARA A SÉRIE PARAMACÁ, NO CINTURÃO ININI

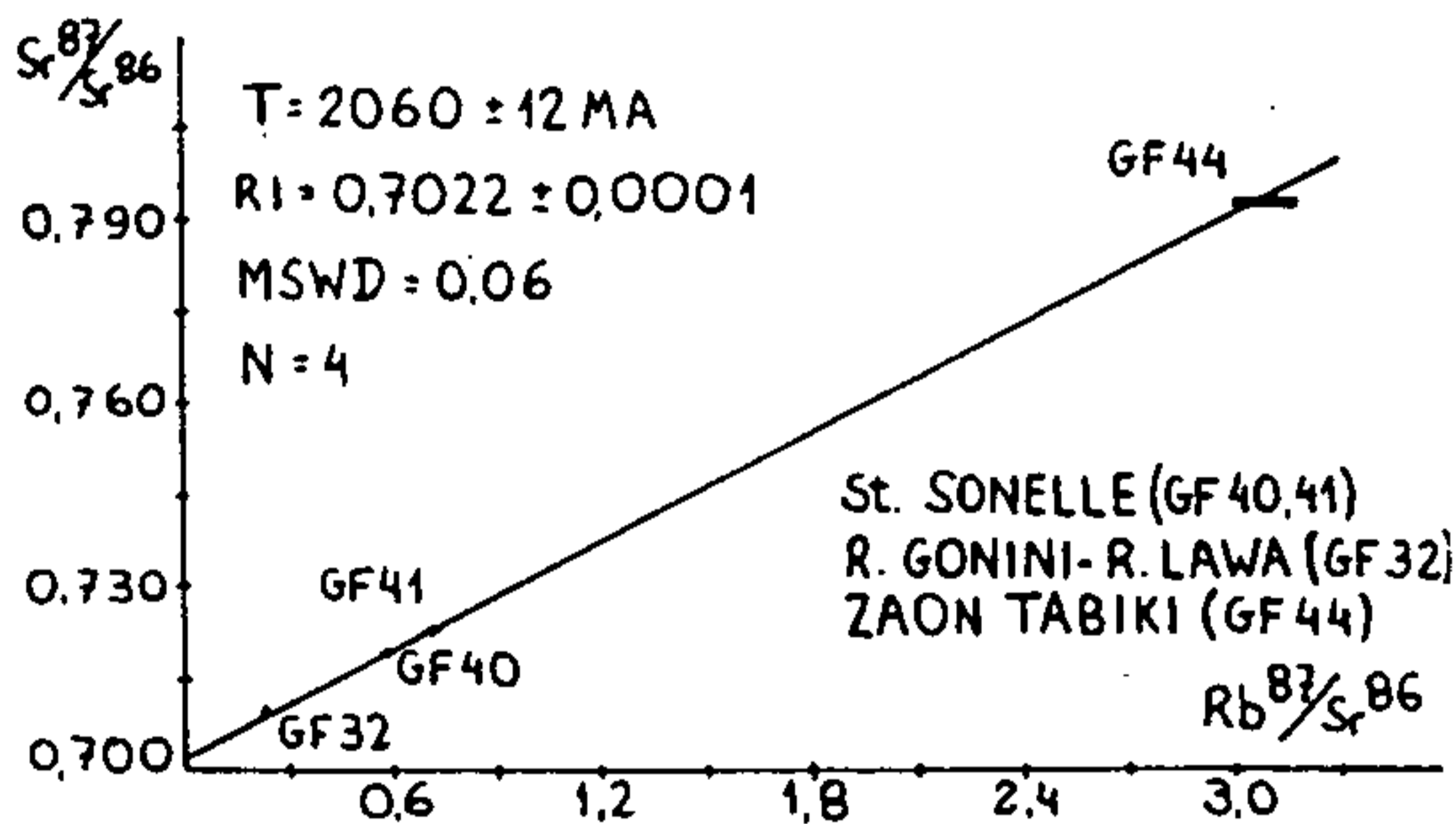


FIG. 7: ISÓCRONA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA GRANITOS AO SUL DE GRAND SANTI.

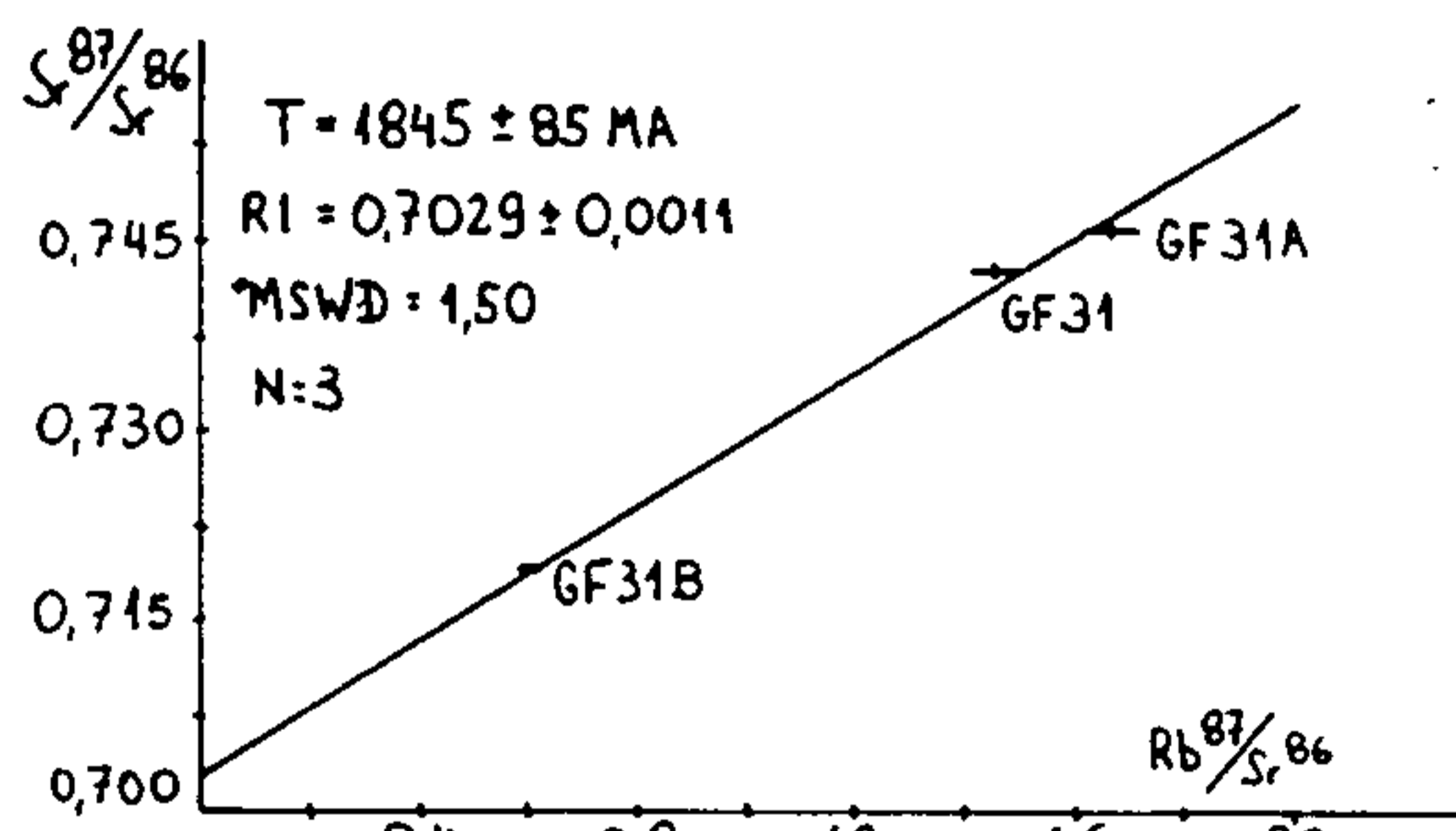


FIG. 8: ISÓCRONA Rb/Sr PARA O GRANODIORITO EM GRAND SANTI (R. LAWA).

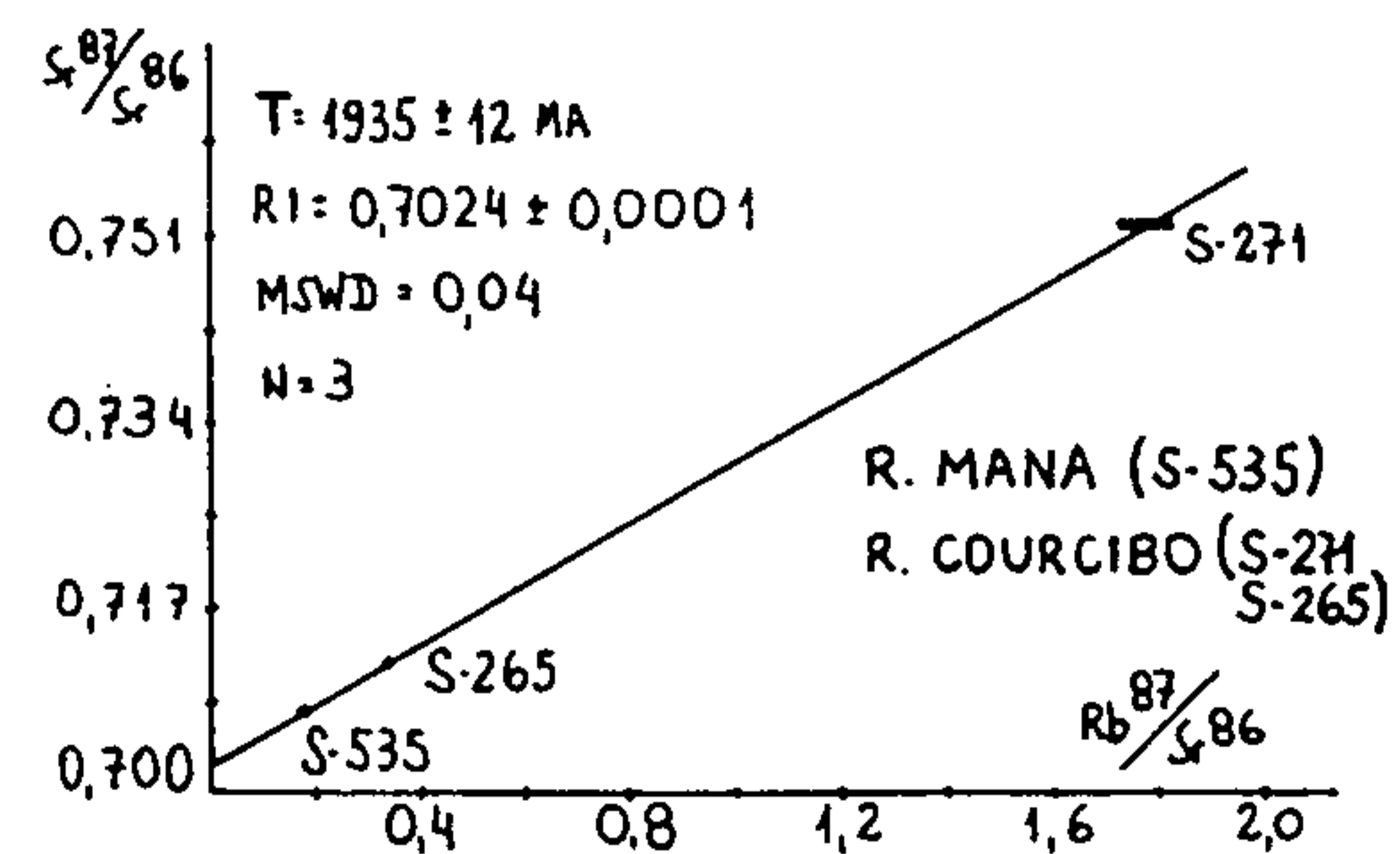


FIG. 9: ISÓCRONA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA GRANITOS TIPO 'CARAIBE'

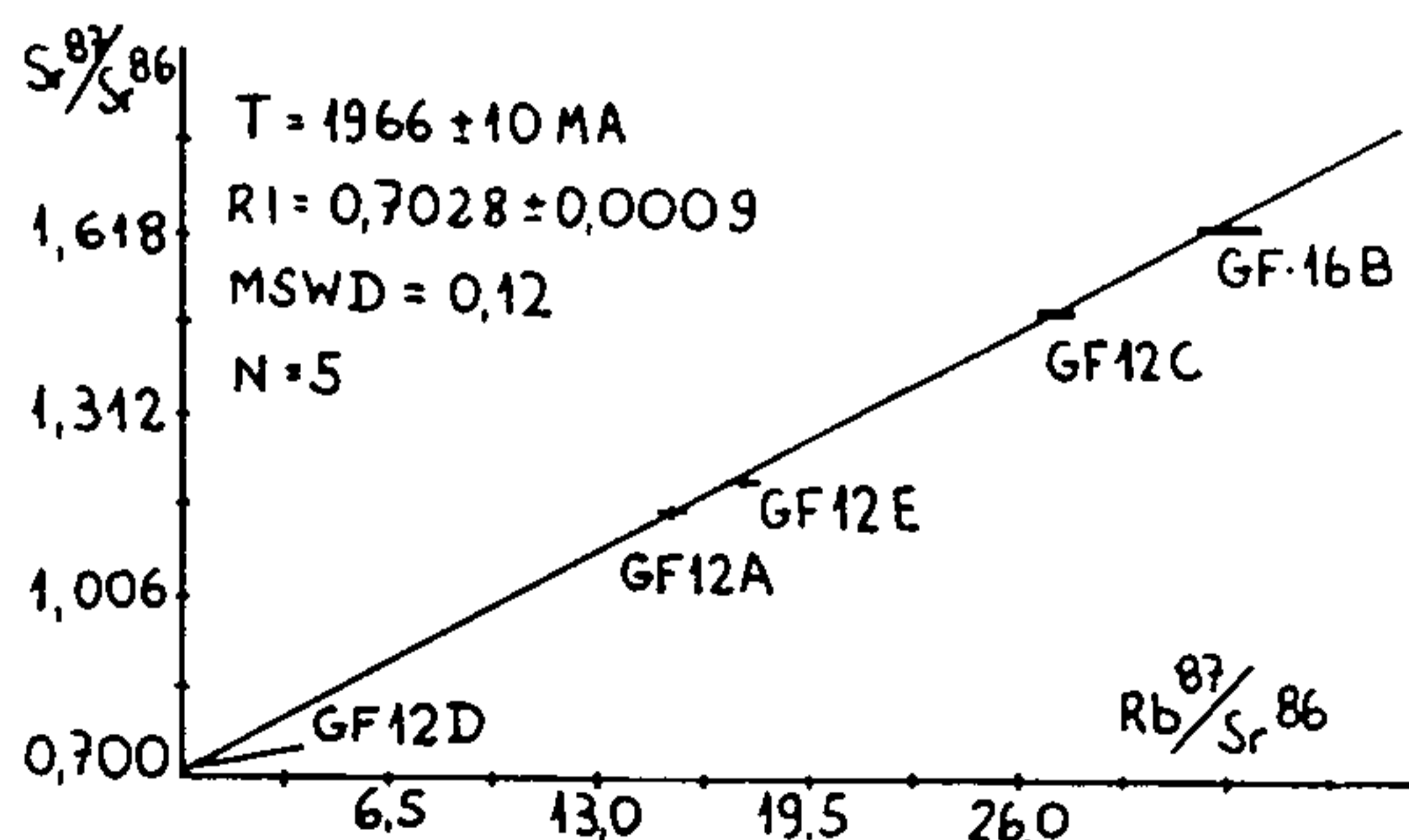


FIG. 10: DIAGRAMA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA INTRUSIVAS PEGMATOIDES

Tabela 1 - Datações Pré-Existentes na Guiana Francesa

	Rocha	Material	Rb/Sr	Idade (m.a)	K/Ar	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Ref.
(1)	Pegmatito	Lepid.	1880	1900			A
	Pegmatito	Lepid.	1890	1925			A
(2)	Aluvião (Pegm.)	Col./Tant.				2200	A
(3)	Granito (2 micas)	Biot.		1940			A
		Musc.		1930			A
	Pegmatito	Musc.	1945	2085			A
(4)	Aluvião (Pegm.)	Col./Tant.				1910	A
(5)	Pegmatito	Lepid.	1955	2040			A
	Pegmatito	Musc.		2100			A
	Pegmatito	Col./Tant.				2200	A
	Pegmatito	Zircão				2200	A
(6)	Pegmatito	Biot.		2050			A
(7)	Quartzo (filão)	Galena				2270/2325	A
(8)	Granito	Biot.	1925				A
(9)	Granito	Biot.	1880				A
(10)	Granod. Gnáissico	Biot.	1890				A
(11)	Pegmatito	Biot.	1990				A
(12)	Aluvião (anfíb.)	Zircão				3880	A
(13)	Aluvião (pegm.)	Ilmenorutilo				2200/2550	A
(14)	Enclave (em migm.)	Biot.	1870				A
(15)	Gr. Gnáissico	Biot. (Sur 13a)	1890	1795			B
(16)	Pegmatito	RT. (Sur 13b)	1665				B
(17)	Gr. Gnáissico	Biot. (Sur 12)	1880	1865			B
(18)	Granodiorito	Biot. (Sur 17)	1920	2010			B

Ref.: A = Choubert (1974)

B = Priem et al. (1971)

A ordem numérica (1...18) refere-se à localização das amostras na fig. 1.

Tabela 2 - Dados Rb/Sr em rocha total de Ortognaisses graníticos das Formações Degrad Roche e Arawa (Gruau et al. 1984).

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Obs.
H724 (19)	138,0	163,5	2,489	0,7744	Arawa
H715 (20)	128,0	240,8	1,549	0,7451	"
H949 (21)	84,0	320,7	0,758	0,7249	"
H718 (22)	85,3	553,9	0,445	0,7128	"
H721 (23)	64,3	579,8	0,429	0,7135	"
S539 (24)	40,4	250,5	0,467	0,7163	"
S554 (25)	26,0	687,9	0,113	0,7051	"
H921 (26)	47,2	282,3	0,155	0,7063	Degrad Roche
S542 (27)	43,4	589,6	0,213	0,7080	"
H924 (28)	51,2	233,2	0,174	0,7073	"
H104 (29)	44,4	947,0	0,136	0,7068	"
H706 (30)	47,3	630,9	0,217	0,7082	"
S20 (31)	31,2	789,9	0,114	0,7042	"
H922 (32)	38,4	968,9	0,115	0,7055	"

Tabela 3 - Dados Sm-Nd para Metavulcânicas da Série Paramacá (Gruau et al., 1984).

Amostra	Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴
T100 (33)	Komatiito	1,656	6,54	0,1536	0,512182
M111 (34)	Komatiito	1,878	7,45	0,1534	0,512162
T160 (35)	Komatiito	1,871	6,84	0,1611	0,512302
T188 (36)	Komatiito	2,539	10,54	0,1467	0,512070
L303 (37)	Komatiito	0,831	2,801	0,1805	0,512505
H919 (38)	Toleito	2,189	6,512	0,2046	0,512825
R372 (39)	Toleito	2,475	7,46	0,2021	0,512781
L200 (40)	Andesito	4,69	27,65	0,1033	0,511440
L365 (41)	Andesito	4,16	20,04	0,1264	0,511722

Tabela 4 - Dados analíticos K-Ar em diferentes Unidades da Guiana Francesa

Nº Campo	Nº Lab.	Rocha	Mat.	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} ($\frac{ccSTP}{g}$) x 10 ⁻⁶	Idade (m.a.)	Ref.
GF1 (42)	5218	Dolerito	Plag.	0,576	4,98	210 ± 6	A
GF2A (43)	3177	Anfibolito	Anf.	0,708	93,42	1914 ± 67	A
GF3 (44)	3166	Diabásio	RT.	0,420	3,96	223 ± 12	A
GF4 (45)	3146	Granodiorito	Plag.	0,228	25,74	1735 ± 87	A
GF4 (45)	3161	Granodiorito	Biot.	6,754	814,80	1806 ± 54	A
GF7 (46)	3162	Granodiorito	Plag.	0,113	17,38	2102 ± 63	A
GF7 (46)	3178	Granodiorito	Biot.	7,042	900,00	1875 ± 56	A
GF8 (47)	3179	Diorito	Plag.	0,220	17,03	1340 ± 73	A
GF8A (48)	5212	Diorito	Anf.	0,230	32,51	1995 ± 60	A
GF9B (49)	5210	Gabro	Plag.	0,935	8,10	210 ± 6	A
GF14B (50)	5219	Encláve (Anf.)	Anf.	1,166	167,88	2015 ± 60	A
GF15A (51)	5186	Diorito	Biot.	5,528	695,67	1858 ± 80	A
GF16B (52)	5217	Pegmatito	Felds.	9,039	687,30	1326 ± 40	A
GF17 (53)	5216	Granito	Biot.	7,404	921,24	1842 ± 55	A
GF18 (54)	5208	Granito	Biot.	6,992	798,37	1744 ± 52	A
GF19B (55)	5214	Granito	Musc.	8,337	1115,60	1927 ± 58	A
GF20 (56)	5195	Xisto	Biot.	6,390	72,92	1744 ± 52	A
GF21 (57)	5215	Dolerito	Plag.	0,693	6,51	227 ± 7	A
67Sur31(57)	-	Dolerito	Plag.	0,577	933,00	216 ± 6	B
GF26A (58)	5189	Metanorito	RT.	0,177	24,13	1951 ± 69	A
GF32 (59)	5508	Granito	Biot.	7,544	1132,65	2066 ± 62	C
GF32 (59)	5532	Granito	Biot.	7,544	1103,29	2034 ± 61	C
GF38 (60)	5526	Dolerito	Plag.	1,009	7,81	189 ± 12	C
GF40 (61)	5522	Granito	Biot.	6,698	977,97	2032 ± 61	C
GF42A (62)	3086	Metabásica	RT	0,568	84,58	2054 ± 62	C
GF44 (63)	5533	Granito	Biot.	5,797	848,69	2035 ± 61	C
GF49C (64)	5528	Dolerito	RT	0,232	2,38	248 ± 21	C
S1189 (65)	4161	Migmatito	Anf.	0,422	65,15	2099 ± 63	C
A1240 (66)	5504	Granito	Biot.	1,225	122,19	1597 ± 48	C
S253B (67)	5510	Anfibólito	Anf.	2,635	351,40	1923 ± 58	C
S271	5515	Migmatito	Biot.	6,894	923,17	1928 ± 58	C
A1442	5518	Granito	Biot.	7,639	990,28	1889 ± 57	C

Fonte: A = in Teixeira et al. (1984).

B = Priem et al. (1968).

C = Deste trabalho

Tabela 5 - Dados analíticos Rb/Sr em rocha total em diferentes Unidades, da Guiana Francesa

Nº Campo	Nº Lab.	Litologia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Ref.
Sur13B (16)	-	Pegmatito	211	497	1,23	0,7324	A
GF2C (43)	6711	Migmatito	10,7*	235,0	0,131	0,70549	B
GF2D (43)	6712	Migmatito	34,6*	618,0	0,162	0,70634	B
GF2E (43)	6713	Migmatito	1,4*	190,0	0,021	0,70284	B
GF2H (43)	6714	Migmatito	16,2*	1106,0	0,042	0,70267	B
GF2C-6 (43)	6717	Migmatito	6,9*	790,8	0,025	0,70232	B
GF2D-1 (43)	6718	Migmatito	31,3*	576,3	0,157	0,70569	B
GF2D-5 (43)	6719	Migmatito	16,7*	688,5	0,070	0,70348	B
GF16B (52)	6907	Pegmatito	554,4	53,7	32,55	1,61870	C
GF32 (59)	7761	Granito	37,2*	443,8*	0,2428	0,70944	C
GF40 (61)	7763	Granito	96,4	473,6	0,590	0,71978	C
GF44 (63)	7764	Granito	171,5	161,7	3,096	0,79361	C
A1240 (66)	7770	Granito	385,0	146,0	7,796	0,92608	C
S271 (68)	7772	Granito	210,8	344,1	1,781	0,75210	C
GF10B (70)	6720	Granito	103,0	75,6	3,986	0,81869	B
GF10C (70)	6721	Granito	674,9	51,5	42,335	1,88636	B
GF11 (70)	6722	Granito	102,1	39,2	7,714	0,94482	B
GF14B (71)	1353	Granito	36,5*	44,6	2,385	0,77215	B
GF14D (71)	1354	Granito	167,0	40,0	12,520	1,0572	B
GF14E (71)	1350	Granito	1876,0	21,5*	1001,9	31,383	B
GF12A (72)	1351	Pegmatito	346,0	68,8	15,199	1,1366	B
GF12C (72)	1345	Pegmatito	199,0	22,6*	27,420	1,4778	B
GF12D (72)	1343	Pegmatito	228,0	917,0	0,718	0,72321	B
GF12E (72)	1352	Pegmatito	303,0	52,9	17,342	1,18818	B
GF23 (73)	6715	Xisto	5,3*	321,0	0,048	0,70592	B
GF24 (74)	6716	Xisto	63,0	328,6	0,556	0,71977	B
GF25 (75)	6723	Xisto	46,1	204,2	0,654	0,72261	B
GF31 (76)	7760	Granodiorito	95,5	189,6	1,463	0,74281	C
GF31A (76)	7767	Granodiorito	96,9	168,8	1,668	0,74616	C
GF31B (76)	7768	Granodiorito	64,2	306,8	0,606	0,71900	C
GF52A (77)	7758	Migmatito	10,9*	247,9*	0,1278	0,70596	C
GF52C (78)	7759	Migmatito	15,1*	191,6*	0,2281	0,70758	C
GF51E (78)	7757	Migmatito	26,1*	536,2*	0,1409	0,70588	C
GF41 (79)	7769	Granito	123,0	472,4	0,755	0,72333	C
CF46 (80)	7765	Metavulcânica	34,7*	564,8*	0,1777	0,70751	C
GF47 (81)	7766	Xisto	117,5	476,2	0,715	0,72242	C
S265 (82)	7771	Granito	75,8	655,6	0,335	0,71170	C
GF39 (83)	7772	Xisto	21,9*	655,4*	0,0966	0,70525	C
S535 (84)	7773	Granito	46,3*	735,9*	0,182	0,7075	C

A = Priem et al. (1971)
 B = Teixeira et al. (1984)
 C = Deste Trabalho

* Por diluição isotópica

Unidade	Conotação Tectônica	Idade (b.a.)	Geoq. Isotópica
Série L'Ile de Cayenne	Terrenos granítico-gnâisso-migmatitos (infraestrutura)	Rb/Sr \cong 2,0 K/Ar \cong 2,00-1,86**	R.I. = 0,7018
Corpos tipo "Guyanais"	Complexos granitoides sintectônicos	Pb/Pb = 2,08 Rb/Sr \cong 2,06 Rb/Sr \cong 2,03 Rb/Sr \cong 2,00 K/Ar \cong 2,0**	μ_1 = 8,095 R.I. = 0,7022 R.I. = 0,7036 R.I. = 0,7019
Série Paramacá	Greenstone belt (seqüência supracrustal)	Sm/Nd = 2,11 Rb/Sr = 2,00* K/Ar = 1,7**	ENd(t) = 2,1 R.I. = 0,7024
Corpos tipo "Caraiibe"	Granitização tardia pós-tectônica	Rb/Sr \cong 1,93 Rb/Sr \cong 1,85 K/Ar \cong 1,75-1,90**	R.I. = 0,7024 R.I. = 0,7029
Pegmatitos	episódios pós-tectônicos	Rb/Sr = 1,96 K/Ar \cong 2,0-2,1 K/Ar \cong 1,90	R.I. = 0,7028

Obs.: * idade de metamorfismo

** época de resfriamento da unidade

Constantes: $\lambda_{Rb^{87}} = 1,42 \times 10^{-11} a^{-1}$; $\lambda_{Sm^{147}} = 6,54 \times 10^{-12} a^{-1}$

$\lambda_{U^{238}} = 0,155125 \times 10^{-9} a^{-1}$; $\lambda_{U^{235}} = 0,98485 \times 10^{-9} a^{-1}$

Figura 11 - Quadro Esquemático das Idades em Rochas da Guiana Francesa

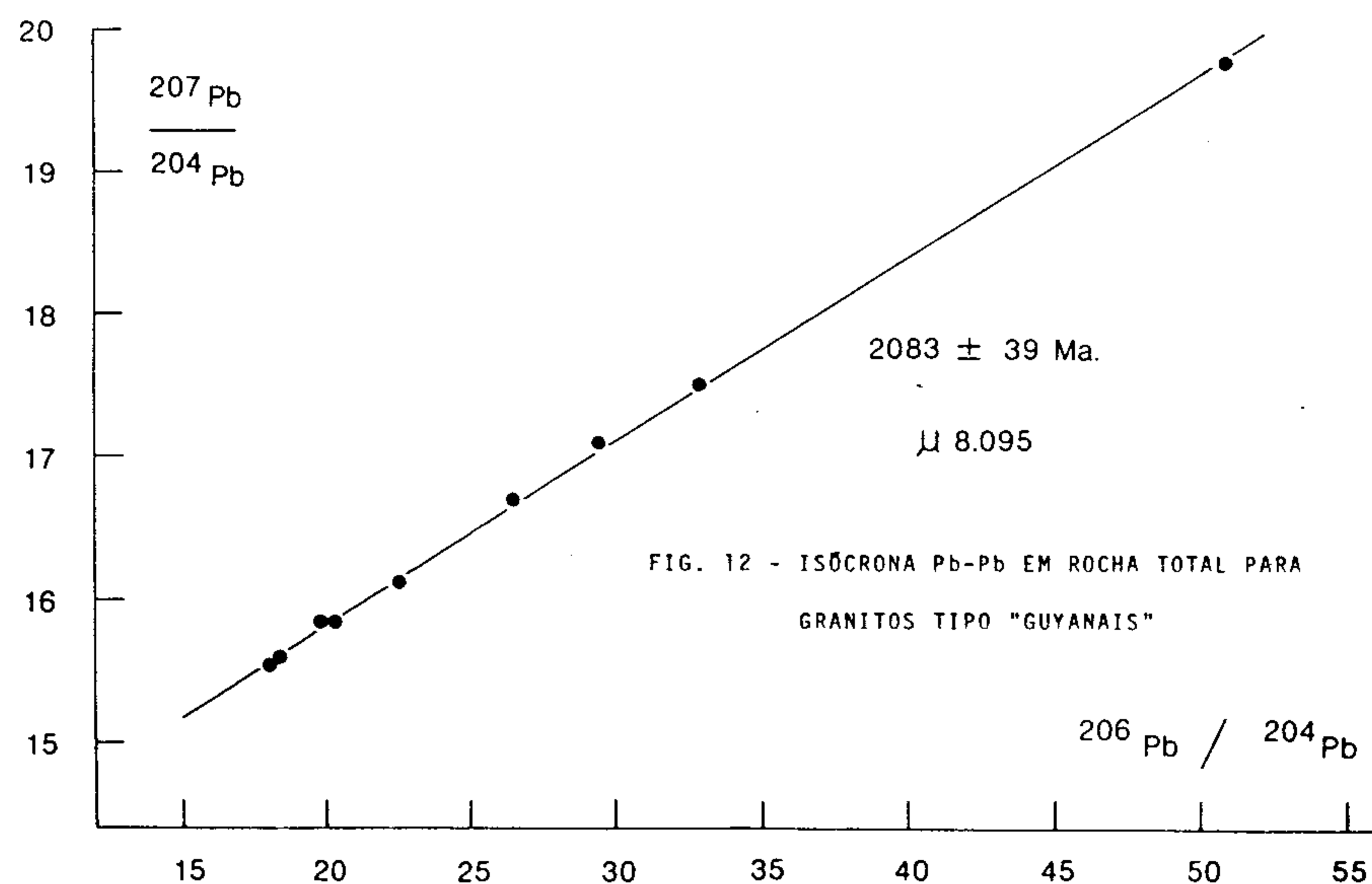


TABELA 6 - DADOS ANALÍTICOS Pb/Pb EM ROCHA TOTAL

Nº Campo	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
(70) GF10B	20,364	15,854	43,368
GF10C	19,821	15,846	41,759
GF11	26,460	16,701	48,777
(71) GF14B	32,874	17,495	53,506
GF14D	29,453	17,093	51,547
(72) GF12A	18,403	15,603	35,851
GF12C	50,770	19,761	35,185
GF12D	18,019	15,539	40,045
GF12E	22,567	16,116	35,169

(dados corrigidos para -0,125%/u.m.a.)

(precisão das razões - 0,1%)

MODELAMENTO TECTÔNICO, ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BACIA DE BARREIRINHAS

Renato Pimenta de Azevedo
Enio Luiz Rossetti
Francisco Nepomuceno Filho
Mário Vicente Caputo

Petróleo Brasileiro S.A. — PETROBRAS / Belém

ABSTRACT

Gravity, magnetic, seismic and bore hole data has been used to understand the geological evolution, from Early Cretaceous time on, of the Barreirinhas Basin in northern Brazil.

The geotectonic style of Barreirinhas Basin is apparently related to the plate motion associated with the initial opening of the Equatorial Atlantic Ocean.

The Barreirinhas Basin is described and interpreted in this study as a typical pull-apart basin related to transcurrent tectonics.

Three different phases of crust tectonism were recognized in the Barreirinhas marginal basin.

Wrench tectonics has provided plausible explanations to many questions about oil exploration: a) origin and age of structures; b) distribution of reservoir rocks; c) source rock arrangement; and d) major oil migration pathways.

INTRODUÇÃO

Descoberta em 1958 através levantamento gravimétrico, a Bacia de Barreirinhas já mereceu sucessivas investigações exploratórias, sendo alvo de 72 perfurações terrestres e 10 marítimas, porém, nenhuma delas revelando produção significativa de hidrocarbonetos.

Tentar explicar o parcial insucesso até hoje registrado nessas perfurações, modelamento tectono-sedimentar e subsidiar a aplicação de novos investimentos representados pela perfuração de novas locações, constituíram-se nos objetivos principais desse reestudo (Azevedo et al., 1984).

A integração de dados geofísicos, geoquímicos, paleontológicos e de subsuperfície, permitiu a configuração de um quadro geológico evolutivo bastante coerente. Essa evolução é abordada neste artigo, com ênfase na fase inicial de formação da bacia (Figs. 1, 2, 3 e 4).

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

I - Prê-Aptiano (fase "prê-shear")

De acordo com a teoria da tectônica de placas, a abertura do Oceano Atlântico Sul, iniciada no Eo-cretáceo entre 130 e 127 milhões de anos, e o estabelecimento de crosta oceânica a sul do Arco de Torres, geraram zonas de extensão e compressão ao longo do que seria mais tarde a linha de ruptura crustal que deu origem ao Atlântico Sul. A distribuição dos esforços, nesse esquema, depende da determinação do polo de rotação da abertura. Leyden (1976) comenta esse mecanismo porém não chega a quantificar o movimento nem determina a localização do polo.

Rabinowitz e LaBrecque (1979), através estudos de levantamentos magnetométricos no Atlântico Sul, propõem um regime compressivo na parte oeste da margem continental equatorial. O polo de rotação prognosticado, situar-se-ia a NW da cidade de São Luís. Esse seria o polo resultante de toda movimentação durante o Neocomiano e Barremiano (Figura 5). Nesse quadro, a região da Bacia de Barreirinhas situar-se-ia praticamente numa zona neutra de transição entre esforços compressivos e extensionais. Sabemos hoje, que a determinação do polo de Rabinowitz e LaBrecque não só quanto a localização como também quanto a seu período de atuação podem ser revistos. Uma pequena variação de 5° para oeste, variação esta contida no grau de precisão do método, colocaria a região de Barreirinhas sob influência de esforços compressivos de direção geral NE/SW e evidências desse regime são hoje amplamente conhecidas.

Nesta fase ocorre soerguimento, dobramento e erosão de rochas juro-triássicas e paleozóicas remanescentes da Bacia do Parnaíba. A origem da feição positiva conhecida como Arco Urbano Santos pode ser investigada assumindo-se essa distribuição de forças como hipótese de trabalho. Estruturas anticlinais do embasamento proterozóico e de rochas do paleozóico são conhecidas através dados gravimétricos, sísmicos e de poços (Fig. 6).

II- Aptiano (fase "pull-apart")

Rabinowitz e LaBrecque (1979), Sibuet e Mascle (1978), Leyden (1976) e outros autores, apontam para a margem equatorial brasileira uma zona de cisalhamento e transcorrência a partir de reconstruções do episódio de ruptura do Continente Gondwana no Cretáceo Inferior. Esses estudos, baseados em levantamentos magnetométricos, gravimétricos e sísmica de reflexão, sugerem esse estilo tectônico predominando nesta porção de nossa margem continental desde o Aptiano até o início da deriva propriamente dita. A direção E-W deste movimento, pode ser demonstrada pela reconstituição do polo de rotação das placas, bem como pela direção da Zona de Fratura Romanche, além da configuração atual das margens continentais equatoriais brasileira e africana (Fig. 7).

Figueiredo et al. (1982) também aborda a natureza transcorrente da Bacia de Barreirinhas e faz ainda uma profunda análise sobre os sistemas deposicionais que preencheram-na do Aptiano até o Terciário. Essa foi uma das primeiras tentativas, nessa bacia, de se estabelecer direção de forças segundo o modelo de tectônica transcorrente, e também de se determinar a correlação dos esforços com a estruturação resultante.

A evidência mais significativa da natureza transcorrente do

regime tectônico instalado na área da Bacia de Barreirinhas, durante o Aptiano, é documentada pelo mapa de intensidade magnética total (Figura 8). A interpretação das anomalias magnéticas sugere o Alto de Bacaba, feição positiva de direção NE-SW a sudoeste da bacia, separado segundo uma direção transversal, correspondente a Falha de Sobradinho, do segmento anômalo que corresponde a borda SE da bacia, flanco da Plataforma de Parnaíba. Essa interpretação confere característica aloctone para esta plataforma e permite determinar um deslocamento horizontal lateral direito da ordem de 120 km para a margem transcorrente meridional da Bacia de Barreirinhas.

Na fase inicial do deslocamento transcorrente, ocorrem zonas de estiramento crustal e de compressão em função da sinuosidade do falhamento. No caso da Bacia de Barreirinhas, a sua configuração côncava para norte e limitada pelas plataformas de Ilha de Santana a noroeste e de Parnaíba a sudeste, caracteriza-a como bacia "pull-apart" tipo rômica, em zona de divergência de placas. Nessa fase, ocorre a formação da bacia profunda e estreita, gerada pela predominância de esforços transtensionais.

Na continuidade do movimento transcorrente, subordinadamente são gerados esforços transpressionais na própria área da bacia neo-formada, derivados do efeito de borda do deslocamento crustal horizontal sobre o pacote sedimentar.

A atuação desse binário de forças acima descrito praticamente moldou o arcabouço estrutural da bacia.

Crowell (1974) e Mann et al. (1983) descrevem a origem e o desenvolvimento de bacias tipo "pull-apart", relacionando-as sempre a zonas de transcorrência. Com esse significado é reservado o termo "pull-apart" também neste trabalho.

O mega-ciclo deposicional da fase aptiana da Bacia de Barreirinhas constitui-se, da base para o topo, de depósitos bacinais de águas profundas (Fm. Arpoador) periodicamente intercalados, em direção ao topo da seção, por leques turbidíticos, relacionados ao sistema de leques deltáicos ao longo da Falha de Sobradinho (Fm. Bom Gosto) e sobrepostos por uma grande progradação deltáica do sistema Barro Duro/Tutóia que colmata o preenchimento da bacia.

Esse perfil de sistemas deposicionais, segundo Dunne e Hempton (1984), é característico de bacias tipo "pull-apart" modernas, hoje ainda em atividade. A coexistência e a distribuição de dois tipos de sedimentação deltáica de Idade Aptiana são interpretadas como reflexo da íntima relação entre ambiente deposicional e estilo tectônico (Fig. 9).

Outro fator que caracteriza a Bacia de Barreirinhas como "pull-apart" durante o Aptiano, é a sua taxa de sedimentação. Cerca de 5.000 m de rochas do Grupo Canárias já foram perfurados abaixo da discordância pré-albiana, e os dados sísmicos disponíveis não permitem estimar sua espessura total. Assim sendo, durante o Aptiano, admitindo-se apenas a seção conhecida dessa idade, obtemos uma taxa de 83 cm/1.000 anos, fazendo supor que a taxa real de sedimentação da bacia durante esse tempo tenha sido bem maior que 100 cm/1.000 anos. Essa alta razão de sedimentação correlaciona-se com as altas taxas verificadas em bacias "pull-apart" cenozóicas do sul da Califórnia. A Bacia de Ventura, por exemplo, segundo Crowell (1974) recebeu mais de 4.600 m de sedimentos durante o Plioceno a uma taxa de 144 cm/1.000 anos.

Dessa fase inicial de formação da bacia, data a origem das grandes falhas de Sobradinho, Canoas, Espigão e Barreirinhas, ao longo das quais desenvolvem-se os principais alinhamentos de estruturas anticlinais.

Le Pichon e Hayes (1971) e Scrutton (1979) descrevem três fases principais na evolução de uma margem passiva cisalhante: 1) cisalhamento continente contra continente; 2) cisalhamento continente contra oceano e 3) fase pós-cisalhamento, onde a falha transformante não mais atinge região de crosta continental. Nesse momento, cessa movimento transcorrente na borda da crosta continental (Figura 10). Nessa conceituação, é lícito supor que durante a fase inicial do espalhamento, a dorsal formada a norte da Zona de Fratura Romanche, constitui-se numa fonte térmica ativa e que a porção da placa litosférica na qual se implantou a bacia, ao se deslocar para oeste, sofre influência desse fluxo térmico durante o Neo-aptiano/Eo-albiano.

Esse fluxo térmico decresce rapidamente com a formação de novo segmento de crosta oceânica, entretanto, pode ser importante na maturação da matéria orgânica de rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos.

A justaposição momentânea da Bacia de Barreirinhas e de um centro de espalhamento setentrional, além de conferir fluxo térmico expressivo, pode gerar esforços de natureza compressional quando toda a seção aptiana já havia se depositado (Figura 11). Essa provavelmente é a origem da discordância que marca o topo do Grupo Canárias e pode ser datada como eo-albiana em função do hiato regional descrito por Regali et al. (1983).

O posicionamento da Zona de Fratura Romanche se discutido a partir do mapa de intensidade magnética, pode ser proposto na porção nordeste da bacia. Nessa região, o comportamento das isogamas difere bastante da porção oeste, onde a tendência NE-SW de distribuição dessas curvas sugere a ocorrência de padrão de falhas distensionais, resultantes do estiramento crustal (Fig. 8).

Na região nordeste da bacia, as anomalias aí verificadas podem ser interpretadas como relevo do embasamento, e uma zona de fratura tem sua expressão superficial na forma de relevo acentuado, Gorini e Bryan (1976). Além disso, a partir da região central da bacia submersa, podemos ainda observar as inversões de polaridade no sentido E-W como reflexo da sucessiva formação de diferentes segmentos de crosta oceânica (Fig. 12).

III- Pós-Aptiano (fase "drift")

Estabelecido o centro de espalhamento oceânico no Eo-albiano, a continuidade do sentido migratório divergente dos blocos continentais africano e sul-americano provoca o abandono da fase "pull-apart" e a Bacia de Barreirinhas, como de resto toda a margem equatorial, evolui para uma fase de progressiva deriva continental. Nessa fase, a evolução é comum a quase todas as bacias de margem passiva.

A grande ingressão marinha do Albo-Cenomaniano, com sedimentos de talude e plataforma carbonática, representada pelo Grupo Caju, e o sistema de leques costeiros prográdantes de plataforma do Grupo Humberto de Campos, são os grandes episódios deposicionais durante essa fase que desenvolve-se do Albiano ao Oligoceno.

Nessa fase, se instala um estilo tectônico que envolve basculamento térmico e flexural de borda da margem passiva. Esforços de

distensão generalizada são característicos e tendem a aproveitar as direções de fraqueza estabelecidas em fases anteriores. Assim, as grandes falhas profundas de Idade Aptiana, que formaram a bacia "pull-apart", representam as principais zonas onde as evidências de esforços puramente distensivos assumem sua maior significância. O grande Baixo de Barreirinhas, com suas feições de crescimento, é a expressão máxima desse regime no Albo-Cenomaniano.

No Cretáceo Superior e Terciário, a temperatura da crosta oceânica adjacente à Bacia de Barreirinhas é progressivamente menor com o seu afastamento do centro de expansão oceânica. Como consequência desse mecanismo de resfriamento, a crosta oceânica tende a subsidir, e nessa tendência conduz porção de crosta continental adjacente e sobre a qual uma bacia sedimentar se desenvolveu. Nesse condicionamento crustal desenvolve-se a cunha clástica progradante de plataforma representada em Barreirinhas pelo Grupo Humberto de Campos.

MODELO TECTÔNICO APLICADO À EXPLORAÇÃO DE HIDROCARBONETOS

Um dos grandes desafios com que o exploracionista se defronta ao analisar o potencial da Bacia de Barreirinhas, é a problemática da distribuição das possíveis rochas geradoras.

A partir dos resultados da avaliação geoquímica preliminar (Rodrigues et al., 1984), considerou-se como hipótese de trabalho que folhelhos profundos, correlacionáveis aos folhelhos negros da Fm. Codó, da Bacia do Parnaíba, de Idade Aptiana, seriam os prováveis intervalos geradores na Bacia de Barreirinhas. Nessa suposição, constata-se que durante os estágios mais precoces da fase "pull-apart", a bacia neo-formada, além de profunda, era de ambiência restrita, onde a comunicação com massas aquosas marinhas era esporádica ou até mesmo duvidosa, tendo em vista a escassez de formas e associações faunísticas tipicamente marinhas dessa idade. Nessas condições, os folhelhos bacinais de Idade Aptiana, certamente encontrariam situação francamente favorável à proliferação e à preservação da matéria orgânica. A alta taxa de sedimentação de bacias desse tipo favoreceria ainda mais a preservação de condições anóxicas.

Do ponto de vista da natureza e distribuição dos indícios de hidrocarbonetos, constatados em horizontes dentro do Grupo Canárias, a Bacia de Barreirinhas se notabiliza pela frequência de bons indícios de óleo e/ou gás descritos em cerca de 90% dos poços perfurados e pela sua ampla e uniforme distribuição espacial. Essas características, se por um lado sugerem distribuição de rochas geradoras igualmente ampla e uniforme, por outro lado, podem sugerir também, caso essa distribuição seja mais restrita, eficiência do padrão de drenagem e escoamento, através falhas principais, do hidrocarboneto gerado em profundidade em áreas localizadas da bacia.

Crowell (1974) descreve feições associadas à bacias do tipo "pull-apart" e localiza porções preservadas dos sedimentos mais antigos e restritos, nas bordas irregulares da bacia (Figura 13). Assim, a distribuição de rochas geradoras profundas na Bacia de Barreirinhas, poderia ser representada por curvas isópacas ascendentes do centro para as bordas não transcorrentes. Essa distribuição, valoriza do ponto de vista geoquímico, a linha de charneira Sobradinho e as bordas oeste e leste da bacia.

As falhas profundas do modelo evolutivo definido para a Bacia de Barreirinhas desempenhariam um papel de grande importância ao serem admitidas como dutos preferenciais de migração de hidrocarbonetos, a

partir de geradoras profundas. Alinhamentos de estruturas associadas ao bloco alto de tais falhas seriam portanto situações privilegiadas para acumulação de HC. As acumulações de São João e Espigão atestam essa possibilidade.

CONCLUSÕES

Foram identificadas três fases distintas de tectonismo crustal afetando a área onde no Cretáceo e Terciário se desenvolveu a Bacia de Barreirinhas. As fases evolutivas identificadas e descritas, são representadas pelos diferentes estilos estruturais e pelas seqüências sedimentares características de cada regime tectônico.

Assim, reportamos três principais estágios evolutivos no desenvolvimento da Bacia de Barreirinhas, que determinaram o seu arcabouço estrutural e o seu preenchimento sedimentar:

- 1 - Fase "pré-shear" de Idade Pré-Aptiana (Neocomiano e Barremiano), onde pura compressão teve lugar na bacia.
- 2 - Fase "pull-apart" de Idade Aptiana, onde o estabelecimento de tectônica transcorrente gera a bacia rômica.
- 3 - Fase "drift", desenvolvida a partir do Cretáceo Superior, onde a divergência de movimento permite a implantação de condições francamente marinhas e a bacia evolui para um perfil típico de margem passiva.

A interpretação das anomalias magnéticas permitiu determinar um deslocamento horizontal lateral direito da ordem de 120 km para a margem transcorrente meridional da Bacia de Barreirinhas.

A coexistência e a distribuição de dois tipos de sedimentação deltáica de Idade Aptiana, leques deltáicos do sistema Bom Gosto/Arpoador e progradação deltáica do sistema Barro Duro/Tutóia, são interpretadas como reflexo da íntima relação entre ambiente deposicional e estilo tectônico.

A justaposição momentânea da Bacia de Barreirinhas e de uma dorsal setentrional, além de conferir fluxo térmico expressivo, importante na maturação da matéria orgânica, pode gerar esforços de natureza compressional quando toda a seção aptiana já havia se depositado. Essa provavelmente é a origem da discordância do topo da seqüência "pull-apart" e pode ser datada como eo-albiana.

A rocha geradora de todos os óleos recuperados na seção aptiana ainda não foi atravessada por poço, colocando-a em situação estrutural bastante profunda. Assim, as grandes falhas profundas do modelo evolutivo, desempenhariam um papel de grande importância como dutos preferenciais de migração de hidrocarbonetos a partir de geradoras profundas.

A distribuição de rochas geradoras de HC, questão fundamental para avaliação do potencial da bacia, muito embora não conhecida por observações concretas, pode ser interpretada a partir deste modelo, como remanescentes intactos do preenchimento inicial da bacia e hoje preservados nas bordas não transcorrentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AZEVEDO, R.P.; Rossetti, E.L.; Nepomuceno, F.F. e Caputo, M.V.-1984- Origem e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Barreirinhas - Rel.In. PETROBRÁS/DENOR, Belém,Pará, 19 pp.

- CROWELL, J.C. - 1974 - Origin of late Cenozoic basins in southern California, in *Tectonics and Sedimentation* (Ed. by W.R. Dickinson). Society Economic Paleontologists Mineralogists. Special Publication, 22 pp. 190-204.
- DUNNE, L.A. e Hempton, M.R. - 1984 - Deltaic sedimentation in the Lake Hazar pull-apart basin, south-eastern Turkey - *Sedimentology*, 31 (3): 401-412.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; Teixeira, L.; Amorim, J. e Carminatti, M. - 1982 - Projeto Barreirinhas, reavaliação da bacia cretácea; área terrestre e marítima - Rel. Int. PETROBRÁS/DEPEX. Rio de Janeiro. 58 pp. (PETROBRÁS. Sistema de Informação em Exploração - SIEX-103-239).
- GORINI, M.A. e Bryan, G.M. - 1976 - The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to northeastern Brazil, in *Anais da Academia Bras. de Ciências*, 48 : 101-119 (Suplemento)
- LE PICHON, X. e Hayes, D.E. - 1971 - Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 76 (26): 6283 - 6293.
- LEYDEN, R. - 1976 - Salt distribution and crustal continental models for the Eastern Brazilian margin - in *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48: 159-168 (Suplemento)
- MANN, P.; Hempton, M.R.; Bradley, D.C. e Burke, K. - 1983 - Development of pull-apart basins. *Journal of Geology*, 91 (5): 529-554.
- RABINOWITZ, P.D. e LaBrecque, J. - 1979 - The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84 (B11): 5973 - 6002.
- REGALI, M.S.P.; Uesugui, N. e Lima, E.C. - 1983 - Projeto Barreirinhas: reavaliação palinológica e paleoambiental. Rel. Int. PETROBRÁS/CENPES/SINTEP/Memória Central Técnica nº 673 S - 3378, 51 pp.
- RODRIGUES, R.; Lima, H.P. e Freitas, E.L. - 1984 - Avaliação geoquímica preliminar da Bacia de Barreirinhas - Rel. Int. PETROBRÁS/CENPES/SINTEP/Memória Central Técnica nº 673 - 5330.
- SCRUTTON, R.A. - 1979 - On sheared passive continental margins. *Tectonophysics*, 59 (1/4) : 293 - 305.
- SIBUET, J.C. e Mascle, J. - 1978 - Plate kinematic implications of Atlantic Equatorial Fracture Zone Trends. *Journal Geophysical Research*, 83 (B7): 3401 - 3421.

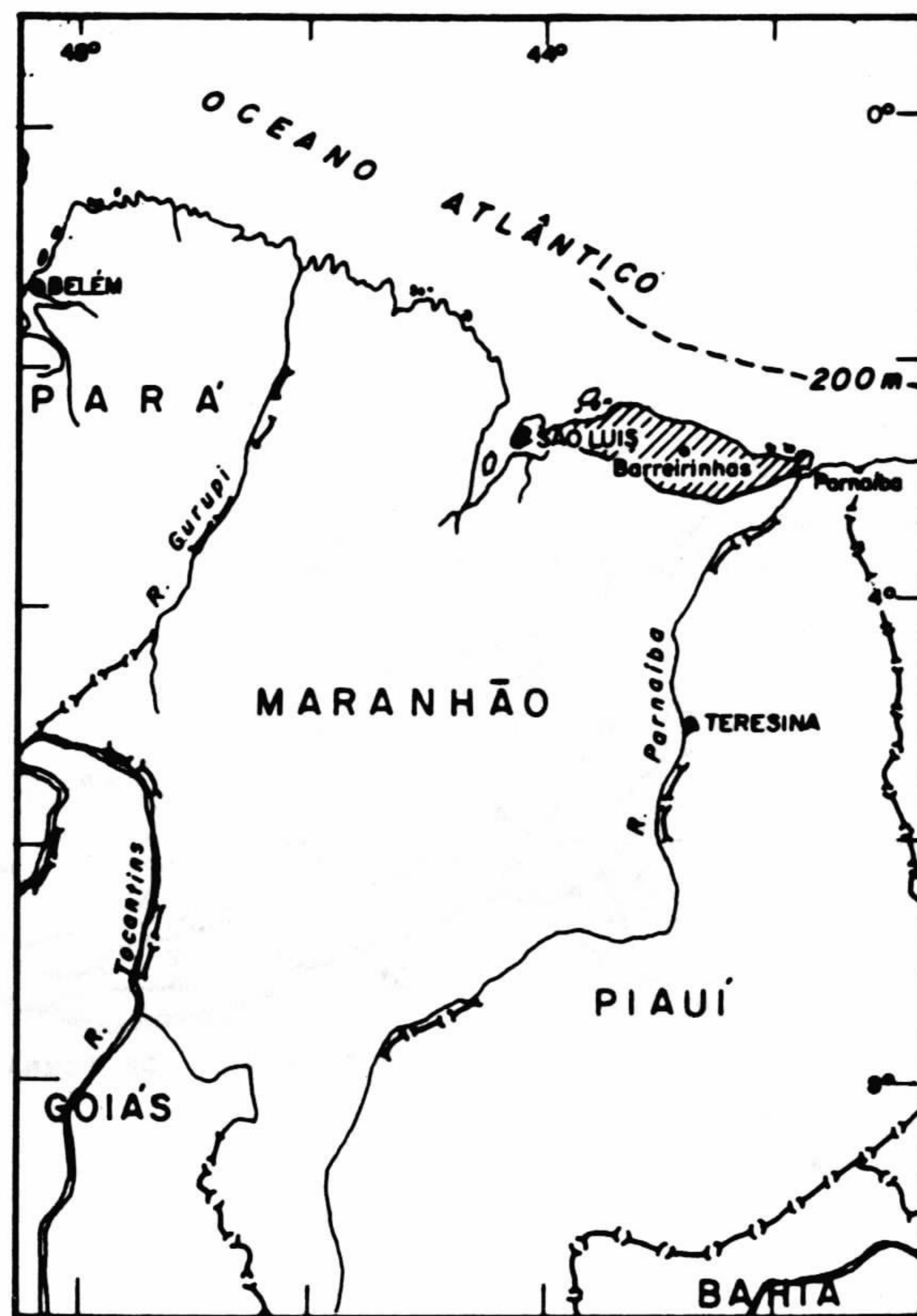


Figura 1 - Mapa de localização da Baía de Barreirinhas. Abranje uma área de cerca de 40.000 km², dos quais 17.000 km na parte emersa.

ESTRATIGRAFIA	LITO	IDADE	SEDIMENTAÇÃO	ESTILO TECTÔNICO	FASE EVOLUTIVA
	FM. PIRABAS	MIOCENO	PARÁLICA	ESTABILIDADE RELATIVA	D R I F T
GRUPO HUMBERTO DE CAMPOS	FM. ARENHAS FM. ILHA DE SANTANA FM. TRAVESSA	TURONIANO/OLIGOCENO	LEQUES COSTEIROS AMBIENTE MARINHO RASO A ABERTO	BASCULAMENTO TÉRMICO DE	
GRUPO CAJU	FM. BOMFIM FM. PRELUÇAS	ALBO CENOMANIANO	PLATAFORMA / TALUDE CARBONÁTICO AMBIENTE MARINHO RESTRITO A ABERTO	MARGEM PASSIVA	P U L L - A P A R T
GRUPO CANARIAS	FM. BARRO DURO FM. TUTÓIA FM. ARPOADOR	APTIANO	PROGRADAÇÃO DELTAICA TURBIDITOS FOLHINHOS DE ÁGUAS PROFUNDAS	TRANSCORRÊNCIA TRANSTENSÃO TRANSPRESSÃO	
		PRÉ-APTIANO	EROSÃO	COMPRESSÃO	PRÉ - SHEAR

Figura 2 - Evolução tectono-sedimentar da Baía de Barreirinhas. Coluna estratigráfica modificada de Figueiredo et al. (1982).

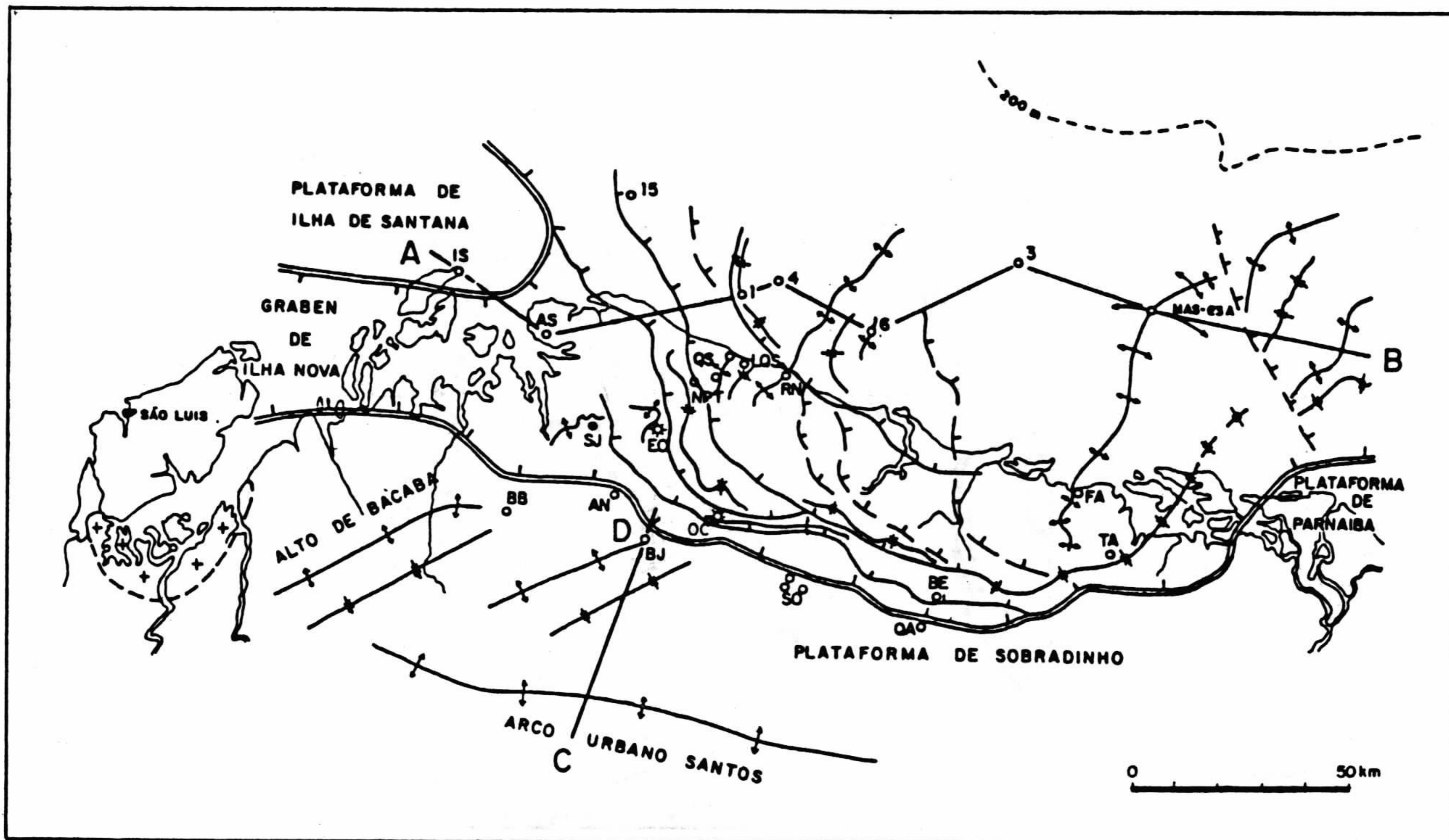


Figura 3 - Arcabouço tectônico da Bacia de Barreirinhas.

Observar distribuição dos principais elementos estruturais, áreas plataformais e bacia profunda.

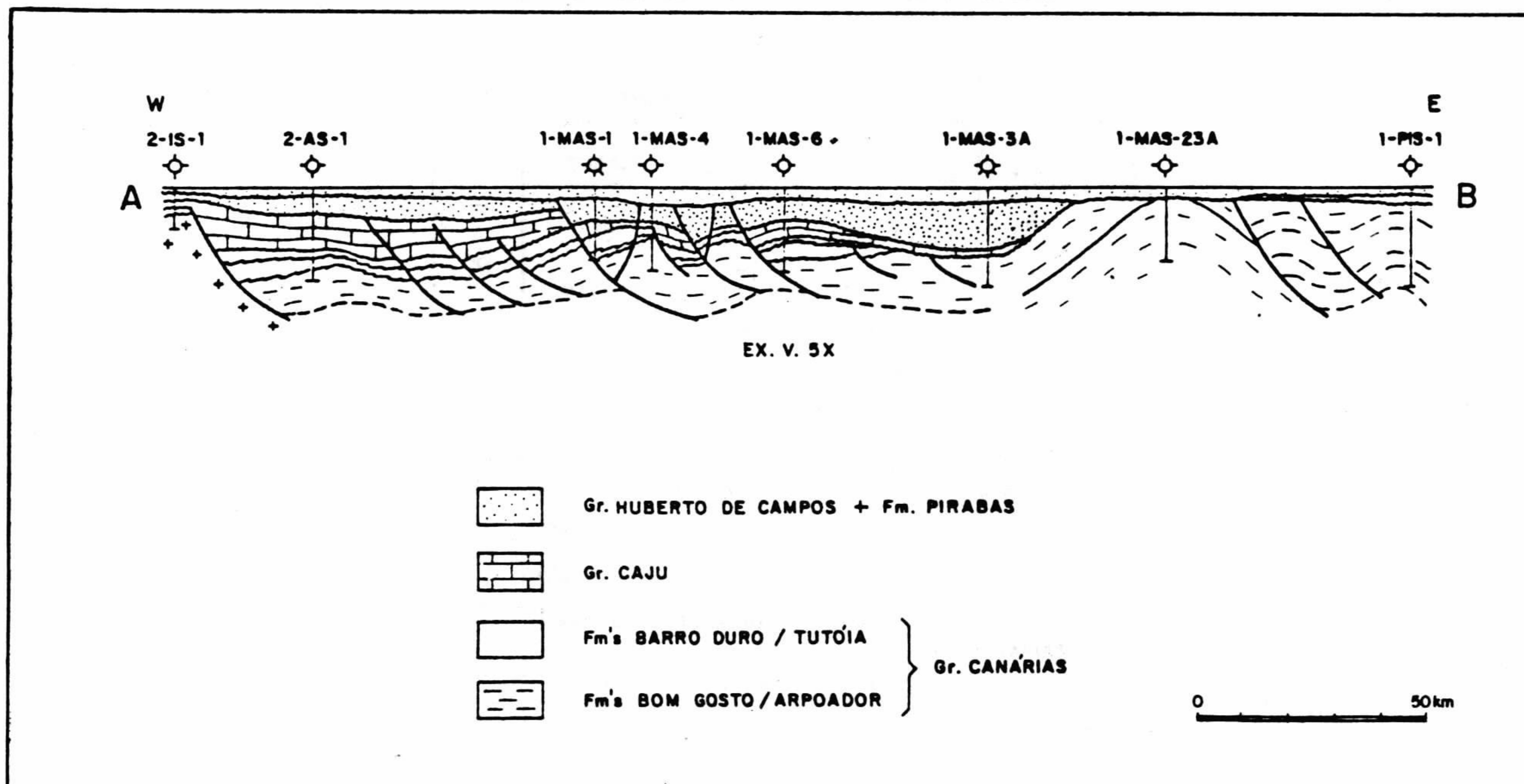


Figura 4 - Seção geológica esquemática AB. Seção longitudinal mostrando a migração do de_ pcentro com a evolução da bacia.

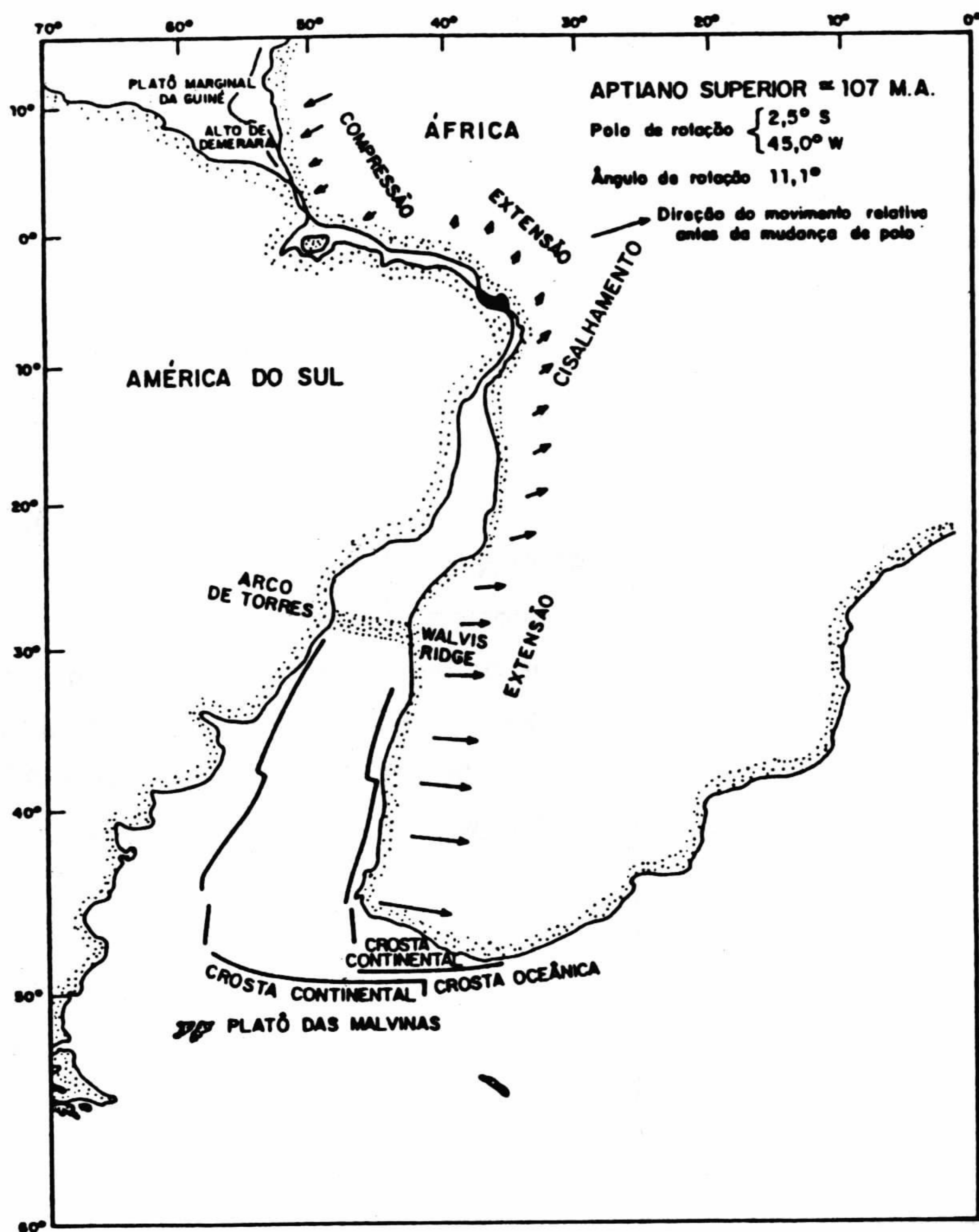


Figura 5 - Paleoreconstrução gondwanica no Aptiano Superior (107 M.A.), ao tempo da primeira mudança de polo de rotação das placas africana e sul-americana. Essa configuração foi obtida através rotação de 11,1° sobre o polo 2,5°S e 45,0°W da reconstrução pré-ruptura. As setas representam os vetores de movimento da África em relação a América do Sul da separação inicial (130 M.A.) até o Aptiano Superior (107 M.A.) Rabinowitz e La Brecque (1979).

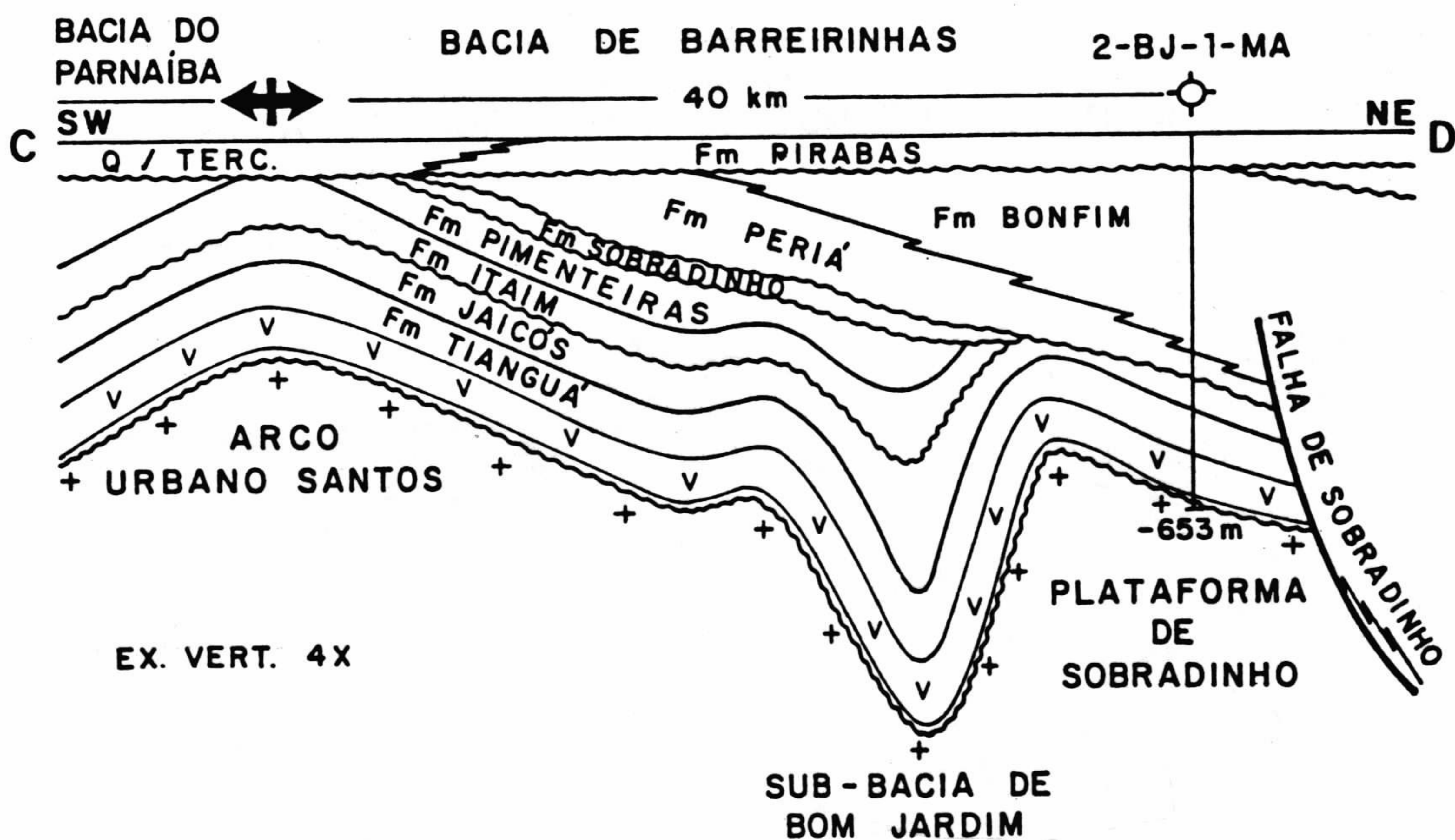


Figura 6 - Seção geológica CD entre o Arco Urbano Santos e a Falha de Sobradinho, cruzando a sub-bacia de Bom Jardim. Observe estruturas anticlinais da seção paleozóica com eixos sub-paralelos a Falha de Sobradinho, distribuídos ortogonalmente a direção NE-SW de esforço primário compressivo durante o Cretáceo Inferior Pré-Aptiano.

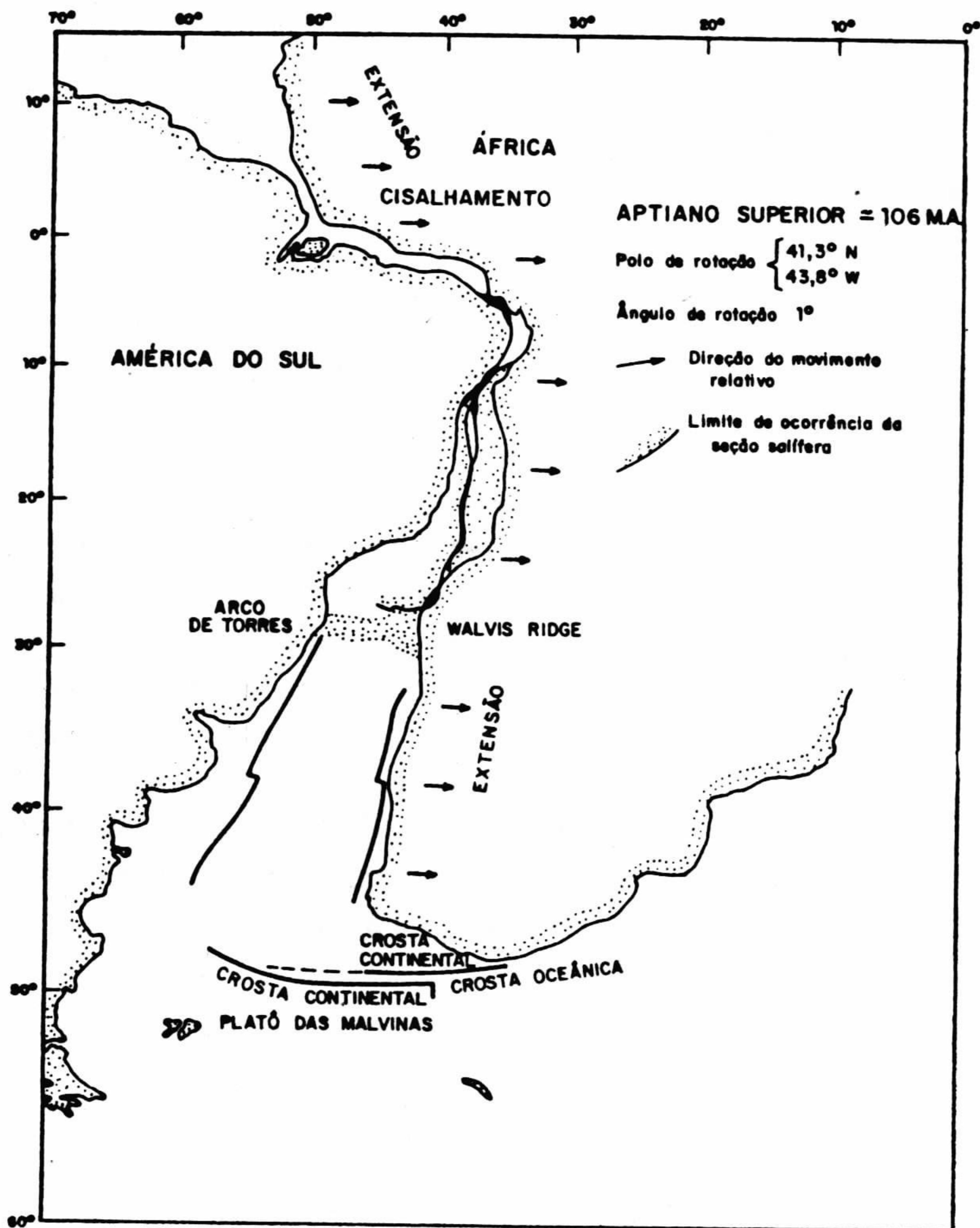


Figura 7 - Paleoreconstrução gondwanica no Aptiano Superior ≈ 106 M.A.. Esta configuração de continentes foi obtida com a rotação de 1° no polo 41,3°N e 43,8°W estabelecido nessa ocasião. As setas representam vetores do movimento iniciado com a mudança de polo de rotação (107 M.A) e ocorrido até o Santoniano (80 M.A.) Rabinowitz e LaBrecque (1972).

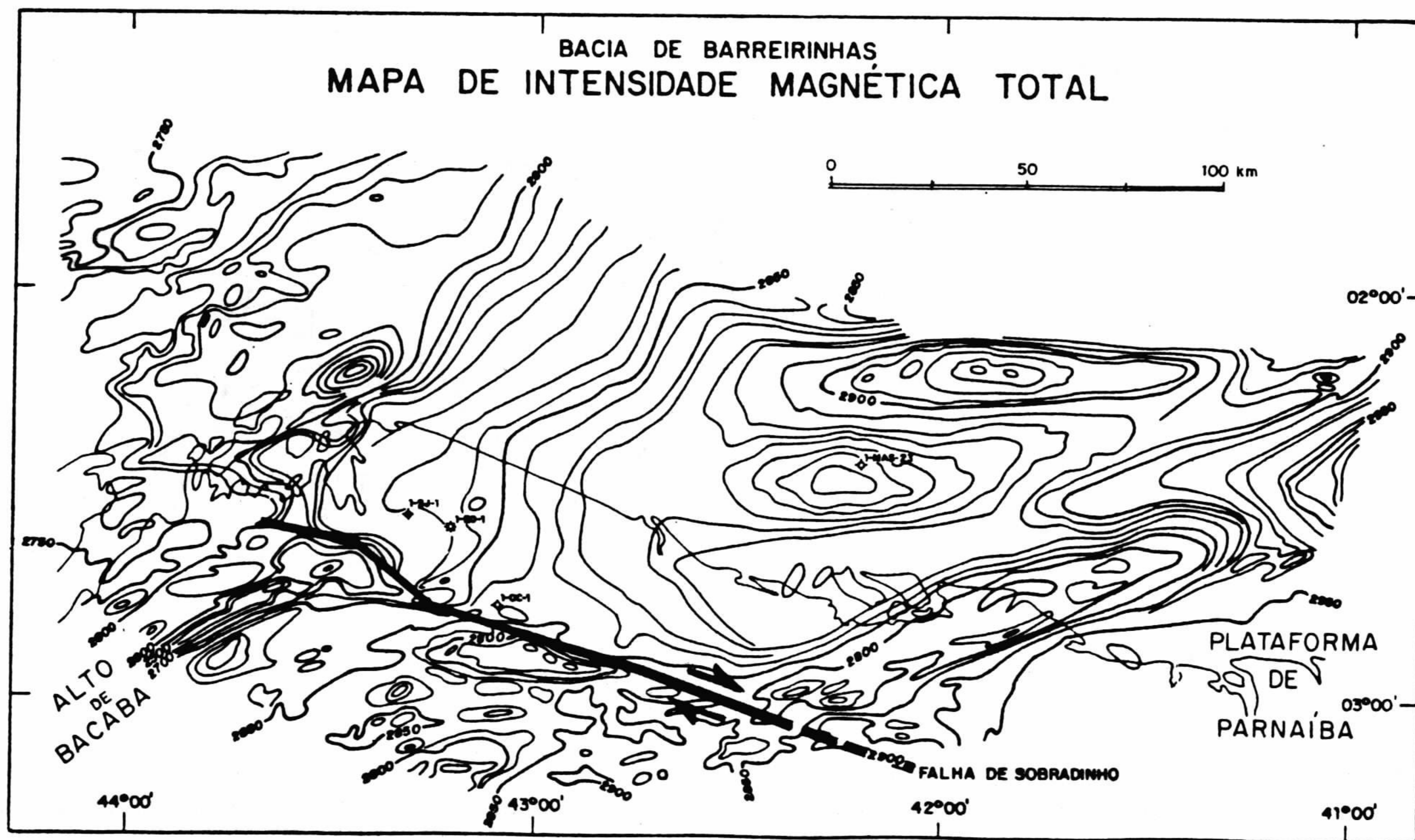


Figura 8 - Mapa de intensidade magnética total. A natureza transcorrente da bacia é sublinhada pelas curvas magnéticas na área da Falha de Sobradinho.

BACIA DE BARREIRINHAS
 PALEOGEOGRAFIA SIMPLIFICADA DO APTIANO
 SISTEMAS DEPOSICIONAIS DO GRUPO CANÁRIAS

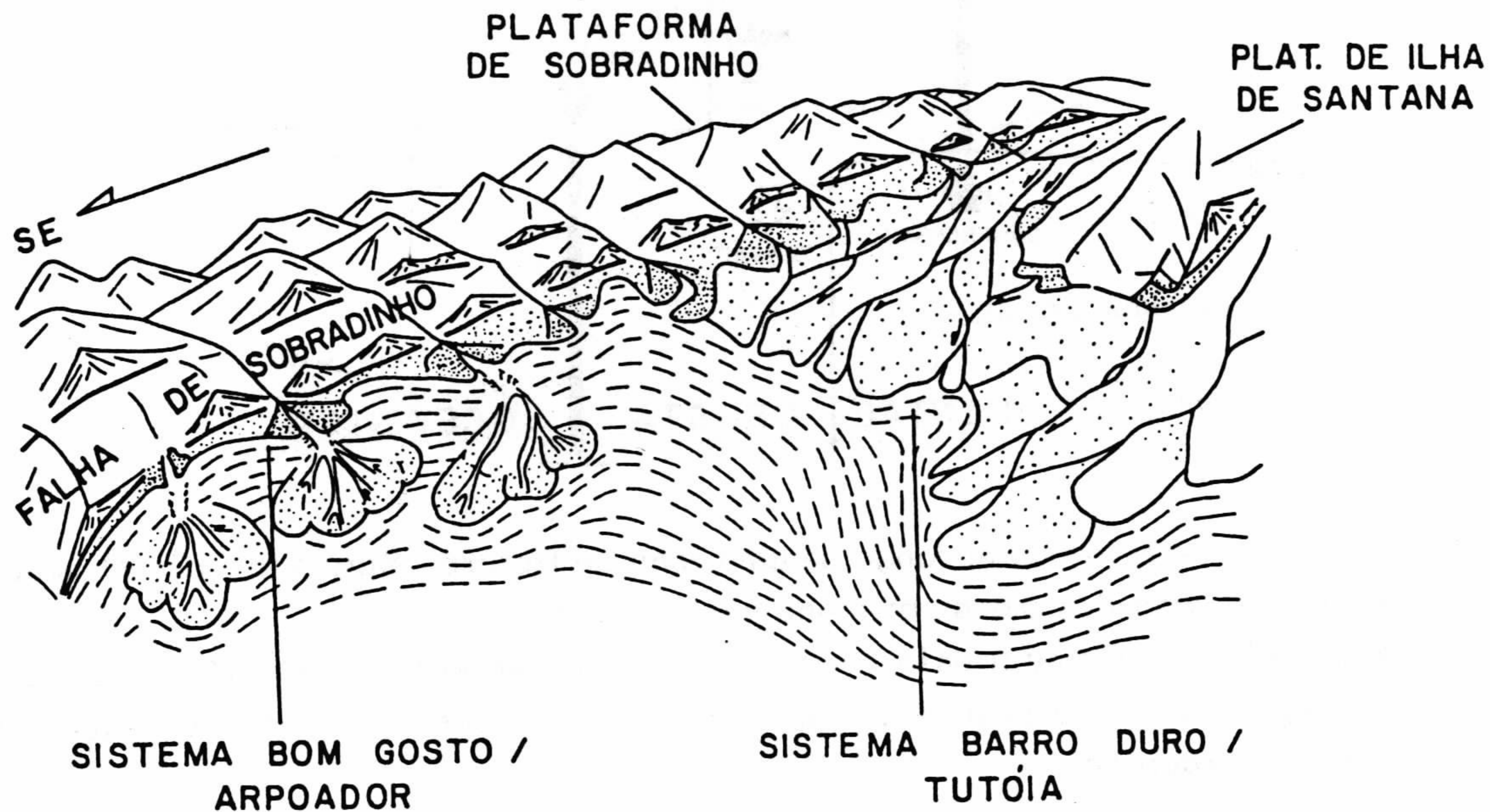


Figura 9 - Esquema simplificado da paleogeografia no Aptiano. Ponto de vista elevado a NE da bacia. Observar a coexistência de dois tipos de sedimentação deltáica: um sistema de leques deltáicos associados a Falha de Sobradinho e a progradação do delta altamente construtivo a partir de oeste. Adaptado de Dunne e Hempton (1984).

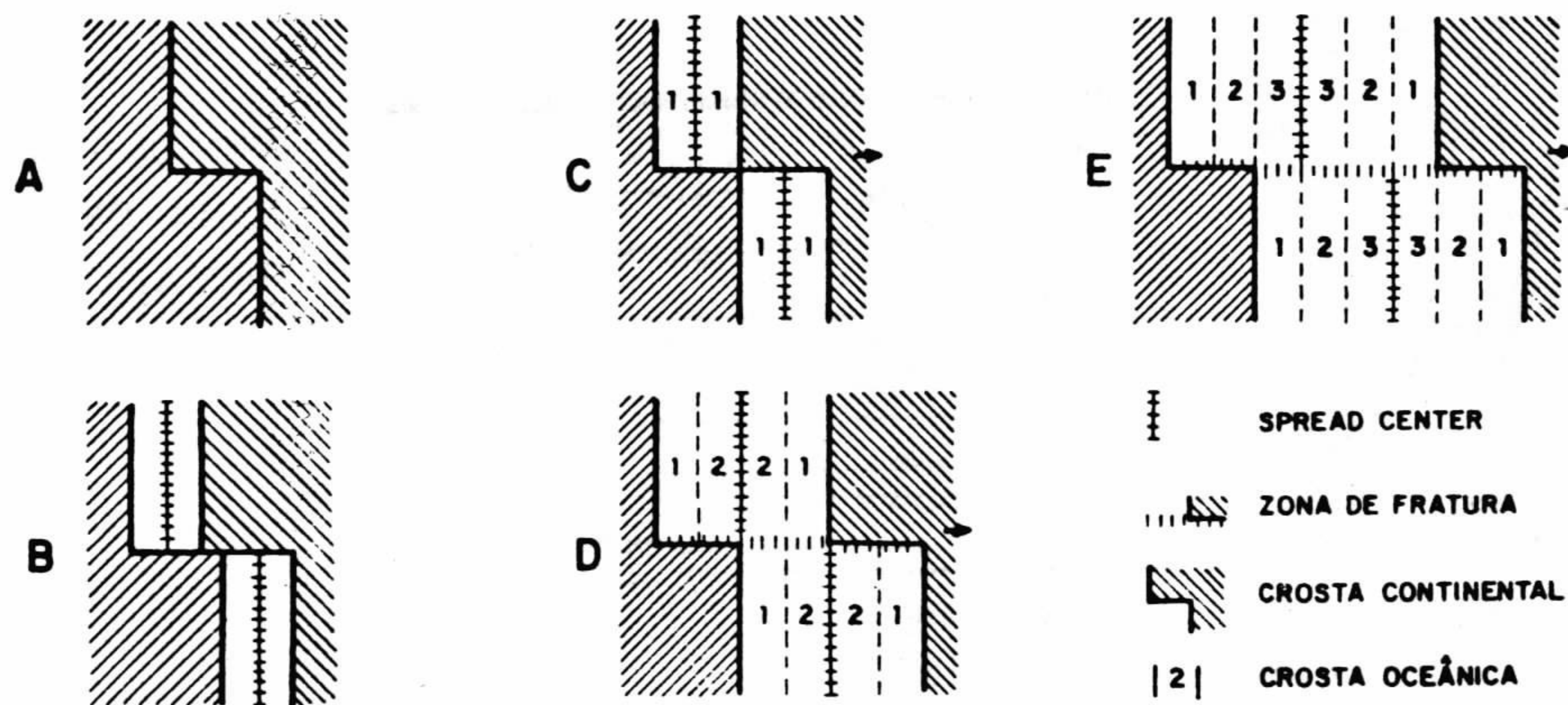


Figura 10 - Esquema de fases de rifteamento continental e evolução de margem passiva cisalhante, baseado na fig.1 de Le Pichon e Hayes (1971) e extraído de Scrutton (1979). 1 é a crosta oceânica desenvolvida durante a fase de cisalhamento continente contra continente; 2 é a crosta oceânica acrescida durante a fase de cisalhamento continente versus crosta oceânica; e 3 são segmentos subsequentes de crosta oceânica acrescidos quando já não existe movimentação nem esforços de cisalhamento na região de crosta continental.

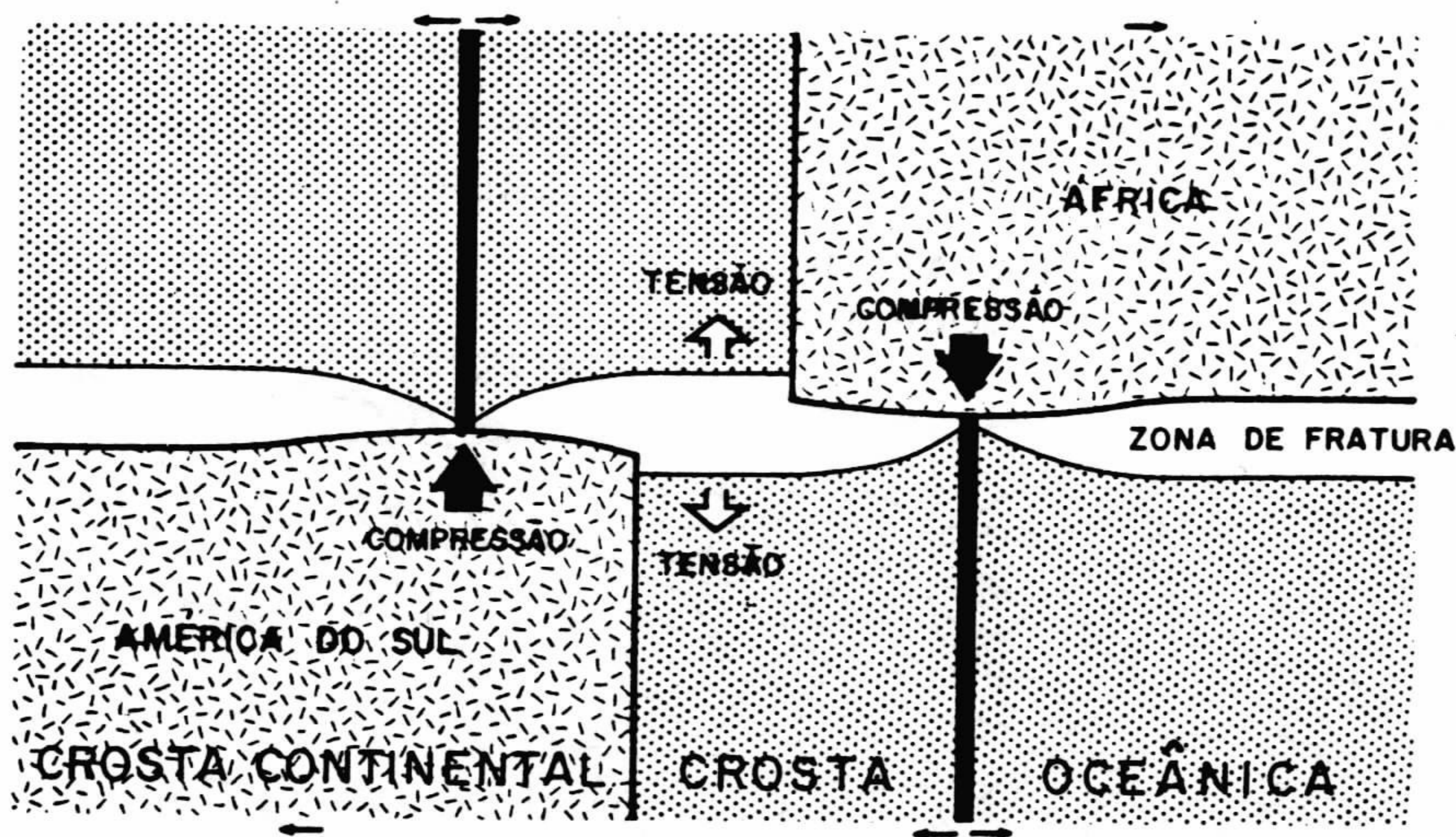


Figura 11 - Esquema de esforços ao longo de uma zona de fratura, Scrutton (1979). Adaptado para o caso das placas africana e sul-americana.

Expansão térmica na litosfera justaposta a um "spread center" causa compressão na região de crosta continental, além de conferir fluxo térmico favorecendo a maturação orgânica.

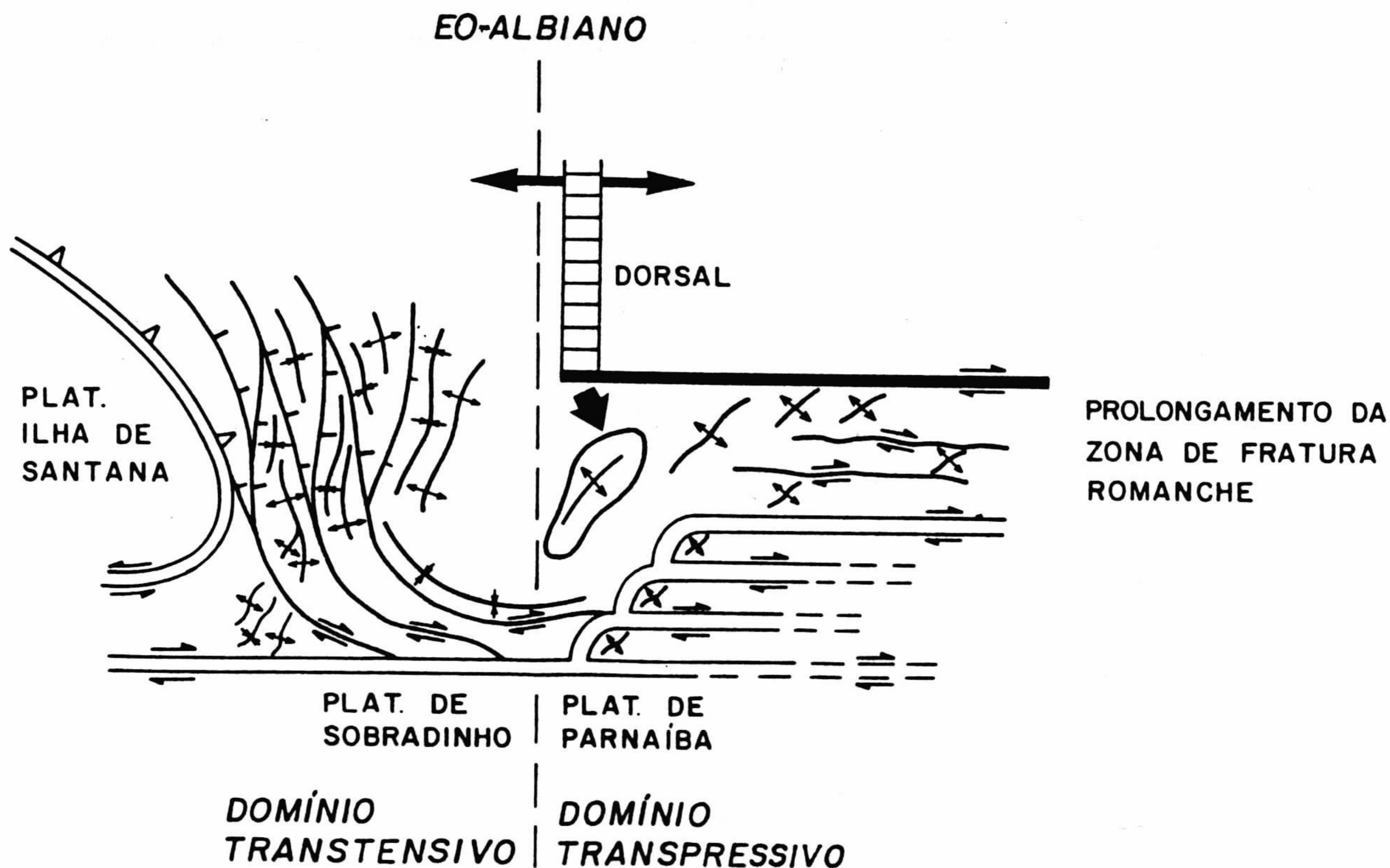


Figura 12 - Modelo esquemático de abertura da Bacia de Barreirinhas. Observar a implantação, no Eo-albiano, do primeiro segmento de dorsal oceânica e o estabelecimento de domínios tectônicos.

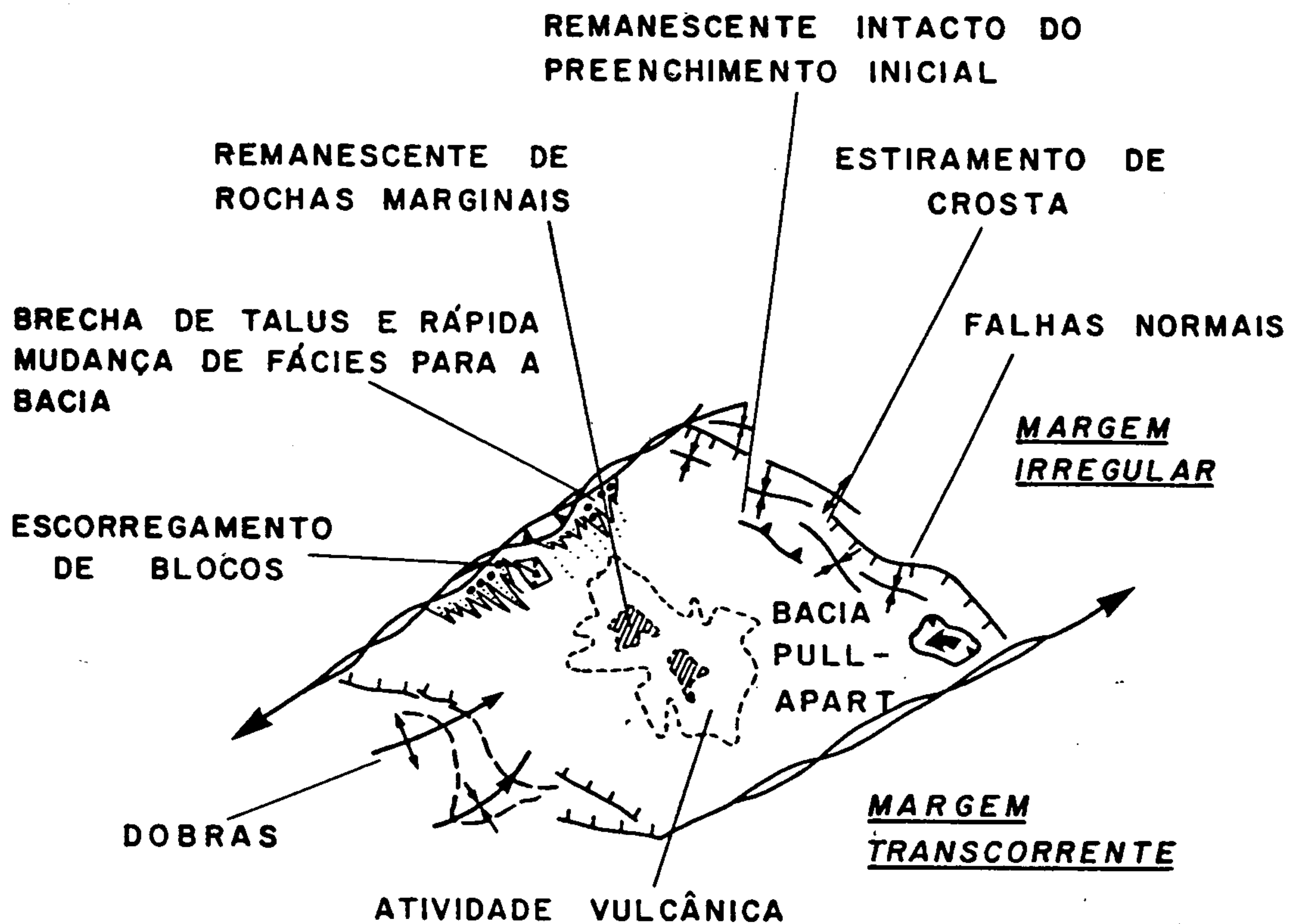


Figura 13 - Mapa esquemático idealizado de um bacia tipo "pull - apart". As margens da bacia são de dois tipos: transcorrente e irregular com falhas normais ou dobras. Observar que rochas remanescentes do preenchimento inicial tendem a se preservar nas bordas irregulares. Extraído de Crowell (1974).

O RIFT DO AMAZONAS — SISTEMA AULACOGÊNICO NA PLATAFORMA AMAZÔNICA

Raimundo Ruy Bahia
Francisco de Assis Matos de Abreu

Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará — CG - UFPa

ABSTRACT

Plate Tectonics mechanisms and processes have recently contributed to important advances for the better understanding of intra plate tectonics. Rift and Paleorift systems which have been geophysically studied provide evolutionary models for the two main and important rifting periods of fracturing and dispersal of continents. The fragmentation of Pangea in the late Paleozoic/early Mesozoic and of Proterozoic Supercontinent in the late Proterozoic/early Paleozoic are considered and explained as developed over preexistent tectonic lineaments associated with thermomagmatic events and related to isostatic uplifts and subsidences typical of multiple junctions generated by the drifts of plates over hot spots.

Aligned gravity highs centered in a large and regional gravity low and magnetic minimum nearly coincident with the axis of the Middle/Lower Amazon Basin are considered to be genetically related to the magmatism that produced the intrusive pyroxenite in Cumina area dated as late Proterozoic and early Paleozoic (570±70 Ma) and interpreted as part of the activation process of the multiple junction of the Amazon river mouth developed over Proterozoic/Archean tectonic discontinuities. This tectonics unit evolved from an intracratonic lithospheric rift type to an embryonic mantle-activated rift with incipient transforms oriented along older cratonic tectonic lines which is also coincident with basin gravity and magnetic axial zones. The rift became an aulacogen after a second cycle of reactivation in the Jurassic/Cretaceous times.

This tectonic feature falls within the global tectonic and has geological and geophysical similarities and tectonic synchronism with aulacogen systems in the North American and African Continents. Any reevaluation of the genesis and tectonic evolution of the Phanerozoic sedimentary basins of Alto Amazonas, Acre and Parnaíba has to consider this new tectogenesis model.

Let those whom this picture does not satisfy paint their own.
Rodgers (1972)

I. INTRODUÇÃO

Admite-se em Tectônica de Placa que a evolução da crosta a-

través do tempo geológico tenha viabilizado a operação dos ciclos de Wilson a partir do Neoproterozoico (1,3 Ga) com os processos de tectônica intraplaca gerando sistemas de "rift" e bacias sedimentares intra e interplacas. A tectônica macroplaca passou a ser claramente reconhecida como atuante a partir deste tempo (Hutchinson e Goldwin, 1981). Dois notáveis períodos de rifteamento continental global e consequentes fraturamentos e dispersões de massas continentais são identificados, sendo que o mais antigo está relacionado ao Super-continente Proterozoico (0,85-1,2 Ga) (Piper 1973b, 1976b) e o mais jovem no Neopaleozoico/Eomesozoico associado ao Pangea.

Os sistemas de rifts "Keweenawan" e "Reelfoot" são exemplos clássicos do período mais antigo no meioeste ("Midcontinent") oriental da placa norteamericana e sobre os quais desenvolveram-se diversas bacias sedimentares fanerozóicas com tectogênese controlada pela formação de manto anômalo que originou os soerguimentos e subsidências associadas. Estes "rifts" têm peculiaridades geofísicas bem definidas como: a) máximo residual gravimétrico centrado na zona axial do "rift" e superposto em amplo mínimo magnético e gravimétrico bouguer regional de longo comprimento de onda e b) manto anômalo geofisicamente reconhecido com velocidade de onda elástica e densidade baixas em relação ao manto normal.

O manto anômalo é originado da intensa ação termal resultante de prováveis deslocamentos de placas sobre plumas/pontos quentes (Chase e Gilmer, 1973, Erwin e Mc Ginns, 1975; Keller et alii, 1983 e Mooney et alii, 1983). Elevações topográficas (1 a 2km) como resposta isostática ao desadensamento têm sido observadas nos dorsais oceânicos e nos sistemas de "rifts" da África Oriental e Benue (La Bas, 1971; Burke/Whiteman, 1973; Windley, 1978).

O modelo geodinâmico que explica a geração do manto anômalo e consequente mecanismo de riftogênese continental pressupõe uma acentuada elevação da isoterma litosfera/astenosfera alcançando a crosta granítica e colocando a crosta interior basáltica sob temperaturas acima de temperatura de fusão do basalto (1200°C) e provocando o adelgaçamento litosférico. O processo eleva a isoterma Curie (580°C) adelgaçando a crosta magnetizada. Consequentemente estas zonas anômalas de rifteamento tem, em geral, uma assinatura magnética negativa comprovada por recentes resultados do MAGSAT (Artyushkov, 1973, 1980, 1981; Arkani-Hamed, 1978; Mayhew, 1982 e Yuan, 1982). Este padrão de anomalias geofísicas estão, em geral, presentes e reconhecidas nos dorsais oceânicos atuais e do cenozoico onde ocorre fluxo termal anômalo. O fenômeno termal e consequentes magmatismo e magnetização/desmagnetização são bastante intensos e demorados e compatíveis com a média de meia-vida de resfriamento crostal (80 Ma). É provável portanto que o evento termal do período mais antigo do Neoproterozoico/Eopaleozoico tenha-se reciclado no período Neopaleozoico/Eomesozoico e tenha ainda seus efeitos residuais do segundo ciclo ainda perdurando até os tempos atuais. No caso do aulacogeno do Amazonas, a ocorrência do piroxenito de filiação alcalina (570+70Ma) na área de Cuminã e o enorme volume de diabásio toleítico (Jurócretáceo) concentrados no espaço e no tempo geológico na bacia sedimentar do Amazonas conduz a um modelo de riftogênese iniciado como rift litosférico (Eopaleozoico/Neoproterozoico) e evoluindo para rift manto-ativado no Permocretáceo.

A associação magmática com os rifts parece estar relacionada aos esforços tectônicos na interface crosta/manto superior. O regime de esforços distensionais em rift continental é caracterizado pela série toleítica ou bimodal toleítica/alcalina (Condie, 1982). O

magma alcalino gerado no contato litosfera/astenosfera em crosta normal pode ascender à superfície através de fraturas/falhas profundas no estágio de fusão inicial e evoluir para magmatismo toleítico em estágio riftogenético mais avançados com a elevação da astenosfera para níveis rasos da crosta adelgada (Bedard, 1985).

Os arranjos geométricos apresentados por entidades geotectônicas maiores do lado ocidental africano mostram que da reconstrução do Gondwana podem ser extraídas informações importantes para a melhor compreensão do esquema evolutivo da implantação inicial do Aulacógeno do Amazonas relacionando-o aos processos geodinâmicos do Ciclo Geotectônico Brasileiro/Panafricano.

II. MECANISMO DE RIFTOGÊNESE-MANTO ANÔMALO

A intensa ação termal de uma fonte quente ("hot spot") atuando sob e na base da litosfera elevando a isoterma de 1200°C para níveis que alcançam a crosta basáltica e granítica gera efeitos geodinâmicos de grande importância para a tectônica e formação de bacias sedimentares no interior das placas.

A elevação desta isoterma gera as seguintes anomalias: a) litosfera adelgada; b) espessamento aparente da crosta; c) geração de manto anômalo com baixa velocidade sísmica e desadensado em relação ao manto; d) mudanças de fase do tipo eclogito/basalto; e) consequentes elevações e subsidências isostáticas e f) consequentes fraturamentos de crosta e formação de "rift" com formação de bacias sedimentares superpostas.

A densidade deste manto anômalo (3,1-3,2) como efeito de expansão termal passa a se aproximar da densidade da crosta inferior basáltica (2,9) e portanto inferior a densidade de 3,3-3,4 do manto normal. A velocidade de propagação das ondas elásticas longitudinais neste manto anômalo passa de um valor de $V=8,0\text{ km/seg}$, de manto normal, para $V=7,2$ a $7,4\text{ km/seg}$ (Fig. 2A e 2B).

Verifica-se, pois, que o manto anômalo tem características geofísicas peculiares e pode ser identificado com mapeamentos de gravimetria, magnetometria, sismologia, geotermia e magnetotelurometria. Mapeamentos geofísicos foram intensificados, desde a década de 70, sobre essas anomalias nos oceanos e continentes acumulando-se um enorme conhecimento geofísico de importância para o modelamento da evolução tectônica intraplaca relacionada a "rifts" e bacias sedimentares associadas.

Cessado o efeito de aquecimento termal com o afastamento da placa em relação a fonte quente, o processo é então invertido sofrendo a crosta subsidência isostática em resposta ao resfriamento e adensamento do manto anômalo e trocas do tipo basalto para eclogito (Fig. 2C e Artyushkov, 1973, 1980, 1981; Milanovskii, 1980; Belousov, 1974; Bot, 1982 e Crough, 1979) (Fig. 2C).

Os fenômenos de elevação e subsidência isostática e magmatismo tem ciclos de longa duração que alcançam a dimensão de algumas centenas de milhões de anos.

III. A ANOMALIA DO RIFT DO AMAZONAS

1. Conceito de Aulacógeno

O termo aulacógeno (do grego "aulax", sulco, fenda) foi de-

finido inicialmente por Nicholas Shatski (1946, 1955, 1961) como longas fossas preenchidas por sedimentos na plataforma russa estendendo-se de cinturões dobrados para o interior do cráton. Burke e Dewey (1973) denominaram, segundo a Tectônica de Placas, como aulacógeno o braço "rift" abortado de junções triplas de um rifteamento continental citando como exemplos clássicos o "rift" de Etiópia da junção tripla de Afar e o "rift" Benue no continente africano. O termo tem sido usado com sentido mais amplo e relacionado aos ciclos de abertura e fechamento de oceanos (Wilson 1973) e portanto ocorrendo tanto em margens de placas divergentes como convergentes. Os aulacógenos associados a zonas de colisão de placas são entidades geotectônicas preservadas que escapam do intenso tectonismo ocorrendo em fechamento de oceanos que tende a destruir e complexar os registros tectônicos.

A denominação de Rift do Amazonas foi inicialmente utilizada (como "graben") por Linser (1958), Porto (1972, Rezende 1972, 1973). A denominação de aulacógeno para o Rift do Amazonas foi dada por Suszynsky (1973) Wilson e Burke (1976) Milanosviskii, (1978) sem entretanto registrar e documentar as evidências geofísicas e geológicas agora disponíveis. A denominação invocava tão somente a presença da cadeia de máximos gravimétricos e drenagem do rio Amazonas que são peculiaridades de alguns sistemas aulacógenos tais como: "Reelfoot" (Mississipi) e Benue (Niger), etc.

A ideia de transcorrência para a fratura do Amazonas foi desenvolvida por Loczi (1966, 1969), Rezende (1972, 1973 e Szatmari (1982) e foi associada as fraturas "Romanche" e "Chain". A ideia postula o deslocamento lateral esquerdo do escudo guianense em relação ao escudo Brasil Central com transcorrências subordinadas de direção NO-SE.

Rezende e Brito (1973) indicaram os deslocamentos transversais, de direção NO-SE, da zona axial da "Fossa Amazônica" como transcorrências resultantes da rototranslação dos escudos. Na realidade a irregularidade destas transcorrências transversais como observado por Hasui et alii (1982) desfavorece o modelo de transcorrência e é mais compatível com a hipótese de deslocamentos transformacionais para esta zona axial segundo lineamentos preexistentes e claramente definidos nos escudos (Fig. 3). As ideias de transcorrência e transformâncias para o Rift do Amazonas não se excluem mutuamente (Fig.3).

As evidências geológicas e geofísicas que apoiam o modelo de aulacógeno para o Rift do Amazonas, embora ainda não definitivamente conclusivas apresentam um razoável grau de convergência para a ideia de aulacógeno.

2. Características e evidências geofísicas

2.1. Gravimétricas

A interpretação das anomalias gravimétricas realizadas por Linser (1958) esclarecerem a predominância do efeito de massas densas intraembasamento no campo gravimétrico observado, sendo desprezível o efeito relacionado às intrusivas encaixada na seção sedimentar, as quais embora de grande porte (340.000 km^3) tem na alta densidade da seção paleozóica a razão do baixo contraste de densidade com o embasamento. Linser postulou, naquela época, que o campo gravimétrico anômalo de máximos gravimétricos do centro da bacia seriam resultantes de intrusões de magma denso na crosta tendo alcançado níveis bastante rasos ($+20 \text{ km}$) e posterior subsidência generalizada da bacia sedimentar.

Atualmente, através do generalizado conhecimento geofísico de inúmeros rifts como Rodésia, Etiópia, Mar Vermelho e paleorifts como Keweenawan, Reelfoot, etc. admite-se que a anomalia regional bouguer negativa de longo comprimento de onda (centenas de quilômetros) tem origem no contraste negativo de densidade entre o manto anômalo desadensado e o manto normal. (Rift África Oriental). O máximo residual gravimétrico de curto comprimento de onda (dezenas de quilômetros) é originado por intrusões do magma básico até posições bastante rasas e próximas a superfície do embasamento e resulta do contraste de densidade positivo entre massa basáltica com $d=2,90$ e a densidade normal de crosta granítica com $d=2,75$. Estes efeitos gravimétricos de distribuição de massas estão claramente definidos no modelo de riftogênese resumido na Fig. 2.

A cadeia de máximos gravimétricos está claramente definida na bacia sedimentar do Baixo e Médio Amazonas e até o arco Purus. Os dados da figura 4 estão baseados e mapa original na escala 1.10.000.000 (Breville et alii, 1973, 1977 e Fig. 4 e 6). Nas bacias sedimentares do Alto Amazonas e Acre o alinhamento dos máximos gravimétricos está obscurecido por insuficiência de mapeamento e/ou menor elevação das massas densas em relação a superfície da crosta. Nestas áreas o alinhamento bifurca-se em dois ramos que são a continuidade do alinhamento ENE eo ramo NE-SO na direção dos rios Madeira e Baixo Juruá (Breville, 1977).

Pelo modelo de riftogênese adotado, os dados gravimétricos são compatíveis com um adelgaçamento da crosta/litosfera e com o alinhamento de máximos gravimétricos aproximadamente coincidente com o eixo da bacia sedimentar Fanerozóica (Fig. 2, 4, 5a, 5b e 6).

2.2. Magnéticas

Os mapeamentos aeromagnetométricos realizados pela PETROBRÁS na área Amazônica objetivaram basicamente o delineamento dos efeitos magnético das intrusivas rasas e portanto com altura de vôo inadequados para revelarem os efeitos magnéticos profundos de embasamento e de crosta. As alturas de vôo são demasiadamente baixas em relação as espessuras da crosta magnetizada.

Os recentes mapeamentos realizados pelo satélite-magnetômetro MAGSAT objetivou os contrastes de susceptibilidade na litosfera em um campo com variações limitadas a um comprimento de onda de >800 km (Fig. 5a). Observa-se neste mapa magnético a notável coincidência de anomalias de baixa susceptibilidade magnética (negativa) sobre bacias sedimentares, superpostas em aulacógenos como: Amazonas (AM), Tacutu (TK) Benue (BN), Argentina (AR), Luanda (LU). Esta característica também foi reconhecida nos aulacógenos Reelfoot (Reentrância Mississipi), e Keweenawan ("Midcontinent" norte americano). Essas anomalias magnéticas negativas estão relacionadas a adelgaçamentos litosférico/crosta devido ao fenômeno de desmagnetização devido a ascensão de material quente astenosférico. A desmagnetização que ocorre abaixo da isoterna Curie ($>580^{\circ}\text{C}$) é um efeito termal do aquecimento da crosta/litosfera de longa duração (até 300 Ma). Ocorre anomalias positivas em aulacógenos com o efeito termal já bastante reduzido e portanto com crosta/litosfera de espessura normalizada (Mayhew, 1982).

A avaliação dos resultados do MAGSAT na América do Sul revelou na área Amazônica (Yuan et alii, 1982 e Arkani-Hamed, 1985) na região da bacia do Médio/Baixo Amazonas uma anomalia negativa alongada no sentido este-oeste e coincidente com a cadeia de máximos gra

vimétricos. Verifica-se portanto a notável convergência de evidências geofísicas gravimétricas e magnéticas para uma anomalia de adelgaçamento da crosta/litosfera que gerou o aulacógeno do Amazonas (Fig. 5b e 6).

2.3. Sismológicas

A identificação de registros de alta velocidade de propagação de ondas elásticas longitudinais refratadas de ordem de $V_L=7,0$ a $7,2$ km/seg, na área de Cuminã, despertou na década de 60, o interesse de alguns sismólogos da PETROBRÁS (Mulhen, Lopes, Oliveira e Araujo) que passaram a observar em sismogramas algumas ocorrências, em chegadas secundárias ("Secondary breaks") de velocidades aparentes de refração entre 7 e 8 km/seg., em linhas de refração com longos afastamentos de pontos de tiro em flancos da bacia do Médio Amazonas. Esses eventos de grande profundidade podem ter origem na interface crosta/manto (Fig. 6). Essas informações de registro original analógico, deverão ser digitalizados para uma reinterpretação visando a melhor definição desses registros de prováveis refração de manto.

A individualização dos escudos Guianense e do Brasil Central foi postulada por Berrocal et alii (1971, 1972) com a provável presença de uma descontinuidade crostal vertical (fratura do eixo da bacia do Amazonas) indicada por redução de amplitude e retardo no tempo de propagação de registros, observados na estação sismológica de Brasília (ESB), de sismos originados ocorridos ao norte da bacia do Amazonas (Venezuela) em relação aos sismos originados no Peru e Chile.

Alguns sismos também observados na ESB tem seus focos (+ 20 km) localizados nas regiões de Belém/Marajó (2.08.977) e Manaus (5.08.83) que se alinham na direção da fratura do eixo de bacia (Assunção et alii, 1985).

3. Magmatismo

3.1. O piroxenito de Cuminã

A perfuração de poços pela PETROBRÁS, na área de Cuminã revelou através de testemunhagem de poço a presença de rochas intrusivas de natureza ultrabásica erodidas ao nível do embasamento com características geofísicas típicas de manto ou manto anômalo. A velocidade de ondas longitudinais refratadas observadas variam de $7,0$ a $7,2$ km/seg. nas linhas 2-R-51, 2-R-53 e 2-R-38 (Fig. 7). A densidade dos fragmentos das rochas do complexo piroxenito, determinadas pelo CEMPES/PETROBRÁS variam de $3,1$ a $3,6$ e portanto típicas de manto anômalo ($3,1$ a $3,2$) e manto ($3,4$ a $3,6$) (Fig. 6 e 7).

O testemunho do poço 1-CM-1-PA tem sido descrito pela PETROBRÁS como rocha variando de apatitapiroxenito e jacupirangito cortada por nefelinosienito, de filiação alcalina. No poço 1-CM-2-DA foi testemunhado ao nível do embasamento um carbonatito com estrutura brechada (Cordani et alii, ISSN 0100-1515, 1984).

O corpo do piroxenito ultrabásico foi delimitado pelas três linhas de refração e tem a dimensão maior (6×10 km) alongada na direção norte-sul sobre o qual foi observado um máximo gravimétrico com relevo de ± 50 mgals (Araujo, 1973).

Os magmas básicos bimodais alcalino-toleíticos são conside-

rados típicos de regime de esforços distensionais em sistemas de rift intracontinental em fase inicial de formação. As intrusões alcalinas são originadas na base da crosta profunda e ascendem a superfície através das fraturas/falhas profundas (Bedard, 1985). A idade destas rochas ultrabásicas determinada pelo método Sm/Nd é de 570±70 Ma. (PETROBRÁS/CENPES). Subseqüentes fusões do manto superior em profundidades mais rasas tendem a gerar magma de caráter mais toleítico.

Estas ocorrências de rochas ultrabásicas com esta idade estão restritas a esta localidade não havendo registro de ocorrências semelhantes na bacia sedimentar da Amazonia e nos escudos adjacentes. Magmatismo ígneo básico de idade aproximada (505 Ma - metamorfismo) também está restrito e registrado na área de Tucuruí e Travessões do Rio Araguaia (Aires, 1984).

3.2. Magmatismo básico toleítico

Um grande volume (340.000 km³) de magma básico toleítico (predominantemente diabásio) encaixou-se no pacote sedimentar paleozóico no ciclo magmático Permotriássico (210-150 Ma). A distribuição espacial das intrusivas concordantes (soleiras) corresponde a uma concentração de maiores espessuras de +500m no Médio Amazonas a +700 metros no Alto Amazonas. Esta abundância de volume é comum em ambientes tectônicos distensionais incipientes com intensa atividade térmica.

A idade deste magmatismo coincide com o início do fraturamento do continente Pangea e abertura do Atlântico Norte (ciclo Permotriássico) alcançando a idade do ciclo Juro-cretáceo (150 a 100Ma) e síncrono com o fraturamento e dispersão do Gondwana.

A natureza toleítica do magmatismo e suas características químicas indicam uma evolução para a bacia segundo processos de distensão tectônica com magma derivado de manto superior/crosta inferior por intrusão na crosta. O diagrama K₂O-TiO₂-P₂O₅ coloca os diabásios Penatecaua (afloramentos) no campo não oceânico a oceânico e campo toleítico no diagrama AFM. A concentração de K₂O (0,4) é baixa, porém, não tão baixa para caracterizar a sua condição de toleítica de fundo oceânico podendo porém ser primariamente considerado como toleítico-low K (Xafi e Macambira, 1982). Os resultados das análises químicas realizadas por Xafi e Macambira (1982) situados por Aires (1984) no diagrama de Pearce e Cann (1973) Zr x Ti/100 evidencia um ambiente distensivo típico de assoalho oceânico.

Magmas toleíticos com baixa concentração de K são típicos de fundo oceânico intrudidos e extrudidos através das zonas axiais dos dorsais oceânicos gerados em profundidades rasas (mar Vermelho, 5-10km - Malli e Cox, 1973) com a progressiva e avançada elevação das geoisotermas na crosta.

O debate sobre a controvertida origem do magma toleítico do Permotriássico na bacia do Amazonas perdurará por mais algum tempo até que se aprofundem os estudos de natureza química destes diabásios (Condie, 1982, p. 131).

IV. CORRELAÇÃO GEOLÓGICA: BRASIL SETENTRIONAL-ÁFRICA OCIDENTAL

A reconstituição pré-deriva dos continentes Africano e Sulamericano, conforme Bullard (1965) mostra alguns aspectos relevantes no que se refere a compreender a posição da bacia Amazônica no arran

jo geométrico das unidades geotectônicas maiores dessa porção do Gondwana (Fig. 1).

Na região centro-oriental do Cráton Oeste Africano encontra-se estabelecido, a sua margem uma zona triangular alongada segundo SSW-NNE, perpendicular à sutura panafricana, marcada por anomalias gravimétricas positivas que desenham um arco com convexidade voltada para o cráton e, na qual uma forte subsidência permitiu a formação de um prisma sedimentar de mais de 8.000m de espessura. Tal feição geotectônica foi denominada por Moussine-Pouchkine e Bertrand - Sarfati (1978) como aulacógeno do Gourma.

Essa unidade geotectônica se estabeleceu inicialmente sobre uma grande zona de fraqueza denominada linha Adrar-Guiné que atravessa todo o Cráton Oeste Africano.

O cráton, estabilizado durante o Evento Eburneano (2.0+0,2 Ga) é recortado por falhas cuja orientação preferencial NE é bastante conspícua no domínio de área cratônica de Léo. Essas direções controlam em grande parte as bacias birrimianas ali existentes cuja idade é considerada como Proterozóica Inferior e são dessa forma zonas de descontinuidades antigas. Tais falhas se propagam para o continente sulamericano sendo encontradas no domínio do Cráton São Luis considerado uma extensão do Cráton Oeste Africano coincidindo aproximadamente com as direções de implantação da Bacia Amazônica e de outras estruturas de maior expressão, no domínio do Escudo das Guianas (Lima et alii 1982) no âmbito do Cráton Amazônico, a exemplo do africano, consolidado por volta de 2.0+02 Ga, durante o evento Transamazônico. O Cráton Amazônico mostra ainda direções estruturais, grandes falhas e descontinuidades orientadas segundo NW-SE a N-S que fazem com a orientação geral da bacia uma interseção em alto ângulo.

O Cráton Amazônico e a Bacia Amazônica mostram uma analogia muito grande com a situação geométrica apresentada pelo Cráton Oeste Africano e Aulacógeno do Gourma. A Bacia Amazônica tem seu eixo maior perpendicular a zona móvel ativada durante o Evento Brasileiro e que se desenvolve marginalmente ao Cráton Amazônico desde o paralelo de 10° sul até se perder sob os sedimentos do Graben de Marajó a norte.

Anomalias gravimétricas positivas do domínio móvel, cuja origem pode ser a presença de rochas básico-ultrabásicas intra-embaçamento, orientadas NW sofrem uma inflexão e desenham um arco convexo no sentido do cráton na região geográfica da foz do Rio Amazonas (Abreu et alii 1984; Lesquer et alii 1984).

Se a razão do encontro das anomalias positivas nas bordas dessas massas cratônicas maiores é a presença de rochas de composição básico-ultrabásica, comprovadas em muitos pontos elas estão possivelmente relacionadas a um evento distensivo em escala regional acontecido por volta de 800-900 Ma, largamente reconhecido no cinturão panafricano da África Ocidental (De la Boise 1979; Caby et alii 1981).

V. RIFTOGÊNESE DO AULACÓGENO E EVOLUÇÃO DA BACIA DO AMAZONAS

Com base nas evidências apresentadas a seguinte hipótese é postulada para a riftogênese do aulacógeno e evolução da bacia sedimentar Fanerozóica do Médio/Baixo Amazonas superposta (Fig.8):

Ciclo I

- A. Estágio de soerguimento isostático em resposta ao desadensamento do manto superior litostérico (manto anômalo) resultante de ação termal elevada no Neoproterozóico, sendo o Rift do Amazonas um ramo de uma junção múltipla centrada na atual área geográfica e reentrância da Foz do Amazonas e desenvolvido sobre preexistente linha de fraqueza prebrasílica. Este evento pode ter sido parte integrante e em sincronismo com o fraturamento global do Supercontinente Proterozóico (Piper, 1973) e abertura do oceano Lapetus (Rankin, 1975) por volta de 800 Ma.
- B. Estágio de magmatismo alcalino e/ou toleítico e colocação da intrusiva piroxenito (Px) de Cuminã (570±70 Ma) e provável formação incipiente de fundo oceânico na base do Rift suavemente distendido, com preenchimento da fossa com sedimentos continentais, em regime distensivo associado a compressão brasileira/Panafricana na borda oriental do Cráton Amazônico.
- C. Estágio de lento resfriamento termal e conseqüente subsidência isostática e acentuação da fossa em regime de rift litosférico-ativado com reduzido volume de magmatismo e deposição de clásticos de idade presiluriana.
- D. Acentuada subsidência regional com invasão marinha e formação da bacia silurodevoniana com desativação do Rift convertido então em Aulacógeno.

Ciclo II

- A. Reativação da ação termal do Permocarbonífero com amplo soerguimento isostático regional com restrição de circulação marinha e intensa deposição de espessa seqüência de evaporitos em sincronismo com a reaglutinação das massas continentais para formação do supercontinente Pangea determinando o fechamento do oceano Lapetus (Neoordoviciano ao carbonífero).
- B. Reativação magmática permo-triássico a Jurocretácea síncrona com as aberturas do Atlântico Norte e em seguida do Atlântico Sul e intrusão do volumoso magma toleítico na preexistente bacia Paleozóica. O Rift Proterozóico Superior é reativado já como rift mantido-ativado. Início do fraturamento e dispersão do Pangea em escala global individualizando e posteriormente desagregando o Gondwana no Jurocretáceo. Desativação do rift que passa novamente a regime abortado em articulação com a junção múltipla da Foz Amazônica.
- C. Lenta e prolongada redução da ação termal e generalizada subsidência e formação das bacias continentais cretáceoterciárias. Cessa a atividades magmática e fossas do tipo Complexo Marajó são preenchidas por clásticos continentais sem vulcanismo associado.

VI. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os recentes resultados do MAGSAT acrescentam valiosas informações que contribuíram para a montagem do modelo aqui proposto. As informações geofísicas e geológicas anteriormente conhecidas desde as décadas de cinquenta e sessenta de gravimetria, sismologia e petrografia do piroxenito, em Cuminã, e os resultados gravimétricos do centro da bacia do Amazonas não tinham sido, até agora, integrados dentro de um modelo lógico e racional de tectogênese para o Rift e bacia sedimentar do Amazonas. São recentemente os progressos no entendimento de modelos e hipóteses para a tectônica intraplaca permitiram essa integração geológica-geofísica de dados há tantos anos disponíveis.

O modelo proposto deverá ser testado e aperfeiçoado através do retrabalhamento e reinterpretação de dados existentes tais como : a) pesquisa e modelamento de anomalias Free-air e isostáticas e partir de dados gravimétricos; b) filtragens de dados aeromagnetométricos procurando eliminar os efeitos das intrusivas rasas e dos sedimentos ressaltando os efeitos do embasamento da bacia; c) reinterpretação dos registros de refração disponíveis e d) aprofundamento de estudos petrográficos e químicos das intrusivas toleíticas buscando a melhor definição sobre a sua origem se de fundo oceânica ou não oceânica.

A aquisição de novos dados de sismologia (micro-sismos e de COCORP) e de magnetelurometria para estudo tectogenético de crosta será de grande valia no teste do modelo.

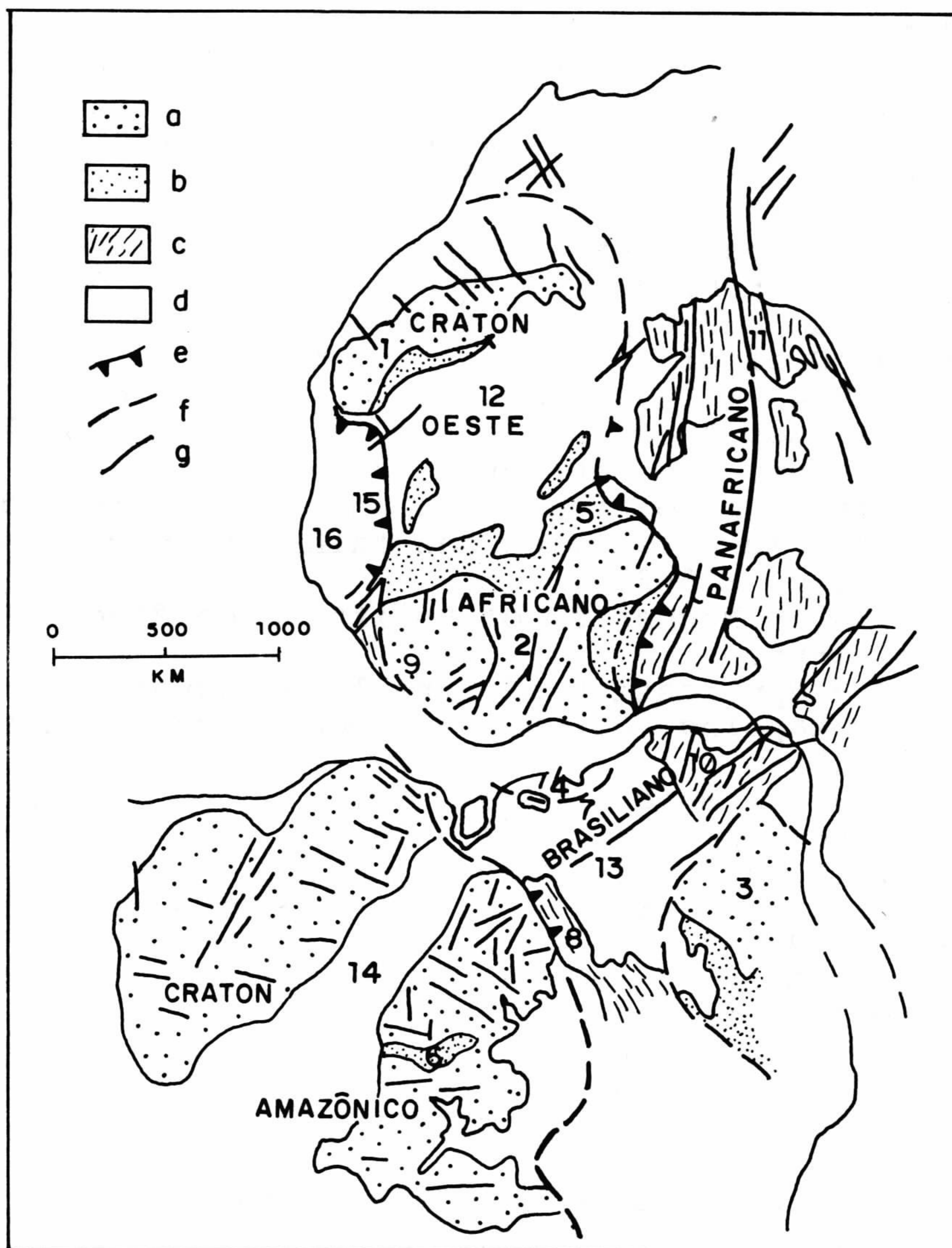
VII. BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F.A.M. de; LESQUER, A.; BYAMUNGU, B.R. - 1984 - A Estrutura - ção Setentrional do Brasil segundo a Gravimetria. Ciências da Ter- ra, nº 10, p. 10-13. Salvador.
- ADIGHIJE, C.I. - 1981 - A gravity interpretation of the Benue Trough, Nigéria. Tectonophysics 79, 109-128.
- AIRES, J.R. - 1984 - Estudo do vulcanismo básico da Bacia Amazônica. PETROBRÁS/CENPES/SENTEP, 673-4142 p. 1-31.
- AJAYI, C.O. e D.E. AJAKAIYE - 1981 - The origin and peculiarities of the Nigeria Benue Trough. Tectonophysics, 80, p. 285-303.
- ARAÚJO, J.B. - 1972 - Reavaliação dos dados de refração sísmica na Bacia do Amazonas. Relatório Interno - PETROBRÁS-DENOR.
- ARKANI-HAMED, J. e STRANGUAY, Y.D.W - 1985 - An interpretation of magnetic signatures of aulacogens and cratons in África and South America-Tectonophysics 113:257-269.
- ARTYUSHKOV, E.V. - 1973 - Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. JGR Vol. 78, No 32:7675-7707.
- ARTYUSHKOV, E.V. et alii - 1980 - The origin of vertical crustal movement within lithospheric Plates. Geol.Soc.Am.AGV p. 37-51.
- ARTYUSHKOV, E.V. - 1981 - Mechanism of continental riftogenesis - Tectonophysics. 78:9-14.
- ASSUNÇÃO, M. et alii - 1985 - Fault Plane Solutions of Intraplate Earthquakes in Brazil:Some Constrains on the Regional Stress Field Tectonophysics, 113:283-293.
- BAHIA, R.P. e CARNEIRO, R.B. - 1980 - Bacia do Tacutu - Intercâmbio Brasil Guiana - PETROBRÁS interno 384-G.
- BAHIA, R.P. - 1982 - O Petróleo na Amazonia: Bacias Paleozóicas do Amazonas e do Parnaíba-Resultados e Perspectivas Exploratórias.
- BÉDARD, J.H. - 1985 - The opening of the atlantic: The mesozoic New England Igneous Province, and Mechanism of Continental breakup , Tectonophysics, 113:209-232.
- BERMINGHAM, P.M. et alii - 1983 - Gravity study of African Rift system: a model for continental disruption, Tectonophysics, 94:205 - 222.
- BERROCAL, J.E.A.LADEIRA e A. FARIA - 1972 - Anomalia Tectônica na Bacia Amazônica detectada pelo SAAS. Revista Brasileira de Geociências. Vol. 2, 161-172.
- BOT, M.H.P. - 1982 - The mechanism of continental splitting. Tectonophysics, 81:301-309.
- BREVILLE, G.L. et alii - 1973 - A bouguer gravity anomaly map of South America. DMAAC-Technical Paper No. 73-002. Defense Mapping Agency Aerospace Center-St.Louis, Missouri 63118.
- BREVILLE, G.L. et alii - 1977 - Bouguer gravity anomaly map of South America: 1-10.000.000, 3rd Ed. Defense Mapping Agency, Saint Louis.
- BURKE, K. e J.F. DEWEY - 1973a - Plume generated triple junctions : Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. Journal

- Geology, Vol. 81:406-433.
- BURKE, K. e WHITEMAN, A.J. - 1973b - Uplifts, rifts and the break up of Africa. Implications of Continental DRIFT to the earth Sciences. Acad.Press, p. 735-755.
- BURKE, K. e DEWEY, J.F. - 1973c - An outline of plate Precambrian Development. In Implication of Continental Drift to Earth Sciences. Acad.Press. Lond: 1035-1045.
- BURKE, K.C. - 1976 - Development of Graben Association with the initial Ruptures of the Atlantic Ocean. Tectonophysics 36:93-112.
- BURKE, K.C. e TUZOWILSON. - 1976 - Hotspots on the Earth Surface. Sci. Amer. 235(2):46-57.
- BURKE, K. - 1977 - Aulacogens and continental breakup-Ann.Rev.Earth Planet Sci. 5:371-396.
- CABY, R.; BERTRAND, J.M.L.; BLACK, R. - 1981 - Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. In: A Kröner(Ed). Precambrian Plate Tectonics. Els Publ.Comp.Amsterdam.
- CAPUTO, M.V.; L.F.P. MARQUES, e L.C. CARVALHO - 1983 - Desenvolvimento to Tectônico das Bacias do Parnaíba e Amazonas. PETRABRÁS/RENOR - Rel.Interno 436-G.
- CHASE, C.G. e GILMER, T.H. - 1973 - Precambrian Plate Tectonics.The Midcontinent Gravity High. Earth and Planetary Science Letters, 21:70-78.
- CONDIE, KENT, C. - 1982 - Plate Tectonics and crustal Evolution-Per-gamon Press-2nd Ed. pp. 305.
- CONRADO, C e A. RAPOLLA, P. GASPARRINI e M.S.M. MONTAVANI - 1980 - Depth of Curie Temperature Computed from aeromagnetic anomalies in South eastern Minas Gerais, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, Vol. 9:33-38.
- DE LA BOISSE, H.P. - 1979 - Petrologie et Geochronologie de roches cristallophylliennes du bassin de Gourma (Mali). Consequences Géodynamique. Thèse 3^{eme} cycle. USTL. Montpellier-Fr.
- DE RITO, R.F. et alii - 1983 - Mechanism of subsidence of ancient cratonic rift basins-Tectonophysics, 94:141-168.
- DEWEY, J.F. e BURKE, K. - 1974 - Hot Spots and continental break up implications for collisional orogeny: Geology, V.2, p. 57-60.
- ERVIN, C.P. e MCGINNIS - 1975 - Reelfoot Rift: Reactivated Precursor to the Mississippi Embayment. GSA bulletin, V. 86, p. 1287-1295.
- FITTON, J.G. - 1983 - Active versus Passive continental rifting evidence from the west African rift system, Tectonophysics 94:473-482.
- GARNER, D.L. e D.L. TURCOTE - 1984 - The thermal and mechanical evolution of the Anadarko basin. Tectonophysics, 107:1-24.
- GARSON, M.S. e MIROSLAV KRS - 1976 - Geophysical and Geological Evidence of the relationship of Red Sea transverse tectonics ancient fractures. Geol.Soc. of. Am.Bull. v. 87:169-181.
- GILBERT, M.C. - 1983 - Timing and chemistry of igneous events associated with the Southern Oklahoma Aulacogen. Tectonophysics, 94 : 439-456.
- GIRDLER, R.W. - 1983 - Processes of Planetary rifting as seen in the rifting and break up of Africa. Tectonophysics 94, 241-252.
- GOODWIN, A.M. - 1981 - Precambrian Perspectives, Science 213:55-61.
- GRABERT, H. - 1983 - The Amazon Shearing System. Tectonophysics 95: 329-336.
- HARALYL, N.L.E. e HASUI, Y. - 1982 - Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. ANais do XXXII Cong.Bras.Geol. (1): 374-385. Salvador, Bahia.
- HASUI, Y, et alii - 1984 - Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica. Subsídios para o modelo geotectônico. Anais do Symposium Amazônico, Manaus: p. 129-147.
- HUTCHINSON, R.W. - 1981 - Mineral Deposits as guide to Supracrustal

- evolution, in Evolution of the Earth. AGV, Washington DC pp.120-140.
- JIRACEK, G.R. et alii - 1983 - Magnetotelluric results opposing magma origin of crustal conductors in the Rio Grande Rift-Tectonophysics. 94-299-326.
- JORGE JOÃO, X. deS. e MACAMBIRA, E.M.B. - 1982 - Diabásio Penatecaua no flanco sul da Sineclise Amazônica. Anais do I Simposium de Geologia da Amazônia. Vol. 2, p. 184-206.
- KAS'MIN, V.G. - 1984 - The twotypes of continental Rifting. Geotectonics, vol. 18 No. 2 - UDC. 551.242.4, p. 113-121.
- KELLER, G.R. et alii - 1983 - The role of rifting in the tectonic development in the midcontinent, USA. Tectonophysics 94, 391-402.
- LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P. de e TASSINARI, C.C.G. - 1982 - Cinturões granulíticos da 383-C porção setentrional do Cráton Amazônico. I Simpósio de Geologia da Amazônia. Vol. 1, p. 147-162.
- LINSER, H. - 1958 (1974) - Interpretation of the Regional Gravity Anomalies in the Amazon Area. Relatório Interno, Petrobrás-DEXPRO. 859.1 e Boletim Técnico da Petrobrás 17(1): 3-15.
- LOCZY, L. - 1969 - Tectonismo transversal na constituição da América do Sul e a Importância Econômica das falhas transcorrentes. Min. Met. Vol.1 No. 300, p. 273-279.
- MARESCHAL, J.C. - 1983 - Mechanism of uplift preceding rifting. Tectonophysics, 94:51-66.
- MAYHEW, M.A. - 1982 - Application of Satellite Magnetic anomaly data to Curie Isotherm Mapping. Journal of Geophysical Research, Vol. 87, No. B6, 4846-4854.
- MILANOVSKY, E.E. - 1983 - Major Stages of rifting evolution in the Earth history-Tectonophysics 94-599-608.
- MOONEY, W.D. et alii - 1983 - Crustal Structure of the Northern Mississippi Embayment a comparison with other continental rift zones. Tectonophysics, 94:327-348.
- MULUGETA, G. - 1985 - Dynamic Models of Continental Rift Valley Systems. Tectonophysics, 113:49-73.
- PIPER, S.D.A. - 1973 - Geological Interpretation of Paleomagnetic results from the African Precambrian in Implications of Continental drift in the Earth Sciences, Vol. 1, Academic Press, London, 19-32.
- PIPER, J.D.A. - 1976 - Paleomagnetic evidence for a Proterozoic Supercontinent. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 280, 469-490.
- RANKIN, D.W. - 1975 - The continental margin of eastern North America in the Southern Application. The Opening and closing of the Protoatlantic Ocean. Am. J. Sci. 275-A, 298-336.
- RANKIN, D.W. - 1976 - Appalachian Salients and Recesses: Late Precambrian Continental Breakup and the Opening of the Iapetus Ocean. USGS/AGU. Virginia 22092, p. 56605-5619.
- REZENDE, W.M. - 1972 - Post Paleozoic geotectonics of South America Related to Plate Tectonics and continental drift. Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, PA - 205-210.
- REZENDE, W.M. e C.G. de BRITO - 1973 - Avaliação geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, Sergipe, p. 227-245.
- SAWKINS, F.J. - 1976 - Widespread continental rifting. Some considerations of timing and mechanism. Geology Vol. 4, p. 427-430.
- SENGOR, A.M., K. BURKE, e J.F. DEWEY - 1978 - Rifts at high angles to orogenic belts: Test for their origin and the Upper Rhine Graben as an example: Am. J. of Sci. V.: 278:24-40.
- SMITH, A.G. e HALLAM, A. - 1970 - The fit of the Southern Continents. Nature, Vol, 225:139-144.
- SZATMARI, P. - 1983 - Amazon Rift and Pisco-Juruá Fault: Their evolution to the separation of North America from Gondwana. Geology 11:300-304.

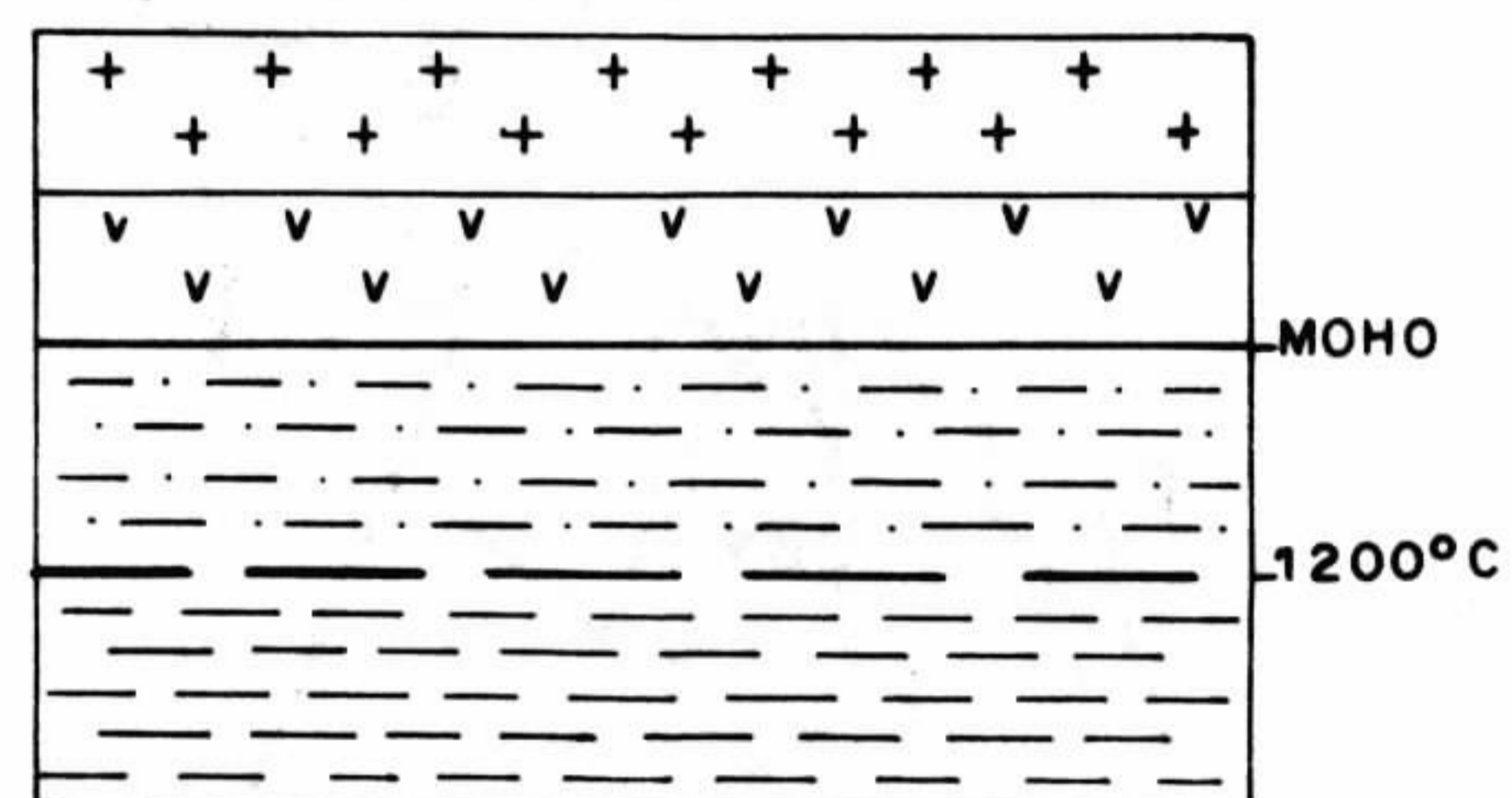
II - SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA



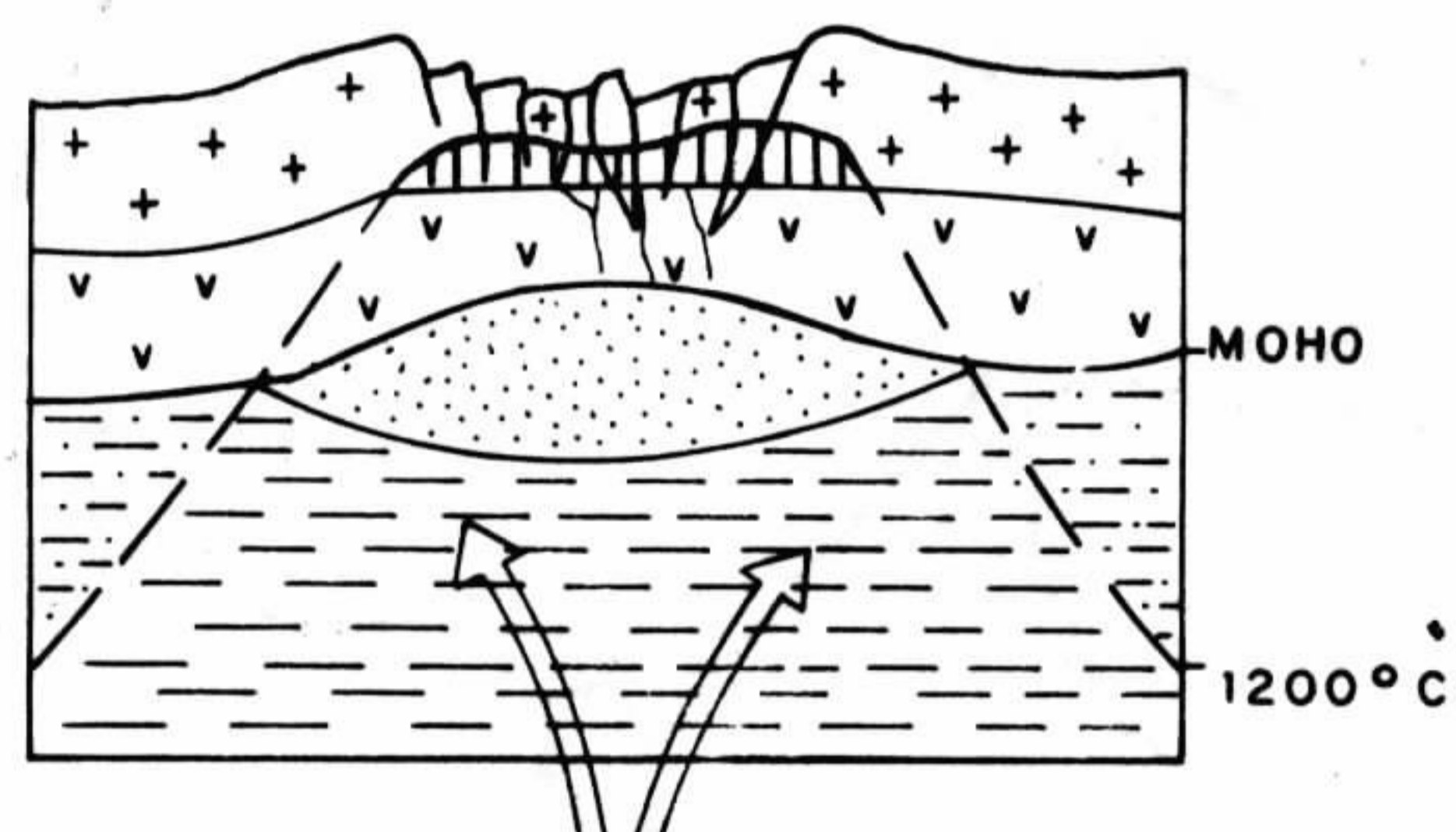
Unidades Geotectônicas maiores da África Ocidental e Brasil setentrional. a = áreas cratônicas: 1 - Reguibat; 2 - Leo; 3 - São Francisco; 4 - São Luis; b = coberturas sedimentares precambrianas: 5 - Aulacógeno do Gourma; 6 - Grupo Beneficiente; c = áreas de atuação do evento Termo-tectônico Brasiliano - Pan-africano: 7 - Gurupi; 8 - Faixa Araguaia; 9 - Rokelides; 10 - Província NW do Ceará; 11 - Maciço do Hoggar; d = cinturão fanerozóicos e coberturas fanerozóicas não deformadas: 12 - Bacia de Taudeni; 13 - Bacia de Parnaíba; 14 - Bacia Amazônica; 15 - Cinturão Mauritanides; 16 - Bacia Senegal - Mauritânia; e = frente de covagamento; f = limites de cratons; g = falhas e descontinuidades principais. (Segundo Lesquer et alii 1984, modificado).

FIG. 01

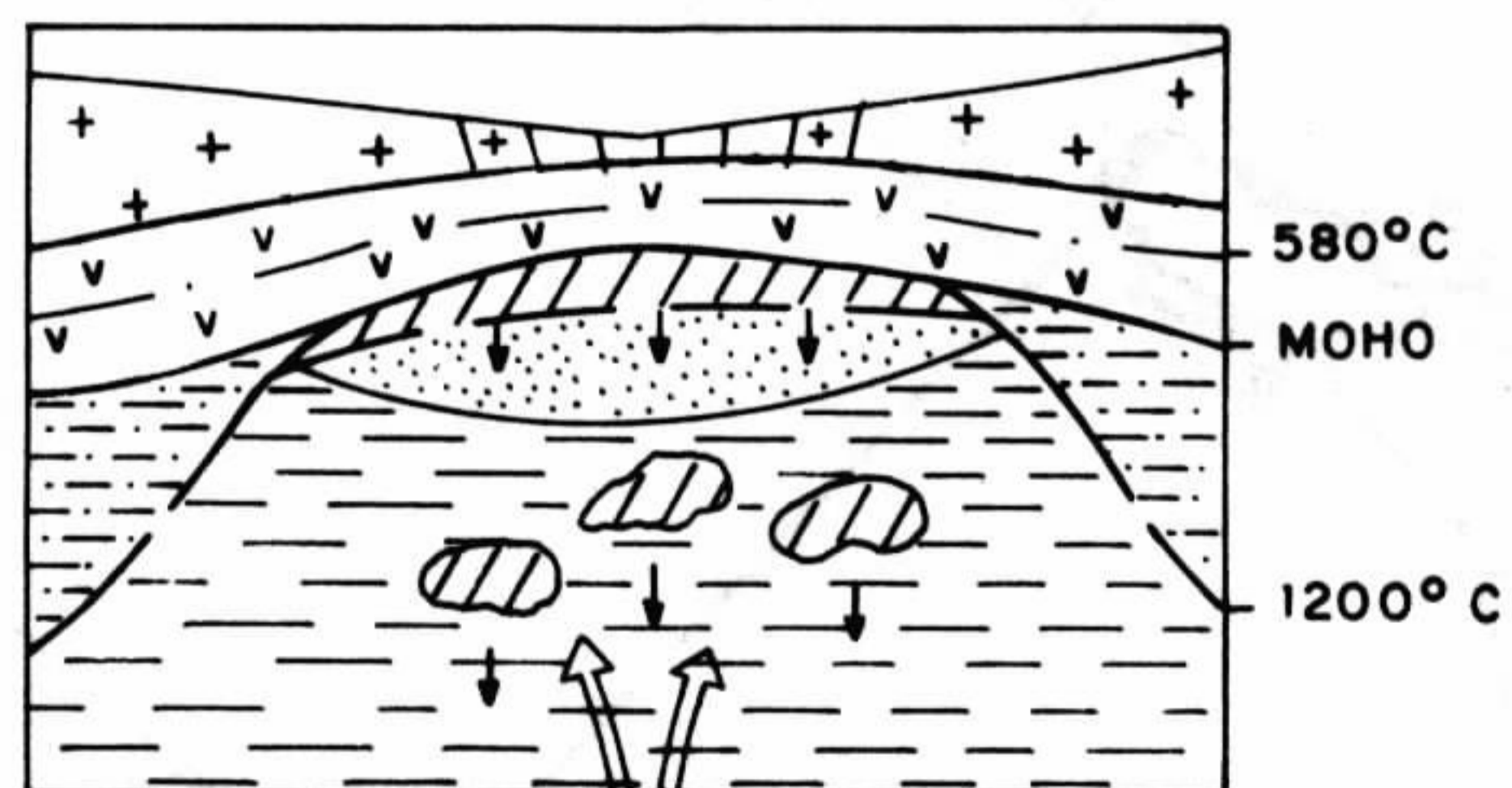
RIFTOGÊNESE: Manto anômalo e soerguimento domal.



A) - Crosta/litosfera normal ao início de ação termal.



B) - Estágio de geração de manto anômalo.



C) - Estágio de resfriamento / subsidência

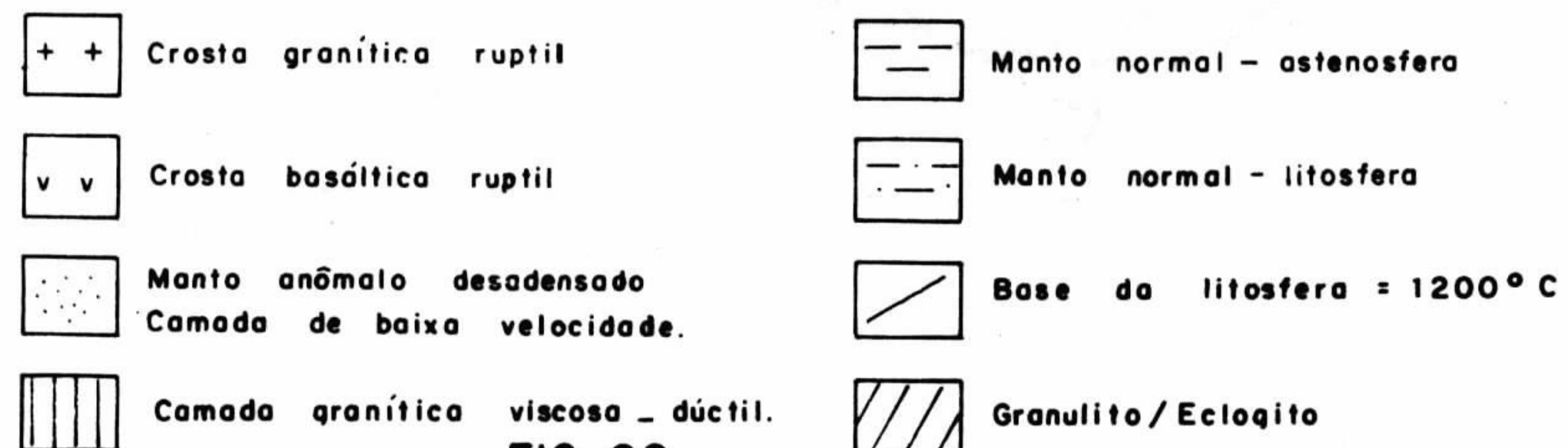


FIG. 02

mod. de Artyushkov, 1981

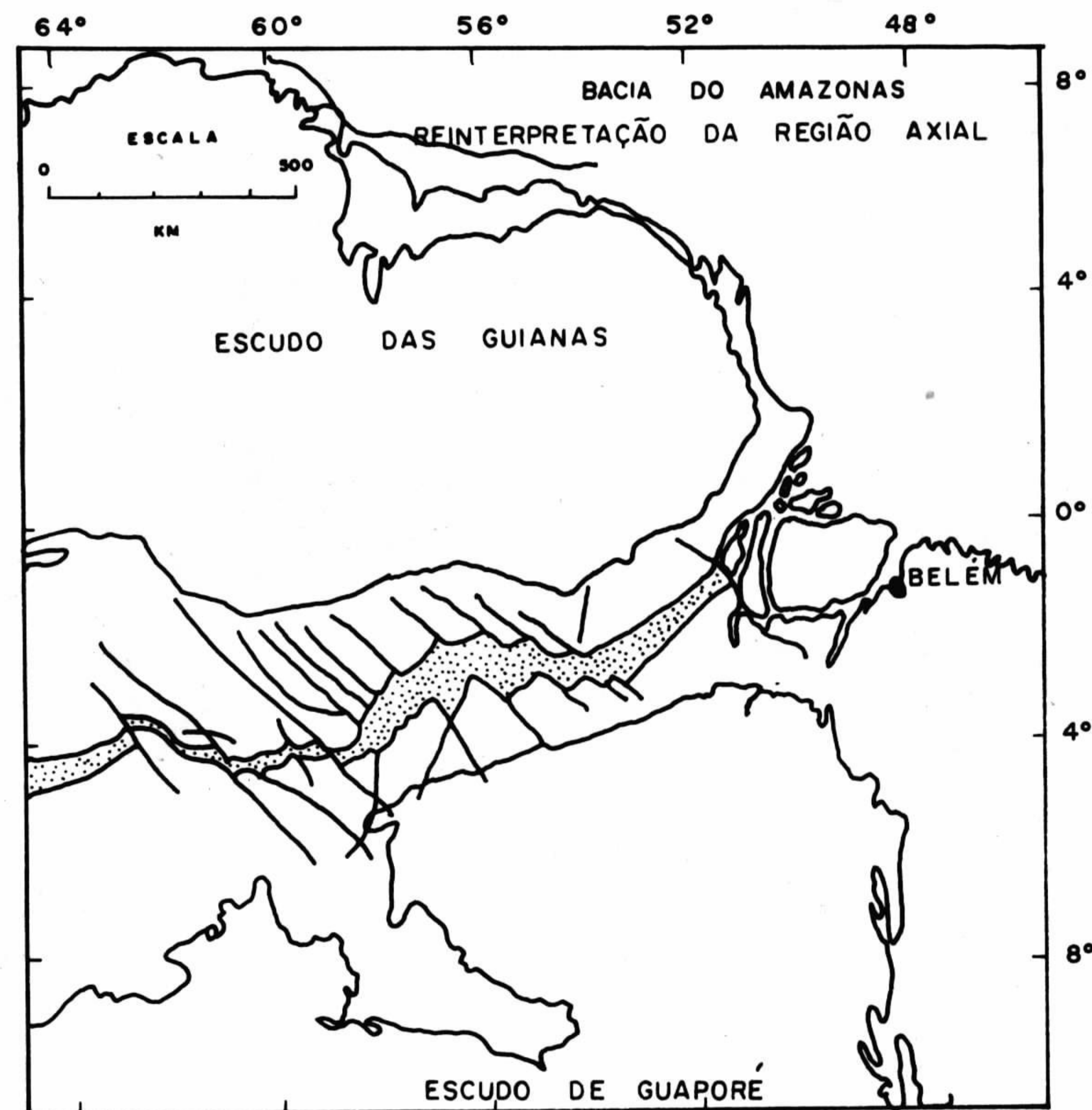
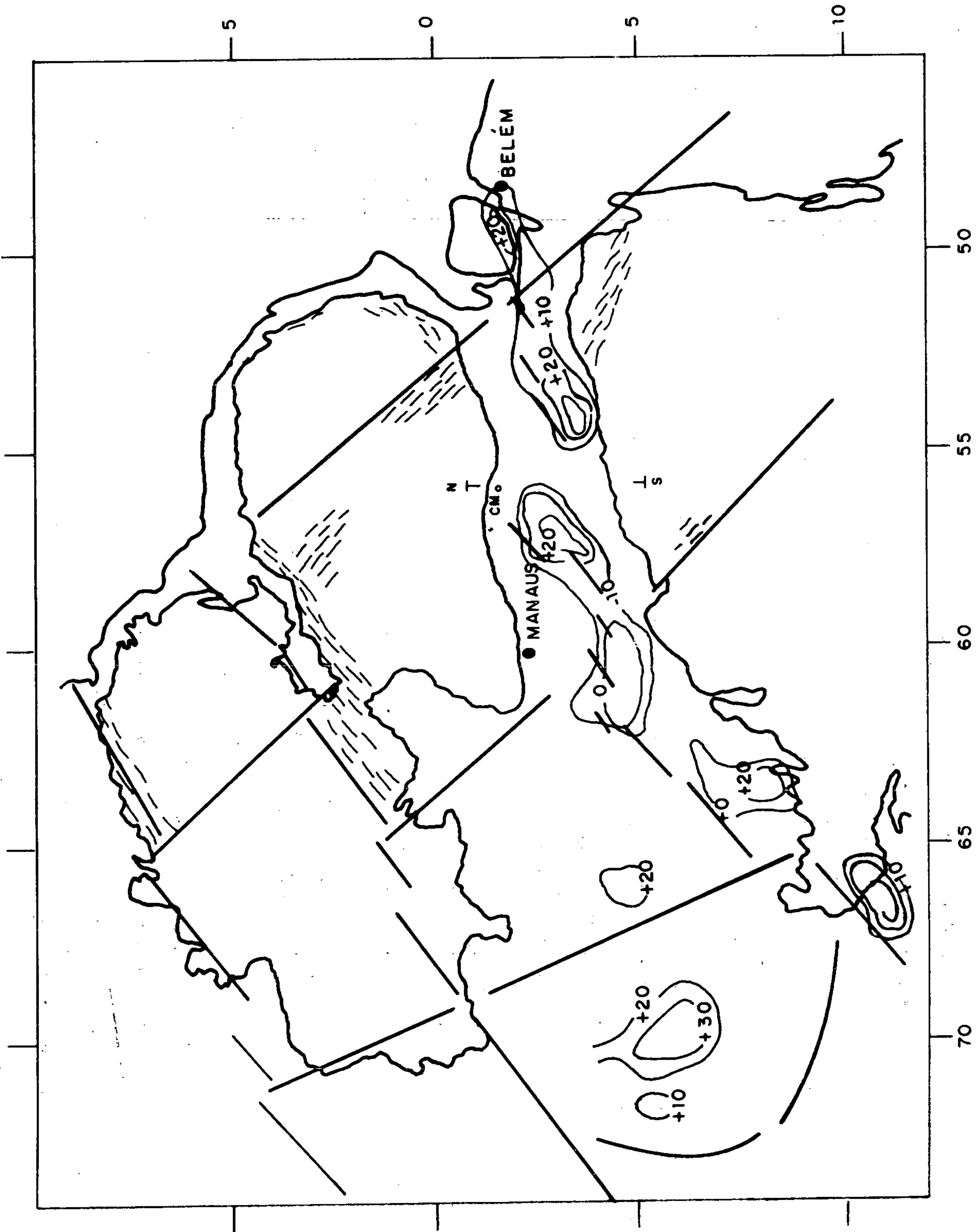


FIG. 03

Fonte: Rezende e Brito (1973)

II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

GRAVIMETRIA



Alinhamento Tectônico

Zonas de máximo gravimétrico

Máximo gravimétrico in mgal (Bouguer).

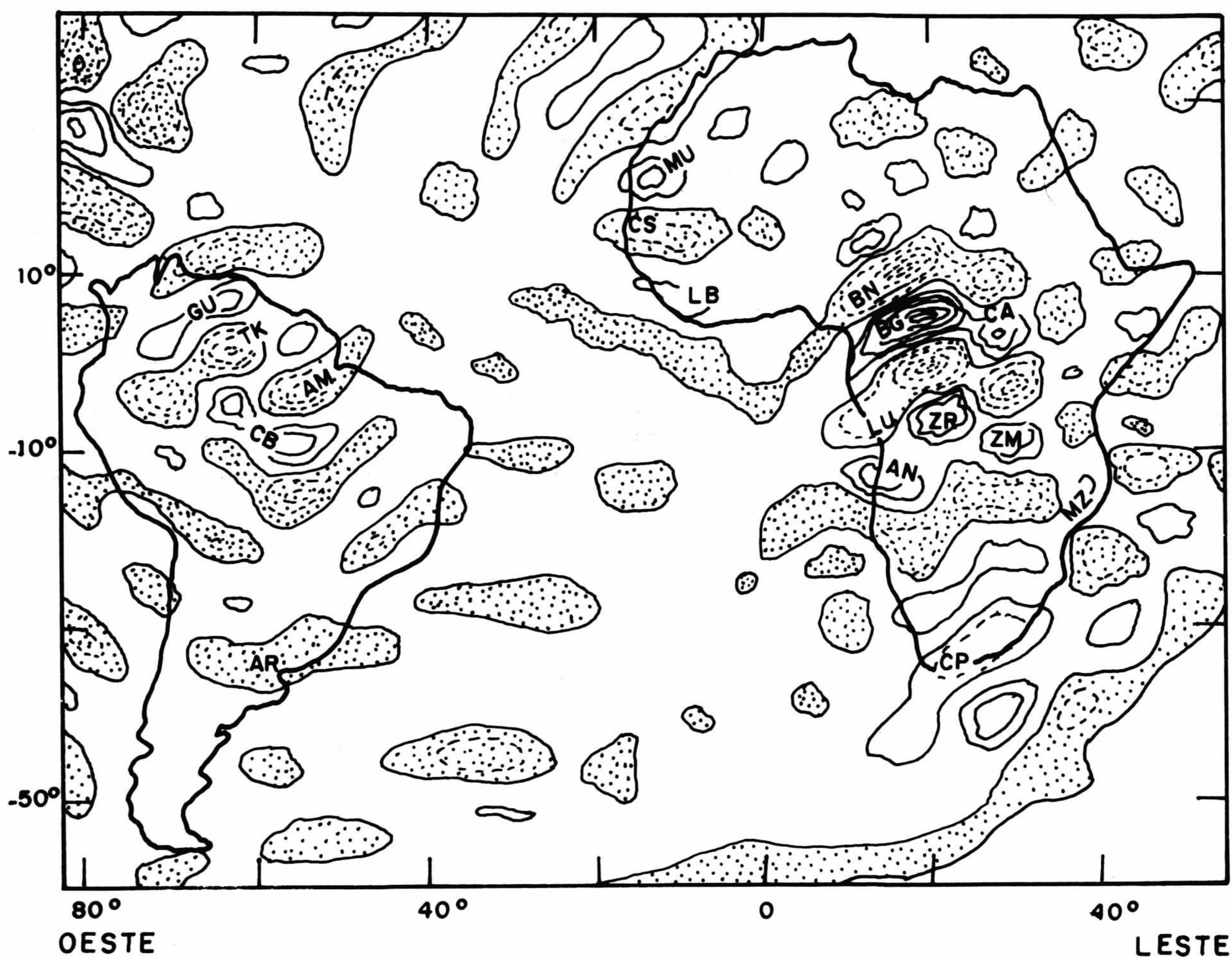
0 Km 500

Fonte: Breuille (1977)

FIG. 04

II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

ANOMALIAS MAGNÉTICAS - MAGSAT



Variação lateral de susceptibilidade magnética, Áreas sombreadas são de baixa susceptibilidade magnética. Arkani - Hamed (1985).

FIG. 5a

II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
 GEOFÍSICA : Gravimetria e Magnetometria

238

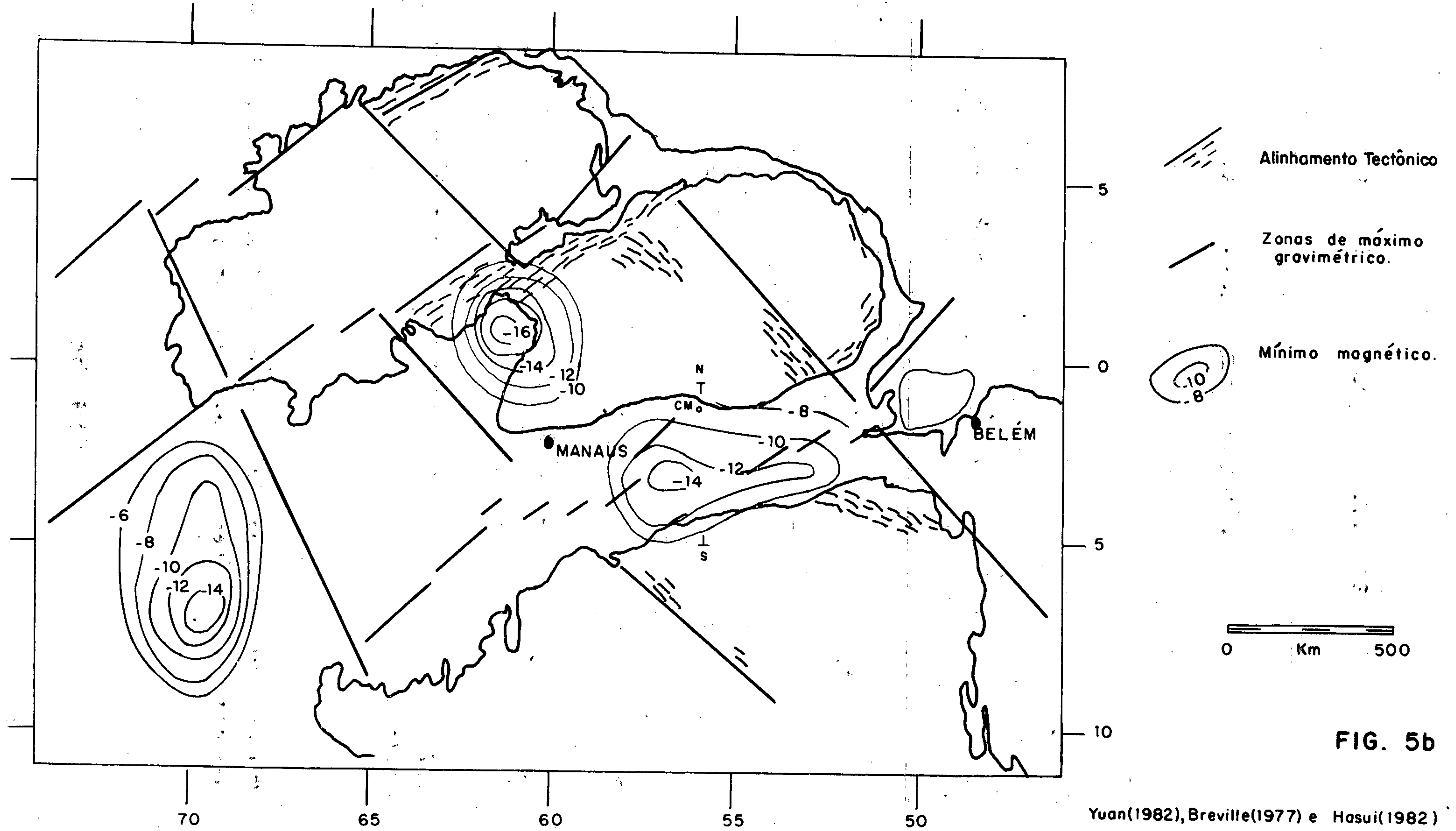


FIG. 5b

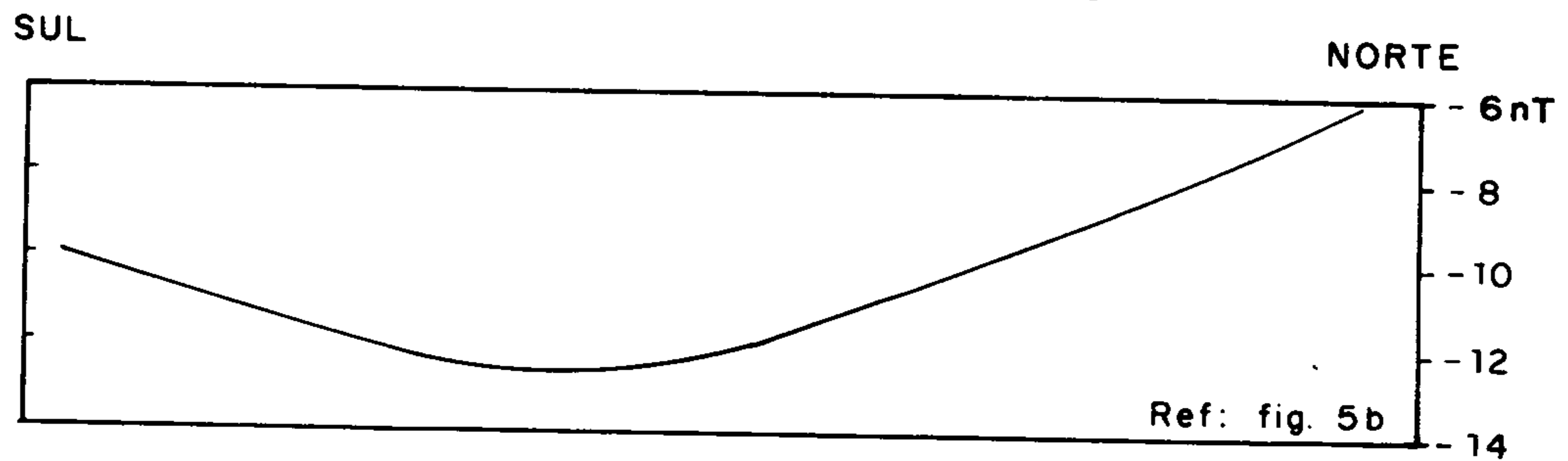
Yuan(1982), Breville(1977) e Hosui(1982)

II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

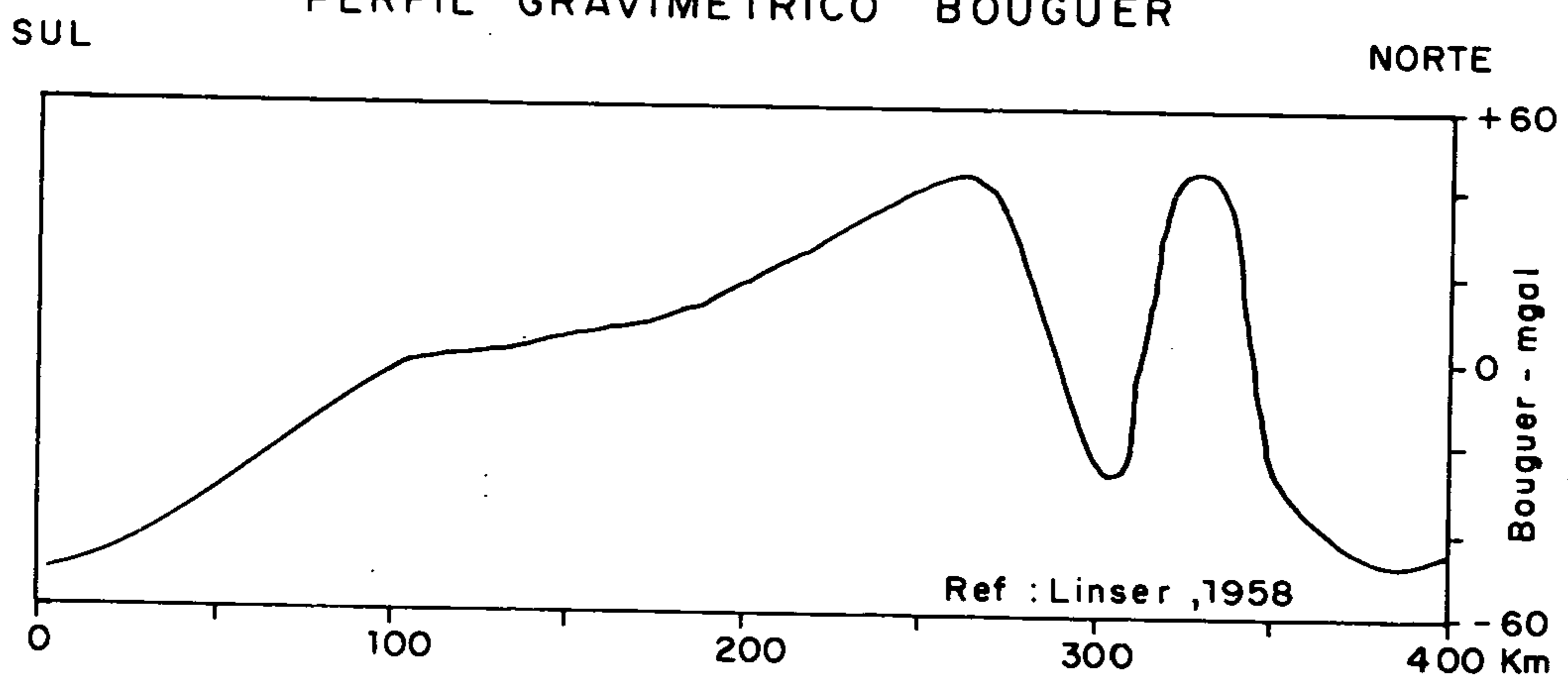
CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS DO RIFT DO AMAZONAS

PERFIL MAGNÉTICO

PERFIL MAGNÉTICO - MAGSAT



PERFIL GRAVIMÉTRICO BOUGUER



DISTRIBUIÇÃO APROXIMADA DE DENSIDADES

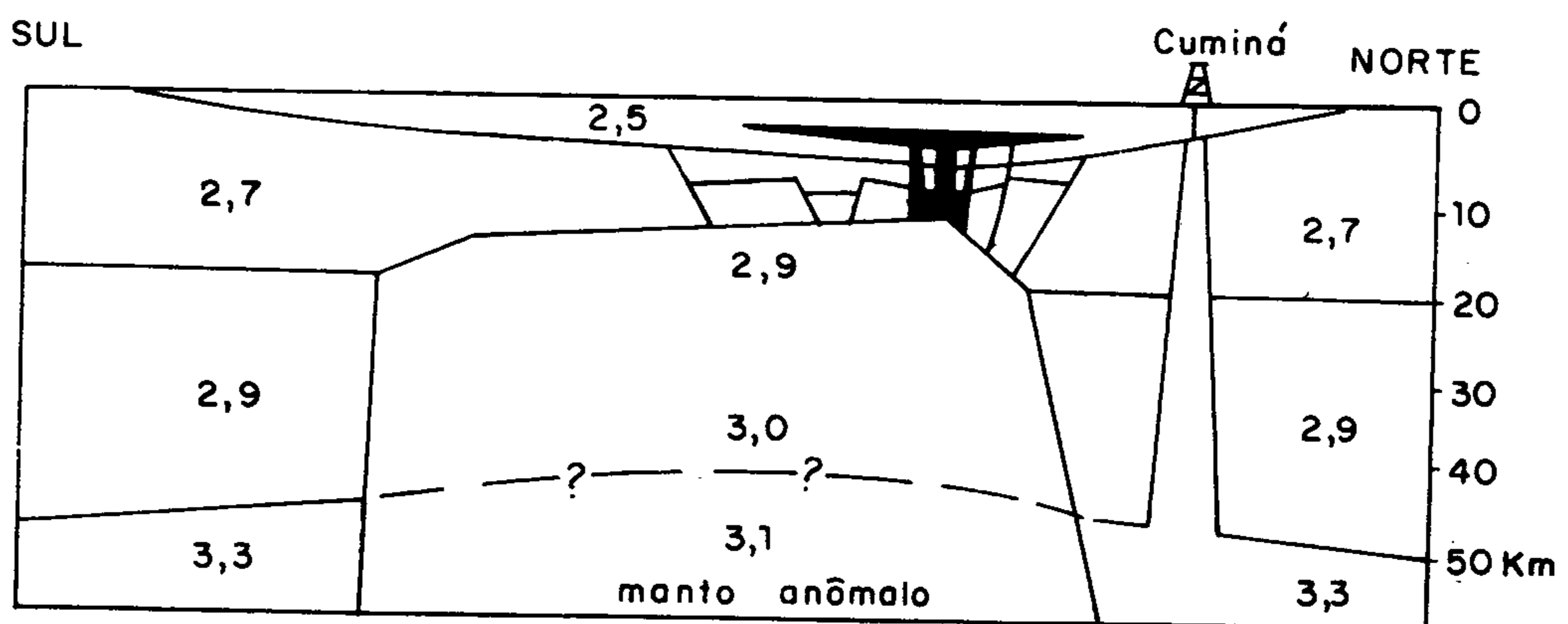


FIG. 6

240

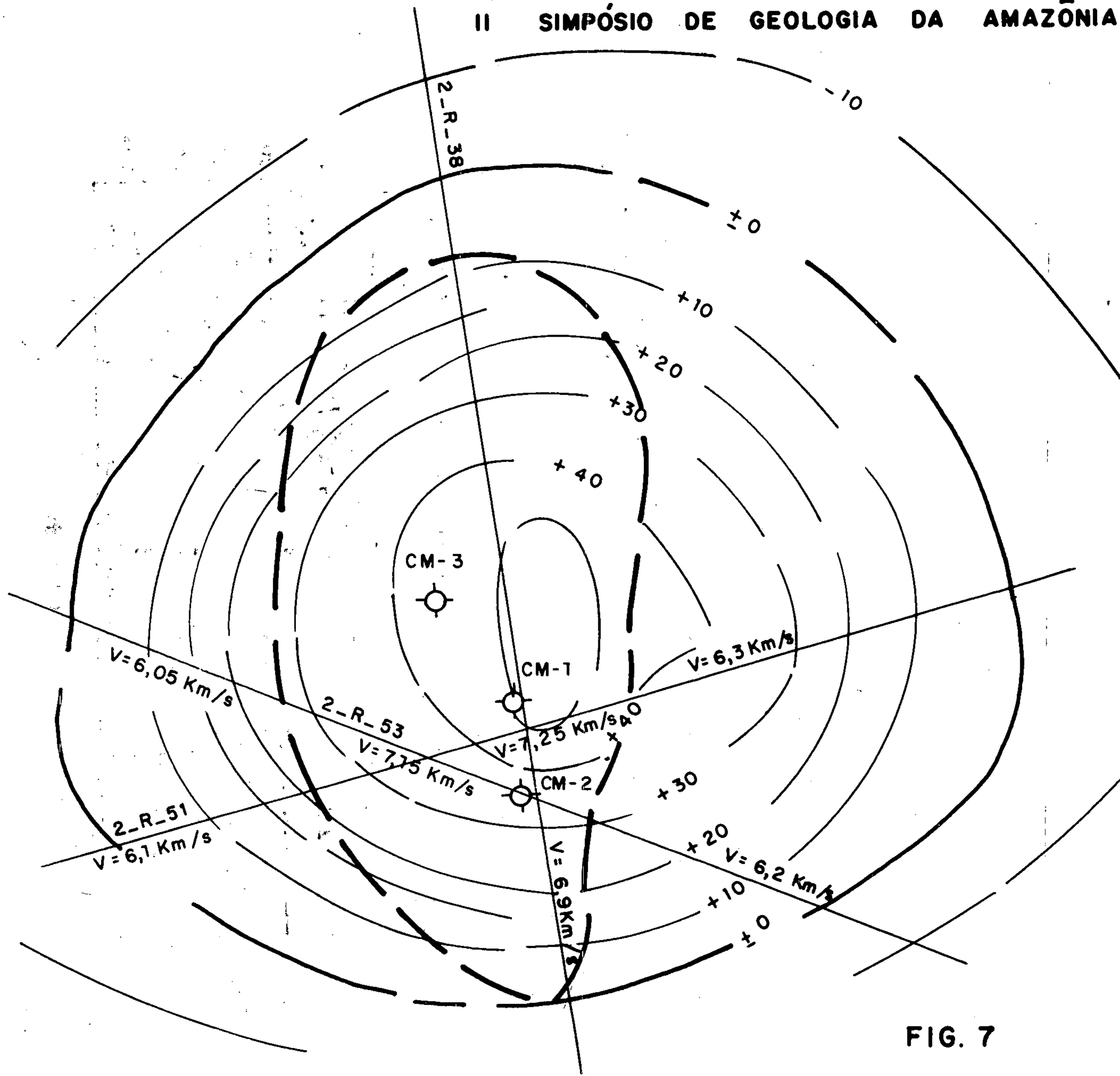
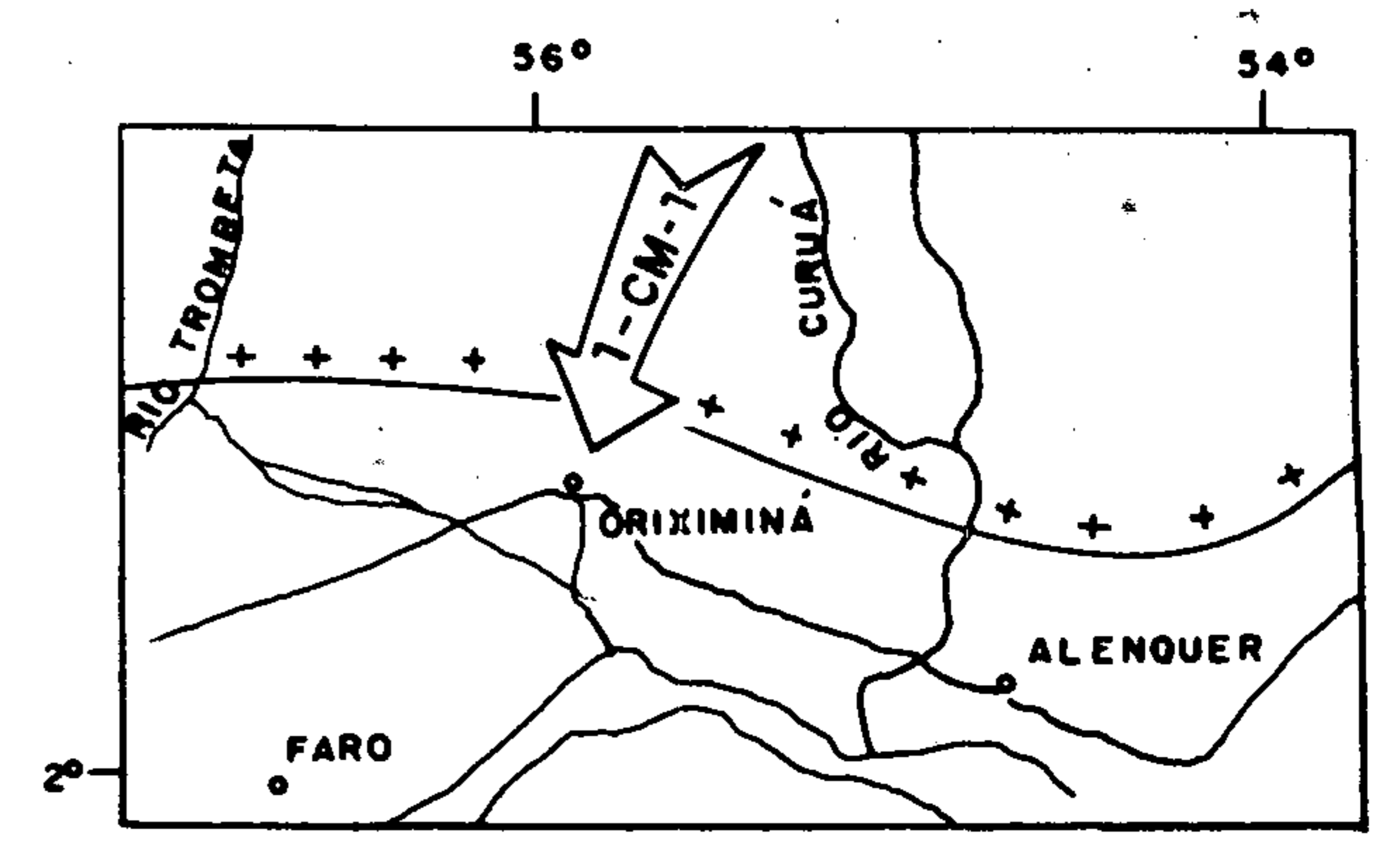
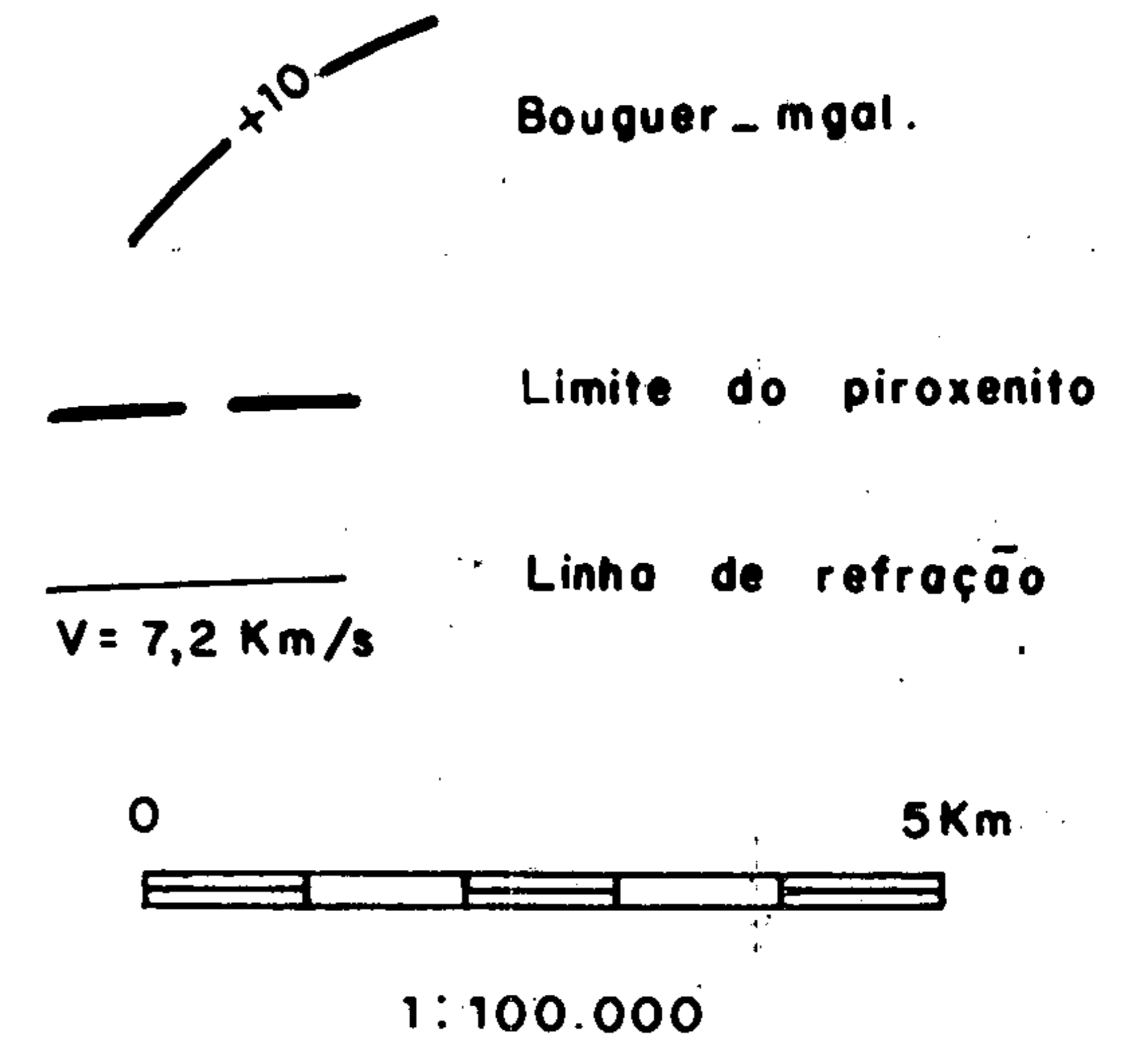


FIG. 7

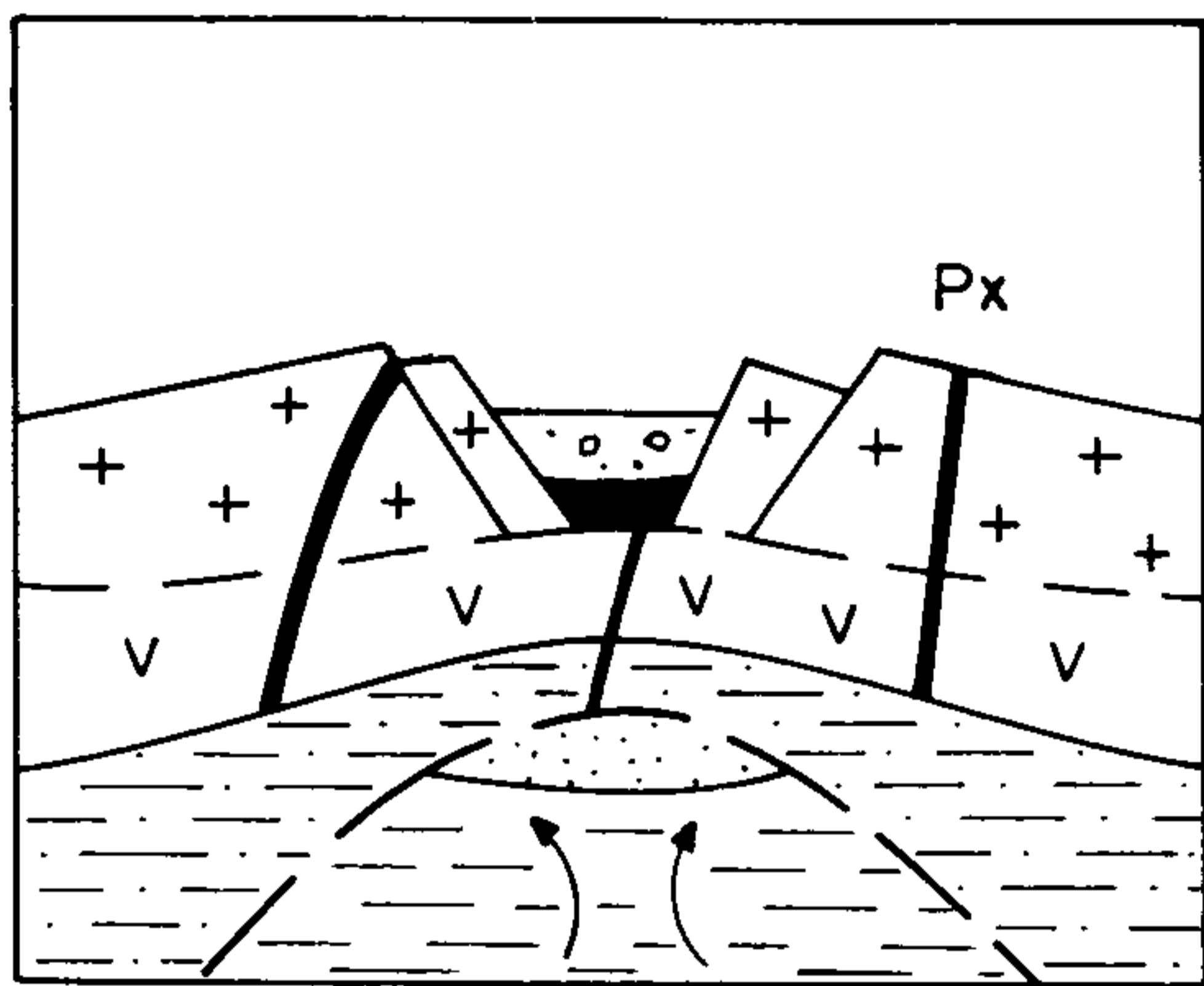


Araújo (1972)

II - SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA
 RIFTOGÊNESE E EVOLUÇÃO DO AULACÓGENO E DA BACIA DO
 AMAZONAS

CICLO I - A e B

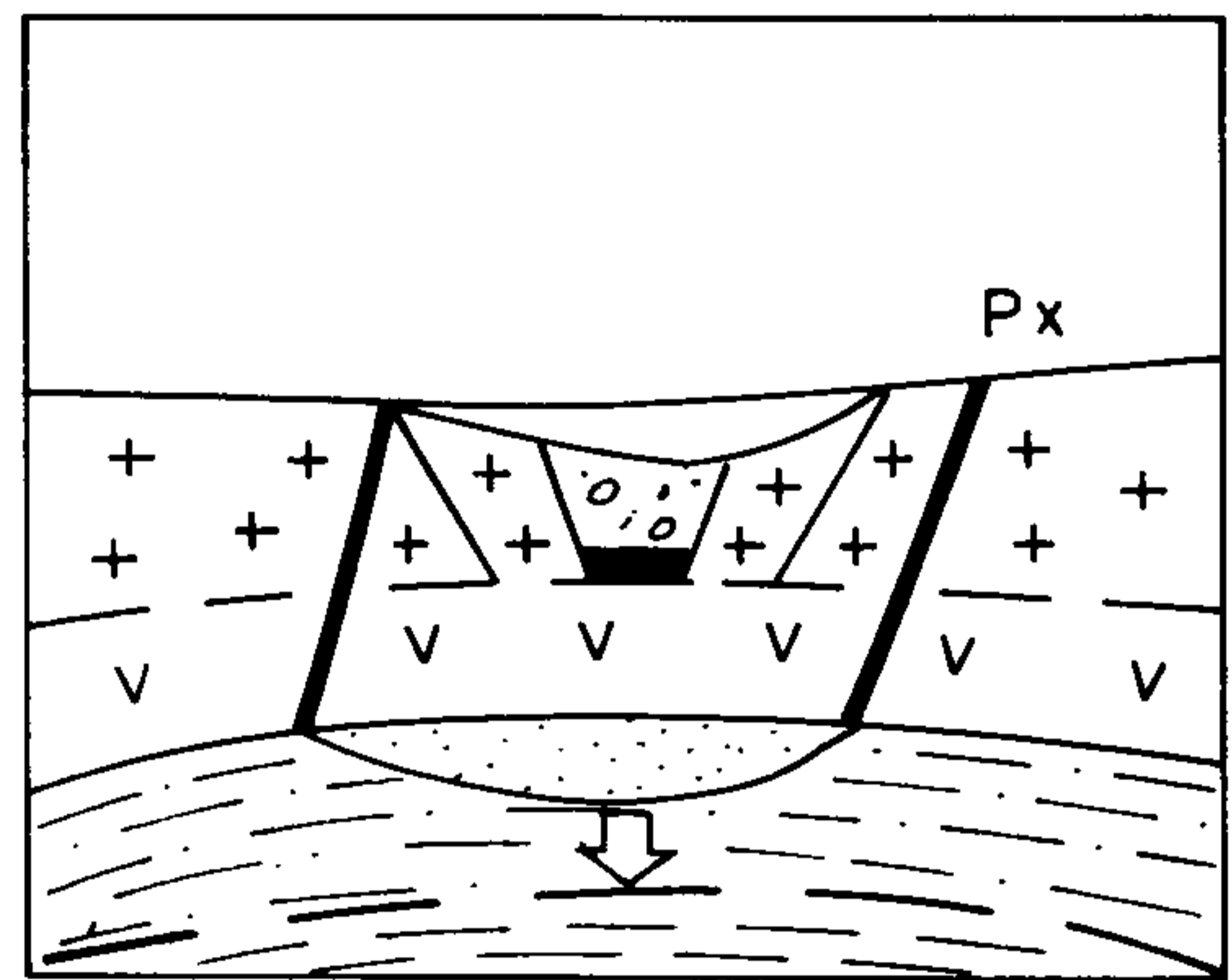
Neoproterozóico - eopaleozóico.



Rifteamento precedido de soerguimento isostático e magmatismo alcalino a toleítico.

CICLO I - C e D

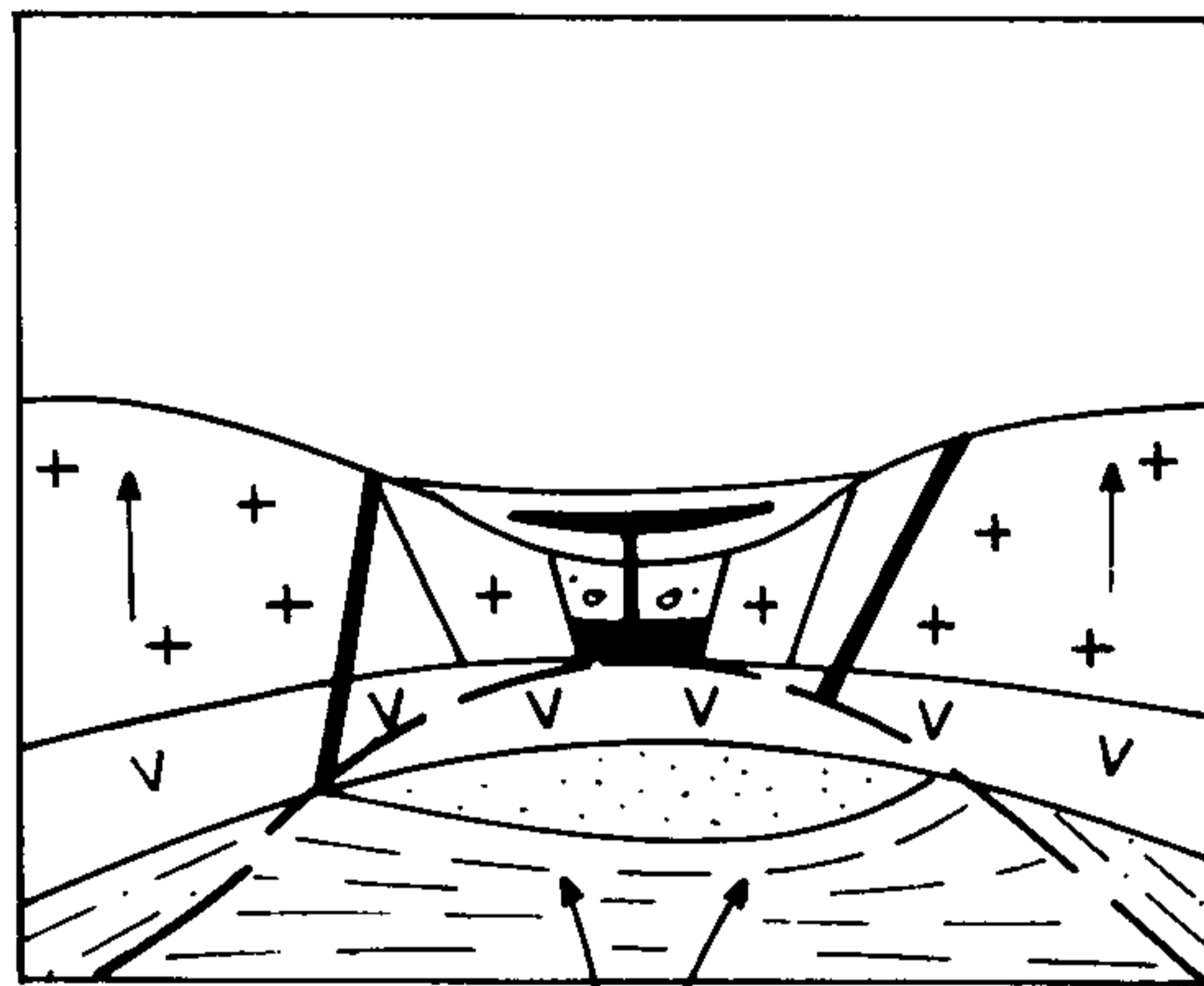
Mesopaleozóico - silurode-voniano.



Subsidência isostática com invasão marinha.

CICLO II - A e B

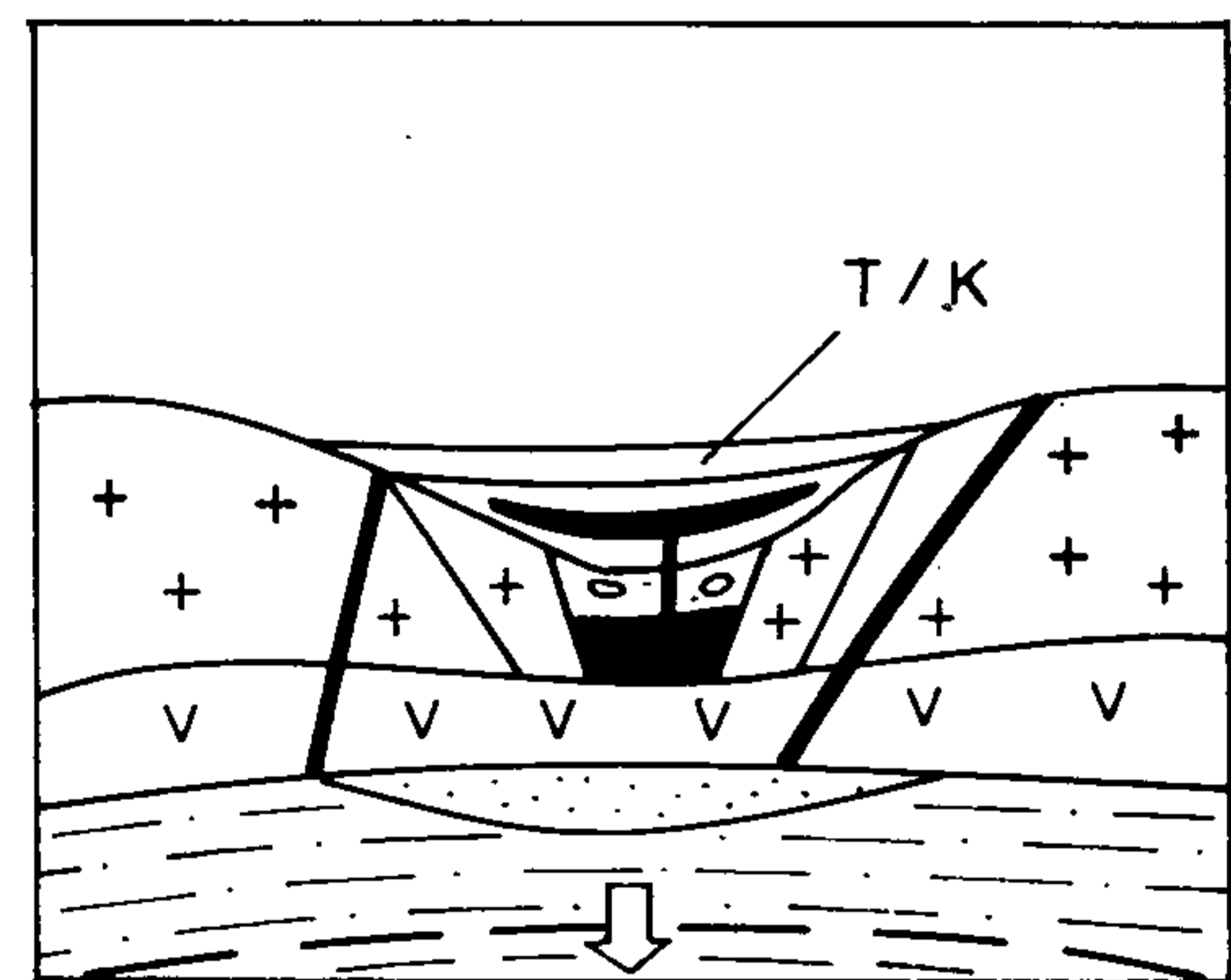
Permocarbonífero e permotriássico a Jurocretáceo.



Reativação termal com soerguimento isostático e reativação magmática toleítica, fechamento dos ciclos marinho e magmático.

CICLO II - C

Cretaceoterciário.



Resfriamento e subsidência isostática - bacia sedimentar continental cretaceoterciária.

FIG. 8

ORIGEM DO ALINHAMENTO ESTRUTURAL DO JURUÁ — BACIA DO SOLIMÕES

Mário Vicente Caputo

Petróleo Brasileiro S.A. — PETROBRÁS / Belém

ABSTRACT

Studies and analyses of the deformations identified in the Upper Amazonas river region, indicate that the main tectonic stresses were compressive. These stresses resulted from an intense convergence between the South American and the Pacific Ocean plates, during the opening of the South Atlantic ocean in the Early Cretaceous time.

The Juruá belt comprises a fault and fold system oriented N 75° E and extending over 650km, originated mainly by right-lateral wrenching. This fault zone is being mapped in detail by seismic reflection surveys. In order to estimate its gas potential, the most important structures mapped are being tested through wildcat drilling. The Iquitos Arch is, on the other hand, a result of lithospheric uplift in response to an overload by the Andean belt where various rock plates were accumulated due to thrust fault piling.

Up to the present the rate of success of exploratory drillings is around 35% thus increasing the probable and possible natural gas reserves of the country.

INTRODUÇÃO

É proposta a designação de Bacia do Solimões, nome do maior rio da região, para a Sub-bacia do Alto Amazonas, em razão desta região ter tido uma história geológica e evolução estrutural independente. Esta designação foi usada porque o rio Amazonas adquire o nome de rio Solimões, na região, acima da confluência com o rio Negro.

A Bacia do Solimões situa-se entre 2° e 8° de latitude sul e 63° e 69° de longitude oeste, na porção ocidental da planície amazônica brasileira, ocupando uma área de cerca de 600.000 km² desde a fronteira peruana-colombiana até a oeste da cidade de Manaus. Sua forma é de um leque com abertura para oeste e seu eixo deposicional tem orientação WSW-ENE (Figs 1 e 2).

A espessura máxima de rochas sedimentares, de idades paleozóica, mesozóica e cenozóica, e de rochas intrusivas mesozóicas que compõem a coluna estratigráfica é de cerca de 3.500 metros (Fig.3).

Os limites geológicos da Bacia do Solimões são: o Arco de Iquitos a oeste, o Arco de Purus a leste, o Escudo das Guianas ao norte

e o Escudo de Guaporé ao sul. O Arco de Iquitos separa a Bacia do Solimões das bacias pericratônicas subandinas (bacias de Pastaza e Acre, Fig.4) e o Arco de Purus constitui um divisor geológico entre as bacias do Solimões e do Amazonas.

A primeira fase exploratória na bacia foi desenvolvida entre 1958 e 1960, com levantamentos gravimétricos e perfurações estratigráficas ao longo dos grandes rios. Posteriormente, em 1976, iniciou-se nova fase exploratória, com o emprego de levantamentos sísmicos e perfuração de poços pioneiros em alinhamentos estruturais. Dessa pesquisa resultaram descobertas de expressivos volumes de gás.

ESTRATIGRAFIA

A coluna estratigráfica da Bacia do Solimões contém rochas que variam, em idade, desde o Ordoviciano até o Terciário (Fig.5). Todas as transgressões marinhas originaram-se da região oeste, a partir das bacias subandinas.

A presença de camadas ordovicianas-eocarboníferas, depositadas na Bacia do Solimões durante as transgressões marinhas vindas de oeste, torna questionável a validade da extensão das denominações litoestratigráficas da Bacia do Amazonas para esta bacia, pois, na Bacia do Amazonas, até o Eocarbonífero, as transgressões eram de leste para oeste. Em vista disso, brevemente uma coluna litoestratigráfica revisada será formalizada para a Bacia do Solimões.

A primeira transgressão marinha meso-ordovicianiana depositou arenito fino, na base, e folhelho cinza-escuro, no topo, com espessura de cerca de 100 metros (Formação Trombetas). Esta unidade não ocorre na porção leste da Bacia do Solimões, sugerindo terras elevadas nessa região durante o Meso-Ordoviciano.

Na segunda transgressão marinha, depositaram-se sedimentos mesodevonianos-eocarboníferos, constituídos na parte basal, de arenito fino, branco e sílexito cinza-escuro, rico em espículas de esponja (Formação Ererê); na parte média, de tilitos e folhelhos cinza-escuros, ricos em matéria orgânica (formações Curiri e Barreirinha); e, no topo, de arenito com granulometria variável (Formação Oriximiná). A parte média da seção representa excelente camada-guia, pela elevada radioatividade e presença de depósitos de origem glacial.

A terceira seqüência sedimentar inicia-se com arenitos e folhelhos intercalados (60m), de origem continental (Formação Monte Alegre), que constituem as principais rochas-reservatório da bacia. Segue espessa seção de evaporitos (1.000m), com depósitos de halita predominando na base (formações Itaituba e Nova Olinda). O ciclo sedimentar encerra-se com camadas vermelhas, compostas de siltito e arenito, com 400 metros de espessura (Formação Andirá). Esta seqüência foi depositada do Neocarbonífero ao Triássico.

Durante o Triássico e Jurássico ocorreu, na região, magmatismo básico sob a forma de diques e espessos pacotes de soleiras, com cerca de 1.200 metros de espessura. O diabásio perfaz um terço do total da seção estratigráfica na porção central da bacia.

No Cretáceo (Aptiano-Turoniano) depositaram-se arenitos, conglomerados e argilitos de origem fluvial (Formação Alter do Chão), pouco consolidados, com 800 metros de espessura. O fecho da sedimentação ocorreu do Terciário ao Quaternário (Formação Solimões), com 1.000 metros de espessura de folhelhos, argilitos, linhitos e arenitos de origem fluvio-lacustre.

As figuras 6 e 7 mostram, respectivamente, uma seção longitudinal e outra transversal da bacia.

MODELOS ESTRUTURAIS PROPOSTOS ANTERIORMENTE

Schneider e Carneiro (1976) admitiram que as estruturas recém mapeadas na bacia poderiam ser originadas por esforços compressivos relacionados à orogenia andina (Cretáceo-Terciário).

Szatmari (1981) atribuiu a origem das estruturas do alinhamento do Juruá à orogenia herciniana, atuante durante o Permo-carbonífero. A Bacia do Solimões teria sofrido esforços de compressão resultantes da subducção da placa do Oceano Pacífico. As acumulações de gás do Juruá estariam localizadas na intersecção de dois "trends": um, reativado, de direção E-W (orientação do eixo da Bacia do Amazonas), e outro de direção NNE-SSW (suposta orientação da calha da Bacia do Solimões).

Em 1982, Szatmari propôs novo modelo, interpretando a existência de falha transcorrente sinistrogira, que se estenderia desde a foz do Rio Courantyne (Guiana Britânica), no Oceano Atlântico, passando pelo "Graben" do Tacutu, até Pisco, na costa peruana. O falhamento teria componentes compressivos e estaria relacionado à orogenia herciniana, durante o Permo-carbonífero.

Segundo Esteves (1982), baseado em James (1973), durante o Jurássico a litosfera rompeu-se ao longo da junção entre o continente sul-americano e a bacia oceânica do Pacífico, formando a placa oceânica de Nazca, que começou a mergulhar em direção ao manto, sob a borda noroeste da América do Sul. Com o surgimento da placa convergente de Nazca, formou-se o alinhamento estrutural do Juruá, resultante de esforços compressivos.

Szatmari (1983, 1984) reformulou e ampliou seu modelo, considerando que a zona de falhamentos do Juruá desenvolveu-se no Triássico e Jurássico, quando da abertura do Golfo do México e Oceano Atlântico Norte. O bloco noroeste da falha do Juruá teria se deslocado para sudoeste, durante a abertura do Golfo do México. A movimentação do bloco noroeste da falha sinistrogira do Juruá teria sido acompanhada por pequena rotação anti-horária do bloco deslocado, provocando distensão no "Graben" do Tacutu e compressão na região do Juruá. A intensidade dessa compressão seria crescente de nordeste para sudoeste.

Em 1984, Esteves revisou seu modelo, concluindo que os esforços compressivos de direção NW-SE, atuantes no Mesojurássico-Neojurássico e Eocretáceo, determinaram a formação e individualização das placas do Caribe, Cocos e Nazca. Os dobramentos do Juruá, de direção NE-SW, possivelmente resultaram destes esforços compressivos. A expansão das cadeias meso-oceânicas da América Central e Pacífico Sul teria papel destacado na geração dos esforços compressivos atuantes na Bacia do Solimões e responsáveis pela formação do alinhamento estrutural do Juruá.

Em 1984, Caputo mostrou evidências que contradizem parcial ou totalmente as interpretações anteriores, e propôs um modelo segundo o qual as estruturas do Juruá resultaram de esforços compressivos atuantes no Neojurássico-Eocretáceo.

Neste trabalho, apresenta-se uma interpretação alternativa, envolvendo transpressão no Eocretáceo, baseada na análise das diferentes estruturas mapeadas ao longo do alinhamento estrutural do Juruá.

ANÁLISE DE ESFORÇOS

A análise das deformações que ocorreram na região do Juruá mostra que esforços compressivos, orientados segundo o sentido S 65° E, geraram um sistema de falhas transcorrentes de direção geral N 75° E (Fig.8).

Análises experimentais de esforço-deformação em várias escalas mostram que a compressão produz zonas de falhas cisalhantes (Fig.9), as quais separam corpos de provas ou a crosta terrestre em blocos. Verificou-se que, ao longo das zonas de cisalhamento ou transcorrência, desenvolvem-se dobras, falhas normais, inversas e com rejeito lateral (Fig.10) segundo um padrão definido (Wilcox *et al.*, 1973 ; Sylvester e Smith, 1976).

O cisalhamento simples evolui, formando dobras e falhas "en échelon", cuja orientação em relação à zona de cisalhamento principal sofre rotação (Crowell, 1984) em função do grau de deformação (Fig.11). Além disso, forma-se um sistema anastomosado de falhas ao longo do alinhamento, composto de falhas sintéticas e falhas P (Fig.11), conforme mostrado por Tchalenko (1970) em estudos experimentais e de campo no Irã (Fig.12). A direção do movimento da falha principal resulta da composição das direções das falhas sintéticas e P, ao longo das quais dá-se o deslocamento.

Moody (1973), em sua análise de grandes falhamentos no globo terrestre, mostra a orientação dos esforços primários e secundários que originam estruturas (deformações) ao longo de uma zona de transcorrência. Esse padrão de esforço-deformação foi reconhecido na análise estrutural do alinhamento do Juruá, após a verificação dos tipos de estruturas mapeadas na Bacia do Solimões (Fig.13).

TIPOS DE ESTRUTURAS

A faixa de falhamentos e dobramentos do Juruá, com largura de 60 a 80km, estende-se por cerca de 650km, entre as longitudes 66° e 71° W e as latitudes de $4^{\circ} 30'$ e $6^{\circ} 30'S$, sendo composta por um sistema anastomosado e ramificado de fraturas constituindo uma notável zona de falha (Fig.8).

Percebe-se, em planta, um leve encurvamento do alinhamento estrutural do Juruá para norte, em sua extremidade oriental. Este fenômeno de mudança gradual de direção do alinhamento normalmente ocorre nas grandes falhas transcorrentes (Figs. 8 e 9).

Existem três séries principais de falhas:

A série A desenvolve-se com ramificações segundo direção geral N 75° E. Para sudoeste, essas estruturas prolongam-se além dos limites da bacia, sendo difícil mapeá-las sismicamente no embasamento cristalino encoberto por sedimentos cenozóicos. A extensão dessas falhas para nordeste será verificada com os levantamentos sísmicos em execução. Tchalenko (1970) mostra a evolução de um sistema transcorrente, que muito se assemelha ao sistema anastomosado de falhas Juruá (Fig.12).

As falhas da série A (N 70° E a N 80° E) mostram, em seções sísmicas, estruturas em flor e planos de deslocamentos aproximadamente verticais. Os rejeitos de falha atingem centenas de metros, principalmente no limite sudoeste da bacia (Fig.14).

As falhas da série A mostram leves indicações de efeitos de

compressão. São interpretadas como resultantes de cisalhamento regional convergente de primeira ordem, segundo a direção N 75°E, oriundo de esforços do quadrante NW. O deslocamento horizontal principal deu-se segundo a orientação do alinhamento transcorrente que segue a direção N 75°E, embora não sejam conhecidos pontos de referência para medir a grandeza desse deslocamento.

A série B é composta de falhas que infletem mais para norte, desde N 65°E a N 25°E, formando um conjunto de dobras assimétricas e falhas inversas "en échelon". Elas mostram fortes efeitos de compressão e grande rejeito (500m a 1.000m) verificado em linhas sísmicas e em poços perfurados na área (Figs. 15, 16 e 17). Falhas desse tipo, Moody (1973) as chamou de arrasto ("drag faults") ou dobras e falhas de segunda ordem (Fig. 13), em seu estudo sobre o potencial petrolífero de falhas transcorrentes.

As falhas inversas "en échelon" podem fazer um ângulo de 10° a 45° com a direção de transcorrência, dependendo do grau de deformação e direções de zonas de fraqueza do embasamento cristalino. Os blocos baixos podem situar-se ora no quadrante NW, ora no SE.

A orientação das estruturas "en échelon" de segunda ordem permite concluir que o alinhamento estrutural, sem dúvida alguma, resultou de movimento dextrogiro. Sobre a culminância dos blocos falhados "en échelon" formaram-se flexuras com fechamento estrutural apropriado ao traçamento de hidrocarbonetos. Estas estruturas alongadas, paralelas às falhas inversas, revelaram-se portadoras de gás.

Em muitos casos, as dobras "en échelon" são flexuras sem falhas associadas, havendo continuidade das camadas entre o bloco elevado e rebaixado (Fig. 15). Normalmente, entretanto, existe uma falha inversa ou mesmo de acavalamento, que separa nitidamente ambos os blocos (Fig. 16). Em certas situações, a seção estratigráfica basal mostra-se falhada e a seção superior dobrada, acomodada sobre o traço de falha, como ocorre nas dobras em caixa ("box folds") mencionadas na literatura (Fig. 17). Assim, ao longo das falhas e dobras secundárias "en échelon", o movimento lateral foi praticamente inexistente.

A série C corresponde às falhas com direção N 70°W, que são interpretadas como falhas secundárias de rejeito lateral (Fig. 18), resultantes de esforços compressivos de segunda ordem, conforme o esquema de Moody (1973), observado na Figura 23.

Todas as estruturas que compõem o sistema de falhas Juruá se enquadram em uma tectônica transpressiva com movimento dextrogiro ("right-lateral"), ao longo do alinhamento Juruá, com direção geral N 75° E.

IDADE DAS ESTRUTURAS

Durante o Triássico e o Jurássico, ocorreram intrusões básicas sob a forma de diques e soleiras, que se introduziram na seção paleozóica. Derrames básicos de mesma idade ocorreram no "rift" Tacutu, na fronteira do Brasil com a Guiana. Este evento magmático, que afetou a porção norte da América do Sul, deve estar associado à abertura do Golfo do México (210 milhões de anos) a partir do Triássico. A extrusão e intrusão de magma toleítico indicam que, na região NW do Brasil, dominaram esforços distensivos durante o Triássico e o Jurássico, os quais, mais tarde, uma vez terminada a atividade magmática, cederam lugar a esforços compressivos.

Uma vez que as espessas soleiras de diabásio foram falhadas,

deslocadas e submetidas a esforços compressivos, é evidente que o evento Juruá ocorreu posteriormente à atividade magmática (Neojurássico). Outrossim, a Formação Alter do Chão, de idade aptiana, não foi afetada pelos falhamentos; apenas em certos locais a seção acima da discordância mostra efeitos de compactação diferencial. Tanto a seção paleozóica e as soleiras quanto as dobras e as falhas foram truncadas pela discordância pré-Alter do Chão (pré-aptiana), indicando que a estruturação se deu no fim do Jurássico e antes do Aptiano. Assim sendo, conclui-se que o evento tectônico responsável pelos falhamentos da Bacia do Solimões ocorreu no fim do Jurássico ou início do Cretáceo. Sugere-se que, no início do Cretáceo, com a abertura do Oceano Atlântico Sul, a região NW da América do Sul ficou submetida a esforços compressivos horizontais de grande magnitude, originando a zona de transcorrência do Juruá.

ORIGEM DA ESTRUTURAÇÃO

Próximo à região noroeste da América do Sul, desde o Eopaleozóico, existiam arcos de ilhas com atividade tectônica intermitente. Esta atividade poderia, eventualmente, afetar a Bacia do Acre e a extremidade oeste da Bacia do Solimões. Do fim do Paleozóico ao Mesojurássico, os focos magmáticos situavam-se, aparentemente, em arcos de ilhas afastados do continente devido à presença de uma bacia retroarco marginal, associada a um arco de ilhas tipo "Ilhas Mariana" (Uyeda, 1982), onde ocorriam esforços distensivos. No fim do Jurássico, ou início do Cretáceo, parece ter havido colisão entre o arco de ilhas e o continente sul-americano, desaparecendo a bacia marginal. Este tipo de tectonismo é postulado por Dewey (1980) para regiões onde a placa continental passa a avançar mais rapidamente do que a charneira da fossa recua na zona de subducção (Fig.20). A rápida convergência causa a subducção da bacia marginal e a extremidade da placa continental colide com o arco magmático. Nestas condições, os esforços compressivos gerados afetaram diretamente a crosta continental sul-americana, estendendo seus efeitos por grandes distâncias, dentro do continente, por um tempo relativamente curto.

A presença, na Colômbia, de ofiolitos metamorfizados há 126 milhões de anos (Restrepo e Toussaint, 1975) sugere convergência e colisão de placas na porção NW da América do Sul, no início do Cretáceo (Valanginiano). A intrusão de quartzo-dioritos em Samana (Barreiro e Vespa, 1976) e em Mariquita (Feininger et al., 1972) há 119 ± 10 e 113 ± 4 milhões de anos, respectivamente, indica que esforços intensos se desenvolveram, formando um arco magmático e uma zona de subducção (Théry, 1980) do tipo altamente compressivo (Uyeda, 1982), na costa colombiana.

Essa orogenia, desenvolvida no início do Cretáceo, teria ocasionado a discordância angular que separa rochas triássicas e jurássicas das cretáceas na Colômbia (Julivert, 1973), Equador, Peru, Bolívia e Brasil. Muitas falhas cortam sedimentos jurássicos, mas são truncadas por sedimentos cretáceos. Este forte tectonismo correlaciona-se com o início da abertura do Atlântico Sul (127 milhões de anos) no Valanginiano.

Quando se iniciou a divergência entre a África e a América do Sul (Fig.19), no Valanginiano (Larson e Ladd, 1973), o deslocamento da placa sul-americana para oeste deve ter criado esforços de grande magnitude na porção peruano-equatoriano-colombiana do continente, devido à convergência frontal e à colisão entre a placa sul-americana e um arco de ilhas.

A abertura do Atlântico Sul, desde o Eocretáceo até o presente

(Fig.21), deu-se segundo um ângulo de 55° (Le Pichon et al., 1976) ou um ângulo de $57^{\circ} 30'$ (Rabinowitz e LaBrecque, 1979), com pólo de rotação a $45^{\circ} 30'N$ e $32^{\circ} 12'W$ (Fig. 21). Em relação à cadeia meso-oceânica, a América do Sul girou a metade deste ângulo, isto é, $28^{\circ} 45'$, em sentido horário, desde a abertura inicial do Oceano Atlântico Sul até o tempo presente. Isto fez com que todo o sistema de falhas Juruá, já instalado, girasse cerca de 30° no mesmo sentido horário. Assim sendo, a orientação da margem noroeste da América do Sul (norte do Peru, Equador e sul da Colômbia) e da margem leste brasileira, que era aproximadamente N-S, mudou para NE-SW.

Ao sul da deflexão de Huancabamba, a convergência entre as placas oceânica e continental deve ter sido oblíqua, ocasionando esforços compressivos diferenciais, menores, nessa região (Fig. 24). Estes esforços diferenciais ao norte e ao sul de Huancabamba devem ter sido aliviados por uma zona de transcorrência que se desenvolveu no continente por várias centenas de quilômetros, na direção $N 45^{\circ}E$, considerando-se que o falhamento ocorreu segundo um ângulo de 35° em relação à direção de compressão. A convergência entre as placas deve ter desencadeado uma nova fase de subducção ao longo da costa oeste da América do Sul. Com o giro de 30° no sentido horário, desde o Cretáceo ao presente, o alinhamento do Juruá, com direção $N 45^{\circ}E$, sofreu uma rotação, adquirindo a orientação atual de $N 75^{\circ}E$ (Figs.22 e 23). A Figura 24 mostra o mapa geológico esquemático do norte da América do Sul, onde se observa a magnitude da zona de falha do Juruá e a direção dos esforços compressivos envolvidos.

Ao sul da Bacia de Illinois, quando da colisão entre a África e a América do Norte, durante a orogenia apalachiana, no Permo-carbonífero, esforços compressivos originaram a falha transcorrente Rough Creek (Dewey e Pitman III, 1984), cujo mecanismo formativo também é semelhante ao do alinhamento estrutural do Juruá (Fig.25).

Durante o Terciário, a influência do tectonismo andino manifestou-se sob a forma de falhas de acavalamiento e falhas transcorrentes na região subandina da Colômbia e Equador (Cediel, 1984), bem como do Peru. Esse mecanismo tectônico guarda relação com os mecanismos mais antigos, responsáveis pela estruturação da Bacia do Solimões, no início do Cretáceo.

A ORIGEM DO ARCO DE IQUITOS

O Arco de Iquitos separa a Bacia do Solimões das bacias de Pastaza (Peru) e Acre (Brasil) na fronteira entre o Brasil e o Peru. Nessa área, os estratos paleozóicos e juro-triássicos foram completamente erodidos, após amplo arqueamento, que expôs o embasamento no Eocretáceo.

Durante o Paleozóico e o Juro-Triássico, a região do Arco de Iquitos comportou-se como uma charneira, separando a Bacia do Solimões das bacias pericratônicas. A maior espessura de sedimentos nas bacias pericratônicas deve ter modificado a taxa de subsidência e de sedimentação na parte oeste da Bacia do Solimões, podendo ocasionar soerguimentos localizados, como por exemplo o Arco de Carauari, de idade mesocarbonífera. Isso porque, de acordo com a teoria flexural, a litosfera reage verticalmente a cargas, como se fosse uma placa elasticamente rígida a flutuar sobre um manto viscoso. A teoria flexural (Walcot, 1970) prediz que, sobre uma placa rígida, uma carga vertical produziria uma depressão adjacente e uma intumescência periférica.

A orogenia do início do Cretáceo foi responsável por parte do

espessamento tectônico na borda do continente, produzido por uma série de falhas de acavalamiento. A sobrecarga do empilhamento de várias fatias de rochas na margem continental teria ocasionado acentuado soerguimento na região do Arco de Iquitos no Eocretáceo.

A cadeia em elevação, bem como a região cratônica, passaram a ser áreas-fonte de sedimentos que se acumularam na depressão pericratônica. A carga adicional de sedimentos teria causado mais subsidência na bacia pericratônica (Fig.26) e soerguimento no arco periférico.

O material semifluido da astenosfera, sob a ação da sobrecarga, tende a fluir para as áreas sob pressão de sobrecarga menor, formando uma intumescência periférica nas margens do cráton. Este arqueamento contorna a região subandina e, onde existe bacia sedimentar, o soerguimento é facilmente evidenciado pela erosão constatada na bacia.

Na verdade, esse tipo de soerguimento desenvolveu-se adjacente às depressões pericratônicas da América do Sul, mas sua idade e fases de ativação variam de acordo com a história tectônica particular de cada segmento dos Andes.

Os arcos de Assunção e de Iquitos são exemplos desse soerguimento epirogênico periférico às margens do cráton sul-americano, evidenciados pela erosão de sedimentos que exumaram o embasamento.

O Arco Cincinatti (Fig.25), nos Estados Unidos, entre a Bacia de Illinois e as Montanhas Apalachianas, mostra uma origem semelhante à do Arco de Iquitos (Dewey e Pitman III, 1984).

Com a continuação do soerguimento da Cadeia Andina no Cretáceo e Terciário, a área sob influência da sobrecarga dos Andes ampliou-se, tornando parcialmente subsidente a região oeste do Arco de Iquitos, mudando mais para leste a charneira das bacias pericratônicas (Fig. 6).

CONCLUSÕES

O Arco de Iquitos e o alinhamento estrutural do Juruá, na Bacia do Solimões, são conseqüência de um mesmo processo tectônico. O arqueamento é uma intumescência lateral da litosfera, em resposta ao tectonismo, na borda do continente, que causou uma sobrecarga de fatias de terrenos, originadas por superposição de falhas de acavalamiento.

O alinhamento estrutural do Juruá formou-se devido à colisão da borda noroeste do continente com um arco de ilhas, quando da abertura do Oceano Atlântico Sul. A convergência da placa sul-americana com a do Oceano Pacífico causou a destruição de uma bacia marginal e a colisão com um arco de ilhas, próximo à costa, gerando esforços compressivos que alcançaram grandes distâncias no interior do continente sul-americano.

Os esforços compressivos produziram um sistema dextrógiro de falhas transcorrentes na parte ocidental da Bacia do Solimões com inúmeras dobras e falhas reversas onde acumulou-se gás em reservatórios carboníferos. A estruturação ocorreu após o magmatismo básico distensivo do fim do Jurássico e antes da deposição da Formação Alter do Chão (Aptiano ao Turoniano).

Este modelo de tectônica transcorrente explica as estruturas

prospectáveis "en échelon" de segunda ordem que ocorrem na metade ocidental da Bacia do Solimões. O modelo ainda permite prever que, na parte oriental da bacia, no prolongamento do alinhamento estrutural, seguindo a direção N 75°E, poderão ocorrer estruturas com possibilidades de reter gás em quantidades comerciais.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece aos geólogos Carlos Walter Marinho Campos (Diretor de Exploração da Petrobrás) e Raul Mosmann (Superintendente - Geral de Exploração), por permitirem desenvolver este estudo. O autor é grato, também, ao Geofísico Sergio Michelucci Rodrigues, por sua colaboração na análise das linhas sísmicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARRERO D. & Vespa, J. Mapa geológico del cuadrangulo K9 Armero Y parte sur del J9 La Dorada - Ingeominas, Bogotá, 1976.
- CAPUTO, M.V. Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil; Tese de Doutorado. Santa Barbara, Universidade da California, 1984. 586 p. ilustr.
- CAPUTO, M.V. A origem dos falhamentos da Bacia do Solimões e a formação do Arco de Iquitos. Relatório Interno da Petrobrás. SIEIX 130-2923, 1984.
- CEDIÉL, F. Modelo Tectônico para los Llanos Orientales de Colombia. Petróleo Internacional, 42 (1): 35-36, 1984.
- CROWELL, J.C. Tectonics, sedimentation and structural analysis of basins, Pesa 1984. Distinguished lecture from Overseas in association with the AAPG single speaker program. 1984.
- DEWEY, J.F. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries, in D.W. Strangway, ed., The continental crust and its mineral deposits, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper 20, p. 553-573, 1980.
- DEWEY, J.F. & Pitmann III, W.C. The origin and evolution of sedimentary basins. 1984. lv. (Tectan, Inc. Box 21 Piermont, New York, 10968).
- ESTEVEZ, F.R. Exploração na área do Juruá: Congresso Brasileiro de Petróleo 2º, Rio de Janeiro, 1982., 46 p.
- ESTEVEZ, F.R. Mecanismo das placas da América Central - Pacífico Sul e sua influência na evolução tectosedimentar da Bacia do Alto Amazonas durante o Mesozóico. Relatório Interno da Petrobrás. SIEIX 131-4099, 1984.
- FEININGER, J. et alli. Geologia de parte de los departamentos de Antioquia & Caldas (Subzona II B) - Bol. Geol. Min., 20 (2): 1-173, 1972.
- JULIVERT, M. Les traits structuraux et l'évolution des Andes Colombiennes, Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 15 (2): 143-156, 1973.
- LARSON, R.L. & Ladd, J.W. Evidence for the opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous, Nature, 246: 209-212, 1973.
- LE PICHON, X. et alli. Plate Tectonics. New York, Elsevier, 1973. 300 p. il. (Development in Geotectonics, 6).
- MOODY, J.D. Petroleum exploration aspects of Wrench-fault tectonics. A.A.P.G. Bull., 57: 449-476, 1973.
- MAXIMOV, S.P. et alli. Tectonic conditions for oil and gas generation and distribution on ancient platforms. Journal of Petroleum Geology, 7 (3): 329-340, 1984.
- MOSMANN, R. et alli. Oil and gas potential of the Amazon Paleozoic basins. Apresentado na Wallace E. Pratt Memoriam Conference on Future Petroleum Provinces of the World da A.A.P.G., Phoenix, Arizona (no prelo).
- RABINOWITZ, P.D. & LaBrecque, J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. Journal of Geophysical Research, 84: 5973-6002, 1979.

- RESTREPO, J.J. & Toussaint, J.F. Edades radiométricas de algumas rocas de Antioquia, Colombia - Univ.Nac.Colômbia, Medellín 1975 , pp. 1-24 (Publ. Espc. Geol. 6).
- RODRIGUES, R. et alli. Avaliação geoquímica da Bacia do Alto Amazonas - 1983. Rio de Janeiro, 1984. 35 p.il (PETROBRÁS/CENPES/SINTEP. Memória Central Técnica. Relatório nº 673-5139).
- SCHNEIDER, R.L. e Carneiro, R.G. Reavaliação das possibilidade petrolíferas da Bacia do Alto Amazonas. Relatório Interno da Petrobrás SIEX-1035104, 1976.
- SYLVESTER, A.G. & Smith, R.R. Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas Fault Zone, Salton Trough, California. A.A.P.G., Bull, 60: 2081-2102, 1976.
- SZATMARI, P. Tectonismo Herciniano-Andino e a Bacia Amazonica. Relatório Interno da Petrobrás, CENPES-673-6515, 1981.
- SZATMARI, P. Tectono-Sedimentary correlations between the Amazonas Basin and the Andean Zone of Peru, Congresso Brasileiro de Petróleo, 2º, Rio de Janeiro, TT-10, 1982, 10p.
- SZATMARI, P. Amazon rift and Pisco-Juruá fault: Their relation to the separation of North America from Gondwana, Geology, v.II. p.300-304, May 1983.
- SZATMARI, P. Tectonismo da faixa de dobramentos do Juruá. Relatório Interno da Petrobrás, CENPES-673, 4248, 1984.
- TCHALENKO, J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol.Soc.Am. Bull, 81: 1625-1640, 1970.
- THÉRY, Jean-Michel. Evolution Geotectonique de l'occident Colombien-Nouvelles données. Bull.Cent.Rech.Expl-Prod Elf-Aquitaine, 4 (2): 649-660, 1980.
- UYEDA, S. Subduction zones: An introduction to comparative subductology, Tectonophysics, 81, p.133-159, 1982.
- WILCOX, R.E. et alli, Basic Wrench Tectonics. A.A.P.G., Bull.57, fascículo: 74-96, 1973.
- WALCOT, R.I. Isostatic response to loading of the crust in Canada. Can.Jour.Earth Sciences, 7 fascículo: 716-734, 1970.

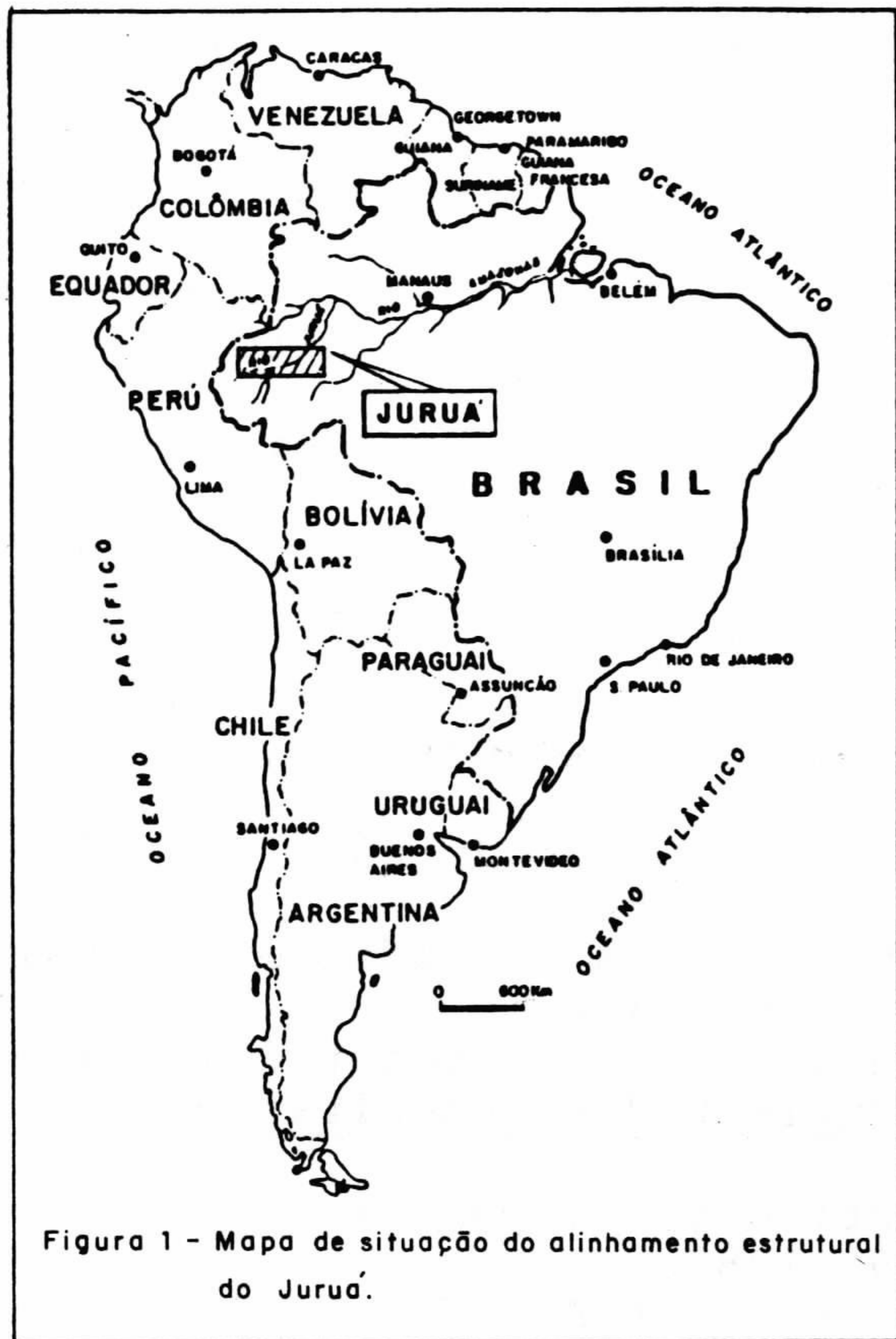


Figura 1 - Mapa de situação do alinhamento estrutural do Jurua.

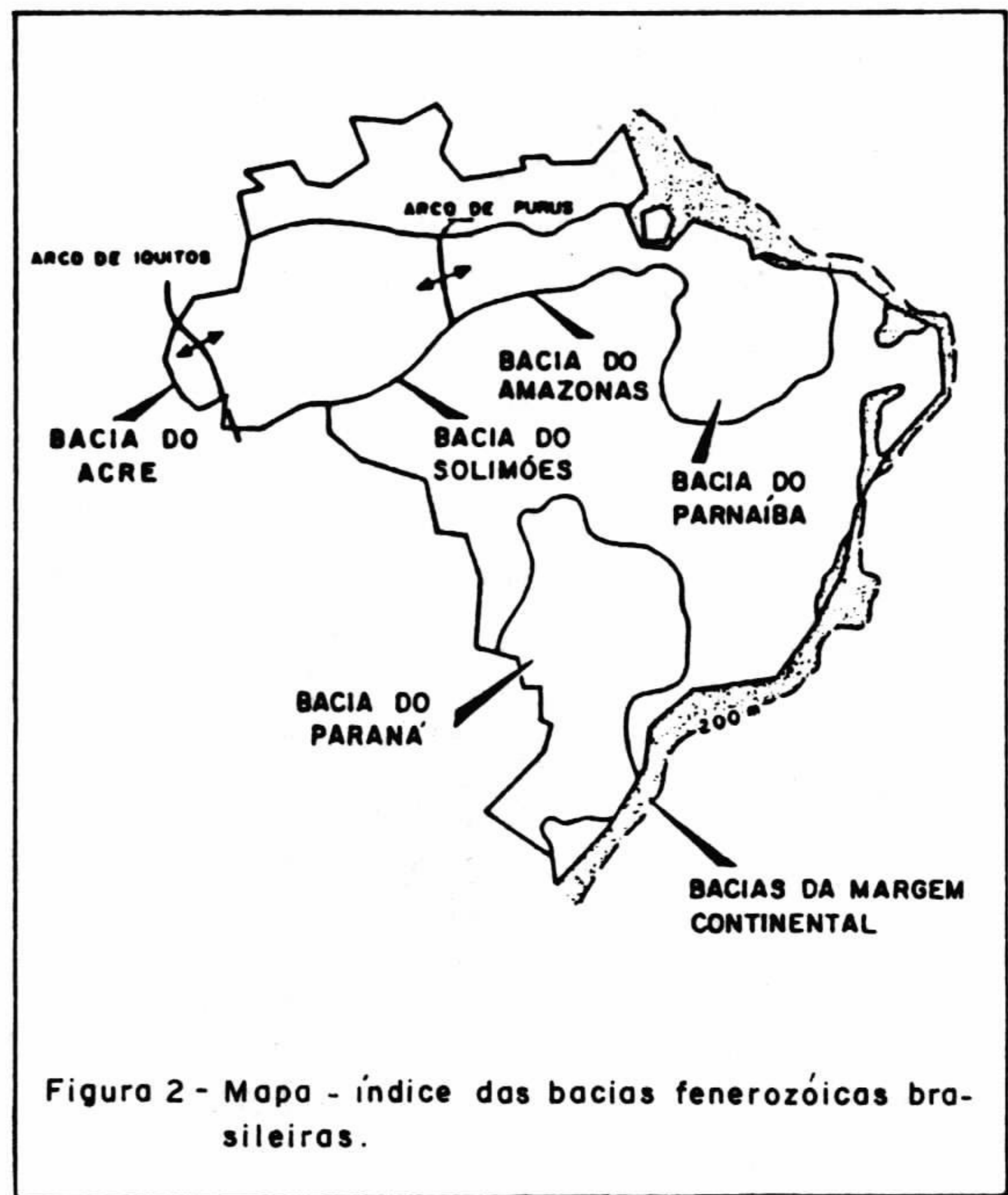


Figura 2 - Mapa - índice das bacias ferozóicas brasileiras.

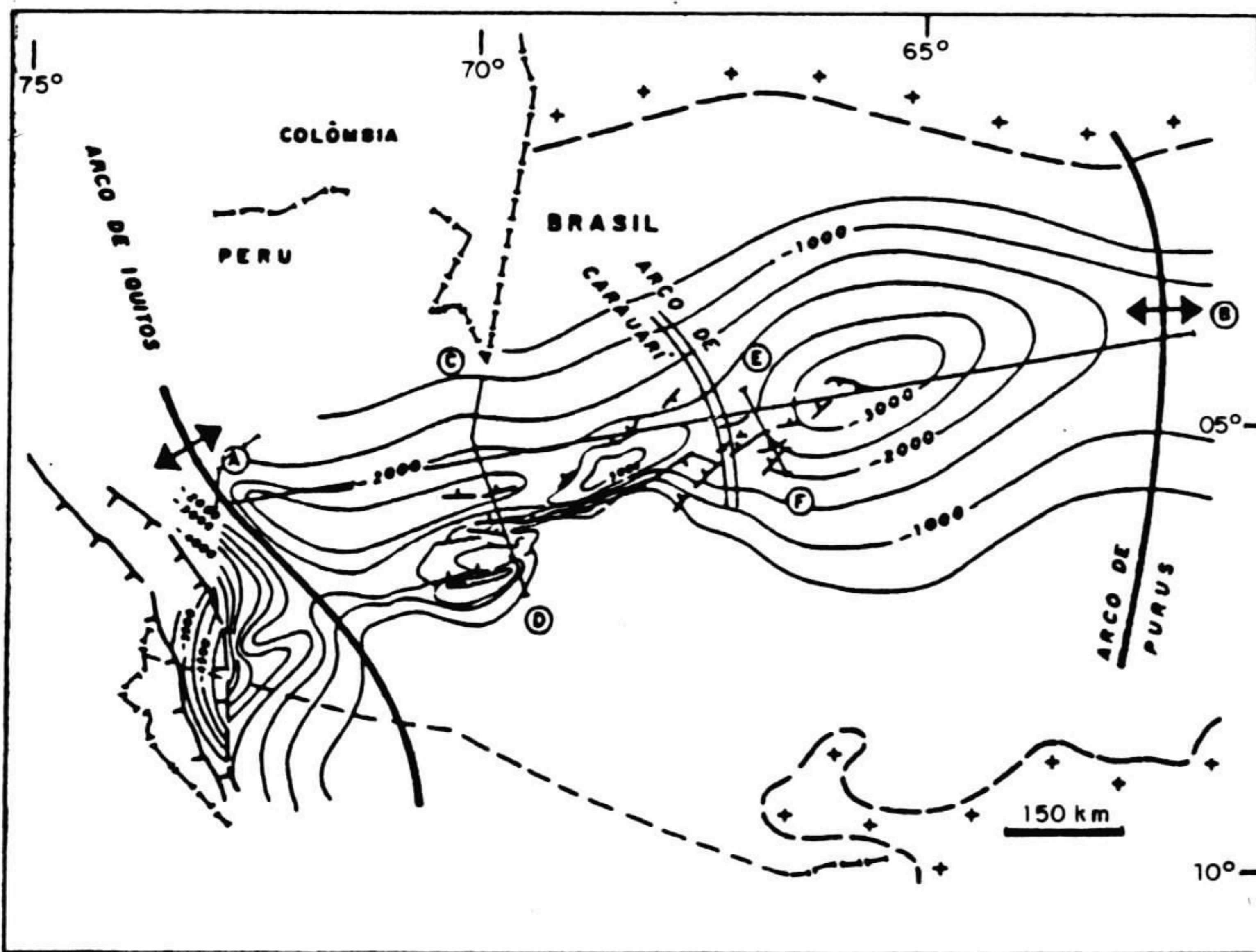


Figura 3 - Mapa do contorno do topo do embasamento econômico na bacia do Solimões.

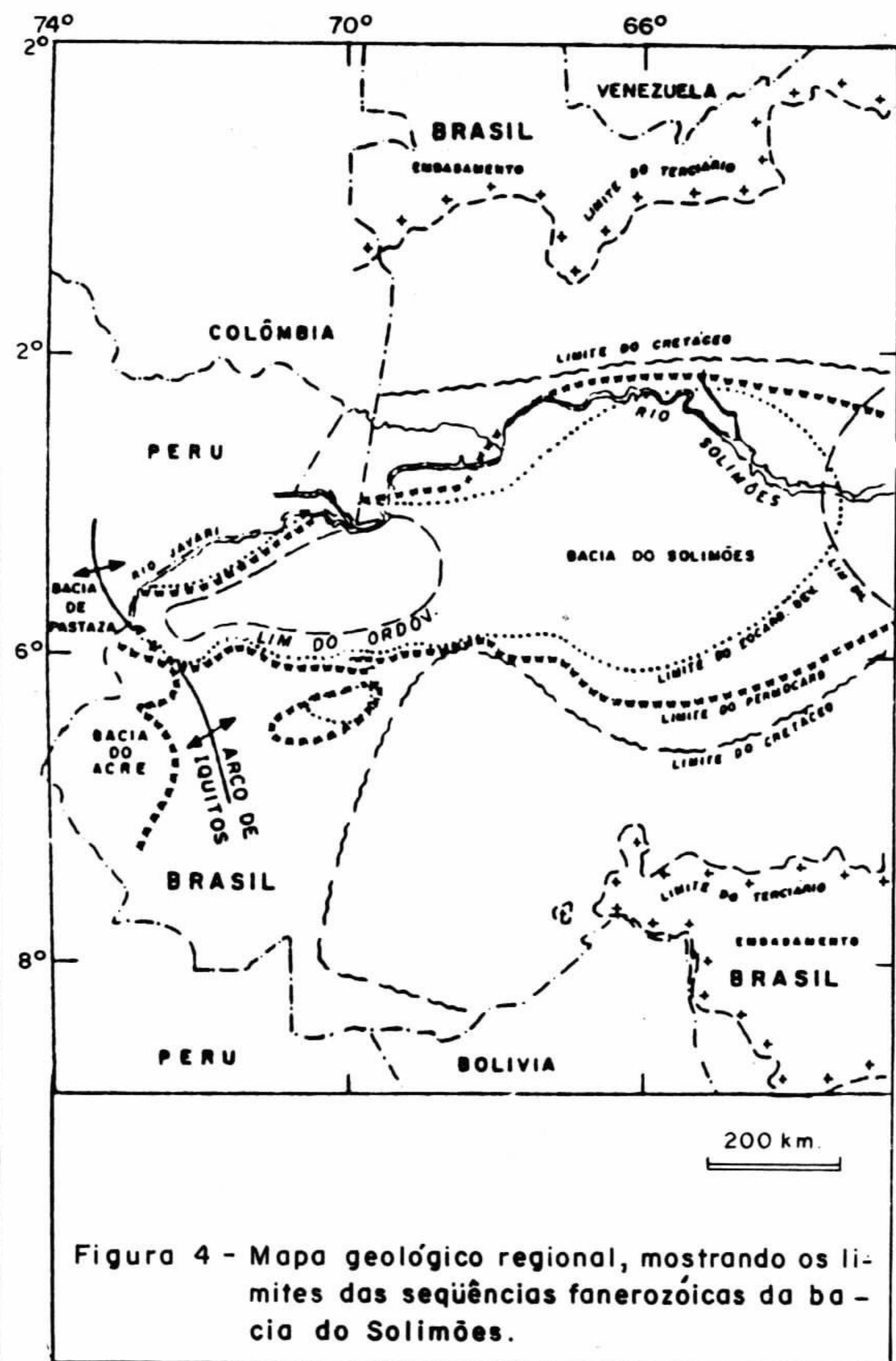


Figura 4 - Mapa geológico regional, mostrando os limites das seqüências ferozóicas da bacia do Solimões.

COLUNA CRONOESTRATIGRÁFICA				COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA			
PERÍODO	SISTEMA	SÉRIE	ANDAR	LITOLOGIA	FORMAÇÃO	DESCRIÇÃO LITOOLÓGICA	
MESO-CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	PALEOZOICO		SOLIMÕES	Argilito, folhelho, limo e siltito	
	TERCIÁRIO	PALEOCENO			ALTER DO CHÃO	Arenito variegado	
CRETÁCEO	TURONIANO	APTIANO			ANDIRÁ	Siltito e arenito, muito fino, vermelha	
					NOVA OLINDA	Anidrita, calcário e folhelho siltito	
PERMIANO	NEO MESO EO	ESTEFAMIANO			ITAITUBA	Anidrita, calcário, folhelho, siltito e halita	
					WESTFALIANO	MONTE ALEGRE	Intercalação de arenito e folhelho
DEVONIANO	CARBONIFERO	EO			ORIXIMINÁ	Arenito branco com granulometria variável	
					BARREIRAS CURIRI	Folhelho cinza escuro e siltito cinza escuro	
		NEO			FAMENIANO	ERERÉ	Silexites cinza e creme, arenito branco fino a médio
					FRASNIANO GIVETIANO EIFELIANO	TROMBETAS	Folhelho cinza escuro e arenito muito fino
ORDOVICIANO	MESO				Rochas ígneas e metamórficas		
PROTEROZOICO							

Figura 5 - Coluna estratigráfica da Bacia do Solimões

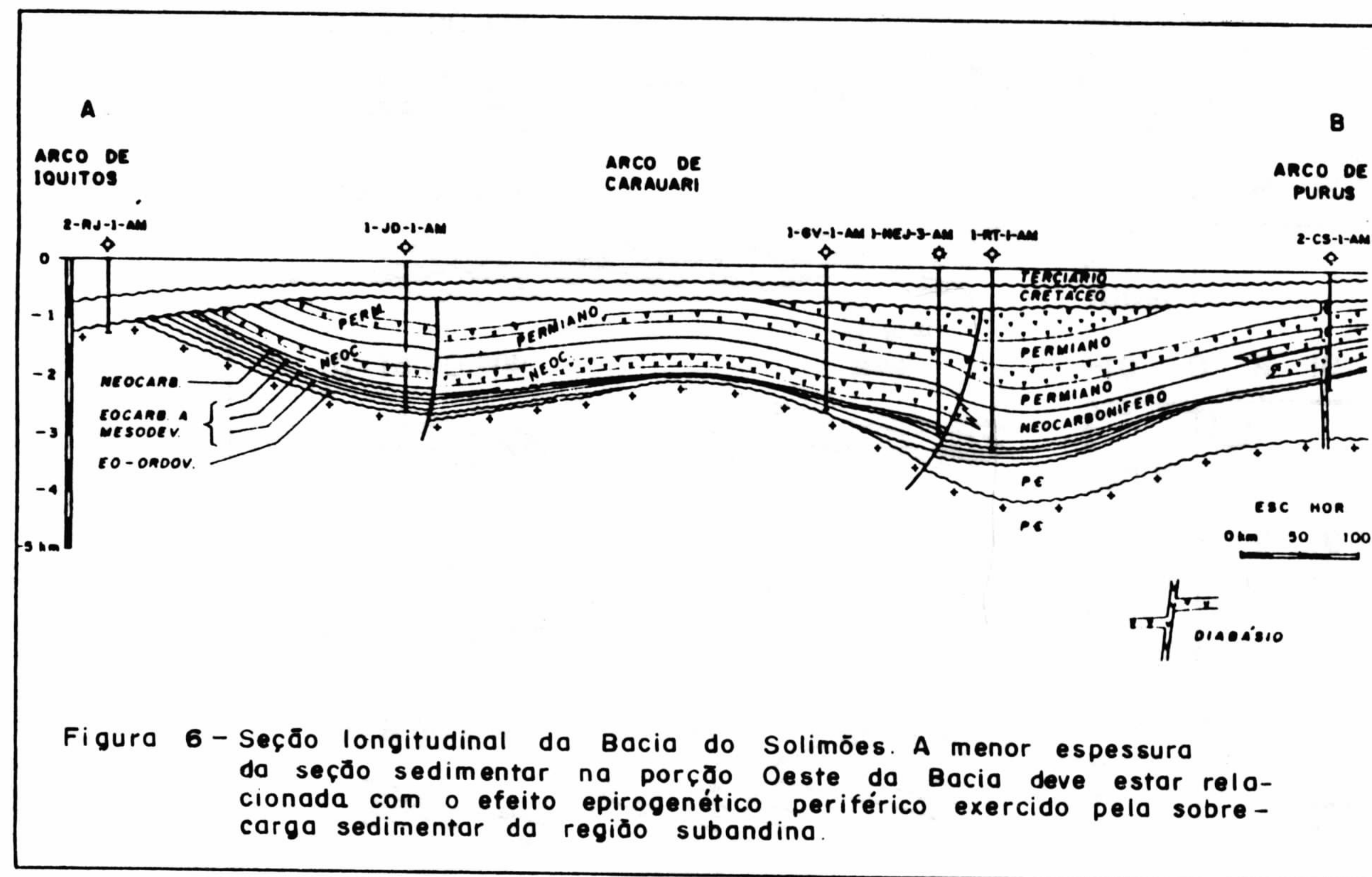


Figura 6 - Seção longitudinal da Bacia do Solimões. A menor espessura da seção sedimentar na porção Oeste da Bacia deve estar relacionada com o efeito epirogenético periférico exercido pela sobrecarga sedimentar da região subandina.

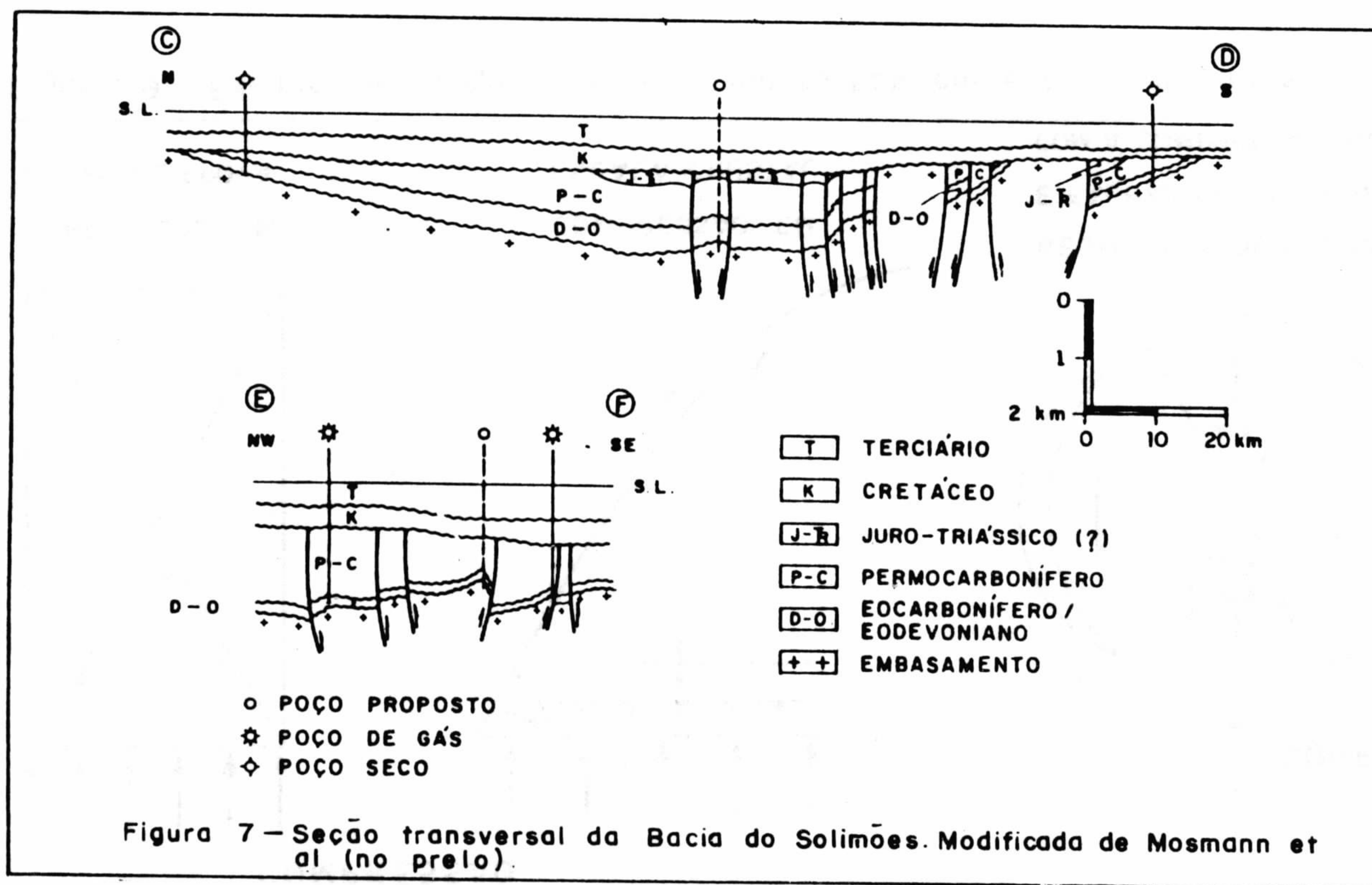


Figura 7 - Seção transversal da Bacia do Solimões. Modificada de Mosmann et al (no preto).

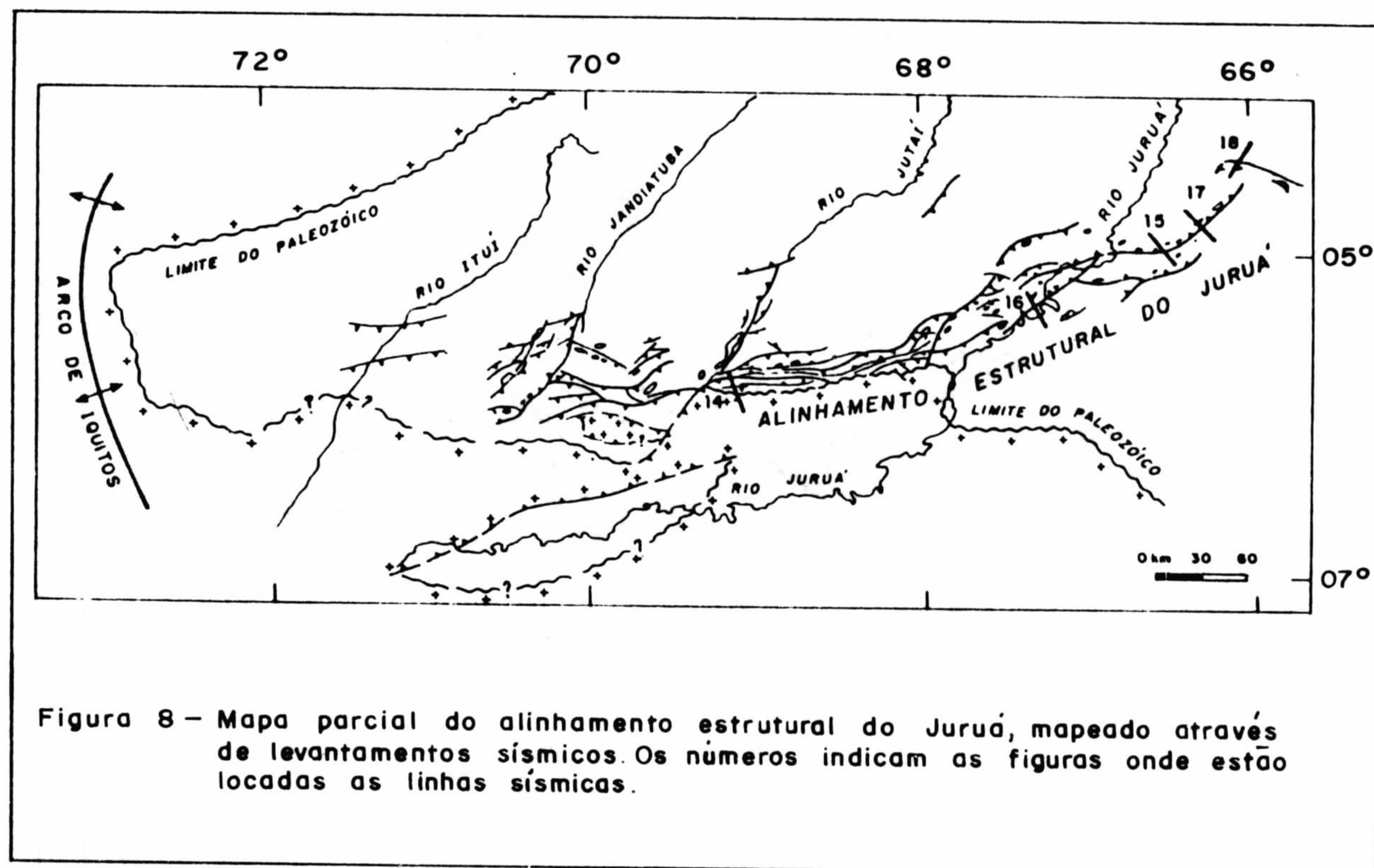


Figura 8 - Mapa parcial do alinhamento estrutural do Jurua, mapeado através de levantamentos sísmicos. Os números indicam as figuras onde estão localizadas as linhas sísmicas.

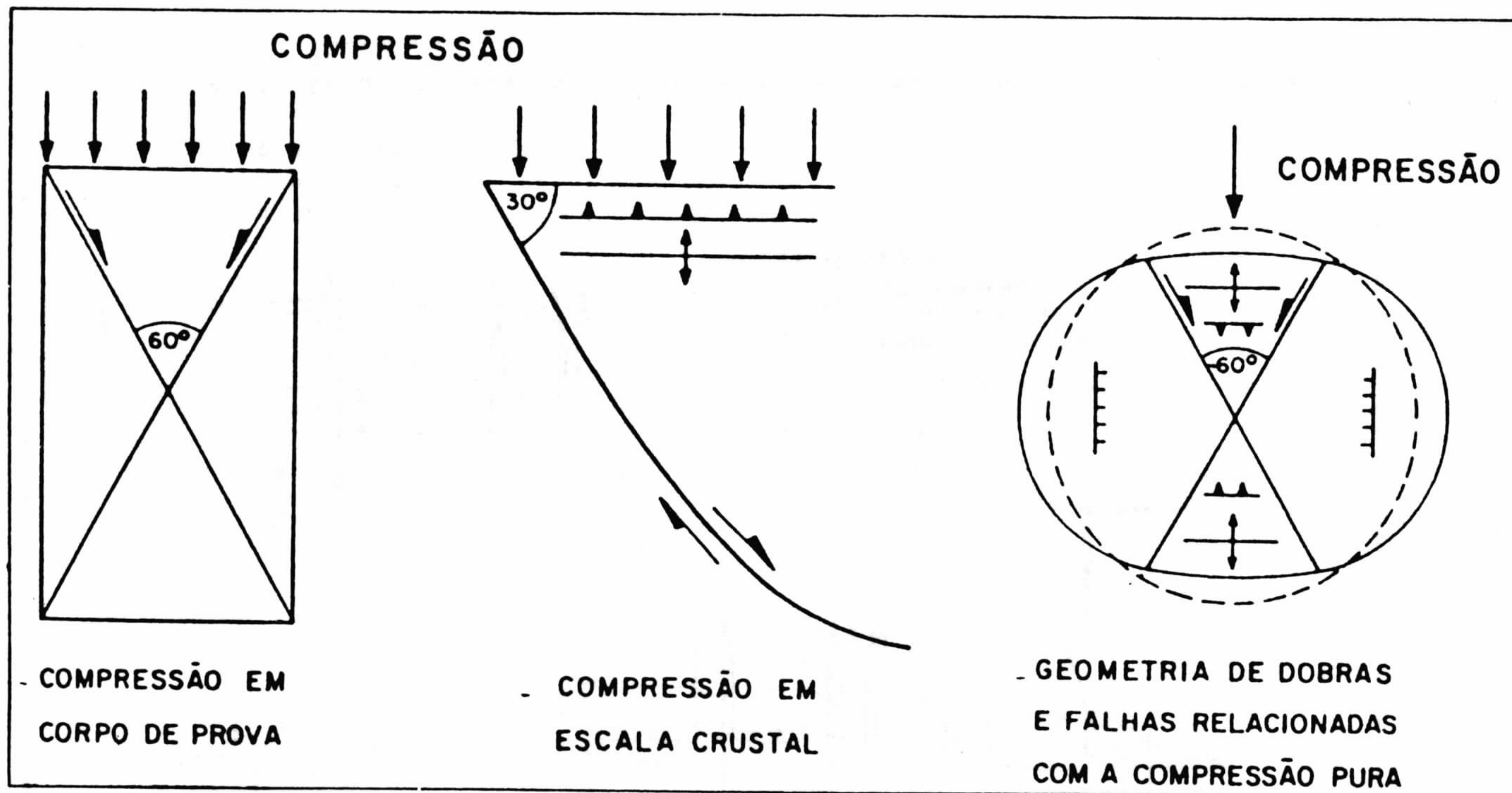
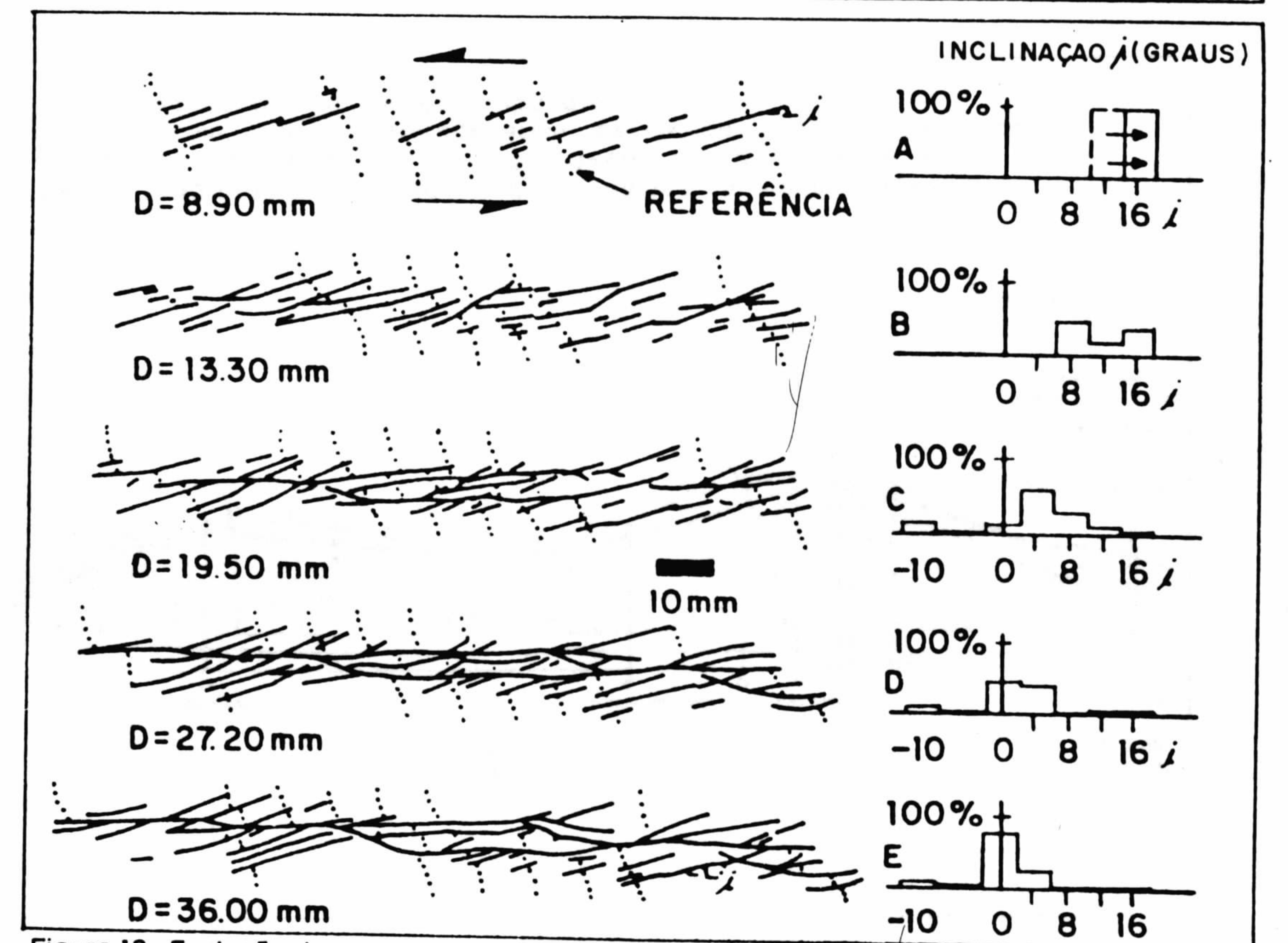
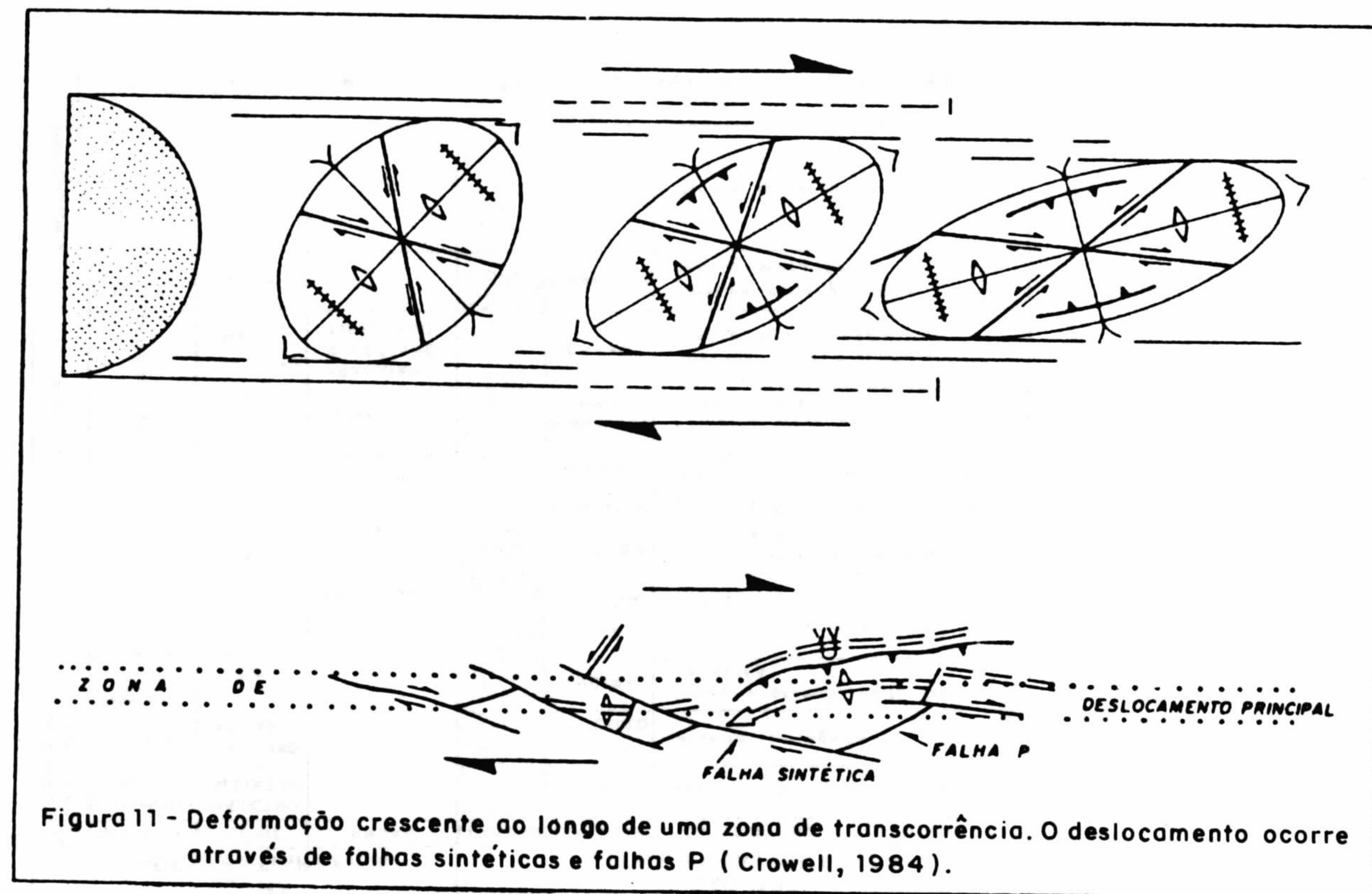
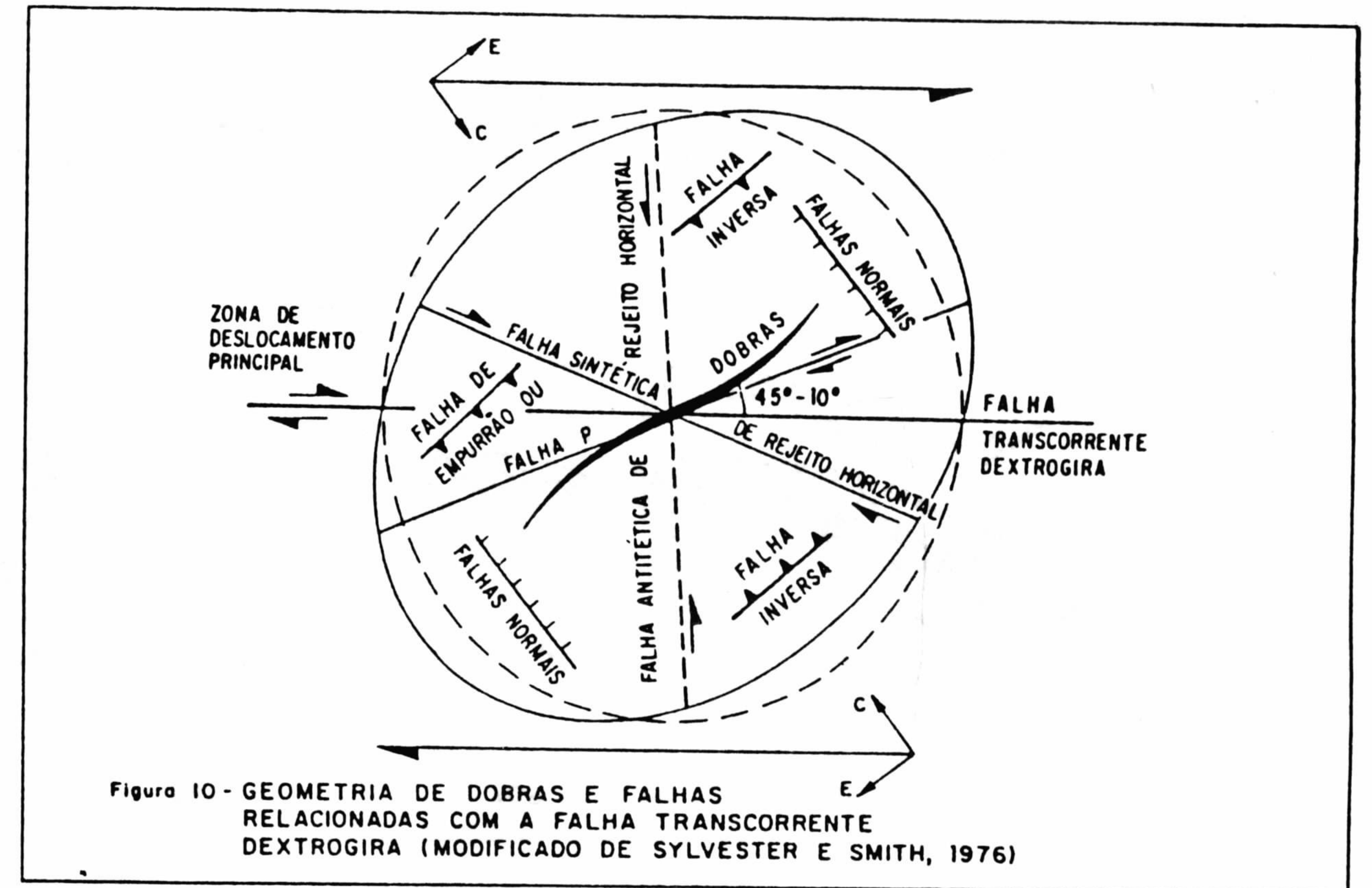
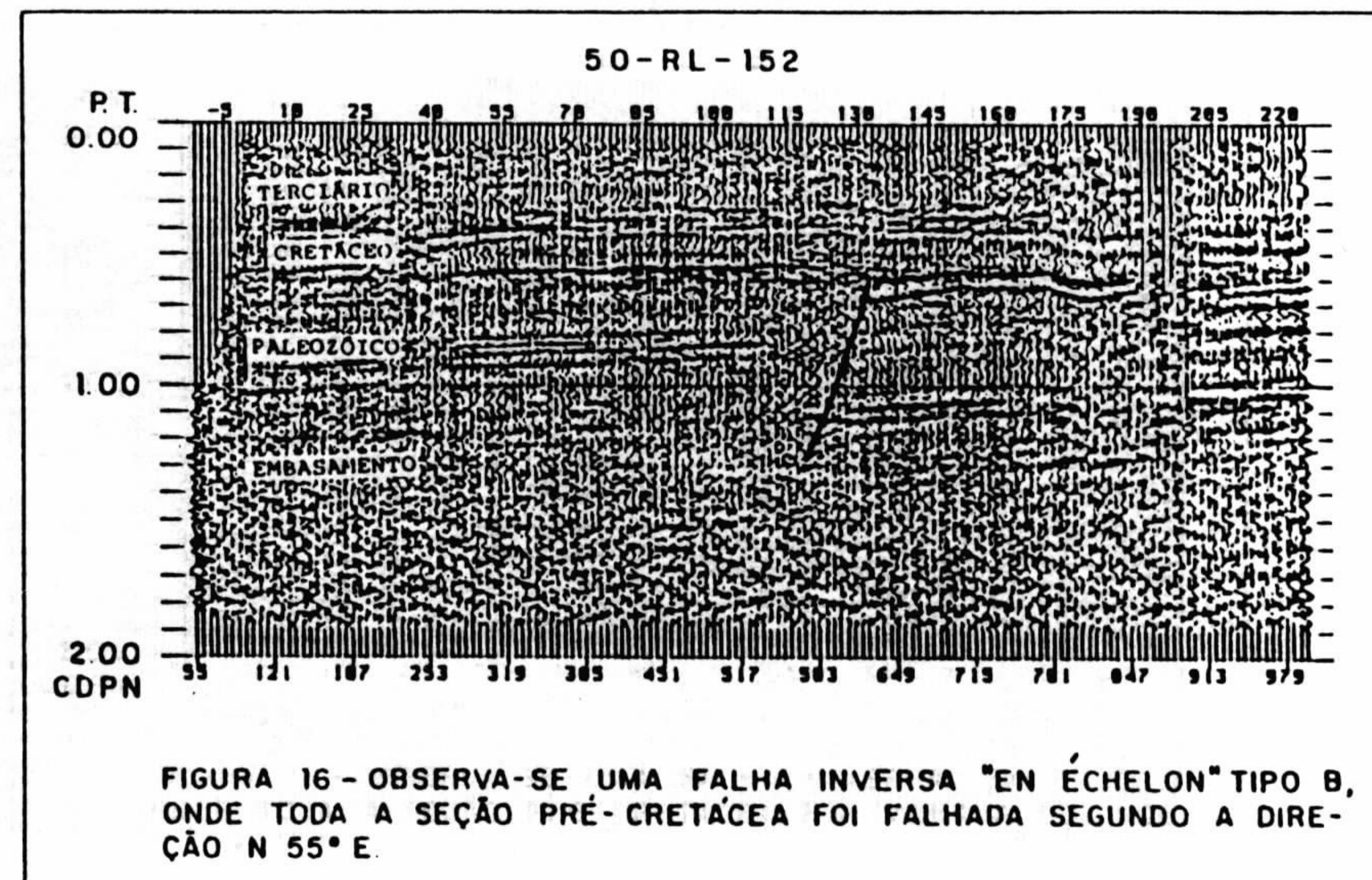
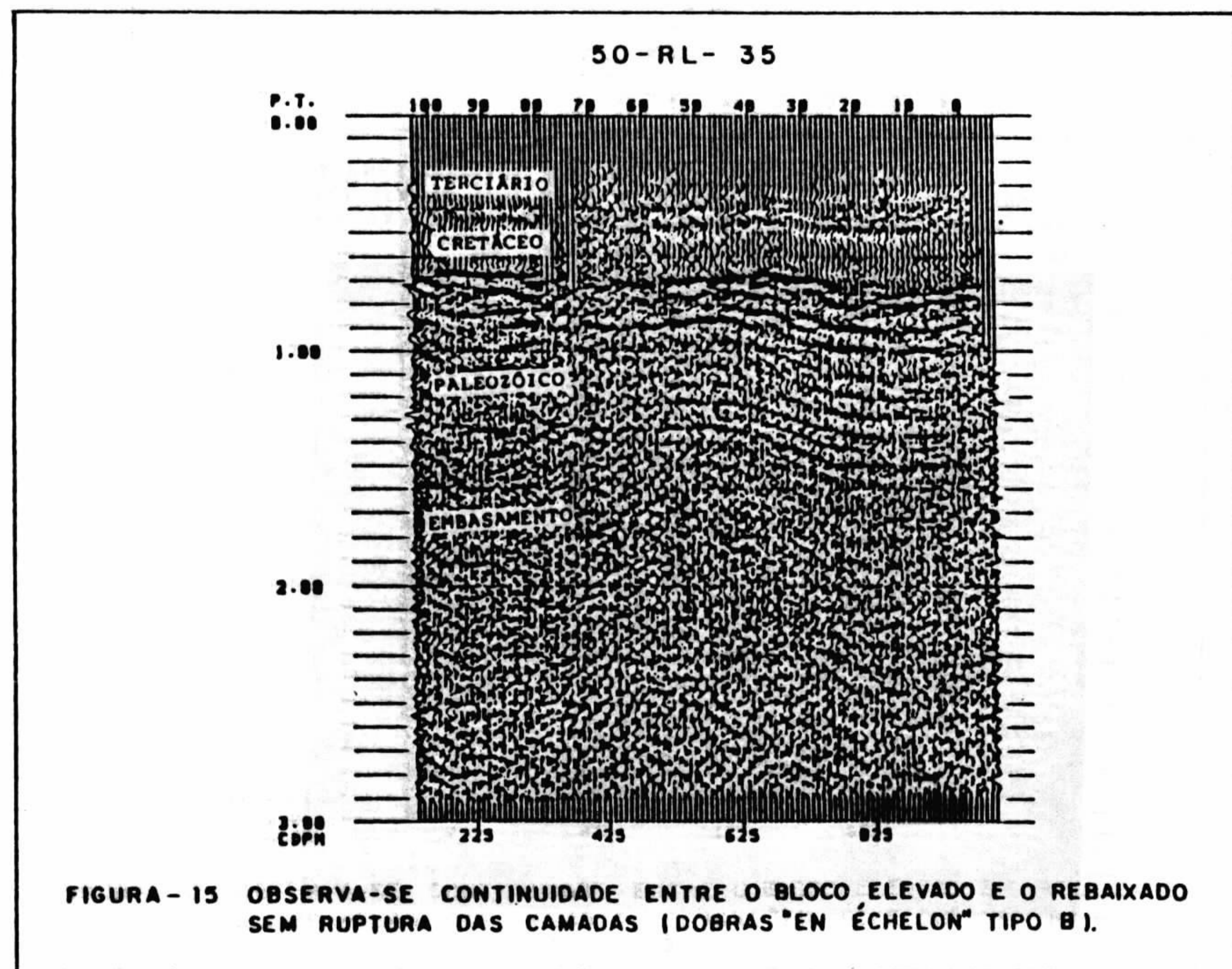
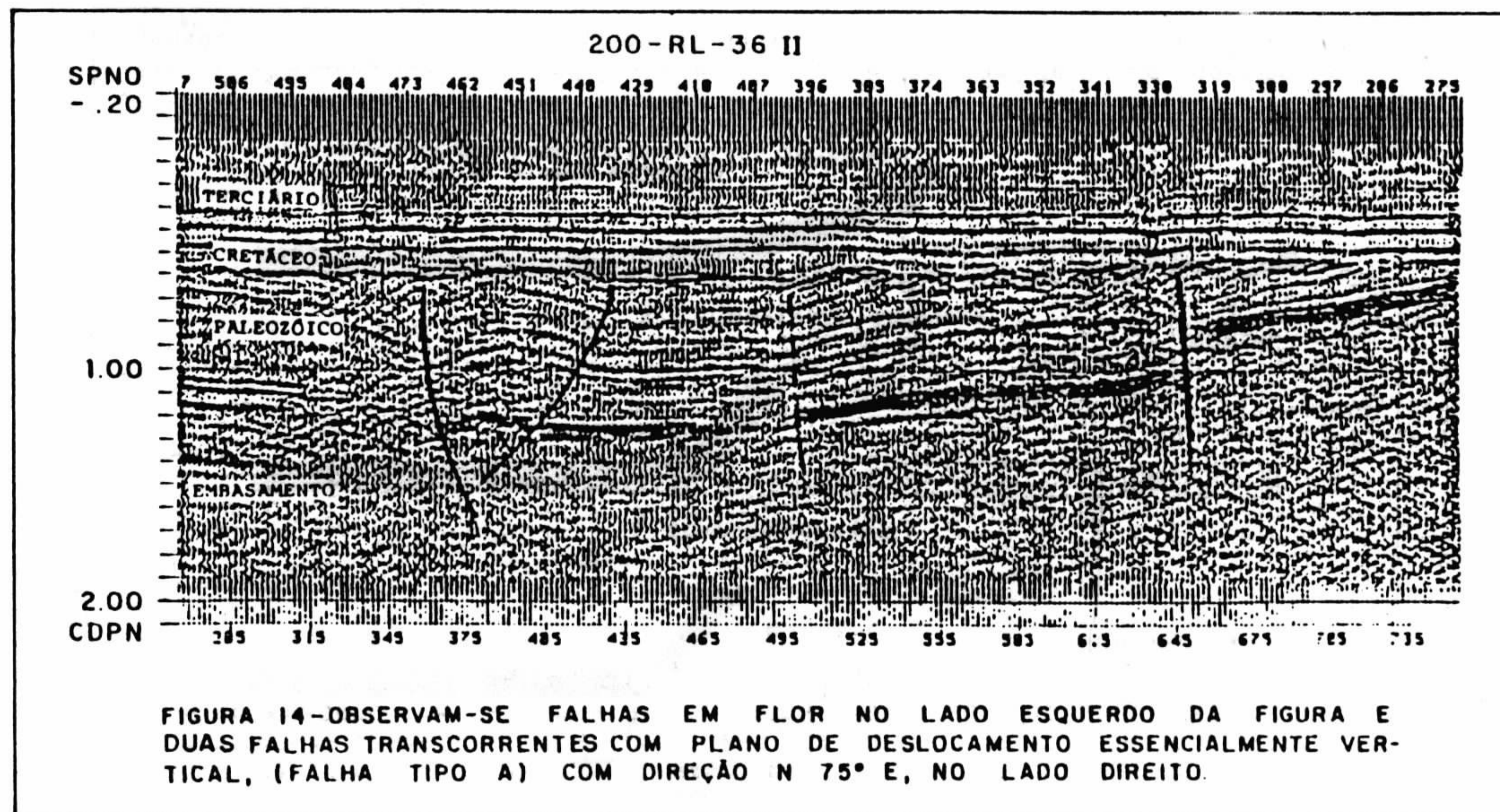
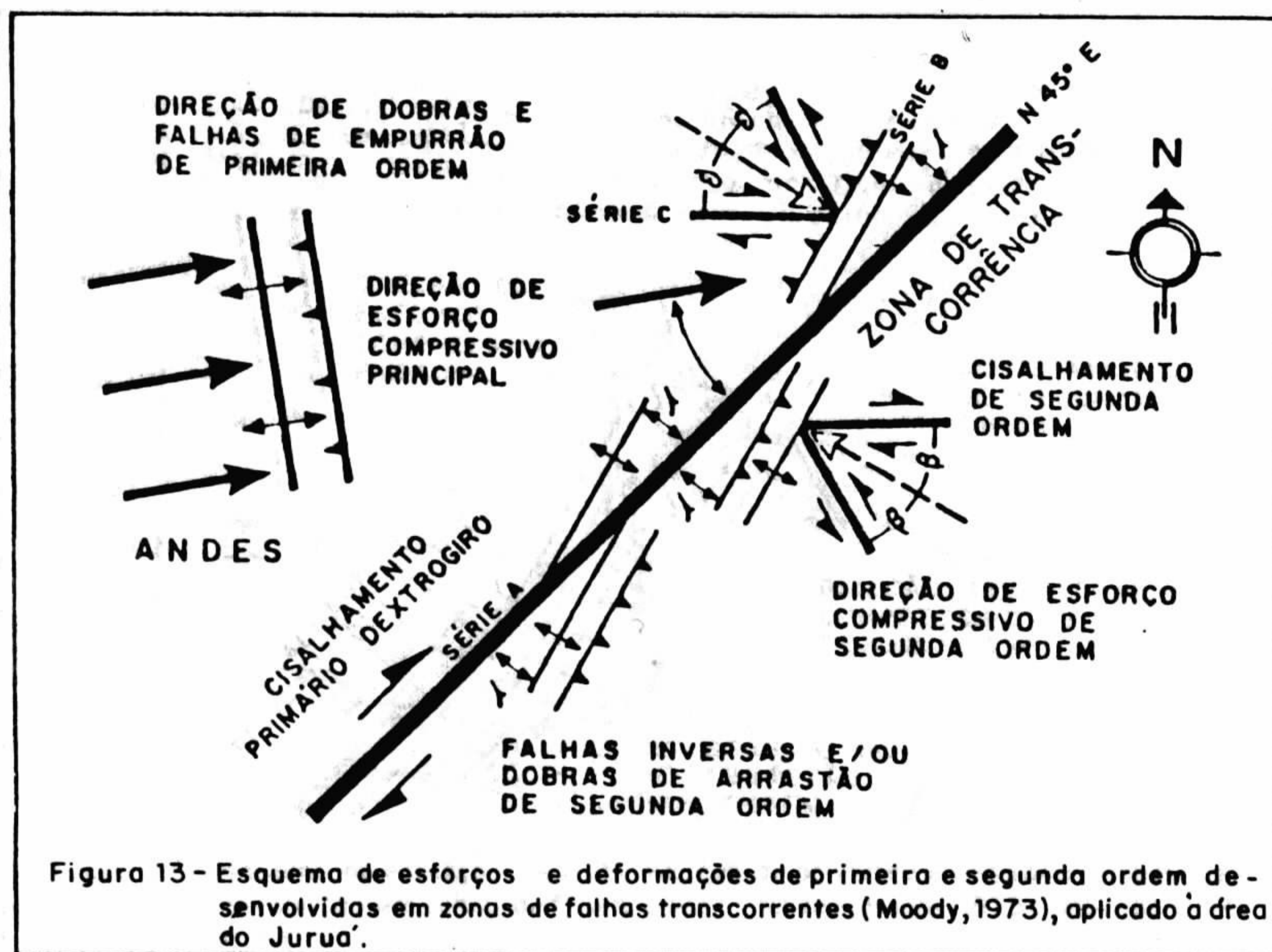
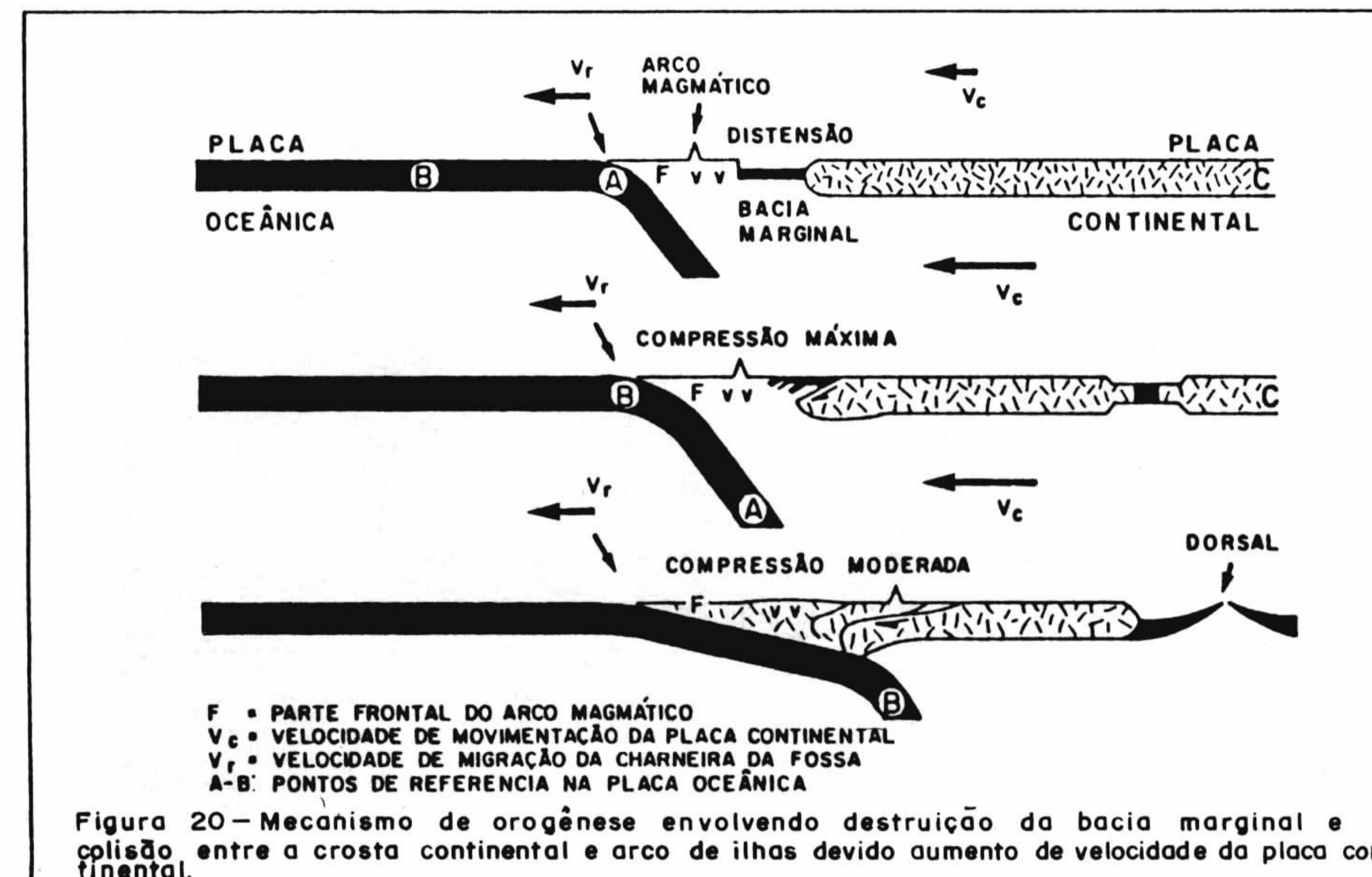
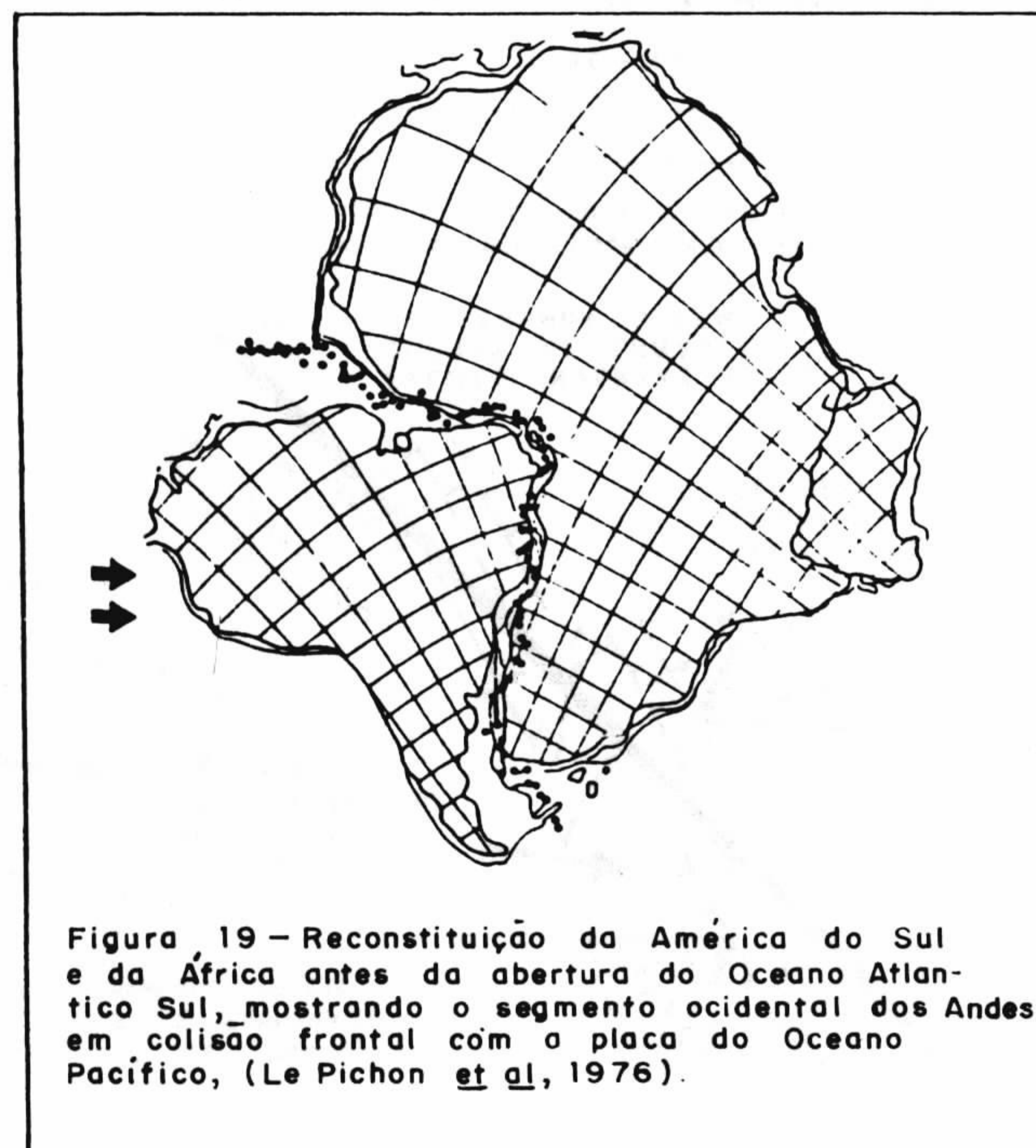
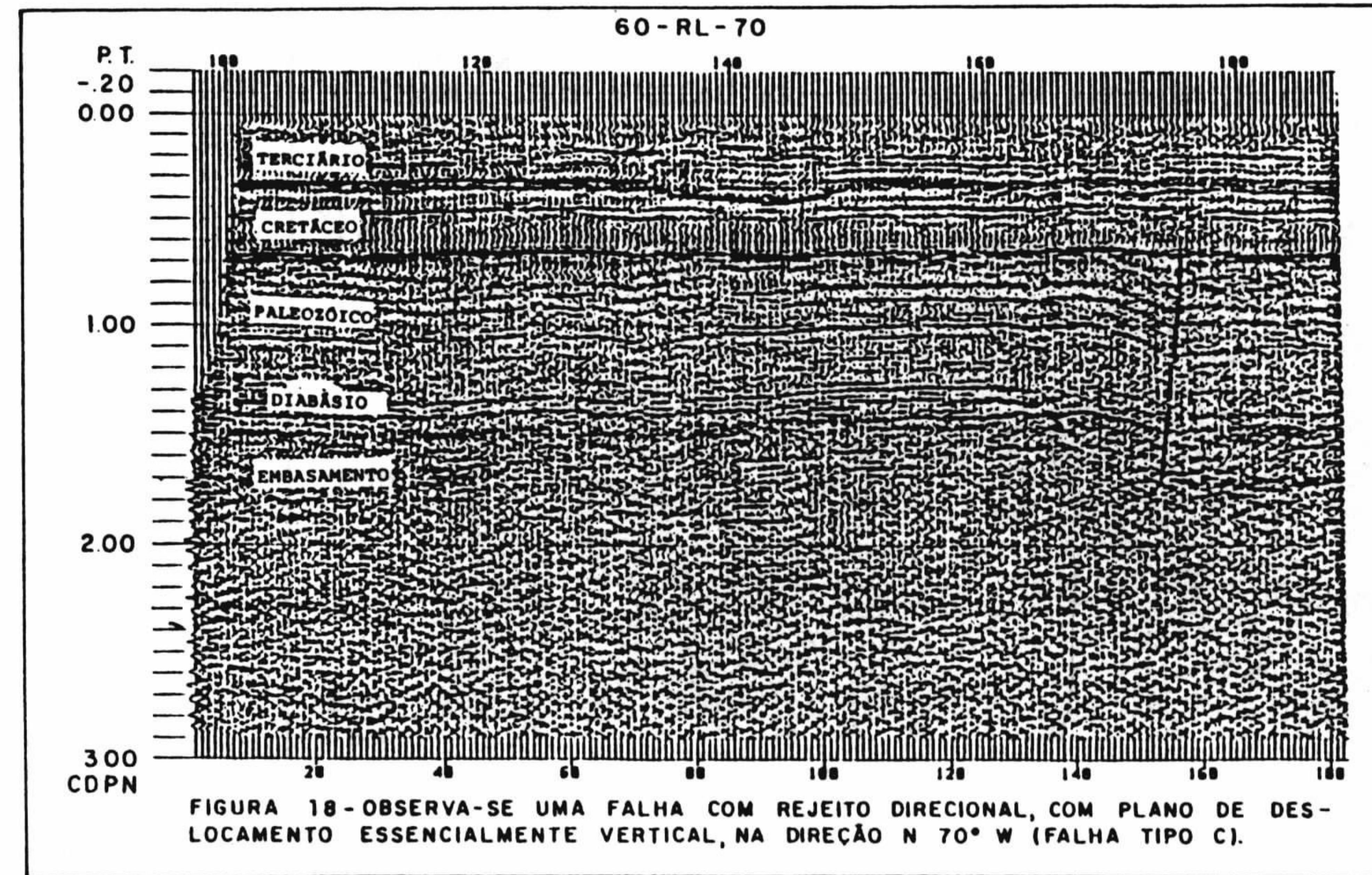
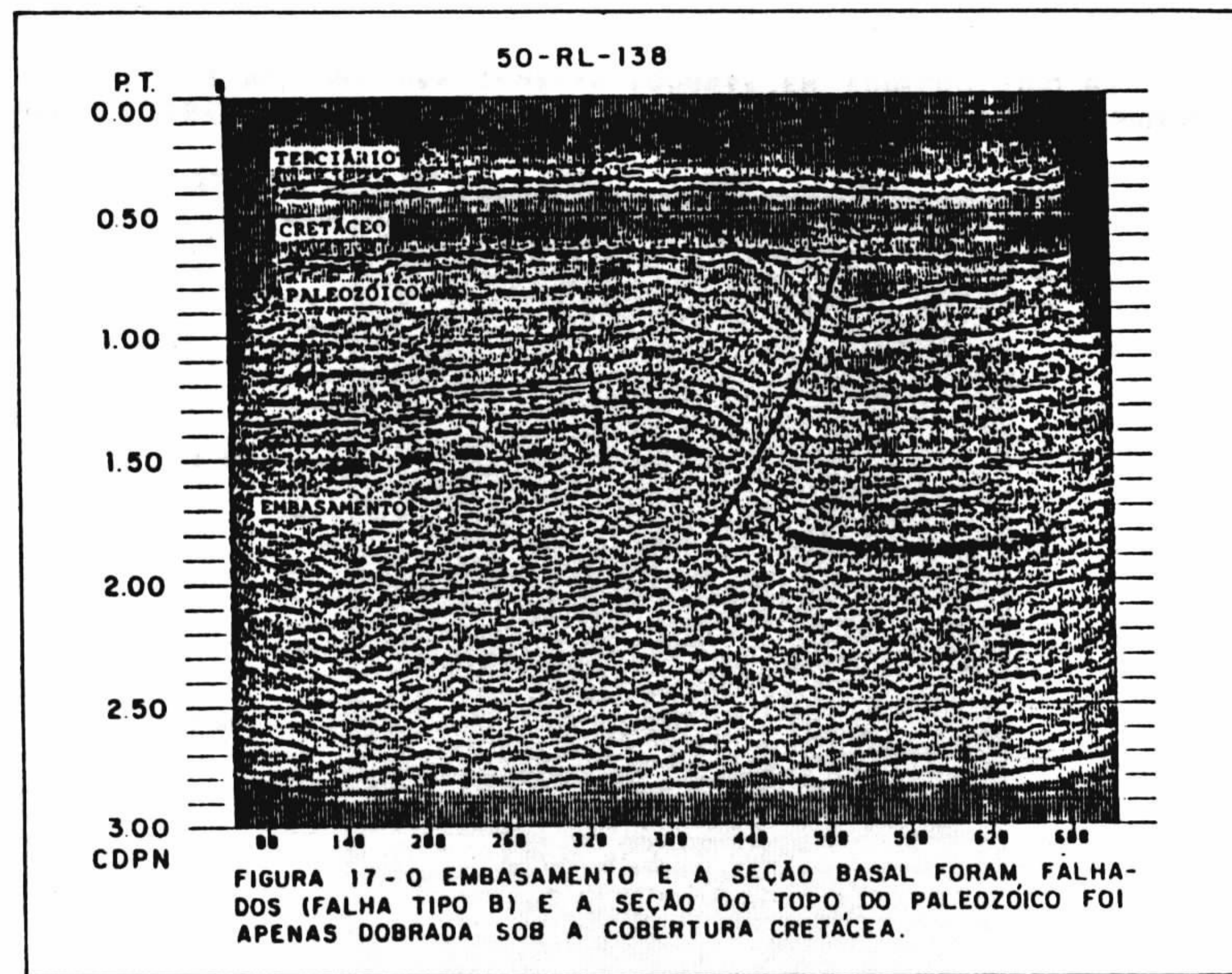


Figura 9 - Efeitos de compressão pura em rochas em escalas diferentes.







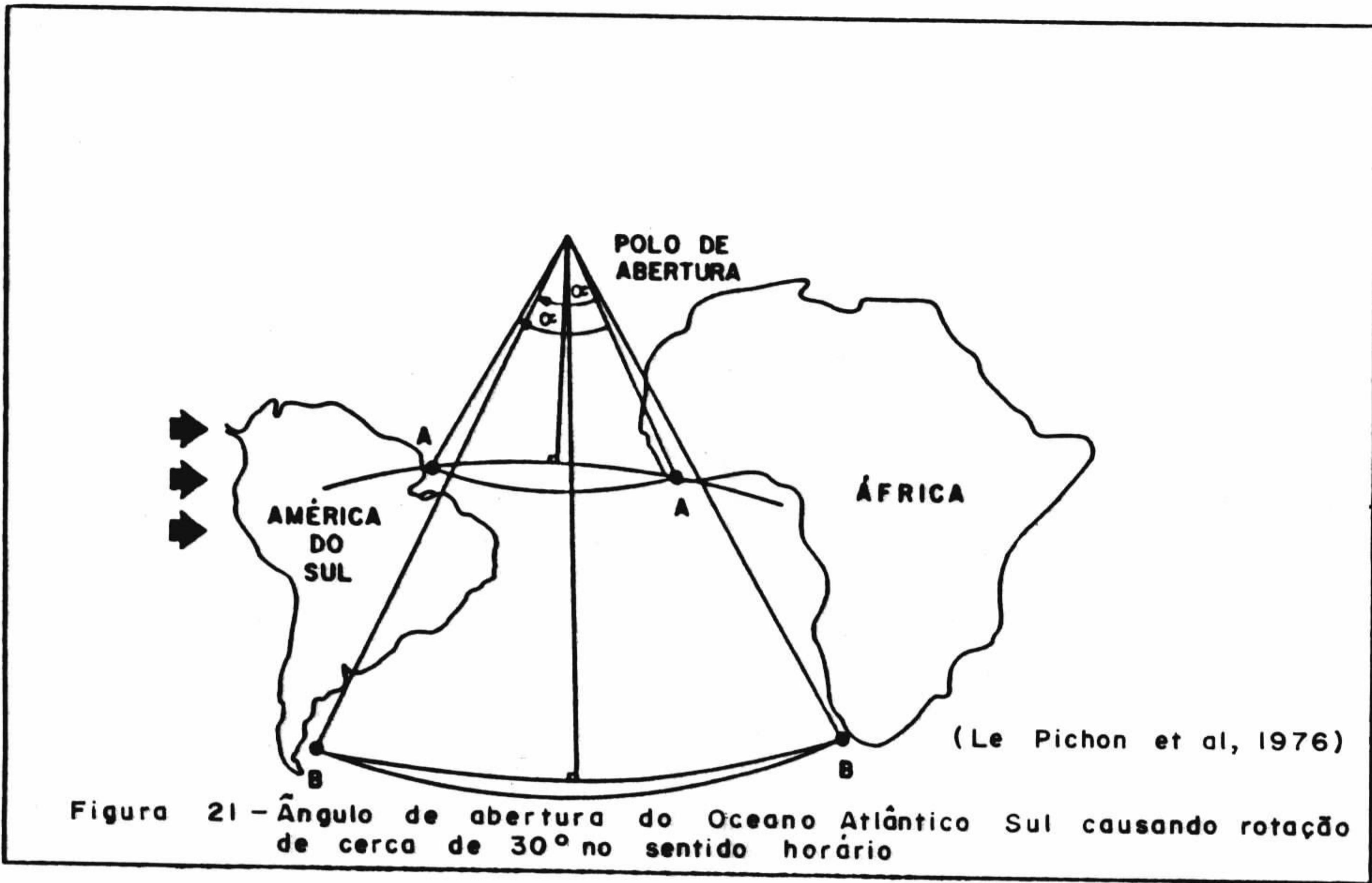


Figura 21 - Ângulo de abertura do Oceano Atlântico Sul causando rotação de cerca de 30° no sentido horário

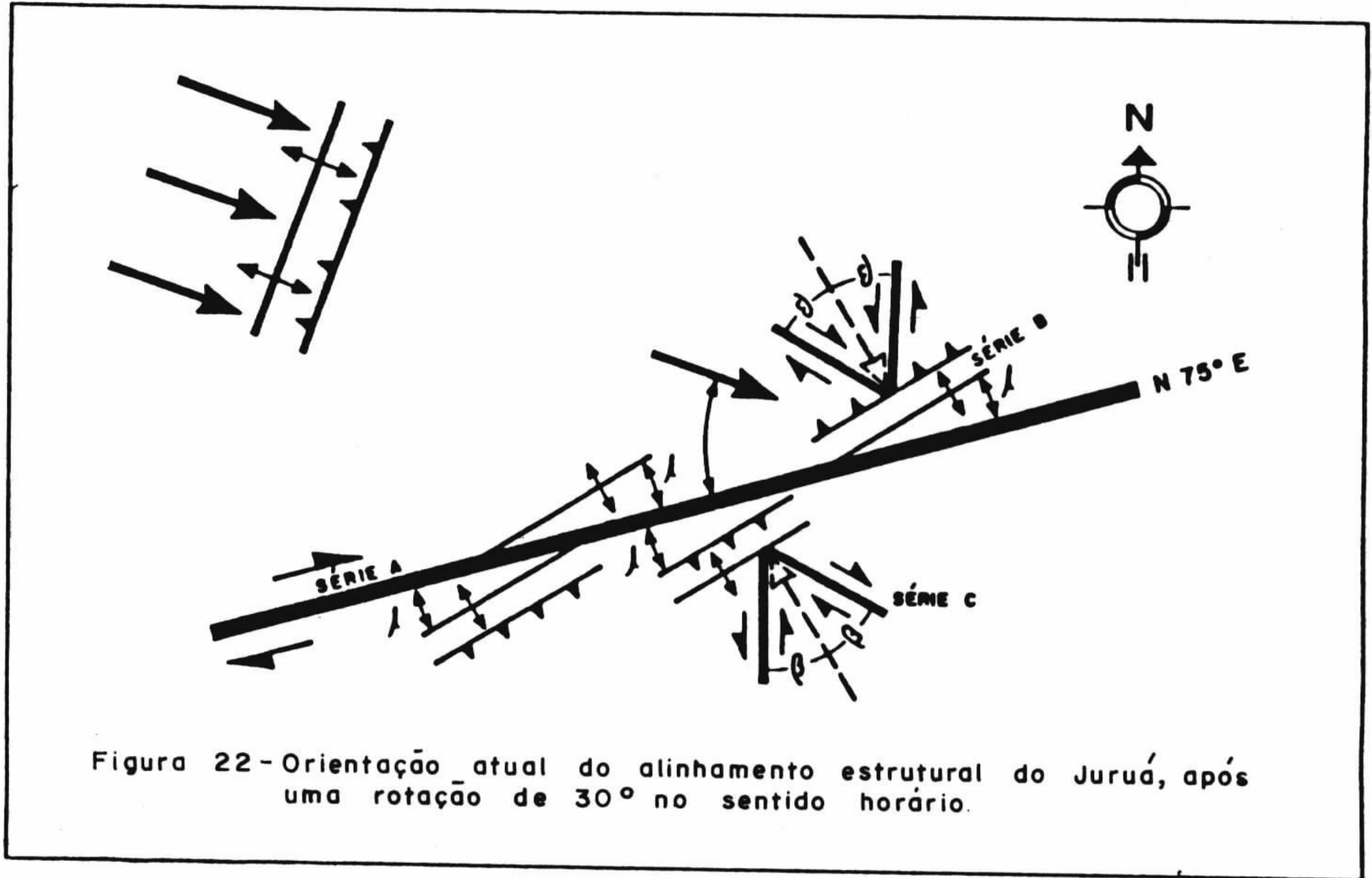


Figura 22 - Orientação atual do alinhamento estrutural do Juruá, após uma rotação de 30° no sentido horário.

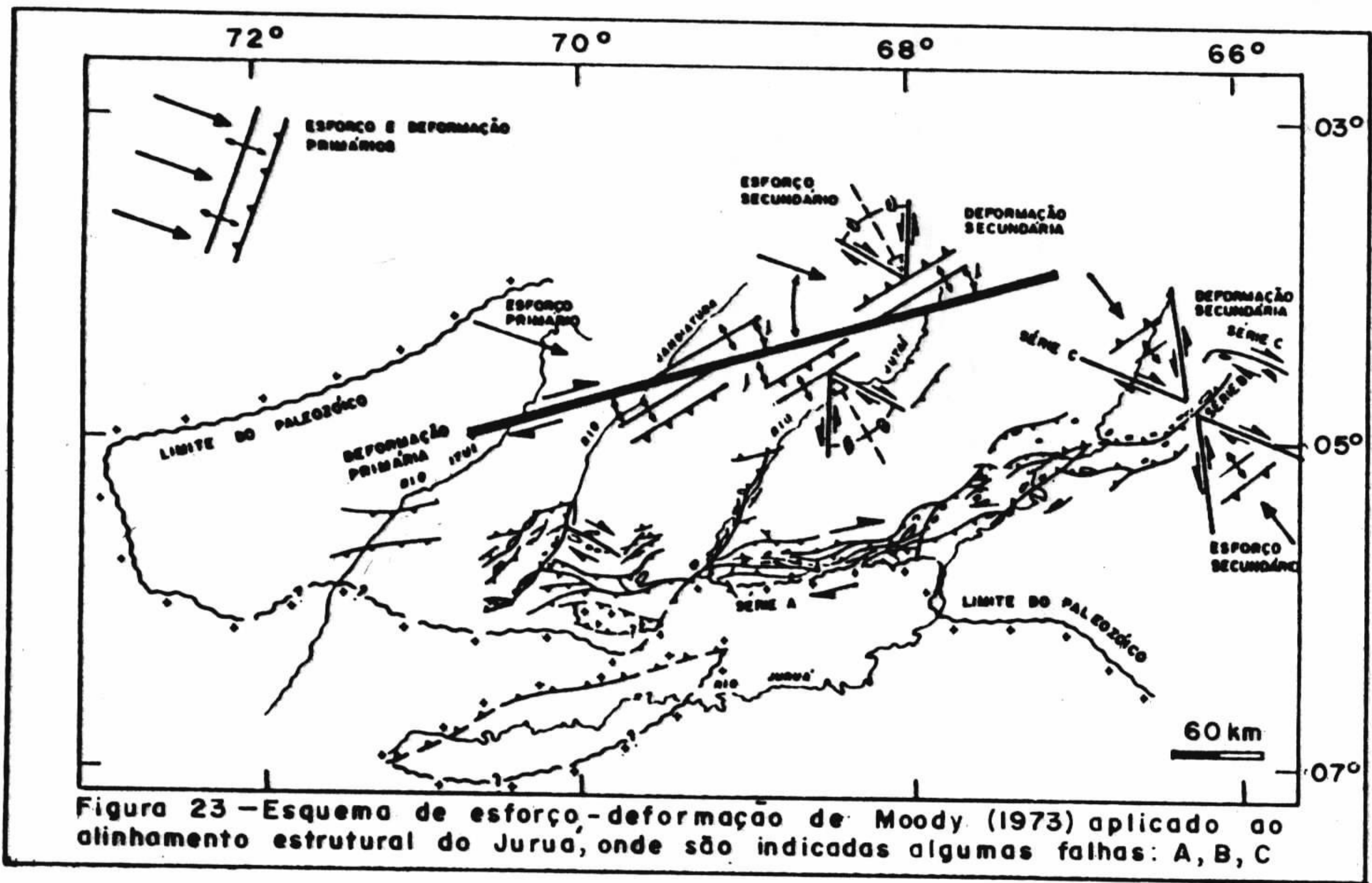


Figura 23 - Esquema de esforço-deformação de Moody (1973) aplicado ao alinhamento estrutural do Juruá, onde são indicadas algumas falhas: A, B, C

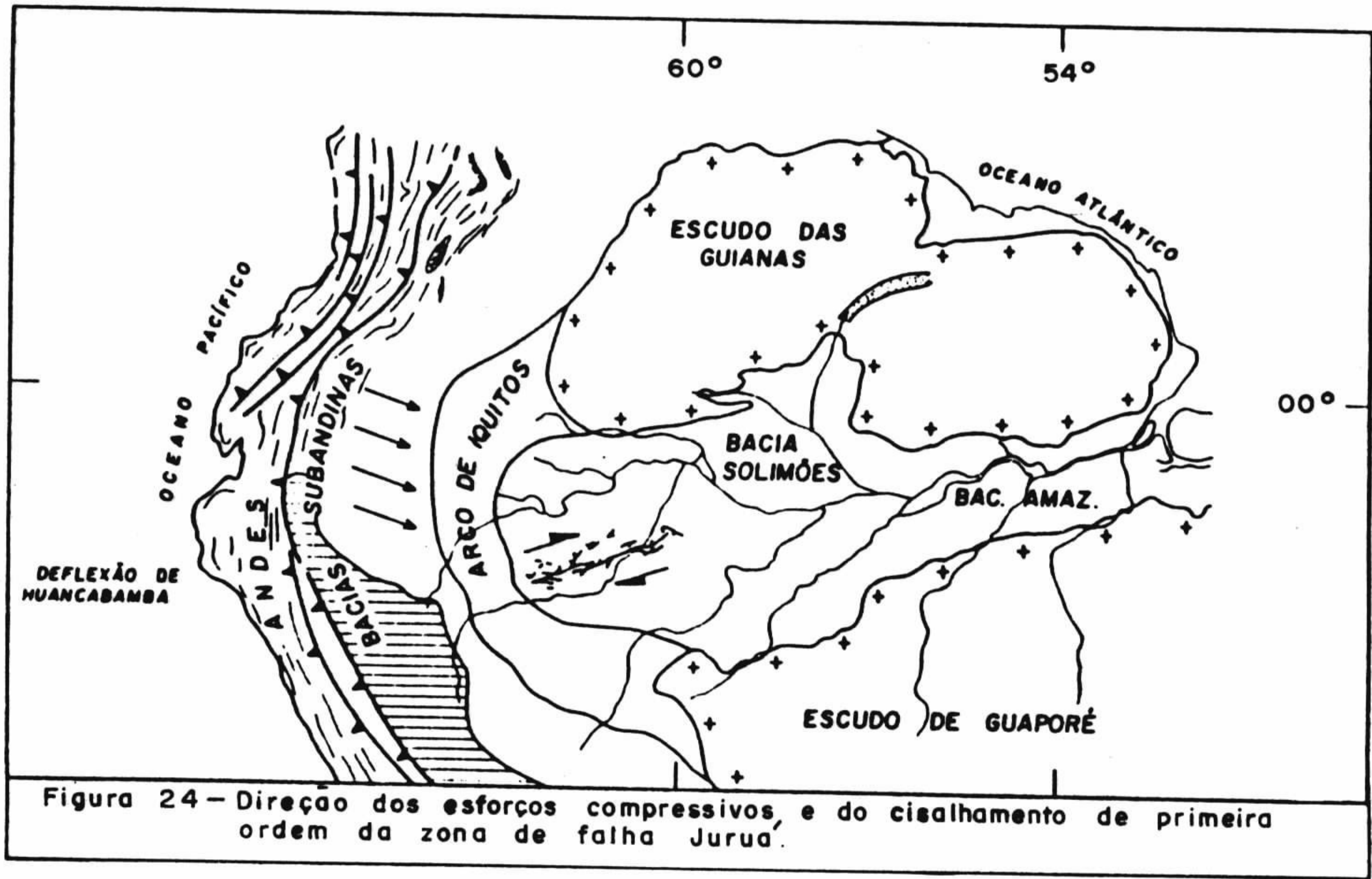


Figura 24 - Direção dos esforços compressivos, e do cisalhamento de primeira ordem da zona de falha Juruá.

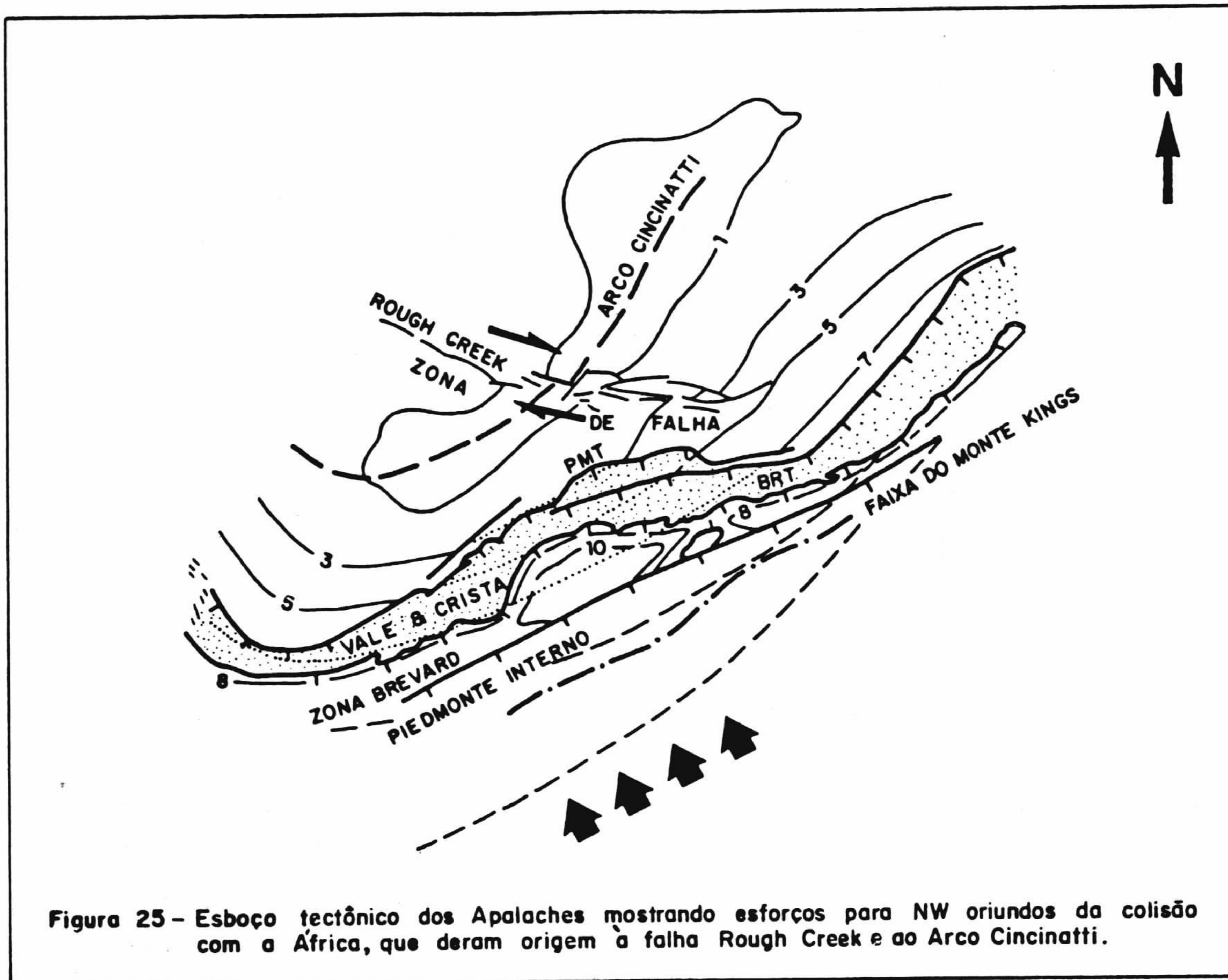


Figura 25 - Esboço tectônico dos Apalaches mostrando esforços para NW oriundos da colisão com a África, que deram origem à falha Rough Creek e ao Arco Cincinatti.

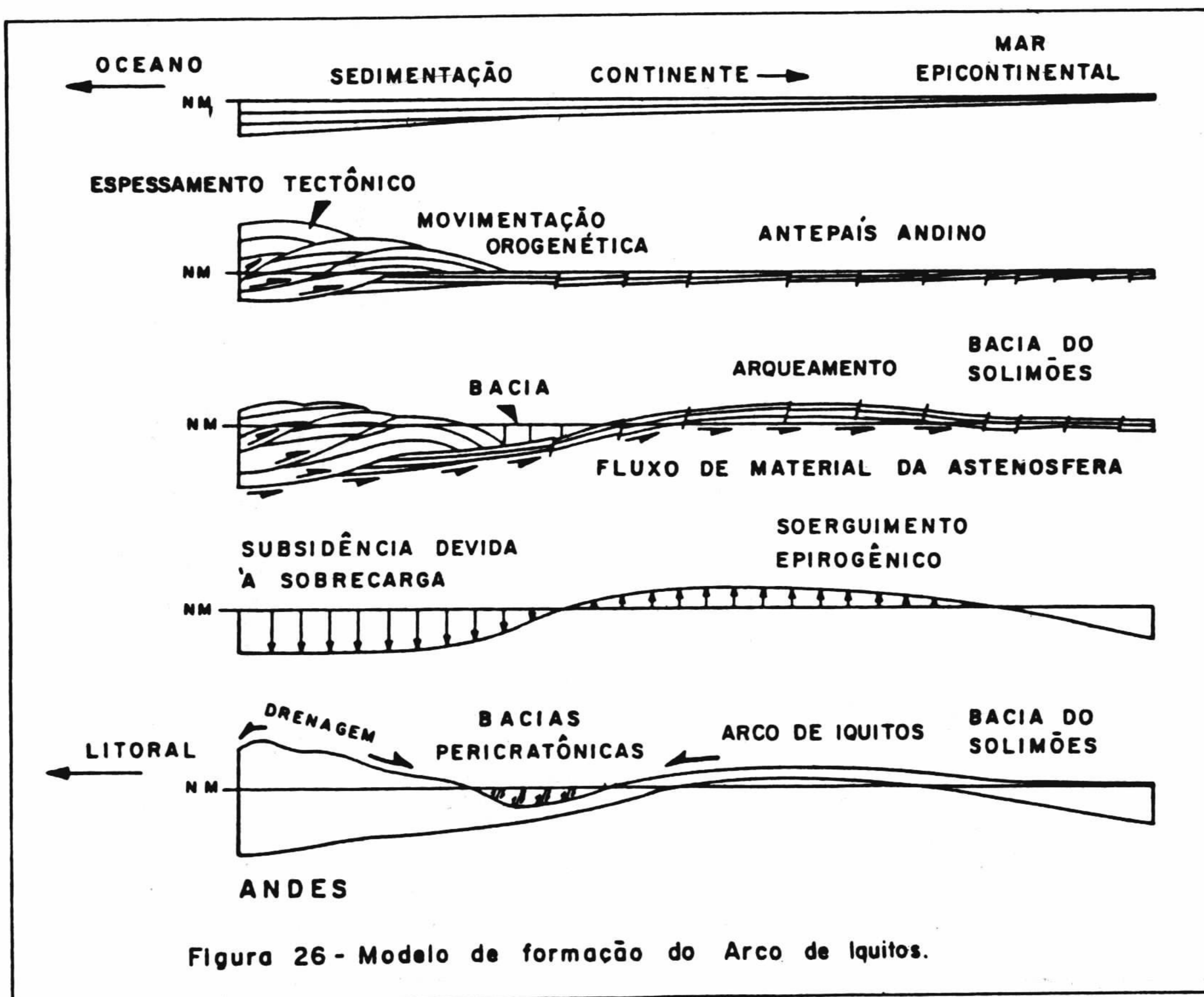


Figura 26 - Modelo de formação do Arco de Iquitos.

AS EVIDÊNCIAS DO MAGMATISMO KIMBERLÍTICO NA BORDA SUL DA BACIA DO PARNAÍBA

R. Mariano G. Castelo Branco

Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará

ABSTRACT

Several kimberlite occurrences were identified during the last twenty years in Brazil. The South Parnaíba Basin, where the first kimberlites was discovered, shows some characteristics of Kimberlite Province. Five kimberlites have been recognized in the districts of Santa Filomena and Bom Jesus in the Southwest of Piauí State; they show forms of elongated diatremes, normally oriented along the NW direction, and intrusive in Parnaíba Basin Paleozoic sediments. In the interior of the structures occur altered kimberlites, breccias and fine sediments. Although deeply weathered on the surface, the yellow-ground and alluvions contain several kimberlitic minerals such as pyrope, diopside and ilmenite. The intrusions are identified as Redondão and Apicuns in Santa Filomena district and the three Belmonte diatremes in Bom Jesus district. These occurrence may be associated with secondary lineaments of long and old fractures reworked in Mesozoic times, when the intrusion took place. The region has been famous for a long time for the occurrences of detritic diamonds in Tertiary and Quaternary deposits. Nevertheless, the real amount of diamonds in these kimberlites is not know at present.

RESUMO

Diversos corpos kimberlíticos foram identificados no Brasil nos últimos vinte anos. A borda Sul da Bacia do Parnaíba, onde foi localizado o primeiro destes corpos, vem a cada dia se caracterizando como uma Província Kimberlítica. Atualmente, pelo menos cinco corpos kimberlíticos estão localizados nos municípios de Santa Filomena e Bom Jesus no Sudoeste do Piauí, ocorrendo sob a forma de diatremas ovaladas nos sedimentos Paleozóicos da Bacia do Parnaíba. No interior destas estruturas são encontrados kimberlites alterados, brechas kimberlíticas e sedimentos finos, além de minerais kimberlíticos como granada, diopsídio e ilmenita nos aluviões dos principais cursos d'água. Estas estruturas são conhecidas como Redondão, Apicuns e Belmonte 1,2 e 3. Em nenhuma destas intrusões foi encontrado diamante, embora a região seja produtora nos depósitos Terciário e Quaternário. Em princípio, estas ocorrências parecem estar as

sociadas a lineações secundárias de grandes falhamentos antigos que foram remobilizados no Mesozóico, permitindo a intrusão destes corpos. Este trabalho tem por objetivo apresentar informações gerais sobre os kimberlitos da borda Sul da Bacia do Parnaíba, uma vez que alguns corpos ainda não foram divulgados.

INTRODUÇÃO

A primeira definição petrográfica de kimberlito deve-se a Lewis no ano de 1887, embora a rocha já fosse objeto de inúmeras observações na África do Sul mesmo antes de 1867 na região do Rio Orange. Os sucessivos achados de diamantes na sua rocha matriz, fizeram com que os kimberlitos passassem a ser alvo de grande procura o que revolucionou a África do Sul no final do século IX e início do século XX. Após terem sido encontrados inicialmente sob a forma de diatremas (estruturas circulares), os kimberlitos foram encontrados subsequentemente sob a forma de diques e "sills", mas com características particulares que os fazem bem diferentes das rochas ultrabásicas comuns, como por exemplo sua raridade relativa, sua insignificância volumétrica, além de características mineralógicas, petrográficas e químicas específicas. À medida que novas descobertas se efetuavam na África do Sul, outras características particulares eram percebidas como a de ocorrerem em enxames ou grupos, alinhados e geralmente próximos entre si. Seguindo-se as frequentes, descobertas na África do Sul, mais e mais intrusões foram detectadas em outras áreas da República Sul Africana, Sudoeste da África e países da costa Oeste e Centro-Sul. Posteriormente, situação análoga se processava nos Estados Unidos da América do Norte, União Soviética, Austrália e Brasil; este último com importantes achados ao longo da década de setenta do nosso século.

O fato das rochas kimberlíticas estarem associadas a determinados "setting" geológico-geotectônico, situação comprovada por suas localizações geográficas, logo trouxe a idéia de Província Kimberlítica. Desta forma, pode-se evidenciar nove áreas reconhecidas como Províncias Kimberlíticas: cinco províncias no continente africano, uma grande província na Plataforma Siberiana, uma província e ocorrências esparsas no continente Norte Americano, uma província na América do Sul (Brasil) e uma província na Austrália ainda com poucas informações. O Brasil é considerado por inúmeros autores como uma província, mas existem possibilidades de subdivisões devido ao grande número de ocorrências agrupadas em diversas porções do território (Dawson 1967; 1970; 1980; Frantsesson 1970; Meyer 1976; Svisero 1984). A figura 1 mostra a distribuição destas províncias e algumas outras áreas de ocorrências importantes no mundo.

Com relação aos kimberlitos brasileiros, somente a partir da década de sessenta, especificamente ao longo dos anos 1967 e 1968, diversas empresas de prospecção e mineração se dedicaram ao trabalho com corpos kimberlíticos no Oeste de Minas Gerais e posteriormente estenderam a prospecção a outras áreas promissoras no país. No entanto, os trabalhos que divulgam os achados e aspectos de sua geologia são devidos principalmente a Svisero et al. (1977; 1979; 1980; 1982; 1984). O quadro geológico, estrutural e tectônico dos kimberlitos brasileiros é muito semelhante ao que se processa em outras regiões. Assim sendo, ocorrem em diatremas com formato ovalado de dimensões reduzidas, exceto algumas ocorrências especiais como aquelas objeto deste trabalho. As rochas se encontram em elevado estágio de alteração, mas fundamentalmente mantêm características petrográficas particulares. Encontram-se normalmente associados às bor-

das de regiões estáveis, áreas que foram tectonicamente ativas no Mesozóico e associados a lineações de porte regional (Castelo Branco 1984). Hoje, de um modo ainda precário devido à ausência de informações, pode-se considerar que o território brasileiro foi palco de intensa atividade magmática kimberlítica distribuída por quase toda sua extensão. Segundo Svisero et al. (1984), cinco Províncias Kimberlíticas podem ser sugeridas, onde entre elas, apenas a de Alto Paranaíba em Minas Gerais pode realmente ser assim caracterizada devido ao volume de informações e trabalhos ali efetuados por empresas, pesquisadores e órgãos do governo. Segundo aqueles autores, as outras quatro seriam Paranatinga e Aripuanã em Mato Grosso, Pimenta Bueno em Rondônia, Gilbués no Sul do estado do Piauí e Lages em Santa Catarina. Em princípio, sugere-se neste trabalho que o termo "Província Kimberlítica de Gilbués" não seja utilizado, uma vez que o Kimberlito Redondão e outras ocorrências do Sul do estado do Piauí não se encontrem naquele município e sim no de Santa Filomena e no de Bom Jesus do Gurgueia.

O estudo de kimberlitos no que diz respeito à sua geologia, petrografia, mineralogia e o contexto geotectônico no qual estas rochas estão inseridas é de fundamental importância, não somente pelo grande interesse econômico associado aos depósitos diamantíferos, mas sobretudo devido ao interesse geológico destas rochas. Além de serem conhecidos como única fonte primária de diamantes terrestres, os kimberlitos são rochas com gênese relacionada a grandes profundidades e por conseguinte instrumento de estudo indireto do Manto Superior da terra através de xenólitos.

KIMBERLITOS DA REGIÃO SUDOESTE DO ESTADO DO PIAUÍ

Os primeiros trabalhos a sugerir a existência de kimberlitos no Brasil datam do final do século IX, mas eram apenas reportagens sobre a possibilidade da presença destas rochas no Oeste de Minas Gerais. A província Kimberlítica de Alto Paranaíba só viria ser descoberta no ano de 1967.

O primeiro corpo kimberlítico a ser localizado no Brasil foi o da região de Santa Filomena no Sudoeste do estado do Piauí, quando geólogos da PETROBRÁS identificaram a estrutura do Redondão contendo rochas do tipo kimberlito no seu interior. Após a descoberta do Redondão em 1965, somente no final da década de setenta novos corpos foram identificados principalmente devido a empresas de pesquisa e exploração de minérios utilizando-se de métodos geológicos como a prospecção de minerais pesados, interpretação de fotografias aéreas, imagens de radar e de satélite bem como métodos geofísicos aéreos.

Após os trabalhos de mapeamento do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Rio São Francisco, Schobbenhaus et al. (1974) detectaram, além do Redondão, cerca de dez outras estruturas circulares muito semelhantes entre si, ocorrendo relativamente próximas e situadas entre os municípios de Alto Paranaíba, Santa Filomena, Gilbués, Monte Alegre e Redenção do Gurgueia na borda Sul da Bacia do Paranaíba. Atualmente, esta área pode ser estendida ao município de Bom Jesus situado pouco a Norte das referidas áreas, bem como outras estruturas kimberlíticas e com formatos superficiais semelhantes poderiam ser acrescentadas (figura 2).

A área mencionada anteriormente, e que inclui o município de Bom Jesus do Gurgueia, está delimitada pelos paralelos 8°30' e

10°00' de latitude S., e pelos meridianos 44°30' e 46°00' de longitude W de Gr., podendo ser atingida através da Rodovia BR 343 que liga Teresina a Floriano e através de rodovias estaduais que chegam ao sul do estado do Piauí e àqueles municípios. A figura 2 mostra a localização da referida área, as principais vias de acesso, os corpos kimberlíticos e algumas possibilidades de novas ocorrências.

A geologia da área em apreço é muito complexa, uma vez que é nesta região da Bacia do Parnaíba que se observa uma quebra na monotonia tectônica existente nas porções a norte, aparecendo como consequência falhamentos normais pondo diferentes litologias em contato, derrames basálticos, arqueamento, gráben, dobramentos de grande porte, lineamentos regionais importantes e as intrusões kimberlíticas. As dificuldades de interpretação causadas pelos fatores mencionados, associam-se falta de mapeamentos geológicos regionais mais precisos, uma vez que ainda existem problemas estratigráficos para aquelas litologias. As litologias predominantes são os arenitos das Formações Piauí e Pedra do Fogo do Carbonífero e Permiano respectivamente. Apresentam grandes áreas de exposição formando extensos chapadões. Os arenitos da Formação Piauí são essencialmente róseos, avermelhados e frequentemente esbranquiçados, localmente grosseiros com grãos que variam mais comumente de pequenos a médios, angulosos, subarredondados mostrando sinais de silicificação. Já a litologia Pedra do Fogo é mais caracterizada por arenitos e siltitos, ocorrendo subordinadamente folhelhos. As tonalidades do vermelho e do violáceo são as mais comuns; os arenitos são esbranquiçados localmente e constituídos por grãos de finos a médios podendo estar silicificado e conter leitos de sílex e caolim psolítico. A Formação Pedra do Fogo recobre concordantemente e gradacionalmente a Formação Piauí, sendo na maioria dos casos difícil a marcação exata de contato entre elas. A Formação Pedra do Fogo pode atingir os 200 metros de espessura e a Piauí os 3.000 metros (Schobbenhaus et al. 1974). As outras litologias do Paleozóico, Mesozóico, Terciário e Quaternário da Bacia aparecem mais restritamente nas porções sul, sudeste e sudoeste da área delimitada anteriormente. A figura 3 mostra o mapa geológico de parte da região SW do Piauí que foi modificado de diversos autores. Neste mapa notam-se as exposições relativamente menores de outras unidades Paleozóicas quando comparadas com os arenitos das Formações Piauí e Pedra do Fogo. Desta forma, a coluna estratigráfica da área estaria representada pela Formação Serra Grande do Siluro-Devoniano (arenitos intercalados com leitos de conglomerados), Formação Pimenteiras do Devoniano Inferior (predominantemente folhelhos vermelhos e cinza-escuro), Formação Cabeças do Devoniano Médio (arenitos claros, finos e com minerais pesados), Formação Longã do Devoniano Superior (essencialmente folhelhos e siltitos de tonalidades escuras), Formação Piauí do Carbonífero, Formação Pedra do Fogo do Permiano e Formação Orozimbo do Juro-Cretáceo caracterizada por basaltos amigdalodais escuros até pretos.

Os kimberlitos do SW do Piauí cortam as formações Piauí e Pedra do Fogo, podendo seu magmatismo ser atribuído ao Juro-Cretáceo e são caracterizados por estruturas semi-circulares com contornos ovalados, elípticos ou quadráticos marcado por cristas ou escarpas nos arenitos das formações mencionadas. A figura 4 mostra o formato superficial dos kimberlitos do SW do Piauí comparados com corpos da região de Alto Parnaíba em Minas Gerais.

Com relação à estruturação geológica, destacam-se falhamentos normais seccionados de direção NE e em várias porções da área, embora apareçam também falhamentos menores de direções NW e NS. Tais fa

lhamentos podem em conjunto, e numa análise mais regional, fazerem parte do grande lineamento Sobral-Pedro II que corta toda a Bacia do Parnaíba com direção NE. Esta região tem ainda as características particulares de estar próxima à zona do Arqueamento de Alto Parnaíba ativo no Cretáceo e de ter sido palco de atividade magmática no Mesozóico, incluindo-se o aparecimento das intrusões kimberlíticas (Coimbra 1983).

Neste trabalho, pretende-se apresentar informações preliminares sobre o Kimberlito Redondão, estruturas anelares de Apicuns e sobre os Kimberlitos Belmonte 1, 2 e 3, no que diz respeito aos seus aspectos geológicos. Evidentemente, uma etapa de pesquisa baseada em interpretação de fotografias aéreas, imagens de radar e de satélite, pesquisa bibliográfica, análise estrutural e etapa de campo precedem estas informações, fazendo parte do contexto regional de um trabalho mais abrangente.

KIMBERLITO REDONDÃO

O Kimberlito Redondão foi mencionado pela primeira vez em relatórios da PETROBRÁS sobre a geologia da borda Sul da Bacia do Parnaíba (Melo & Porto 1965). Seguiram-se, posteriormente, os trabalhos de Ellert (1971) e o grande Projeto Gilbuês executado pelo DNPM/CPRM em 1972 que envolvia trabalhos de geologia especificamente no Redondão. Svisero et al. (1977) comprovou que as granadas procedentes do Redondão eram realmente kimberlíticas e que aquele corpo continha xenólitos profundos de granada-lherzolito. Após estas publicações, o Redondão foi mencionado em uma série de outros trabalhos de geologia efetuados naquela região, mas até o presente momento nenhum estudo pormenorizado foi levado a efeito.

A estrutura do Redondão situa-se no município de Santa Filomena, no extremo SW do estado do Piauí, podendo ser atingido através de Rodovias Federais e Estaduais que ligam Teresina à cidade de Gilbuês, de onde por estrada carroçável na direção NW chega-se à localidade conhecida como Guaribas, situada na serra homônima. Este percurso de 90Km encontra-se em péssimo estado de conservação, só podendo ser utilizado por viaturas muito resistente do tipo Jeep ou Toyota. A partir da localidade de Guaribas, segue-se por cerca de 6,5Km em direção SW em outra carroçável que dá acesso a Matas (figura 2). A estrutura é fácil de ser localizada, uma vez que, na chapada da Serra das Guaribas, ela é marcada por uma depressão quadrática, ligeiramente alongada para NW, e com desníveis topográficos de até 80m em relação à chapada, e com extensão próxima a 1,5 Km ao longo de seu eixo maior.

Geomorfologicamente, o Redondão é uma estrutura de colapso. Esta morfologia está associada à sua própria gênese com uma ou mais etapa explosiva, esvaziamento da câmara magmática que o gerou e posteriormente colapso de toda a estrutura supostamente em forma de funil. Encontra-se intrusivo nas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba cortando as formações superiores do Paleozóico; são essencialmente arenitos avermelhados, róseos, violáceos e esbranquiçados, siltitos, argilitos e folhelhos com tonalidades predominantemente avermelhadas. As granulações são bastante variadas sendo dominante a granulação de média a fina.

Estas litologias podem ser encontradas silicificadas e com indícios de hidrotermalismo como a formação de veios milimétricos de

opala e calcedônia nas bordas da estrutura. As distinções entre os arenitos Piauí do Carbonífero e Pedra do Fogo do Permiano, é difícil na área do Redondão, uma vez que o pacote Pedra do Fogo cobre gradacionalmente os sedimentos Piauí e as bordas internas da depressão são encobertas por espessa cobertura de material coluvial procedente de transporte das partes superiores da Serra das Guaribas. Os arenitos correspondentes à Formação Piauí, ao que tudo indica, podem ser encontrados em duas porções bem distintas na área do Redondão: nos níveis mais baixos, inferiores aos 80m, de um imenso Boqueirão situado na porção NW da estrutura e conhecido como Boqueirão do Mateiro e sob a forma de grandes blocos dispersos predominantemente nas porções mais a NW, N e NE do Redondão, constituindo o topo de morrôtes que se realçam topograficamente. Na primeira situação, onde poderiam ser feitas as melhores observações, não existe nenhum acesso possível para as condições normais de trabalho, pois no Boqueirão do Mateiro encontra-se uma imensa cachoeira (precipício) com desníveis superiores aos 300m em relação à Serra das Guaribas e com desníveis também inacessíveis com relação a base da depressão. Os morrôtes, por sua vez, apresentam-se destacados na topografia do interior do Redondão, caracterizados por afloramentos no topo, de contornos ovalados ou elípticos e por grande quantidade de blocos rolados, apresentando logo abaixo contato com o kimberlito. São arenitos avermelhados, esbranquiçados e superficialmente com reentrâncias devido à erosão que lhes dão aspecto ruiforme característico. Frequentemente, são observados inúmeras concentrações de óxido de ferro também superficialmente, sob a forma de esferas que podem atingir dimensões centimétricas. Sinais de fraturas segundo a direção NW aparecem bem marcadas nos morrôtes da porção Norte da estrutura.

Amostras de kimberlito do Redondão são encontradas com frequência ao longo de toda sua extensão. Os melhores afloramentos estão situados ao longo do Riacho do Mateiro, que ocorre cruzando a estrutura para NW. São amostras em avançado estágio de alteração com aspecto brechóide onde podem ser distinguidos apenas pseudomorfos de seus minerais constituintes, como olivinas e micas, principalmente. Granadas magnesianas (Svisero 1977) são comumente observadas em cristais milimétricos de tonalidades avermelhadas em praticamente todos os afloramentos. Nos aluviões dos principais cursos d'água, em seus meandros e presos sob matações e seixos de arenitos das formações encaixantes, encontram-se minerais kimberlíticos como grandes quantidades de granadas, ilmenita e diopsídio em menores proporções. Na rede de drenagem e em poucos afloramentos são ainda encontrados xenólitos resistentes de granada-lherzolito (Svisero op.cit.) com dimensões que podem atingir os 20cm; são ovalados ou elípticos com cores escuras e que se distinguem das outras litologias tanto nos cursos d'água como encravados nos afloramentos de kimberlitos.

AS ESTRUTURAS ANELARES DE APICUNS

Os Apicuns foram também detectados nos trabalhos de mapeamento geológico da PETROBRÁS em 1965. O acesso as estruturas de Apicuns é feito pelo mesmo roteiro mostrado para o Redondão. Estão localizadas a cerca de 13Km ao Sul do Redondão, ainda na Serra das Guaribas; trata-se de um conjunto de três estruturas ovaladas, próximas, quase que perfeitamente alinhadas e direcionadas segundo N 30° W. A estrutura principal e de maior dimensão, situa-se entre as outras duas menores, sendo ligeiramente alongada na direção N;

seu diâmetro maior pode ultrapassar 1,5Km (figura 2).

As diatremas de Apicuns, devem por situação e características tão semelhantes entre si, corresponderem a três intrusões alinhadas segundo uma grande fratura. No entanto, as informações aqui apresentadas referem-se apenas à estrutura maior. São fáceis de serem detectadas em fotografias aéreas, radar ou mesmo imagens de satélite, pois têm contornos bem realçados em relação ao grande chapadão que forma a Serra das Guaribas. Estes contornos são caracterizados por grandes cristas de sílexito se sobressaindo verticalmente nas camadas horizontais dos arenitos da Formação Pedra do Fogo. As cristas são espessas, alongadas, com contornos arredondados e algumas ovaladas estão separadas das primeiras devido a efeitos de erosão ou muito provavelmente a efeitos de fraturas de direção NE, uma vez que próximo encontram-se cristas independente alinhadas nesta direção. Observações de campo efetuadas em alguns poços já existentes feitos por empresas de mineração que atuaram naquela região, mostram as dificuldades de se realizarem trabalhos de geologia de detalhe naquela intrusão, pois ocorre um solo bastante espesso seguido por uma cascalheira contendo seixos de quartzo, quartzo e sílexito misturados e por material tufáceo com nódulos de caulim que podem ultrapassar os 5m de profundidade. Não foi observado material kimberlítico rochoso como no Redondão, mas uma alteração amarelada com minerais de serpentina e minerais pesados bastante alterados como ilmenita e diopsídio. Os abundantes cristais de granadas encontrados no Redondão não foram observados em Apicuns. Os aspectos estruturais marcantes que podem ser observado em imagens de radar como as lineações NNW e NE sugerem que as estruturas de Apicuns estão associadas a fraturamentos secundários de lineações de maior porte e com direção NE. Associação análoga pode ser feita para o Redondão, só que o fraturamento secundário a ele associado tem uma direção SE e não NNW como para Apicuns.

AS ESTRUTURAS MELMONTE

A aproximadamente 90Km para NE da área de ocorrência do Kimberlito Redondão e situadas no município de Bom Jesus, localizam-se na margem direita do Rio Uruçui Preto próximo à localidade de Largo, três corpos kimberlíticos, separados por uma distância de aproximadamente 6Km e alinhados segundo a direção NNW. O acesso a estes corpos pode ser feito a partir da cidade de Bom Jesus através de estrada carroçável que liga à localidade de Largo (figura 2). Estas estruturas, diferentemente das anteriores, foram detectadas por trabalhos de geofísica aérea (magnetometria) efetuados por empresas de mineração subsidiárias da SOPEMI. Têm características bem diferentes das anteriores sendo difícil a sua visualização através de imagens de radar, uma vez que os contornos bem delimitados observados para o Redondão e Apicuns, aqui são representados apenas por cristas de arenito seccionadas ou elevações do tipo morrotes. Desta forma, as diatremas Belmonte são delineadas mais facilmente por contrastes de solo entre os arenitos da Formação Piauí e um solo arenoso de tonalidades mais escuras correspondente à estrutura.

O Kimberlito Belmonte 1 está localizado a aproximadamente 2,5 Km para N da localidade Largo, na nascente de um córrego que deságua no Riacho do Largo. Este corpo tem formato semelhante a um pentágono abaulado; seus contornos são delineados por cristas de arenito e por contrastes de solo. Seu diâmetro maior está orientado

para NNW e atinge os 650m, perpendicularmente, esta dimensão reduz-se aos 400m. No seu interior são encontrados blocos de arenito da Formação Piauí e quartzitos dispersos em um solo arenoso com tonalidades avermelhadas em quase toda sua extensão. Esta cobertura é pouca espessa não devendo ultrapassar os 4m nas observações feitas em alguns poços. O kimberlito aflora em pequenas elevações do interior da estrutura, principalmente na sua porção mediana. Trata-se de uma rocha esverdeada, em elevado estágio de alteração e com aspecto brechóide, por vezes intercaladas com a cobertura laterítica. São afloramentos relativamente pequenos, não ultrapassando os 40m de extensão. Sobre o solo fino kimberlítico e em alguns cursos d'água foram identificados ilmenita, diopsídio, granadas avermelhadas e uma variedade de mica provavelmente do tipo flogopita.

O Kimberlito Belmonte 2 situa-se cerca de 6Km a S do Kimberlito Belmonte 1 e na margem direita do Riacho Riachão que também desemboca no Riacho do Largo. Este kimberlito se assemelha muito ao anterior, tendo seus contornos marcados pelas cristas de arenito da Formação Piauí e morrotes constituídos por blocos de arenito. Neste corpo os afloramentos de kimberlitos são representados por sedimentos finos esverdeados contendo minerais kimberlíticos que em blocos lembram uma textura brechóide ou tufácea. Granadas avermelhadas, ilmenita e diopsídio foram encontrados em menores proporções que no kimberlito Belmonte 1. A área exposta com sedimentos finos é bem extensa, perfazendo quase que a metade da estrutura e situada em uma depressão a W. Seu formato é mais ovalado, porém também alongado para NW; o diâmetro ao longo deste eixo é de cerca de 1Km. A parte aflorante do kimberlito é facilmente identificada em campo, no entanto, as observações sugerem que na porção E o corpo também se prolonga sob uma espessa cobertura laterítica que se destaca topograficamente.

O Kimberlito Belmonte 3 localiza-se a SE do Kimberlito Belmonte 2, afastado deste por apenas 1,5Km. Este corpo ainda mantém preservado as cristas de arenito da Formação Piauí. É ovalado e levemente alongado na direção NNW; suas dimensões são aproximadamente as mesmas dos Kimberlitos Belmonte 1 e 2. Contrastando com a maioria das observações semelhantes, este corpo é cortado por um córrego que flui ao longo de uma fratura que cruza a crista vertical de arenito, formando uma estrutura do tipo Boqueirão. Devido à forte remoção do material kimberlítico pela erosão e por conseguinte devido ao elevado estágio de alteração, não foi possível se encontrar áreas com afloramentos com material semelhante ao visto para as outras estruturas. No Belmonte 3 predomina um solo bastante umedecido, argiloso, compacto com tonalidades avermelhadas; frequentemente com marcas de solo esverdeado fino contendo granadas e cristais milimétricos alterados de diopsídio.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece à Universidade Federal do Ceará pelo Apoio Financeiro relativo ao Proc. Nº 23067009374/85-57 e ao Diretor do Centro de Ciências pelo interesse em motivar a pesquisa. Agradece ainda ao PICD/CAPES, à CONDEPI (Companhia de Desenvolvimento do Estado do Piauí) pelo apoio prestado na etapa de campo nas pessoas do seu presidente Dr. Aurimar de Barros Nunes e geólogos Cleodon Urbano Filho, César Negreiros e João Castor da Silveira. Ao Professor José Márcio Lins Marinho pela leitura e sugestões do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CASTELO BRANCO, R.M.G. & COIMBRA, A.M. - 1984 - Contribuição ao conhecimento Tecto-magmático da borda Sul da Bacia do Parnaíba. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Rio de Janeiro, 1984. Bol. Res. Rio de Janeiro, SBG, p. 94.
- COIMBRA, A.M. - 1983 - Tese de Doutorado (incompleta a referência).
- DAWSON, J.B. - 1967 - A review of the geology of kimberlite. In: WYLIE, P.J. (ed.). Ultramafic and related rocks. Wiley, New York, p. 241-251.
- DAWSON, J.B. - 1971 - Advances in kimberlite geology. Earth Sci.Rev. 7: 187-214.
- DAWSON, J.B. - 1980 - Kimberlites and their xenoliths. Spring-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York. 252p.
- ELLERT, R. - 1971 - O kimberlito Redondão, Santa Filomena. In: CONGR. BRAS. GEOL., 21, São Paulo, 1971. Bol. Res. São Paulo, SBG, p.97.
- FRANTSESSON, E.V. - 1970 - The petrology of kimberlite. Aust. Univ. Press, Camberra (translated by D.A.Brown). 194p.
- LEWIS, H.C. - 1887 - On a diamontiferous peridotite and the genesis of diamond. Geol. Mag. New Ser., 5: 22-24.
- MELO, U. & PORTO, R. - 1965 - Reconhecimento geológico do Sudoeste do Piauí. Relatório interno da PETROBRÁS, 244, Belém, 90p.
- MEYER, H.O. - 1976 - Kimberlites of the continental United States: a review. J.Geol., 84: 377-403.
- SCHOBENHAUS, C.; BRUNI, M.A.L.; ALMEIDA, J.T.; BRUNI, E.C. - 1974 - Carta geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Rio São Francisco SC. 23. MME/DNPM, 57p.
- SVISERO, D.P.; MEYER, H.O.A.; TSAI, H.M. - 1977 - Kimberlite minerals from Vargem (Minas Gerais) and Redondão (Piauí) diatremes, Brazil, and garnet-lherzolite xenoliths from Redondão. Rev. Bras. Geoc., 7: 1-13.
- SVISERO, D.P.; HASUI, Y.; DRUMOND, D. - 1979 - Geologia de kimberlitos de Alto Parnaíba, Minas Gerais. Min. Metal., 43: 34-38.
- SVISERO, D.P.; HARALYI, N.L.E.; GIRARDI, Y.A.V. - 1980 - Geologia dos kimberlitos Limeira e Indaiá, Douradoquara, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. Anais. Camboriú, SBG, v. 3, p. 1789-1801.
- SVISERO, D.P.; MEYER, H.O.A.; HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - 1984 - A note on the geology of some brazilian kimberlites. J.Geol., 92: 331-338.



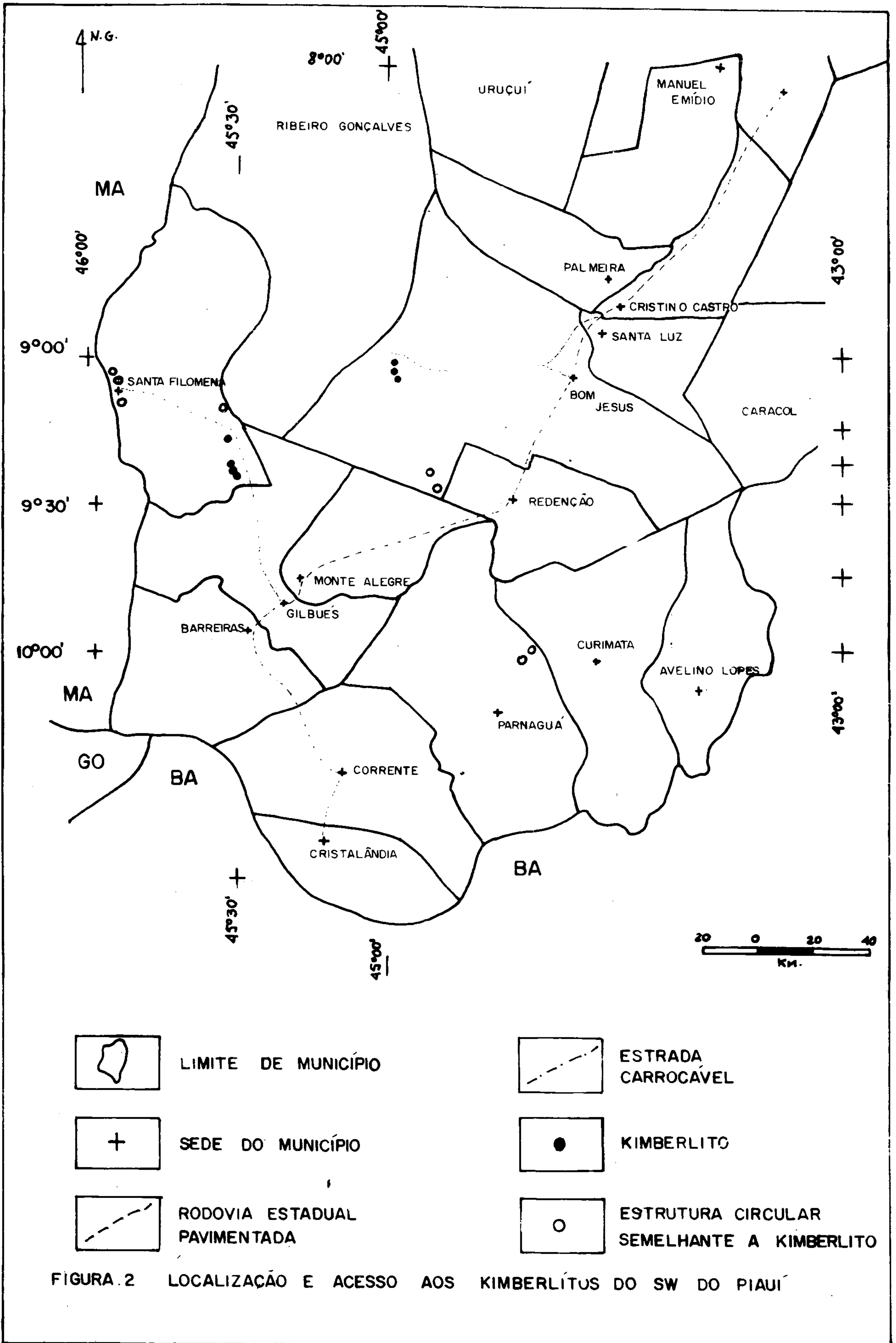
PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA

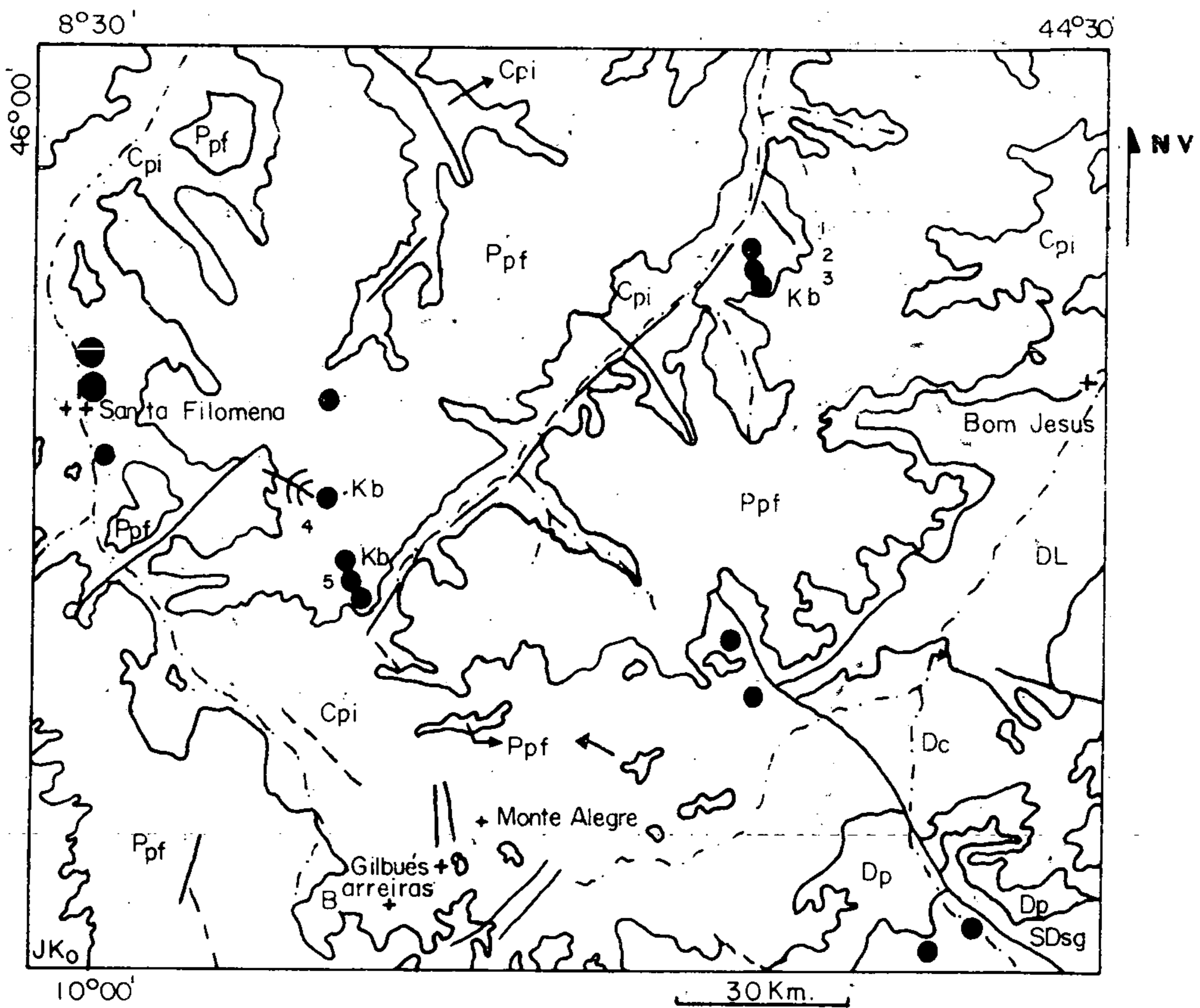


OCORRÊNCIAS IMPORTANTES/POSSÍVEIS PROVÍNCIAS (BRASIL)

- 1 - ÁFRICA DO SUL
- 2 - YAKUTIA (URSS)
- 3 - NAMÍBIA
- 4 - ANGOLA
- 5 - OESTE DA ÁFRICA
- 6 - TANZÂNIA
- 7 - NAVAJO - HOPI (EUA)
- 8 - BRASIL
 - a . ALTO PARANAÍBA (MG)
 - b . PARANATINGA (MT)
 - c . ARIPUANÃ (MT)
 - d . SANTA FILOMENA - BOM JESUS (PI)
 - e . LAJES (SC)
- 9 - NOROESTE DA AUSTRÁLIA

FIGURA 1 : DISTRIBUIÇÃO DAS PROVÍNCIAS KIMBERLÍTICAS E DE ÁREAS COM OCORRÊNCIAS IMPORTANTES NO MUNDO. ADAPTADO DE DAWSON 1980.





JKo

JURO - CRETÁCEO
FORMAÇÃO OROZIMBO

Kb

KIMBERLITO

Ppf

PERMIANO
FORMAÇÃO PEDRA DO FOGO

Cpi

CARBONÍFERO
FORMAÇÃO PIAUÍ

DL

DEVONIANO SUPERIOR
FORMAÇÃO LONGÁ

Dc

DEVONIANO MÉDIO
FORMAÇÃO CABECAS

Dp

DEVONIANO INFERIOR
FORMAÇÃO PIMENTEIRAS

SDsg

SILURO - DEVONIANO
FORMAÇÃO SERRA GRANDE

+

CIDADE

--- DRENAGEM PRINCIPAL

— FALHA

- - - FRATURA

●

ESTRUTURA CIRCULAR
EXAGERADA

Kb's:

1. BELMONTE 1
2. BELMONTE 2
3. BELMONTE 3
4. REDONDÃO
5. APICUNS

FIGURA 3 : ESMOÇO GEOLOGICO DA REGIÃO SW DO PIAUÍ, OCORRÊNCIAS DE KIMBERLITOS E ESTRUTURAS SEMELHANTES. GEOLOGIA ADAPTADA DE SCHOBENHAUS ET AL. 1974, ANGELIM ET AL. 1978.

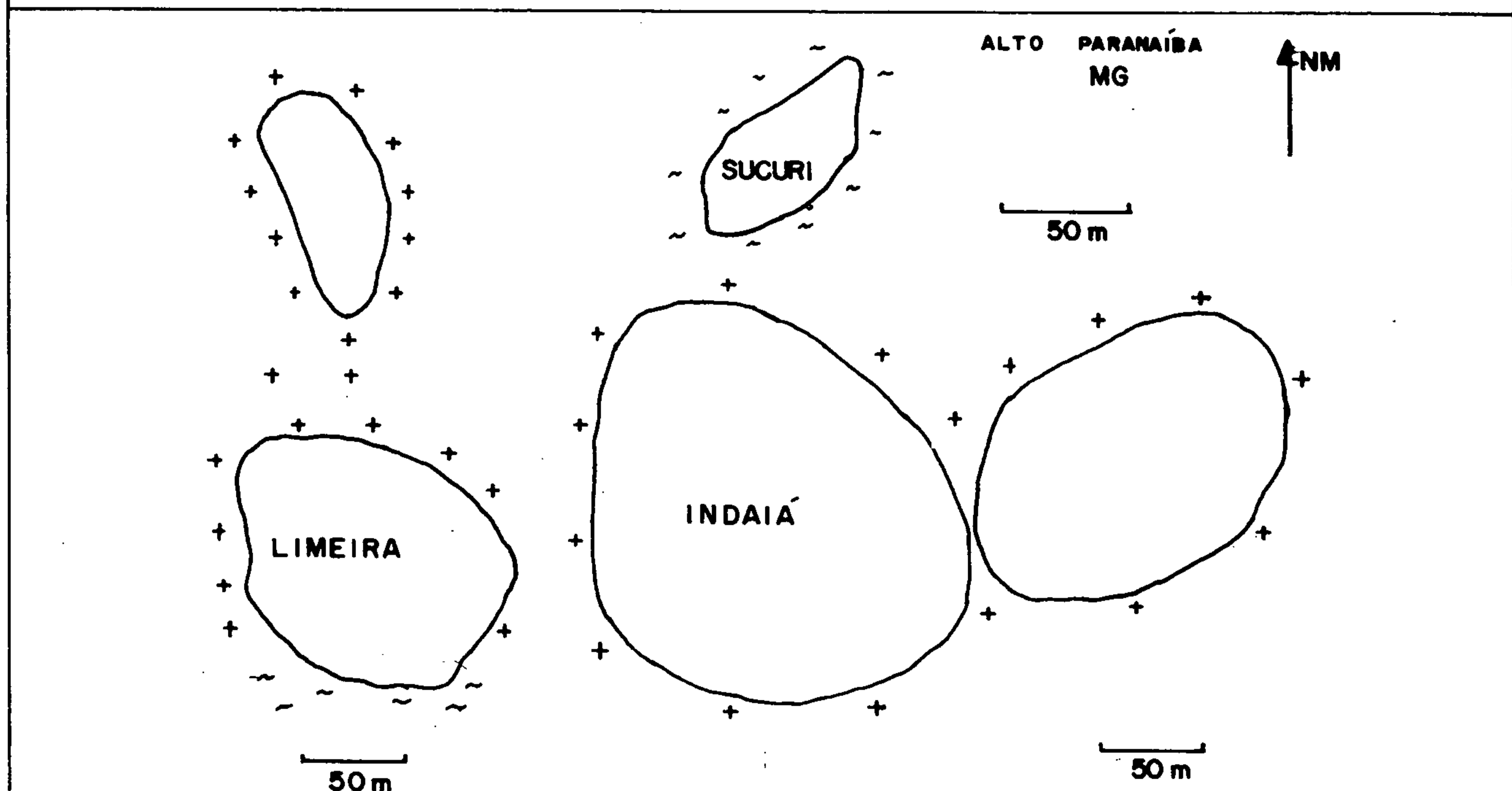
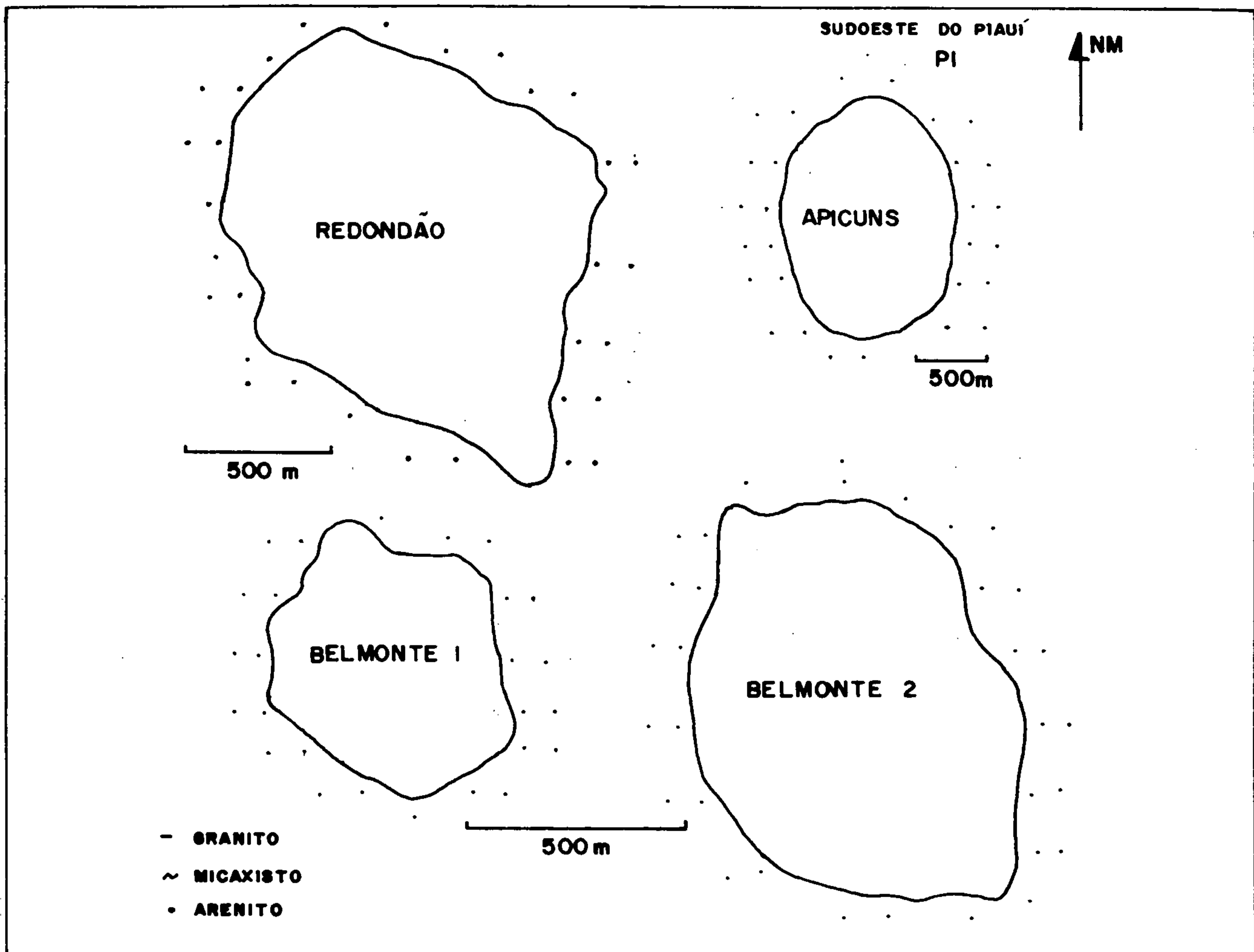


FIG. 4 - FORMATO SUPERFICIAL DE KIMBERLITOS DO SW DO PIAUÍ COMPARADOS COM KIMBERLITOS DO OESTE DE MINAS GERAIS. KIMBERLITOS DE ALTO PARANAÍBA, SVISERO ET AL. 1984.

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA FAIXA OROGÊNICA TUMUCUMAQUE — VILA NOVA (AMAPÁ)

Daniel Silva da Luz
Maria Luiza Osório Moreira
Péricles Prado

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística — RADAMBRASIL / Goiânia

ABSTRACT There are two possible models for the geological evolution of the area worked by RADAMBRASIL Project to GEBAM on the Território Federal do Amapá. They are based essentially on petrography data, besides some geochronological analysis and field informations. The involved stratigraphic units are Guianense Complex, as the infrastructure, the Vila Nova Group, that represents a volcano-sedimentary sequence greenstone type and the Tumucumaque Complex that results from the shearing and metassomatism of the infrastructura unit.

The first hypothesis is based on a vertical tectonism as an answer to gravitational differences resulting from the sinking of volcanic piles and diapiric ascension of granitic complexes. The second is based on the plate tectonics theory and is an analogy to trench back arc basin model. Both models result at present in the same geological configuration.

INTRODUÇÃO Este trabalho é um esboço geotectônico preliminar referente a uma pequena porção a SE do Território Federal do Amapá. Encontra-se fundamentado em dados de petrologia estrutural, além de algumas análises geocronológicas, provenientes de amostras coletadas nas áreas Camaipi, Iratapuru e Cupixi. Estes trabalhos de levantamentos geológicos foram realizados pelo Projeto RADAMBRASIL para o Grupo de Estudo do Baixo Amazonas - GEBAM. Cerca de cinco centenas de amostras de rochas foram analisadas em seções delgadas, oferecendo razoáveis informações petrológicas da área.

É possível que as idéias aqui apresentadas possam ser extrapoladas para uma faixa maior no domínio da Subprovíncia Amapá (Amaral, 1984).

A elaboração deste trabalho deteve-se ao estudo das três unidades geograficamente mais representativas e diretamente envolvidas nos processos orogênicos em questão, a citar: Complexo Guianense, Grupo Vila Nova e Complexo Tumucumaque.

COMPLEXO GUIANENSE Na área estudada são consideradas como tal, rochas com ou sem estrutura gnáissica marcante, as quais não sofreram os processos orogênicos que edificaram o Complexo Tumucumaque. Normalmente estas rochas não são cartográ-

fadas em escala regional ficando inclusas no Complexo Tumucumaque. São rochas de composição tonalítica, diorítica e anfibolítica, incluindo ainda gnaisses kinzigíticos e granulitos enderbíticos; embora os dois últimos possam representar resíduo anidro de rochas formadas durante a orogênese que formou o Complexo Tumucumaque, junto as fases formadoras dos migmatitos.

Segundo a ação metamórfica, as rochas deste complexo foram agrupadas em:

1. **Rochas da facies anfibolito** Tratam-se de gnaisses de composição tonalítica, granodiorítica e diorítica, pouco ou nada cataclásticos. São formadas essencialmente por plagioclásio, quartzo, raro K-feldspato com a biotita e/ou hornblenda como varietais. A textura destas rochas é em geral granonematoblástica a granolepidoblástica, onde cristais subeudrais de plagioclásio e quartzo de textura granoblástica poligonizada associam-se a cristais prismáticos de hornblenda e/ou lamelas de biotita orientadas.

O teor em quartzo nestas rochas tende a aumentar com o trituramento, podendo, em determinados casos, este implemento em quartzo vir acompanhado de neoformação de microclínio, ocorrendo casos onde estas rochas passam a ser consideradas como do Complexo Tumucumaque.

Quimicamente alguns tonalitos da área do Projeto Cupixi são ricos em Na_2O , apresentando-se então como trondhjemitos. São rochas que frequentemente apresentam estruturas migmatíticas, mostrando em análise petrográfica que melanossomas e leucossomas são de mineralogia semelhante, variando apenas na maior concentração de máficos em uma destas partes. Estes migmatitos são ditos de fusão parcial.

2. **Rochas de facies granulito** a) uma amostra de composição enderbítica foi descrita no sudoeste da área do Projeto Iratapuru, cuja paragênese constitui-se de hiperstênio + plagioclásio + quartzo + biotita. A textura é granolepidoblástica formada essencialmente por plagioclásio e biotita, este último com pleocroísmo avermelhado, característico das rochas de grau metamórfico mais elevado; b) Gnaiss kinzigítico. As amostras de gnaisses kinzigíticos foram descritas a nordeste da área do Projeto Iratapuru. Estas rochas se caracterizam por uma associação mineralógica muito particular onde associações triminerais com sillimanita + granada + biotita e sillimanita + cordierita + biotita estão presentes. São rochas metamórficas de grau forte, descritas como granoblastitos por Winkler (1977).

GRUPO VILA NOVA O Grupo Vila Nova, na área estudada, está representado por uma seqüência de rochas metavulcânicas e metassedimentares, com as rochas ortoderivadas ocupando essencialmente a base da seqüência e representadas por meta-ultramáficas, metamáficas, e, eventualmente, meta-ácidas sobre as quais repousam metassedimentos.

As rochas meta-ultramáficas apresentam-se comumente bem foliadas, constituindo xistos magnesianos com paragéneses minerais de facies xisto verde (clorita + tremolita) e, não raro, remanescentes da facies anfibolito (antofilita + talco). Em alguns exemplares podem ser observados cristais de olivina como relíctos magmáticos.

Algumas das amostras estudadas em lâminas apresentam textura porfiroclástica, atestando terem sofrido fortes deformações por cisalhamento, e abundante matriz lepidoblástica rica em clorita, caracterizando uma fase milonítica com neocristalização em facies xisto verde.

As metamáficas estão representadas principalmente por anfibolitos, plagioclásio-actinolita xistos e metadiabásios.

Os anfibolitos apresentam textura nematoblástica e estão constituídos principalmente por hornblenda e plagioclásio com quartzo e minerais opacos subordinados. Em alguns exemplares está presente o diopsídio e noutros a augita. Não raro o pi

roxênio está ausente. Nestas amostras a facies anfibolito está bem caracterizada e as evidências de cisalhamento geralmente não são conspícuas.

A amostra HA-RM/774.1 é um plagioclásio-actinolita xisto, que se constitui num bom exemplo de abaixamento do grau metamórfico dos anfibolitos por ação dos processos dinamometamórficos, no qual a actinolita ocorre, comumente como porfiroclastos, derivados de hornblenda preexistente.

Também associados a esta seqüência máfica ocorrem metadiabásios finos, eventualmente blastoporfiríticos.

As metavulcânicas ácidas estão representadas por meta-riolitos ocorrendo ainda outras rochas muito transformadas, impossibilitando a sua classificação original; estas se apresentam como biotita-quartzo-plagioclásio xistos, clorita-muscovita-plagioclásio-quartzo xistos e plagioclásio-quartzo-muscovita xistos.

Na seqüência superior ocorrem xistos pelíticos, quartzitos e itabiritos.

Os xistos pelíticos apresentam representantes de facies xisto verde impressa por retrometamorfismo produzido pelos eventos cisalhantes aqui chamados de eventos "Tumucumaque". Estas rochas pertenciam anteriormente a facies anfibolito, o que é evidenciado pela preservação de associações de porfiroclastos desta facies, como granada-estauroлита-biotita ou sillimanita-biotita-granada por exemplo.

Dentre os quartzitos ocorrem variedades nas quais pelo menos grande parte do quartzo foi introduzida durante os eventos cisalhantes já referidos, sendo comum a presença de remanescentes de minerais e assembléias minerais preexistentes da facies anfibolito. São quartzitos portadores de hornblenda, actinolita, tremolita, antofilita, augita, diopsídio, epidoto e talco, seguramente de origem magmática, a partir de rochas vulcânicas de composição máfica e ultramáfica, conforme muito bem observou João et al. (1982). Advoga-se então para estes quartzitos uma formação a partir de processos metamórficos, com introdução de SiO₂ em predomínio, aliado à remoção de Mg, Ca, Fe, Na e, outros elementos para níveis superiores os quais teriam sido fortemente favorecidos pelas fraturas e percolações de fluídos associados aos processos cisalhantes, assim sendo, a formação destes quartzitos estaria vinculada aos processos metamórficos cisalhantes, em particular tardios, muito possivelmente a aqueles ligados às fases sin-tardi-migmatização da infra-estrutura.

Deste modo, concorda-se que o Anfibolito Anatum João et al. (op. cit.) represente uma fonte fornecedora do material silicoso, mas secundada por introdução de sílica no sistema. E ainda, acredita-se, que parte dos quartzitos desta unidade possuem sua origem sedimentar, em especial alguns portadores de alumino-silicatos. As principais variedades de quartzitos descritas são: quartzito sericítico, muscovita quartzito, metachert, hematita quartzito, cloritóide-cianita-estauroлита-granada quartzito, cianita-fibrolita quartzito, estauroлита-andaluzita quartzito, granada-sillimanita quartzito. Estes quartzitos não raras são blastomilonitos.

Finalmente os itabiritos, também estão bastante deformados, neocristalizados, contendo esporadicamente granada.

Localmente o Grupo Vila Nova apresenta núcleos greisenizados comumente à base de quartzo, turmalina e muscovita ou fuchsite.

COMPLEXO TUMUCUMAQUE O Complexo Tumucumaque na concepção aqui apresentada deve-se à redefinição de Barros et al. (1984), a qual é aqui enfatizada. Entende-se como tal a feição estrutural que engloba todo conjunto de rochas, que evoluiu a partir do retrabalhamento cisalhante das rochas da infra-estrutura.

Constitui-se de rochas miloníticas no sentido de Sibson (1977) e Jardim de Sá & Hackspacher (1982), cuja composição varia de tonalítica a granítica, com encre

ves diversos de rochas pretéritas.

Caracteriza-se por uma forte deformação de natureza intermediária, isto é, em regime de "shear zone", mostrando ao microscópio texturas polimetamórficas complexas, caracterizadas por fases metamórficas desconectadas, cujo desequilíbrio exhibe fases geotérmicas e geobarométricas mais antigas envoltas por fases de condições de PT inferiores.

Algumas características microtexturais das rochas que compõem este complexo são:

- Cristais porfiroclásticos com inclusões metablásticas ou restitos de rochas em condições anatéticas, encontram-se envoltos por uma matriz neocristalizada da facies anfíbolito;
- cristais porfiroclásticos de plagioclásio metassomatizado ou não e fragmentos de rochas tonalíticas sem metassomatose, encontram-se envoltos por uma matriz neocristalizada da facies anfíbolito;
- cristais porfiroclásticos de álcali-feldspatos magmáticos e restitos de granito magmático, encontram-se envoltos por uma matriz neocristalizada da facies anfíbolito;
- cristais porfiroclásticos de ortopiroxênio (hiperstênio ...) envoltos por uma matriz neocristalizada da facies anfíbolito.

Estas feições microtexturais encontradas no Complexo Tumucumaque revelam que existiam rochas na infra-estrutura produzida por: derivação mantélica, fusão parcial granitizante (migmatitos ...), processos metassomáticos granitizantes e rochas intrusivas, as quais foram profundamente trituradas, resultando em rochas miloníticas. Mostram também estas feições microtexturais, aliadas a análises estruturais mesoscópicas e macroscópicas, que rochas graníticas intrusivas e migmatitos de injeção, foram acrescentadas durante os eventos de milonitização.

Deste modo, imperioso se faz compreender, que as rochas antigas metamorfisadas na facies granulito e anfíbolito alto, foram posteriormente atingidas por falhas em níveis profundos, sendo transformadas em rochas da facies anfíbolito a epidoto-anfíbolito. Assim sendo, a ação destas falhas, em verdade representa um conjunto de eventos tectono-metamórficos de natureza dúctil ou dúctil-frágil, cuja ação teria início no Proterozóico Inferior sendo ativado ou reativado até o fim do Ciclo Transamazônico. Uma isócrona de referência Rb/Sr, em rocha total, executada por Siga Júnior & Montalvão (1984), sobre rochas graníticas potássicas tardi-orogênicas, que ocorrem na área do Camaipi forneceu idade 1.960 ± 178 MA, enquanto uma idade K/Ar efetuada em biotita neformada durante o evento cisalhante, forneceu idade 1.800 MA. Salienta-se conforme já foi anteriormente dito; que durante o desenrolar dos eventos tectono-metamórficos, ocorreu também plutotectonismo de natureza granítica potássica, o qual compõe a unidade litoestratigráfica redefinida por Barros et al. (1984) como Complexo Tumucumaque.

EVOLUÇÃO HISTÓRICA Com base nos dados anteriormente expostos foram elaboradas duas hipóteses para a história geológica da área. Entretanto no futuro, de posse de novos dados, espera-se que surjam outras hipóteses que venham confirmar ou não as idéias aqui apresentadas.

1a. Hipótese Havia uma crosta primitiva que, por processos de fusão diferenciada, produziu rochas de composição tonalítica-trondhjemitica, que podem representar as datadas por Montalvão & Tassinari (1982) em 2.900 MA, Siga Júnior (informação verbal) em 3.000 MA.

Esta crosta sofreu processos de rift com extravasamento de material máfico e ultramáfico de caráter komatiítico, encontrando-se ainda na forma menos frequente

extravasamento de material ácido. Em concomitância a esse magmatismo atuaram processos de sedimentação. Segue ação de processos tectono-metamórficos de caráter essencialmente dúctil em todo conjunto, muito provavelmente, com considerável controle pelas linhas dos antigos rifts. Durante estes eventos são produzidas rochas graníticas, na crosta tonalítica-trondhjêmica, em condições anatéticas, bem evidenciadas pelas estruturas migmatíticas de fusão parcial e muito provavelmente gerando em profundidade rochas granulíticas, conforme processos propostos por Fyfe (1973). Por outro lado, as rochas da seqüência vulcanossedimentar, são durante este evento dobradas e metamorfisadas em condições de PT predominantemente da facies anfíbolito, portando por vezes sillimanita, andaluzita, cianita, estauroлита. Posteriormente um reajuste orogênico de soerguimento de blocos, começa instalar geofraturas nas zonas de fraqueza, desenvolvendo um conjunto de falhas profundas, isto é, um severo regime de cisalhamento, o qual reestrutura todas feições marcadamente para NW-SE, e transforma as rochas antigas em rochas miloníticas, cujas condições de PT são inferiores à estabilidade mineral preexistente e assim transformando as rochas da infra-estrutura da facies anfíbolito alto a granulito, em rochas da facies anfíbolito, enquanto as rochas da supra-estrutura da facies anfíbolito são transformadas em rochas da facies xisto verde. Salienta-se que durante esses processos de milonitização, ocorrem introduções tardi-orogênicas de corpos graníticos potássicos resultantes de fusões em níveis crustais mais profundos, os quais ascenderam a níveis mais superficiais, produzindo também marcantes feições migmatíticas. Ainda no fim dessa orogênese os corpos acrescidos vieram sofrer processos deformantes, mostrando-se afetados por ações cisalhantes e cataclásticas a depender do nível crustal em que se posicionaram.

Em parte, a situação aqui proposta lembra em alguns aspectos aquela apresentada por Windley (1977 apud Condie, 1981) para modelo de desenvolvimento de cratons arqueanos onde os arcos se formam antes das bacias de **back-arc**, tendo ambos desenvolvido sobre pequenas placas siálicas de composição tonalítica-trondhjêmica:

2a. Hipótese - Esta segunda hipótese baseia-se em um modelo de bacia do tipo **back-arc**, onde a instalação de uma zona de subducção ao longo de uma borda continental produz um arco vulcânico, conectado a uma bacia marginal ativa. Nesta bacia atuam forças distensivas provocando fenômenos de riftiamento com extravasamento de magma ultramáfico/máfico komatiítico e máfico/félsico de caráter calco-alcalino. Os sedimentos são depositados na bacia a partir do levantamento e erosão do arco-magmático e de áreas continentais. Com a atuação de esforços compressivos esta seqüência vulcanossedimentar é deformada e intrusionada por rochas tonalíticas-trondhjêmicas sintectônicas. Na área estudada, os esforços de compressão que atuaram durante a orogênese desencadearam um evento fortemente cisalhante responsável pelo retrometamorfismo de rochas da supra-estrutura e transformação das rochas tonalíticas graníticas preexistentes na área. Granitos potássicos que ocorrem na área estudada, cujas características litoquímicas são de corpos tardi a pós-tectônicos seriam derivados da fusão da placa descendente e/ou da crosta inferior e se intrusionaram principalmente nas zonas de fraqueza geradas pelo cisalhamento formando, entre outras coisas, migmatitos de injeção. As rochas granulíticas aflorantes na área estariam portanto, relacionadas a um levantamento preferencial do arco para a exposição dos terrenos metamórficos de alto grau.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES - Lima et al. (1974) atribuem a um evento de metamorfismo dinâmico-episódio Tumucumaque datado em 2.600-2.300 MA, o desenvolvimento de uma foliação bem pronunciada sobre gnaisse homônimo preexistente (Gnaisse Tumucumaque). Segundo os mesmos autores, estas rochas estariam balizando uma faixa

orogênica, denominada Faixa Orogênica Tumucumaque--Vila Nova que parece ter sido elaborada na orogênese de 2.100-1.800 MA, constituindo a porção remanescente de Geossinclínio Guiano--Eburneano de Choubert (1969), desenvolvido sobre o Craton Guianês.

Lima, Oliveira e Tassinari (1982), redefiniram o Gnaisse Tumucumaque de Lima et al. (1974) para Complexo Tumucumaque, representando este "uma tectono-facies do Complexo Guianense, intensamente retrabalhado no Ciclo Transamazônico caracterizado por intensa foliação de transposição com orientação NW-SE, aníde cataclástica. Compõe-se litologicamente de gnaisses, metatexitos de composição granítica, granodiorítica e tonalítica, diatexitos, gnaisses, granoblásticos, granulitos enderbíticos e charnockíticos, pirioclásitos, kinzigitos, formação ferrífera e quartzitos. Facies metamórficas dominantes: granulito e anfibolito".

Lima (1984) ratifica a proposição de Lima, Oliveira e Tassinari (1982) para o Complexo Tumucumaque, referindo-se a unidade basal como Complexo Oiapoque, ou seja, o Complexo Tumucumaque seria uma tectono-facies do Complexo Oiapoque.

Neste trabalho o Complexo Tumucumaque obedece a definição de Barros et al. (1984), sendo composto essencialmente por rochas miloníticas, contendo ainda alguns encraves, e representa a infra-estrutura da Faixa Orogênica Tumucumaque--Vila Nova, a qual é aqui redefinida, incluindo o Complexo Tumucumaque e o Grupo Vila Nova, sendo elaborada segundo os modelos apresentados nos esquemas 1 e 2.

Pela natureza e significado enfatiza-se aqui que o "Evento Tumucumaque", é, em verdade, um conjunto de processos tectono-metamórficos de alta complexidade aos quais estão associados tritramento, dobramento, processos de remobilização e difusão de massa (bandamento ...) metassomatismos diversos, entre os quais envolve potássio, sódio, silício e oxigênio, processos hidrotermais, voláteis, plutonismo granítico potássico, sob controle de variados fatores. Possui características polifásicas de regime cisalhante e representa estágios finais da reestruturação geotectônica da área; afetando rochas da infra-estrutura e da supra-estrutura, sendo as falhas propriamente ditas a fase final do Ciclo Orogênico atuante.

Assim sendo, o "Evento Tumucumaque", aqui exposto, difere daquele monofásico apresentado por Lima et al. (op. cit.), além do posicionamento geocronológico e abrangência, uma vez que este evento afeta não só rochas do Complexo Guianense conforme sugerido por Lima et al. (op. cit.) como também afeta e transforma rochas do Grupo Vila Nova. Uma isócrona Rb/Sr constituída em rochas totais tardi-tectônicas do Complexo Tumucumaque por Siga Júnior & Montalvão (1984) forneceu idade de 1.960 ± 178 MA, sendo interpretada como uma idade do cisalhamento Tumucumaque.

O Complexo Tumucumaque, embora possua uma história policíclica, que remonta idades pré e sin Complexo Guianense, no sentido de Lima et al. (op. cit.) é aqui estratigraficamente colocado sobrejacente a este e ao lado do Grupo Vila Nova por compreender, que os ventos mais marcantes, da(s) orogênese(s) que envolveram a construção do Complexo Tumucumaque, são contemporâneos aos processos formadores do Grupo Vila Nova, muitas vezes até na forma.

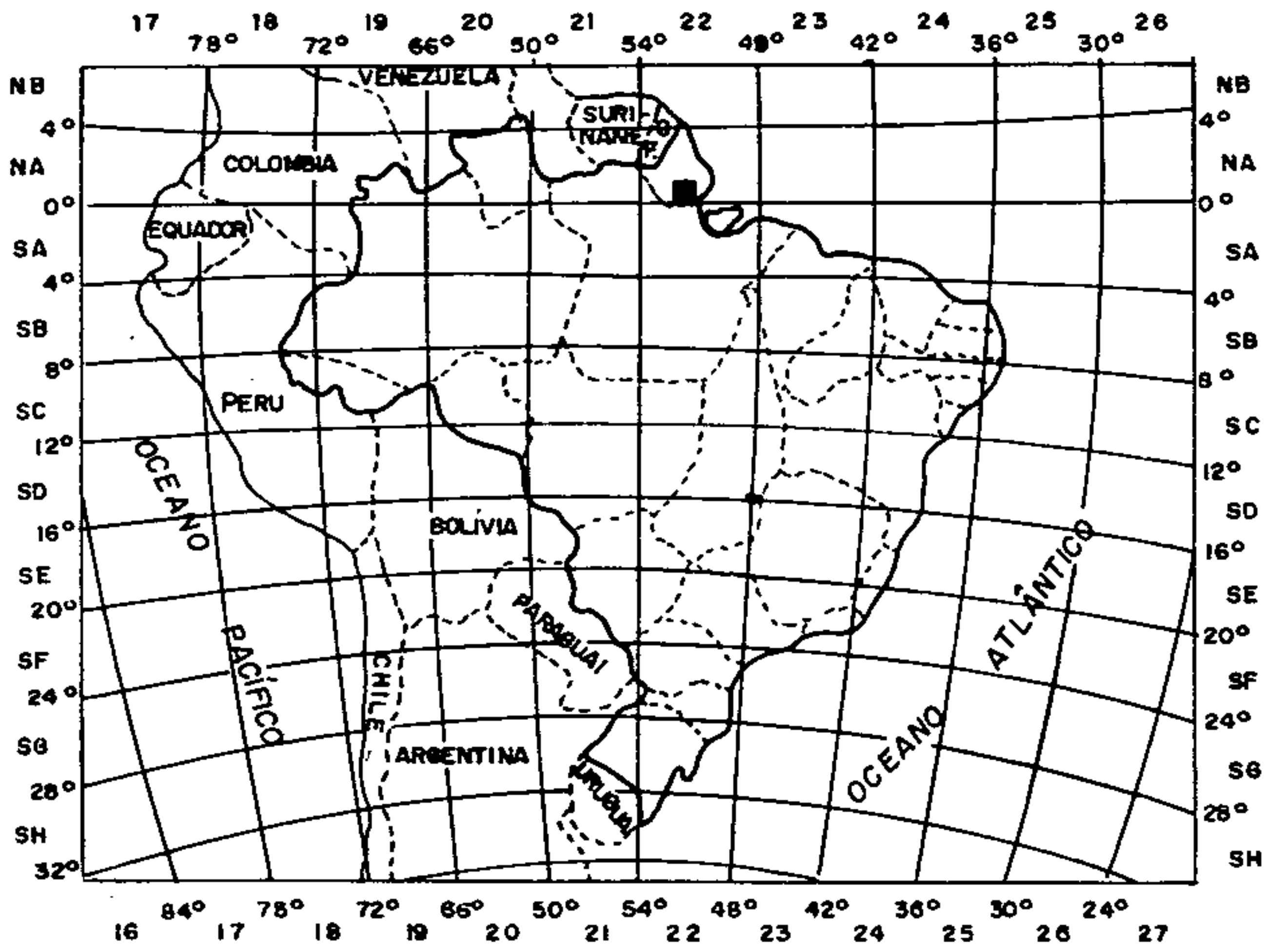
O Grupo Vila Nova experimentou no mínimo dois eventos metamórficos. O mais antigo metamorfismo é da facies predominantemente anfibolito, muito provavelmente associado à formação dos migmatitos anatéticos. O mais jovem está ligado aos processos metamórficos de cisalhamento, o qual registra condições PT dominante da facies xisto verde. Petrograficamente este último metamorfismo é o que mais se evidencia.

O reconhecimento dos dois eventos metamórficos que afetaram as rochas do Grupo Vila Nova e sua interrelação torna-se fundamental para a compreensão da história da área.

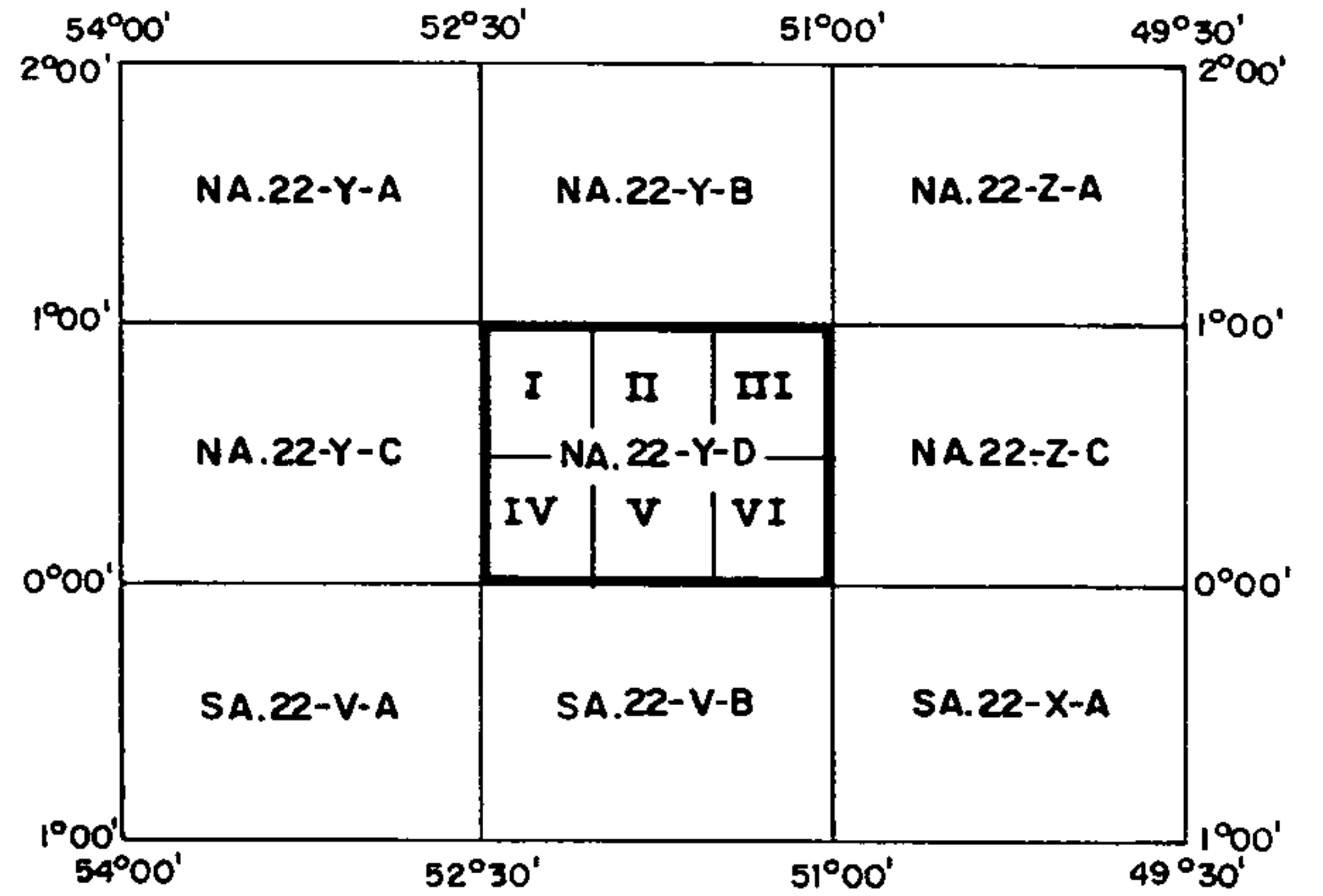
BIBLIOGRAFIA

- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. de; & HASUI, Y.. Coord. O Pré-cambriano do Brasil. São Paulo, E. Blücher, 378p, p.6-35.
- BARROS, A.M. et al. 1984. Projeto Iratapuru (Área Cupixi); Geologia Regional. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL/GEBAM. 205p.
- CONDIE, K.C. 1981. Archean Greenstone Belts. Amsterdam. Elsevier, 432p.
- FYFE, W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archean crust. Philos. Tans. P. Soc. London, Ser. A, 273:457-461.
- JARDIM DE SÁ, E.F. & HACKSPACHER, P.C. 1982. Revisão sobre Análise Estrutural - Parte I: Conceituação Básica e Métodos. Ciências da Terra, Salvador (5):24-36.
- JORGE JOÃO, X. da S. et al. Projeto sudoeste do Amapá; relatório final. Belém, DNPM /CPRM, 1978. 5v. in 6 (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2783) v.1-A (Texto - parte I) xerox.
- LIMA, M.I.C. 1974. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha NA/NB. 22 Macapá. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 6)
- _____. 1984. Províncias Geológicas do Craton Amazônico, em Território Brasileiro. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2º, Manaus, 1984. Anais. Manaus, DNPM. 518p., p.9-23.
- LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P. de; TASSINARI, C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. Anais. 1, p.147-162.
- MONTALVÃO, R.M.G. de & TASSINARI, C.C.G. 1983. Comentário preliminar sobre a geocronologia das rochas em torno do Greenstone Belt do Cupixi - Amapá. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL. 4p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 571-G)
- SIBSON, J.G. 1977. Fault Rocks and Fault Mechanisms, J. Geol. Soc. London, 133: 191-213.
- SIGA JÚNIOR, O. & MONTALVÃO, R.M.G. de. Análise geocronológica de rochas da região do Cupixi--Camaipi. Projeto RADAMBRASIL. (Relatório Interno RADAMBRASIL)
- WINKLER, H.G.F. 1977. Petrogênese das rochas metamórficas. Trad. Carlos Burger Júnior. São Paulo, E. Blücher; Porto Alegre, Universidade Federal. 254p.

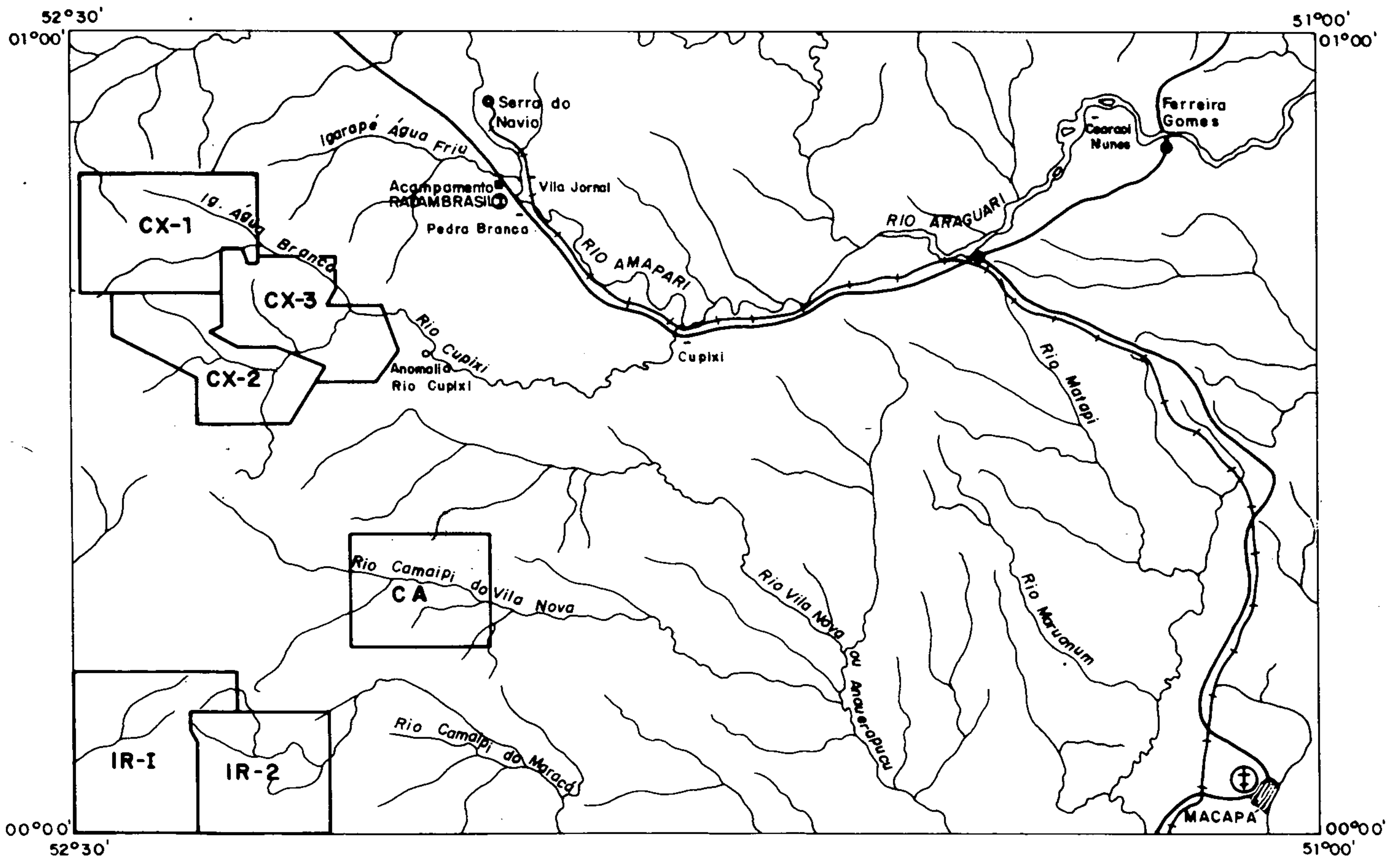
LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



ARTICULAÇÃO DA FOLHA



MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSO



- Estrada de ferro
- Rodovia
- Drenagem
- Aeródromo Internacional
- Outros Aeródromos
- Cidade
- Vila
- Localidade

- CX1 - ÁREA CUPIXI 1
- CX2 - ÁREA CUPIXI 2
- CX3 - ÁREA CUPIXI 3
- CA - ÁREA CAMAIFI
- IR1 - ÁREA IRATAPURU 1
- IR2 - ÁREA IRATAPURU 2

ESQUEMA PROPOSTOS P/ 1ª HIPÓTESE

SW

NE



ESTÁGIOS

CROSTA INICIAL (I)

RIFT

RIFT



FRATURAMENTO (II)

SEDIMENTAÇÃO

SEDIMENTAÇÃO

SEDIMENTAÇÃO

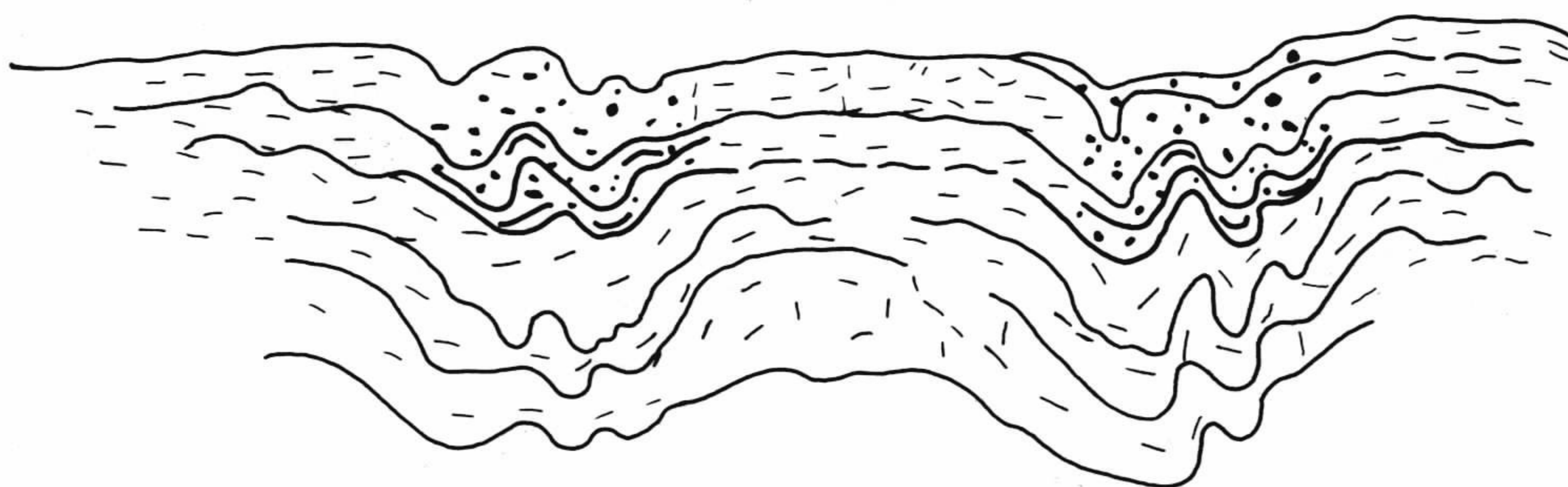
(III)

VULCANISMO COM POSTERIOR
SEDIMENTAÇÃO EM CONCOMI-
TÂNCIA

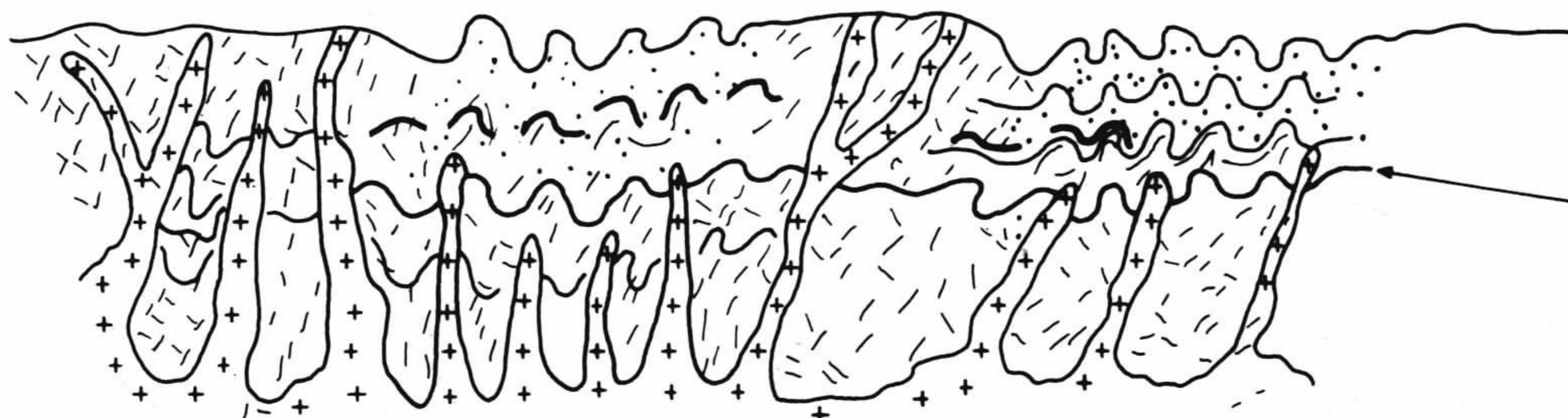


VULCANISMO

DOBRAMENTOS (IV)
FORMAÇÃO DE (XISTOS)
ANFIBOLITO... (GNAISSES,
MIGMATITOS, GRANULITOS...)



CISALHAMENTOS (V)
ACREÇÕES K - GRANITOS
TARDI-OROGÊNICAS (MIGMA-
TITOS DE INJEÇÃO



LIMITE DA INFRA COM A SU-
PRAESTRUTURA

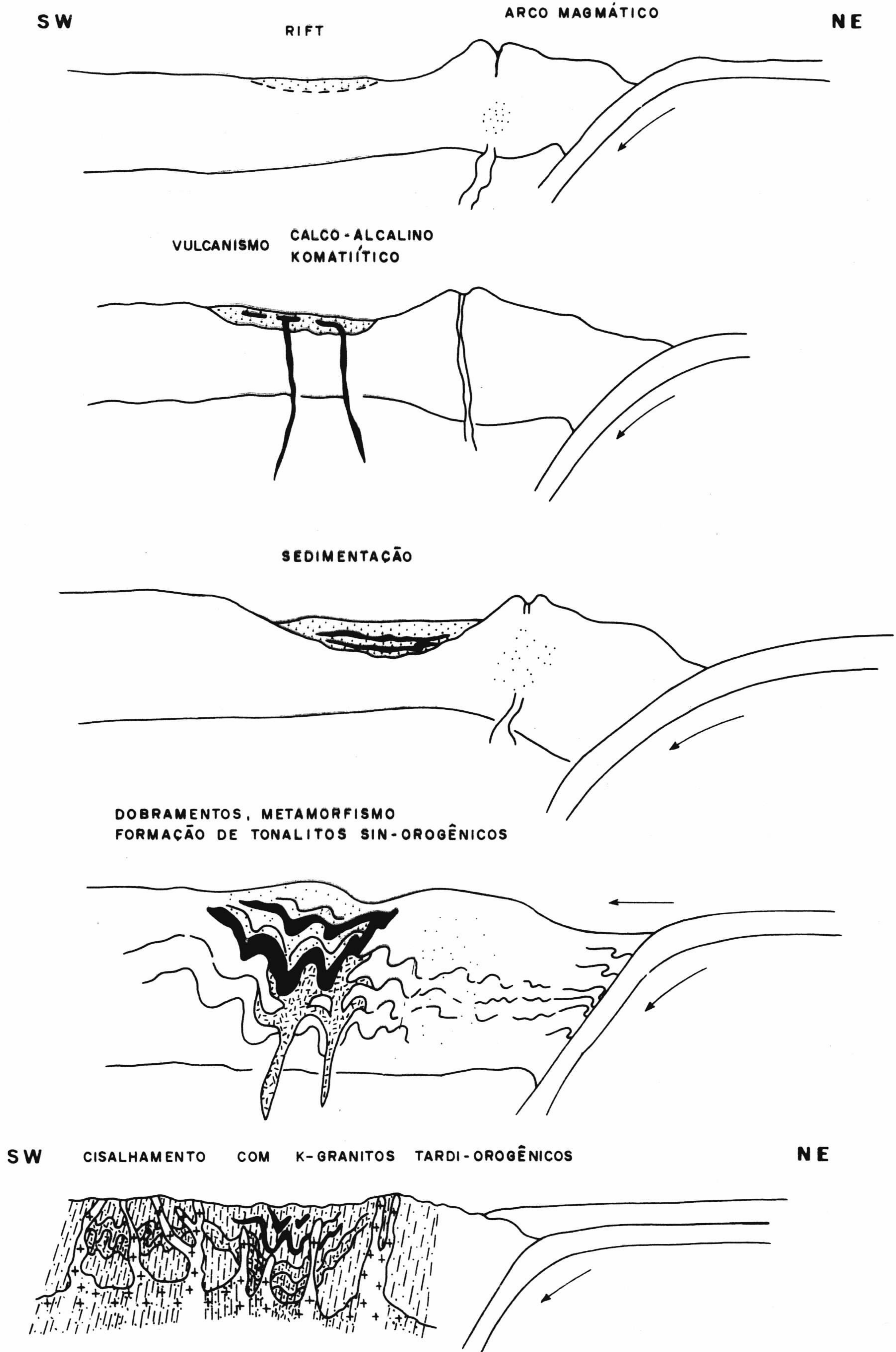
SW

NE



REESTRUTURAÇÃO FINAL (VI)
POR CISALHAMENTO

ESQUEMA PROPOSTOS P/ 2ª HIPÓTESE



EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO CRÁTON AMAZÔNICO (AMAZÔNIA LEGAL) DURANTE O ARQUEANO E PROTEROZOICO

Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão
Pedro Edson Leal Bezerra

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística — RADAMBRASIL / Goiânia

ABSTRACT This paper retracts the geologic and tectonic evolution of the Amazonian Craton in domain of the Legal Brazilian Amazonia.

During the Archean and Lower Proterozoic formed a sialic crust from a simatic crust pre-existing, constituted by crystalline complexes (Xingu, Guianense, Colméia, Maracaçumé and others) and the orogenic belts, both with edification of sedimentary and volcano-sedimentary basins (Grão Pará Group, Vila Nova Supergroup, Cauarane Group, Parima Group, Jacareacanga Group, Tocandera Group, Serra do Inajã Group, Araxã Group, Santo Antônio Group, and others, in these are inclosed of the greenstone belts) and belts of the reworking crustal (Tumucumaque Complex).

With the exception of the belts that was refolded and metamorphised during of the Middle and Upper Proterozoic (Uruaçuano and Brazilian Cycles), as well as the Baixo Araguaia Supergroup, Araxã Group and Cuiabá Group, is possible that in these time (after 1.900 m.y.) the Amazonian Craton was submitted only the block tectonic with rifting of tectonics basins with fulfilling of the sedimentary and volcanic-sedimentary sequences.

The magmatic activations are characterized for acids, mafics and intermediates igneous rocks and rarely ultramafics rocks. The basins developed are rifts (aulacongens), sineclise (low sinking) and very low sinking or absent types. This sedimentary and volcanic-sedimentary covers show folding of discontinuous type connected with block tectonic, faults and emplacements of intrusive rocks; the metamorphism is absent or incipient, been the dynamic, thermic or anquimetamorphism types the actings.

I - INTRODUÇÃO O presente trabalho enfoca a evolução geológica do Cratón Amazônico e das demais unidades geotectônicas que ocorrem nos domínios da Amazônia Legal Brasileira (Fig. 1), e se constitui num resumo daquela apresentada em Bezerra et al. (no prelo) para o mapa geológico da Amazônia Legal elaborado pelo Projeto RADAMBRASIL. Nesta região acredita-se que durante o Arqueano (2.9-2.6 B.A.) e Proterozóico Inferior formou-se uma crosta siálica às expensas de uma crosta simática preexistente, constituindo os terrenos metamórficos

de médio a alto grau. Aos terrenos metamórficos de médio a alto grau pertencem diversos complexos cristalinos e são denominados de Complexo Guianense, no segmento do Craton Amazônico a norte da Sinéclise do Amazonas; Xingu a sul; Colméia, exposto na borda oriental da Faixa de Dobramentos Araguaia--Tocantins; Maracaçumé, nos domínios do Craton de São Luiz; e Goiano no maciço de mesmo nome, Estado de Goiás. Dentre os cinturões orogênicos inclui-se tanto aqueles que passaram por edificação de bacias onde houve sedimentação e/ou vulcanismo como os de retrabalhamento crustal. Entre os primeiros estão várias unidades litoestratigráficas, muitas delas com características de **greenstone belt**, referidas como Supergrupo Vila Nova, Grupo Cauarane, Grupo Parima e Grupo Tunuí, expostos no segmento norte do Craton Amazônico; o Grupo Grão Pará, Grupo Tocandera, Grupo Serra do Inajá, Grupo Jacareacanga, a Sequência Salobo, Sequência Baçu--Lagoa Seca, Sequência Sapucaia e a Formação Presidente Hermes, ocorrentes no segmento sul do Craton Amazônico; o Supergrupo Baixo Araguaia e o Grupo Cuiabá que são tidos como os limites orientais desta área cratônica através das faixas de Dobramentos Araguaia--Tocantins e Paraguai ou Paraguai--Cuiabá; o Grupo Araxá que bordejia a oeste o Craton do São Francisco, o Grupo Santo Antônio desenvolvido no interior do Maciço Goiano, e as formações Gurupi e Santa Luzia, constituintes da Faixa de Dobramentos Gurupi, tida como marginal ao Craton de São Luiz. No tocante aos cinturões de retrabalhamento crustal estão representados pelo Complexo Tumucumaque com ocorrência no Território Federal do Amapá e nordeste do Pará, bem como algumas áreas do sul do Pará, sem denominação formal.

Durante o Proterozóico Médio (1.900-1.100 MA) e Superior (1.100-570 MA) o Craton Amazônico submeteu-se somente a tectônica de blocos, registrando-se rifteamento (**rifting**) e distensão (**drift**), acompanhadas de atividade tectono-magmática e formação de bacias tectônicas, com preenchimento de sequências sedimentares e vulcanossedimentares. Neste intervalo de tempo ocorreu redobramento e metamorfismo no Supergrupo Baixo Araguaia, Grupo Araxá e Grupo Cuiabá, unidades que foram afetadas pelos ciclos orogênicos Uruaçuano e Brasileiro, os quais são responsáveis por rejuvenescimentos isotópicos em algumas áreas, mormente nos domínios mais ocidentais do Maciço Goiano. As atividades magmáticas que afetaram o Craton Amazônico caracterizam-se pela presença de rochas ácidas, intermediárias, básicas e raramente ultrabásicas, enquanto que as bacias ali desenvolvidas são dos tipos **rifts** (aulacógenos), sinéclises (em que houve uma subsidência lenta), bem como bacias edificadas por uma subsidência muito lenta ou ausente, constituídas por sequências tabulares. Estas sequências sedimentares e vulcanossedimentares não apresentam metamorfismo regional, mas tão somente de caráter dinâmico e térmico, devido a falhamentos e intrusões ígneas, e quando dobrados este é do tipo descontínuo (idiomórfico). Anquimetamorfismo deve ocorrer em algumas unidades, como parece ser o caso do Grupo Aguapeí com ocorrência no sudoeste do Estado de Mato Grosso.

II - EVOLUÇÃO DOS TERRENOS METAMÓRFICOS DE MÉDIO A ALTO GRAU NO ARQUEANO Durante o Arqueano, acredita-se que entre 2,9 e 2,6 B.A. já existia uma crosta sílica, desenvolvida sobre uma crosta inferior granulítica (composição básico-intermediária) ou mesmo anfibolítica, que no seu todo foi pouco diferenciada posto que é constituída de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos com alto teor de Sr e baixo em Rb. Esta crosta sílica, fina em algumas regiões e espessa em outras, se faz representar por núcleos arqueanos que se espalham caoticamente na Amazônia. A presença de xenólitos de rochas máficas (anfíbolitos) e ultramáficas no seio dos granitóides corroboram com a origem dessas rochas a partir de uma crosta máfica ou mesmo material do manto mais primitivo (Fig. 2).

As unidades litoestratigráficas que a representam são os complexos Guianense (Issler et al., 1974), Xingu (Silva, G.G. da et al., 1974), Maracaçumê (Abreu; Villas; Hasui, 1980), Colméia (Costa, 1980) e Goiano (Cunha et al., 1981), devendo-se salientar que novos complexos deverão ser definidos na medida que evoluírem os conhecimentos geológicos e geocronológicos. No Complexo Guianense, idades arqueanas são registradas em granitóides aflorantes no Território Federal do Amapá, que se alinham em uma isócrona Rb/Sr de referência com 2.900 ± 60 MA e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0.701, e nos granulitos do rio Falsino com idade isocrônica Rb/Sr de 2.674 ± 74 MA, e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0.704 (Montalvão & Tassinari, 1984). No Complexo Xingu valores arqueanos foram apresentados por Cunha et al. (1981) para região da serra do Inajá, através de isócrona Rb/Sr com 2.640 ± 35 MA e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0.704, e por Montalvão et al. (1984b) para granitóides que ocorrem ubiqüamente entre a cidade de Rio Maria e o Garimpo Cumaru (fazenda Mata Geral) no sudeste do Pará, os quais evidenciaram através de isócrona Rb/Sr, idade de 2.660 ± 40 , e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0.703. Valores referentes ao Arqueano Tardio foram obtidos em rochas que afloram ao longo do rio Itacaiúnas, entre as serras Norte e Sereno, os quais alinham-se em diagrama isocrônico Rb/Sr segundo a reta de 2.480 ± 40 MA com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0.707. No Complexo Colméia tem-se a isócrona Rb/Sr de 2.591 ± 64 MA fornecida por Cunha et al. (1981), enquanto que nos complexos Maracaçumê e Goiano, este nos domínios da Amazônia Legal, não se tem registros de idade arqueana, embora seqüências supracrustais desenvolvidas naquelas áreas mostrem evolução desde pelo menos o Proterozóico Inferior.

No tocante as rochas granulíticas, é importante salientar que no estágio atual do conhecimento geológico da Amazônia, não se tem dados para afirmar se pertencem a cinturões orogênicos granulíticos ou se, em sua grande maioria, representam associações mineralógicas a nídras residuais que foram retratárias aos processos de anatexia e migmatização atuantes na região durante o Pré-Cambriano. As do Território Federal do Amapá (rio Falsino), bem como os gnaisses e migmatitos do rio Itacaiúnas, evidenciam pelos valores elevados de suas razões iniciais, que são rochas com vida crustal longa, indicando tratarem-se de materiais formados a partir do retrabalhamento de uma crosta sílica ou mista. As demais isócronas, mostram baixos valores de razão inicial, evidenciando sua proveniência a partir de materiais pouco diferenciados, muito provavelmente de uma crosta inferior (simática) ou manto superior, fato já admitido por Montalvão & Tassinari (1984) e Montalvão et al. (1984a e b).

Por outro lado, principalmente no âmbito dos complexos Guianense e Xingu, existem várias áreas com resultados isocrônicos situados entre 2.2 e 1.8 B.A. (Ciclo Transamazônico), cujos valores de razão inicial indicam tanto formação de rochas a partir de retrabalhamento crustal, como também de material primitivo oriundo das porções inferiores da crosta ou superiores do manto (Fig. 3). Tais áreas presentes no interior do craton (intracratônicas), podem representar raízes de cinturões orogênicos, os quais se constituíam por intercalações de material máfico-ultramáfico (simático) com sedimentos, em que o metamorfismo da facies anfíbolito a granulito, foi responsável pela sua fusão e transformação em migmatitos e gnaisses, sendo que no atual estágio de conhecimentos estes são de difícil separação daqueles mais antigos.

Dentre os cinturões de retrabalhamento crustal é possível individualizar atualmente, o Cinturão Móvel Tumucumaque desenvolvido na região do Território Federal do Amapá e nordeste do Pará, que em termos litoestratigráficos é representado pelo Complexo Tumucumaque, segundo terminologia empregada por Scarpelli (1973). Esta unidade foi formada por processos cisalhantes (*shear*), com neoformação e re

cristalização de minerais nas facies xisto verde e anfibolito e de desenvolvimento de bandejamento tectônico (gnaisse, milonitos e blasto milonitos), acompanhados de magmatismo granítico (rico em potássio), fundindo rochas preexistentes (gnaisses, anfibolitos e granitoides), formando migmatitos de injeção. Este evento ocorreu entre 2.2 e 1.8 B.A. (Fig. 4), e os gnaisses e migmatitos do rio Itacaiúnas retrocidos parece que se formaram de modo semelhante, porém são um pouco mais antigos. Não obstante, acredita-se que a medida em que mais dados de campo, geofísicos, geocronológicos, estruturais entre outros, estiverem disponíveis, será possível a delimitação de outros cinturões de retrabalhamento no âmbito desta área cratônica.

Em virtude do exposto, admite-se para o Arqueano na Amazônia Legal, a presença de uma crosta sílica de dimensões continentais, onde se desenvolveram cinturões intracratônicos. Estes onde identificados são provenientes de retrabalhamento crustal e formação de bacia com sedimentação e vulcanismo, embora Cordani et al. (1979) tenham definido o Cinturão Móvel Rio Negro--Juruena, cujos valores isotópicos de Sr, U e Pb, parecem indicar acresção continental predominando sobre retrabalhamento crustal; porém existem diversos problemas para serem resolvidos em relação a este cinturão. O Cinturão Móvel Tumucumaque já identificado, é de retrabalhamento onde há um predomínio do cisalhamento dúctil. É importante reafirmar que a referida crosta sílica ao que tudo indica, adveio de uma crosta simática primitiva a partir da adição e reciclagem de materiais do manto e crosta inferior.

Nestes termos é possível sugerir a hipótese de que os cratons Amazônico, São Francisco e São Luiz, compunham uma única entidade geotectônica em tempos arqueanos, à semelhança da Plataforma Sul-Americana de Almeida (1967).

III - CINTURÕES OROGÊNICOS DE BAIXO A MÉDIO GRAU DO ARQUEANO E PROTEROZÓICO INFERIOR Ainda durante o Arqueano, e adentrando o Proterozóico Inferior, esta crosta sílica onde fina com alto gradiente geotérmico, a partir de um processo que pode ser visualizado na Figura 5A, foi arqueada e fraturada (**rifting**) devido a subida de material do manto na forma de domos, diápiros, plumas ou linhas quentes. À medida que o processo evoluía dava-se o afastamento lateral dos blocos, em áreas onde as forças horizontais tinham maior intensidade que as verticais. Isto conduziu a formação de **rifts** que ao atingirem o manto propiciavam a ascensão de magma máfico-ultramáfico, de características komatiítica-toleítica. Este representa os **greenstones** inferiores que compõem o Supergrupo Vila Nova, os grupos "Cauarane", Parima, Grão Pará, Serra do Inajá, Tocandera, Jacaréacanga e Conceição do Norte, e as seqüências Salobo, Babaçu--Lagoa Seca e Sapucaia (Fig. 5B). No início do **rifting** as forças verticais suplantaram as horizontais, sendo possível que durante este estágio, tenha havido a deposição de sedimentos grosseiros (arenitos, arcóseos e conglomerados).

Nos cinturões que constituem o Supergrupo Vila Nova e os grupos Parima e Cauarane, ocorreu na base, uma sedimentação quartzosa (quartzitos) que se intercalam as rochas máfico-ultramáficas. Montalvão (no prelo) acredita que nestes cinturões ou não houve desenvolvimento de fundo oceânico como descritos em Cyprus, Troods e Oman entre outros, ou que então deve existir outros perfis de fundo oceânico, para que se possa caracterizar desta maneira as rochas máfico-ultramáficas destes **greenstone belts**.

Após o magmatismo máfico-ultramáfico que pode intercalar sedimentos químicos (metachert e formação ferrífera bandada) e/ou quartzitos, prossegue a subsidência, agora acompanhada de sedimentação de mar raso (litorâneo) na forma de sedimentos clásticos (areias), e de mar calmo ou lagoas, com deposição de sedimentos químicos e às ve

zes ritmitos. À medida que a bacia tornava-se mais profunda, a sedimentação passava a ser mais pelítica, que em alguns cinturões com aquele do Grupo Serra do Inajá, associa-se no topo da coluna a magmatismo ácido a intermediário de afinidades calco-alcálicas (Fig. 5B).

Após os processos magmático-sedimentares, estas bacias passam a sofrer compressões nas direções E-W, SW-NE e SSW-NNE, com o consequente fechamento e desenvolvimento de dobramentos isoclinais, e dobras intrafoliares, foliações plano axiais, clivagens de fratura, clivagens de crenulação e clivagens ardosianas; além disso, sofreram metamorfismo nas facies xisto verde a anfíbolito (Fig. 6). Estruturas dômicas-granitóides nestes cinturões são consequência da deformação compressiva e não, como admitido por muitos autores, causa dessa deformação.

A idade desses cinturões é assunto de muitas especulações posto que sua associação litológica não permite até o momento a obtenção de idades diretas e reais. Entretanto, Montalvão & Tassinari (1984) e Montalvão et al. (1984b) admitem idade arqueana, considerando que alguns deles estão em contato com granitóides cujas idades isocronicas situam-se entre 2.9 e 2.6 B.A. Por outro lado, a Sequência Salobo com idade isocronica Rb/Sr de cerca de 2.700 MA (Tassinari; Hirata; Kawashita, 1982), muito provavelmente teve sua sequência litológica instalada na mesma bacia que acolheu o Grupo Grão Pará, o que posiciona esta unidade no Arqueano. Nestes termos os autores do presente relato acreditam que a Sequência Salobo com formações ferríferas da facies silicato e sulfeto, se constitua nas partes mais profundas de uma bacia que, nas partes mais rasas acolheu a sequência do Grupo Grão Pará o qual apresenta formações ferríferas da facies óxido (Fig. 7). A Sequência Salobo com metamorfismo da facies anfíbolito (predominante) e até mesmo granulito é composta de xistos com granada, grunerita, magnetita, biotita, fayalita, hiperstênio, plagioclásio, quartzo, hornblenda, hastingsita, stilpnomelano, greenalita e clorita. Na área do igarapé Pojuca a sequência inclui gnaisses e formações ferríferas bandadas.

Deve-se salientar, no entanto, que Gibbs (1981) através de datações radiométricas pelo método Pb^{238}/U^{238} em zircões de metarcôseos que constituem o Supergrupo Barama--Mazaruni (greenstone belt) ocorrente na República da Guiana, conclui por uma idade de 2.250 para esta sequência. Considerando que a unidade é correlacionável ao Supergrupo Vila Nova, o autor admitiu que a Unidade Vila Nova deveria ter-se desenvolvido nesta época, hipótese não descartada no presente trabalho.

Ainda no Arqueano, houve a instalação tanto no Craton Amazônico como no Maciço Goiano, de inúmeros complexos máfico-ultramáficos, do tipo estratiforme, que recebem as denominações de suítes Intrusivas Tapuruquara e Mucajaí por Bezerra et al. (no prelo, correspondentes as rochas gabrônicas de Tapuruquara e Mucajaí de Santos, 1984), Suíte Intrusiva Rio Alegre (Barrós et al., 1982) e Complexo Pium (Bezerra et al., no prelo, correspondente ao Complexo Básico-Ultrabásico granulitizado da área Pium de Hirata et al., 1982) todas no Craton Amazônico, enquanto que a Suíte Básico-Ultrabásica Caraíbas, ocorre nos domínios do Maciço Goiano. Estas unidades apresentam as associações mineralógicas que atingem as facies anfíbolito e granulito, bem como texturas cumuladas, intercúmulus, adcúmulus e em corona, sendo semelhantes aos complexos de Niquelândia e Canabrava expostos na região central de Goiás. Embora estejam posicionados como mais novos que os cinturões greenstone, é possível que tenham íntima associação com magmatismo máfico-ultramáfico destas estruturas. Dentre estes corpos somente para os de Tapuruquara se logrou a construção de isócronas Rb/Sr, se bem que bastante duvidosas, as quais acusaram idades de 2.500 e 2.250 MA.

Durante o Proterozóico Inferior, todo este craton de dimensões

continentais assistiu a edificação de bacias ensiálicas com provável rifteamento inicial, que foi seguido por formação de bacias rasas do tipo sinéclise normalmente se constituindo nos limites atuais de áreas cratônicas. Nestas bacias depositaram-se seqüências vulcanossedimentares e sedimentares, representadas pelo Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu, 1978), Grupo Araxá (Série Araxá de Barbosa, 1955); Grupo Araí (Barbosa et al., 1969), Grupo Natividade (Série Natividade de Moore, 1963 apud Montes et al., no prelo), e as formações Gurupi e Santa Luzia de Abreu, Villas e Hasui (1980). Estas unidades são representantes da Faixa de Dobramentos Araguaia--Tocantins (Supergrupo Baixo Araguaia), Faixa de Dobramentos Gurupi (formações Gurupi e Santa Luzia).

O magmatismo máfico-ultramáfico é registrado desde a base até o topo do Supergrupo Baixo Araguaia e Grupo Araxá, enquanto que os corpos de anfibolitos no âmbito da Formação Santa Luzia devem ser indicativos da ocorrência de atividade magmática com estas características na formação. Além do mais a Unidade Santa Luzia contém em seu bojo a presença de rochas metavulcânicas ácidas, enquanto que no Grupo Araí ocorrem tanto ácidas como intermediárias. Estas unidades são anteriores a 2.0 B.A., e suas faixas de dobramentos são policíclicas e polifásicas, posto que foram redobradas e metamorfisadas nos ciclos Uruaçuano e Brasileiro.

Ainda no Proterozóico Inferior houve a instalação do Complexo Tumucumaque, mencionado anteriormente, bem como de cinturões orogênicos predominantemente metassedimentares denominados de Faixa de Dobramentos Santo Antônio (Hasui; Costa; Abreu, 1984) constituída pelo Grupo Santo Antônio de Montalvão (1980); Grupo Tunuí (Montalvão & Fernandes, 1974) e Formação Presidente Hermes (Isotta et al., 1978). Dentre estas somente ao Grupo Santo Antônio foi estabelecido uma idade, ainda que de modo indireto, vez que é afetado por magmatismo anorogênico de composição ácida a intermediária que mostra idade convencional Rb/Sr de 2.069 MA. Na área do Craton Amazônico, grandemente afetado pelo Ciclo Transamazônico, ocorreram esforços compressivos que propiciaram a fusão parcial acompanhada de metassomatose potássica dos terrenos granito-gnáissicos arqueanos, causando o desenvolvimento de extensas áreas de granitóides, sendo o mais conhecido o Adamelito Água Branca (Veiga Júnior et al., 1979 correspondente ao Granodiorito Água Branca de Araújo Neto & Moreira, 1976); muitos autores relacionam a este evento outros granitóides como o Parauarí (Santos et al., 1975) e Juruena (Silva, G.H. et al., 1974). As atividades tectono-magmáticas anorogênicas de composição ácida a intermediárias referidas linhas atrás, são tipificadas pelo Grupo Ipueiras (Cunha et al., 1981/1982), pela Suíte Intrusiva Dianópolis (Montes et al., no prelo) e Grupo Tromai (Bezerra et al., no prelo, correspondente a Associação Anorogênica Tromai de Costa et al., 1977). O Grupo Ipueiras, vulcano-plutonismo ácido a intermediário e a Suíte Intrusiva Dianópolis (rochas tonalíticas) ocorrem na região central de Goiás, domínios do Maciço Goiano, enquanto que o Grupo Tromai (vulcano-plutonismo ácido a intermediário), tem ocorrência na região do Craton de São Luiz, nele incluindo-se os granitos de Tracuatea e Mirasselas que apresentam idades isocrônicas Rb/Sr de 1.960 + 38 MA (Tassinari et al., no prelo). Estes dois grupos são semelhantes ao Supergrupo Uatumã.

IV - REATIVAÇÕES CRATÔNICAS DURANTE O PROTEROZÓICO MÉDIO E SUPERIOR

Entre 1.900 e 1.800 MA praticamente todo o Craton Amazônico volta a ser movimentado, desta vez através de tectônica de blocos com falhamentos do tipo rifting, causando movimentações de blocos na vertical acompanhados de deslocamentos na horizontal, estes em função da distensão (drift) da crosta continental. Tais processos que atuaram descontinuamente por todo o Proterozóico adentrando o Fanerozóico

co, causaram a edificação de horsts e grabens, e não foram acompanhados de metamorfismo regional.

Os falhamentos profundos que por vezes atingiram o manto, transformaram-se em condutos naturais para a ascensão magmática, dando origem ao maior vulcano-plutonismo anorogênico que se tem notícia na Terra (Fig. 8A, B e C). Este tem composição ácida a intermediária com alguma contribuição básica, e foi tanto produto da diferenciação de magma originalmente basáltico (Toleítico), como também originou-se a partir de fusão de crosta sílica, como indicam os valores das razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} . Recebe a denominação de Supergrupo Uatumã (Série Uatumã de Oliveira & Leonardos, 1943), e compreende um conjunto de rochas vulcânicas, hipabissais e plutônicas, com idades isocrônicas inseridas no intervalo de 1.900-1.600 MA. No setor norte do Craton Amazônico em território brasileiro, o Supergrupo Uatumã é composto pelo Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Serra do Mel no Território Federal de Roraima, enquanto que a nordeste do Estado do Amazonas e noroeste do Pará, as efusivas são reunidas no Grupo Iricoumé, e as intrusivas compõem três unidades referidas como Suíte Intrusiva Mapuera, Suíte Intrusiva Abonari e Sienito Erepecuru. No setor sul desta área cratônica toda a parte vulcânica é conhecida como Grupo Iriri, enquanto que as fases de jazimento mais profundo são tratadas como Suíte Intrusiva Serra dos Carajás, Suíte Intrusiva Maloquinha, Suíte Intrusiva Rio Dourado, Suíte Intrusiva Tarumã e Suíte Intrusiva Teles Pires. Contemporaneamente porém sem ligação física com o Uatumã ocorreu plutonismo ácido na região do Território Federal do Amapá conhecido como Suíte Intrusiva Falsino.

Durante este intervalo de tempo houve edificação de bacias que via de regra, passaram por um ou mais dos três estágios evolutivos descritos por Montalvão et al. (1984a), quais sejam: Estágio I (rift ou aulacógeno), Estágio II (Sinéclise); e Estágio III (em que há uma subsidência muito lenta ou ausente) que é característico das unidades de cobertura sedimentar da Plataforma e que recobrem os vulcanitos do Supergrupo Uatumã. As mais antigas são tipificadas pelos grupos Rio Fresco, ocorrente no sul do Pará, e Roraima, sendo que este último assistiu a magmatismo básico datado em 1.805 MA (Basei, 1975), que compõe a Suíte Intrusiva Pedra Preta. Sequências de cobertura mais novas que aquelas, são representadas pelo Grupo Gorotire distribuído por todo sul do Pará entre os rios Araguaia e Tapajós, e Formação Sete Quedas (GEOMINERAÇÃO, 1972) exposta no nordeste do Amazonas e noroeste do Pará; estas unidades foram instaladas em alguma época compreendida no intervalo de 1.750-1.650 MA (Bezerra, 1984), e são afetadas por magmatismo básico que no sul do Pará pertence ao Grupo Crepori (Sill Crepori de Pessoa et al., 1977) e no setor norte do Craton Amazônico a Suíte Intrusiva Suretama (Gabro Suretama de GEOMINERAÇÃO, 1972); o Granito Tiquié (Pinheiro et al., 1976) datado em 1.571 ± 57 MA, secciona o Complexo Guianense na região fronteira com Colômbia, o mesmo acontecendo com o Sienito Cachorro, na região do alto curso do rio Trombetas, norte do Pará (Fig. 9).

Entre 1.600-1.400 MA os processos de reativação são registrados através da edificação do Graben do Cachimbo localizado no sul do Pará--norte do Mato Grosso, onde depositaram-se os sedimentos do Grupo Beneficente (Almeida & Nogueira Filho, 1959), enquanto que em Rondônia e leste do Mato Grosso os processos sedimentares ocorridos nesta época são representados pela Formação Mutum-Paraná (Lobato et al., 1966). Esta unidade é seccionada pela Suíte Intrusiva Serra da Providência (Granito Serra da Providência de Leal et al., 1976) com idade isocrônica de 1.400 ± 57 MA, o que estabelece uma contemporaneidade com a Suíte Intrusiva Surucucu (Montalvão et al., 1975a) o corrente em Roraima com idade isocrônica Rb/Sr de 1.431 ± 35 MA; com a Suíte Intrusiva Velho Guilherme ocorrente no sul do Pará com isó

rona Rb/Sr de 1.350 ± 80 MA (Granito Redenção de Cunha et al., 1981); e com o Sienito Mapaí (Lima et al., 1974) distribuído pelo sudoeste do Amapá e Norte do Pará.

As bacias desenvolvidas entre 1.400-1.200 MA, também são tipificadas por extensos grabens, merecendo destaque o dos Caiabis e Dardanelos no centro-norte do Mato Grosso, e Uopiane e Pacaás Novos em Rondônia. A sedimentação então processada caracteriza-se por espessas **red beds**, que nos grabens dos Caiabis e Dardanelos, são representadas pela Formação Dardanelos (Almeida & Nogueira Filho, 1959), e nos demais pela Formação Palmeiral (Lobato et al., 1966). Ambas assistiram a magmatismo básico, representado pela Formação Arinos (Silva et al., 1980) datada em 1.400-1.200, que se intercala na Formação Dardanelos, formando o Grupo Caiabis, e pela Formação Nova Floresta, associada à Formação Palmeiral com quem compõe o Grupo Guajará-Mirim. Sedimentação com esta mesma característica e muito provavelmente contemporânea, é registrada no extremo sudeste do Estado do Amazonas pela Formação Prainha (Almeida & Nogueira Filho, 1959), e no sul do Pará e nordeste do Mato Grosso pela Formação Cubencranquém (Barbosa et al., 1966). Tentativamente posicionado neste mesmo evento de sedimentação, tem-se o Grupo Aguapeí, exposto no extremo sudeste do Mato Grosso, onde é possível identificar da base para o topo as formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino (Souza & Hildred, 1980). Estas unidades encontram-se dobradas e afetadas por falhamentos inversos, que as tornam orientadas segundo a direção NW-SE, situação com que adentram o território boliviano e compõem o Grupo Sunsás (Bloomfield & Litherland, 1979).

O fim do Proterozóico Médio é caracterizado por novo magmatismo (vulcano-plutonismo) de características ácidas, intermediárias, básicas e alcalinas que irrompeu tanto nos domínios do Craton Amazônico como no Maciço Goiano. Na área cratônica o magmatismo ácido a intermediário é representado pela Suíte Intrusiva Rondônia (Isotta et al., 1978) com idades isocrônicas Rb/Sr distribuídas no intervalo de 1.200-900 MA, que na região de São Lourenço (RO) parecem associar-se as vulcânicas ácidas componentes da Formação Caripunas (Leal et al., 1978) datadas em 1.044 ± 44 MA. No centro-sul do Mato Grosso instalou-se o Grupo Serra do Rio Branco com idade isocrônica Rb/Sr de 1.180 ± 72 MA, caracterizado como um complexo magmático diferenciado, contendo rochas vulcânicas e plutônicas de composição desde ácidas até básicas, enquanto que no sul de Rondônia o vulcano-plutonismo ácido a intermediário é englobado no Grupo Costa Marques (Santos et al., 1979). O magmatismo alcalino é representado no setor norte do craton pelo Sienito Mutum (Montalvão et al., 1975b) e Serra do Acari (Fernandes & Morais, 1975), enquanto que a sul pelas Alcalinas Canamã (Silva et al., 1980) expostas no norte do Mato Grosso e sudeste do Amazonas, e Alcalinas Teotônio (Leal et al., 1978) que assoma na cachoeira do mesmo nome, leito do rio Madeira em Rondônia. As Alcalinas Canamã encontram-se datadas através de isócrona verdadeira Rb/Sr que acusou 1.175 ± 14 MA. Nos tratos do Maciço Goiano registrou-se atividade alcalina por volta de 1.100 MA, conhecida sob a denominação de Alcalinas de Peixe, que secciona o Grupo Araxá, nos limites meridionais da Amazônia Legal. Neste maciço ocorre sequência vulcanossedimentar instalada em graben denominada de Formação Monte do Carmo, em que suas porções vulcânicas alinham-se em uma isócrona Rb/Sr de 1.100 MA.

Estas atividades magmáticas adentram o Proterozóico Superior, sendo que no setor norte do Craton Amazônico, evidencia composição básico-alcalina, e são englobadas na Formação Seringa (Veiga Júnior et al., 1979) com idade de cerca de 900 MA, e no sul parece ter características ácidas a intermediárias, posto que a idade de 1.044 ± 44 MA da Formação Caripunas retrocitada, indica o Proterozóico Superior para época de sua instalação. No Maciço Goiano com idade de

955 + 56 MA, instalou-se o Granito Morro Solto (Figueiredo; Leão Neto; Valente, 1981), que é intrusivo nas porções basais do Grupo Araxá (Seqüência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis). Os processos sedimentares que ocorrem na Amazônia Legal durante o Proterozóico Superior são representados pelo Grupo Alto Paraguai, Grupo Bambuí e duvidosamente a Formação Prosperança. O Grupo Alto Paraguai compõe as partes externas (ameta-mórficas) da Faixa de Dobramentos Paraguai ou Paraguai--Cuiabá, e é subdividido da base para o topo nas Formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama, Sepotuba e Diamantino; apresenta-se holomórficamente dobrado e desenvolveu-se na borda sudeste do Craton Amazônico. O Grupo Bambuí na área em pauta, é representado pelo Subgrupo Paraopeba indiviso e pela Formação Sete Lagoas, que é uma subunidade deste subgrupo, situação com que oculta os limites orientais do Complexo Goiano. No tocante a Formação Prosperança, seus representantes estão restritos ao contato com sedimentos da Sinéclise do Amazonas, sendo sua idade ainda objeto de especulação. Atividade magmática com cerca de 570 MA é registrada nos domínios da Faixa de Dobramentos Gurupi, através da Alcalinas de Boca Nova (Abreu; Villas; Hasui, 1980) constituindo-se no derradeiro episódio tectono-magmático de idade proterozóica registrado nos domínios da Amazônia Legal.

- V - CONCLUSÕES**
- a) Uma crosta siálica já era formada em torno de 2.900-2.600 MA. Esta crosta era produto de retrabalhamento de uma crosta simática antiga ou manto;
 - b) diápiros, domos, plumas ou linhas quentes do manto causaram rifteamento seguido de distensão (**drift**) com formação das bacias tectônicas (**rifts**) entulhadas de magmatismo komatiito-toleítico e sedimentação (**greenstone belts**);
 - c) ainda no Arqueano intenso magmatismo máfico-ultramáfico (estratiforme) ocorreu nos domínios do Craton Amazônico;
 - d) sobre a crosta siálica de amplitude continental, além dos cinturões móveis, vulcanossedimentares e sedimentares que se depositaram em amplas bacias que evoluíram para sinéclises, desenvolveram-se cinturões móveis de retrabalhamento (tipo Cinturão Móvel Tucumaque, 2.200-1.800 MA). Os cinturões foram no mínimo formados no Ciclo Transamazônico;
 - e) cinturões de acreção lateral são mais difíceis de serem visualizados, com exceção do Cinturão Móvel Rio Negro--Juruena; porém este apresenta ainda muitos problemas a serem resolvidos;
 - f) admite-se a possibilidade de que o Craton Amazônico e Craton São Francisco, constituam uma única entidade geotectônica, caso em que os cinturões móveis Araguaia--Tocantins (Silva et al., 1974) e Paraguai--Cuiabá (Almeida, 1967 e Montalvão, 1978) podem ser caracterizados como intracratônicos e não intercratônicos;
 - g) com exceção dos redobramentos e metamorfismo dos cinturões móveis Araguaia--Tocantins e Uruaçu nos ciclos geotectônicos Uruaçuano e Brasileiro e possivelmente do Paraguai--Cuiabá no Brasileiro, as atividades do início do Proterozóico Médio (1.900-1.600 MA) foram todas de caráter anorogênico, e resultaram de ativações tectono-magmáticas e vulcanossedimentares que se prolongaram até o fim do Proterozóico Superior;
 - h) as bacias sedimentares e vulcanossedimentares, nesta época, começaram na grande maioria por uma fase inicial **rif**t, seguida de uma fase de sinéclise e posteriormente por uma fase de subsidência muito lenta ou ausente;
 - i) acredita-se na sedimentação da Bacia Amazônica sobre reativação de antigos lineamentos. Neste caso um domo (diápiro), do manto de tamanho considerável ter-se-ia desenvolvido na região de Manaus e adjacências, dando origem ao sistema de **rif**ts do Tacutu, Cachimbo e bacias do Amazonas, a leste de Manaus (Médio e Baixo Amazonas) e a oeste de Manaus (alto Amazonas);

- j) as atividades magmáticas de reativações plataformais foram representadas por rochas ígneas ácidas, intermediárias e básicas durante todo o Proterozóico. Entretanto, o magmatismo alcalino parece ter sido mais intenso entre 1.400-900 MA;
- k) se for verdadeira a hipótese de que as unidades Salobo e Grão Pará fazem parte de uma mesma bacia de sedimentação com passagem lateral da Sequência Salobo para o Grão Pará, não se tem dúvida que o Grupo Grão Pará e Arqueano a exemplo da Sequência Salobo.

VI - AGRADECIMENTOS Expressamos nossos sinceros agradecimentos à datilógrafa Sônia Paulina Pereira e os auxiliares técnicos Renivan Tavares, Teresinha Aires Pereira e Claudimar Ferreira Castro.

VII - BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F.de A.M. de. 1978. Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia. v.2, p.539-45.
- ABREU, F.de A.M. de; VILLAS, R.N.N.; HASUI, Y. 1980. Esboço estratigráfico do Pré-Cambriano da região do Gurupi, estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 12, p.647-58.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. B. Div. 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 NETO, H. & MOREIRA, H.L. 1976. Projeto Estanho de Abonari; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM. 2v.
- BARBOSA, O. 1955. Guia das excursões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 9., Araxá, 1955. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 9p. (Noticiário, 3)p. 3-5.
- BARBOSA, O. et al. 1966. 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. 1975. Geocronologia do Território Federal de Roraima e parte norte do Estado do Amazonas. Belém, Projeto RADAM. (Relatório Interno RADAM, 35-G)
- BEZERRA, P.E.L. 1984. Cronoestratigrafia das coberturas sedimentares proterozóicas do Craton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã. (Amazônia Legal). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p.2126-39.
- BEZERRA, P.E.L. et al., no prelo. Geologia da Amazônia Legal. Seção 1. Geologia Regional. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro.
- BLOOMFIELD, K. & LITTLERLAND, H. 1979. Resumen de la geologia y potencial de minerales de área del proyecto, zona sud. Trad. Gustavo Donoso. Santa Cruz de la Sierra, Serviço Geológico de Bolívia/Mission Geológica Britânica. 56p. (Proyecto de Exploracion Mineral del Oriente Boliviano. Proyecto Precambrico, fase 1. Informe, 1)
- CORDANI, U.G. et al. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., Arica - Chile, 1979. Actas. Arica, 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.720-28.
- COSTA, J.L. et al. 1977. Projeto Gurupi; relatório final da etapa 2. Belém, DNPM/CPRM. v.1.
- CUNHA, B.C.C. da et al. 1981. Geologia. In: BRASIL. MME - Secretaria

- Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 22)
- _____. 1982. Geologia do Extremo Sul-Oriental da Amazônia Legal Brasileira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. Anais. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1. p.54-74.
- FERNANDES, C.A.C. & MORAIS, U.N. 1975. Operação Bateria; relatório RADAM/NUCLEBRÁS. Belém, Projeto RADAMBRASIL. n.p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 53-G)
- FIGUEIREDO, J.A.; LEÃO NETO, R.; VALENTE, C.R. 1981. Depósito de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb na região de Palmeirópolis -GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE - GEOLOGIA DO PRÉ-CAMBRIANO, 1., Goiânia, 1981. Ata. Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p.422-519.
- GEOMINERAÇÃO LTDA. 1972. Projeto Mapuera; reconhecimento geológico/geoquímico. S.l./ICOMI. 10lp.
- GIBBS, A.K. 1981. Geology of the Barama - Mazaruni Supergroup of Guyana. Cambridge, Harvard University, Department of Geological Sciences, 376p. ilustr. anexos. Doctor of Philosophy thesis.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F. de A.M. de. 1984. Província Tocantins Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y., coords. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Edgar Blücher, p. 187-204.
- HIRATA, V.K. et al. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. 1., Belém, 1982. Anais. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte. v.1. p.100-108.
- ISSOTA, C.A.L. et al. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia; relatório final. Porto Velho. DNPM/CPRM, 1978. v.1.
- ISSLER, R.S. et al. 1974. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 Belém. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 5)
- LEAL, J.W.L. et al. 1976. Granito Serra da Providência. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. Resumo dos Trabalhos. Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, p.191.
- _____. 1978. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 16)
- LIMA, M.I.C. de et al. 1974. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.22 Macapá. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 6)
- LOBATO, F.P.N.S. et al. 1966. Pesquisa de Cassiterita no Território Federal de Rondônia. B. Div. Fom. Prod. Mineral. Rio de Janeiro. (125):1-209.
- MONTALVÃO, R.M.G. de. 1978. Litoestratigrafia do Grupo Araxá (Grupo Estrondo) e Grupo Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v.2, p.649-57.
- _____. 1980. 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)
- MONTALVÃO, R.M.G. de & FERNANDES, P.E.C.A. 1974. Grupo Tunuí. Belém, Projeto RADAM, abr. n.p. (Relatório Interno RADAM, 38-G)
- MONTALVÃO, R.M.G. de & TASSINARI, C.C.G. 1984. Geocronologia Pré-Cambriana no Território Federal do Amapá (Brasil). In: SIMPÓSIO AMAZÔNICO, 2., Manaus. 1984. Anais. Manaus, Departamento Nacional da Produção Mineral. p. 53-58.
- MONTALVÃO, R.M.G. de et al. 1975a. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20 Boa Vista, e parte das Folhas NB.20 Roraima, NA.21 Tumucumaque e NB.21 Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais,

8)

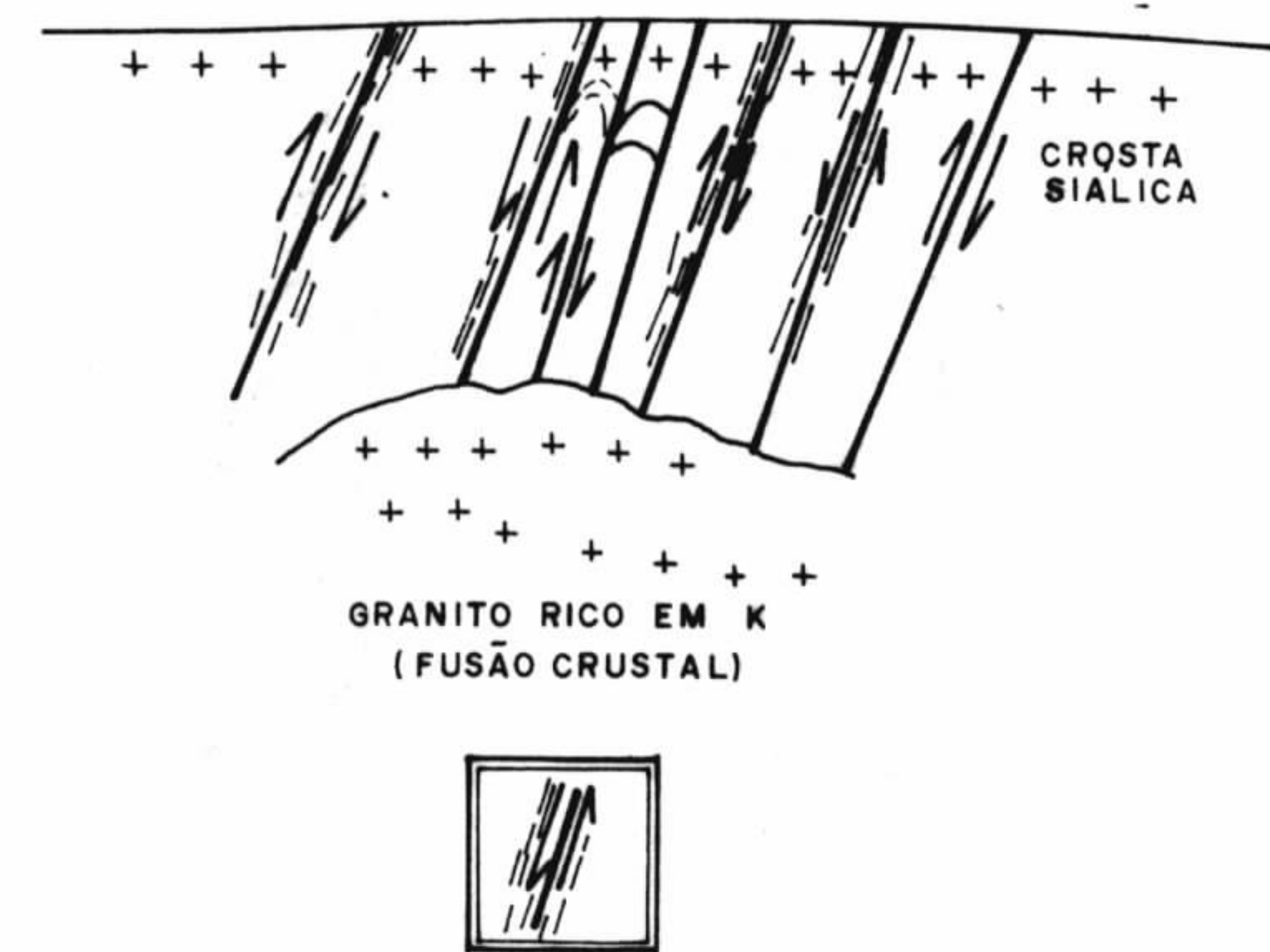
- _____. 1975b. Sienito Mutum; relatório preliminar. Belém. Projeto RADAM. abr. (Relatório Interno RADAM, 36-G)
- _____. 1984a. Cobertura de plataforma da Amazônia, sua sedimentação e evolução tectônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5. p.2101-24.
- _____. 1984b. Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões do rio Maria, fazenda Mata Geral e rio Itacaiúnas, sul do Pará (Distrito Carajás--Cumaru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, v.6. p.2757-67.
- MONTES, M.L. **et al.**, no prelo. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia - Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.23 Rio São Francisco. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 36)
- OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. 2 ed. rev. atual. Rio de Janeiro, Serviços de Informação Agrícola. 813p. (Série Didática, 2)
- PESSOA, M.R. **et al.** 1977. Projeto Jamanxim; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM. 1977. v.1.
- PINHEIRO, S. da S. **et al.** 1976. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.19 Pico da Neblina. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 11)
- SANTOS, D.B. dos **et al.** 1975. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.21 Tapajós. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 7)
- SANTOS, J.O.S. 1984. A parte setentrional do Craton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: SCHOBENHAUS FILHO, S. - Coordenador. Geologia do Brasil. Texto explicativo para o mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Departamento Nacional da Produção Mineral. Brasília, p.57-91.
- SANTOS, R.O.B. dos **et al.** 1975. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.20 Guaporé. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 19)
- SCARPELLI, W. 1973. Relatório NA.22 Belém, Projeto RADAMBRASIL, 1973. 33p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 243-G)
- SILVA, G.G. da **et al.** 1974. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 4)
- SILVA, G.H. **et al.** 1974. Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juruena. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. Anais. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, v.4, p.309-20.
- _____. 1980. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21 Juruena. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 20)
- SOUZA, E.P. & HILDRED, P.H. 1980. Contribuição ao estudo de geologia do Grupo Aguapeí, oeste de Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú. 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia. v.2, p. 813-25.
- TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, V.K.; KAWASHITA, K. 1982. Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brasil. Rev. Bras. Geoc., São Paulo 12(1, 2 e 3), mar. jun., set.. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC GEOLOGIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS. Salvador, 1982. Anais. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia/Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia. 529p.

-263-68.

TASSINARI, C.C.G. et al., no prelo. Geologia da Amazônia Legal Brasileira. Seção 2. Geocronologia. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro.

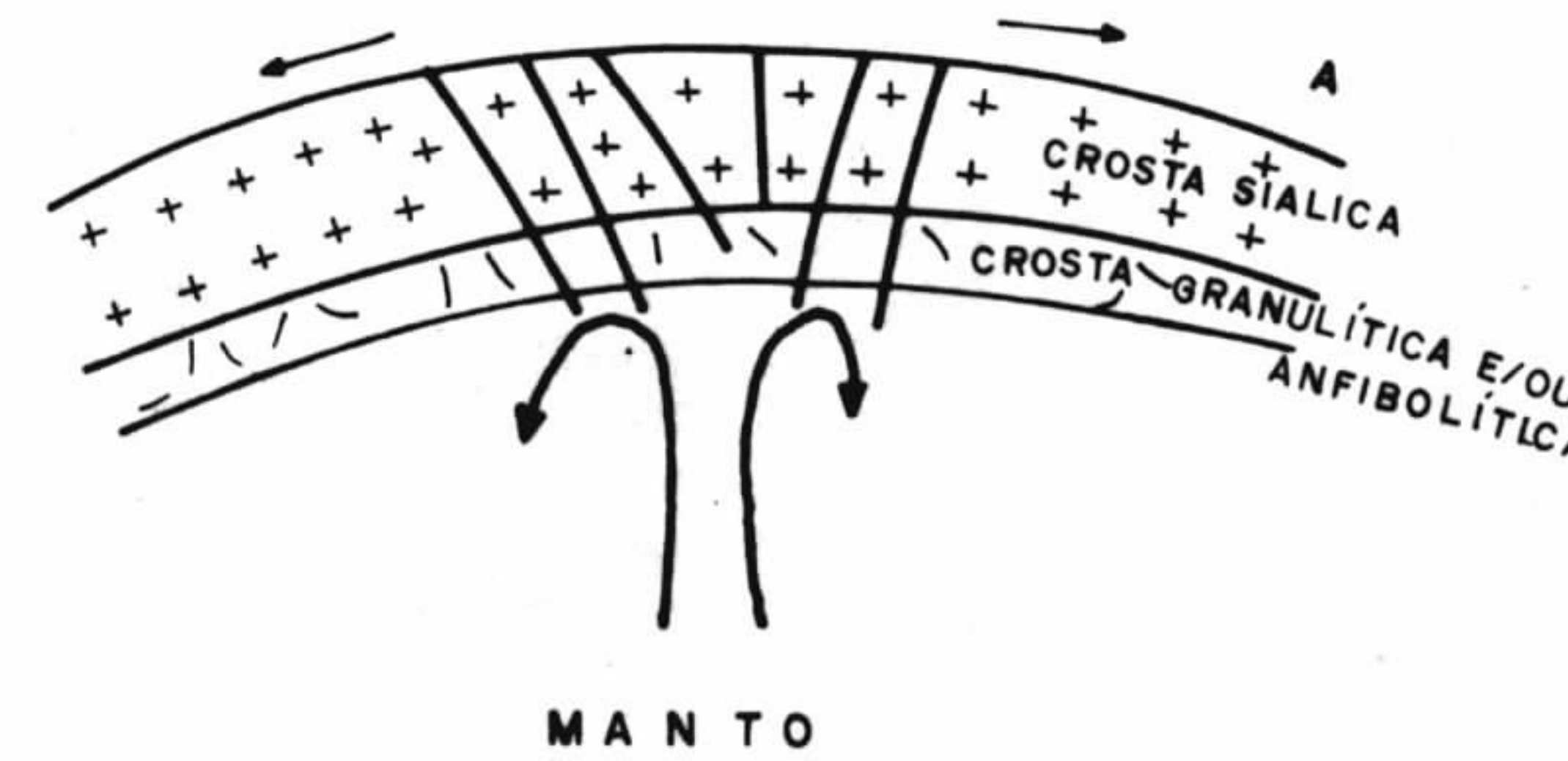
VEIGA JÚNIOR, J.P. et al. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, v.1.

FIGURA 4 - (2.200-1800 M.A.) - CINTURÃO MÓVEL (RETRABALHAMENTO) TUMUCUMAQUE.



ZONA DE CIZALHAMENTO COM FORMAÇÃO DE MILONITO, BANDEAMENTO GNÁSSICO ETC.

FIGURA 5 - CROSTA SIÁLICA ARQUEADA E FRATURADA (RIFTING) POR DOMO, DIAPIRO, CORRENTE DE CONVECÇÃO, PLUMA OU LINHAS QUENTES DO MANTO.



DRIFT, COM FORMAÇÃO DE RIFT E EVOLUÇÃO PARA SINÉCLISE COM VULCANISMO INICIAL KOMATIITO-TOLEÍTICO, SEGUIDA SEDIMENTAÇÃO E VULCANISMO CALCO-ALCALINO PARA O TOPO.



FIGURA 6 - FECHAMENTO DAS BACIAS COM COMPRESSÃO, DOBRAMENTO, METAMORFISMO, DESENVOLVIMENTO DE SUPERFÍCIES S.

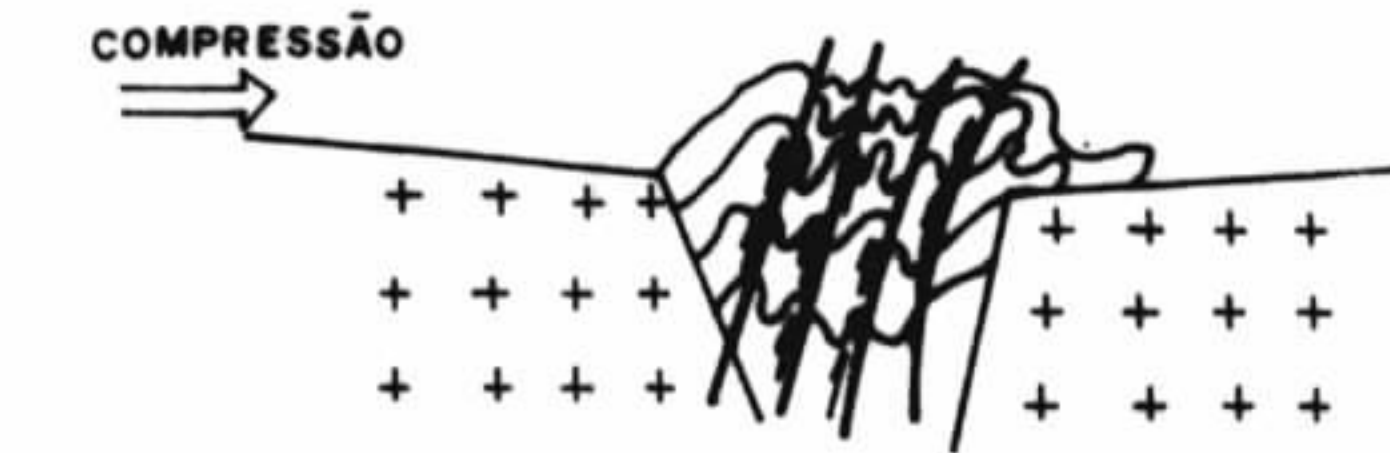


FIGURA 7 - BACIA GRÃO PARÁ - SALOBO

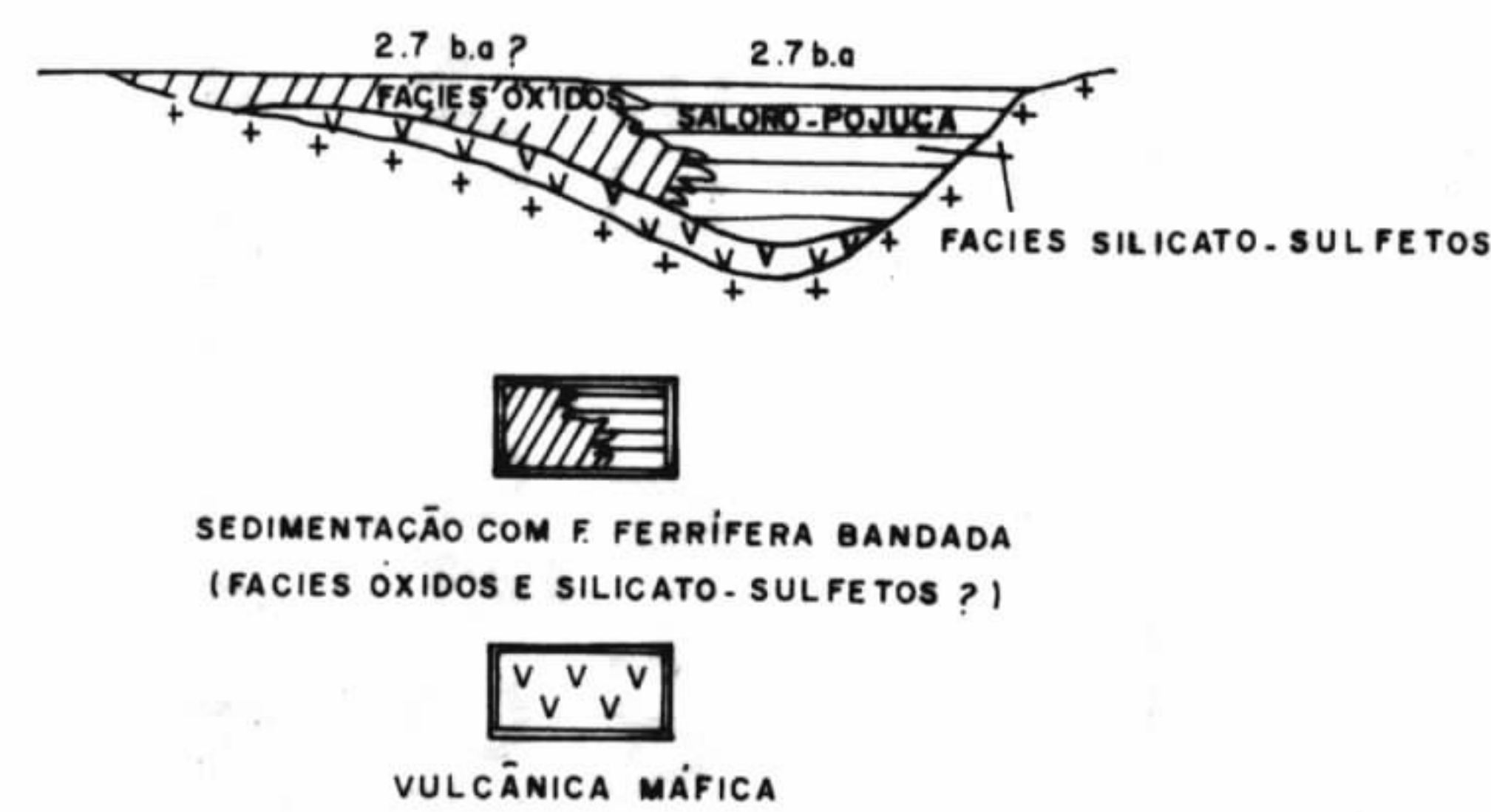
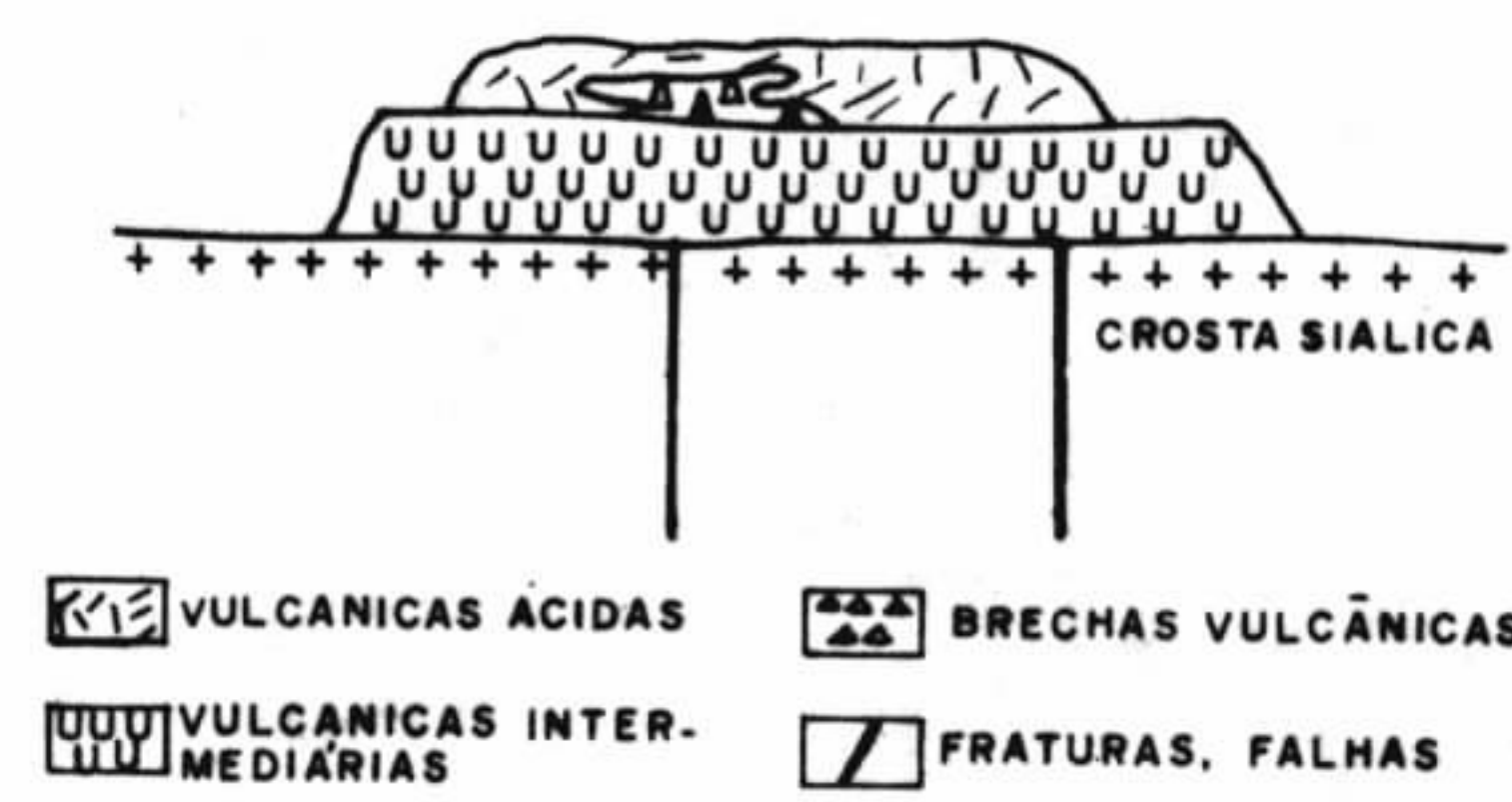


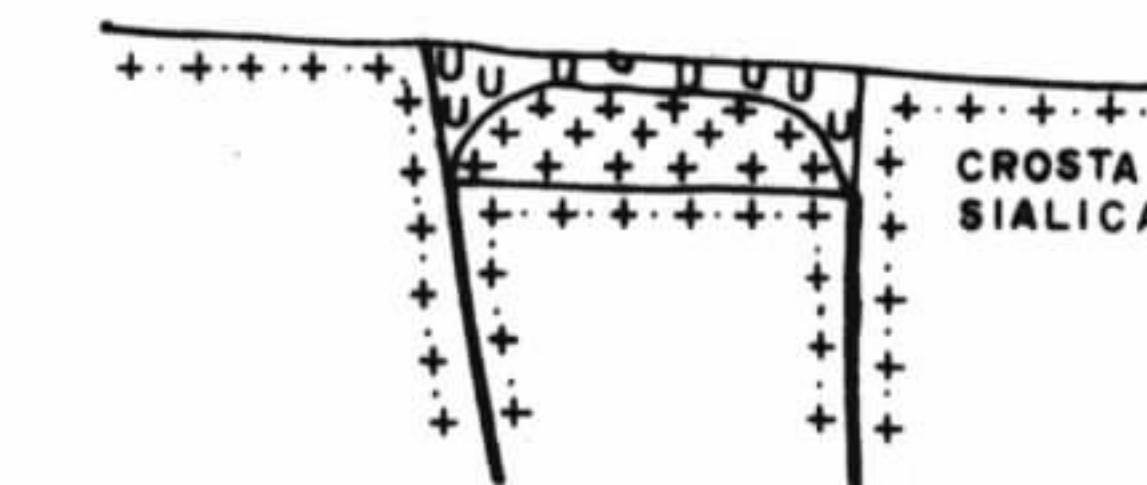
FIGURA 8 - A DERRAMES CONDUZIDOS ATRAVES DE FISSURAS EM BLOCOS RÍGIDOS.



B - DERRAMES E "EMPLACEMENT" ATRAVES DE ESTRUTURA TIPO RIFT (GRABEN).

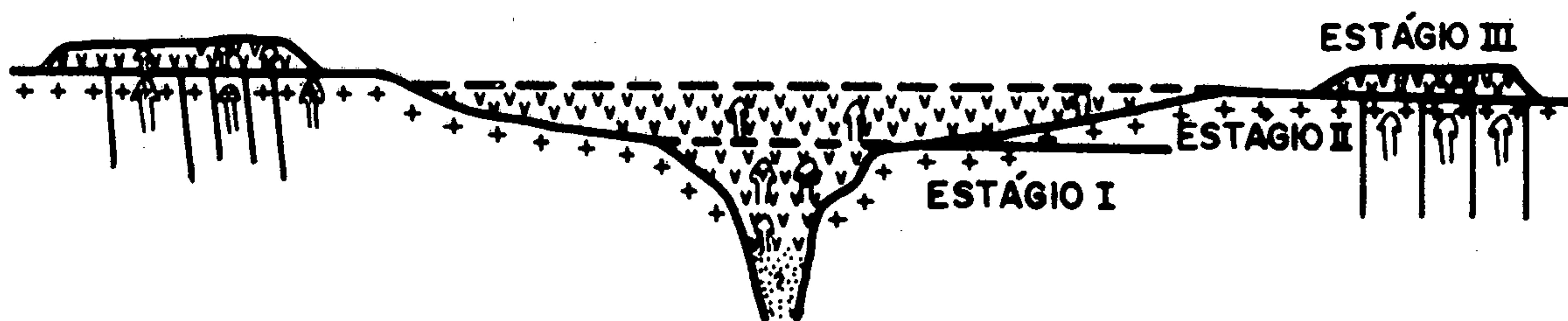


FIGURA 8 - C - VULCANO-PLUTONISMO ATRAVES DE FALHAS CIRCULARES (EM GRABENS E HORTS OU OUTRO AMBIENTE MAIS RÍGIDO).

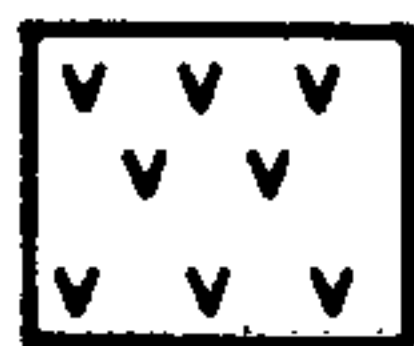


- +++ GRANITO
- UVV VULCÂNICAS
- ▧ FALHA E CONDUTO DE MAGMA COM DIQUE ANELARES
- +++ CROSTA SIÁLICA

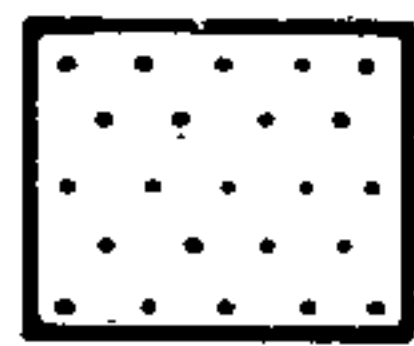
Fig. 9 - SUPERGRUPO UATUMÃ



GRANITOS



VULCÂNICAS



ARENITOS +
CONGLOMERADOS

----- LIMITE DE ESTÁGIO

——— FALHA E/OU FRATURAS
(FONTE DE ALIMENTAÇÃO
DE MAGMA)

PROJETO MACROFÓSSEIS AMAZÔNICOS

Rosalie Esther Benchimol¹
Maria de Fátima R. da Rocha¹
Rita de Cássia Farias Costa¹
Antonio Pinto de Andrade²

¹ Fundação Universidade do Amazonas — FUA

² Departamento Nacional da Produção Mineral / Manaus

ABSTRACT

Since the last century we have, by means of specialized publications, knowledge of the existence of macrofossils in the States of Amazonas and Acre. More recently, Project RADAM, amongst other Federal entities, has confirmed this fact. Since 1984, with the help of the University of Amazonas and the Mineral Production Department (Departamento Nacional de Produção Mineral), three field trips were made along the Acre River, middle Purus River and the few passable roads in this pre-selected 'T' shaped region. What we found fossil-wise is very depressing. An incredible fossil heritage is being destroyed, both chemically and physically. The best in quantity-fossil areas are locations of temporary "resting places". They are, exactly in sub-surface rocky rapids, below water eroded concave falling scarps; washed away by aluvial sands and broken by striking the few bedrock underwater areas. During the annual high water (8 to 9 months), there is infiltration wherever possible, rotting the samples.

Boca do Acre, Amazonas, was and still is our central working point. Last year, about 150 fossil parts were brought down to Manaus. Most are separated to give to the public junior and senior high schools. The larger and better preserved samples are being classified, identified physically, petrologically and by chemical analysis (type of fossilization and mineral substitution). So far, we have not begun the mounting process, since we lack key parts in the reptiles and mammals. We are trying for a geological dating since, to add to the original idea of the evolution of the paleo to the actual ambient. We would like to know whether we are below or still in the Plio/Pleistocene.

1986 is already planned for work further up the Purus River and the geochemical aspects of the soils, sediments and their fossils. So far, not one fossil has been found "in-situ".

INTRODUÇÃO:

Desde o século passado se tem conhecimento através de publicações especializadas de âmbito restrito, da existência de macrofósseis nas bacias sedimentares dos Estados do Pará e Acre. Mais recentemente, geólogos pertencentes ao Projeto RADAM registraram a presença de macrofósseis, através de contatos com moradores ao longo dos rios Acre, Purus e Juruá, situados no Estado do Amazonas.

Partindo destas informações, acreditamos na probabilidade da existência de abundantes e variadas espécimes representativas da paleofauna e paleoflora cenozóica na Região Sudeste do Estado.

Em 1984, com pequenos incentivos monetários e com o apoio da F.U.A. e do D.N.P.M., três excursões de campo foram realizadas por profissionais das duas entidades, a locais previamente selecionados.

Constatou-se que os rios Purus e Acre estão ativamente destruindo, física e quimicamente, um patrimônio paleontológico de grande valor, por ocasião de suas cheias e vazantes.

Os primeiros depósitos de grande quantidade foram localizados em lugares de repouso temporário, exatamente as áreas de erosão ativa, trechos de lajeiros, pontos de terra logo abaixo de barranco caído, gastos por areiais, quebrados por rochas de leito e, finalmente, pela necessidade que têm os habitantes da região que vivem em função da navegabilidade desses rios, pois necessitam desobstruir o leito de tais rios.

Ainda pela ação dos rios, quando das cheias, as árvores são forçosamente derrubadas em seus leitos e, quando na época da seca, essas áreas se transformam em depósitos, os quais refecham seus canais de navegação.

O Município de Boca do Acre foi utilizado como marco referencial desta fase dos trabalhos, 1984.

Foram coletadas aproximadamente 150 amostras, com tamanho que varia de 12cm. a 1 metro, dependendo das condições físico-químicas que os fósseis apresentam. Além dessas amostras, foram ainda encontrados dentes reptilianos, possíveis coprólitos e certas argilas relacionadas a estruturas especiais sedimentares.

No Rio Acre não foi encontrada nenhuma amostra identificável de madeira petrificada, enquanto que pelo menos duas já identificadas foram encontradas no Rio Purus, em grande quantidade. O material coletado foi submetido a triagem. Algumas amostras foram selecionadas e destinadas a fins didáticos, sendo ligeiramente envernizadas, uma vez que sofriam oxidação. O restante está sendo submetido a identificação das partes rígidas dos répteis, porém a sua montagem, por falta de peças-chave, não está, por enquanto, iniciada.

Além dessas atividades, constatou-se a necessidade de se proceder à análise química, qualitativa, inicialmente, das amostras e modificar a área de concentração ligeiramente; a reformulação de parâmetros e, conseqüentemente, a pesquisa bibliográfica. Os trabalhos terão prosseguimento, sendo prevista nova excursão a áreas onde devem existir macrofósseis "in situ". Mas, por enquanto, o Rio Purus sofreu um aumento de meio metro de água.

METODOLOGIA DE TRABALHO

As documentações básicas utilizadas constaram do Projeto RADAM - Folhas SB 19 e de imagens de radar, Carta Planimétrica, na escala 1:250.000, Carta Planimétrica da D.S.G., escala 1:100.000 e a Carta Hidrográfica da PORTOBRÁS, escala 1: 50.000. Foi percorrido o trecho do Rio Acre, entre Porto Acre e Boca do Acre, Amazonas, daí pelo Rio Purus até o lajeiro do Rio Preto. Ao longo desse trecho foram verificados "in loco" todos os aspectos litológicos; procurou-se examinar o condicionamento geológico dos afloramentos ao longo do rio, a mostrá-los, coletar e cadastrar todas as ocorrências fossilíferas.

GEOMORFOLOGIA

A área se apresenta com o relevo extremamente homogêneo e, com poucas exceções, sem grandes desníveis altimétricos, onde são estabelecidas as seguintes unidades morfoestruturais:

- Planície Amazônica:- compreende áreas de deposição atual e pretérita do Rio Purus; é formada por um conjunto de terraços e planície, originados pelos trabalhos de erosão e deposição do rio; extensas áreas alagadas e de inundação, comportando paranás, furos, poucos igarapês de algum porte e cordões de deposição, área que corresponde ao curso do Rio Purus, que ocorre sobre litologias holocênicas, exumando localmente sedimentos Plio-pleistônicos. De modo geral, toda a unidade é dominada pela floresta aberta aluvial, com palmeiras.

Como o Rio Purus possui um curso com padrão sinuoso a meândrico, a existência de meandros abandonados ao longo da faixa de deposição aluvial é muito comum; esses meandros originam inúmeros lagos, não visíveis ao longo do rio.

Depressão Rio Acre-Rio Javari:- extensa superfície rebaixada situada entre os Rios Acre e Javari; de um modo geral, compreende litologias Plio-pleistocênicas, apresenta uma vegetação de floresta aberta, com eventuais áreas de floresta densa.

Mesmo com diferentes unidades morfoestruturais, na área em estudo, configura-se apenas uma unidade morfoclimática, denominada Domínio Morfoclimático em Planalto e Depressão.

ESTRATIGRAFIA

Estratigraficamente, a área é representada por afloramentos da Formação Solimões, mostrando as variações litológicas e estruturas sedimentares. O tipo mais comum são afloramentos que ocorrem nas calhas dos rios e estão, muitas vezes, recobertos por sedimentos inconsolidados, holocênicos, pertencentes à planície de inundação, os quais ficam, durante o inverno, submersos; contudo, no período de estiagem, ficam quase totalmente emersos, dando condições para observações geológicas e paleontológicas. Estes afloramentos são: bancos de argilito, intercalados por lentes de silito calcífero, blocos de arenito intemperizados de cor vermelha, com estratificações cruzadas; sobreposta a este arenito, acha-se uma camada de conglomerado mal consolidado, apresentando restos fósseis de vertebrados, cascos de tartaruga e pedaços de madeira.

ESTRUTURA

As feições estruturais da Bacia do Acre estão relacionadas aos efeitos do Tectonismo Andino, de idade Neo-Cretácia-Terciária, os quais produziram dobramentos, falhamentos reversos, normais e sub-bacias.

A área objeto deste trabalho é estruturalmente plana; as poucas feições estruturais estão relacionadas a um tectonismo fraco, com mergulhos primários das estratificações cruzadas e compactação diferencial, existindo vários altos estruturais no trecho inteiro, mas sem sequenciamento em quilômetros - porém sempre nas margens esquer-

PALEONTOLOGIA

Este trabalho apresenta dados sobre as localidades fósseis no trecho compreendido entre Porto Acre/Bacia do Acre, no Rio Acre e Boca do Acre/lajeiro do Rio Preto, no Rio Purus. Partimos de Porto Acre, Acre, descendo o Rio Acre e parando em seringais e terrenos, previamente falados, em barrancos de altos estruturais ou em barrancos recentemente arriados.

As peças fossilíferas encontradas são: fósseis vegetais (madeira petrificada) rolados e restos de vertebrados fósseis, demonstrando encrostação, permineralização e substituição completa.

Apresentamos aqui apenas as descrições das madeiras fossilíferas, com recursos bibliográficos e descrição de lâminas das três madeiras. As peças fósseis de vertebrados serão submetidas a descrição, por paleontologista.

Parada 1:

Local: Fazenda Pirapora, Rio Acre, Amazonas.

Tipo de ocorrência: depósito fluvial.

Fósseis: Dentes, Fragmentos não identificados, pedaços de mandíbulas e fragmentos de cascos de tartaruga.

Parada 2:

Local: Seringal Terra Firme, Rio Acre, Amazonas.

Tipo de ocorrência: Estrutura alta, em sedimentos não consolidados de deposição fluvial.

Fósseis: Ossos fósseis encrostados, partes de animais amassados e em total decomposição, sendo impossível a sua identificação; fragmentos decompostos de madeira. Observação: grande quantidade de veios de CaCO_3 . Usamos sistema de trincheiras engradadas.

Parada 3:

Local: Seringal Natal, Rio Acre, Amazonas.

Tipo de Depósito: no leito do rio, formando um lajeiro.

Fósseis: Concreções com estruturas fibrosas; cristais de Calcita com Aragonita agulhosa.

Parada 4:

Local: Seringal Campinas, Rio Acre, Amazonas.

Tipo de Depósito: fluvial, barrancas, sedimentos.

Fósseis: Madeira fossilífera em decomposição.

Parada 5:

Local: Seringal Entre Rios, Rio Acre, Amazonas.

Tipo de Ocorrência: depósito fluvial, barranca caída.

Fósseis: Dentes, madeira fossilizada espedaçada; carapaças,

peitoral e dorsal de quelônios; um objeto que pode ser de origem de peixe. Tudo achado dentro dos primeiros três metros de altura e semi-enterrados.

Parada 6:

Local: Seringal Guajará, Rio Acre, Amazonas.

Tipo de Ocorrência: depósito fluvial, barranca.

Fósseis: Madeira fossilífera e pedaços de carapaça de tartaruga.

Parada 7:

Local: Igarapé Floresta.

Tipo: Depósito no consolidado fluvial.

Observação: entramos 9 quilômetros acompanhando este afluente. Trabalhando com martelos, pás e picaretas; nenhuma amostra fossilífera foi achada.

Parada 8:

Local: Rio Acre; 100 metros acima do Igarapé Floresta.

Tipo de Ocorrência: depósito fluvial.

Fósseis: Vértèbras, coprólito e fragmentos de cascos de tartaruga. Todos semi-enterrados ou aflorando nos primeiros dois metros de altura do rio.

Parada 9:

Local: Seringal Monte Verde, Rio Purus, Amazonas.

Tipo de ocorrência: Depósito Fluvial, alto estrutural, barrancos sequenciados arriados.

Fósseis: Dentes, pedaços de mandíbula e cascos de tartaruga, possivelmente da área pélvica.

Parada 10:

Local: Valparaíso, Rio Purus, Amazonas.

Tipo de Ocorrência: Depósito Fluvial; praia de material grosso, com altura máxima de 40 cm de altura.

Fósseis: Madeira fossilizada; carapaças de material ósseo danificadas fisicamente.

Parada 11:

Local: Lajeiro do Afluente Rio Preto.

Tipo de Ocorrência: depósito fluvial; ilhas parcialmente artificiais.

Fósseis: Fragmentos de mandíbula, com alvéolos inalterados, vértebras e fragmentos não identificados.

Observação: Conglomerados fossilíferos, visíveis à primeira vista. Logo acompanhando o menadro, uma série de ilhas por cima do lajeiro se podem observar. Blocos retirados do leito são arenitos grosseiros que avermelham logo ao secar. Não contáveis estratificações cruzadas e erosão diferencial. Possível litificação deltaica, livres, ou barros de canal. Não fossilífero.

DESCRIÇÃO E PARCIAL IDENTIFICAÇÃO DAS MADEIRAS DO RIO PURUS:

AMOSTRA 01 :

SWARTZIA (ou TOUNATIA): gênero heterogêneo e pobremente selecionada e definida, com mais de 90 espécies de arbustos de tamanho pequeno a médio ou, raramente, largas árvores. Está representado na África Tropical e abundantemente Norte da América do Sul, especialmente nas Guianas e na Região Amazônica.

Família: Ligimonosa.

Gênero: Schwartz

Descrita macroscopicamente por Paulo César e microscopicamente por Dr. Witter (I.N.P.A.).

Amostra coletada em agosto de 1984, no lajeiro da Conceição a 25 km ao sul de Boca do Acre. Totalmente fossilizada. Sem epiderma.

Vasos: prosidade difusa, poros solitários e em arranjos múltiplos de 2-3 poros, em disposição radial, placa de perfuração "simples".

Parênquima Axial: predominantemente paratraqueal, formando faixas confluentes, geralmente regulares e concêntricas, às vés descontínuas, "estratificado".

Raios: homogêneos e estratificados - selão longitudinal tangencial; tipo anular.

Tecido de conjunto achado em lâmina. Não foi possível descrever a amostra mais detalhadamente, devido a espessura da lâmina e de pedaços.

Observações: o que foi fascinante foi que nas partes do parênquima a reprodução siliciosa e hemafítica foi tão bem visível em lâmina com aumento de 65x, num Microscópio Zeiss. Enquanto a medula não demonstrou nada a não ser total silicificação amorfa.

Como não foi achada nenhuma folha, a descrição será omitida.

Pode ser lenta na formação, porém altamente resistente à deterioração. Na forma fossilizada, nossa amostra vai da cor marfim até cinza escura

AMOSTRA 02:

MUIRATINGA:

No livro pesquisado, depois da consulta com o Dr. Loureiro do I.N.P.A. são descritas duas espécies de Muiratinga:

MAQUIRA COREACEA - Brasil-muiratinga. (Mato Grosso, Amazonas e Pará.

Área de Ocorrência:

Na Amazônia brasileira. Atualmente aparece também no alto Rio Paraguai, Venezuela e Colômbia.

Habitat:

Matas de solo inundável periódica ou permanentemente.

Características:

Quando viva, é moderadamente pesada (0,55 a 0,60 g/cm³); cerne e alburno praticamente indistintos, de cor creme pardacento, pouco brilhante; textura média para grosseira; insípida e inodora. Fácil de trabalhar, recebe acabamento atrativo de lustre mediano.

Descrição macroscópica:

Na fase intermediária de fossilização da madeira (de fora para dentro) o parênquima é apenas visível à simples vista, tipicamente vasicêntrico. Poros perceptíveis a olho nu, relativamente abundante, pequenos a médios, alguns grandes, solitários, predominantes múltiplos de 2-3, ocasionalmente de 4 poros, vazios, alguns obstruídos por tilos ou resinas oleosas. Linhas vasculares longas e retas, raios no topo bem perceptíveis à simples vista, numerosos e bem distribuídos, tanto na largura como no espaçamento na face tangencial; são visíveis, à simples vista e irregularmente dispostos; na face radial são contrastados, perceptíveis a olho desarmado. Camadas de crescimento pouco definidas por zonas fibrosas escuras. Másculas medulares e canais secretores não foram observados.

MUIRATINGA PRETA

MAQUIRA GUIANENSIS:

Brasil-Muiratinga Preta (Mato Grosso)
Muiratinga (Amazonia Selva)

Área de Ocorrência:

Na Amazônia e no exterior na Guiana Francesa e Suriname.

Habitat atual:

Matos e terra firme, solo argiloso.

Características Gerais:

Na forma viva a madeira é considerada pesada (0,75-9,85g/cm³) idem na forma fossilizada cerne e alburno praticamente indistintos de cor creme; superfície pouco lustrosa; grã regular; textura média, lisa ao tato; gosto levemente amargo, cheiro não pronunciado. Boa de trabalhar podendo receber acabamento atrativo.

Descrição Macroscópica:

Parênquima bem visível a olho nu relativamente abundante em linhas concêntricas pouco sinuosas, envolvendo ou tangenciando os poros às vezes localmente confluentes a aliforme com prolongamento laterais curtos e extensos e ainda vasicêntrico, poros são visíveis com auxílio de lentes, pequenos, pouco numerosos, solitários predominantemente, múltiplos 2-3, excepcionalmente até 4 poros, vazios, outros obstruídos por tilos. Linhas vasculares são retas, longas, vazias, bem visíveis

veis sem auxílio de lupa. Raios no topo finos e numerosos, apresentando uma regular uniformidade na largura e espaçamento visto somente com ajuda de lente; na face tangencial são irregulares, na radial um tanto contrastadas. Camadas de crescimento pouco distintas, às vezes demarcados por tecidos fibroso escuro. Mácúlas medulares e canais intercelulares, não foram observados.

AMOSTRA 03:

PIRANHEA TRIFOLIOLATA:

"Piranheira"

Distribuição Geográfica:

Estados do Amazonas, Mato Grosso (Rio Paca Nova) e Guiana Inglesa.

Habitat atual:

Matas de várzea inundadas; solos argilosos.

Características Gerais:

Na forma atual a madeira é considerada muito pesada (0,95 a 1,00 g/cm³) cerne pardo escuro, um tanto diferenciado do alburno, quase, creme; grã um pouco revêssa; textura média, cheiro e gosto indistintos imputrecível.

Descrição macroscópica:

A madeira petrificada é classicamente bem retorcida. Parênquima relativamente abundante, visível a olho nu, formando faixas sinuosas irregulares, aproximadas, quase concêntricas, ligando e envolvendo os poros, notando-se também finas linhas terminais, poros visíveis somente com ajuda de lente, pouco numerosos (até 4 a 7 por mm²) pequenos (até 0,1 a 0,2 mm), solitários, geminados e em pequenas cadeiras radiais, alguns obstruídos por tilos. Linhas vasculares finas, retas e longas, contendo substâncias escuras. Raios no topo muito finos e numerosos, visíveis somente sob lente, apresentando boa distribuição na largura e espaçamento; na face tangencial pouco visíveis mesmo com lente, irregularmente dispostos; na face radial apenas notados com auxílio de lente. Camadas de rescimentos às vezes demarcadas por zonas fibosas mais escuras, canais secretores e mácúlas medulares não observadas.

Descrição mega e microscópica da forma totalmente fossilizada: Muita hematita e limatização substituindo material orgânico. Ainda quantidades de carbonato de cálcio. Cantos externos tem brilho metálico. De cor a olho nu homogeneamente marrom.

Mais duas qualidades coletadas nesta última viagem, quais por falta de acesso a laminação para fazer laminas petrográficas faltam ser estudadas.

Os fósseis animais coletados em geral:

1. Do Rio Acre:

Muita decomposição e encrostação ao redor dos ossos.

- a. um maxilar desconhecido (encrostado externamente).
- b. costelas com encrostados, pedaços de femurs (?).
- c. uma cabeça e um corpo de animais de pequeno porte, mas já tal decomposto que não há possibilidade de identificação (trazidos engessados).

- d. pequenos pedaços de madeira petrificada.
- e. coprolita, forma (peixe ?) 3 1/2 cm desconhecida.

2. Do Rio Purus:

- a. vértebras de répteis de 3cm até 20cm. As grandes danificadas pelo rio. Quimicamente substruição pelo grupo Vivianita.
- b. uma provável vértebra mamífero (10 X 17cm).
- c. ossos do tipo costelas quebradas, femurs reptilianos e outros mamíferos (?).
- d. duas partes de mandíbulas crocodilhanas (Purussaurus brasiliensis? -Diógenes de Almeida Campos) em microscópio petrográfico o material orgânico foi substituído por Limonita, Hematita, Calcita e (talvez) Pirita ou material carbonífero encoberto de Diopside (mais provável).
- e. osso do tipo Metatarso III - IV fundido do Ereurotherium laurilhardi (Lund ? sugestão do Dr. C. Cartelle).
- f. grande quantidade de placas dorsais quelonios, algumas partes pectorais e um membro de locomoção. Pelos desenhos trata-se de várias variedades. Bem fossilizados e resistentes a decomposição.

Análise química de tres dos fósseis do rio Purus - lajeirado Igarapé Preto:

Método em laboratório:

- 1. Testes por via sêca (chama do bico de bumsen).
- 2. Testes por via úmida: Testes de solubilidade, determinação do pH em meio aquoso, pesquisa de cátions e pesquisa de ânions.

Resultado:

1. Nos testes por via sêca obtivemos chama de coloração vermelha alaranjada para as tres amostras analisadas.

2. Nos testes de solubilidade com vários solventes inorgânicos testados (inclusive água) com e sem aquecimento, apenas o ácido clorídrico concentrado foi capaz de solubilizar as amostras totalmente.

3. O pH das amostras um meio aquoso não foi modificado com ou sem amostras.

4. As análises de cátions envolveram alguns métodos como: precipitação, filtração, formação de colorações, despreendimento de gases e etc. para identificação dos mesmos. Então, podemos separar e identificar cada constituinte das amostras:

Amostra	Cátions
1	Fe ⁺⁺⁺ , Al ⁺⁺⁺ , Cu ⁺⁺
2	Fe ⁺⁺⁺ , Al ⁺⁺⁺ , Cu ⁺⁺ , Si ⁺⁺ , Ca ⁺⁺
3	Fe ⁺⁺⁺ , Al ⁺⁺⁺ , Cu ⁺⁺ , Si ⁺⁺ , Ca ⁺⁺

Observamos que as amostras são ricas em Fe⁺⁺⁺ e que as quantidades dos cátions em geral variam entre as amostras visivelmente. Podemos constatar as ausências dos seguintes cátions nas amostras: Ag⁺, Hg⁺⁺, Pb⁺⁺, Hg⁺, Cu⁺, Cd⁺⁺, Bi⁺⁺⁺, Cr⁺⁺, Co⁺⁺ e Ni⁺⁺⁺ e ainda Sr⁺⁺ e Ca⁺⁺ na amostra nº 1.

5. As análises de ânions se processaram por testes de eliminação, extração com soda e identificação.

Podemos então observar a existência de grande quantidade de carbonatos e a ausência dos ânions: clorêtos, sulfêtos, Nitritos e Nitratos.

Todas as amostras das tres últimas paradas no rio Purus demonstram razoável magnetismo.

CONCLUSÃO: (Temporária)

Como achamos que estamos atrasados neste projeto, podemos concluir que as metas de campo para 1986 são ultra dependentes no nível de vazante. Estamos esperando Dr. Diogenes d'Almeida Campos, paleontólogo chefe do D.N.P.M., como parte do convênio com a Universidade do Amazonas para chegar em Manaus para conseguir melhor e mais específica identificação dos fósseis animais. Por enquanto ao encerrar a greve das Universidades Fundações voltaremos consultar com Dr. Alceu Roncy, da Universidade do Acre. O rio Acre inferior com suas encrostações de $Ca\ CO_3$ cobrindo muitas amostras e grande capacidade de destruição química, vai ficar para o próximo ano de uma grande vazante! Tendo disponível parte do material básico de análise quantitativa, Dra. Maria de Fatima vai continuar com amostras de ambos os rios.

Com zero de rendimento fossilífero nos afluentes destes dois rios vamos ampliar em 1986, subindo o alto Purus com suas cachoeiras e parte de Boca do Acre parte do tempo. Com a dificuldade apresentada neste trecho, concluimos que, o maior tempo da vazante terá como ponto logístico a cidade de Sena Madureira. Na sêca esta cidade é alcançável facilmente por estrada e é uma área chave de acesso fluvial aos rios Purus e Iacco. Este segundo tendo afluentes de porte grande e encachoeirados.

Em geral, a necessidade de retirar com pressa os fósseis que estão sendo sujeitos aos danos físicos ficou ainda mais nítido. Também a demarcação das áreas fossilíferas que podem ou não ser preso nos leitos destes rios e marcados como reservas paleontológicas entrou como meta.

B I B L I O G R Á F I A

- ASMUS, H.E. & PORTO, R. - Classificação das Bacias Sedimentares Brasileiras segundo a Tectônica de Placas. Anais XXVI Congresso Brasileiro de Geologia da S.B.G., Belém, Pará, vol.2, 1972
- BARBOSA, J.R. - Les Reptiles Fossiles de la Vallée de L'Amazone - 60 paginas Velllosia, Museu Botânico do Amazonas, Rio de Janeiro, 1892.
- BENCHIMOL, R.E. - Projeto Macrofósseis. Relatórios Parciais. FUA-DNPM, agosto, outubro, 1984.
- BEZERRA, B.M. & NORTH FLEET, A. - Reconhecimento Geológico dos rios Purus, Santa Rosa, Chandless, Iacco e Acre. Estado do Acre. Rio de Janeiro, 1963.
- CAMPOS, D. & PRINCE, L.I. - Relatórios sobre a coleta de Fósseis no Acre em 1974 (Relatório Preliminar).
- CAMPOS, D.A., (ALVES, E.D.O., CAMPOS, D.R.B.) - Localidades Fossilíferas da Folha SB-20 - Purus. Rio de Janeiro, 1977.
- COLBERT, E.H. - Evolution of the Vertebrates, 3ª edição, 1980.
- COSTA, S.M.P.Q. - Bibliografia da Geologia a Mineração da Amazônia Ocidental

dental, de 1941 a set. de 1983 (Bibliotecária) DNPM, 8º Distrito - Brasília/DF, 1983 (artigos solicitados por ela do DNPM - Pará, Distrito Federal e Rio de Janeiro).

- COUTO, C.P. - Fossil Mammals from the Beginning of the Cenozoic in Brazil - American Museum Novitates - nºs 1567, 1568, 1559, 1952 - Published by the American Museum of Natural History. New York.
- COUTO, C.P. - Mamíferos Fósseis do Cenozoico da Amazônia; Boletim nº3 - C.N.P., Rio de Janeiro, 1956.
- COUTO, C.P. - Paleomastozöologia, 1979.
- DAVIES, A.M. - Tertiary Faunas, vol. II. Editora George Allen & Unwin Ltd. London, 1975, cap VI e VII (livro de referência).
- FLINT, E. (1867) Princípios de Cristalografia Ed. Paz. Moscou.
- FORMOSO, M.L.L., FRESCASES, J.J., DUTRA, C.V., GOMES, C.B. (1984). Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicada à Geologia. Ed. Edgard Bticher Ltda,. S.P. Brasil.
- GREGORY, J.T. - BARSKAI, J.A.- SHKURKIN, G.V.-WINANS, M.C. - Bibliography of Fossil Vertebrates, Published by the Society of Vertebrate Paleontology - 1981 - 565 p.
- GUERRA, A.T. - Ocorrências de Salleritas na Bacia do Alto Purus, Publ. 2910.
- LOUREIRO, A.A., Catálogo das Madeiras da Amazônia, vol. I, Belém - SUDAM, 1968.
- LOUREIRO, A.A., Madeiras do Município de Aripuanã e suas utilidades. Mato Grosso. Acta. Amazônica, Manaus, março, 1979.
- MAURY, Dra. C.J. - Argillas Fossilíferas do Plioceno do Território do Acre - Boletim nº 77 - Rio de Janeiro - Serviço Geológico e Mineralógico, 1937, p.1-29, fl. 5-12.
- MENDES, J.C. e PETRI, S. - Geologia do Brasil, Enciclopédia Brasileira/Biblioteca Universitária MEC nº4-1 (9,0) - Rio de Janeiro, 1971, páginas 145, 147, 148, 160-167.
- MENDES, J.C. - Paleontologia Geral, Livros Técnicos e Científicos Editora S.A. - 1982 - 2ª Edição, capítulos 18,19,21.
- MIRANDA, F.P. - Sensoriamente Remoto na Prospeção de Hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas. PETROBRÁS. Rio de Janeiro, out/dez, 1983.
- PAULA, A.R. - Coleta de Fósseis Terciários do Acre e Comparação entre a Geologia Brasileira e Peruana, Relatório 1037, DNPM, 1937.
- PRICE, I.P. - Dentes de Thesopoda num Testemunho de Sonda no Estado do Amazonas. Trabalho DNPM - Rio de Janeiro, 1959.
- PRICE, L.I., & CAMPOS, D.A. - Relatório sobre a Coleta de Fósseis no Acre. DNPM, 1974.
- RANCY, A. - Fauna Fossil de Vertebrados do Acre, Universidade Federal do Acre - Trabalho apresentado por ocasião do IV Encontro de Pesquisadores da Amazônia - Porto Velho/Ro. 1983.

- RECORD, S.J. & HESS, R.W. - Timber of the New World-New Haven, Yale University Press: páginas 238/239. 1949.
- ROMER, A.S. - The Vertebrate Body, 2^a Edição - Editora W.G. Saunders Company, 1960.
- ROSA, H. - Relatório "Reconhecimento Geológico dos rios Purus, Santa Rosa, Chandless, Iacco e Acre", Estado do Acre, 1963.
- ROXO, M.G. - Fósseis Pliocenos do Rio Juruá, Estado do Amazonas. Artigo nos arquivos do DNPM. Rio de Janeiro, março, 1937.
- ROXO, M.G. - Introdução ao Estudo dos Répteis Fósseis do Brasil. Boletim nº 89, Rio de Janeiro, 1937.
- SIMPSON, G.G. - Splendid Isolation. Editora New Haven London, Yale University Press, 1980.
- SORUM, C.H. - Introduction to Semimicro Qualitative Analysis, Engle - woll Cliffs, N.J. 1960.
- TRUMOND, J.T. - JONES, E. - Fossil Vertebrates of Alabama. Editora The University of Alabama Press, 1941.
- VOGEL, A.I. - Química Analítica Qualitativa. Ed. Kapeluz, Buenos Aires, 1969.

PURUSSAURUS BRASILIENSE

Vários ângulos de parte da mandíbula superior.
(Dr. Diogenes de Almeida, C)



1ª Parte da visão geral



2ª Visão detalhada



4ª Visão detalhada frontal interna



3ª Visão geral interna



1 2 3 4 5 6 7
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZONIA
FOTO N.º
1 2 3



1 2 3 4 5 6 7
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZONIA
FOTO N.º
1 2 3

Duas vistas laterais do Metatarso III para IV; fundidos do animal Ereurotherium laurillardii.
(Lund?) Cartelle, Dr. C - P.U.C. de Minas Gerais)

**A NEW OSTRACODE *Puriana variabilis* CHUKEWISKI ET PURPER,
SP. NOV. FROM BRAZILIAN COAST**

Katia Chukewiski
Ivone Purper

Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul — UFRGS

SINOPSE

Estudando os ostracodes da plataforma continental brasileira, é descrita a espécie nova Puriana variabilis Chukewiski et Purper, sp. nov. da Plataforma Continental Brasileira. É determinada, também, a ocorrência de Puriana convoluta Teeter, 1975.

ABSTRACT

Studying the ostracodes of the Brazilian Continental Shelf, a new species is described: Puriana variabilis Chukewiski et Purper, sp. nov. The occurrence of Puriana convoluta Teeter, 1975 is also determined.

INTRODUCTION

The study of the ostracodes of the Brazilian Continental Shelf has been a project in progress since 1973, when five hundred and eighty six samples were received all of them coming from 7,408km of the Brazilian coast (from Lat. 33°45'S to 4°25'N) from REMAC Project of the Petroleo Brasileiro (PETROBRAS Company).

The first paper dealt with the distribution of more than fifty genera, showing the different geographical ranges of the genera along the coast and the possible influence of temperature and salinity on their distribution (Pinto et alii, 1978).

Proceeding with the development of this project the new species *Puriana variabilis* Chukewiski et Purper, sp. nov. is described and the distribution of the genus along the Brazilian coast is determined.

Besides the samples of the REMAC Project, those furnished by GEOMAR II and III of DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil) were also used.

GEOGRAPHICAL POSITION AND REPOSITORY

Although the samples have covered all the Brazilian continental shelf, the occurrence of *Puriana* was restricted to the northern/northwestern region of Brasil. (Fig. 1-2).

The samples were distributed as follows:

REMAC - Leg 6: 3601, 08-10, 12, 16, 22, 24-26, 28, 34-37, 46, 52, 56, 60, 64, 65, 74, 77-80, 82, 84, 89, 91-93, 98-99; 3700, 04-06, 09-11, 16-22, 26, 27, 30-32, 36, 37, 40, 47, 50 and 53.

REMAC - Leg 4: 3378, 82, 89, 91, 92, 96 and 3404.

REMAC - Leg 5: 3430, 44, 53, 55, 58 and 59.

GEOMAR II: G141

GEOMAR III: G146-50, G155, G169, G218, G2465, G2467, G2475, G2529 and G2531.

The type material has been deposited in the Museu de Paleontologia of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Micropaleontologia, Ostracodes, under number MP-UFRGS, MP-O-927 to 944.

PRESERVATION OF THE MATERIAL

In general the ostracodes are very well preserved, with characteristics of recent fauna. But some samples (3608, 3609, 3610, 3624, 3628, 3636, 3637, 3660, 3665, 3680, 3693, 3705, 3706, 3709, 3716 and 3717) present some specimens waste, mineralized and with a changed colour suggesting the presence of a sub-fossil material. This fact was observed by Pinto et alii (1974) in several samples of Leg 1 to 7 along the Brazilian coast. As the material in such conditions was scarce, further conclusion was not possible.

SYSTEMATIC DESCRIPTIONS

Sub Classis Ostracoda Latreille, 1806
Ordo Podocopida Müller, 1894
Sub Ordo Podocopina Sars, 1865
Super Familia Cytheracea Baird, 1850
Familia Trachyleberididae Sylvester-Bradley, 1948

Genus *Puriana* Coryell & Fields, 1953

Puriana convoluta Teeter, 1975
Pl. 1, fig. 1-6

Holotypus: H.V. Howe collection n.9020

Paratypus: H.V. Howe collection n.9021

Locus typicus: Station 315, in 10ft (3.0m) of water on the south side of Tobacco Entrance

Stratum typicum: Holocene

Homotypi: Carapaces MP-O-927, MP-O-928, MP-O-929

Locus: Northern/northwestern Brazilian Continental Shelf

Stratum: Recent

Diagnosis: "A species of *Puriana* characterized by its small size; four broad, short, posterior spines; and anteroventral and posterior, branching pore canals."

Dimensions: Homotypi MP-O-927 RV length 0,47mm, height 0,26mm
LV length 0,44mm, height 0,24mm
MP-O-928 RV length 0,47mm, height 0,26mm
LV length 0,47mm, height 0,24mm
MP-O-929 RV length 0,45mm, height 0,24mm
LV length 0,45mm, height 0,24mm

Remarks: The specimens from the Brazilian Coast occur at a depth ranging from 26 to 68m while those described by Teeter (1975) from Belize shelf were found at 10ft (3.0m). The species seems to prefer a carbonate platform.

Distribution: Bahamas, Bonaire, Curaçao, the Virgin Islands and probably Bermuda (Teeter, 1975); Brazilian Continental Shelf - northern/northwestern regions. Samples 3601 (51m), 3612 (55m), 3616 (40m), 3646 (44m), 3699 (35m), 3700 (33m), 3704 (57m), 3706 (26m), 3716 (37m), 3721 (68m), 3737 (40m).

Material: 28 carapaces and 10 valves.

Puriana variabilis Chukewiski et Purper, sp.nov.
Pl. 2-6

Derivatio nominis: due to the great variability of the carapace ornamentation

Holotypus: carapace n. MP-O-930

~~Paratypi: carapaces n. MP-O-931 to MP-O-944~~

Locus typicus: Northern/northwestern Brazilian Continental Shelf, REMAC Project, Leg 6, sample 3722

Stratum typicum: Recent

Diagnosis: Surface with fine and short ridges and little nodes. From the subcentral tubercle three main ridges part almost parallel, reaching close together in the anterior border and several ridges are distributed to the posteromedian portion turning toward the dorsal and ventral regions.

Description: Carapace of medium to small size, subrectangular in lateral view and higher at the anterior cardinal angle. Anterior margin broadly rounded. Ventral margin with a slight sinuosity anterior to median. Posterior margin concave at the dorsal portion and convex at the median/ventral regions, presenting three or four short broad spines. Dorsal margin straight.

The surface ornament consists of fine and short ridges, little nodes and anitid subcentral tubercle. An anterior ridge runs parallel to the anterior and ventral margins; three main ridges proceed from the subcentral tubercle to the anterior margin: the median one is straight or slightly sinuous; the other two are slightly curved reaching close together the anterior border. From the subcentral tubercle, ridges of the posterior portion are distributed toward the dorsal and ventral regions. At posteroventral regions, the ridges form a conic relief. Three or four tough transverse ridges in the dorsal posterior portion are well seen in lateral and dorsal views. The last and longest one is nodulous. Eye tubercle low. The right hinge with an anterior sharp tooth and a nodulous posterior one; hinge bar narrow anteriorly, enlarging posteriorly. Hingement of left valve antithesis of right. Inner lamella moderately wide. Line of conrescence and inner margin fused. Scarce radial pore-canals single and bifurcate. Muscle scars in a vertical row of four unequal scars; frontal scar with two joined or separate marks; mandibular scar not observed. Sexual dimorphism not observed.

Dimensions: Holotypus	MP-O-930	RV length	0.52mm,	height	0.27mm
		LV length	0.51mm,	height	0.27mm
	MP-O-931	RV length	0.49mm,	height	0.25mm
		LV length	0.49mm,	height	0.25mm
	MP-O-932	RV length	0.52mm,	height	0.27mm
		LV length	0.52mm,	height	0.27mm
	MP-O-933	RV length	0.50mm,	height	0.24mm
		LV length	0.50mm,	height	0.25mm
	MP-O-934	RV length	0.50mm,	height	0.25mm
		LV length	0.49mm,	height	0.25mm

MP-O-935	RV length	0.55mm,	height	0.28mm
	LV length	0.55mm,	height	0.28mm
MP-O-936	RV length	0.47mm,	height	0.25mm
	LV length	0.47mm,	height	0.25mm
MP-O-937	RV length	0.49mm,	height	0.27mm
	LV length	0.51mm,	height	0.27mm
MP-O-938	RV length	0.52mm,	height	0.27mm
	LV length	0.51mm,	height	0.28mm
MP-O-939	RV length	0.52mm,	height	0.29mm
	LV length	0.52mm,	height	0.28mm
MP-O-940	RV length	0.49mm,	height	0.24mm
	LV length	0.49mm,	height	0.25mm
MP-O-941	RV length	0.50mm,	height	0.25mm
	LV length	0.49mm,	height	0.25mm
MP-O-942	RV length	0.54mm,	height	0.28mm
	LV length	0.54mm,	height	0.28mm
MP-O-943	RV length	0.46mm,	height	0.24mm
	LV length	0.47mm,	height	0.24mm
MP-O-944	RV length	0.51mm,	height	0.27mm
	LV length	0.51mm,	height	0.27mm

Remarks: This species is similar to *Puriana rugipunctata* (Ulrich & Bassler) but differs in the disposition of the ridges, the size of the posterior spines as represented in Hall (1965, pl.8, fig. 2-5) and Benson & Coleman II (1963, pl.8, fig.1, 2, 5) and in the fact it doesn't have antero ventral spines.

The major characteristic of the new species is the great variability of the ornamentation. One can distinguish three fundamental patterns (Pl.4): Type A - specimens with low ornamentation; Type B - specimens with an intermediate ornamentation; Type C - specimens with tough ornamentation. Three distinct species were not considered because among those three types, the specimens present intermediate patterns. Besides this characteristic, there is no difference among them.

Diversity in the pattern ornamentation in species of *Puriana* was verified by Bold (1963) when he described *Puriana? congestocostata* and Bold (1966) to *Puriana? interrasilis*. Omatsola (1972) mentions that characteristic related to sexual dimorphism. So, to *P. akparaia* he mentions that the males are more strongly ornamented while to *Puriana mediocostata* the females possess stronger ornament. In the same work he registers that, in *Puriana trituberculata*, the ornamental dimorphism is slight but distinct, being the male's costae and tubercles larger and wider than in females.

Hu (1976) also found two morphological groups of *Puriana gibba*. He attributed this bimodal phenomenon as sexual dimorphism.

At present work, it was not possible to establish a relation between the great variability found in the specimens of *P. variabilis* and the sexual dimorphism.

Besides the variability in the ornamentation, *P. variabilis* presents a variation in the form and size of the muscle scars, even in the same specimen (Pl.6, fig.1a, b). The same fact was observed by Omatsola (1972) in the species of *P. rugosa*, *P. aff. interrasilis* and *P. akparaia*.

Distribution: Brazilian Continental Shelf, Northern/northwestern region.

REMAC Project Leg 6

Samples 3608 (66m), 3609 (55m), 3610 (55m), 3622 (30m), 3624 (46m), 3625 (37m), 3626 (33m), 3628 (33m), 3634 (40m), 3635 (55m), 3636 (55m), 3637 (55m), 3646 (44m), 3652 (35m), 3656 (15m), 3660 (22m), 3664 (37m), 3665 (24m), 3674 (22m), 3677 (15m), 3678 (7m), 3779 (11m), 3680 (11m), 3682 (13m), 3684 (33m), 3689 (51m), 3691 (24m),

3692 (37m), 3693 (35m), 3698 (31m), 3699 (35m), 3700 (33m), 3704 (57m), 3705 (62m), 3706 (26m), 3709 (18m), 3710 (22m), 3711 (23m), 3716 (37m), 3717 (40m), 3718 (23m), 3719 (30m), 3720 (29m), 3721 (68m), 3711 (20m), 3726 (15m), 3727 (13m), 3730 (13m), 3731 (15m), 3732 (18m), 3736 (37m), 3737 (40m), 3740 (46m), 3747 (18m), 3750 (16m), 3753 (20m);

REMAC Project Leg 4

3378 (31m), 3382 (42m), 3389 (31m), 3391 (46/48m), 3392 (48/45m), 3396 (37m), 3404 (26/27m);

REMAC Project Leg 5

3430 (18m), 3444 (32m), 3453 (27m), 3455 (30m), 3458 (21m), 3459 (31m);

GEOMAR II: G141 (1.000/810m);

GEOMAR III: G146 (43m), G147 (54m), G148 (60m), G149 (59m), G150 (84m), G155 (50m), G169 (170/114m), G218 (92m), G2465 (28m), G2467 (42m), G2475 (48m), G2529 (44m), G2531 (30m).

Material: 373 carapaces, 102 valves including fragments and juvenile instars.

BIBLIOGRAPHY

- BENSON, R.H. & COLEMAN, G.L. II, 1963. Recent marine ostracodes from the Eastern Gulf of Mexico. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, Arthropoda, Lawrence, Art.2:1-52, fig.1-31, pl.1-8, tab.1-2.
- BOLD, W.A. van den 1963. Upper Miocene and Pliocene Ostracoda of Trinidad. *Micropaleontology*, New York, 9(4):361-424, pl.1-12, text-fig.1-6, tab.1-7.
1966. Les ostracodes du Néogène du Gabon. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, Paris, 21(2):155-89, pl.1-6, fig.1.
- CORYELL, H.N. & FIELDS, S.A. 1937. A Gatun Ostracode Fauna from Cativa, Panama. *The American Museum of Natural History. American Museum Novitates*, New York, 956:1-18, pl.1-2, 1 map.
- HALL, D.D. 1965. Paleoecology and Taxonomy of fossil Ostracoda in the vicinity of Sapelo Island, Georgia. In: KESLING, R.V. et alii. Four Reports of Ostracod Investigations. *National Science Foundation*, Washington, Project GB-26, Report 4:1-79, text-fig.1-10, pl.1-20, tab.1-14
- HU, C.H. 1976. Studies on the Pliocene ostracodes from the Cholan Formation, Miaoli District, Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, Taipei, 19:25-51, fig.1-20, pl.1-3.
- OMATSOLA, M.E. 1972. Recent and subrecent Trachyleberididae and Hemicytheridae (Ostr., Crust.) from the Western Niger Delta, Nigeria. *Bulletin Geological Institute University of Uppsala* N.S. 3,4:37-110, fig.1-36, pl.1-34, tab.1-2.
- PINTO, I.D. & alii. 1974. Ostracodes marinhos recentes do Brasil. Primeiros estudos - Distribuição geográfica e batimétrica ao longo da costa brasileira, do Arroio Chui ao Rio Oiapoque Lat. 34°04'S a 05°05'N - Long. 34°31' a 52°57'W (inédito).
1978. Recent ostracodes along 7,408km of the Brazilian Coast (33°45'S to 4°25'N). *Pesquisas. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre*, 9:109-20, chart 1-6, 1 map.
- TEETER, J.W. 1975. Distribution of Holocene Marine Ostracoda from Belize. In: WANTLAND, K.F. & PUSEY, W.C. ed. Belize Shelf - Carbonate Sediments, Clastic sediments, and Ecology. *American Association Petroleum Geologists, Studies in Geology*, Tulsa, Okla, 2:400-99, fig.1-23.

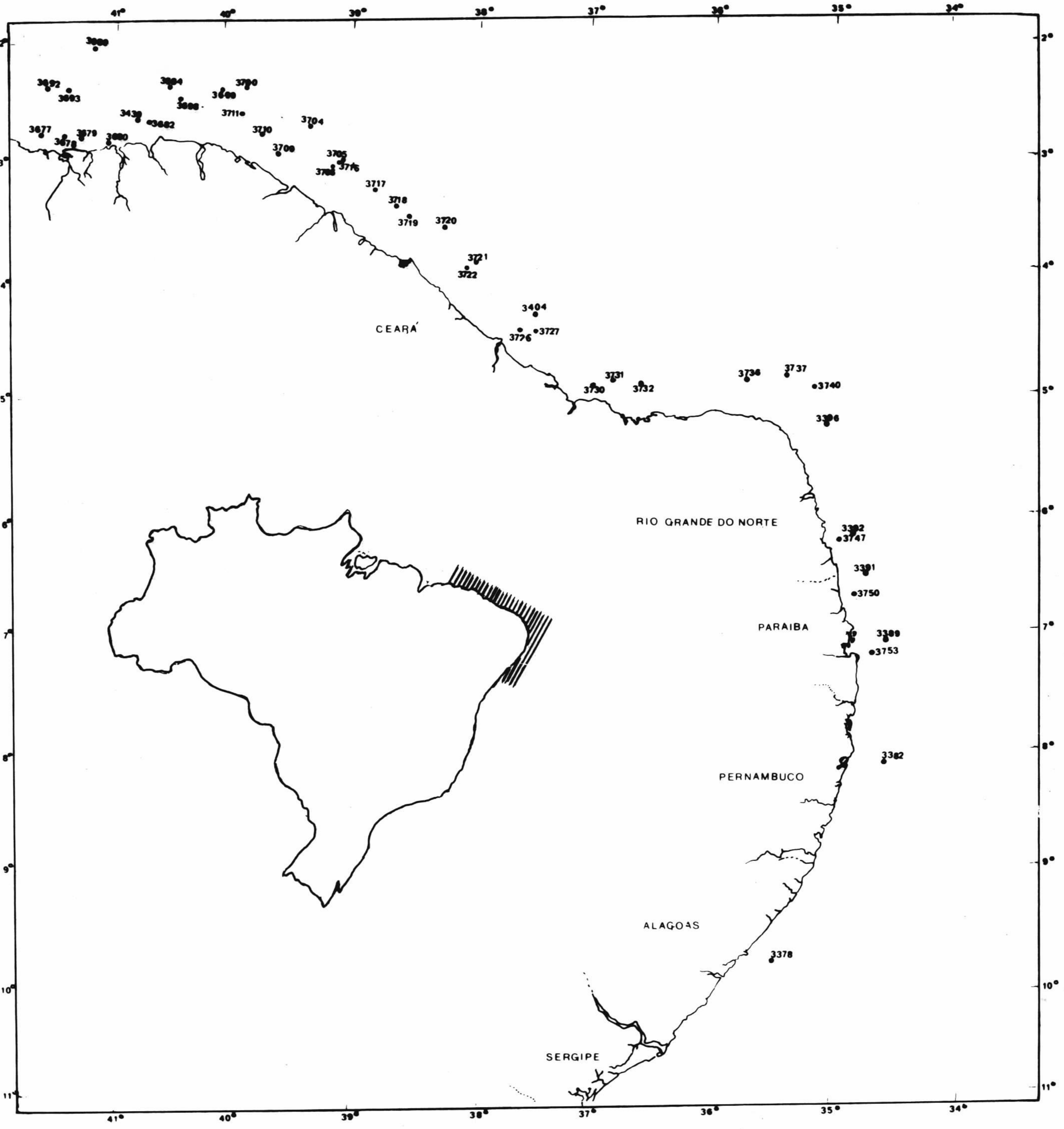


Fig. 2 Geographical position of the samples

Plate 1

Puriana convoluta Teeter, 1975

- Fig. 1 Homotypus MP-O-927 - REMAC Leg 6, sample 3646
1a External view of a left valve
1b External view of a right valve
- Fig. 2 Homotypus MP-O-928 - REMAC Leg 6, sample 3716
2a Internal view of a right valve
2b Internal view of a left valve
- Fig. 3 Homotypus MP-O-929 - REMAC Leg 6, sample 3716
Dorsal view
- Fig. 4 Homotypus MP-O-928 - REMAC Leg 6, sample 3716
4a Hinge left valve
4b Hinge right valve
- Fig. 5 Homotypus MP-O-927 - REMAC Leg 6, sample 3646
Surface sculpture
- Fig. 6 Homotypus MP-O-929 - REMAC Leg 6, sample 3716
Left valve - Posterior marginal pore canals

Plate 2

Puriana variabilis Chukewiski et Purper, sp.nov.

- Fig. 1-4 Holotypus MP-O-930 - REMAC Leg 6, sample 3722
1a External view of a left valve
1b External view of a right valve
2a External view of a left valve in transmitted light
2b External view of a right valve in transmitted light
3a Hinge left valve
3b Hinge right valve
4 Dorsal view
- Fig. 5-6 Paratypus MP-O-931 - REMAC Leg 6, sample 3637
5a Internal view of a left valve
5b Internal view of a right valve
6a Hinge left valve
6b Hinge right valve

Plate 3

Puriana variabilis Chukewiski et Purper, sp.nov.

- Fig. 1-2 Holotypus MP-O-930 - REMAC Leg 6, sample 3722
1a External view of a right valve
1b Right valve - Posterior marginal pore canals
1c Right valve - Anterior marginal pore canals
2a External view of a left valve
2b Left valve - Anterior marginal pore canals
2c Left valve - Posterior marginal pore canals

Plate 4

Puriana variabilis Chukewiski et Purper, sp.nov.

Variability of the ornamentation:

- Type A - with low ornamentation
- Type B - with an intermediate ornamentation
- Type C - with tough ornamentation

- Fig. 1a,b - Paratypus MP-O-932 - REMAC Leg 6, sample 3710
- Fig. 2a,b - Paratypus MP-O-933 - REMAC Leg 6, sample 3709
- Fig. 3a,b - Paratypus MP-O-934 - REMAC Leg 6, sample 3625
- Fig. 4a,b - Paratypus MP-O-935 - REMAC Leg 6, sample 3717
- Fig. 5a,b - Paratypus MP-O-936 - REMAC Leg 6, sample 3716
- Fig. 6a,b - Paratypus MP-O-930 - REMAC Leg 6, sample 3722

Plate 5

Puriana variabilis Chukewiski et Purper, sp.nov.

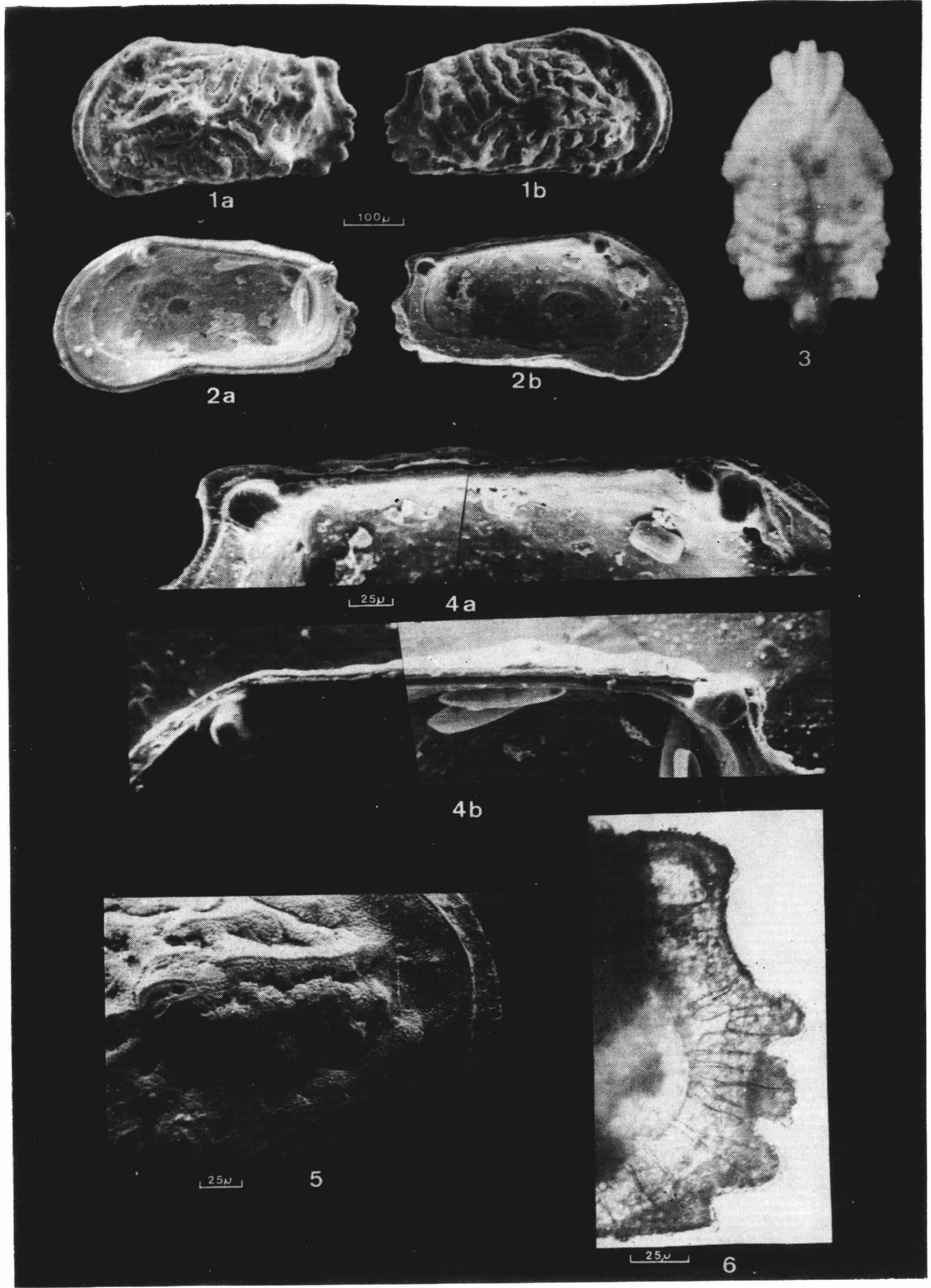
- Fig. 1a-d Paratypus MP-O-937 - REMAC Leg 6, sample 3716
 - Fig.1a External view of a right valve
 - Fig.1b External view of a left valve
 - Fig.1c Right valve - surface sculpture
 - Fig.1d Left valve - surface sculpture
- Fig. 2a-d Paratypus MP-O-938 - REMAC Leg 6, sample 3716
 - Fig.2a Right valve - surface sculpture
 - Fig.2b Left valve - surface sculpture
 - Fig.2c External view of a right valve
 - Fig.2d External view of a left valve
- Fig. 3a-d Paratypus MP-O-939 - REMAC Leg 6, sample 3677
 - Fig.3a External view of a right valve
 - Fig.3b External view of a left valve
 - Fig.3c Right valve - surface sculpture
 - Fig.3d Left valve - surface sculpture

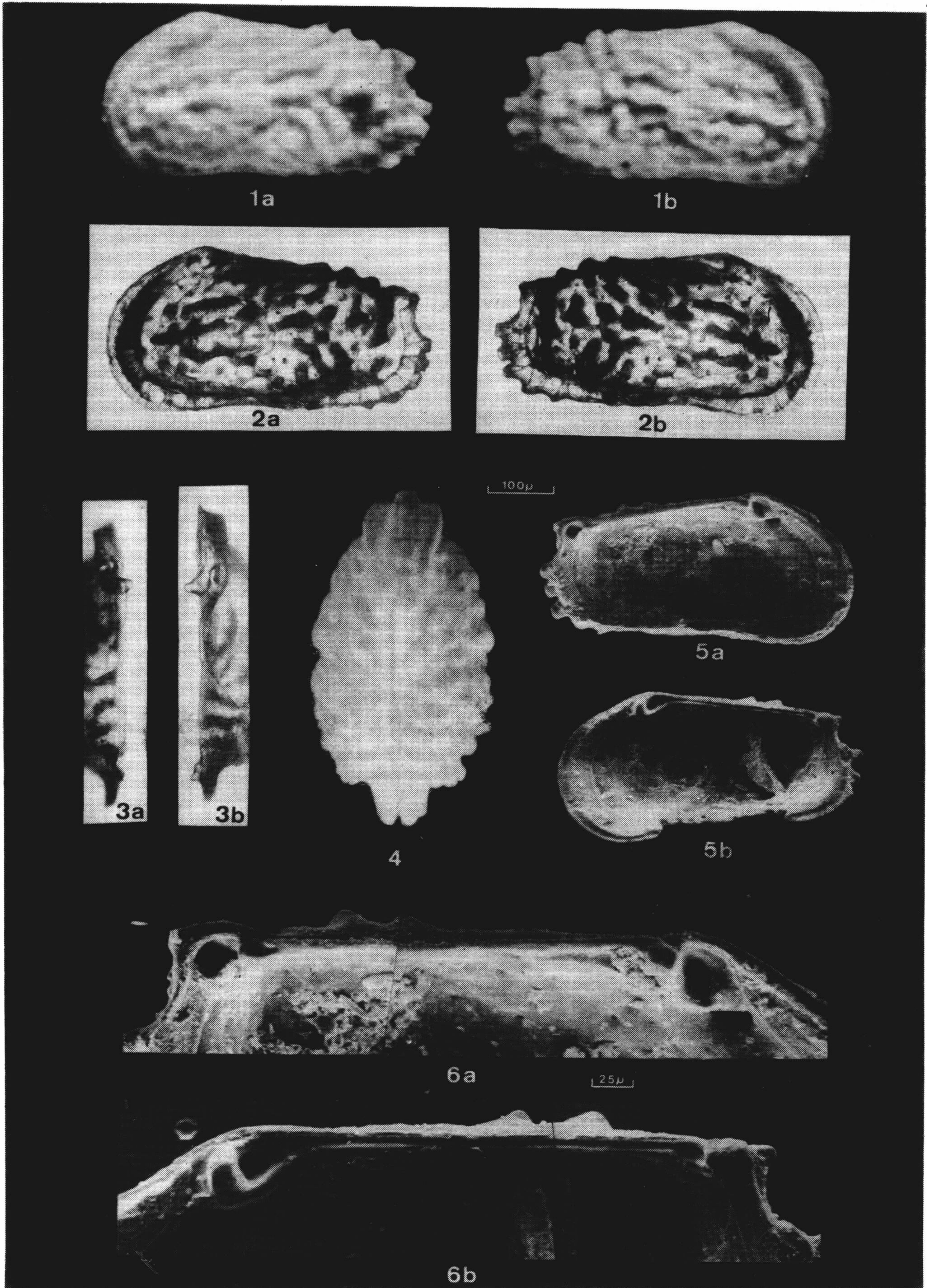
Plate 6

Puriana variabilis Chukewiski et Purper, sp.nov.

Muscle scars

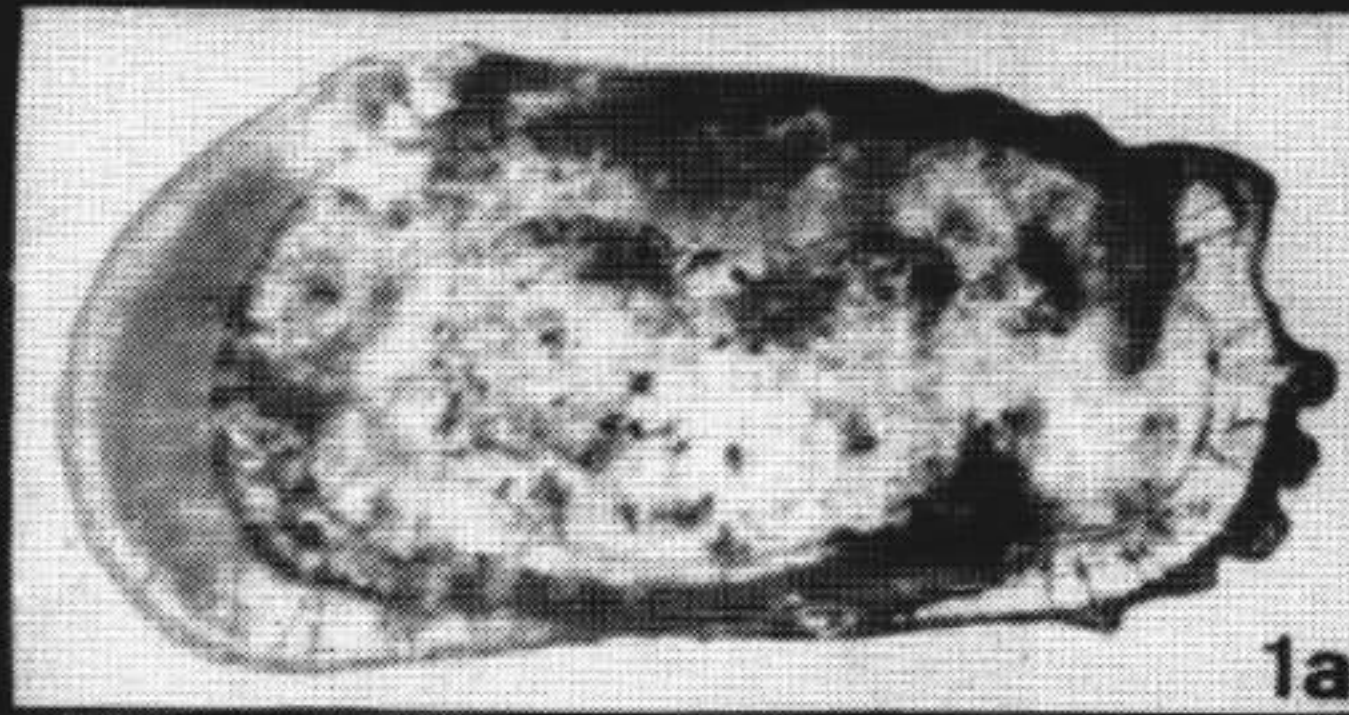
- Fig. 1a,b Paratypus MP-O-940 - REMAC Leg 6, sample 3637
 - 1a Left valve
 - 1b Right valve
- Fig. 2a,b Paratypus MP-O-941 - REMAC Leg 6, sample 3717
 - 2a Left valve
 - 2b Right valve
- Fig. 3a,b Paratypus MP-O-942 - REMAC Leg 6, sample 3716
 - 3a Left valve
 - 3b Right valve
- Fig. 4 Paratypus MP-O-943 - REMAC Leg 6, sample 3716
 - Left valve
- Fig. 5 Paratypus MP-O-944 - REMAC Leg 6, sample 3711
 - Left valve



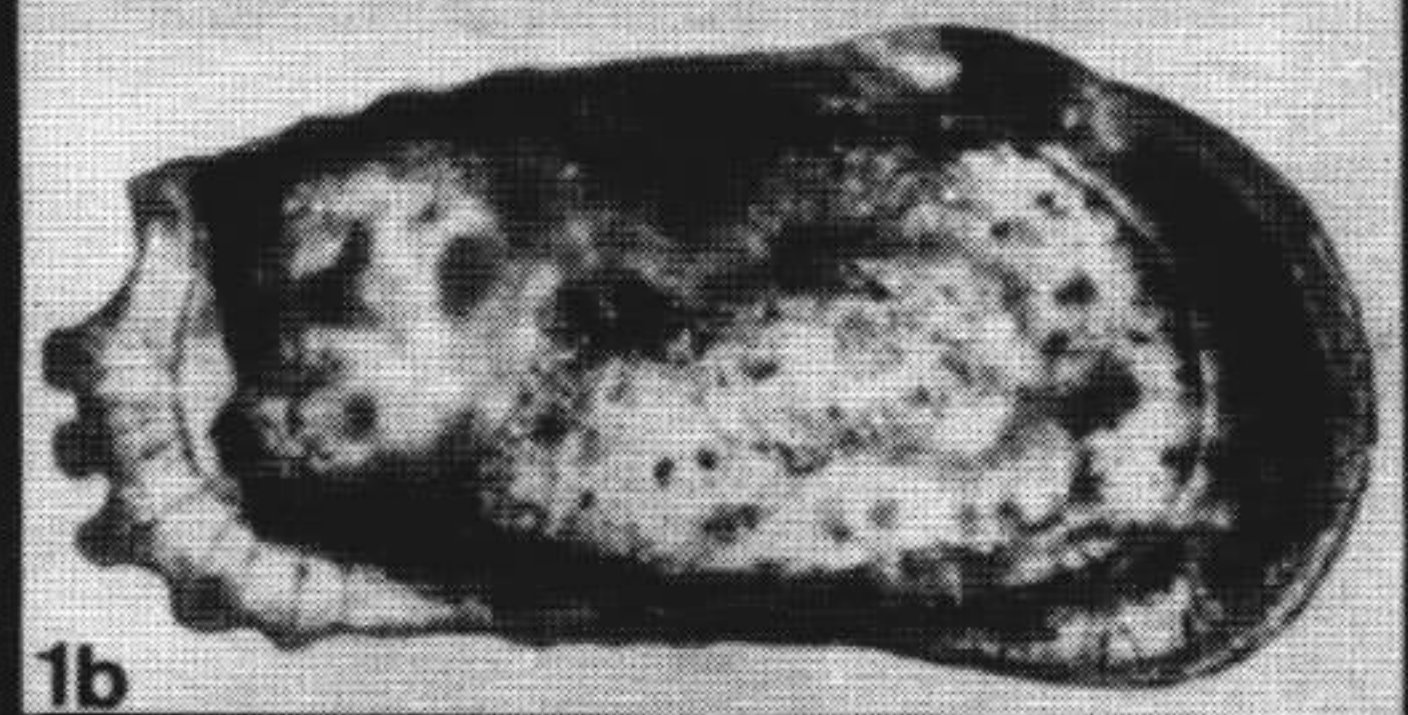




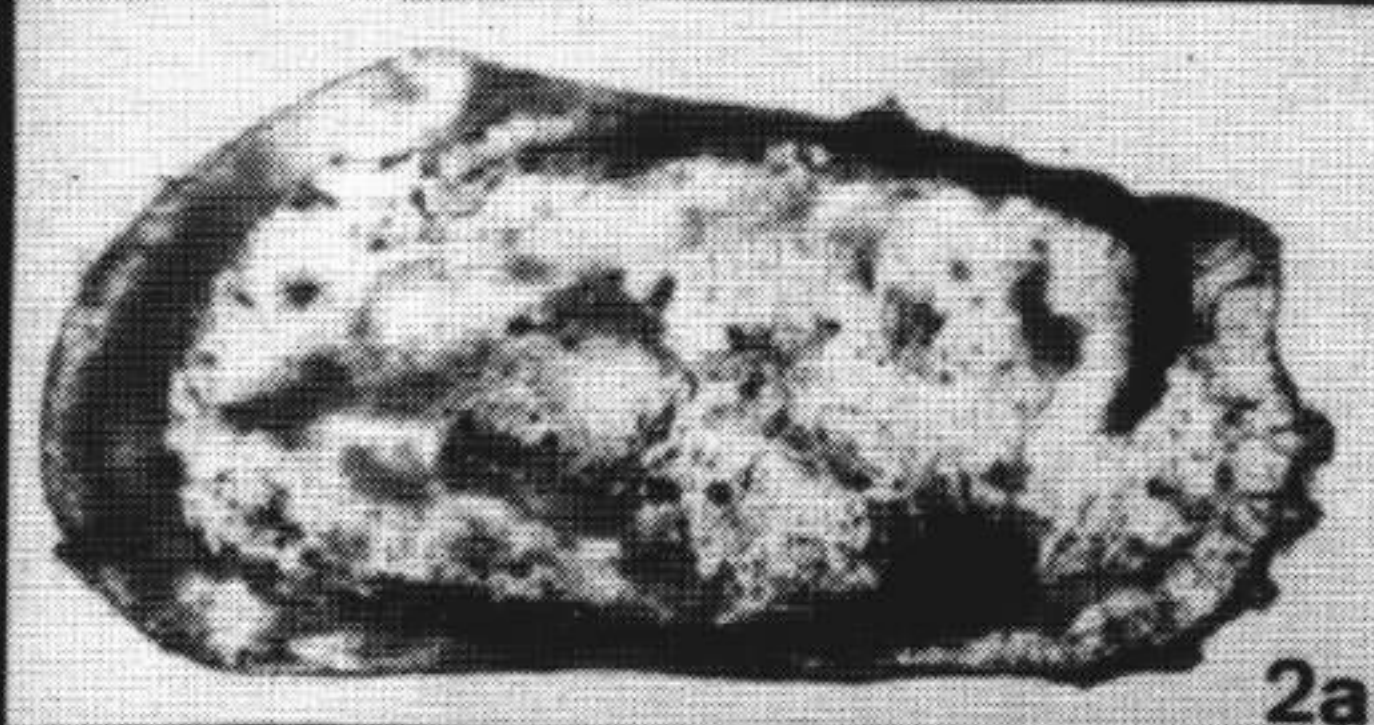
A



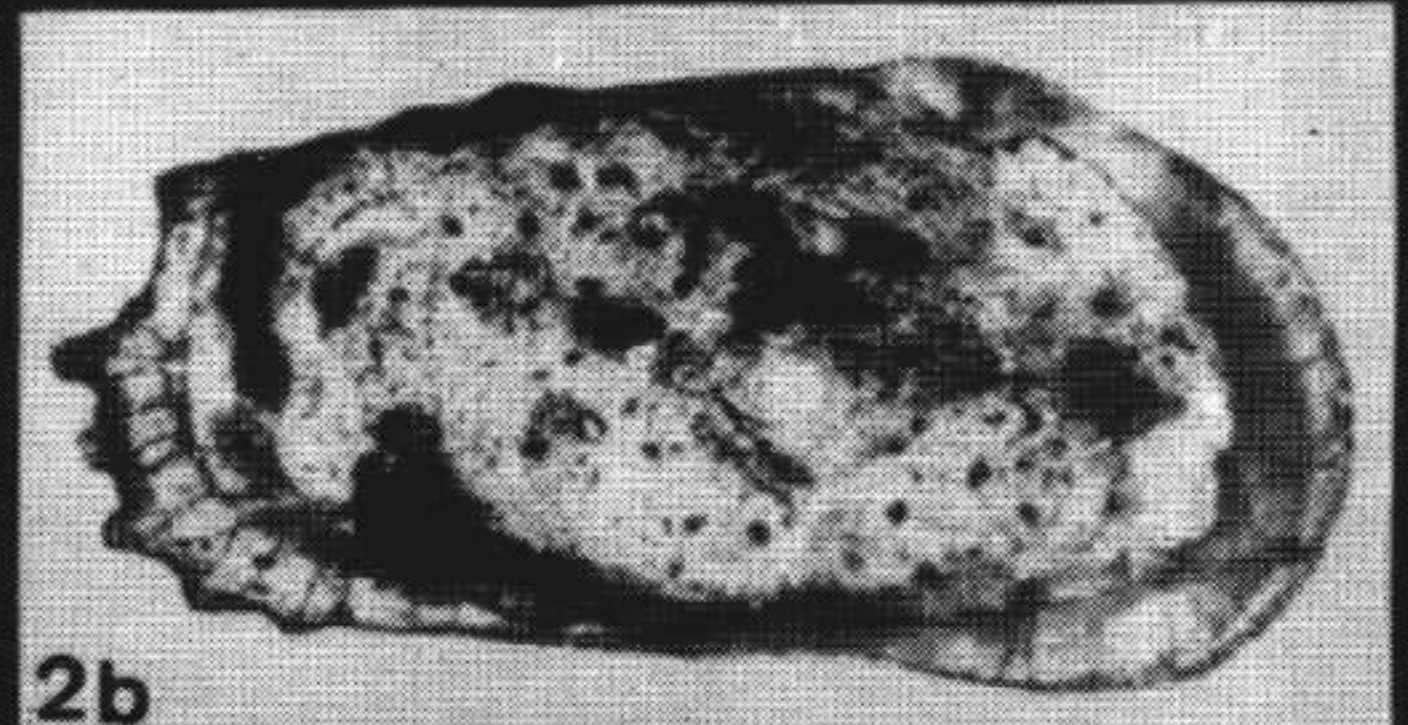
1a



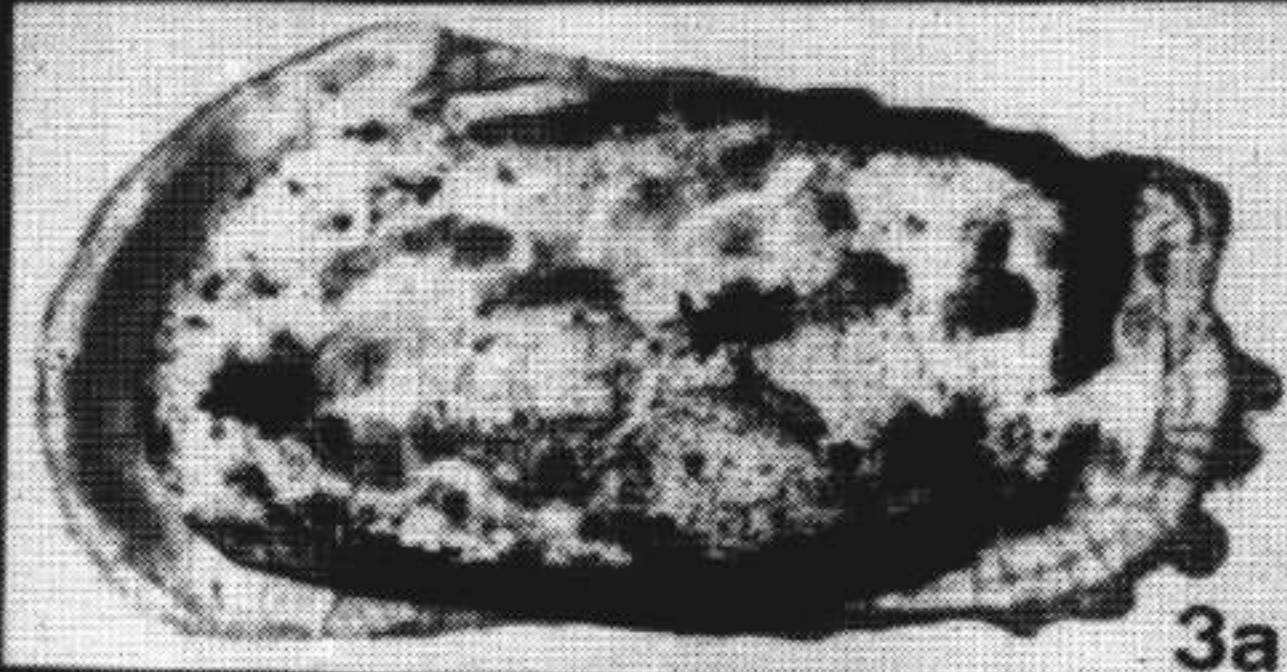
1b



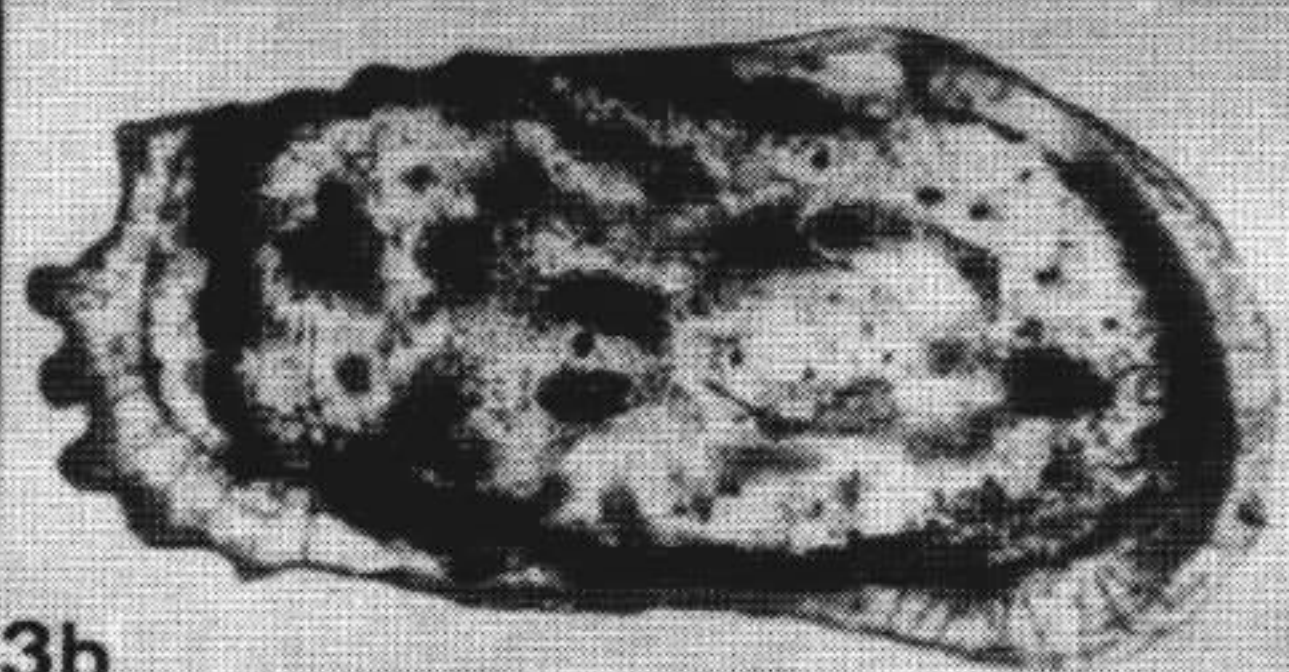
2a



2b



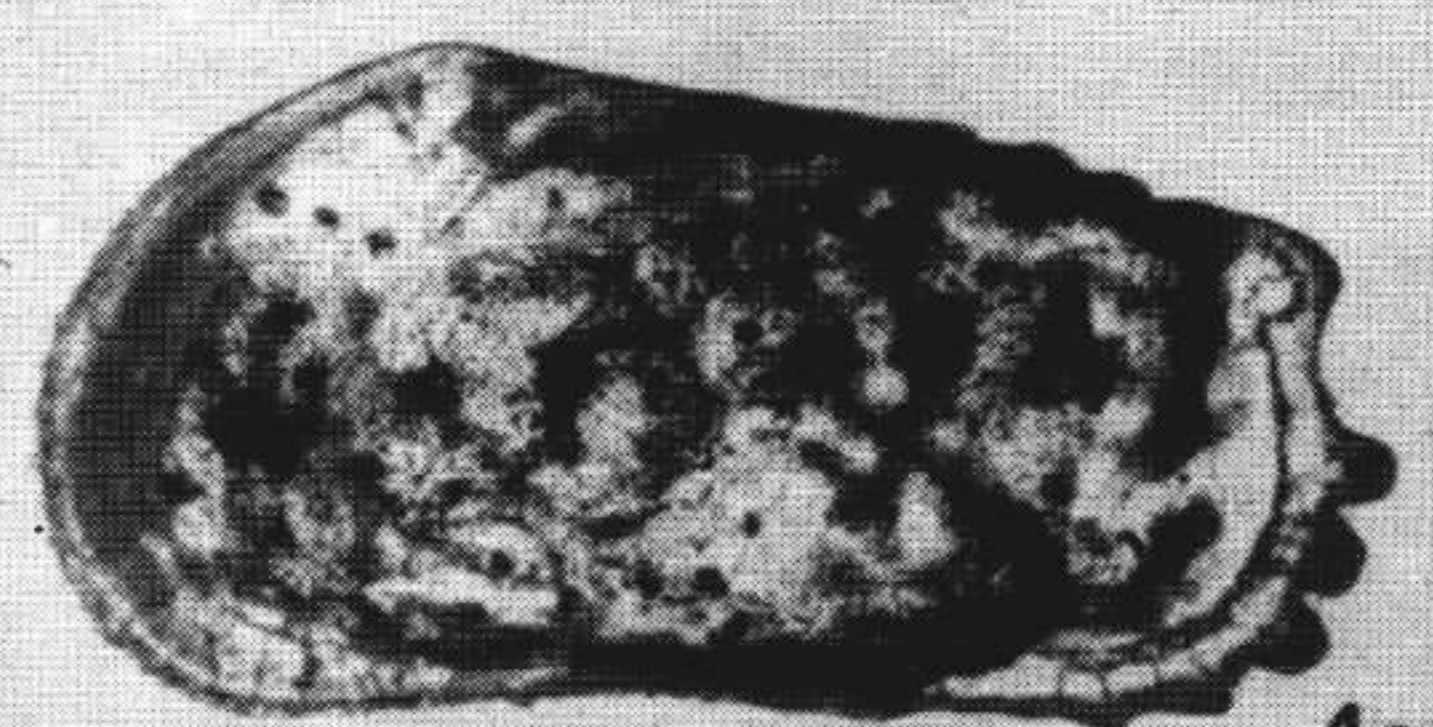
3a



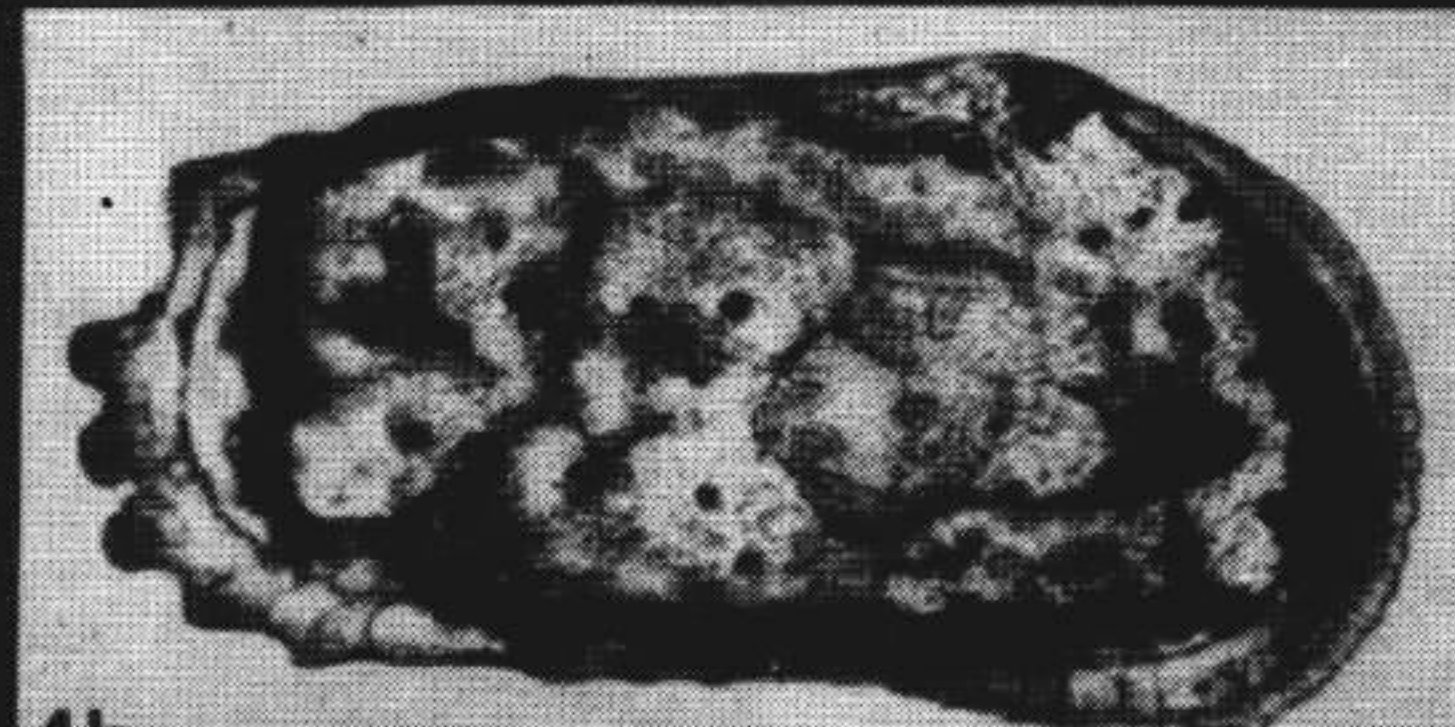
3b

100μ

B

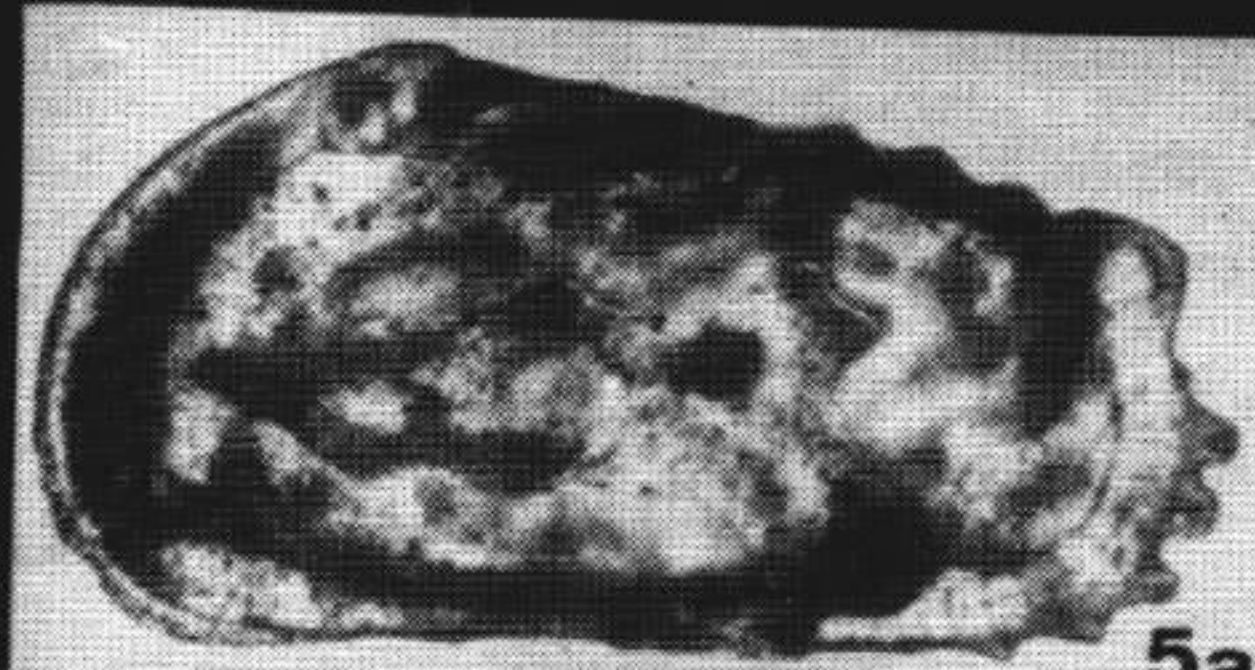


4a

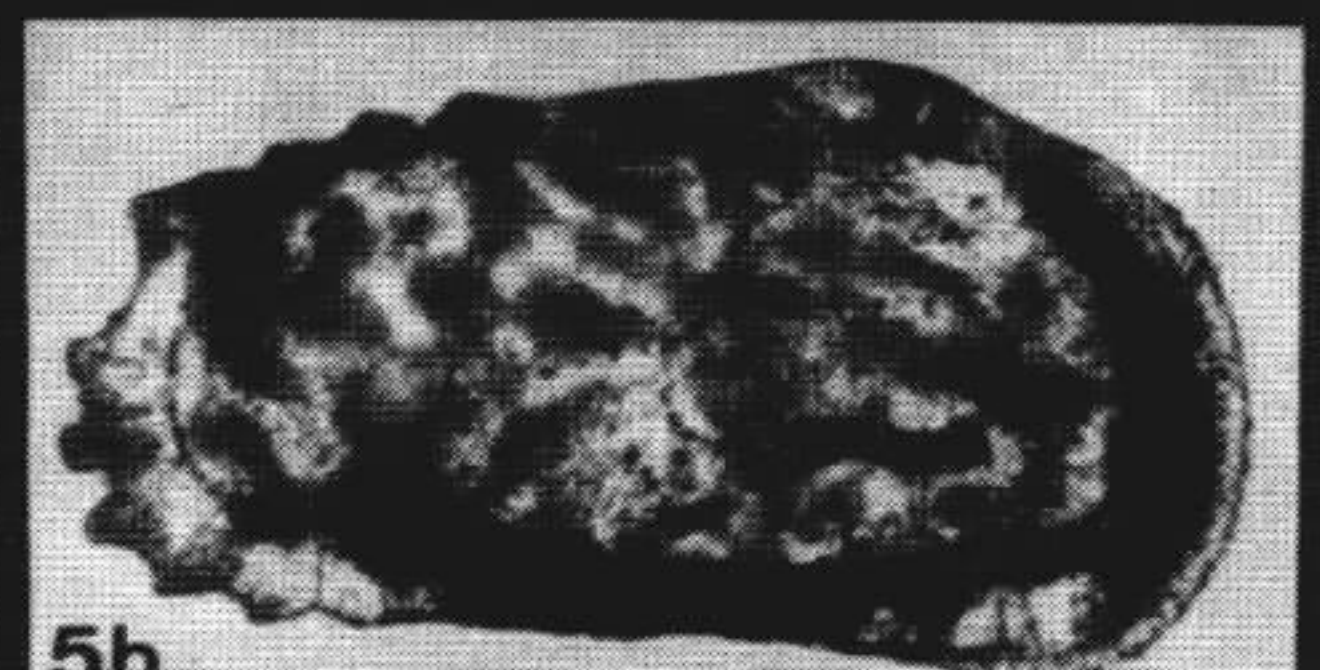


4b

C



5a



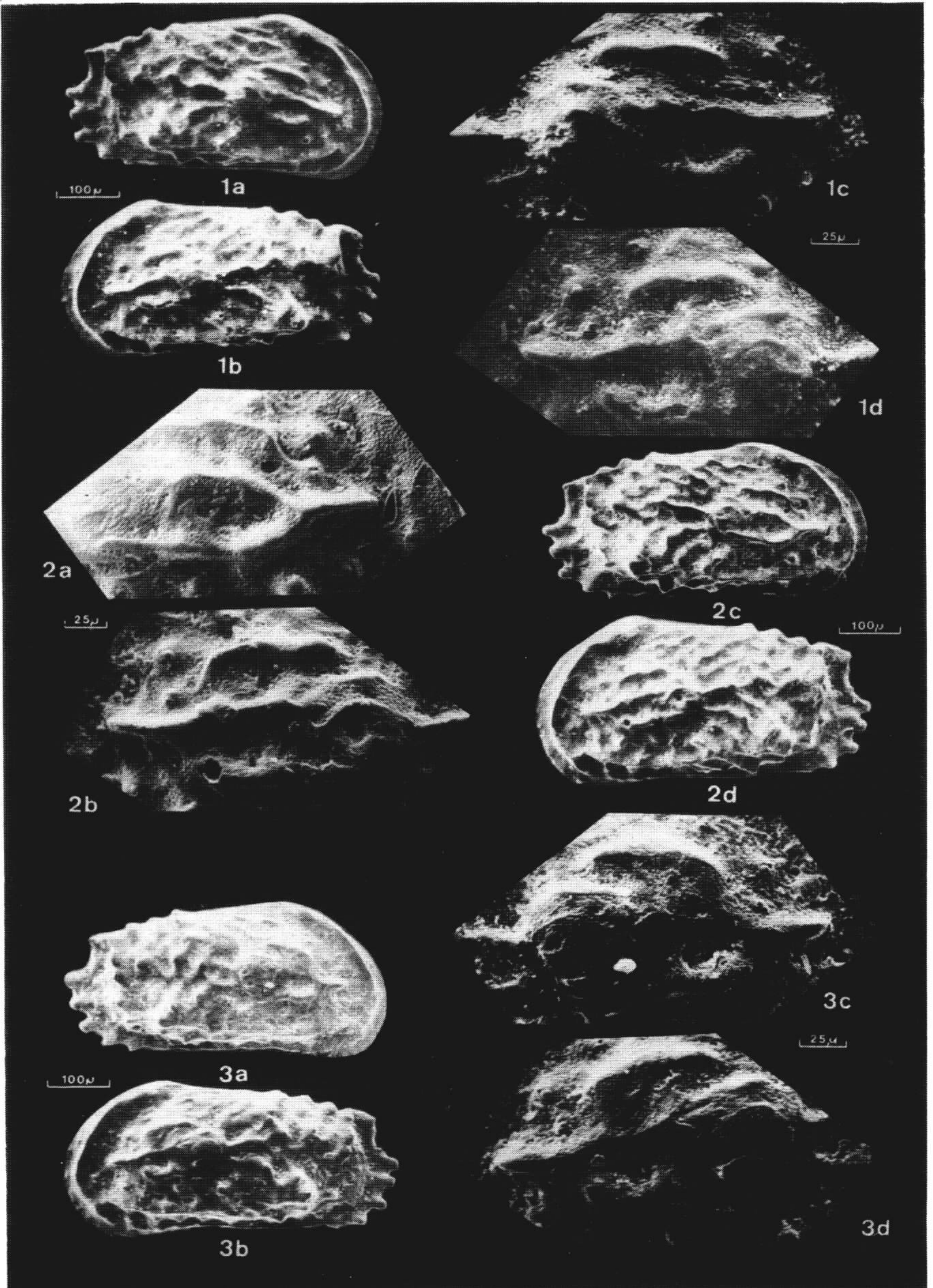
5b

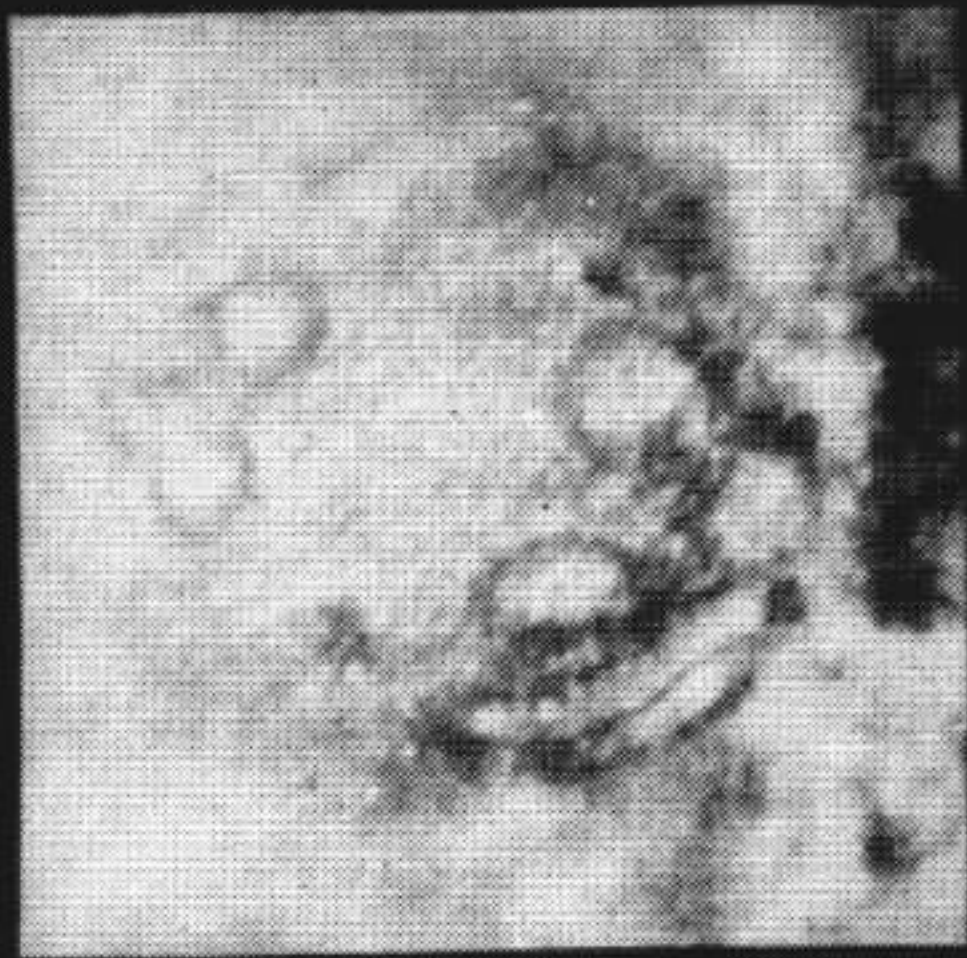


6a

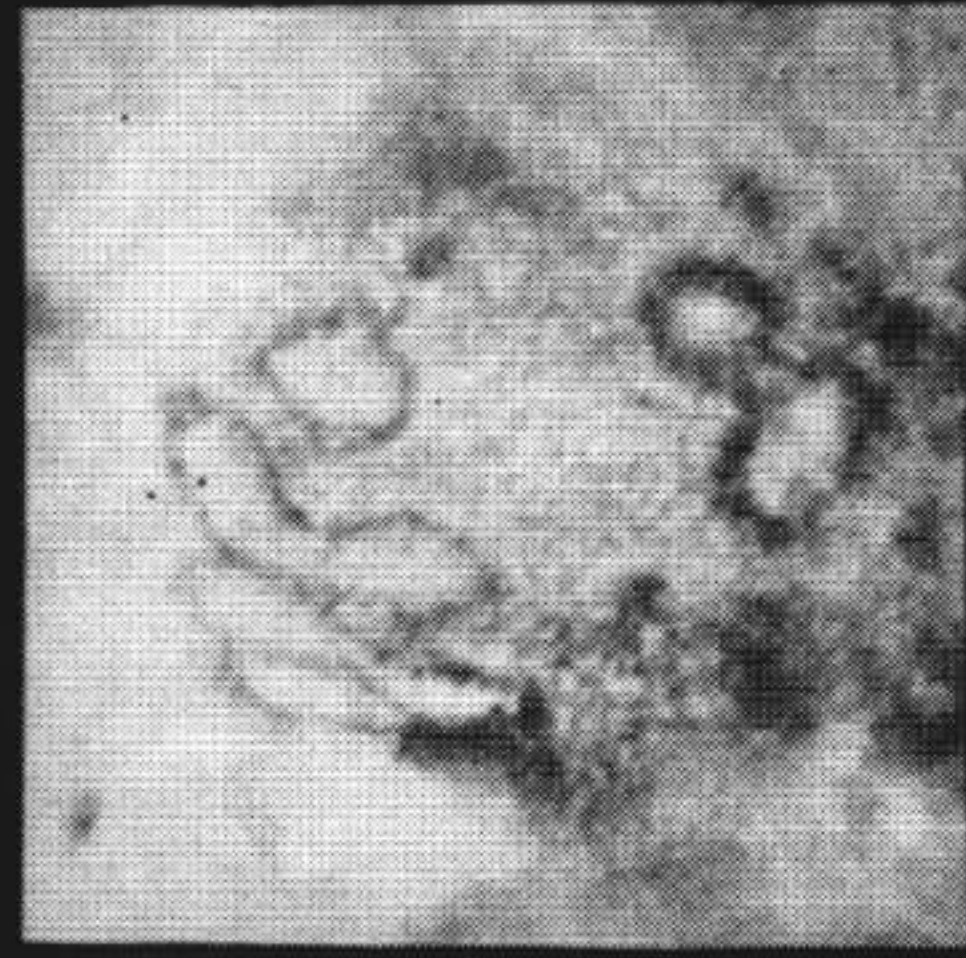


6b

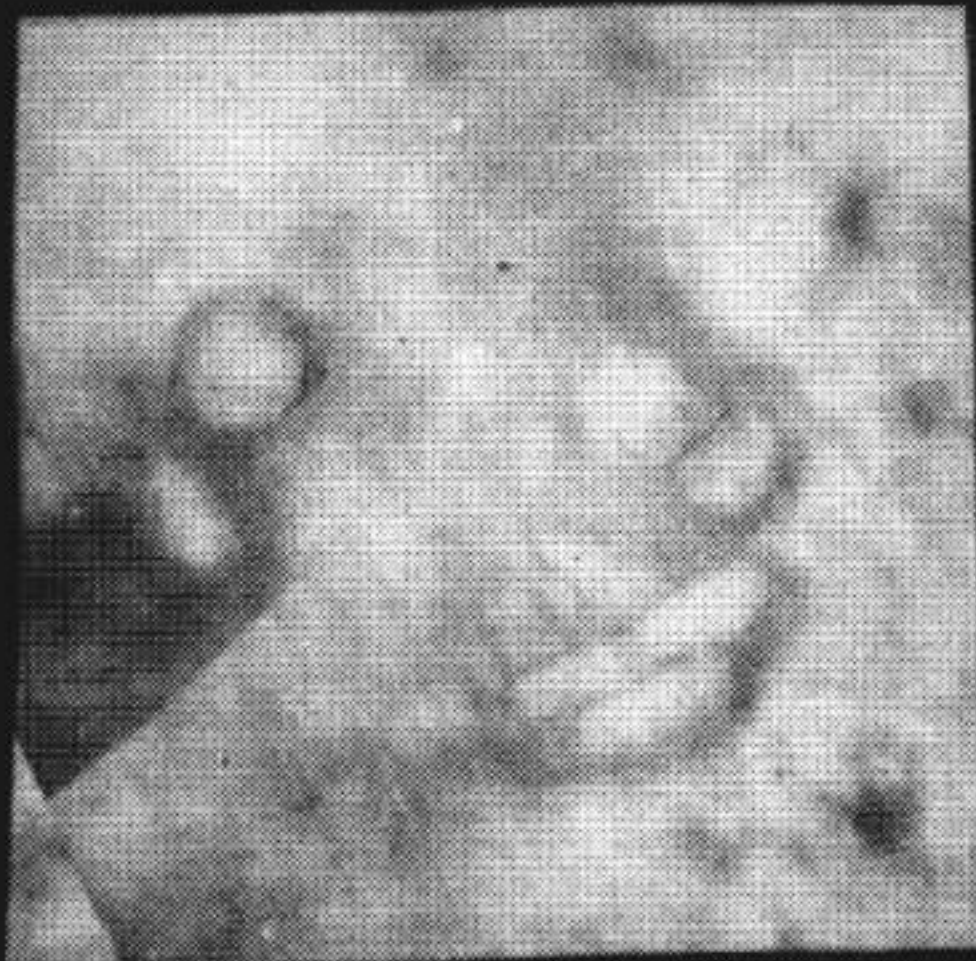




1a



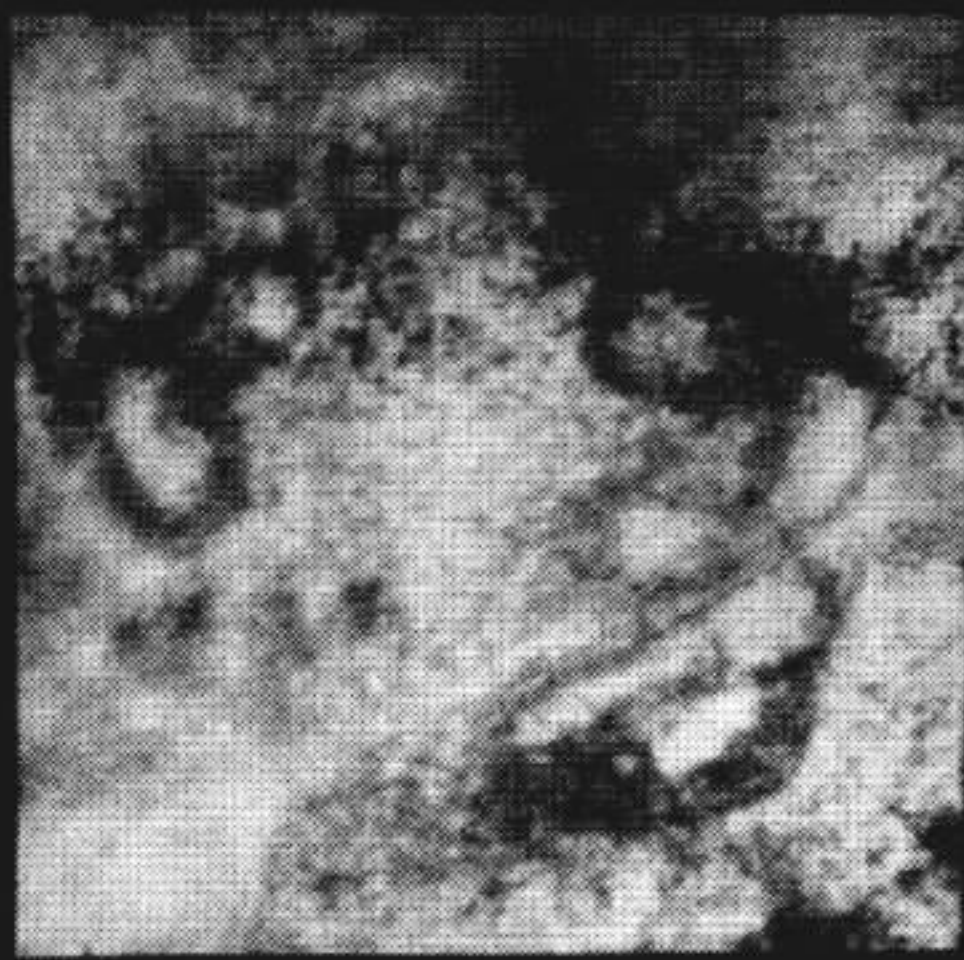
1b



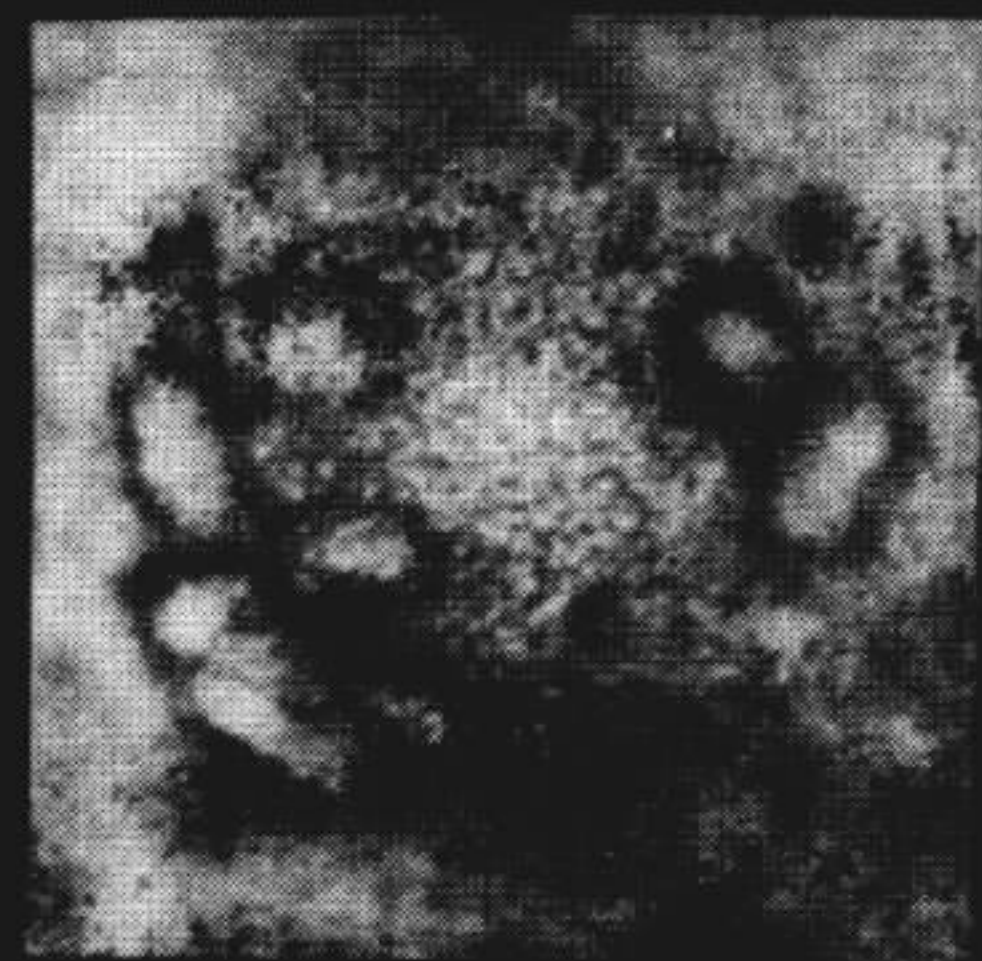
2a



2b



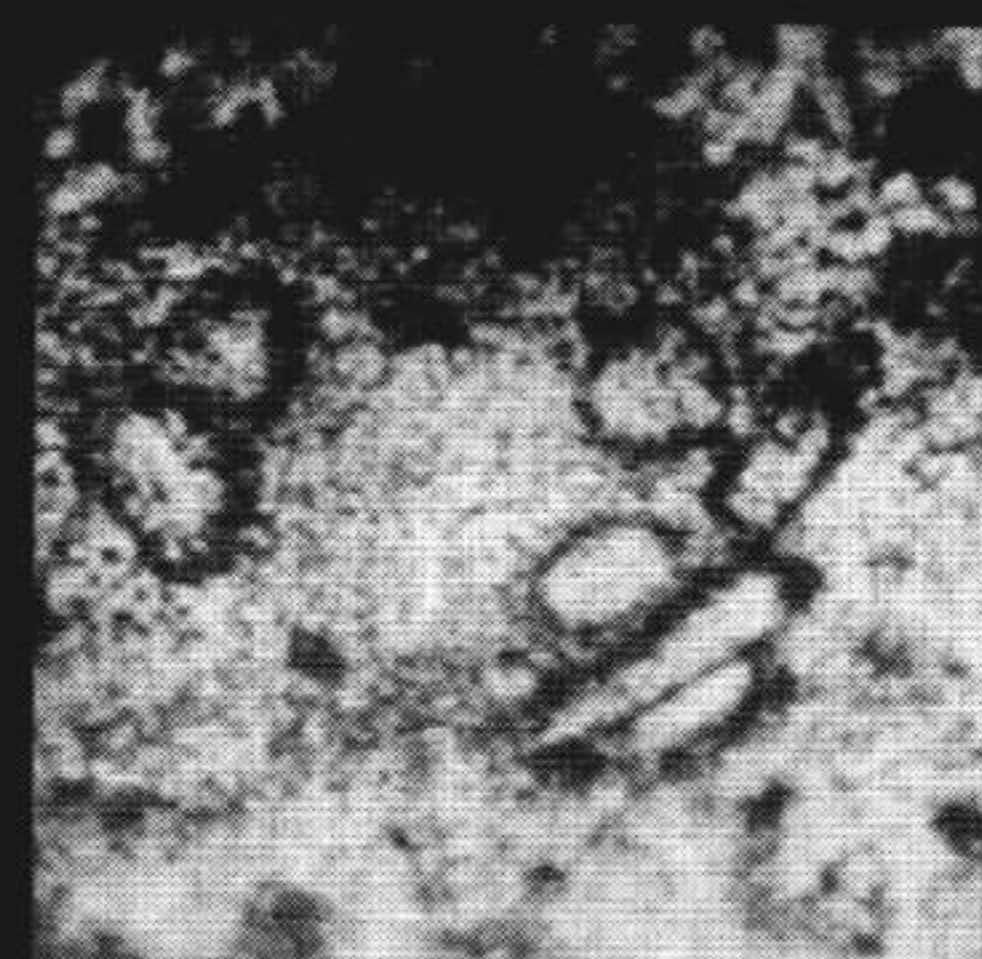
3a



3b



4



5

25μ

OCCURRENCE OF *Puriana* (OSTRACODA) IN THE BRAZILIAN CONTINENTAL SHELF. ITS ECOLOGY, GEOGRAPHICAL AND STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION

Katia Chukewiski
Ivone Purper

Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul — UFRGS

SINOPSE

*O presente trabalho compreende o estudo dos ostracodes do gênero *Puriana*, mostrando sua ecologia, distribuição geográfica e estratigráfica, assim como a ocorrência do gênero na costa norte/nordeste da Plataforma Continental Brasileira.*

*Baseada na distribuição do gênero *Puriana* e sua associação, na região do Caribe, é sugerida a ampliação da área de ocorrência da fauna caribenha até a latitude 09°41,5'S, na costa brasileira.*

ABSTRACT

*The present study deals with the genus *Puriana* (Ostracoda), showing its ecology, geographical and stratigraphic distribution and its occurrence in the Brazilian Continental Shelf.*

*Based on the distribution of the genus *Puriana* and its association in the Caribbean region, it is supposed that the Caribbean faunule could extend as far as latitude 09°41,5'S, on the Brazilian coast.*

INTRODUCTION

The material under study proceeds from samples furnished by the REMAC Project of the Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS) and by GEOMAR II and III from DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil) in the north/northwest of the Brazilian Continental Shelf.

The samples collected by REMAC Project covered 7,408km of the Brazilian Coast (from Latitude 33°45'S to 4°25'N and Longitude 34°31'W to 52°57'W). However the occurrence of *Puriana* is restricted to the north/northwest region of Brazil (Chukewiski & Purper, 1985).

ECOLOGY AND GEOGRAPHICAL DISTRIBUTION OF THE RECENT AND FOSSIL SPECIES

As the ecology and geographical distribution are intimately related factors, the analysis of both permitted some conclusions:

From the collected data about ecological environment, relationship and geographical distribution of *Puriana*, the following comments could be made.

Puriana is considered a marine (epi-neritic) genus inhabiting the subtropics and tropics zones (Morkhoven, 1963).

Benson & Kaesler (1963), studying the ostracodes of the Estero de Tastiota Sonora, Mexico, determined four biotopes: open gulf, lower lagoon, upper lagoon and tidal flat. The species of *Puriana* (*P. pacifica* and *P. horrida*) have been found, both in normal marine and in slightly hypersaline environments. *P. pacifica* was restricted ecologically to pen-gulf and upper-lagoon biotopes. Benson (1959) reported this species as a good indicator of a salt-water lagoon environment, where it was found to be restricted to the upper more saline end of the Estero de Punta Banda (Todos Santos Bay), in the main channel. *P. pacifica* was mentioned as a common to abundant nearshore species in Gulf of California (Swain, 1967), occurring predominantly in sand and mud bottom from 5.50 to 893m depth. Benson & Coleman (1963), dealing with ostracodes of the eastern Gulf of Mexico near the western and southern coast of Florida, state that *Puriana* occurs at a depth ranging from very shallow water to more than 90m; *P. rugipunctata*, occurring at a depth ranging from 5.79 to 72.84m, although somewhat more abundant at depths less than 15.24m. To *P. fissispinata*, the same authors got a depth range from 23 to 28m and a salinity range from 36.27 to 36.82‰.

Grossman (1967) found *P. mesacostalis* and *P. rugipunctata* in the assemblage of the southern Pamlico Sound region, North Carolina. The first in a salinity greater than 30‰, substrate, sand; the second between 25 and 35‰, substrate, sand or silty sand; both at depths from 3.05 to more than 9.14m.

Puri (1953), studying Miocene ostracodes of the Florida Panhandle, found *P. rugipunctata* in the Shoal River facies of the Alum Bluff Stage and in the four different facies of the Choctawhatchee Stage: *Arca*, *Voldia*, *Ecphora* and *Cancellaria* facies. *P. puella* occurs in the *Voldia*, *Ecphora* and *Cancellaria* facies. Analysing the characteristics of each facies, one could state that:

a. *Voldia* facies - represents the westernmost shallow-water marine sediments of the Choctawhatchee Stage. It is represented by green argillaceous sands with abundant *Voldia* and a sparse micro-fauna. The fauna belongs to inner neritic zone and was deposited in waters between 30 and 100 meters.

b. *Arca* facies - the sediments were deposited off shore under outer neritic conditions. The sediments are mostly gray, sandy shell marls.

c. *Ecphora* facies. The fauna was deposited under conditions similar to those of the *Arca* facies but it is from deeper water. The sediments consist of shell marls deposited during the regression of the Choctawhatchee sea. Some species of foraminifera (*Textularia mayoria* and *Bolivina pulchella primitiva*) might indicate a maximum depth of 100 meters for the *Ecphora* assemblage.

d. *Cancellaria* facies - The faunizone is composed of fine to coarse-grained, argillaceous sand and sandy shell marl.

Valentine (1971), studying the climatic implications of a late pleistocene ostracode assemblage from southeastern Virginia, determined four major biofacies representing two faunal provinces. *P. fissispinata* Benson & Coleman, *P. floridana* Puri, *P. rugipunctata* (Ulrich & Bassler), *P. sp. A*, *P. sp. B* in Norfolk Formation (South eastern Virginia) occurred in those biofacies at a depth between 8 and 14m in temperatures ranging from 2.5 to higher than 27.5°C.

Omatsola (1972) dealt with recent and subrecent Trachyleberididae and Hemicytheridae from the Western Niger Delta, Nigeria. He states that most ostracodes are concentrated upon depths shallower than 50-70m and species of Trachyleberididae and Hemicytheridae tend to be confined to a depth ranging from 6 to 30m. The surface salinity (Reyment, 1965 in Omatsola, op.cit.) ranges between 25.30-31.64‰, never in excess of 34.5‰ in the continental shelf, except during periods of upwelling. The bottom salinity ranges between

30.35% and 35.50%. These were recorded between the depths of 18 and 73m. *P. rugosa*, *P. aff. interrasilis*, *P. akparaia*, *P. mediocostata*, and *P. trituberculata* were described by him. *P. rugosa* occurred in a quartzose sand rich in shell debris and glauconite, at a depth of 20m in a bottom temperature of 25.1°C.

As to pH, very few authors have data but Krutak (1971) mentions the occurrence of *P. sp. A* in the Station 4 of Laguna Mandinga which presents fine sand, pH 7.6, depth 1.78m, temperature 29.8°C. The same author (1982), dealing with modern ostracodes of the Vera Cruz-Auton Lizardo reefs (Mexico) registers to *Puriana* cf. *P. krutaki* Kontrovitz, 1976 and *P. sp. 1* the following ecologic tolerances: depth 0.50 - 2.00m; salinity 23.4 - 30.9‰; pH 4.0-8.6; temperature 27.0-31.5°C.

Kontrovitz (1976), describing *Puriana krutaki* from the Louisiana Continental Shelf, mentions that this species occurs at depths of 12.80 to 43.89m, sediments varying from sand-silt-clay to clayey silt and silty clay.

Grossman (1967) determined to *P. mesacostalis* (Edwards) a salinity greater than 30‰; depth 3.04 to more than 9.14m; substratum, sand.

Benson & Coleman (1963), in their work about marine ostracodes from the eastern Gulf of Mexico, present some ecological data. To the genus, in general, they state that the associations are not well known beyond the fact that it is typically marine. Depth ranges from very shallow water to more than 91.50m. To *P. rugipunctata* (Ulrich & Bassler) a depth range from 5.79m to 72.84m is given, although somewhat more abundant at depths less than 15.24; salinity range 35.01 to 39.92‰. Frequently associated with *Paracytheridea tschoppi*, often with *Aurila conradi floridada*. To *P. fissispinata*, a depth range 23.16 to 28.04m; salinity range 36.27 to 36.82‰ associated with *Bairdia victrix*, *Cytherella grossmani*, *Paracytheridea tschoppi*, *Echinocythereis garretti* and *Hulingsina ashermani*.

Marlière (1958), studying the ostracodes from Montien de Mons, described two species: *P. cipliensis* Marlière and *P. canaliculata* Apostolescu. To the latter a depth ranging from 92 to 95m was determined.

Hu & Yang (1975) described *P. nodosa* from the Pliocene of Chinshui shale, Miaoli District, Taiwan. The formation is dominantly composed of dark gray shale intercalated with muddy sandstone, containing abundant foraminifera, ostracodes, bryozoans, mollusks and occasionally crustaceans (crabs). They add that the animals are thought to live in a shallow warm marine water, or epi-neritic, not far from shoreline.

Teeter (1975), describing *P. matthewsi* and *P. convoluta* verified that the first species occurs at a depth of 24m, in the main-lagoon biofacies of Belize while *P. convoluta* apparently prefers a much more constant environment on the carbonate platform, occurring at a depth of 3.0m, in a normal salinity.

Bold (1963) described *P. formosa*, *P. minuta* and *P. congestocostata* from the Upper Miocene of Trinidad. The fauna of the Springvale Formation, where *P. formosa* and *P. minuta* occur is closely similar to that of the present Gulf of Paria, which suggests deposition at a depth less than 36.57m (probably less than 21.33m) in a basin without direct open-sea connection. The lithology of this formation consists of sands with clay intercalations, lignites and shell beds. The lithology of Manzanilla Formation where *P. congestocostata* occurs is formed by glauconitic sands and bluish-black silty clays. The conditions under which the Manzanilla and Springvale were deposited may have been similar. About ecology, Bold (op.cit.) mentions that the sediments of the formations have nearly all been deposited in marine, shallow water not far from the shoreline, as it is brought

out by the presence of oyster beds in most of them.

Bold (1966b) described *Puriana? interrasilis* from the post-Miocene N'Tchengué Formation of Gabon occurring on detritic sediments with argillaceous intercalations. Omatsola (1972) found this species occurring nearshore quartzose sand substrates at GT and Al stations from the Western Niger Delta, Nigeria.

Bold (1968), studying the Neogene ostracodes of the Northern Dominican Republic, described *P. scrupulosa* and *P. pustulosa*. The first one occurred on laminated gray calcareous fine sandstone with thin lenses of molluscs; the latter occurred on a stratigraphic horizon formed by coquina in thin-bedded, gray fossiliferous clay with *Candeina nitida*. In the same paper the author recognized five associations where two new species and three other already known are found: *P. rugipunctata* (Ulrich & Bassler), *P. minuta* Bold and *P. congestocostata* Bold.

Puri & Hulings (1957) mentions the occurrence of *Puriana* in two main ostracode biofacies on the western coast of Florida: the carbonate province and the clastic province. According to the authors, the salinity of both provinces is about the same. The difference in the assemblages is attributed to the carbonate and non carbonate clastic nature of the bottom sediments.

In Panama City 3 inner neritic biofacies have been recognized and *Puriana* occurred only in biofacies 1 at a depth ranging from 23 to 47 feet (7.01 to 14.32m). In the Alligator Harbor area *Puriana* was found in the bay biofacies.

Bold (1972) mentions *Puriana* sp. aff. *P. elongorugata* in Zone II in La Boca Formation, Panama Canal Zone. The association which was found represents indicative species of shallow-water marine environment.

Bold (1971) recognized seven types of ostracodes associations, from freshwater to open sea in the Neogene of the Caribbean region. *Puriana* was found in the association of shallow marine infra litoral (0-30.48m) with *Haplocytheridea*, *Costa*, *Cativella*, *Actinocythereis*, *Neocaudites*, *Quadracythere*, *Aurila*, *Coquimba*, *Loxoconcha*, *Cytheruridae* and *Xestoleberidae*. The author mentions this as the most wide spread association in the Caribbean.

Puri & Vanstrum (1971), dealing with the stratigraphy and paleoecology of the Late Miocene and Pleistocene sediments of South Florida, mentions the occurrence of *Puriana rugipunctata* (Ulrich & Bassler) in several sequences of the Caloosahatchee Formation:

- Marine marl. With high salinity forms, preferring to live in a sand-mud mixture.
- *Cyrtopleura costata* faunizone
 - In the brackish shallow-water facies, with an assemblage indicative of marginal (high salinity ranges into low salinity) shallow (less than 3.04m) warm water. Living in a sandy-mud mixture substrate.
 - In the *Turritella* facies, in an environment with high, stable salinity and less than 18.28m in depth.
 - Bee Branch Member, represented by a hard massive, solution-riddled limestone and by a soft concretionary marl. The authors mention that species like *Puriana rugipunctata* and *Caudites* sp. are indicative of shallow neritic assemblages (less than 19.81m) which prefer higher salinity (more than 30‰).
 - Shell Bed. The ostracode fauna closely approximates the Bee Branch Member. *Puriana rugipunctata* is common to the unit.
 - Panope Faunizone. It is mentioned that the occurrence of large total populations of *Puriana rugipunctata* (Ulrich & Bassler), *Orionina vauhani* (Ulrich & Bassler) and *Aurila conradi* (Howe & McGuirt) suggest stable environmental

conditions in a shallow-water (less than 19.8m) shelf in a salinity higher than 3‰.

Bold (1966a) presents a reference of *Puriana rugipunctata* when he mentions that this species found with *Cytheridea mediatena* from the Upper Manzanilla and Sprinvale Formations of Trinidad might suggest a shallower depth of depositon, possibly below 21.33m.

As to the paleoclimatology of the Yorktown Formation, Hazel (1971a) suggests, to *Puriana rugipunctata*, a temperature tolerance in the coldest month 2.5° to 5.0° and in the warmest month 22.5° to 25.0°. To *Puriana* sp. E, a tolerance of 12.5°-15.0° in the coldest month and 27.5°-30.0° in the warmest month.

McKenzie & Swain (1967) mention *P. pacifica* among the recent ostracodes of the Scammon Lagoon Baja California. It was found in the three assemblages: the inner lagoon, lower lagoon and general lagoon. As *P. pacifica* occurs throughout the lagoons, one can state that the surface salinity ranges from 34‰ to 47‰, while surface water temperatures range from 18°C to 27°C. It's a shallow area.

Bold (1977) studies the distribution of marine podocopid ostracodes in zoogeographic (sub) provinces in the Gulf of Mexico and the Caribbean. *Puriana* is mentioned occurring with *Munseyella*, *Aurila*, *Quadracythere*, *Hermanites*, *Jugosocythereis*, *Pterygocythereis*, *Ambocythere* and *Bythoceratina* at 40m, in the Paria-Trinidad-Orinoco shelf.

Curtis (1960) deals with the relation of environmental energy levels and ostracod biofacies in the eastern Mississippi Delta area. He recognized two biofacies as follows:

- I Offshore (middle and outer neritic) biofacies
- II Inshore (paralic) biofacies
 - a. Nearshore (inner neritic) subfacies
 - b. Estuarine subfacies
 - c. Open lagoonal subfacies
 - d. Intertributary subfacies

Puriana cf. *P. mesacostalis* (Edwards) and *P. dawsoni* (Brady) occur in biofacies I, IIa, IIb; and I, IIa, IIb, IIc respectively (fig.5, p.478).

From all data of each species of the genus it was verified that the genus *Puriana* lives in a preferential belt around the world (map 1) exceeding a little the boundaries established by Morkhoven (1963).

In the North Hemisphere the genus almost reaches 50°N with the occurrence of *Puriana canaliculata* Aposlolescu (France and Belgium) *Puriana dawsoni* (Brady) (Canada); *P. floridana* Puri, *P. fissispinata* Benson & Coleman, *Puriana* sp. A and *Puriana* sp. B Valentine (Virginia-USA); *Puriana* sp. Coryell & Fields, *P. mesacostalis* (Edwards) and *P. cf. P. mesacostalis* (Edwards), *P. rugipunctata* (Ulrich & Bassler) (North Carolina-USA); *P. mesacostalis* (Edwards), *P. rugipunctata* (Ulrich & Bassler) and *Puriana* sp. E Valentine (Virginia and North Carolina-USA).

In the South Hemisphere the occurrence of *P. variabilis* Chukewiski et Purper, 1985 near 10°S is registered.

ECOLOGICAL DATA OF THE STUDIED MATERIAL

Carbonate deposits predominate along the area of occurrence of *Puriana* in the Brazilian continental shelf, particularly along the continuous external platform (Kowmann & Costa, 1979). The same conditions of deposition were noticed to *P. convoluta*, *P. elongurugata*, *P. rugipunctata*, *P. puella*, *P. scrupulosa*, *P. convoluta* (Bold, 1965; Puri, 1953, Benson & Coleman, 1963; Puri & Hulings, 1957, Teeter, 1975).

Water depth ranges from 7 to 68m and it seems to be the

preferential depth to all species of *Puriana*. An exception occurred with two samples (G141 and G169) where some specimens were found at 170 and 1000m, respectively. Swain (1967) registered also a greater depth to *P. Pacifica* (892,45m in station 179) in the Gulf of California

P. convoluta Teeter occurred in a more restricted band, between 26 and 68m, in the Brazilian coast but Teeter (1975) found this species only at 3m. In the Brazilian coast it is limited to 01°20'N-46°51'W and 04°48.5'S-35°21.1'W.

P. variabilis Chukewiski et Purper, 1985 occurred between 20 and 55m having at 37m the greatest quantity of specimens. It is limited to 03°31'W-48°19'W and 09°41,5'S-35°29,9W in the north/northwest region. *Puriana* in the Brazilian Coast is associated to 43 genera (Pinto et alii, 1978). Table 1-2 present this association, the distribution and the bathymetry of the genus in the samples of Leg 6 which is the most representative one. Among 81 samples *Puriana* occurred in 59 places being surpassed only by *Paranesidea* and *Xesto-leberis* which occurred in 71 and 68 respectively.

Comparing this association with those registered for the Caribbean region a coincidence in the number occurrence of same genera was observed, suggesting that the Caribbean faunule might extend as far as north/northwest coast of Brazil.

STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION

In general the ostracodes of the Brazilian Continental Shelf are very well preserved, presenting characteristics of recent fauna. Some specimens of *Paranesidea* and *Neonesidea* have even the appendages attached to the carapace.

Notwithstanding few individuals of *Puriana* were waste, mineralized and with a changed colour, suggesting the presence of a sub-fossil material. This fact has already been observed by Pinto et alii (1974). This could be a result of a local reworked material or be a problem in sample collection, that is, the material must have been collected from a greater depth.

An analysis of the stratigraphic distribution revealed the oldest occurrence of *Puriana* in the Paleocene (Sheremeta, 1966; Bold, 1957). Nevertheless the greater number of species appears in the Miocene, and the explosive occurrence is in the Holocene (Chart 1).

CONCLUSIONS

1. *Puriana*, in the Brazilian Continental Shelf, is confined to the north/northwest regions, from 03°31'N-48°19'W and 09°41,5'S-35°29,9'W represented by *Puriana convoluta* Teeter, 1975 and *Puriana variabilis* Chukewiski et Purper, 1985.
2. The occurrence of the genus is related to the carbonate sediments.
3. The similarity of the associations allows us to conclude that the Caribbean fauna extend as far as 09°41,5'S on the Brazilian coast.
4. The distribution of the genus is approximately from 50°N to 10°S in a tropical/subtropical belt.
5. The genus *Puriana* ranges from Paleocene to Recent, having its great development as from the Miocene.

BIBLIOGRAPHY

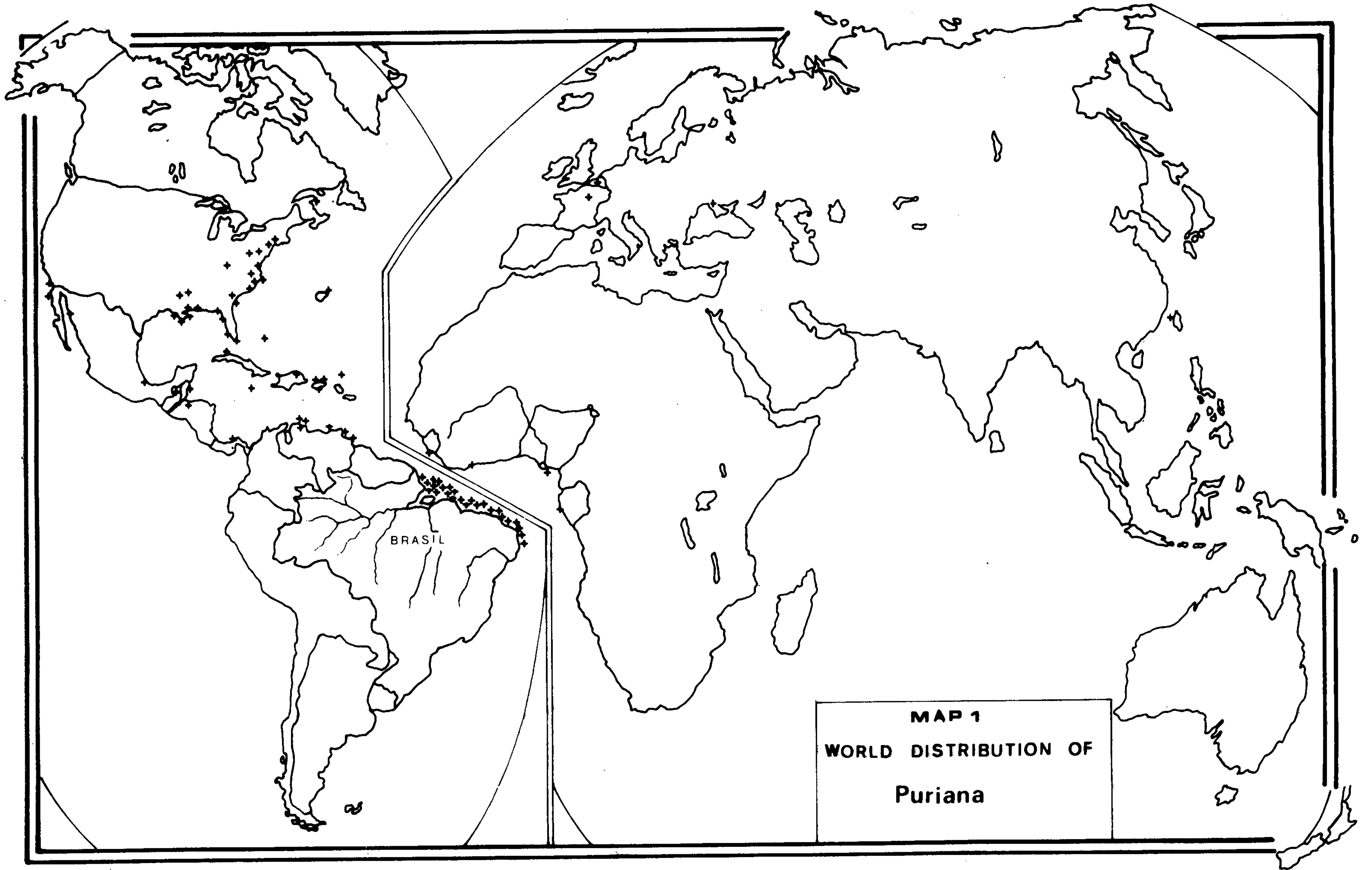
- APOSTOLESCU, V. 1956. Contribution a l'étude des Ostracodes de l'Éocene Inférieur (S.L.) du Bassin de Paris. *Institut Français du Pétrole*, Paris, 11(11):1327-52, pl.1-4 (Extrait de la Revue de l'Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides).
- BENSON, R.H. 1959. Ecology of recent ostracodes of the Todos Santos Bay region, Baja California, Mexico. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, Arthropoda, Lawrence, Art.1: 1-80, fig.1-20, pl.1-11.
- & COLEMAN, G.L., II. 1963. Recent marine ostracodes from the Eastern Gulf of Mexico. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, Arthropoda, Lawrence, Art.2:1-52, fig.1-31, pl.1-8, tab.1-2.
- & KAESLER, R.L. 1963. Recent marine and lagoonal ostracodes from the Estero de Tastiota region, Sonora, Mexico (Northeastern Gulf of California). *The University of Kansas Paleontological Contributions*, Arthropoda, Lawrence, Art.3:1-34, fig.1-20, pl.1-4.
- BOLD, W.A. van den 1947. Contribution of the study of Ostracoda with special reference to the Tertiary and Cretaceous microfauna of the Caribbean region. Amsterdam, J.H. de Bussy. p.1-173, fig.1-8, map 1-2, pl.1-18, tab.1-6.
- 1957. Ostracoda from the Paleocene of Trinidad. *Micropaleontology*, New York, 3(1):1-18, pl.1-4, text-fig.1, tab.1.
- 1963. Upper Miocene and Pliocene Ostracoda of Trinidad. *Micropaleontology*, New York, 9(4):361-424, pl.1-12, text-fig.1-6, tab.1-7.
- 1965. Middle Tertiary Ostracoda from northwestern Puerto Rico. *Micropaleontology*, New York, 11(4):381-414, pl.1-7, text-fig.1, tab.1-5.
- 1966a. Ostracoda of the Pozón section, Falcón, Venezuela. *Journal of Paleontology*, Tulsa, Okla., 40(1):177-85, text-fig.1-2, pl.22, tab.1.
- 1966b. Les ostracodes du Néogène du Gabon. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, Paris, 21(2):155-89, pl.1-6, fig.1.
- 1968. Ostracoda of the Yague Group (Neogene) of the Northern Dominican Republic. *Bulletins of American Paleontology*, Ithaca, 54(239):5-106, fig.1-8, pl.1-10, tab.1-20.
- 1971. Ostracode associations, salinity and depth of deposition in the Neogene of the Caribbean region. *Bulletin du Centre de Recherches du Pau, SNPA*, Pau, 5:449-60, fig.1-5.
- 1972. Ostracoda of the La Boca Formation, Panama Canal Zone. *Micropaleontology*, New York, 18(4):410-42, pl.1-5, text-fig.1-8, tab.1-8.
- 1977. Distribution of Marine Podocopid Ostracoda in the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: LÖFFLER, H. & DANIELOPOL, D. ed. *Aspects of Ecology and Zoogeography of Recent and Fossil Ostracoda*. The Hague, Dr. W. Junk, p.175-86, fig.1-3, tab.1-3.
- BRADY, G.S. 1870. XLIV. Contributions to the study of the Entomostraca. N^o V - Recent Ostracoda from the Gulf of St. Lawrence. *The Annals and Magazine of Natural History*, London, Série 4, 6: 450-4, pl.1.
- CHUKWISKI, K. & PURPER, I. 1985. A new ostracoda *Puriana variabilis* Chukewiski et Purper, sp.nov. from Brazilian coast. (in press)
- CORYELL, H.N. & FIELDS, S.A. 1937. A Gatun Ostracoda Fauna from Cativa, Panama. *The American Museum of Natural History. American Museum Novitates*, New York, 956:1-18, pl.1-2, 1 map.
- CURTIS, D.M. 1960. Relation of environmental energy levels and ostracod biofacies in East Mississippi Delta area. *Bulletin of the American Petroleum Geologists*, Tulsa, Okla., 44(4):471-94, pl.1-3, fig.1-17.

- EDWARDS, R.A. 1944. Ostracoda from the Duplin marl (Upper Miocene) of North Carolina. *Journal of Paleontology*, Tulsa, Okla. 18 (6): 505-28, pl.1-4.
- GROSSMAN, S. 1967 Living and subfossil rhizopod and ostracode populations. In: GROSSMAN, S. & Benson, R.H. Ecology of rhizopodea and ostracoda of southern Pamlico sound region, North Carolina. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, Ecology, Lawrence, Serial Number 44, Art. 1:7-82, fig.1-17, pl. 1-21, tab.1-13.
- HAZEL, J.E. 1971a. Paleoclimatology of the Yorktown Formation (Upper Miocene and Lower Pliocene) of Virginia and North Carolina. *Bulletin du Centre de Recherches de Pau, SNPA, Pau*, 5: 361,75, fig. 1-6, tab.1.
- HAZEL, J. E. 1971b. Ostracode Biostratigraphy of the Yorktown Formation (Upper Miocene and Lower Pliocene) of Virginia and North Carolina. *Geological Survey Professional Paper*, Washington, D.C. 704:1-13, fig.1-6, tab.1.
- HOWE H.V. & LAW, J. 1936. Louisiana Vicksburg Oligocene Ostracoda. *Geological Bulletin*, Louisiana Department of Conservation, New Orleans, 7:1-96, pl.1-6.
- HU, C. H. 1976. Studies on the Pliocene ostracodes from the Cholan Formation, Miaoli District, Taiwan. *The Geological Society of China, Taipei, Proceedings* 19:25-51, fig.1-20, pl.1-3.
- & YANG, L. C. 1975. Studies on Pliocene ostracodes from the Chinshui Shale, Miaoli District, Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China, Taipei*, 18:103-14, pl.1-2.
- KONTROVITZ, M. 1976. Ostracoda from the Louisiana continental shelf. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, New Orleans, 12(2):49-100, text-fig.1-5, pl.1-8.
- KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P. de A. 1979. Sedimentação Quaternária da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes. In: Projeto REMAC - Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira. Rio de Janeiro, Petrobrás, CENPES, DINTEP, v.8, 55p. fig.1-32.
- KRUTAK, P.R. 1971. The Recent Ostracoda of Laguna Mandinga, Veracruz, Mexico. *Micropaleontology*, New York, 17(1):1-30, pl.1-4, fig.1-10, tab.1-3.
- 1982. Modern ostracodes of the Veracruz-Anton Lizardo reefs, Mexico. *Micropaleontology*, New York, 28(3):258-88, pl.1-7, text-fig.1-12, tab.1-3.
- MARLIÈRE, R. 1958. Ostracodes du Montien de Mons et résultats de leur étude. *Mémoires de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, Bruxelles, Serie in-8°(5):1-53 pl.1-6, fig.1-4.
- MCKENZIE, K.G. & SWAIN, F. M. 1967. Recent Ostracoda from Scammon Lagoon, Baja California. *Journal of Paleontology*, Tulsa, Okla., 41(2):281-305, text-fig.1-21, pl.1-2, tab.1.
- MORKHOVEN, F.P.C.M. van 1963. *Post-Palaeozoic Ostracoda, Their Morphology, Taxonomy and Economic Use: Generic descriptions*, Amsterdam, Elsevier, v.2, fig.1-763.
- OMATSOLA, M.E. 1972. Recent and subrecent Trachyleberididae and Hemicytheridae (Ostr., Crust.) from the Western Niger Delta. Nigeria. *Bulletin Geological Institute University of Uppsala* N.S. 3,4:37-110, fig.1-36, pl.1-45, tab.1-2.
- PINTO, I.D. et alii 1974. Distribuição geográfica e batimétrica ao longo da costa brasileira, do Arroio Chui ao Rio Oiapoque Lat.34°04'S a 05°05'N - Long.34°31' a 52°57'W (Relatório interno - PETROBRÁS - inédito)
- 1978. Recent ostracodes along 7,408km of the Brazilian Coast (33°45'S to 4°25'N). *Pesquisas*, Instituto de Geociências, UFRGS, 9;109-20, chart 1-6, 1 map.

- PURI, H.S. 1953. Contribution to the study of the Miocene of the Florida Panhandle. *The Florida Geological Survey, Geological Bulletin*, Tallahassee, 36:Part 1. Stratigraphy:15-67. Part 3: Ostracoda:215-345, pl.1-17, text-fig.1-14, tab.1-12.
- PURI, H. S. 1960. Recent Ostracoda from the West Coast of Florida. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, Corpus Christi, 10:107-49, pl.1-6, fig.1, text-fig.1-46.
- & HULINGS, N.C. 1957. Recent Ostracode facies from Panama City to Florida Bay area. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, Corpus Christi, 7:167-90, fig.1-11.
- & VANSTRUM, V.V. 1971. Stratigraphy and Paleoecology of the Late Cenozoic sediments of South Florida. *Bulletin du Centre de Recherches du Pau, SNPA, Pau*, 5:433-48, fig.1-4 (suppl.).
- SHEREMETA, V.G. 1966. Ostracoda of Paleocene deposits in southern USSR. *Paleontologivskiy Sbornik*, Lvov, 2(3):79-94, pl.1-3, tab.1.
- SWAIN, F.W. 1967. Ostracoda from the Gulf of California. *Memoir Geological Society of America*, New YORK, 101:1-139, fig.1-58, pl.1-9.
- TEETER, J.W. 1975. Distribution of Holocene Marine Ostracoda from Belize. In: WANTLAND, K.F. & PUSEY, W.C. III ed. Belize Shelf Carbonate Sediments, Clastic sediments, and Ecology. *American Association Petroleum Geologists, Studies in Geology*, Tulsa, Okla., 2:400-99, fig.1-23.
- ULRICH, E.O. & BASSLER, R.S. 1904. Systematic paleontology of the Miocene deposits of Maryland (Ostracoda). *Maryland Geological Survey*, Baltimore, 2:98-130, fig.1-40, pl.35-8.
- VALENTINE, P.C. 1971. Climatic Implication of a Late Pleistocene Ostracode Assemblage from Southeastern Virginia. *Geological Survey Professional Paper*, Washington, D.C. 683-D:D1-D28, pl.1-4, fig.1-11, tab.1-2.
- 1976. Zoogeography of Holocene Ostracoda of Western North America and Paleoclimatic Implications. *Geological Survey Professional Paper*, Washington, 916:1-47, fig.1-18, pl.1-14, tab.1-7.

CHART 1

	Paleocene	Eocene	Oligocene	Miocene	Pliocene	Pleistocene	Holocene
<i>P. horrida</i> Benson & Kaesler, 1963							
<i>P. dawsoni</i> (Brady), 1870							
<i>P. krutaki</i> Kontrovitz, 1976							
<i>P. rugosa</i> Omatsola, 1972							
<i>P. akparaia</i> Omatsola, 1972							
<i>P. mediocostata</i> Omatsola, 1972							
<i>P. trituberculata</i> Omatsola, 1972							
<i>P. matthewsi</i> Teeter, 1975							
<i>P. convoluta</i> Teeter, 1975							
<i>P. sp. 1</i> Puri & Hulings, 1957							
<i>P. sp. A</i> Krutak, 1971							
<i>P. sp. A</i> Valentine, 1976							
<i>P. sp. B</i> Valentine, 1976							
<i>P. sp. 1</i> Krutak, 1982							
<i>P. variabilis</i> Chukewiski & Purper, 1985						?	
<i>P. fissispinata</i> Benson & Coleman, 1963							
<i>P. interrasiilis</i> Bold, 1966							
<i>P. pacifica</i> Pacifica, 1959							
<i>P. formosa</i> Bold, 1963							
<i>P. minuta</i> Bold, 1963							
<i>P. floridana</i> Puri, 1960							
<i>P. mesacostalis</i> (Edwards), 1944							
<i>P. rugipunctata</i> (Ulrich & Bassler), 1904							
<i>P. sp. A</i> Valentine, 1971							
<i>P. sp. B</i> Valentine, 1971							
<i>P. rugipunctata gatunensis</i> (Coryell & Fields), 1937							
<i>P. nodosa</i> Hu & Yang, 1975							
<i>P. gibba</i> Hu, 1976							
<i>P. sp. E</i> Hazel, 1971							
<i>P. congestocostata</i> Bold, 1963							
<i>P. elongorugata</i> (Howe), 1936							
<i>P. puella</i> (Coryell & Fields), 1937							
<i>P. pustulosa</i> Bold, 1968							
<i>P. scrupulosa</i> Bold, 1968							
<i>P. ? pijpersi</i> (Bold), 1946							
<i>P. sculpta</i> Apostolescu, 1956							
<i>P. cipliensis</i> Marlière, 1958							
<i>P. canaliculata</i> Apostolescu, 1956							
<i>P. interrupta</i> (Bosquet)							
<i>P. agatae</i> (Szczechura)							



MAP 1
WORLD DISTRIBUTION OF
Puriana

UMA SUGESTÃO ACERCA DE UM NOVO POSICIONAMENTO E NOVA DENOMINAÇÃO ESTRATIGRÁFICA PARA AS ROCHAS MÁFICAS TIPO TAPURUQUARA (NOROESTE DO AMAZONAS E OESTE DO TERRITÓRIO FEDERAL DE RORAIMA).

Hilton Tulio Costi

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais — CPRM / Manaus

ABSTRACT This paper deals with the present denomination of the Tapuruquara Mafic-ultramafic Suite, located at the Northwest portion of Amazonas State and Roraima Federal Territory. It is suggested a new denomination for the Tapuruquara Metamorphic Complex, based on the reexamination of several surface and diamond drill-hole rock samples, which displays medium to high grade metamorphic rocks altogether to clearly igneous ones, in this way making unsuitable the use of the "suite" denomination.

Two deep diamond drill-holes display the contact between the Tapuruquara Complex and gneisses of the Guianense Complex: some mafic rocks show evidence of metamorphic effects as deformation and recrystallization, suggesting that its emplacement must have occurred before the final stage of the Transamazonian Cycle as it is suggested by Rb/Sr radiometric determinations prepared by IGUSP, which presents ages around 2.500 m.y.

1. INTRODUÇÃO

As rochas máficas, subordinadamente ultramáficas, ocorrentes na região do alto rio Negro (folha SA.20-V-A-II), foram objeto de dois levantamentos, executados para o Departamento Nacional da Produção Mineral pela CPRM. O primeiro, na escala 1:25.000 (Araújo Neto et alii, 1977), teve por objetivo o mapeamento geológico, prospecção geoquímica (solo, rocha e aluviões) e geofísica (aeromagnetometria e cintilometria terrestre) da área, tendo definido os tipos litológicos que ali ocorrem e agrupando-os sob a denominação de "Suíte Ígnea Tapuruquara" (hornblenda-gabros, olivina-gabros, piroxenos e peridotitos), posicionando-a genericamente no Proterozóico, tendo em vista o reduzido número de dados de campo e geocronológicos que propiciassem uma melhor definição de sua idade. O segundo projeto, na escala 1:10.000 (Araújo Neto & Costi, 1979), desenvolveu-se nas áreas selecionadas pelo projeto anterior e compreendeu prospecção geoquímica (solo e rocha), geofísica terrestre (magnetometria) e sondagem, com a execução de quatro furos profundos e 32 fu

ros rasos, ampliando o número de tipos litológicos da unidade e identificando alguns termos metamórficos tais como metagabros, metapiroxenitos e anfibolitos.

Durante o desenvolvimento do projeto Catrimãni-Urariquera (Pinheiro et alii, 1981), foram confirmadas ocorrências de rochas da Suíte Tapuruquara no setor oeste do Território Federal de Roraima, registrando também os tipos metamórficos citados por Araújo Neto & Costi (1979, 1980), propondo então a denominação de "Suíte Máfica-Ultramáfica Tapuruquara" para este conjunto.

No final de 1983, com o início das atividades do projeto IGCP-204 (Precambrian Evolution of the Amazonian Region), retomou-se o estudo destas rochas, executando-se novas observações petrográficas, com 67 lâminas adicionais, especialmente das zonas de contato com o Complexo Guianense, reexame dos testemunhos de sondagem e novas determinações radiométricas Rb/Sr, realizadas no IGUSP.

Os resultados obtidos com a reinterpretação destes dados, somados a outros ainda inéditos, indicam que os processos metamórficos têm um caráter mais saliente e são mais desenvolvidos do que o admitido até o presente para esta unidade, predominando amplamente sobre os aspectos ígneos primários, preservados em muitos setores.

A distinção entre os tipos ígneos e metamórficos geralmente é feita apenas a nível microscópico, já que macroscopicamente tais rochas são idênticas. Esta peculiaridade, constatada com relativa frequência entre corpos de rochas básicas submetidos a processos metamórficos de médio a alto grau (Davies, 1974; van Lamoen, 1979; Whitney & McLelland, 1973; Kroonenberg, 1976; Whitney, 1972; Ross, 1985), torna inadequada, no caso em estudo, a utilização do nome "suíte" para designar esta unidade, de vez que este termo é reservado para agrupar rochas de uma mesma classe, propondo-se então a modificação de sua denominação para Complexo Metamórfico Tapuruquara, enquadrando-a segundo as sugestões apresentadas pela Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica da SBG-SP (1982).

2. DESCRIÇÃO DOS ASPECTOS METAMÓRFICOS

Araújo Neto & Costi (1979, 1980) relacionam os processos metamórficos registrados nas rochas do Complexo Tapuruquara a fenômenos de anfibolitização ligados aos estágios finais de cristalização de um magma intrusivo (endometamorfismo), portanto de grau baixo. Contudo, o reexame das seções delgadas existentes indica que tal proposição deve ser reformulada, pois não satisfaz a aspectos textuais e mineralógicos observados, tais como:

- a) texturas granoblásticas amplamente distribuídas e comumente desenvolvendo contatos triplos a 120° ;
- b) anfibólitos poiquiloblásticos com inclusões de opacos, quartzo e epidotos;
- c) plagioclásios antipertíticos;
- d) substituição de ortopiroxênio por cummingtonita fibrosa;
- e) ocorrência de abundantes coroas de reação entre olivina e plagioclásios, às vezes substituídas por densos intercrescimentos simplicíticos entre anfibólitos e espinélios, associadas a plagioclásios túrbidos.

As texturas granoblásticas são observadas com frequência, ocorrendo em praticamente todos os tipos metamórficos relatados por Araújo Neto & Costi (1980). São definidas pelas formas anédricas

exibidas pelo plagioclásio, com contatos interblásticos denteados a serrilhados. Os contatos triplos a 120° , sugestivos de metamorfismo de alto grau, são verificados em alguns metagabros mais evoluídos (HC-174, HC-153, HC-523, HC-574, etc.), onde ocorre a substituição dos plagioclásios ígneos por plagioclásios metamórficos em agregados poliblásticos, com teores de An mais baixos e frequentemente antiperitíticos.

Os contatos a 120° são uma feição comum também em cumulados ígneos, e as texturas ígneas preservadas das rochas do Complexo Tapuruquara ajustam-se à maioria dos requisitos alistados por Irvine (1982) para a definição de uma rocha como cumulada, exceto em um ponto, considerado essencial por aquele autor, o de que as rochas cumuladas devem ser composicionalmente estratificadas, fato não evidente nas amostras do Complexo Tapuruquara, mesmo em testemunho de sondagem. Portanto, deve-se considerar com reservas a assertiva de que estas rochas são parte de um complexo estratiforme, tomando por base apenas características texturais microscópicas que não são exclusivas de litologias formadas por acumulação de cristais. Adicionalmente, os complexos estratiformes mais conhecidos (Muskox, Bushveld, Skaergaard, Stillwater, etc.) são incomparavelmente maiores do que o Complexo Tapuruquara em sua área-tipo ou em suas ocorrências no T. F. de Roraima.

Os anfibólios são típicos dos tipos metamorfizados, sendo modalmente reduzidos ou ausentes nos tipos ainda claramente ígneos. São caracterizados por apresentarem formas granoblásticas, comumente poiquiloblásticas, com abundantes inclusões de opacos aciculares em padrão "schiller" e, em menores proporções, quartzo granular e epidotos. Muitas vezes mostram restos de piroxênios em seu interior, na forma de núcleos ou fragmentos com contatos difusos. Suas cores variam desde verde azulado a verde claro, mostrando ser uma fase estável sob condições metamórficas de grau baixo a médio, até verde olíva a verde amarronzado, indicando estabilidade sob condições de alto grau (Miyashiro, 1973; Ernst, 1968). A coexistência destas fases em amostras de um mesmo corpo apontam a atuação de processos retrometamórficos, o que é sustentado também pela associação freqüente do anfibólio com biotita avermelhada (rica em TiO_2) em metagabros com altos valores modais de orto e clinopiroxênios, determinando uma paragenese do fácies anfibolito, provavelmente originada por processos retrogressivos a partir de uma associação paragenética do fácies granulito, à base de ortopiroxênio + hornblenda + plagioclásio cálcico (Davies, 1974; Choudhuri, 1984).

As coroas de reação entre olivina e plagioclásio são numerosas nas rochas metamórficas do Complexo Tapuruquara e ausentes ou incipientemente desenvolvidas naquelas onde os aspectos ígneos são predominantes. Nos metagabros portadores de olivina, as texturas coroníticas mais evoluídas apresentam duas ou três franjas ou auréolas distintas, reportando a estruturas similares descritas por Esbensen (1978), van Lamoen (1979), Griffin & Heier (1973) e Sorensen (1979). A auréola adjacente à olivina é constituída por ortopiroxênio granular, incipiente a moderadamente substituído por cummingtonita ou antofilita, e opacos. A coroa adjacente ao plagioclásio é composta por clinopiroxênio, com graus variáveis de substituição por anfibólios, opacos e espinélio verde (hercinita), este último normalmente cristalizado simplectiticamente com o clinopiroxênio e que é o responsável pelo aspecto turvo apresentado pelos plagioclásios nestas rochas (Whitney & McLelland, 1973; McLelland & Whitney, 1980; van Lamoen, 1979).

As reações que conduzem à formação destas coroas são comuns em metagabros associados a terrenos metamórficos de alto grau (Gardner & Robins, 1974; Griffin & Heier, 1973), ocorrendo ao longo do

resfriamento lento do magma, sob condições anídricas, em um intervalo de P-T compreendido entre 700-900 °C e 6,5-8,5 kB (Griffin & Heier, 1973).

Todavia, segundo Hartmann (com. pessoal), algumas rochas lherzolíticas do Complexo Metamórfico Tapuruquara preenchem os requisitos necessários para a sua plotagem no diagrama P-T de O'Hara (1967), uma vez que são lherzolitos a quatro fases (opx+cpx+olivina+fase aluminosa), o que permite então o cálculo das condições de P e T em que houve o equilíbrio termodinâmico destas fases e, conseqüentemente, estimar a pressão e temperatura de cristalização do complexo. As análises por microsonda executadas no lherzolito HA-144 (tabela 1), composto mineralogicamente por ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina e proporções acessórias de plagioclásio, espinélio verde (picotita) e anfibólios verde amarronzados, fornecem parâmetros que, aplicados ao diagrama de O'Hara (fig. 2), indicam o equilíbrio destas fases aos 1.080 °C e 3 kB. A temperatura de equilíbrio foi calculada também através do método de Wood & Banno (1973), obtendo-se o valor de 1.051 °C, bastante semelhante ao primeiro. Temperaturas similares foram encontradas, por este último método, em outras duas amostras, com 1.072 °C para a amostra HA-81 (olivina-gabro) e 1.030 °C para a amostra CB-21 (olivina-websterito). Se extrapolados para todo o complexo, tais valores mostram-se incompatíveis com os apresentados por Griffin & Heier (1973).

Observando-se porém o diagrama de O'Hara (fig. 2), verifica-se que o valor barométrico calculado para o equilíbrio das fases de amostra HA-144 não ocorre no campo dos espinélio-lherzolitos, como seria prevista considerando-se a composição mineralógica da rocha e onde, para a temperatura de 1.080 °C, a pressão mínima é da ordem de 9 kB. Deste modo, admite-se que o equilíbrio aos 3 kB, pressão compatível com a da subfácies de baixa pressão do fácies granulito (Miyashiro, 1973) (fig. 3), ocorreu devido ao acesso de água ao sistema, provocando a substituição do espinélio por plagioclásio, como fase aluminosa estável sob estas condições. A água, que atuaria como agente catalizador das reações quelifíticas nos metagabros com olivina, baixando a pressão necessária para a sua ocorrência (Esbensen, 1978), proviria da interação entre as rochas do Complexo Tapuruquara e suas encaixantes, sob condições de metamorfismo regional (Mongkol tip & Ashworth, 1983) ocorrentes em um ambiente retrogressivo, tendo em vista o caráter incompleto da maioria das coroas (Sorensen, 1979).

A relação aos processos metamórficos é apoiada por características petrográficas observadas em várias lâminas de rochas coroníticas do complexo. Naquelas onde os efeitos metamórficos são incipientes, as coroas de reação entre olivina e plagioclásio são embrionárias ou ausentes (menor aporte de água), em vários casos observando-se contatos diretos entre as duas fases sem transformações evidentes, exceto uma moderada serpentinização do peridoto. Já nos tipos mais transformados (HC-509, HC-574, etc.), as coroas são completas, com o consumo total da olivina e substituição também total dos piroxênios por agregados radiais de anfibólios, opacos e espinélios. A baixa pressão sob a qual as reações ocorrem é manifestada pela ausência de granada nas coroas de qualquer das amostras estudadas.

3. RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

Os trabalhos anteriores executados na área (Araújo Neto et alii, 1977; Araújo Neto & Costi, 1979, 1980) posicionaram as rochas máficas/ultramáficas como intrusivas nos gnaisses do Complexo Guianense, relatando para elas idades K/Ar que variam de 2.264 ± 382 m.a. até 3.076 ± 213 m.a.

Em 1984, algumas amostras do Complexo Tapuruquara foram tentativamente submetidas à datação Rb/Sr no IGUSP, obtendo-se idades próximas a 2.500 m.a. (Montalvão, com. pessoal). Ressalta-se, porém, que ambos os métodos mostram, neste caso, uma baixa confiabilidade nos seus resultados, pois as rochas do Complexo Tapuruquara apresentam teores baixíssimos de K e Rb e elevados de Sr.

Apesar de persistir a indefinição acerca da idade absoluta destas rochas, pode-se ventilar a hipótese de que elas são anteriores ao evento Transamazônico, pois as idades obtidas, mesmo dispersas e pouco exatas, em sua maior parte são maiores de que 2.200 m.a. Além disso, o exame detalhado dos testemunhos de sondagem do furo 1-SI-01-AM, realizado na estrutura I do Complexo Tapuruquara e que alcançou a zona de contato com os gnaisses do Complexo Guianense por volta dos 340 metros de profundidade, evidencia a profunda recristalização e deformação metamórfica sofrida pelas rochas máficas neste local.

Os contatos desta zona são complexos, observando-se uma passagem gradacional a partir da rocha gabrônica isótropa e de granulação grossa até hornblenda-gnaisses nitidamente bandados, com os termos intermediários evidenciando estágios da progressiva gnaissificação e assimilação dos metagabros pelas rochas regionais durante o ciclo Transamazônico. A assimilação é verificável tanto macro quanto microscopicamente. Macroscopicamente observam-se enclaves máficos, de formas e tamanhos variados, ocorrentes no interior de gnaisses quartzo-feldspáticos tonalíticos ricos em anfibólios e biotita (HC-474). Os enclaves mostram bordos difusos de granulação fina com bandamento nítido e saliente concordante com o bandamento dos gnaisses.

Estas mesmas feições são verificadas microscopicamente, com os gnaisses apresentando microenclaves da rocha gabrônica (HC-466) nitidamente distintos, de vez que guardam o arranjo textural típico dos gabros ou metagabros e são ricos em plagioclásio.

As transformações mineralógicas também são nítidas, pois os metagabros vão tornando-se mais ricos em anfibólios, biotita, epidotos, zoizita, esfeno e quartzo conforme aumenta a profundidade neste furo, e em muitos locais formam leitos anfibolíticos de espessuras métricas.

Levando-se em conta estas relações sugere-se que o Complexo Metamórfico Tapuruquara teve o seu "emplacment" em um período de tempo anterior ao do ciclo Transamazônico. Do mesmo modo, o seu caráter polimetamórfico, com vestígios texturais e mineralógicos atribuídos a metamorfismo de alto grau, permite pensá-lo como remanescente arqueano, tal como corpos de rochas básicas com semelhantes feições petrográficas, petrológicas e comportamento geotectônico citados por Davies (1974), van Lamoen (1979), Gardner & Robbins (1974) e Sills et alii (1982).

4. BIBLIOGRAFIA

ARAÚJO NETO, H.; BONOW, C.W.; AMARAL, J.A.F.; CARVALHO, V.G.D - 1977 - Projeto Tapuruquara. Relatório Final. Manaus, DNPN-CPRM. *Relatório Inédito* s. ident., 2 v. il.

ARAÚJO NETO, H. & COSTI, H.T. - 1979 - Projeto Tapuruquara II. Relatório Final. Manaus, DNPM-CPRM. *Relatório Inédito* s. ident., 2 v. il.

ARAÚJO NETO, H. & COSTI, H.T. - 1980 - Suíte Ígnea Tapuruquara. - Estratiformismo na Amazônia. In: CONGR. BRAS. GEOL. 31, Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v. 4, p. 1918-1932.

- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F. J.; VERHOOGEN, J.- 1974- *Igneous Petrology*. New York, McGraw-Hill, 739 p.
- CHOUDHURI, A. - 1984 - Paragenesis and Stability of Hornblende in Charnockitic Gneiss and Mafic Granulite - Examples from Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* v. 56 (2): 155-161.
- COMISSÃO ESPECIAL DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA - 1982 - Ante-projeto do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Suplemento Especial do Jornal do Geólogo*, junho de 1982.
- DAVIES, F.B. - 1974 - A layered basic complex in the Lewisian, south of Loch Laxford, Sutherland. *Journal of the Geological Society of London*, v. 130: 279-284.
- ERNST, W.G. - 1968 - *Amphiboles*. New York, Springer-Verlag Inc., 125 p.
- ESBENSEN, K.H. - 1978 - Coronites from the Fongen gabbro complex, Trondheim Region, Norway: role of water in the olivine-plagioclase reaction. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* v. 132 (2): 113-135.
- GARDNER, P.M. & ROBINS, B. - 1974 - The olivine-plagioclase reaction: geological evidence from the Seiland petrographic province, northern Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 44: 149-156.
- GRIFFIN, W.L. & HEIER, K.S. - 1973 - Petrological implications of some corona structures. *Lithos* v. 6: 315-335.
- IRVINE, T.R. - 1982 - Terminology for Layered Intrusions. *Journal of Petrology* v. 23 (2): 127-162.
- 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.
- MCLELLAND, J.M. & WHITNEY, P.R. - 1980 - Compositional Controls on Spinel Clouding and Garnet Formation in Plagioclase of Olivine Metagabbros, Adirondack Mountains, New York. *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 73: 234-251.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - *Metamorphism and Metamorphic Belts*. London, George Allen & Unwin Ltd., 492 p.
- MONGKOLTIP, P. & ASHWORTH, J.R. - 1983 - Quantitative Estimation of an Open-system Symplectite-forming Reaction: Restricted Diffusion of Al and Si in Coronas around Olivine. *Journal of Petrology* vol. 24 (4): 635-661.
- O'HARA, M.J. - 1967 - Mineral Parageneses in Ultrabasic Rocks. In: WYLLIE, P.J. ed. *Ultramafic and Related Rocks*, New York, John Wiley & Sons, Inc. p. 393-403.
- PINHEIRO, S.S.; NUNES, A.C.B.; CAMOZZATO, E.; ANDRADE, F.B.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G.; CARVALHO, V.G.D.; WILDNER, W. - 1981 - Projeto Catrimãni-Uraricoera. Relatório Final. Manaus, DNPM-CPRM. *Relatório inédito* s. ident., 5 v. il.
- ROSS, D.C. - 1985 - Mafic gneissic complex (batholithic root?) in the southernmost Sierra Nevada, California. *Geology* v. 13: 288-291.
- SILLS, J.D.; SAVAGE, D.; WATSON, J.V.; WINDLEY, B.F. - 1982 - Layered ultramafic-gabbro bodies in the Lewisian of northwest Scotland: geochemistry and petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* v. 58: 345-360.
- SORENSEN, K. - 1979 - Are coronas cooling products?. *Rapp. Gronsländ geol. Unders.* v. 89: 113-114.

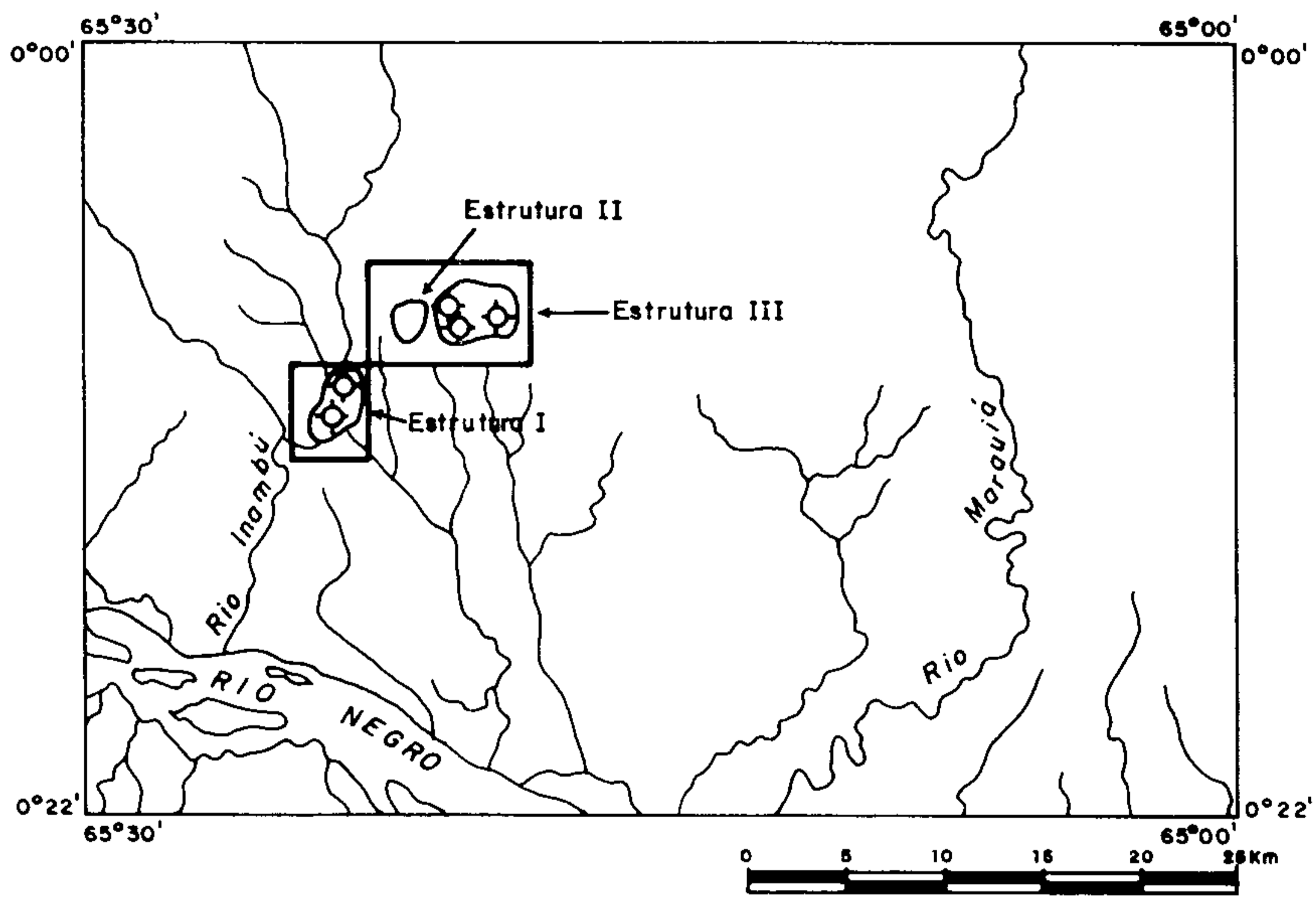
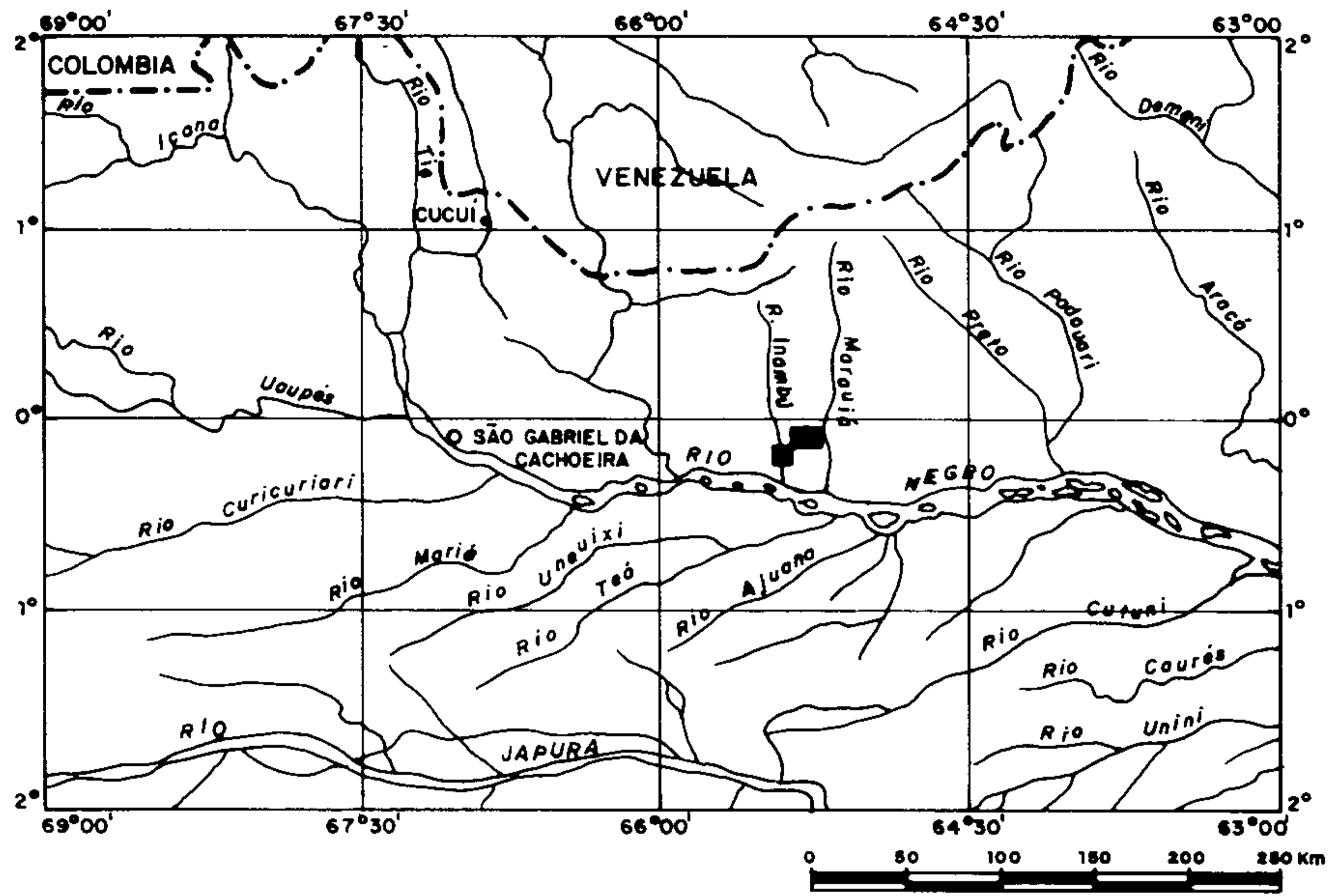
van LAMOEN, H. - 1979 - Coronas in Olivine Gabbros and Iron Ores From Susimaki and Riuttamaa, Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 68: 259-268.

WHITNEY, P.R. - 1972 - Spinel Inclusions In Plagioclase of Meta gabbros From The Adirondack Highlands. *American Mineralogist* v. 57: 1429-1436.

WHITNEY, P.R. & McLELLAND, J.M. - 1973 - Origin of Coronas in Meta gabbros of the Adirondack Mts., New York. *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 39: 81-98.

WOOD, B.J. & BANNO, S. - 1973 - Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene-Clinopyroxene Relationships in Simple and Complex Systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 42: 100-124.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO





-  Estruturas, I, II e III
-  Furos de Sonda

FIGURA 1

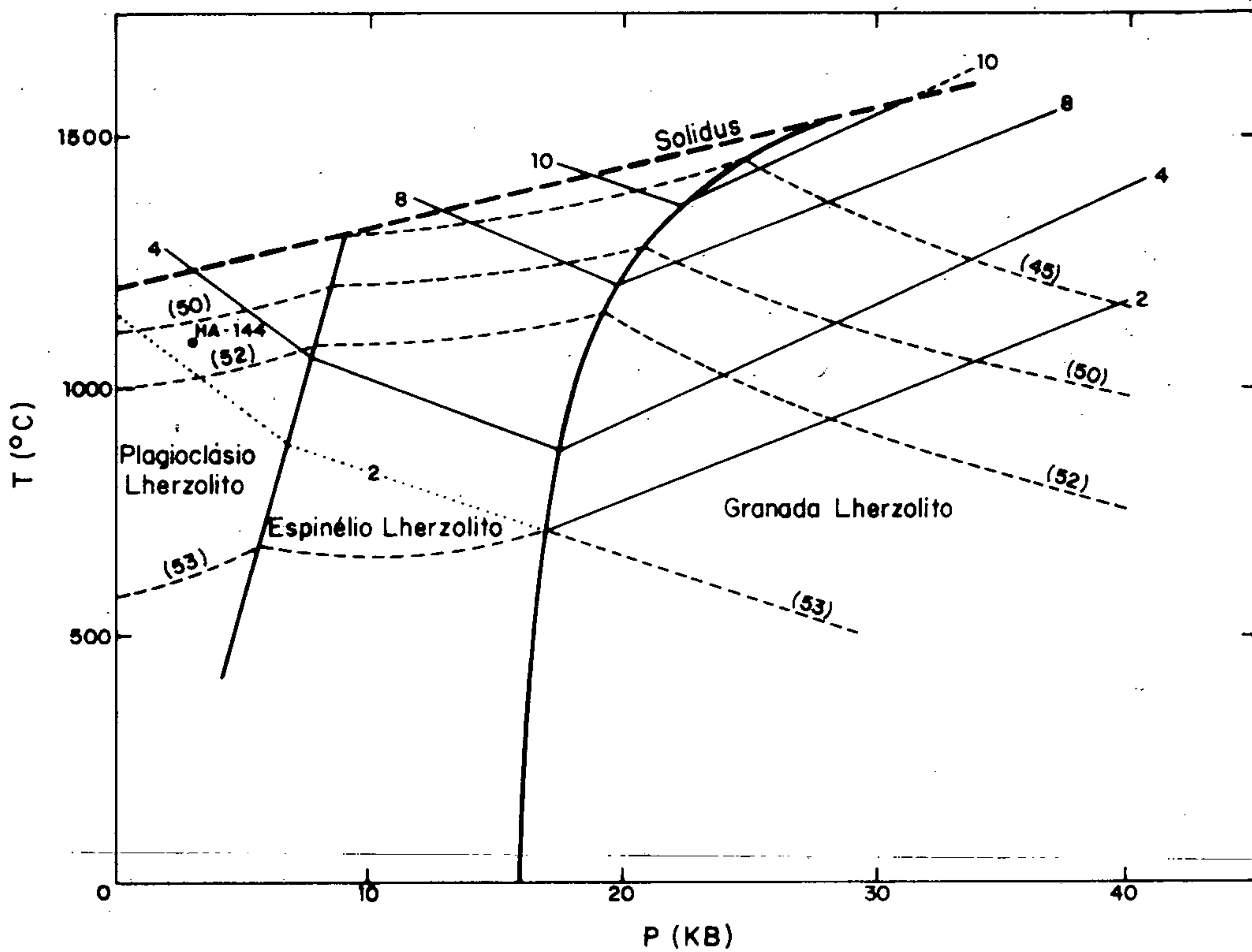


FIG. 2 - Diagrama de O'Hara (Modificado por Carmichael, Turner & Verhoogen, 1974, pag. 610). Os números 2-10 mostram os valores $100 \text{ Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ em clinopiroxênio; os números (45)-(53) representam os valores de $100 \text{ CaSiO}_3 / (\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3)$ em clinopiroxênio.

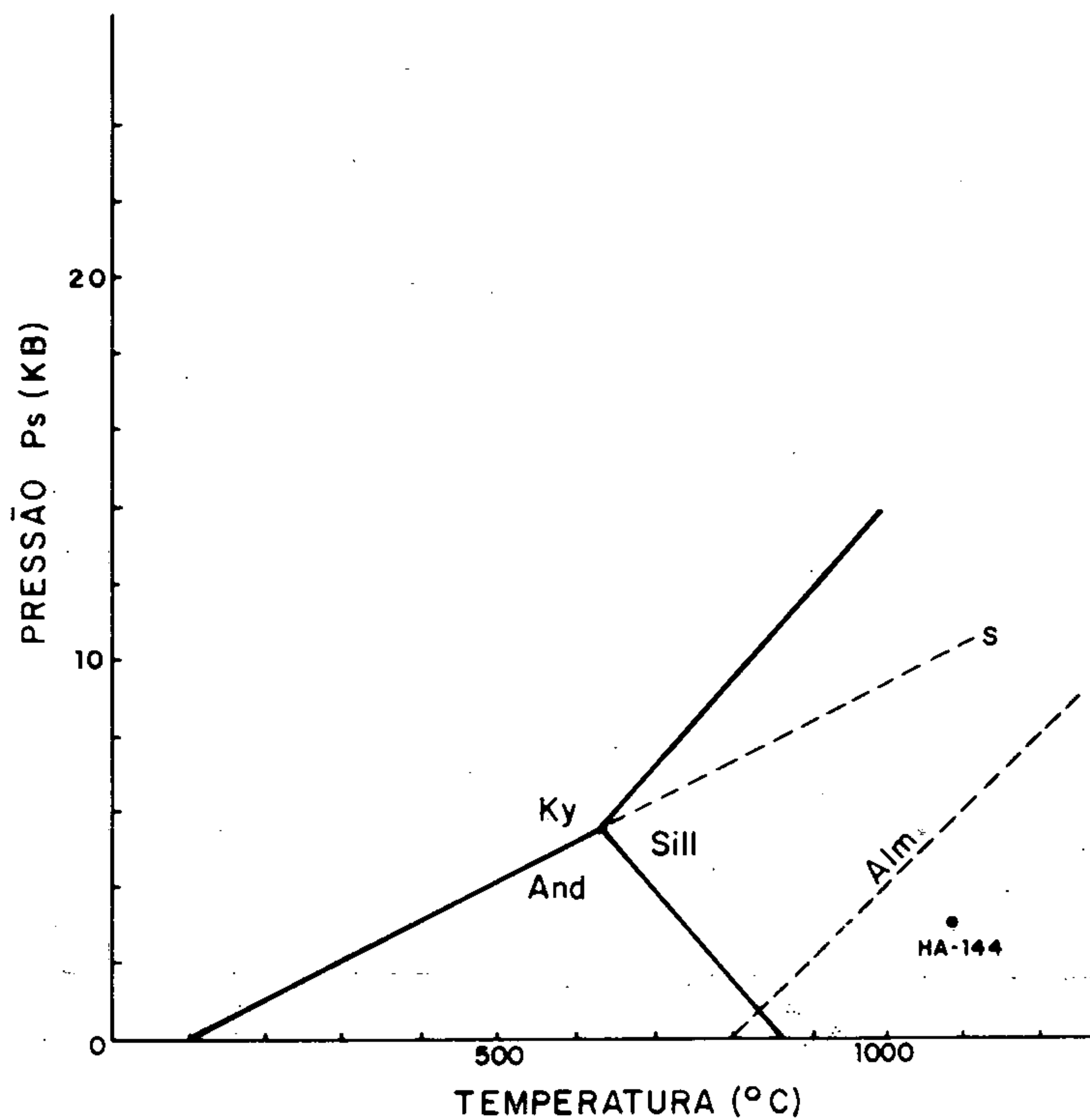


FIG. 3 - O campo abaixo da linha S define o subfácies de baixa pressão do fácies granulito. A linha Alm define o limite inferior de estabilidade da almandina (adaptado de Miyashiro, 1973).

RESULTADOS DE ANÁLISE POR MICROSSONDA EM ROCHA

	HA - 81		HA - 144			CB - 21		
	ORTOPIROXÊNIO (63 PONTOS)	CLINOPIROXÊNIO (63 PONTOS)	ORTOPIROXÊNIO FASE 1 (74 PONTOS)	ORTOPIROXÊNIO FASE 2 (74 PONTOS)	CLINOPIROXÊNIO (74 PONTOS)	ORTOPIROXÊNIO FASE 1 (80 PONTOS)	ORTOPIROXÊNIO FASE 2 (80 PONTOS)	CLINOPIROXÊNIO (80 PONTOS)
SiO ₂	51,70	52,50	53,70	52,70	51,70	53,40	52,40	51,70
TiO ₂	0,24	0,48	0,04	0,11	0,41	0,09	0,06	0,42
Al ₂ O ₃	2,40	3,47	1,51	2,16	3,05	1,45	2,11	3,19
FeO*	13,40	5,17	17,50	17,30	8,35	15,80	17,50	6,37
MgO	29,90	15,00	26,20	25,80	15,20	28,90	25,70	15,20
CaO	1,50	22,40	0,49	1,57	20,60	0,69	1,24	22,20
Na ₂ O	0,01	0,48	0,01	0,01	0,21	ND	0,01	0,23
K ₂ O	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
TOTAL	99,15	99,50	99,45	99,65	99,52	100,33	99,02	99,31
EN	77,70	44,10	72,10	70,40	43,80	75,50	70,50	43,70
FS	19,48	8,50	26,90	26,50	13,50	23,20	27,00	10,30
WO	2,80	47,40	1,00	3,10	42,70	1,30	2,50	46,00
	O ^{Opx} Mg = 0,37 X ^{Opx} Fe = 0,37	O ^{Cpx} Mg = 0,19	O ^{Opx} Mg = 0,28 X ^{Opx} Fe = 0,463	O ^{Opx} Mg = 0,27 X ^{Opx} Fe = 0,464	O ^{Cpx} Mg = 0,16 αc = 51 βc = 3	O ^{Opx} Mg = 0,33 X ^{Opx} Fe = 0,41	O ^{Opx} Mg = 0,26 X ^{Opx} Fe = 0,47	O ^{Cpx} Mg = 0,17

*=Fe total como FeO

TABELA 1

$$O_{Mg} = \frac{Mg}{Ca+Mg+Fe+Na} \times \frac{Mg}{Mg+Fe+Al} \quad (\text{Em OPX e CPX})$$

$$X_{Fe}^{Opx} = \frac{Fe}{Fe+Mg} \quad (\text{Em Opx})$$

CAVERNAS EM ARENITO NA REGIÃO AMAZÔNICA

João Frederico Cruz¹
Alarico Antonio C. Jácomo²

¹ Departamento Nacional da Produção Mineral — DNPM / Manaus

² Monasa Consultoria e Projetos / Manaus

ABSTRACT

This paper presents an important and very rare underground morphology in sandstone called caverns. All geological topographical aspects are reported and these caverns in the Amazon region are very rare, but in other regions of Brasil there are different kinds of sandstone formation with these features.

1) INTRODUÇÃO

O presente trabalho pretende apresentar a distribuição de feições do tipo "cavernas" esculpidas em arenito que ocorrem na região Amazônica.

Estas estruturas caracterizam uma morfologia pseudo-cárstica implantada em um pacote de rochas sedimentares antigas da Era Paleozóica, que ocorrem na região, constituída por arenitos, siltitos, folhelhos, etc, sem a presença de rochas carbonáticas.

2) RESUMO

A ocorrência de cavernas em arenito é uma feição conhecida na literatura mundial. As cavernas da região Amazônica, mais precisamente a do rio Xingu e Refúgio do Maroaga próximo a Balbina, são exemplares da existência destas feições.

As cavernas são esculpidas em arenito da Formação Maecuru (controversia), silicificado bem como com níveis da carapaça laterítica.

Apresenta também um nível inconsolidado por grãos de quartzo, mica, magnéticos (magnetita/ilmenita) e minerais pesados.

As possíveis origens para a existência deste tipo de feição são as de intemperismo químico (hidrólise), haja visto o tamanho pequeno dos grãos de quartzo e posição do nível hidrográfico, topografia favorável e condições de fraturamento.

3) GEOLOGIA DA BACIA AMAZÔNICA

A Bacia sedimentar da Amazônia ocupa 100.000 km² e sua elaboração deu-se no início do paleozóico. Encontra-se confinada entre as exposições do escudo do Brasil Central e do escudo das Guianas.

Seus afloramentos distribuem-se numa faixa orientada segundo NW-ENE.

A coluna sedimentar da bacia é representada por três grandes ciclos deposicionais do paleozóico adicionados de camadas continentais cretácias e cenozóicos (ver fig.1).

O primeiro ciclo ordoviciano-siluriano está assentado sobre unidades sedimentares mais antigas não metamórficas (Formação Prosperança e Açari). É representado pela Formação Trombetas com os membros Autas-Mirim, Nhamundã, Pitinga e Manacapuru.

O segundo de idade denominada mississippiana é constituído pelas formações Maecuru (membros Jatapu e Lontra), Ererê, Curuá (membro Barreirinha, Curuá e Oriximiná) e Faro.

O terceiro ciclo de idade permo pensilvaniana, representado essencialmente por uma espécie carbonífera evaporítica compreendendo as formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá. Sobrepõe-se, discordadamente uma seção continental pliocênica denominada Alter do Chão.

Formação Trombetas:

Definida em 1878 por Derby para arenitos e folhelhos aflorantes na Cachoeira Viramundo, no rio Trombetas.

Membro Autas-Mirim:

O membro Autas-Mirim não aflorante é constituído por intercalações de arenitos com siltito e secundariamente folhelhos.

Membro Nhamundã.

O membro Nhamundã caracterizada no rio do mesmo nome e é a divisa dos estados do AM e PA.

Consiste de arenitos finos a médios de aspecto sacaróide com poucas intercalações de folhelhos cinzas no topo.

O membro Nhamundã aflora apenas na porção oeste da faixa de afloramentos do flanco norte da bacia. A seção mais expressiva foi observada no rio Urubu, daí se adelgam paulatinamente para este até desaparecer no rio Trombetas recoberto pela formação Alter do Chão.

Membro Pitinga:

Composto por folhelhos intercalados com silexites e siltitos com leitos sideríticos no topo.

Membro Manacapuru:

São os siltitos e arenitos superiores da formação Trombetas no flanco sul e reconhecida na porção oriental da bacia do rio Xingu.

Formação Maerucu:

Também coube a Derby (1878) a sua definição mas não havia uma delimitação da sua posição.

O local da sua seção tipo localiza-se logo a montante da Cachoeira Alagação.

Membro Jatapu:

Incluso no passado nos sedimentos da formação Trombetas. Arenitos e siltitos bioturbados.

Membro Lontra:

É o intervalo estratigráfico constituído predominantemente por arenitos situados entre o membro Jatapu e os siltitos de Formação Ererê.

Seção tipo da membro Lontra fica situada na Cachoeira da Lontra no rio Curuá.

Nos afloramentos do flanco norte são arenitos finos a conglomeráticos com poucas intercalações de siltitos.

No flanco sul os arenitos variam de finos a conglomeráticos, brancos a cinza pálidos, mal selecionados, subangulares e subarredondados friáveis.

Os arenitos Lontra gradam para os siltitos e arenitos do membro Jatapu. Os arenitos Jatapu recobrem discordantemente os folhelhos e arenitos laminados do membro Manacapuru da formação Trombetas.

Formação Ererê:

Derby (1878) denominou de Ererê um conjunto de siltitos e arenitos dispostos concordantemente entre as formações Maecuru.

Segundo Caputo Rodrigues e Vasconcelos (1971), a Formação Ererê consiste predominantemente de siltitos com intercalações de arenitos. Os siltitos são cinza esverdeados, laminados, argilosos, micáceos e comumente macrofossilíferos.

Os arenitos são cinza claros, finos e argilosos, que passam lateralmente a siltitos cinza escuros aleitados com folhelhos negros no topo da sequência.

Coberturas Lateríticas:

As coberturas lateríticas ocorrem sob a forma de pacotes horizontais que recobrem as rochas das demais formações.

Aluviões:

Uma areia fina a média forma praias nos rios da Amazônia no período das águas baixas.

4) CAVERNAS NA REGIÃO DO RIO XINGU

Ocorrem cavernas nos arenitos friáveis do membro Lontra da Formação Maecuru na região do divisor da margem esquerda do rio Xingu, Estado do Pará, a maior delas, com seus embocques voltados para o Igarapé Santa Helena apresenta uma área interna de cerca de 1.300 m² e até 10m de altura derivando internamente em canais ramificações, uma das quais chega a atingir 90m de distância em relação a entrada principal. Outra caverna com 4m de altura e 8m de largura e 10m de profundidade, sem ramificações, também foi detectada nesta região. A terceira caverna com dimensões de 10m de

largura, 10m de profundidade e 6m de altura, também foi detectada nesta formação.

Ocorrem ainda, cavernas de menores dimensões, com cerca de 1,5m a 3,0m de largura, 1m a 2m de profundidade, e 1,80m de altura máxima.

No divisor direito do rio Xingu, são assinaladas várias cavernas, sendo que a maior delas apresenta dois salões intercomunicantes. Os mais externos possuem largura de 6m, profundidade de 15m e largura de 1,80m. O mais interno possui 4m de largura, 10m de profundidade e 1,70m de altura.

Outras duas cavernas são assinaladas, com dimensões de cerca de 8m de extensão, 3m de profundidade e 2,5m de altura. São ainda assinaladas cavernas maiores que se desenvolvem ao longo da estratificação das rochas sedimentares.

5) CAVERNA DA REGIÃO DE CÁCERES

Na região de Cáceres, Mato Grosso, foi detectada a ocorrência de cavernas em arenitos da formação Raizana durante a construção da estrada BR-070 no trecho da Serra do Mangaval. A descoberta desta caverna ocorreu em função do desabamento do piso da estrada.

6) CAVERNA - O REFÚGIO DO MAROAGA

O Refúgio do Maroaga, está situado na bacia do rio Urubu, folha SA-21 Y-A, porção norte do estado do Amazonas, tendo as seguintes coordenadas 59°41'28" e 2°05'00". A caverna está localizada a cerca de 6,4km da estrada que liga a BR-174 ao canteiro de obras da hidrelétrica de Balbina (ver fig.2), e a 10,4km do município de Presidente Figueiredo.

O acesso à caverna pode ser feito por via aérea a partir de Manaus através de aeronaves de pequeno porte utilizando a pista de pouso de Balbina, com voo de duração não superior a meia hora. Pelo acesso fluvial, é possível atingir a caverna utilizando o rio Urubu até a interseção que faz com a BR-174. Entretanto, a logística mais fácil e adequada é por via rodoviária cujo acesso é realizado através da BR-174, no trecho Manaus/ acesso Balbina, num total de 103km. A partir daí, percorre-se cerca de 6,4km em direção ao canteiro de obras de Balbina, onde posteriormente, toma-se uma trilha de menos de 500m até atingir a caverna.

6A) CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A CAVERNA DO REFÚGIO DO MAROAGA

A caverna localiza-se em uma escarpa de erosão cuja altura deste ponto é de aproximadamente 18m na entrada da caverna, a largura é de 8,5m e com uma altura de 8,1m. Estas medidas são variáveis ao longo da caverna, chegando a atingir no interior da caverna, uma largura de 20m e altura de 12,0m. O comprimento da caverna na direção preferencial NW é de 400m, porém se forem somados todos os comprimentos das entradas secundárias, chegaremos a um total de 540m (ver fig.3).

Geologicamente a caverna assenta-se em arenito podendo ser Formação Maecuru, Membro Lontra. A controversia existe e volume nº5 do Projeto Radam de 1974, apresenta uma foto nº 11, folha SA-22 Y-C, Ilha do Iriri, Formação Trombetas, "Cavernas em arenitos, 15km ao sul da Agrópolis do Brasil Novo na rodovia Transamazônica".

A nosso ver a correlação com demais locais como na bacia de drenagem e nos rios Mapuera/Trombetas nos leva a posicioná-las no Membro Lontra Formação Maecuru. No relatório sob o título "Projeto sulfetos de Altamira-Itaituba", pag.177 há a seguinte citação a qual transcrevemos:

"Apesar de constituir uma unidade caracterizada pela carência de fósseis, seu reconhecimento no campo, seu posicionamento estratigráfico é perfeitamente definível".

"No centro da bacia, porém na área trabalhada somente este último está presente. Em afloramentos, esta unidade pode se tratar do primeiro pacote de arenitos, acima do folhelho Pitanga, visto a distribuição restrita do Membro Maecuru".

"Entratanto o que caracteriza esta unidade é a presença de numerosas cavernas, como "Casa de Pedra".

7) PROPOSTA PARA POSSÍVEIS ORIGENS DA CAVERNA DO REFÚGIO DO MAROAGA

A gênese da caverna está relacionada a agentes hidrodinâmicos (registrado pelo teto da forma de abóboda), condicionada pelo intemperismo físico e químico quando do movimento de cargas d'água ao longo das fissuras do arenito.

Apesar da rocha arenítica ser ortoquartzítica de cimento silicoso, a topografia no pretérito é denotada no presente (vales encaixados em direção da caverna), foi favorável pa

ra que significativa quantidade de água acumulada mais a montante da entrada da caverna, tivesse como local de desagüamento as reen- trâncias do pacote arenítico que, por hidrólise e ação mecânica da água pudesse com o passar dos anos aumentar consideravelmente as diáclases e cavidade do arenito. Com isso as águas do rio tipo vo- clusianas, ricas em contribuintes orgânicos, agindo concomitantemen- te ao desagregamento "in situ", tiverem amplas condições de possibi- litar num dado intervalo de tempo, o surgimento de uma complexa mor- fologia expressa por galerias, degraus, salões, pilares e corredo- res. Pelo estudo realizado "in loco" percebe-se que no momento, o córrego que desloca-se no interior da caverna não tem capacidade e nem competência para provocar sensíveis modificações e perturbações nas paredes e no teto da cavidade, mesmo a topografia sendo franca- mente propícia a permitir o escoamento de grandes volumes de água concentrada na superfície, advinda das chuvas que caem periodicamen- te na região.

É possível admitir que, o pequeno igarapé da caverna, receba alguma contribuição de águas infiltrantes de len- çois freáticos, pois a menos de 20km em linha reta, existem iníme- ras fontes de água subterrânea próximas a terrenos paleozóicos. A presença de escarpas e crostas lateríticas singenéticas, comumente presentes nas paredes e no teto da caverna, podem ter sido o agen- te que bloqueou "in situ" o avanço de intemperismo.

Comumente são encontradas chaminés verti- cais que ligam a parte interna da caverna, com a parte externa, por onde se realiza o caminho preferencial de materiais areno-argilosos da superfície (provavelmente aluviões), colúvio e o próprio solo que são depositados no interior da caverna em forma de camada.

8) CONCLUSÃO

Este trabalho que visa reportar os elemen- tos geológicos de cavernas em arenito na Amazônia, é um dos pionei- ros no assunto, haja visto a inexistência ou pouco bibliografia re- ferindo-se a este assunto. Portanto, o estudo destas feições geomor- fológicas poderem contribuir não somente no campo geo-estratigráfi- co, dando melhor amparo ao conhecimento da coluna estratigráfica da Bacia do Amazonas, como também melhor controle dos elementos geotéc- nicos, a partir das propriedades mecânicas e/ou sedimentológicas do arenito.

Em se tratando da correlação do arenito com as unidades paleozóicas siluro-devonianos da bacia do Amazonas, podemos tentativamente afirmar, por condicionamentos estratigráficos que esta caverna está assentada em litologia inserida na Formação Trombetas, estritamente no Membro Nhamundã. Entretanto, persiste a especulação sobre correlação do citado arenito com o Membro Manacapuru da própria Formação Trombetas ou com o Membro Lontra da Formação Maecuru, pois ambas unidades englobam arenitos com as mesmas características sedimentológicas do que serve de arcabouço para a caverna. Para tanto, tais dúvidas somente serão dirimidas quando forem realizados perfis geológicos do centro da bacia Amazônica para a borda e vice-versa, tendo a caverna como ponto de alinhamento do perfil a ser traçado. Adiciona-se para elucidação deste problema o estudo comparativo a ser analisado de métodos sedimentológicos e micro-palinológicos, como os já realizados e descritos pelos técnicos da Petrobrás.

Os levantamentos geogenéticos revelaram ser a caverna originada pela ação química e mecânica de águas que adentram-se nas fissuras pré-existentes do pacote arenítico, durante um longo intervalo de tempo, e que, através de meteorização química e física, foi possível remobilizar expressiva quantidade de material arenoso, a ponto de condicionar a existência das atuais cavidades.

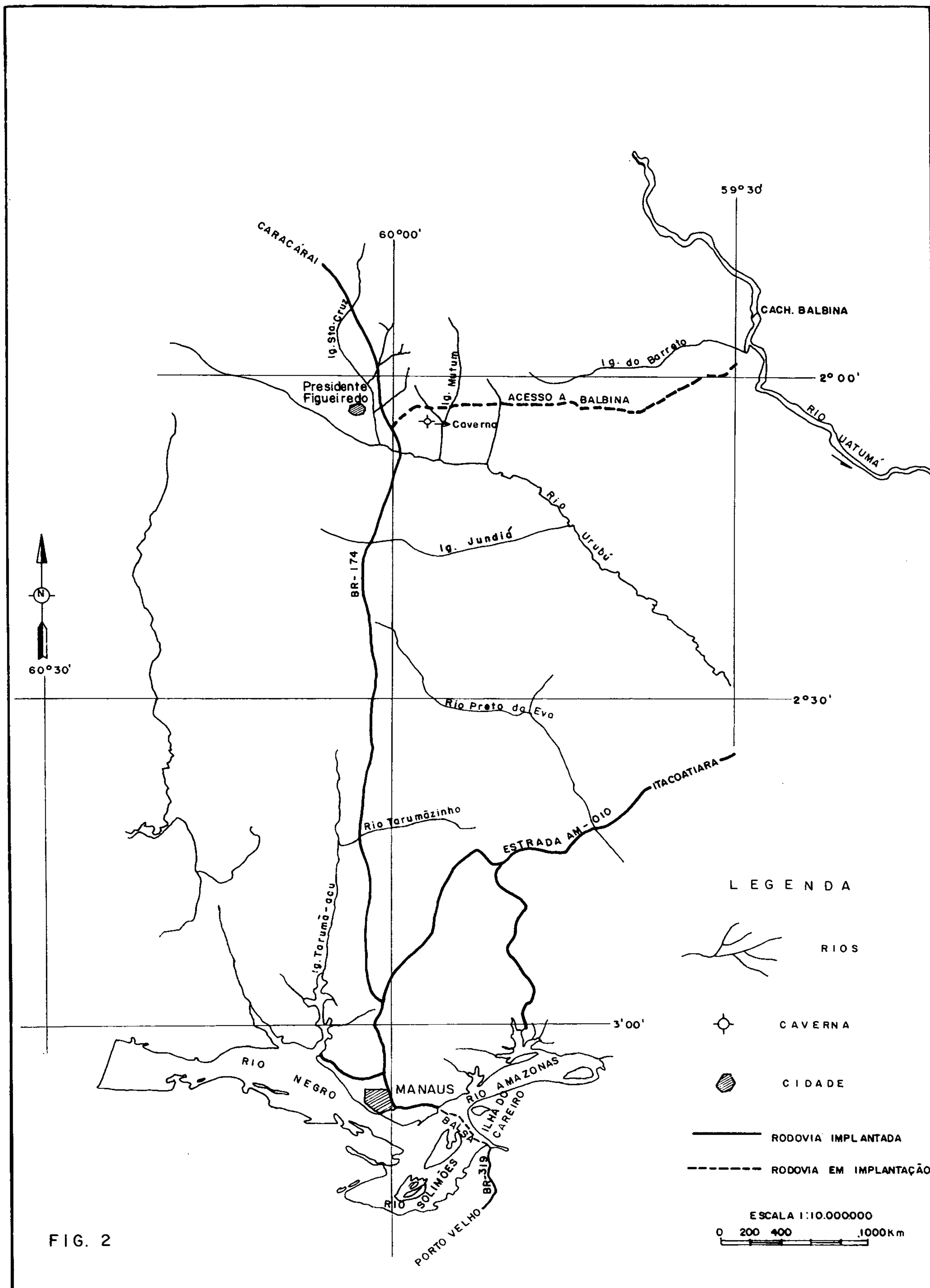
9) RECOMENDAÇÕES

Nas áreas suscetíveis à ocorrência de cavernias recomenda-se que sejam executadas as seguintes investigações:

- a) Mapeamento geológico e geomorfológico de campo para confirmação dos dados interpretados nas fotografias aéreas e imagens de radar, nas áreas consideradas neste estudo como suscetíveis de ocorrência de feições pseudo-cárstica;
- b) Execução de perfis geológicos para uma melhor compreensão da estratigrafia;
- c) Utilização de levantamento geofísico para ajudar na identificação da estrutura geológica que possa estar associada à existência de caverna;
- d) Execução de levantamento espeleo-geomorfológico;
- e) Análise geoquímica das águas de ressurgência.

BIBLIOGRAFIA

- Amazonas - Albúm Cartográfico dos Municípios do Governo do Estado do Amazonas, Instituto de Terras do Amazonas - 1983; IN - Município de Presidente Figueiredo; Manaus/Amazonas - 1983/pag.31-32.
- Balbina - 39.2331RE - UHE Balbina - Área do Reservatório - Programa de Investigações de Cavernas - pag. 6,7,8 - outubro de 1984.
- Caputo, MV Rodrigues - R. Vasconcelos; DNPM, Litoestratigráfica da Bacia do Amazonas - pag. 10 e 11 - 1971.
- Lino F. Clayton - Allievi João - Cavernas Brasileiras - pag.31 à 75 - Edições Melhoramentos - 1980.
- Radam Projeto - Levantamento de Recursos Naturais - vol.5 Folha Belém - SA 22 pag. 372 / 1974.
- Radam Projeto - Levantamento de Recursos Naturais - Vol. 10 Folha Santarém SA 21 - pag. 64 a 72 / 1974.
- Souza, M.M de-Perfil Geológico da BR-174 (Manaus - Boa Vista) no trecho Manaus, Serra do Abonari; IN Congresso Brasileiro de Geologia, 28ª Porto Alegre - 1974 - Anais Porto Alegre - Sociedade Brasileira de Geologia - pag. 75-86 vol.2 - 1974.
- Sulfetos Altamira - Itaituba - Projeto CPRM pag. 170 a 177 / 1972

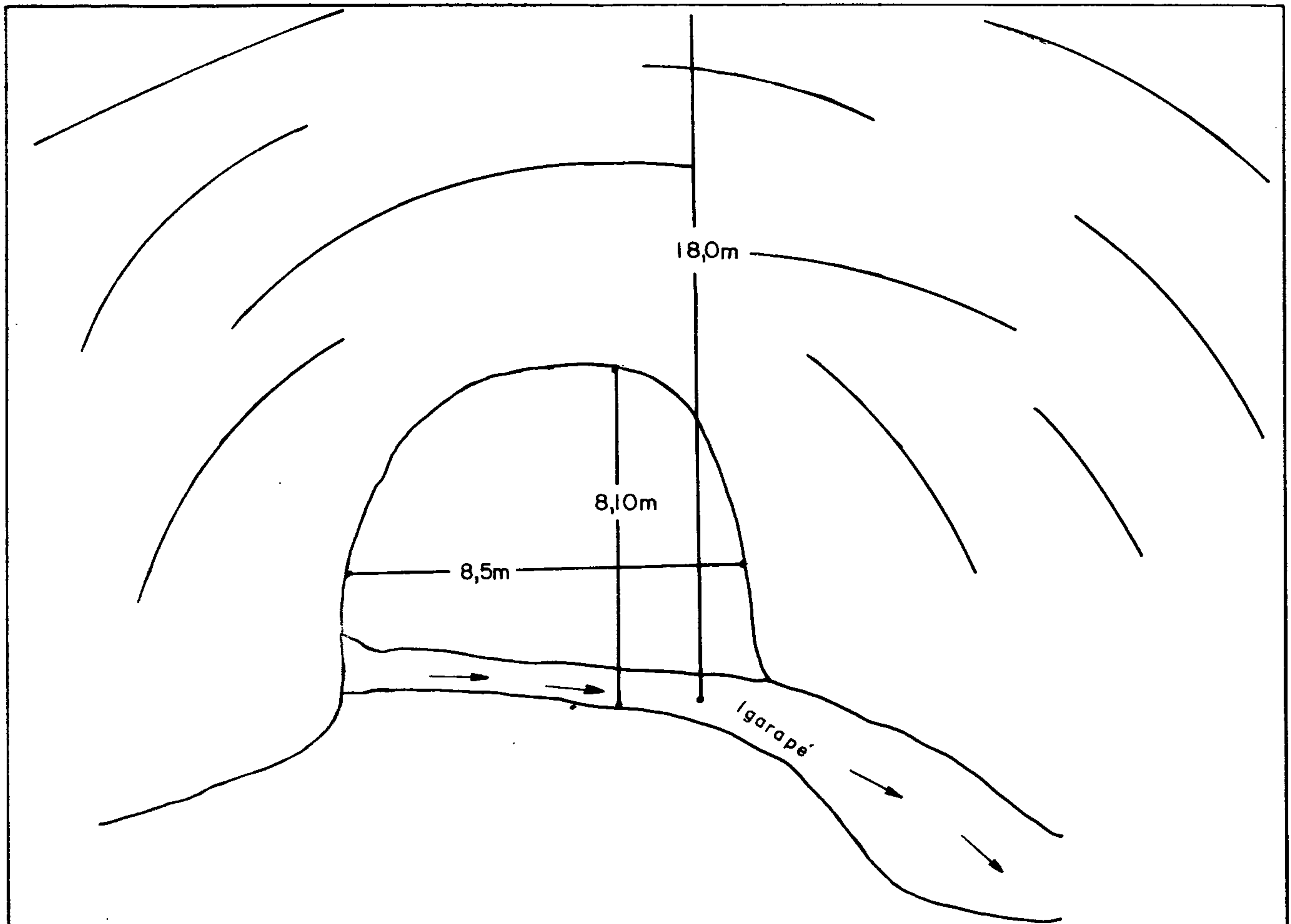


des M. Lima set/85

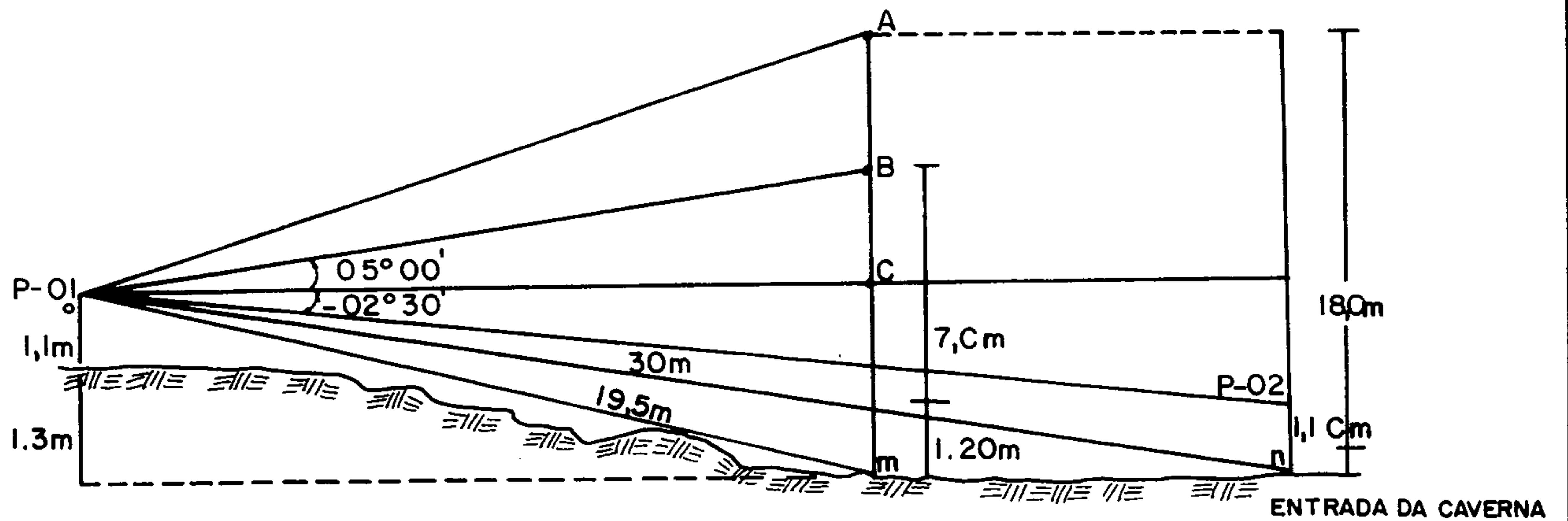
CONFORME: Caputo, Rodrigues — BACIA DO AMAZONAS — DATA: Outubro 1971 — RELATÓRIO Nº 64/A FIG-1

COLUNA CRONOESTRATIGRÁFICA				COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA REGIONAL			
ERATEMA	SISTEMA	SÉRIE	ANDAR	GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO	LITOLOGIA
CENOZOICA	QUATER.	PLEISTOCEN			SOLIMÕES		
	TERC.	PLIOCENO PALEOCENO			ALTER DO CHÃO		
MESOZOICA	CRETÁ-CEO	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO CENOMANIANO		ANDIRA		
PALEÓZOICA	PERMIANO	SUPERIOR			NOVA OLINDA		
		INFERIOR a MÉDIO			ITAITUBA		
	CARBONÍFERO	SUPERIOR		STEPHANIANO		MONTE ALEGRE	
				WESTPHALIANO "D"		FARO	
		INFERIOR		WISEANO TOURNAISIANO		ORIXIMINÁ	
	DEVONIANO	SUPERIOR		STRUNIANO FAMENNIANO FRASNIANO		CURUÁ	CURIRI
				GIVETIANO EIFELIANO		ERERÊ	BARREIRINHA
		INFERIOR		EMSIANO		MAECURU	LONTRA JATAPU
	SILURIANO	INFERIOR		LANDOVERIANO INFERIOR		MANACAPURU	PITINGA
	PRÉ-CAMBRIANO	ORDOVÍCIAN				TROMBETAS	NHAMUNDA
					ACARI	AUTÁS MIRIN	
					PROSPERANÇA		
				UATUMÁ			

des. M. Lima ste/85



PERFIL ESQUEMÁTICO DA ENTRADA DO "REFÚGIO DO MAROAGA"



\widehat{Am} - Altura da escarpa = 18,00m

\widehat{Bm} - Altura da caverna = 8,10m

$\widehat{B P-01 C} = 05^{\circ} 00'$

$\widehat{C P-01 P-02} = -02^{\circ} 30'$

$\widehat{Om} = 19,5m$

$\widehat{On} = 30,0m$

$\widehat{mn} = 10,5m$

FIG. 3

O GRUPO RIO FRESCO COMO SEQÜÊNCIA PLATAFORMAL DA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA — TOCANTINS

Bernardo Cristóvão Colombo da Cunha

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística — RADAMBRASIL / Goiânia

ABSTRACT The investigations fulfilled by Projeto RADAM (RADAMBRASIL) in the domains of Amazonian Craton at Brazilian territory allow us to carry out a succession of inferences concerning to chronological and lithostratigraphic arrangement of important geological units which integrate the complex history of this important geotectonic unit.

This interpretation leads us to admit the Rio Fresco Group as being an integral part of Araguaia--Tocantins folding belt forming its platform sequence, totality exempt of dynamothermal metamorphism. This folding belt is represented by Baixo Araguaia Supergroup, subdivided in Estrondo and Tocantins Groups, units deposited within a basin shaped by the acting of a general system of distensional stress, showing metamorphic and tectonic gradients to the Amazonian Craton. Under this point of view it transgresses the geographic boundaries of Xingu Complex where it has not practically metamorphism, suggesting a correlation of its lithological specimens with the pelites, psammites and pschists of the Rio Fresco Group.

The confirmation of present hypothesis opens large outlooks to a prospect of base metals and gold on the domains of Araguaia--Tocantins folding belt.

INTRODUÇÃO No triênio 78-80 e no ano de 1983 o autor desta nota realizou uma série de investigações, a nível de reconhecimento, em tratos significativos dos Estados de Goiás, Pará, Mato Grosso e Amazonas. Foi então que se verificou a existência de quartzitos arcoseanos pretos ora associados ao Grupo Tocantins, ora ao Grupo Rio Fresco. Este fato conduziu-me ao julgamento de que tais ocorrências pudessem, eventualmente, designar condições sedimentares particulares que, integradas ao contexto geológico regional, ensejassem uma afinidade tectono-sedimentar entre os referidos grupos. Esta hipótese, a despeito do grau de abstração que encerra, constitui uma tentativa de abordagem do Grupo Rio Fresco, no quadro tectônico da região, que está situada entre os paralelos 5°30'-9°30'S e meridianos 48°15'-52°00'WGr., interessando frações dos Estados de Pará e Goiás (Fig. 01).

QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL Na perspectiva de facilitar a compreensão da exposi

ção, o esboço geológico anexo (Fig. 02) foi compartimentado em dois grandes segmentos geotectônicos, a saber: Craton Amazônico e Faixa de Dobramentos Araguaia--Tocantins.

Craton Amazônico Este termo é aqui utilizado no sentido que lhe deu Almeida (1977), isto é, uma plataforma antiga, já consolidada no Pré-Cambriano. Neste sentido apenas uma fração desta magna unidade é aqui salientada e, ainda assim, com a simplificação que a natureza deste trabalho impõe. Deste modo toda a sorte de litologias presentes foram condensadas em cinco unidades, as quais, ordenadas segundo uma cronologia decrescente, são as seguintes: 1) Terrenos granito-gnáissicos e seqüências tipo **greenstone belts**; 2) Supergrupo Uatumã; 3) Grupo Rio Fresco; 4) Grupo Gorotire e 5) Grupo Cubencranquém.

Terrenos Granito-Gnáissicos e seqüências Tipo Greenstone Belts Sob este título são abordadas rochas polimetamórficas com litologias e estruturas diversas e com graus metamórficos expressando condições de pressão e temperatura variáveis entre a facies xistos verdes e a facies granulito.

As rochas mais comuns são granitos e gnaisses mas ocorrem, com frequência subordinada, anfibolitos, quartzitos, xistos, etc. Exibe ainda conjuntos vulcânico-sedimentares, provavelmente arqueanos, em geral discordantes da massa granito-gnáissica, tido como sendo estruturas do tipo **greenstone belt** (grupos Grão Pará, Tocandera, Serra do Inajá, Seqüência Salobo, etc.). Esta unidade, com história que remonta ao Arqueano, constitui o substrato sobre o qual viriam a se instalar as seqüências de cobertura proterozóicas, abordadas a seguir.

Supergrupo Uatumã Esta unidade, de história geológica assaz complexa vem sendo investigada há mais de um século com os trabalhos pioneiros de Hartt (1970) e Derby (1878). Entretanto somente no início da década de 40 é que o nome Uatumã começa a ocupar espaço na literatura brasileira, introduzido que foi por Oliveira & Leonardos (1943). Para esses autores a "Série Uatuma" contemplaria arenitos e vulcânicas mas, formalizada por Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971) na categoria de grupo, a unidade passa a restringir-se apenas à fração vulcânica. Este grupo originário do rio homônimo, afluente sinistro do rio Amazonas, veio a ser estendido ao sul da Bacia do Amazonas por Silva et al. (1974) que o dividiram nas formações Iriri e Sobreiro, ambas constituídas por rochas vulcânicas (ácidas e intermediárias). A partir daí a unidade passa a caracterizar um conjunto vulcanoplutônico cuja fração extrusiva passa a ser integrada genericamente à Formação Iriri, enquanto os granitos que se lhe associam passam a ter denominações diversas conforme a área em que ocorrem. A formalização desta unidade na categoria de Supergrupo constitui proposta do IDESP (1977) e, devido ao grau de praticidade que encerra, está consagrada na literatura pertinente e, destarte, ratificada na presente nota.

Assim, no esboço geológico de que trata a Figura 02 é traçado o contorno geográfico desta unidade de forma indivisa. Este conjunto é composto por litologias como: riolitos, dacitos, riodacitos, andesitos, tufos cineríticos, tufos de cristais, brechas e aglomerados vulcânicos e granitos com diferentes expressões texturais e significativas variações composicionais.

Grupo Rio Fresco As investigações sistemáticas dos sedimentos dessa unidade se iniciam no primeiro terço deste século com a descoberta de carvão no rio Fresco (Oliveira, 1928). Numa etapa subsequente Ramos (1954, 1958) volta a estudar o assunto fornecendo uma série de dados relativos ao potencial econômico das ocorrências até então conhecidas. Numa época em que não se dispunham de documentos cartográficos

cos básicos se tornava difícil integrar as informações obtidas, num quadro geológico coerente. Neste sentido o trabalho pioneiro de Barbosa **et al.** (1966) deve ser considerado como o marco inicial do conhecimento geológico ordenado da fração da Plataforma Sul-Americana que aborda a porção delimitada pelos rios Tocantins e Xingu. A esses autores é que se deve a denominação Formação Rio Fresco, que comportaria uma seção, espessa de 2.800 m, constituída por clastos marinhos, na base, seguidos no topo, por lavas andesíticas. A parte sedimentar iniciaria-se por ardósias pretas carbonosas às quais seguir-se-iam ardósias cinzas contendo diversas intercalações de arcóseos. Na mesma época Parada **et al.** (1966), visando dimensionar o depósito de ferro do **canyon** do Naja, criaram a Formação Tocandera, nela relacionando "quartzitos inferiores", "itabiritos" e "quartzitos superiores" justificando que tais litologias não integrariam a Formação Rio Fresco conforme definida por Barbosa **et al.** (**op. cit.**). Nos trabalhos realizados pelo consórcio IDESP/CPCAN, no quinquênio 67/71 o "vulcanismo andesítico" de Barbosa **et al.** (**op. cit.**) é desmembrado da Formação Rio Fresco restando-lhe apenas o conjunto sedimentar então considerado epimetamórfico.

Silva **et al.** (1974) integraram a Formação Rio Fresco à base do Grupo Uatumã, pressuposto este seguido por João **et al.** (1975) e que norteou sucessivas abordagens sobre o assunto realizadas por geólogos da CPRM (Marinho **et al.**, 1976; Vilas Boas **et al.**, 1980; Vale & Pereira, 1983). Estes últimos relacionaram, equivocadamente os sedimentos da base do Grupo Rio Fresco à Formação Tocandera.

O tratamento desta unidade na categoria de grupo, proposto por Cunha, Santos e Prado (1984), reúne as formações Igarapé Azul e Rio Naja.

A Formação Igarapé Azul, base do Grupo Rio Fresco, tem seção-tipo no igarapé homônimo afluente do rio Itacaiúnas, nos domínios da serra dos Carajás. É representada por quartzo-arenitos esbranquiçados, puros, médios a grosseiros, contendo seixos e fragmentos de quartzo, quartzitos, cherts e formação ferrífera bandada; apresenta ainda, arenitos feldspáticos, grauvacas, níveis de siltito ferruginoso, micáceo e arenitos conglomeráticos com fragmentos de quartzito. Seu contato inferior, com os terrenos granito-gnáissicos e seqüências tipo **greenstone belt**, é feito por discordância angular e o pacote, normalmente, inicia-se com um conglomerado basal. O contato superior, com a Formação Rio Naja, é feito de forma transicional e arbitrado na zona onde os arenitos cedem lugar a siltitos e folhelhos com intercalações arcoseanas e níveis carbonosos.

A Formação Rio Naja, com seção-tipo no rio homônimo, constitui o segmento superior do Grupo Rio Fresco e consta de dois conjuntos litológicos distintos. O inferior, notadamente pelítico, consta de siltitos e folhelhos interestratificados, contendo subordinados níveis de arcóseo fino. Inicia-se com folhelhos e siltitos pretos extremamente carbonosos (carvão do rio Fresco) e nas partes superiores consta de folhelhos e siltitos cinza e esverdeados com intercalações subordinadas de arcóseo; em alguns pontos os arcóseos são extremamente compactos, finos, ligeiramente calcíferos, debilmente fosfáticos. Na área do depósito de manganês do Azul existem margas manganesíferas e calcário rico em rodocrosita associado a material carbonoso (Hirata, 1982); calcários dolomíticos e dolomitos cinza são também descritos nos furos de sonda realizados na região da serra das Andorinhas (Coelho, 1982).

O horizonte superior, muito bem exposto nos domínios do rio Fresco é feito representar-se principalmente de arcóseos cinza-esverdeado com subordinadas intercalações de siltitos e folhelhos; ocorrem na forma de camadas com espessura

que oscila em torno de 30 cm mas existem aquelas que chegam a medir 1,0 m e que apresentam estratos cruzados de pequeno a médio porte em arcóseos cinza-escuro a pretos.

Grupo Gorotire "Arenitos da Serra do Gorotire" foi a denominação utilizada por Ramos (1955) para se referir ao extenso residual tabular que, no curso médio do rio Fresco, recebe o nome de serra de Gorotire. Posteriormente Barbosa et al. (1966) eleva-os à categoria de formação. Esta, estudada por Bizinella et al. (1980) no domínio Tapajós--Sucunduri, é descrita como Grupo, **status** este com que passa a figurar em várias ocasiões subsequentes sendo, portanto, aceito neste trabalho.

O grupo representa um conjunto espesso constituído eminentemente por quartzarenitos com intercalações lenticulares de conglomerados, ocorrendo, em subordinação arenitos feldspáticos e sublíticos, arcóseos e grauvacas. Essas rochas apresentam-se preferencialmente na forma de estratos plano-paralelos com até 02 m de espessura mas estratos de médio porte são também comuns. É um produto de sedimentação continental em ambiente fluvial e assenta-se em discordância ao Grupo Rio Fresco. Na área da Folha SC.22 Tocantins, arenitos correlacionados à unidade em questão encontram-se atravessados por massas graníticas da Suíte Intrusiva Tarumã que tem 1.641 ± 22 MA, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,703 \pm 0,003$ MA (Cunha et al., 1981).

Grupo Cubencranquém Foram Barbosa et al. (1966) quem definiram, na serra de mesmo nome, no Estado do Pará, a Formação Cubencranquém com o seguinte conteúdo litológico, da base para o topo: "... arcóseos finos, arenitos muito finos, estes jaspelíticos, calcêdonitos (cherts) e siltitos". Assim introduzida na ordem geológica da Amazônia esta unidade se prestou a correlações diversas, às vezes indevidas, cabendo a Pessoa et al. (1977) nela reconhecerem três membros; os membros Inferior e Superior seriam eminentemente arenosos com ocorrência de conglomerados no primeiro, enquanto o Membro Médio constituir-se-ia em essência, de tufo cineríticos. Esta leitura de Pessoa et al. (op. cit.) seria identificada na área da seção-tipo da unidade (Cunha et al., 1981) onde foi visto que os "arenitos muito finos jaspelíticos e calcêdonitos" a que se referiram Barbosa et al. (op. cit.), em verdade, constituem manifestação tufácea; a partir de 1981 a unidade passa a ser referida como Grupo por diversos autores (Schobbenhaus Filho et al., 1981; Cunha & Bezerra, 1983; Santos & Loguércio, 1984) sem a necessária justificativa, o que foi feito por Bezerra et al. (no prelo). Como seção-tipo foi indicado o trecho do rio Riozinho, afluente dextro do rio Fresco, que vai do topo da serra Cubencranquém à cachoeira das Andorinhas (Tipotikré) nas cercanias do Posto da Aldeia Indígena Cubencranquém.

Os seguintes tipos litológicos são os termos mais frequentemente descritos no âmbito da unidade e refletem ambiente tectônico essencialmente movimentado; arenitos arcoseanos e subarcoseanos, líticos e sublíticos, tufo, rochas silicosas laminadas, siltitos, brechas vulcânicas e subordinados conglomerados.

A idade e posição estratigráfica dessa unidade oferecem questões de difícil solução. Uma aproximação para o equacionamento do primeiro problema tem sido a datação de diques máficos introduzidos em sedimentos que se lhes assemelham. Neste caso, admitindo-se a correlação entre o Grupo Cubencranquém e as formações Dardanelos e Prainha (Almeida & Nogueira Filho, 1959) ficou aquele situado no intervalo compreendido entre 1.200 a 1.400 MA, faixa cronológica esta definida pelas pulsações magmáticas representativas da Formação Arinos (Silva et al., 1980), intercaladas à Formação Dardanelos.

Faixa de Dobramentos Araguaia--Tocantins

Grupos Estrondo e Tocantins Foi ainda no início da década de trinta que Rego (1933) descreveu xistos, rochas eruptivas e arenitos silicificados entre Tucuruí e Marabá, sob a denominação de "Série do Tocantins". Outros trabalhos a este sucederam-se até que Almeida (1967) definisse o Geossinclíneo Paraguai--Araguaia; este alojaria a faixa de dobramentos geossinclinais, com mais de 2.500 km de extensão, visualizada desde a zona limdeira do Brasil com o Paraguai (região do rio Apa) até o baixo curso do rio Tocantins, no Estado do Pará. Após a publicação do inventário geológico realizado por Barbosa **et al.** (1966) o segmento basal dessa faixa de dobramentos é integrado ao Grupo Araxá, mas Schobbenhaus Filho **et al.** (1975), reconhecendo a divergência tectônica entre os dois conjuntos litológicos, tratam-nos individualmente. Caberia a Hasui, Hennies e Iwanuch (1975) utilizarem a expressão "Grupo do Estrondo" na caracterização dessas rochas, expressão essa posteriormente substituída por Grupo Baixo Araguaia (Hasui; Abreu; Silva, 1977). No ano seguinte Abreu (1978) elevaria o Grupo Baixo Araguaia ao status de Supergrupo que seria composto pelos grupos Estrondo e Tocantins, o primeiro integrado pelas formações Morro do Campo e Xambioá, enquanto as formações Couto Magalhães e Pequizeiro representariam o segundo. A partir daí novos estudos são tornados públicos e novas denominações surgem, fazendo aflorar problemas de natureza estratigráfica e geocronológica.

Cunha **et al.** (1981), referendando a terminologia litoestratigráfica engendrada por Hasui, Abreu e Silva (1977) e Abreu (1978) descreveram o Supergrupo Baixo Araguaia como sendo composto pelos grupos Estrondo e Tocantins. Discordaram, entretanto, do empilhamento proposto para o último pois que situaram a Formação Couto Magalhães acima da Formação Pequizeiro. Chamaram atenção ao fato de que o termo Faixa Orogênica Araguaia--Tocantins (Silva **et al.**, 1974) teria prioridade sobre a denominação Faixa Araguaia cunhada por Hasui **et al.** (1980).

Deste modo é necessário que se reafirme sobre a ordem litoestratigráfica do Grupo Tocantins a qual, analisada sob as óticas do conteúdo litológico, do grau metamórfico e do transporte tectônico se compatibiliza com aquela proposta por Cunha **et al.** (*op. cit.*) e Gorayeb (1981), ou seja: Formação Pequizeiro e Formação Couto Magalhães.

A primeira, base do Grupo Tocantins consta de micaxistos derivados de clastos e, em menor grau, vulcânicas, sob condições metamórficas da facies xistos verdes (zonas da clorita e início da zona da biotita). Gorayeb (1981) discute sobre a natureza dos xistos de derivação máfico-ultramáficas admitindo-lhes serem inteiramente desvinculados dos clastos metamórficos da Formação Pequizeiro, problemas estes já feitos aflorar por Cunha **et al.** (1981).

A Formação Couto Magalhães, topo do Grupo Tocantins, representa um pacote litológico que sucede transicionalmente à Formação Pequizeiro e é integrado por filitos, ardósias, quartzitos, metacherts, metagrauvas, calcários (mármore), calciofilitos.

As ardósias e filitos são os termos mais expressivos, geralmente com estratos bem distintos, submetidos a distintos graus de deformação.

Nas porções mais ocidentais, as rochas da Formação Couto Magalhães mostram-se praticamente infensas ao metamorfismo. São, em geral de cores que variam entre o cinza-claro ao cinza-escuro, mas a gliptogênese imprime-lhes uma tonalidade de amarelada. Em muitos casos designam lentes pouco significativas claramente carbonosas (grafitosas). Locais há em que a alternância de níveis pelíticos escuros com outros amarelados emprestam uma disposição rítmica ao conjunto.

Os quartzitos e metagrauvas (ou metarcóseos) são tipos subordinados, inter

calados aos filitos e ardósias; os primeiros são branco-leitosos quando essencialmente quartzosos, mas acastanhados, se impregnados de óxidos de ferro. As metagrauvacas são de cores cinza-esverdeado ou rosa e mostram evidências de recristalização pouco pronunciada; alguns exemplares, observados ao microscópio, mostraram-se constituídos por grãos e grânulos de quartzo, plagioclásio, alcali-feldspato, muscovita, clorita; fragmentos líticos como quartzito sericítico, quartzito, granito (?) andesito e riolito se lhe associam.

Os calcários (mármore) são lenticulares e de cores cinza-claro e cinza-escuro. Na Lagoa da Confusão (GO) e em Feroso do Araguaia são cinza, bandados, granoblásticos, finos, dolomíticos. Na fazenda Cocal, 30 km a SE de Couto Magalhães, é de cor cinza-escuro, granulação fina, argiloso, piritoso, carbonoso.

Os metacherts são massas castanhas e esbranquiçadas, frequentemente bem estratificadas e de granulometria invariavelmente fina. São geralmente fraturados e cortados por venulações irregulares de quartzo; afora o quartzo, termo mineralógico específico, a pirita, magnetita, specularita e minerais de manganês são acessórios; a visão microscópica denota que os quase exclusivos agregados cristaloblasticos micro a criptocristalinos de quartzo cedem lugar, em certos pontos, a opacos microgranulares que se apresentam sob a forma de pontos ou nuvens pulverulentas.

Suíte Básico-Ultrabásica Quatipuru Este conjunto é composto por rochas máficas e ultramáficas, metamorfisadas ou não, distribuídas em todo o domínio do Supergrupo Baixo Araguaia. Tem se prestado a interpretações distintas pois suas relações com os metassedimentos em que estão encravadas são complexas. Refletindo esta sintomatologia foram referenciadas, repetidas vezes, ao "Serpentine Belt" de Goiás (Puty, 1972; Issler, 1973; Silva et al., 1974) ou como uma sequência ophiolítica (Hasui; Abreu; Silva, 1980); alguns desses corpos se assemelham quimicamente aos serpentinitos do tipo alpino (Gorayeb, op. cit.) mas Almeida (1985) os relaciona ao desenvolvimento da Geossutura Araguaia--Tocantins que teria estado em atividade até, pelo menos, 850 MA, idade da Falha do Tucuruí, conforme estudos de Hasui & Matta (1984).

A verdade é que o quadro geodinâmico que impossibilitou a ascensão e posicionamento desse conjunto petrotectônico apenas começa a delinear-se. Existem rochas máficas e ultramáficas seguramente precedentes ao metamorfismo do Supergrupo Baixo Araguaia. Outras, infensas de metamorfismo regional, revelam seu caráter póstumo a este evento. As idades que se lhes associam também não são definitivas. Portanto, é possível que esta extensa zona de fraturamento, de caráter ensialico (Geossutura Araguaia--Tocantins) é que, em períodos intermitentes, permitiu a ascensão da massa máfico-ultramáfica hoje complexamente distribuída nos domínios do Supergrupo Baixo Araguaia e que constitui a Suíte Máfico-Ultramáfica Quatipuru. Esta complexa associação litológica está à demanda de um estudo sistemático integrado o qual, certamente, deslindará muitas das interrogações atinentes à evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia--Tocantins.

A HIPÓTESE DE TRABALHO É necessário salientar que esta leitura heteroxa do Grupo Rio Fresco, ainda se assenta em pilares pouco consistentes. Na verdade se a proposta aqui realizada suscitar opiniões antnômicas, certamente terá atingido seu objetivo. O que aqui se pretende é que os investigadores desta porção da Amazônia Brasileira relevem o fato de que o Grupo Rio Fresco (Cunha; Santos; Prado, 1984) possa vir a constituir a sequência plataformal coeva ao Supergrupo Baixo

Araguaia. Esta linha de raciocínio é norteada por certas semelhanças litológicas, pela distribuição geográfica e pelo posicionamento cronológico assumido por ambos os conjuntos litoestratigráficos.

O Grupo Rio Fresco, integrado, da base para o topo, pelas formações Igarapé Azul e Rio Naja, constitui uma sequência transgressiva-regressiva. Representa uma sucessão, sedimentar não metamorfisada que, iniciando-se com arenitos (Formação Igarapé Azul), passa progressivamente para siltitos e folhelhos com intercalações subordinadas de arcóseos e níveis de carvão e, estes para calcissiltitos e margas com intercalações subordinadas de calcários e calcários dolomíticos (Formação Rio Naja). O conjunto mais superior, arcoseano, denuncia o evento regressivo (topo da Formação Rio Naja).

As mais expressivas ocorrências de matéria carbonosa deste grupo estão situadas na base da Formação Rio Naja, e expostas no rio Fresco e em seus afluentes Trairão e Naja. Existem outras lentês menos significativas acima deste nível principal o qual, na região, constitui um horizonte-guia ao mapeamento geológico.

A Formação Couto Magalhães, consta principalmente de calcifilitos, calciosiltitos e siltitos contendo intercalações subordinadas de quartzitos, arcóseos e calcários. Apresenta-se com dobramentos holomórficos em sua porção oriental mas, para oeste, já inumando o Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974), descreve apenas suaves ondulações e é praticamente desprovida de metamorfismo.

Os seguintes pontos relacionados a estas unidades serviram de apoio à hipótese aqui aventada.

- 1) Os metapelitos carbonatados da Formação Couto Magalhães poderiam ter como representantes as margas e siltitos calcíferos da Formação Rio Naja;
- 2) os sedimentos grafitosos do Grupo Tocantins poderiam, eventualmente, ter seus correspondentes nos sedimentos carbonosos, comuns no Grupo Rio Fresco;
- 3) presença de calcários piritosos cinza-escuro, ricos em matéria carbonosa tanto na Formação Couto Magalhães (fazenda Cocal) quanto no Grupo Rio Fresco (área de jazida de manganês do Azul);
- 4) presença de calcários dolomíticos e dolomitos cinza na região da serra das Andorinhas (Grupo Rio Fresco), em Formoso do Araguaia e Lagoa da Confusão (Formação Couto Magalhães), sugerem afinidades entre os ambientes deposicionais dessas rochas;
- 5) presença de rochas arcoseanas (ou grauvacas) em diversos sítios dos domínios dos grupos Tocantins e Rio Fresco. Estas rochas apresentam característica singular por denotarem cor cinza-escuro a preta; geralmente se dispõem na forma de estratos lenticulares ou mesmo lentês de dimensões métricas. Os estratos de notam estrutura interna maciça e em geral resistem às forças gliptogênicas da do à grande silicificação (ou recristalização) que apresentam; nos domínios do Grupo Rio Fresco (Formação Rio Naja) foram estudadas na área da fazenda Macedônia (região da colônia Araguaxim) e na mesopotâmia Fresco--Cristalino (nesse caso mineralizado a urânio e intensamente tectonizado). No âmbito do Supergrupo Baixo Araguaia (Fig. 02) estas rochas são encontradas no leito do rio do Coco, nas rodovias PA-70 (Conceição do Araguaia--Redenção), PA-275 (Eldorado--Serra dos Carajás) e na ferrovia Carajás--Itaqui. Alguns espécimes, submetidos à averiguação microscópica, designaram qualificativos como **metawackes** e **meta grauvacas** constituídas por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, muscovita, clorita, quartzito sericítico, quartzito e rochas graníticas, andesíticas e vulcânicas ácidas. A presença desses arcóseos sugere uma correlação entre os ambientes de sedimentação dos grupos Tocantins e Fresco;
- 6) por último há que se considerar, ainda que em bases precárias, as idades das duas sequências.

Uma vez que os grupos Tocantins e Estrondo são considerados transicionais entre si, a posição do primeiro tem sido situada num patamar subseqüente ao segundo cuja idade mínima é de 1.850 MA (Cunha et al., 1981). O Grupo Rio Fresco, por sua vez, é intrometido por maciços graníticos (suíte Intrusiva Serra dos Carajás) cujos dados radiométricos obtidos em zircões pelo método U-Pb, forneceram a cifra de 1.820 + 49 MA (Wirth, Gibbs e Olszewski, 1985). Essas idades, tão próximas entre si, sugerem o desenvolvimento sincrônico das duas unidades.

UMA REFLEXÃO FINAL A Figura 3 pretende reproduzir, esquematicamente, a ordenação das unidades geológicas, registradas na região.

Ao final da estabilização de uma imensa área cratônica (que possivelmente integrava o Maciço Goiano) esta região assistiu a um período de intensa inquietação tectônica com profundos efeitos colaterais: nos limites do Craton Amazônico tem início, por volta de 1.900 MA, a complexa manifestação vulcano-plutônica que constitui o Supergrupo Uatumã, vulcano-plutonismo este que é reavivado subseqüentemente; no domínio geográfico da Faixa de Dobramentos Araguaia--Tocantins inicia-se o desenvolvimento de um extenso sistema tectônico definido por descontinuidades lineares e submeridianas a que Almeida (1974), deu o qualificativo de Geossutura Araguaia--Tocantins. As imensas falhas que o integram, de notável profundidade, permitiram a ascensão de massas de natureza máfico-ultramáfica em períodos distintos, hoje, genericamente enfeixados na suíte Básico-Ultrabásica Quatipuru.

Segundo Almeida (1985) o relacionamento geográfico entre a Faixa de Dobramentos Araguaia--Tocantins e a Geossutura Araguaia--Tocantins parece indicar que, entre ambos também existe uma afinidade genética.

A Formação Couto Magalhães, topo do Supergrupo Baixo Araguaia, descreve para gêneses metamórficas de baixo grau a leste, enquanto a oeste apenas transformações anquimetamórficas são perceptíveis ou mesmo ausentes. A intensidade de propagação dos movimentos tectônicos também decresce neste sentido, de sorte que, sobre a região cratônica, a unidade apresenta-se como uma típica cobertura, horizontalizada.

Deste modo duas zonas tectônicas podem ser definidas. A mais interna com padrão holomórfico, parece descrever o limite presente do Craton Amazônico. A zona externa, apenas suavemente ondulada ou horizontalizada sugere uma pretérita ligação com o Grupo Rio Fresco o qual, infenso ao metamorfismo dinamotermal, designa notáveis dobras idiomórficas.

Acredita-se então que, nesta região, no Proterozóico Inferior (+ 1.800 MA) havia um complexo sistema de deposição que dirigindo-se de oeste para leste é hoje muito mal representado pelo Grupo Rio Fresco. Este conjunto contendo inúmeras ocorrências carbonosas parece indicar condições de sedimentação em ambiente lagunar ou marinho raso.

À sedimentação do Grupo Rio Fresco, adveio uma importante fase magmática plutônica (suíte Intrusiva Serra dos Carajás) de caráter ácido a qual, possivelmente, antecedeu o Grupo Gorotire. Este, com tecido litológico expresso por arenitos quartzosos e conglomerados, repousa em discordância ao Grupo Rio Fresco e sugere condições de sedimentação em ambiente continental fluvial sob um regime de franca quietude tectônica.

O Grupo Cubencranquém que lhe sucede carece ser melhor caracterizado; é um conjunto vulcânico-clástico cuja natureza imatura da fração sedimentar denota condições de sedimentação em ambiente tipicamente paratectônico, continental.

Na possibilidade de confirmação da correlação entre o topo do Grupo Tocantins (Formação Couto Magalhães) e o Grupo Rio Fresco abrem-se amplas possibilidades à

prospecção de ouro na primeira unidade.

AGRADECIMENTOS À direção do Projeto RADAMBRASIL que permitiu a publicação desta nota. À Sônia Paulina Pereira pela datilografia do manuscrito. Aos geólogos Pedro Edson Leal Bezerra e Carlos Alberto Hubner Trindade pelas inúmeras críticas e colaborações prestadas.

BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F. de A.M. de; SILVA, J.M.R.; FARIA JÚNIOR, L.E. do C. Projeto Xambioá. Vanderlândia; relatório final. Belém, DNPM/UFPA
- ALMEIDA, F.F.M. de **et al.** Origem e evolução da Plataforma Brasileira. B.Div.Geol. Mineral. Rio de Janeiro. 1967b. (241).
- ALMEIDA, F.F.M. de. O craton do São Francisco. Salvador, Soc. Bras. de Geologia - Núcleo Bahia, Dez. 1978. p.13-32, 91., debates (Publicação Especial nº 3)
- _____. Alguns problemas das relações geológicas entre o Craton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia, 1985. Resumos. Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, 1985. 28p.
- ALMEIDA, F.F.M. de & NOGUEIRA FILHO, J.V. Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (199):1-43, 1959.
- BARBOSA, O. **et al.** Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do Projeto Araguaia. Monografia. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (19):1-94, 1966.
- BEZERRA, P.E.L. **et al.** no prelo. Geologia Regional. in: GEOLOGIA DA AMAZÔNIA LEGAL. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, Seção 1.
- BIZINELLA, G.A. **et al.** Projeto Tapajós-Sucunduri; relatório final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito |S. Ident. | 1980. 6v.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Belém, PETROBRÁS, 1971. (Relatório Técnico Interno, 641-A) 92p.
- CORDEIRO, A.A.C. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., Belém, 1982. Anais. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, 1982. v.1, p.50-53.
- CUNHA, B.C.C. da **et al.** Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro. 1981. 520p. (Levantamento de Recursos Naturais, 22) p.21-196.
- CUNHA, B.C.C. da & BEZERRA, P.E.L. Estromatólitos silicosos no Grupo Cubencranquém. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. Anais. Manaus. Departamento Nacional da Produção Mineral., 1984. 518p., p.481-488.
- CUNHA, B.C.C. da; SANTOS, D.B. dos; PRADO, P. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33º, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.2. p.873-885.
- DERBY, O.A. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. Arch.Mus. Nac., Rio de Janeiro, 3:77-104, 1877.
- GORAYEB, P.S. de S. Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro. Goiás -Brasil. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 1981, 99p. Tese de mestrado.
- HARTT, C.F. Geology and Physical geography of Brasil. Boston, Fields Osgood, 1870. 620p.

- HASUI, Y.; ABREU, F. de A.M. de; SILVA, J.M.R. da. Estratigrafia da Faixa de Depósitos Paraguaí--Araguaia no centro-norte do Brasil. São Paulo, Univ. de São Paulo, 1977. Separata do B. Inst. Geoc., São Paulo, 8:107-118, 1977.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. Idades potássio-argônio do precambriano da região centro-norte do Brasil. Boletim do Instituto de Geociências, São Paulo, 6:77-83, 1975.
- HASUI, Y. **et al.** 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, 1980. v.5, p.2659-76.
- HASUI, Y. & MATTA, M.A.S. A falha de Tucuruí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33º, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., 4: 1729-1737.
- HIRATA, V.K. Geologia Regional. In: BERNARDELLI, A.L. Coord. Província Mineral de Carajás. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. Anexos aos Anais. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Norte, 1982. p.9-20.
- ISSLER, R.S. Observações sobre a geologia do mosaico Araguaia SB.22 Belém, Projeto RADAM, 1973. 15p. mapa/datilografado.
- JOÃO, X. da S.J. **et al.** Geologia da região do sudoeste do Amapá e norte do Pará, Projeto Sudoeste do Amapá. DNPM. Geologia, 10: Seção Geológica Básica, 7.1979. 125p.
- MARINHO, P.A.C. **et al.** Projeto Carvão no rio Fresco; relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 1976. 126p. v.1. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2644)
- OLIVEIRA, A.I. de. Através da Guyana Brasileira pelo rio Erepecuru, Estado do Pará. B. Serv. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (31):1-39, 1982a.
- OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H. Geologia do Brasil. 2. ed. Rev. Atual. Rio de Janeiro, Serv. de Informação Agrícola, 1943. 813p. (Série Didática, 2)
- PARÁ. Instituto de Desenvolvimento Sócio-Econômico. Projeto Trombetas--Erepecuru; pesquisa mineral; relatório final de reconhecimento. Belém, Coordenadoria de Documentação e Informação, 1977. v.1.
- PARADA, J.M. **et al.** Pesquisas minerais no Estado do Pará. B. Div. Geol. Mineral. Dep. Nac. Prod. Miner., Rio de Janeiro, 235, 63p., 1966.
- PESSOA, M.R. **et al.** Projeto Jamanxim; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM. Rel. I inédito |s. Ident. | 1977. 8v.
- PUTY, C.O.F. **et al.** Projeto Marabá; relatório integrado. Belém, DNPM/CPRM, 1972. 12v. mapas.
- RAMOS, J.R. de A. Reconhecimento geológico no alto rio Fresco, Estado do Pará. Rio de Janeiro, 1954:32-49, 1955.
- _____. Reconhecimento geológico no centro-oriental de Goiás. Relatório Anual da Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, 1958:66-70, 1959.
- 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, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C. A parte meridional do craton Amazônico (Escudo do Brasil-Central) e as Bacias do Alto Tapajós e Parecis--Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS FILHO, C. **et al.** coords. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM, 1984. p.93-127.
- SCHOBENHAUS, C. **et al.** Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Esc. 1:2.500.000. Brasília, DNPM, 1981.
- _____. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Tocantins (SC.22). Brasília, DNPM, 1975b. 56p.
- SILVA, G.G. da **et al.** Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mi

- neral. 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 al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mine-
ral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21 Juruena. Rio de Janeiro, 1980. (Levanta-
mento de Recursos Naturais, V 20)
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W.I. U-Pb zircon ages of the Grão Pará Group
and serra dos Carajás Granite, serra dos Carajás, Brazil. Resumo submetido à
GSA meeting, 1985. n. ident. inédito. fotocópia.

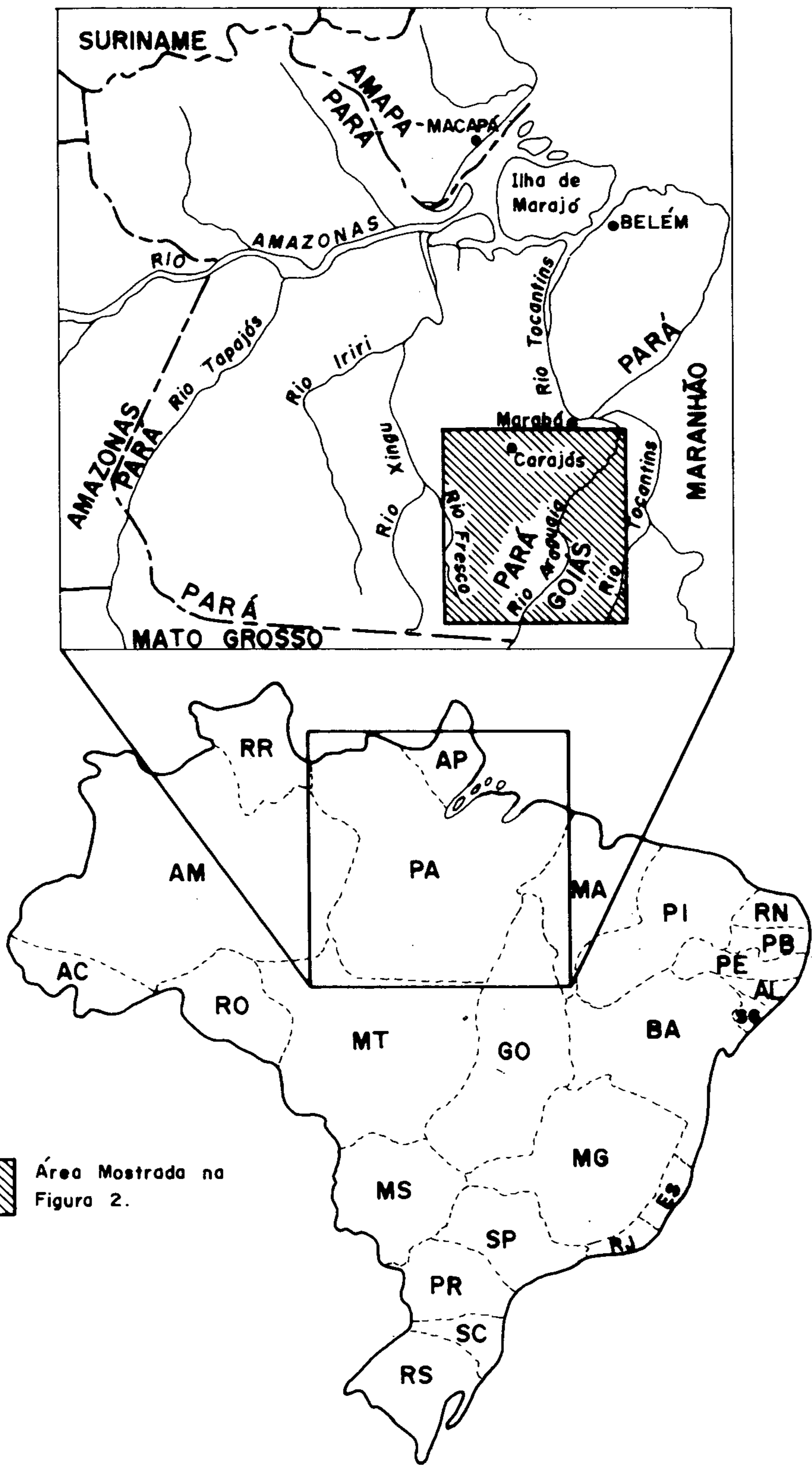
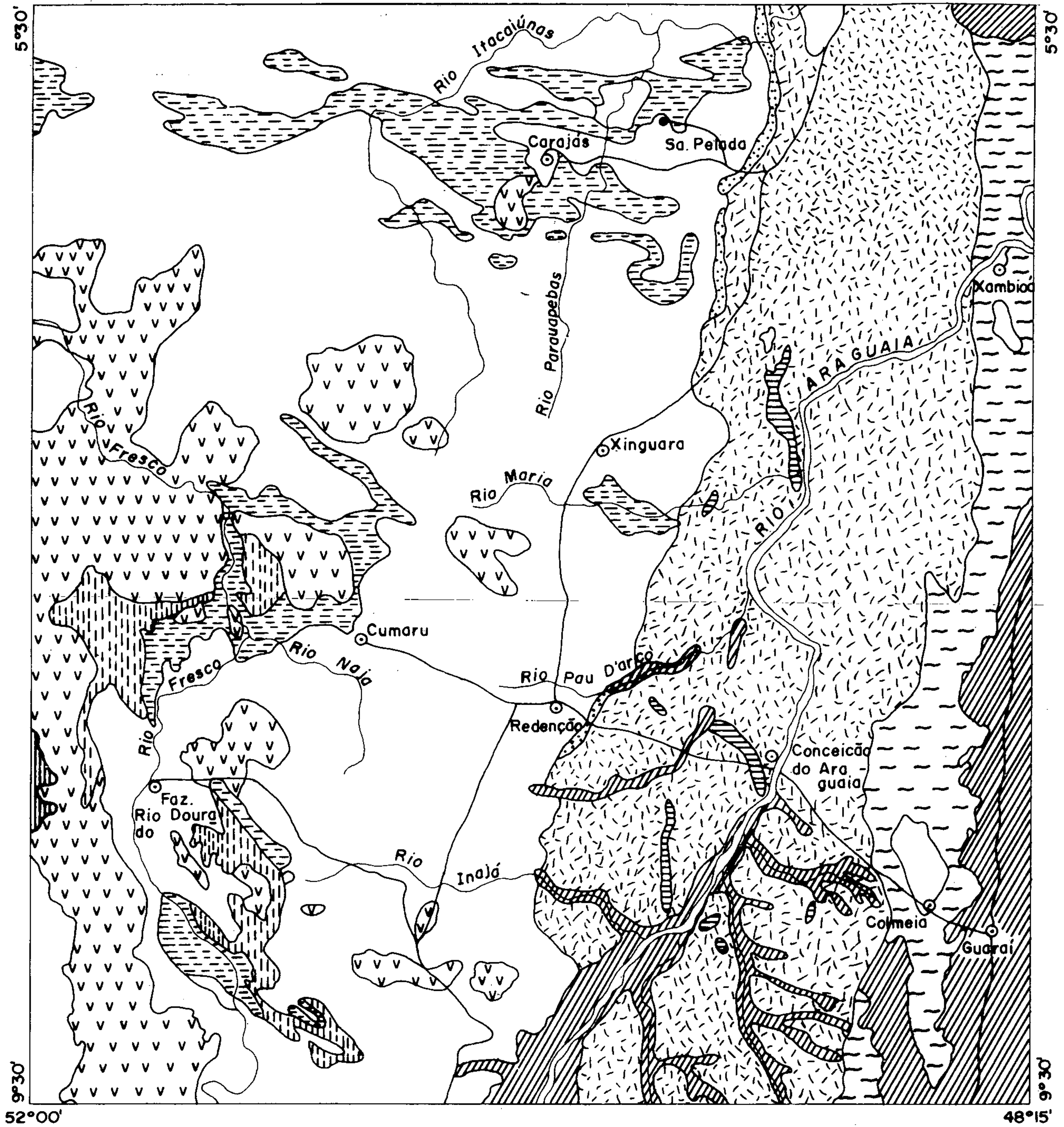



Fig. 1 -Mapa de Localização



 Coberturas Fanerozóicas

CRATON AMAZÔNICO

 Grupo Cubencranquém.

 Grupo Gorotire.

 Grupo Rio Fresco.

 Supergrupo Uatumã.

 Terrenos granito-gnássicos e seqüências tipo greenstone-belt.

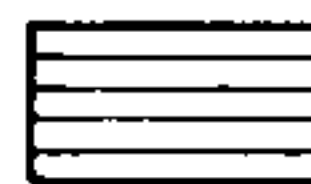
 Estradas

 Rios

0 25 50 km

FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA TOCANTINS

 Sedimentos correlacionáveis ao Grupo Rio Fresco.

 Suite Básico-Ultrabásica Quatipuru.

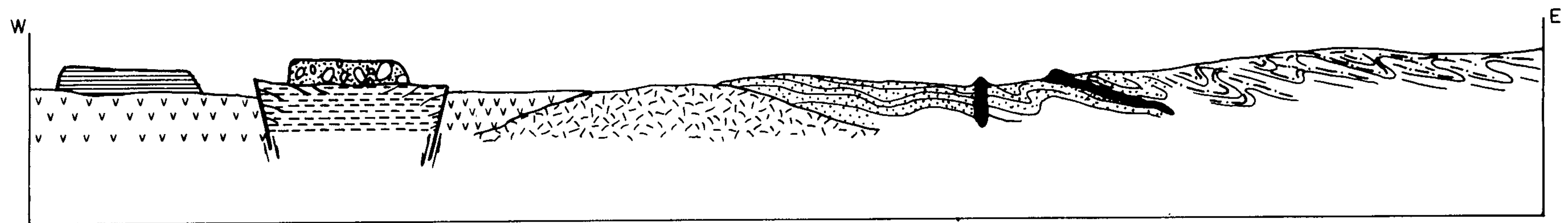
 Grupo Tocantins.

 Grupo Estrôndo.

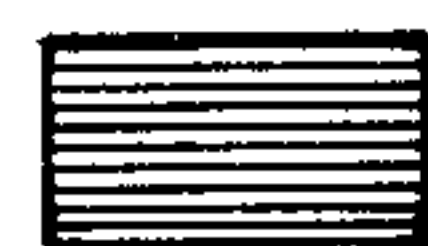
 Cidades

 Contato

Fig. 2 - Esboço Geológico.



CRATON AMAZÔNICO



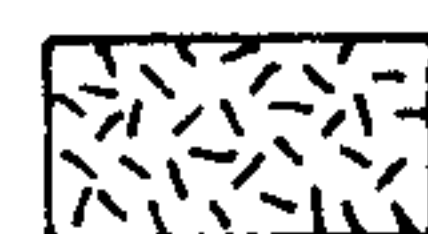
Grupo Cubencranquém



Grupo Gorotire



Supergrupo Uatumã



Complexo Xingú



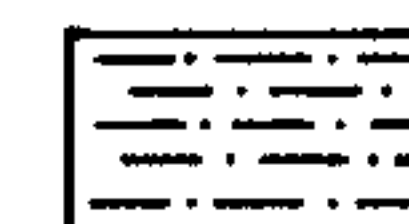
Grupo Rio Fresco

FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA
TOCANTINS

Suite Básico Ultrabásica Quatipuru



Grupo Tocantins



Grupo Estrondo

Fig. 2 Seção geológica regional esquemática

AS FORMAÇÕES EDAFOESTRATIGRÁFICAS DE MATO GROSSO E GOIÁS

Jeferson Oliveira Del'Arco
Lindinalva Mamede

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística — RADAMBRASIL / Goiânia

ABSTRACT A new stratigraphic definition to the eluvial, alluvial and colluvial-alluvial laterized deposits which occur in Mato Grosso and Goiás States, covering chiefly Precambrian to Cretaceous rocks is suggested. These deposits (edaphostratigraphic formations) were indiscriminately mapped like Detritic-Lateritic Tertiary-Quaternary Covers (TQdl). This suggestion is based on the results of the geologic, geomorphologic and pedologic maps prepared by Projeto RADAMBRASIL on the Mid-West region, in the years 1977 to 1983. The regional character of these studies permitted the observation and analyses of those covers on the distinct relief compartments where they occur, enhancing their correlations. Their origins are related to the post-cretaceous erosive-depositional and/or interglacial episodes, which give them different stratigraphic positions. The identification in the region of registres of six cainozoic aplanement surfaces, like that Lower Tertiary, Middle Tertiary, Pliocenic, Plio-Pleistocenic, Mesopleistocenic and Neopleistocenic Pediplains, associated to the physical characters of the several deposits, permitted to group them in three large assemblages. The oldest, named Paleogenics Detritic-Lateritic Covers, involve the accumulations considered of Lower Tertiary and Middle Tertiary ages, which could not be represented separately in the map. This group is preserved mainly in the high reliefs of the Planalto Central Goiano and of the Planaltos Residuais do Sul da Amazônia. The second group, named Neogenics Detritic-Lateritic Covers, embrace formations admitted to be of Upper Tertiary ages, which are largely distributed in the Planalto dos Parecis and in the Planaltos Setentrionais da Bacia Sedimentar do Paraná. The youngest assemblages includes the Pleistocenic Detritics and Lateritics Covers, whose components are dispersing in the periphery areas of Guaporé, Paraguai, Araguaia and Tocantins Depressions, in other small inland depressions of precambrian formations and in base-relief compartments of Parnaíba Basin. The informal names given to these covers arise from the still insufficient knowledge about morphoclimatic episodes sequence, and absence of concrete ages for the deposits. The intention of this paper is to evoke the researchers to make more studies about these edaphostratigraphic formations, because they include super

genic mineralizations (like those manganese, nickel, iron, gold), and contribute to the knowledge of paleoclimatic and paleogeographic regional history.

INTRODUÇÃO O objetivo deste trabalho é mostrar a distribuição, as características e as posições estratigráficas dos depósitos eluviais, coluviais e colúvio-aluviais laterizados, que existem nos planaltos e depressões dos Estados de Mato Grosso e Goiás e tem sido indistintamente mapeados como Coberturas Detrito-Lateríticas Terciário-Quaternárias (TQdl). Essas acumulações, desenvolvidas principalmente sobre rochas do Pré-Cambriano ao Cretáceo, configuram unidades edafoestratigráficas conforme a conceituação proposta pela Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica (1982) da Sociedade Brasileira de Geologia. Suas origens estão relacionadas a eventos erosivo-deposicionais e/ou intempéricos pós-cretácicos, o que lhes garante posições estratigráficas e idades específicas. Em decorrência de suas características genéticas, procurou-se integrar os conhecimentos de natureza geológica, geomorfológica e pedológica contidos nos volumes 16, 19, 20, 22, 25, 26, 27, 29, 31, 36 e 38 da série Levantamento de Recursos Naturais do Projeto RADAMBRASIL, numa tentativa de melhor compreender as particularidades desses depósitos. O caráter regional desses mapeamentos possibilitou a observação das características físicas e das situações estratigráficas dos vários depósitos, nas diferentes áreas onde ocorrem, favorecendo suas correlações. O exame conjunto desses dados, complementado com informações de outras pesquisas, permitiu enquadrar as formações edafoestratigráficas descritas em três grandes grupos, denominados informalmente Coberturas Detrito-Lateríticas Paleogênicas, Coberturas Detrito-Lateríticas Neogênicas e Coberturas Detriticas e Lateríticas Pleistocênicas (Fig. 1). Cada grupo está preservado em compartimentos distintos do relevo (Fig. 2) e guarda relações com as superfícies de aplanamento identificadas na região (Fig. 3). Adotaram-se nomes informais para esses conjuntos porque os conhecimentos sobre a sequência de eventos morfoclimáticos ainda é insuficiente, porque os depósitos não tem datação absoluta e porque muitos deles mostram singularidades que poderiam distingui-los como unidades formais, em estudos de detalhe. Esses depósitos contêm mineralizações supergênicas de ferro, manganês, níquel, ouro, entre outras e fornecem subsídios para o estudo paleoclimático e paleogeográfico regional. Nas páginas que se seguem serão sintetizadas as informações obtidas sobre essas coberturas, dando-lhes uma definição estratigráfica mais adequada, na tentativa de subsidiar pesquisas futuras.

A COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO E AS SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO No estudo das formações edafoestratigráficas, a compartimentação do relevo, sua gênese e evolução são fatores importantes para sua distinção. As pesquisas realizadas pela Divisão de Geomorfologia do Projeto RADAMBRASIL na região Centro-Oeste, permitiram a definição de 28 unidades geomorfológicas e o reconhecimento de oito superfícies de aplanamento do tipo pediplano nos Estados de Mato Grosso e Goiás. O reconhecimento desses fatos foi de grande valia para o entendimento da fisionomia atual do relevo. A Figura 2 mostra uma simplificação da compartimentação geomorfológica da área. As unidades de relevo constituem, neste trabalho, o elemento de referência para a localização das superfícies de aplanamento. Estas, por sua vez, acham-se representadas sumariamente, na Figura 3 e suas principais características foram sintetizadas em um quadro-resumo (Fig. 4), o qual será complementado com as considerações a seguir.

A fase erosiva mais antiga que pode ser identificada na área parece se reportar ao Pré-Cretáceo ou ao Cretáceo Inferior, segundo Mauro, Dantas e Roso (1982).

Registros dessa fase erosiva podem ser observados nas serras de Unai e da Carreira Comprida, que integram a unidade geomorfológica denominada de Chapadas e Patamares do São Francisco. Ali, o relevo é plano interrompido por escarpas da ordem dos 50 a 80 m. O Pediplano Pré-Cretácico (ou Cretácico Inferior) nesta região truncou predominantemente rochas pré-cambrianas do Grupo Bambuí, tendo sido posteriormente inumado pelos sedimentos cretácicos da Formação Urucuaia (arenitos). Atualmente, esse Pediplano se encontra parcialmente exumado, a medida que essa cobertura cretácica é removida (Mauro; Dantas; Roso, *op. cit.*). A segunda fase erosiva mais antiga ocorreu ao longo do Cretáceo. Durante essa fase, os processos erosivos do tipo pediplanação truncaram rochas quartzíticas do Grupo Araí, no Complexo Montanhoso Veadeiros--Araí, elaborando um Pediplano Cretácico num plano altimétrico que varia de 1.350 a 1.600 m.

Após o Cretáceo ocorreram na área diversas fases erosivas do tipo pediplanação. Há registros de pelo menos quatro delas. São superfícies desdobradas, as mais antigas conhecidas como "de cimeira", esculpidas em "ambiente morfoclimático que variou do tropical ao semi-árido ou tropical áspero", conforme descrição de Penteado (1976). Referindo-se às mesmas superfícies, Ab'Saber (*apud* Penteado, 1976) considerou que sua gênese também está relacionada a arqueamentos dômicos, com desnivelamentos tectônicos de sobrelevação pós-cretácicas. Essas informações, embora breves, mostram uma certa complexidade na origem das superfícies terciárias. Entretanto, o conhecimento desses fatos é de grande valia, porque essas superfícies estão associadas a depósitos mineralizados de grande importância econômica como os de níquel e os de manganês.

A mais antiga das superfícies de aplanamento terciárias, data do Terciário Inferior. Trata-se de um pediplano de cimeira, pois truncou relevos relativamente elevados, posicionados a 1.350 m de altitude, deixando registros nos topos planos do Planalto Central Goiano (Chapada de Contagem, Morro da Canastra) e alguns testemunhos do tipo residual do Complexo Montanhoso Veadeiros--Araí. Esse nível de erosão elevado se conecta com o nível inferior (Terciário Médio) através de escarpas. Em alguns locais os dois níveis coalescem. Esse pediplano de cimeira, apresenta diversos registros de depósitos correlativos na chapada de Contagem e no morro da Canastra. Segundo Penteado (1976), esses depósitos constituem bancadas arenosas limonitizadas e silicificadas, de 1 a 2 m de espessura, entendida como crosta de lençol. Outro tipo de depósito correlativo é representado por bancadas ferruginosas concrecionadas autóctones de 3 a 4 m de espessura, que correspondem a um paleo-horizonte B estrutural. O terceiro tipo de depósito correlativo é constituído pelos próprios pedimentos detríticos. Esses pedimentos comportam detritos de couraça ferruginosa que se estendem em camadas de aproximadamente 1 m de espessura.

A seguir desenvolveu-se o Pediplano Terciário Médio, que constitui, na realidade, um desdobramento da superfície terciária de cimeira (Pediplano Terciário Inferior). Abrangendo altimetrias que variam de 900 a 1.200 m, o Pediplano Terciário Médio truncou diversos relevos pertinentes ao Planalto Central Goiano. Ele é o responsável pelo aplanamento da superfície onde se localiza a cidade de Brasília (nível de Brasília). Igualmente, essa superfície de aplanamento deixou registros nas serras do Passa Nove, do Cafundó, da Mantiqueira e Santa Bárbara. Seus depósitos correlativos são diversificados e a alguns deles se associam importantes mineralizações. No Planalto do Distrito Federal, conforme mapeado por Mamede, Nascimento e Franco (1981), é comum a existência de bancadas lateríticas com 2 a 4 m de espessura, aflorando à superfície e/ou por vezes, inumadas por colúvios. Em alguns locais, como nas proximidades de Edilândia, essa superfície dei

xou extensos pavimentos detríticos, constituídos de fragmentos de quartzo, quartzo e limonita. Esses pavimentos detríticos encontram-se cobertos por camadas coluviais de 1 a 2 m de espessura e têm sua origem ligada a processos de pedimentação em clima de semi-aridez. O regime de chuvas torrenciais do clima semi-árido encarregou-se de criar condições para o transporte e a deposição do material detrítico, criando os pavimentos. O mesmo regime de semi-aridez foi o responsável pelo desgaste erosivo imposto aos corpos graníticos do tipo Serra da Mesa e aos grandes Complexos Básico-Ultrabásicos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, hoje, imensamente dissecados pela drenagem atual. Com isto, nesta fase foram elaborados importantes depósitos correlativos, como as mineralizações de níquel e manganês de concentração supergênica, respectivamente nos maciços básico-ultrabásicos e na região de São João d'Aliança. A formação desse material obedece a uma sequência de eventos bastante específicos e que o Prof. Getúlio Vargas Barbosa descreveu, em sua Apostila de Geomorfologia Aplicada elaborada para Universidade de Brasília (UnB), como segue. Primeiro, a elaboração de um espesso manto de meteorização sobre a superfície aplanada. Em seguida, a ocorrência de um soerguimento regional com a conseqüente dissecção da superfície, porém com a manutenção do intemperismo. Depois, novo soerguimento regional, acompanhado por incisão de vales, alteração do material intemperizado e seu enriquecimento secundário, originando depósitos de silicato de níquel e óxido de manganês. Desse modo, além de apresentar depósitos correlativos diversos, o Pediplano Terciário Médio tem grande importância para a Geologia Econômica por originar depósitos mineralizados de grande valor.

O último dos principais pediplanos terciários é representado pelo Pediplano Pliocênico. Mais recente que os anteriores, esse pediplano deixou registros em diversas unidades geomorfológicas, quais sejam: o Planalto Dissecado do Sul do Pará, os Planaltos Residuais do Sul da Amazônia, o Planalto do Interflúvio Araguaia--Tocantins, os Planaltos Residuais do Tocantins, a Província Serrana, os Planaltos Residuais do Alto Guaporé e as Chapadas do Parnaíba. Essas unidades formam conjuntos de relevos residuais elevados, constituídos de rochas pré-cambrianas, geralmente dobradas, falhadas e fraturadas com numerosos topos aplanados. Apesar da distribuição espacial aleatória, a manutenção de topos aplanados em níveis altimétricos constantes (450 a 600 m) revela o truncamento de litologias distintas e indica a ação de uma fase erosiva comum a todas as unidades de relevo citadas.

Durante o mapeamento geomorfológico da Folha SB.22 Araguaia, Boaventura (1974), analisando a evolução do Planalto Dissecado do Sul do Pará, conclui que esses relevos foram truncados por processos de pediplanação, numa fase erosiva que teve início no Cenozóico Inferior e terminou no final do Plioceno. Entretanto, como hoje se sabe que o período Terciário foi contemplado com diversas fases erosivas, é possível que o Pediplano Pliocênico tenha reelaborado pediplanos mais antigos. No mapeamento da área pertinente à Folha SC.22 Tocantins, Mamede, Ross e Santos (1981) verificaram que os topos dos relevos do Planalto Dissecado do Sul do Pará acham-se truncados por pediplanação e que a superfície topográfica regional apresenta um caimento suave para sul e sudoeste. A mesma situação se repete sobre os relevos dos Planaltos Residuais do Sul da Amazônia, na folha imediatamente a oeste. Desse modo, concluiu-se que, uma superfície erosiva que truncasse todos esses relevos deveria, em princípio, ter o mesmo caimento para sul e sudoeste, desde que não tivesse havido algum deslocamento tectônico expressivo posterior, que interessasse a ambos os planaltos como um todo. Os depósitos considerados correlativos a este aplanamento (Pediplano Pliocênico) são principalmente as acumulações pefíticas, psamíticas e pelíticas parcialmente laterizadas que

integram a vasta cobertura terciária do Planalto dos Parecis, situado imediatamente a sul dos relevos que compõem o Planalto Dissecado do Sul do Pará e os Planaltos Residuais do Sul da Amazônia, bem como a cobertura terciária homóloga desenvolvida nos Planaltos Setentrionais da Bacia Sedimentar do Paraná. Esta fase erosiva parece ter-se processado sob certa estabilidade tectônica, que teria permitido a expansão de forma contínua dos seus depósitos correlativos, por quase toda a região Centro-Oeste.

Após a sedimentação neogênica, mais precisamente, na passagem do Terciário / Quaternário, uma nova fase erosiva se instalou na área. Essa fase erosiva originou o Pediplano Plio-Pleistocênico. Testemunhos desse aplanamento podem ser observados em relevos do Planalto Dissecado dos Parecis, da chapada homônima, do Planalto dos Guimarães--Alcantilados, do Chapadão do Rio Verde e dos Planaltos Residuais da Bacia do Paraná, posicionados em cotas altimétricas que variam de 600 a 1.000 m. O Pediplano Plio-Pleistocênico inicia uma fase de pediplanações quaternárias que se sucederam de forma descontínua, correlacionadas às oscilações climáticas do período. Elas também devem ter sofrido interferências da instabilidade tectônica que se estabeleceu no Centro-Oeste e em outras regiões do País, a partir do final do Terciário, em decorrência do ápice da Orogenia Andina, e que provocou a reativação de falhamentos antigos do substrato, favorecendo a compartimentação do relevo. Esta reativação tectônica processou-se com intensidades variáveis ao longo de toda a região e regulamentou sobretudo o desenvolvimento das grandes depressões do Guaporé, do Paraguai, do Araguaia e do Tocantins, entre outras, as quais mostram um substrato irregular do tipo **horst-graben** (Del'Arco et al., 1982). Apesar de constituírem os pediplanos mais recentes, as superfícies quaternárias ainda carecem de maiores estudos, sendo apenas reconhecidas as principais fases. Admite-se contudo, que podem ocorrer outras fases erosivas entre elas.

Analisando o Planalto dos Guimarães--Alcantilados na Folha SD.22 Goiás, Mamede, Nascimento e Franco (1981), verificaram a existência de uma superfície erosiva embutida no Pediplano Plio-Pleistocênico. Trata-se do Pediplano Mesopleistocênico. Esse pediplano também afetou todo o Planalto Dissecado dos Parecis, erodindo parcialmente a cobertura terciária e isolando a superfície erosiva Plio-Pleistocênica (Chapada dos Parecis), que se manteve preservada. Os depósitos correlativos desse aplanamento podem ser observados tanto no Planalto dos Guimarães--Alcantilados como no Planalto Dissecado dos Parecis. Há dois tipos principais: depósitos arenosos e pavimentos detríticos. Exemplo do primeiro tipo pode ser visto na área de coalescência do Planalto Dissecado dos Parecis com a Depressão Periférica do Sul do Pará. O segundo tipo pode ser observado na BR-070, no Planalto dos Guimarães--Alcantilados e em alguns trechos do Planalto Dissecado dos Parecis, ao longo da BR-158. Além desses, podem ser correlativos a esse aplanamento, parte dos sedimentos em subsuperfície das formações Guaporé, Pantanal e Bananal.

A mais recente das fases erosivas identificadas, reporta-se ao Neopleistoceno. Essa fase erosiva originou a mais extensa das superfícies aplanadas, o Pediplano Neopleistocênico. Esse pediplano atuou sobre amplas depressões que estavam sendo submetidas a abatimentos tectônicos generalizados e de intensidades variáveis, definindo a esculturação atual do relevo. Entretanto, dado a dimensão do evento, o pediplano também efetuou incursões sobre trechos de planaltos, estabelecendo rampas de coalescência entre eles e as depressões, transcendendo os limites da área em estudo, indo atingir a norte, as bordas da Bacia Sedimentar do Amazonas. Para sul, a superfície se prolonga acompanhando as grandes artérias fluviais, recuando escarpas, contornando planaltos ou interpenetrando-se a relevos residuais. A leste, ultrapassa os limites da Depressão do Tocantins indo interligar-se às depressões nordestinas.

As depressões submetidas à fase de desnudação neopleistocênica apresentam características distintas: nas bordas das estruturas paleozóicas da Bacia Sedimentar do Amazonas, as depressões têm caráter periférico; nas bordas ocidentais da Bacia Sedimentar do Parnaíba, assume caráter ortoclinal marcado pelo rio Tocantins; quando interpenetra por exemplo os relevos residuais do Planalto Central Goiano e do Planalto Dissecado do Sul do Pará forma corredores erosivos e assume aspecto de intermontana. Na região de Paranatinga, tem caráter interplanáltica; e nos Planaltos Rebaixados da Bacia do Paraná tem caráter interdesnudacional. Os depósitos correlativos a esta fase erosiva são extensivos. Ocorrem nos topos dos relevos que compõem o piso das depressões, onde configuram pavimentos detríticos; são encontrados em alguns terraços dos rios Araguaia e Tocantins, entre outros; formam amplos depósitos arenosos superficiais em áreas de antigas "bajadas" como na mesopotâmia Tocantins--Manoel Alves da Natividade; e por último, a ela estão relacionados os diversos leques aluviais que compõem a sequência do topo das formações Guaporé, Pantanal e Bananal. Dentre estes destaca-se o leque aluvial do Taquari, no Pantanal Mato-Grossense, que ocupa uma área aproximada de 55.509 km², conforme descreveram Del'Arco et al. (1982).

Na passagem Pleistoceno/Holoceno ocorreu uma unificação geral do clima, possibilitando a organização da rede de drenagem com sua configuração atual e propiciando a dissecação de grande parte do relevo, sobretudo daqueles elaborados pelas superfícies erosivas mais recentes.

AS FORMAÇÕES EDAFOESTRATIGRÁFICAS As formações edafoestratigráficas encontradas nos terrenos de Mato Grosso e Goiás dispõem-se via de regra em áreas interfluviais de topos planos, ou em encostas pedimentadas adjacentes a relevos mais altos, normalmente com vertentes íngremes. Sua localização interfluvial, afastada dos leitos inundáveis e dos terraços dos rios atuais, evidencia, na maioria das vezes, que o seu desenvolvimento antecedeu o aprofundamento dos vales e que os depósitos tem estado à mercê dos processos erosivos vinculados à drenagem atual. O caráter superficial dessas acumulações, decorrente de suas origens eluvial e/ou colúvio-aluvial, tornou-as alvos mais fáceis de desgaste subsequente, o que pode justificar sua distribuição descontínua. Significa ainda que os agentes intempéricos que permitiram seu desenvolvimento provocaram sua redução em fases posteriores. Como são produtos de alteração de rochas preexistentes, *in situ* ou transportados (excluem-se as aluviões antigas e atuais da rede de drenagem, conforme definição da Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica, 1982), as formações edafoestratigráficas registram fenômenos erosivo-deposicionais e/ou intempéricos pretéritos, razão pela qual são entendidas como depósitos correlativos de fases de aplanamento ou marcas de fenômenos paleoclimáticos. Essas relações são asseguradas não só pelas características físicas distintas que os vários depósitos apresentam (tipo de acumulação, forma, composição, grau de litificação e/ou cimentação, entre outros) como por seus posicionamentos altimétricos e situações geográficas diferentes. A ausência ou escassez de conteúdo fóssilífero nestas formações (algumas podem até possuí-lo, porém os estudos a respeito são insuficientes ou inexistentes) associado ao fato de estarem, em sua maioria, parcial ou totalmente laterizadas e a falta de datação geocronológica adequada para tais "rochas", tem feito com que se lhes atribuam idades relativas, baseadas nas idades admitidas para os eventos morfoclimáticos que esculpiram o relevo. Na região Centro-Oeste, conforme indicado na Figura 4, foram identificadas oito superfícies de aplanamento, porém apenas as consideradas cenozóicas admitem relações com as coberturas detrítico-lateríticas estudadas. Muitos desses depósitos sustentam platôs tabulares de diferentes altitudes, que representam testemunhos dos pediplanos pretéritos. A elaboração destes pediplanos, em condições climáti

cas distintas da atual, desenvolveu-se em várias fases erosivas e esteve condicionada às características litológico-estruturais dos terrenos e provavelmente às interferências tectônicas, tanto de natureza epirogenética como de reativações de estruturas antigas, que no período devem ter provocado soerguimentos, abatimentos e basculamentos. À parte estes fenômenos tectônicos, que possivelmente ocasionaram alterações com intensidades variáveis ao longo de toda a extensa área considerada, a sequência de eventos erosivos pode ser marcada a partir dos registros nas diferentes cotas altimétricas, os mais antigos geralmente preservados nos locais mais elevados. Os depósitos correlativos a cada aplanamento distribuem-se portanto na área da própria superfície ou em áreas de cotas mais baixas, para onde se destinavam os fluxos transportadores. Assim, em uma mesma fase erosiva formaram-se depósitos *in situ* (eluviais) e depósitos transportados (colúvio-aluviais e aluviais). A representação cartográfica desses depósitos entretanto nem sempre é possível, sobretudo em mapas de escalas menores que 1:100.000. Estes problemas foram verificados principalmente em algumas áreas dissecadas do Planalto Central Goiano, onde as acumulações preservadas em encostas de declividade acentuada (pedimentos detriticos embutidos) apresentam distribuição descontínua, pequena espessura e projeção muito estreita, incompatível com a escala das bases planimétricas normalmente utilizadas — pelo Projeto RADAMBRASIL (1:250.000). Por essas dificuldades e pelo caráter de reconhecimento das pesquisas, os diversos depósitos detrito-lateríticos observados foram reunidos em três grupos, com base nas relações estabelecidas com os eventos morfoclimáticos, nas particularidades físicas e na distribuição geográfica. Assim, as acumulações supostamente correlativas dos aplanamentos Terciário Inferior e Terciário Médio foram englobadas no conjunto Coberturas Detrito-Lateríticas Paleogênicas. Os sedimentos psamíticos, psamíticos e pelíticos parcialmente laterizados e os lateritos ferruginosos que ocorrem no Planalto dos Parecis e nos Planaltos Setentrionais da Bacia Sedimentar do Paraná, provavelmente relacionados com o Pediplano Pliocênico, foram denominados Coberturas Detrito-Lateríticas Neogênicas e as acumulações ligadas aos Pediplanos Plio-Pleistocênico, Mesopleistocênico e Neopleistocênico foram agrupadas como Coberturas Detriticas e Lateríticas Pleistocênicas.

Coberturas Detrito-Lateríticas Paleogênicas As formações edafostratigráficas deste conjunto abrangem os depósitos superficiais concrecionários e detriticos, correlativos dos Pediplanos Terciário Inferior e Terciário Médio, que se supõem desenvolvidos no intervalo Paleoceno-Oligoceno (?). Eles ocorrem principalmente no Planalto Central Goiano, nas superfícies tabulares de cimeira, com cotas de 1.000 a 1.300 m, e em níveis de altitudes intermediárias ou um pouco mais baixas (em torno de 900 m) onde configuram pedimentos embutidos. Nesta região as coberturas lateríticas ("canga") haviam sido observadas por diversos pesquisadores desde o século passado, porém sua distribuição em mapas geológicos só foi introduzida na década de sessenta, com os trabalhos executados pela PROSPEC S/A para o DNPM, a exemplo do Projeto Goiânia (Barbosa et al., 1970). Entretanto, a maioria dos autores sempre apresentou descrições sucintas desses depósitos, com exceção de Penteado (1976), que identificou vários tipos de crostas ferruginosas na área do Distrito Federal, permitindo utilizá-las como guia para correlações em outras áreas do Planalto Central Goiano. Fernandes et al. (1982) englobaram as coberturas detrito-lateríticas da parte oriental do Planalto Central Goiano e da Depressão do Tocantins, em dois conjuntos, que denominaram Unidade TQd1 e Unidade TQd2, localizando o primeiro em relevos com cotas acima de 850 m e o segundo, em

relevos mais baixos. Estes autores utilizando a nomenclatura de King (1956), associaram generalizadamente os depósitos TQd1 às superfícies Pós-Gondwana e Sul-Americana e as TQd2 aos aplanamentos do Ciclo Velhas, cometendo equívocos. Ianhez et al. (1983) procuraram estabelecer melhor as relações dessas formações superficiais com os pediplanos regionais e distinguiram o grupo das acumulações terciárias daquelas consideradas pleistocênicas, fornecendo muitas informações a respeito. Os critérios utilizados por Ianhez et al. (op. cit.) foram também adotados por Del'Arco (1984) no mapeamento dos depósitos cenozóicos da Amazônia Legal e no presente trabalho. Outra região de ocorrência de coberturas paleogênicas é a dos Planaltos Residuais do Sul da Amazônia (Fig. 2) onde se preservaram no topo de alguns platôs da Chapada de Dardanelos e das serras dos Caiabis e do Cachimbo, entre outras (Fig. 1). Em diversos outros compartimentos elevados do relevo de Mato Grosso e Goiás, em terrenos pré-cambrianos, podem ser encontradas acumulações enquadráveis neste grupo, porém não foram indicadas no mapa devido a escala. Por outro lado, alguns planaltos sedimentares fanerozóicos também incluem formações e daoestratigráficas relacionáveis ao Terciário Inferior e Médio, como as couraças ferruginosas da localidade Taquari-MT, no chapadão dos Gaúchos, porém quase sempre estão inumadas por sedimentos detríticos neogênicos.

Dois tipos principais de acumulações são identificadas no grupo em epígrafe: um essencialmente eluvial, que abrange as crostas lateríticas concrecionárias autóctones, e outro colúvio-aluvial, composto por fragmentos rochosos e concreções ferruginosas, comumente dispersos em matriz areno-argilosa, às vezes com cimento limonítico, silicoso ou calcífero, representando pedimentos. Ambos os tipos podem estar ou não inumados por cobertura detrítica fina, pedogeneizada (latossolos) e se desenvolveram sobre litologias diversas, de idades diferentes, como gnaisses do Complexo Goiano, micaxistos e filitos dos grupos Araxá e Araí, filitos da Formação Paracatu e metapelitos dos grupos Bambuí (Subgrupo Paraopeba) e Paranoá, entre outros. As crostas lateríticas que ocorrem nos platôs das regiões de Brasília, Anápolis, Vianópolis e Cristalina são predominantemente ferruginosas. Compõem-nas agregados de concreções sobretudo limoníticas, normalmente arredondadas e com dimensões centimétricas a decimétricas, às vezes contendo resquícios da rocha original alterada. Conforme relataram Ianhez et al. (1983), entre outros, a espessura média dessas crostas é da ordem de 2 a 4 m, porém, valores maiores podem ser encontrados em escarpas nas bordas de alguns relevos tabulares. Estes autores por exemplo, constataram na borda noroeste da Chapada das Covas, a sul-sudoeste do Distrito Federal, um pacote elúvio-coluvial laterítico com aproximadamente 25 m de espessura, contendo uma zona concrecionária basal com 5 a 10 m de possança. Este tipo de depósito conforme o consenso geral é resultante de processos de laterização em condições tropicais e de acordo com a classificação de Penteadó (1976), na maioria dos casos constitui "paleohorizonte B concrecionado". Segundo esta autora, tais acumulações, que chamou "bancadas ferruginosas concrecionadas autóctones, pedogenéticas", apresentam "características físicas, morfológicas e estruturais de horizontes B de solos laterizados com concentração de ferro". Um clima mais seco posterior teria removido o horizonte A e provocado o endurecimento da zona ferruginosa, que depois foi recoberta por manto detrítico fino a grosseiro, com espessura variável, o qual pedogeneizado transformou-se no solo atual. Assim, de acordo com Penteadó (op. cit.) no perfil destes depósitos não se teria um corpo de solo único e o horizonte B concrecionário seria paleohorizonte. Esta gênese apresentada para as "bancadas ferruginosas" do planalto de Brasília foi estendida por Ianhez et al. (1983) para os depósitos das regiões de Anápolis e Vianópolis, entre outras, e serve também para as crostas ferruginosas dos chapadões dos Planaltos Setentrionais da Bacia Sedimen

tar do Paraná, conforme admitiram Mamede **et al.** (1983) e ainda para as do Planalto dos Parecis. Além das bancadas ferruginosas concrecionárias autóctones, Penteado (1976) caracterizou as "bancadas arenosas limonitizadas e silicificadas", com 1 a 2 m de espessura, que se desenvolveram à mesma época em quartzitos da Chapada da Contagem. Estas concreções têm estrutura caótica e se dispõem em manchas irregulares a 50-60 cm abaixo do solo arenoso e foram interpretadas como crosta de lençol freático.

Na região de São João d'Aliança, a norte de Brasília, em meio a ardósias e metapelitos do Grupo Paranoá, desenvolveram-se em locais esparsos, juntamente com as concreções ferruginosas, concentrações e concreções manganíferas. Estes depósitos são de pequena dimensão e recentemente tem sido muito estudados pela Profa. Edi Mendes Guimarães, da Universidade de Brasília, e colaboradores, os quais também os relacionam às fases de aplanamentos terciários, ressaltando, entre outros aspectos, a influência dos fatores topográficos e geoquímicos nas características dessas acumulações (Guimarães; Dardenne; Valarelli, 1984; Guimarães & Dardenne, 1985, entre outros). Fato similar ocorre na serra de Caldas (Caldas Novas-GO) de acordo com Bez (1971), cujo topo tabular constitui imponente testemunho do Pediplano Terciário Médio. Em outras áreas do Planalto Central Goiano, como as regiões de Goiás, Pilar de Goiás e Minaçu, existem outros pequenos depósitos manganíferos também de caráter laterítico, relacionados à alteração de gnaisses, xistos e quartzitos granadíferos, conforme relataram Drago **et al.** (1981), entre outros. Do mesmo modo as grandes jazidas de níquel laterítico dos Complexos Básico-Ultrabásicos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, são enquadráveis neste grupo de acumulações. Face a enorme importância econômica destas jazidas vários estudos sobre suas características e gênese tem sido realizados. Os principais resultados dessas pesquisas também foram reportados por Drago **et al.** (*op. cit.*).

As acumulações colúvio-aluviais, por sua vez, formam o que Penteado (1976) classificou como "pavimentos detríticos", os quais se dispõem em níveis topográficos intermediários aos platôs com crostas lateríticas autóctones. Distinguem-se vários depósitos, aos quais são atribuíveis idades diferentes, os mais novos localizando-se normalmente nas cotas mais baixas. Alguns desses pavimentos podem ser considerados neogênicos, mas sua diferenciação só é possível em estudos de detalhe. Eles contêm fragmentos rudáceos concrecionários procedentes de níveis superiores e fragmentos rochosos de composição variada, em geral similar à das litologias dos terrenos adjacentes. Esses fragmentos podem estar envoltos por matriz arenosa-argilosa e recobertos (ou não) por colúvios também arenosa-argilosos, de espessura variável desde alguns decímetros até mais de 3 m, conforme verificaram Penteado (*op. cit.*) e Ianhez **et al.** (1983), entre outros. A porção rudácea apresenta do mesmo modo, espessura variável, incluindo grânulos, seixos, blocos e matácões com formas arredondadas a subangulosas. Entre os fragmentos rochosos são mais comuns os de quartzo e quartzito. Em muitos desses pavimentos detríticos, sobretudo naqueles de altimetria mais alta, a percentagem das concreções é elevada, atingindo em alguns casos até 90%, tal como constatou Penteado (1976). Em algumas áreas, esses colúvios grosseiros apresentam-se agregados por cimento limonítico, silicoso, manganífero ou calcífero, estes últimos encontrados sobre rochas calcárias do Grupo Bambuí. A gênese desses depósitos está relacionada a fases de semi-aridez que favoreceram a desagregação mecânica das rochas e das coberturas concrecionárias autóctones. Suas características heterogêneas evidenciam transporte por fluxos de alta energia, do tipo torrente.

Coberturas Detrito-Lateríticas Neogênicas

As acumulações enquadradas neste gru

po são as que apresentam maior continuidade física na região mapeada e se preservam em extensas áreas, configurando chapadas e chapadões no Planalto dos Parecis e nos Planaltos Setentrionais da Bacia Sedimentar do Paraná, sobretudo na Chapada dos Guimarães e no Chapadão do Rio Verde (Figs. 1 e 2). Embora ocupando áreas tão grandes, estas coberturas são as que admitem maior controvérsia, no que se refere às suas origens, idade e classificação estratigráfica. Para alguns pesquisadores elas constituem unidades litoestratigráficas, para outros edafoestratigráficas (estas no sentido antigo de solos não transportados). Sobre esta questão, os estudos mais recentes foram apresentados por Souza Júnior *et al.* (1983) e Mamede *et al.* (1983), os quais analisaram a bibliografia a respeito e observaram os aspectos desses depósitos em diferentes áreas da Bacia Sedimentar do Paraná. Para os primeiros autores essas acumulações, que trataram sob a denominação Coberturas Detrito-Lateríticas Terciárias e Quaternárias Indiferenciadas, representam predominantemente produtos da pedogênese das rochas subjacentes, enquanto que para Mamede *et al.* (*op. cit.*) constituem sedimentos transportados por pedimentação e posteriormente pedogenizados. Nesta região essas coberturas já receberam diversas designações informais e também o nome de Formação Cachoeirinha, introduzido por Gonçalves & Schneider (1970) e adotado por Schobbenhaus Filho *et al.* (1975) e Schobbenhaus *et al.* (1981), entre outros.

No âmbito dos Planaltos Setentrionais da Bacia Sedimentar do Paraná os depósitos aqui considerados desenvolveram-se sobre uma superfície aplanada de idade paleogênica, que truncou indistintamente sedimentos do Devoniano ao Cretáceo, pertencentes às formações Furnas, Ponta Grossa, Aquidauana, Palermo, Irati, Corumbataí, Botucatu e ao Grupo Bauru, bem como os basaltos juro-cretácicos da Formação Serra Geral. No Planalto dos Parecis elas recobrem, sobretudo, os sedimentos cretácicos do Grupo Parecis (formações Salto das Nuvens e Utiariti) mas se prolongaram também sobre litologias pré-cambrianas do Complexo Xingu, do Grupo Iriri e da Formação Dardanelos na porção norte-nordeste do Planalto e localmente, sobre sedimentos das formações Sepotuba e Diamantino, na borda meridional.

Nas duas regiões geomorfológicas as descrições das características físicas dos depósitos são similares e seus aspectos são uniformes por vastas áreas. Isto tem levado os pesquisadores a contemplá-los, em cada região, como uma cobertura única, homogênea, ambas correlacionáveis entre si. As exposições frequentemente ocorrem no topo das escarpas dos relevos tabulares, ou em anfiteatros erosivos e difíceis em cabeceiras de drenagem, no interior dos chapadões, via de regra, mantidos por crostas ferruginosas. De acordo com a opinião dos diversos autores que observaram essas coberturas em Mato Grosso e no sudoeste goiano, nelas se distingue, em linhas gerais, o seguinte. Uma zona basal ou inferior com rocha subjacente alterada, areias inconsolidadas, argilas de cores variegadas, concreções ferruginosas e, às vezes, lentes conglomeráticas, usualmente dominadas por seixos, blocos e matações quartzosos, angulosos a arredondados. Esta zona tem espessura variável, podendo atingir mais de 10 m, sendo que os conglomerados, quando presentes, tem espessura máxima, em torno de 50 cm. A zona média é concrecionária, constituída por espessos lateritos ferruginosos, compostos por pisolitos com diâmetros médios em torno de 0,5 a 1 cm e por agregados de pisolitos ou concreções irregulares, associados com grãos e grânulos de quartzo hialino, seixos de quartzo leitoso e eventualmente outros fragmentos rochosos. A possança desta zona, por muitos referida como bancada concrecionária ou crosta, também é variável, alcançando 10-15 m, de acordo com Del'Arco *et al.* (1982) e Souza Júnior *et al.* (1983), entre outros. A zona superior caracteriza-se por um solo argiloso a argilo-arenoso marrom-avermelhado, com concreções ferruginosas e grânulos de

quartzo subordinados. Este solo pode ser classificado em dois tipos principais : Latossolo Vermelho-Escuro e Latossolo Vermelho-Amarelo, distróficos. Esta zona geralmente é a mais espessa, chegando a 20 m ou mais. Na borda oriental do Planalto dos Parecis estima-se para todo o pacote uma espessura máxima de 80 m, valor este encontrado por Barbosa et al. (1966). Na borda ocidental e meridional do mesmo Planalto a cobertura detrito-laterítica tem 20 a 40 m. Nos Planaltos Setentrionais da Bacia Sedimentar do Paraná os maiores valores oscilam entre 40 a 50 m (Souza Júnior et al., 1983), embora localmente tenham sido indicados valores maiores, como 80 m na região de Cachoeirinha-MT (Gonçalves & Schneider, 1970) e 70 m na cuesta do Caiapó-GO (Pena et al., 1975).

Todos os pesquisadores admitem para estas coberturas idade terciária, porém na última década os diversos mapeamentos as tem cartografado como um capeamento detrito-laterítico terciário-quadernário. Tida como unidade litológica afossilífera, correlativa de aplanamentos terciários e espalhada em superfície de erosão pós-cretácica, ela tem sua posição estratigráfica condicionada às idades relativas atribuídas aos eventos morfoclimáticos que esculpíram o relevo após o Cretáceo. Sua ampla distribuição nos planaltos sedimentares do Centro-Oeste, recobridos com características homogêneas diversas litologias de idades diferentes, pressupõe, conforme opinião de diversos autores, que seu desenvolvimento ocorreu sob certa estabilidade tectônica. As análises de suas particularidades físicas, como relataram Amaral Filho (1982) e Mamede et al. (1983), entre outros, evidenciam o predomínio de material alóctone, que foi depositado e então pedogeneizado. Estes autores admitem que sua origem se reporta a uma fase de pediplanação compreendida entre o Mioceno e o Plioceno, a qual foi identificada em mapeamentos geomorfológicos do Projeto RADAMBRASIL em diversas áreas, como no Planalto Dissecado do Sul do Pará, nos relevos altos do Planalto Central Goiano e até em planaltos da Bacia Sedimentar do Paraná. Esta interpretação concorda com as idéias de Ab'Saber (1965) quando escreveu que a "porção sul-amazônica do Escudo Brasileiro é talvez a única velha plataforma residual que permaneceu um tanto a escapa das grandes deformações modernas, a qual certamente foi afetada por fenômenos de pediplanação extensiva que afetaram o sul da Amazônia dos meados para fins do Terciário. Tratando-se, pois, de uma legítima plataforma, a qual não foi muito estimulada pela epirogenese, tendo permanecido na categoria de superfície de degradação lenta por quase todo o Terciário". Como já foi mencionado, o Pediplano Pliocênico identificado nos topos do Planalto Dissecado do Sul do Pará e dos Planaltos Residuais do Sul da Amazônia apresenta um caimento topográfico voltado para sul, sugerindo que os sedimentos correlativos desta fase erosiva se dirigiam nesse sentido. Imediatamente a sul desses planaltos localiza-se o grande Planalto dos Parecis, com uma vasta cobertura terciária. Considerando-se a situação geográfica deste Planalto e admitindo-se que não ocorreu uma tectônica violenta e generalizada que pudesse alterar o caimento da superfície erosiva que truncou o Planalto Dissecado do Sul do Pará e os Planaltos Residuais do Sul da Amazônia, pode-se supor que os sedimentos terciários da Chapada dos Parecis e da região do Alto Xingu, no Planalto Dissecado dos Parecis, sejam os depósitos correlativos do Pediplano Pliocênico. O Planalto dos Parecis atualmente mostra um caimento de superfície voltado para norte, posição contrária à dos planaltos vizinhos a norte. Todavia, indicações apontadas por Mamede, Ross e Santos (1981) no mapeamento geomorfológico da Folha SC.22 Tocantins, revelam que a drenagem tinha disposição anterior diferente da atual, com o curso do rio Xingu voltado para sul, corroborando a idéia de uma sedimentação vinda neste sentido e se depositando onde hoje se encontra o alto curso desse rio. Igualmente, na porção meridional do Planalto dos Parecis, Petri & Fulfaro (1981) encontraram vários conglomerados ce

nozóicos, nos quais efetuaram medidas de imbricação de seixos e obtiveram valores geralmente dirigidos para SSW e SSE. Assim, admitiu-se neste trabalho uma idade neogênica para a cobertura detrítico-laterítica de Planalto dos Parecis, e por correlação, a mesma idade para a dos Planaltos Setentrionais da Bacia Sedimentar do Paraná. Além disso, ambas foram afetadas pela fase erosiva posterior que originou o Pediplano Plio-Pleistocênico. Nesta época provavelmente acentuou-se a tectônica que reativou os falhamentos antigos do substrato, provocando os abatimentos que resultaram nas grandes depressões do Guaporé, do Alto Paraguai/Pantanal Mato-Grossense, do Araguaia e do Tocantins, entre outras, e estabelecendo a compartimentação do relevo, cujo modelado atual foi realçado nas fases erosivas posteriores.

Coberturas Detríticas e Lateríticas Pleistocênicas Este grupo de acumulações é o que ocorre na maior parte da área em foco, distribuindo-se descontinuamente nas grandes Depressões do Guaporé, do Alto Paraguai--Paranatinga, do Araguaia, do Tocantins e do Planalto Rebaixado de Goiânia (Figs. 1 e 2). Ele existe também na Depressão Periférica do Sul do Pará, na Depressão Sul da Amazônia e nos Planaltos Rebaixados da Bacia do Paraná, embora suas áreas não tenham sido indicadas no mapa da Figura 1. Suas origens estão relacionadas aos processos erosivo-deposicionais e/ou intempéricos que se sucederam no Quaternário, até o estabelecimento da rede de drenagem holocênica, que no clima úmido atual tem provocado a erosão por dissecação e a alteração desses depósitos. Essas formações superficiais surgiram concomitantemente com os sedimentos flúvio-lacustres pleistocênicos que entulharam as depressões tafrogenéticas do Guaporé, do Paraguai e do Araguaia, entre outras, onde a deposição se fazia por sistemas de leques aluviais e rios anastomosados e meandrantés (Del'Arco, 1984). Algumas das coberturas pleistocênicas, sobretudo aquelas colúvio-aluviais dispostas nas áreas periféricas das aquelas depressões, podem até ser entendidas como facies de piemonte das formações quaternárias aí definidas, atribuindo-se-lhes idade provavelmente pleistocênica inferior, conforme admitiram Del'Arco et al. (1982), para os depósitos desse tipo observados na Depressão do Alto Paraguai. Estes autores denominaram informalmente essas coberturas de Depósitos Detríticos, denominação igualmente adotada por Barros et al. (1982) e Araújo et al. (1982) e ainda as correlacionaram também com a Formação Xaraiés de Almeida (1945, 1964). Na porção setentrional da Depressão do Alto Paraguai, na área limitada a leste pela Província Serrana, a oeste pelo rio Cabaçal e a norte pela serra de Tapirapuã, existem sedimentos colúvio-aluviais e aluviais parcialmente laterizados, os quais foram incluídos por Barros et al. (1982) entre outros, na Formação Pantanal. No presente trabalho estes sedimentos foram inseridos no grupo das Coberturas Detríticas e Lateríticas Pleistocênicas, em concordância com a proposta de Del'Arco et al. (1982) de restringir a denominação Formação Pantanal apenas para os sedimentos aluviais das áreas periodicamente inundáveis que constituem a unidade geomorfológica Pantanal Mato-Grossense. Além disso aquela área configura quase que uma depressão intermontana, onde os sedimentos pleistocênicos estão sendo dissecados com o entalhe da drenagem, ao contrário do que ocorre no Pantanal Mato-Grossense, onde a sedimentação ainda se processa.

Em parte da Depressão do Tocantins, na área compreendida entre o Planalto Central Goiano e as Chapadas e Patamares do São Francisco, existem vários manchas de coberturas detríticas e/ou lateríticas pleistocênicas porém grande parte deles não foi representada na Figura 1. No vale do rio Paraná muitos desses depósitos foram cartografados com mais detalhe por Fernandes et al. (1982)

com a legenda "Unidade TQd2". No Planalto Rebaixado de Goiânia e em parte da Depressão do Araguaia, as acumulações deste grupo foram assinaladas minuciosamente por Ianhez *et al.* (1983).

Tal como no conjunto das Coberturas Detrito-Lateríticas Paleogênicas, reconhecem-se dois tipos principais de depósitos: os essencialmente eluviais e os colúvio-aluviais. Os primeiros estão representados por concreções lateríticas, geralmente constituindo crostas, inumadas ou não por colúvios e/ou solos lateríticos. Estas crostas na maioria dos casos são ferruginosas e resultaram da laterização da própria rocha subjacente ou do material coluvial que a recobria. Neste último caso, conforme identificaram Ianhez *et al.* (*op. cit.*), a "canga" contém fragmentos rochosos de composição e tamanhos variados e grãos quartzosos finos a grossos, agregados por cimento ferruginoso juntamente com concreções ferruginosas pisolíticas e botriodais. Em alguns locais do Planalto Rebaixado de Goiânia formaram-se também crostas manganésíferas por processos de laterização em micaxistos e/ou quartzitos granadíferos, como por exemplo nas regiões de Itaberaí e Palmeiras de Goiás (Ianhez *et al.*, 1983), entre outros. Na porção meridional da Depressão do Araguaia, em corpos ultrabásico-alcalinos do Grupo Iporá (Cretáceo Superior) desenvolveram-se concentrações lateríticas de níquel, geralmente capeadas por manto de concreções ferruginosas com espessura variável. Em alguns desses corpos definiram-se jazidas de níquel, como os maciços de Santa Fé, Água Branca e Morro do Engenho, cujas características acham-se sumariadas no trabalho de Drago *et al.* (1981), entre outros. A espessura média das crostas lateríticas concrecionárias varia de 2 a 4 m, porém, localmente pode ser maior, como ocorre no morro do Engenho, onde sobre a zona mineralizada na porção sul do complexo ígneo foi descrita uma cobertura laterítica de até 16 m de possança. Na Depressão do Alto Paraguai, no compartimento conhecido como Baixada Cuiabana, formaram-se inúmeros depósitos de ouro associados à cobertura elúvio-laterítica que se desenvolveu sobre metamorfitos do Grupo Cuiabá. Conforme relato de Santos (1984), nestes depósitos, que tem espessura delgada (1,5 a 3 m), o ouro ocorre em pepitas, tanto na zona concrecionária, agregado aos óxidos e hidróxidos de ferro, como liberado no solo eluvial, que é composto basicamente por fragmentos angulosos a subangulosos de quartzo, médios a grosseiros e rara matriz argilosa com matéria orgânica. Este autor apresentou informações detalhadas sobre as pesquisas efetuadas no mais típico deles, o depósito de Jatobá, situado a 30 km a ESE de Cuiabá, destacando os problemas relativos aos métodos de pesquisa e à avaliação desses jazimentos supergênicos de ouro.

O segundo principal tipo das formações superficiais pleistocênicas são os depósitos predominantemente detríticos, conglomeráticos e areno-siltosos, às vezes com lentes pelíticas. Estas acumulações podem estar parcial ou totalmente laterizadas e em alguns locais, conforme relataram Ianhez *et al.* (1983), comportam restos fósseis de mamíferos pleistocênicos e, em sedimentos argilosos, impressões de folhas de dicotiledôneas. Estas coberturas detríticas, regionalmente conhecidas como "cascalheiras", tem espessuras variáveis (frequentemente de 2 a 5 m) e se distribuem sobretudo como manchas nos interflúvios aplanados, indicando que preencheram baixos topográficos e deram origem a outra superfície topográfica, a qual, como assinalaram Ianhez *et al.* (*op. cit.*) está sendo modelada pela atual rede de drenagem. Já nas quebras topográficas definidas entre os planaltos e as depressões, esses depósitos usualmente configuram pedimentos, em muitos trechos resultantes da coalescência de diversos cones de dejeção, como aqueles que caracterizam a unidade geomorfológica Piemontes Orientais Mato-Grossenses (Fig. 2). Nesta área, no sopé das serras do Pantanal e São Jerônimo, existem acumulações

muito preservadas, de características didáticas. Del'Arco et al. (1982) indicaram vários deles também nas faldas de outros relevos montanhosos da borda da Depressão do Alto Paraguai, como no sopé da serra do Aguapeí e na borda ocidental da Província Serrana, entre outros. Além desses merecem destaque alguns pedimentos localizados ao longo da borda oriental do Planalto dos Parecis (Mamede; Ross; Santos, 1981), ao longo do vale do rio Paranã (Fernandes et al., 1982) e ao longo das faldas da serra Geral de Goiás, na divisa com a Bahia (Mauro; Dantas; Rosso, 1982).

Em quase todos os locais onde ocorrem, os depósitos colúvio-aluviais pleistocênicos apresentam características similares, identificadas por: uma zona inferior conglomerática, uma zona intermediária concrecionária e uma zona de topo arenosa-argilosa ou argilo-arenosa laterizada (latossolo). Essas zonas tem espessuras variáveis e às vezes nem todas estão representadas num mesmo perfil. A zona conglomerática tem comportamento lenticular e se constitui de seixos, blocos e matacões arredondados a angulosos, de um ou vários tipos de rochas (conforme a área em que se encontra), envoltos por matriz argilo-arenosa ou areno-argilosa, eventualmente com cimento e concreções ferruginosas. Sua heterogeneidade composicional e granulométrica evidencia o agente transportador de alta energia, do tipo torrente, que predominava à época de sua formação, em clima semi-árido. A zona intermediária, nos perfis completos, distingue-se pela concentração de concreções limoníticas do tipo pisólito, de diâmetros milimétricos a centimétricos, às vezes constituindo agregados botriodais, vesiculares. Em diversos locais a zona concrecionária desenvolve-se diretamente sobre o substrato rochoso alterado, mostrando uma linha de contato irregular. Frequentemente essas concreções incluem grânulos e seixos de quartzo. Sua espessura também é variável, podendo atingir um metro ou mais nos depósitos mais possantes. A zona superior evidencia-se pela escassez de concreções e pela dominância da fração argilo-arenosa ou areno-argilosa, constituindo um solo geralmente castanho-avermelhado, ferruginoso. Estes latossolos, com espessura de 1 a 5 m, podem apresentar classificações distintas nos diferentes terrenos onde ocorrem. Os mais comuns são: Podzólicos Vermelho-Amarelo, Latossolos Vermelho-Amarelos, Latossolo Vermelho-Escuro e Solos Concrecionários Distróficos.

Sedimentos arenosos, silticos e argilosos, acamadados, intercalados com lentes conglomeráticas, foram encontrados em algumas áreas baixas de caráter intermontano no Planalto Central Goiano. A norte de Goiânia por exemplo, na região de Nerópolis--Anápolis, próximo à vila Goialândia (não indicada na Fig. 1), Ianhez et al. (1983) mencionaram exposições de até 10 m de possança, cobrindo discordantemente rochas gnáissicas do Complexo Goiano. Neste pacote são encontrados conglomerados dos tipos petromítico e ortoquartzítico, com variações faciológicas bruscas ou gradacionais para arenitos friáveis, siltitos e argilitos pouco arenosos. Estes sedimentos finos têm cores avermelhadas e amareladas, às vezes mosqueada e com concentrações ferruginosas, e se apresentam ora maciços ora com estratificação plano-paralela. As características dos depósitos desta região evidenciam uma sedimentação aluvial com facies de alta e baixa energia, que sofreu interferências das oscilações climáticas da época. Além disso, suas distribuições confinadas sugerem interferências tectônicas na região, o que pode ser presumível, em comparação com o que ocorria nos domínios das grandes depressões, onde os falhamentos do substrato estavam sendo reativados com intensidades variáveis. Em sedimentos argilosos similares à estes, existentes na área de Goiânia, Erichsen & Miranda (1939 apud Ianhez et al., op. cit.) encontraram impressões de folhas de dicotiledôneas, porém não precisaram a idade, se terciária ou quaternária. No contexto regional, conforme admitiram Ianhez et al. (1983), estas acumulações são

correlacionáveis aos demais depósitos colúvio-aluviais encontrados no Planalto Rebaixado de Goiânia, considerados pleistocênicos, bem como com parte das formações Bananal e Pantanal, entre outras.

Em alguns terraços dos rios Araguaia e Tocantins, Mamede, Ross e Santos (1981) descreveram depósitos conglomeráticos enquadráveis neste grupo. Na cidade de Conceição do Araguaia, nas margens do rio Araguaia, estes autores verificaram um pacote arenoso de 3 a 4 m de espessura, com seixos mal rolados e bem rolados, de diâmetro médio de 4 a 5 cm. O "entalhe do rio permitiu a exposição de grande quantidade de seixos mal selecionados na barranca do referido rio. Os seixos fluviais bem trabalhados foram retomados numa fase torrencial posterior, onde os mal rolados e mal calibrados foram misturados e depositados nos bancos de cascalheiras, o que significa que houve intervenção de processos espasmódicos de regimes torrenciais em clima semi-árido, típico de áreas de pedimentação". No rio Tocantins, na cidade de Porto Nacional, o material do terraço é semelhante ao do rio Araguaia. Sobre uma camada de rochas areníticas ocorre um pacote de seixos de uns 20 m de espessura, mal calibrados, apresentando dimensões variadas. Os de diâmetro de 6 a 7 cm são geralmente bem rolados, enquanto os de dimensões inferiores são subangulosos.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES A principal proposta deste trabalho, foi sugerir a separação das acumulações que têm sido indiscriminadamente mapeadas como Coberturas Detrito-Lateríticas Terciário-Quaternárias (TQd1), nos Estados de Mato Grosso e Goiás em três grupos distintos: Coberturas Detrito-Lateríticas Paleogênicas, Coberturas Detrito-Lateríticas Neogênicas e Coberturas Detríticas e Lateríticas Pleistocênicas. Isto foi conseguido mediante à integração dos dados geológicos, geomorfológicos e pedológicos sobre a região Centro-Oeste, apresentados, sobretudo, pelo Projeto RADAMBRA-SIL. Entretanto, esta proposta deve ser entendida como um ponto de referência para a execução de estudos posteriores mais detalhados. Isto porque: o caráter das informações disponíveis sobre essas coberturas ainda é genérico; muitos de seus depósitos não são mapeáveis; e, além disso, a sequência de eventos que determinou seu desenvolvimento não está suficientemente estabelecida. Apenas em locais esparsos, alguns aspectos dessas formações têm sido melhor analisados, como nas jazidas de níquel laterítico dos complexos básico-ultrabásicos de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava e dos complexos ultrabásico-alcálicos de Santa Fé, Água Branca e Morro do Engenho, em Goiás; nos depósitos de manganês da região de São João d'Aliança (GO) e no depósito de ouro de Jatobá (MT), entre outros. Nestes locais, todavia, a correlação dos estágios da gênese desses depósitos com os eventos morfoclimáticos que condicionaram sua origem, até agora admitem controvérsias. Por outro lado, os fenômenos erosivo-depositivos e/ou intempéricos que ocorreram na região em várias fases, foram extensivos e afetaram diferentes litologias de diversas idades, muitas das quais portadoras de minerais de alto interesse econômico, como o ouro, o diamante, a cassiterita, a cromita, entre outros. Assim, estudos mais acurados dos depósitos pedimentares devem ser incentivados, pela possibilidade de conterem acumulações residuais desses minerais.

Como elementos para estudos paleoclimáticos e paleogeográficos sobre o Cenozóico, essas coberturas são de fundamental importância, pois seu conteúdo permite estabelecer sua origem e as características do ambiente de deposição, dos agentes transportadores e do clima à época. Neste aspecto, muitas pesquisas estão por ser feitas na região. Da mesma forma, as coberturas correlatas de outras áreas, como a Amazônia, deveriam também ser melhor investigadas, a exemplo do que já ocorre com as formações bauxíticas da região do Baixo Amazonas.

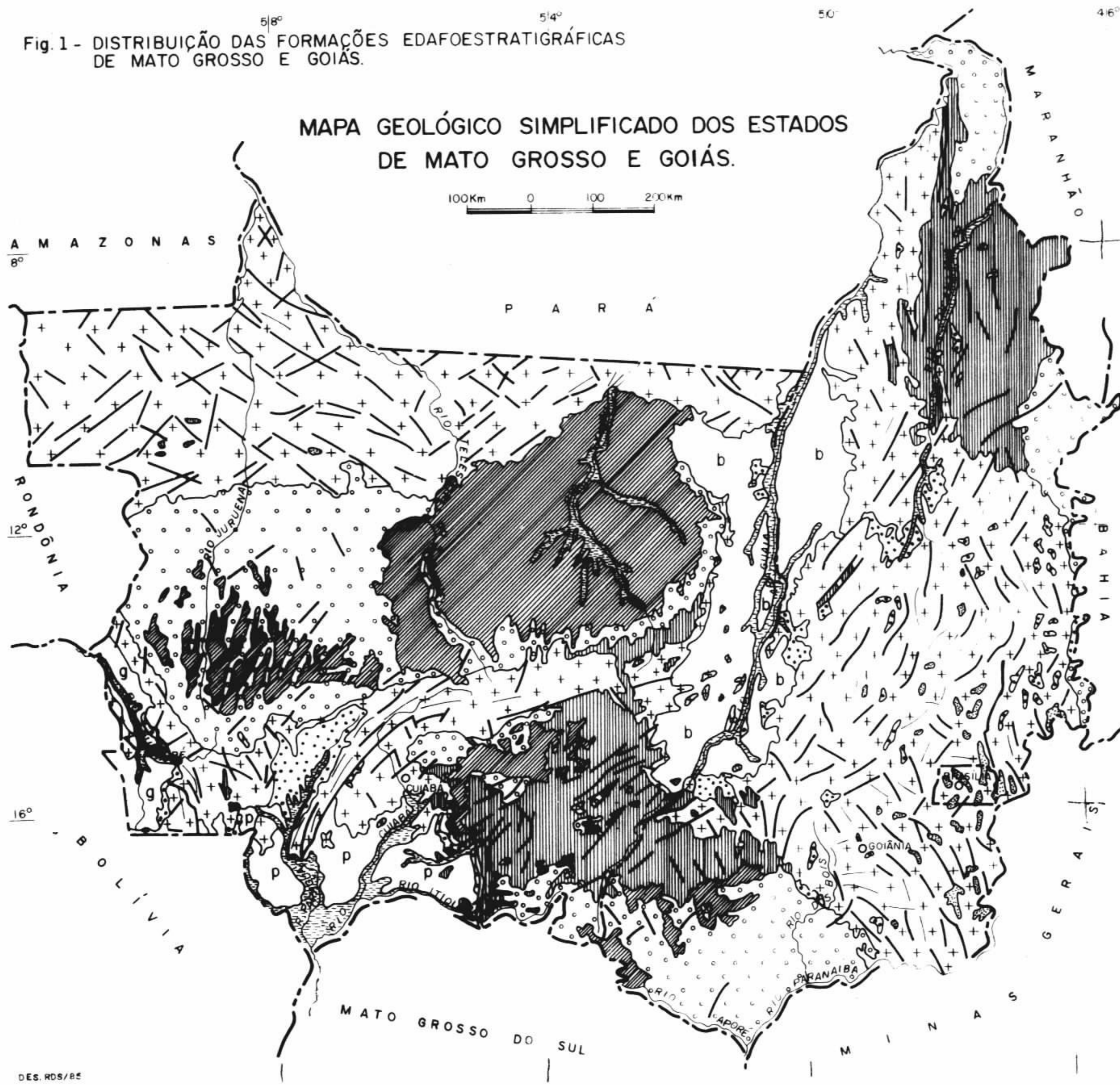
AGRADECIMENTOS Aos colegas geógrafa Diana Melo Del'Arco, pelas valiosas críticas e sugestões sobre o texto; Reginaldo Donizetti da Silva, pela elaboração final das figuras e Sônia Paulina Pereira, pela datilografia do trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N. - 1965 - Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro, São Paulo, Universidade, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras. 178p. Tese de livre-docência de Geografia Física.
- ALMEIDA, F.F.M. de. - 1945 - Geologia do Sudoeste Matogrossense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro (116):1-118.
- _____. - 1964 - Geologia do centro-oeste mato-grossense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro (215):1-133.
- AMARAL FILHO, Z.P. do. - 1982 - Influência da pedologia no mapeamento geológico do Triângulo Mineiro - Goiânia, Projeto RADAMBRASIL. 13p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 4-S)
- ARAÚJO, H.J.T. de et al. - 1982 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SF.21 Campo Grande. Rio de Janeiro, 416p. (Levantamento de Recursos Naturais, 28) p.23-124.
- BARBOSA, O. et al. - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monografia da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro (19):1-94.
- _____. - 1970 - Projeto Goiânia; relatório preliminar. Goiânia, DNPM/PROSPEC, 75p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 511)
- BARROS, A.M. et al. - 1982 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD.21 Cuiabá. Rio de Janeiro, 544p. (Levantamento de Recursos Naturais, 26)p.25-192.
- BEZ, L. - 1971 - Manganês na serra de Caldas, Caldas Novas, GO. Goiânia, DNPM, 8p.
- BOAVENTURA, R.S. - 1974 - Geomorfologia. In: BRASIL. DNPM-Projeto RADAM. Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 4)
- COMISSÃO ESPECIAL DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA, São Paulo. - 1982 - Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. Guia de nomenclatura estratigráfica. Unidades tectonoestratigráficas e problemas na classificação estratigráfica de rochas pré-cambrianas. Unidades edafoestratigráficas. Unidades paraestratigráficas. Ed. prelim. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. 55p. Suplemento especial do Jornal do Geólogo.
- DEL'ARCO, J.O. - 1984 - Depósitos Cenozóicos da Amazônia Legal Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Resumos, Breves Comunicações, Cursos, Excursões e Mesas-Redondas. Sociedade Brasileira de Geologia. 1984. p.54-55.
- DEL'ARCO, J.O. et al. - 1982 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20. Rio de Janeiro. 452p. (Levantamento de Recursos Naturais, 27) p.25-160.
- DRAGO, V.A. et al. - 1981 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD.22 Goiás. Rio de Janeiro. 640p. (Levantamento de Recursos Naturais, 25) p.27-300.
- FERNANDES, P.E.C.A. et al. - 1982 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD.23 Brasília. Rio de Janeiro. 660p. (Levantamento de Recursos Naturais, 29) p.25-204.
- GONÇALVES, A. & SCHNEIDER, R.L. - 1970 - Geologia do Centro-leste de Mato Grosso. Ponta Grossa, PETROBRÁS-DESUL. 43p. (Relatório Técnico Interno, 394)
- GUIMARÃES, E.M. & DARDENNE, M.A. - 1985 - O depósito de manganês de Buritizinho

- Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, II. Goiânia, 1985. Geologia do Pré-Cambriano; Resumos. Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, 1985. p.13-14.
- GUIMARAES, E.M.; DARDENNE, M.A.; VALARELLI, J.V. - 1984 - O depósito de manganês de Pedra Petra - Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v. 3, p.1115-1128.
- IANHEZ, A.C. et al. - 1983 - Geologia do Pré-Cambriano e Cambroordoviciano. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.22 Goiânia. Rio de Janeiro, 768p. (Levantamento de Recursos Naturais, 31) p.23-348.
- KING, L.C. - 1956 - A geomorfologia do Brasil oriental. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, 18(2):147-265, abr./jun.
- MAMEDE, L. et al. - 1983 - Geomorfologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.22 Goiânia. Rio de Janeiro, 768p. (Levantamento de Recursos Naturais, 31) p.349-412.
- MAMEDE, L.; NASCIMENTO, M.A.L.S. do; FRANCO, M. do S.M. - 1981 - Geomorfologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD.22 Goiás. Rio de Janeiro, 640p. (Levantamento de Recursos Naturais, 25) p.301-76.
- MAMEDE, L.; ROSS, J.L.S.; SANTOS, L.M. dos. - 1981 - Geomorfologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro. 524p. (Levantamento de Recursos Naturais, 22) p.197-248.
- MAURO, C.A. de; DANTAS, M.; ROSO, F.A. - 1982 - Geomorfologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD.23 Brasília. Rio de Janeiro. 660p. (Levantamento de Recursos Naturais, 29) p.205-96.
- PENA, G.S. et al. - 1975 - Projeto Goiânia II; relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM. 5v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2371) v.1.
- PENTEADO, M.M. - 1976 - Tipos de concreções ferruginosas nos compartimentos do planalto de Brasília. Notícia Geomorfológica, Campinas, 16(32):39-53.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. - 1981 - Geologia da Chapada dos Parecis, Mato Grosso, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 11(4):274-282, dez.1981.
- PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho. Rio de Janeiro, 1978. 668p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16)
- _____. Folha SD.20 Guaporé. Rio de Janeiro, 1979. 368p. (Levantamento de Recursos Naturais, 19)
- _____. Folha SC.21 Juruena. Rio de Janeiro, 1980. 460p. (Levantamento de Recursos Naturais, 20)
- _____. Folha SC.23 Rio São Francisco. Rio de Janeiro, no prelo. (Levantamento de Recursos Naturais, 36)
- _____. Folha SE.23 Belo Horizonte. Rio de Janeiro, no prelo. (Levantamento de Recursos Naturais, 38)
- SANTOS, J.F. dos. - 1984 - O ouro elúvio-laterítico do depósito de Jatobá-MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.8. p. 4102-4123.
- SCHOBENHAUS, C. et al. - 1981 - Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília, DNPM, 1981. Escala 1:2.500.000. Mapa em quatro partes.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. et al. - 1975 - Carta geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Goiânia (SE.22). Brasília, DNPM. 87p.
- SOUZA JÚNIOR, J.J. de et al. - 1983 - Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.22 Goiânia. Rio de Janeiro, 768p. (Levantamento de Recursos Naturais, 31) p.23-348.

Fig. 1 - DISTRIBUIÇÃO DAS FORMAÇÕES EDAFOESTRATIGRÁFICAS DE MATO GROSSO E GOIÁS.

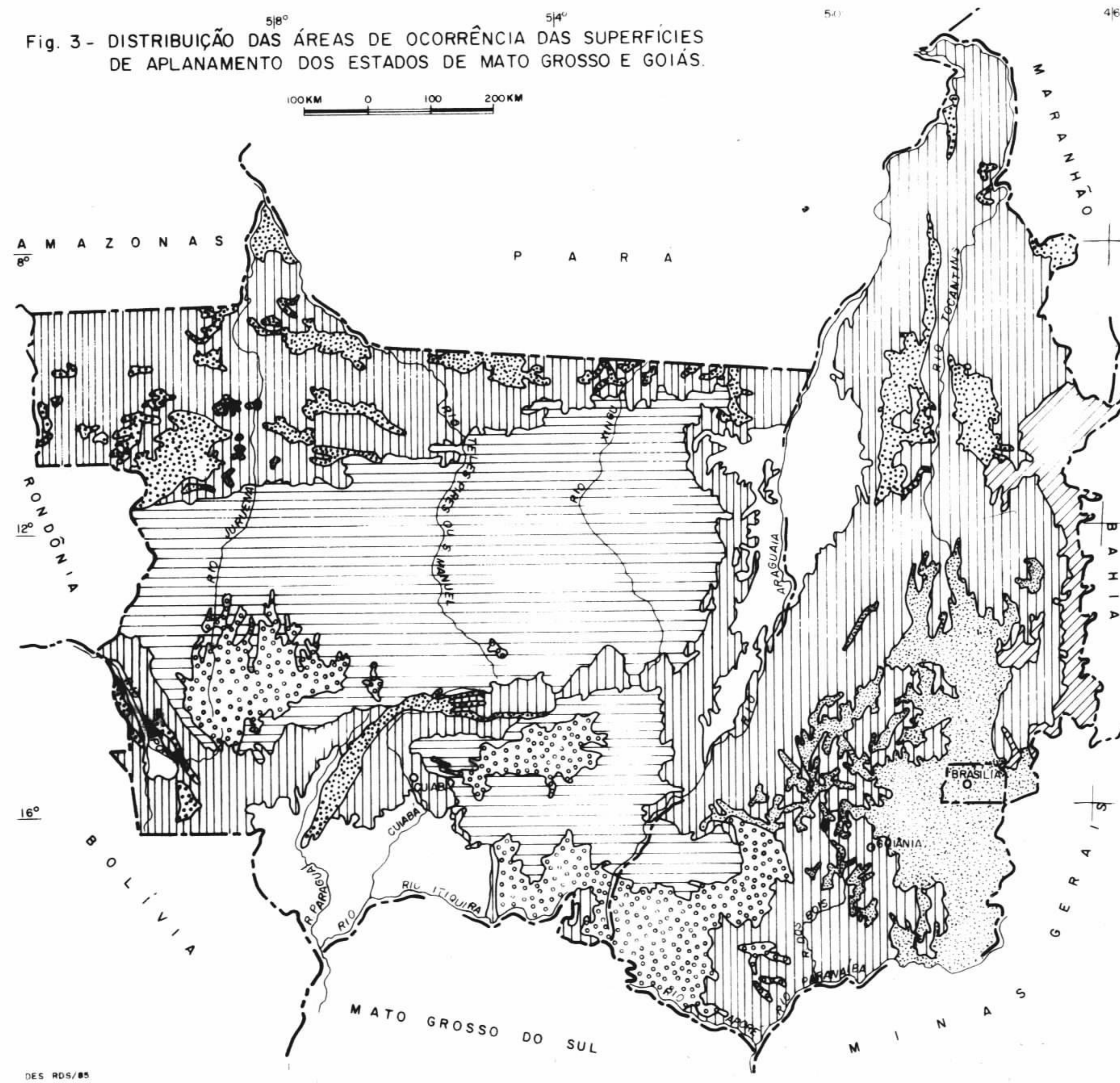


LEGENDA

- Aluviões Holocênicos
- Formações Quaternárias (b-Bananal, g-Guaporé, p-Pantanal)
- Pleistocênicas *
- Neogênicas
- Paleogênicas *
- Formações Mesozóicas
- Formações Paleozóicas
- Formações Pré-Cambrianas
- Falha
- Eixo de dobra

* Obs. A localização no mapa é aproximada. Existem mais áreas não representáveis nesta escala.

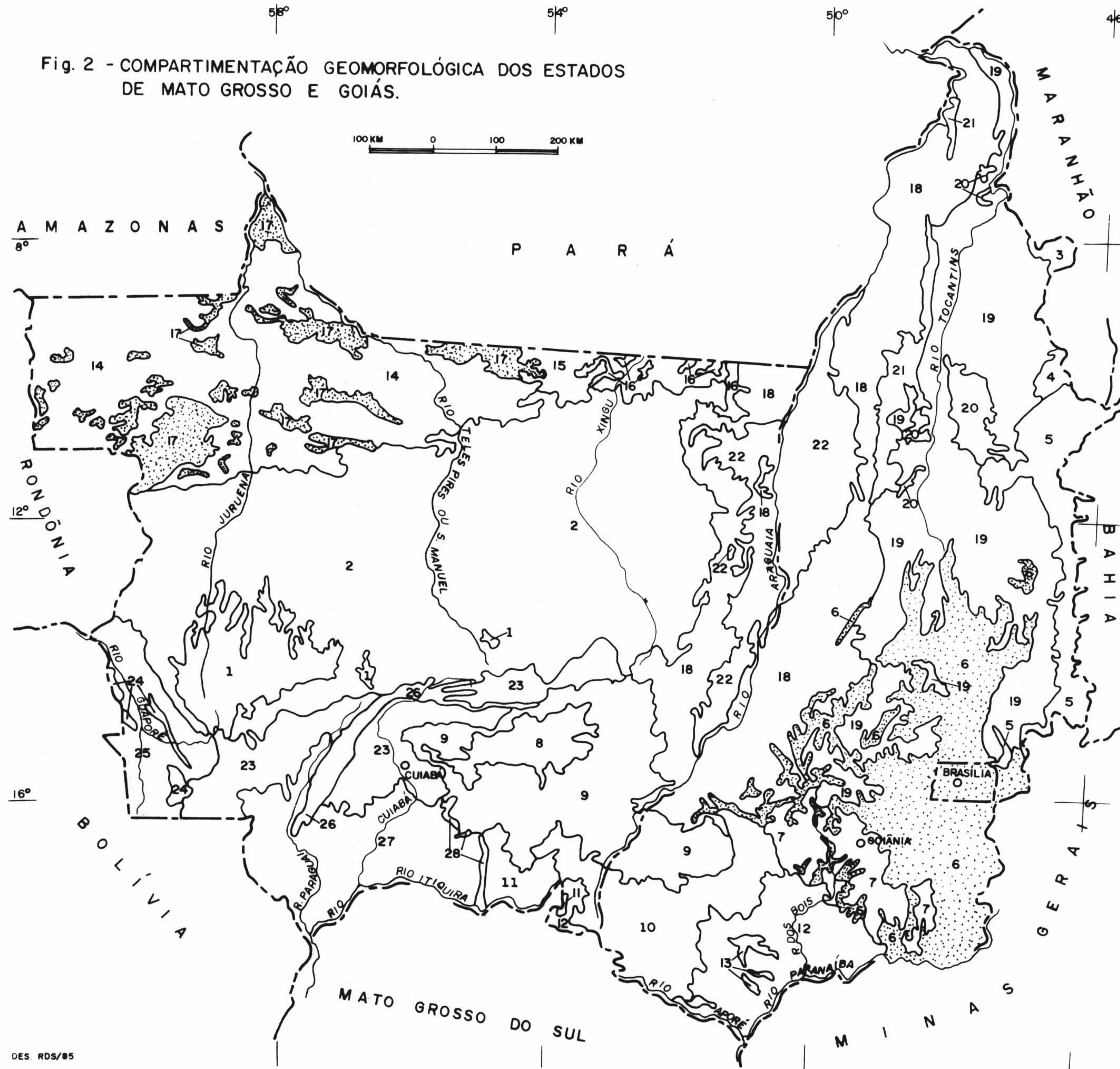
Fig. 3 - DISTRIBUIÇÃO DAS ÁREAS DE OCORRÊNCIA DAS SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO DOS ESTADOS DE MATO GROSSO E GOIÁS.



LEGENDA

- Pediplano Pré-Cretácico ou Cretáceo Inferior (em exumação) e Pediplano Cretáceo.
- Pediplanos Terciário Inferior e Terciário Médio.
- Pediplano Pliocênico
- Pediplano Plio-Pleistocênico
- Pediplano Mesopleistocênico
- Pediplano Neopleistocênico
- Áreas de planícies inundáveis

Fig. 2 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DOS ESTADOS DE MATO GROSSO E GOIÁS.



LEGENDA

REGIÕES GEOMORFOLÓGICAS	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS
PLANALTO DOS PARECIS	1- CHAPADA DOS PARECIS
	2- PLANALTO DISSECADO DOS PARECIS
PLANALTOS DA BACIA DO PARNAÍBA	3- CHAPADAS DO PARNAÍBA
	4- DEPRESSÃO DO PARNAÍBA
PLANALTOS DA BACIA SEDIMENTAR DO SÃO FRANCISCO	5- CHAPADAS E PATAMARES DO S. FRANCISCO
PLANALTOS DO DIVISOR, SÃO FRANCISCO-PARANÁ	6- PLANALTO CENTRAL GOIANO *
	7- PLANALTO REBAIXADO DE GOIÂNIA
PLANALTOS SETENTRIONAIS DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ	8- CHAPADA DOS GUIMARÃES
	9- PLANALTO DOS GUIMARÃES-ALCANTILADOS
	10- CHAPADÃO DO RIO VERDE
PATAMARES DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ	11- PLANALTO OCIDENTAL DA BACIA DO PARANÁ.
PLANALTOS ARENÍTICOS-BASÁLTICOS DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ.	12- PLANALTOS REBAIXADOS DA BACIA DO PARANÁ.
	13- PLANALTOS RESIDUAIS DA BACIA DO PARANÁ.
DEPRESSÕES DA AMAZÔNIA MERIDIONAL	14- DEPRESSÃO SUL DA AMAZÔNIA
	15- DEPRESSÃO PERIFÉRICA DO SUL DO PARÁ.
	16- PLANALTO DISSECADO DO SUL DO PARÁ.
DEPRESSÕES DO TOCANTINS-ARAGUAIA	17- PLANALTOS RESIDUAIS DO SUL DA AMAZÔNIA. *
	18- DEPRESSÃO DO ARAGUAIA
	19- DEPRESSÃO DO TOCANTINS
DEPRESSÕES DO ALTO PARAGUAI-GUAPORE	20- PLANALTOS RESIDUAIS DO TOCANTINS
	21- PLANALTO DO INTERFLÚVIO ARAGUAIA-TOCANTINS.
	22- PLANÍCIE DO BANANAL
DEPRESSÕES DO ALTO PARAGUAI-PARANATINGA	23- DEPRESSÃO DO ALTO PARAGUAI-PARANATINGA
	24- PLANALTOS RESIDUAIS DO ALTO GUAPORÉ
DEPRESSÕES DO ALTO PARAGUAI-GUAPORE	25- DEPRESSÃO DO GUAPORÉ
	26- PROVÍNCIA SERRANA
	27- PANTANAL MATO-GROSSENSE
	28- PIEMONTE ORIENTAIS MATO-GROSSENSES.

* OS ORNAMENTOS PONTILHADOS FORAM UTILIZADOS PARA DESTACAR ALGUNS RELEVOS.

Fig. 4 — QUADRO-RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS DAS SUPERFÍCIES DE AFLANAMENTO DE MATO GROSSO E GOIÁS

DENOMINAÇÃO	CARACTERÍSTICAS GERAIS	DEPÓSITOS CORRELATIVOS	ÁREAS DE OCORRÊNCIA
Pediplano Pré-Cretácico ou Cretácico Inferior	Ocorre em níveis altimétricos que variam de 600 a 800 m; os relevos são planos; corresponde a uma superfície de erosão pretérita inumada por sedimentos cretáceos; a remoção parcial dos sedimentos que a recobrem caracterizam-na como um pediplano em exumação.		Nas Chapadas e nos Patamares do São Francisco (serras de Unai e Carreira Comprida)
Pediplano Cretácico	Abrange níveis altimétricos que vão de 800 a 1.650 m; ocorre nos topos conservados de relevos residuais constituídos de rochas pré-cambrianas; representa a mais antiga superfície de cimeira do Centro-Oeste.	Formação Urucuaia	Planalto Central Goiano (Complexo Montanhoso Veadeiros-Araí)
Pediplano Terciário Inferior	Abrange níveis altimétricos que vão de 1.200 a 1.345 m; os relevos são planos com vales pouco incisivos.	Bancadas arenosas limonitizadas e silicificadas de 1 a 2 m de espessura, entendidas como crosta de lençol freático, desenvolvida em ambiente tropical; bancadas ferruginosas concrecionadas autóctones, pedogenéticas, de 3 a 4 m de espessura; pavimentos detriticos.	Planalto Central Goiano (Chapada de Contagem e Morro da Canastra)
Pediplano Terciário Médio	Abrange níveis altimétricos que variam de 900 a 1.200 m; os relevos são planos ou levemente dissecados.	Bancadas lateríticas autóctones de 2 a 4 m de espessura; pavimentos detriticos recobertos ou não por colúvios; depósitos supergênicos de níquel (Niquelândia, Barro Alto e Cana-Brava); depósitos supergênicos de manganês (região de São João d'Aliança).	Planalto Central Goiano (nível altimétrico de Brasília, serras do Passa Nove, Cafundó, Mantiqueira, Santa Bárbara)
Pediplano Pliocênico	Ocorre em níveis altimétricos que variam de 400 a 800 m; comporta relevos residuais elevados dobrados, falhados e de topos truncados por erosão; os relevos residuais são localmente conhecidos por serras; nos Planaltos Residuais do Sul da Amazônia a pediplanação exumou diques de diabásio jura-cretácicos.	Coberturas Detritico-Lateríticas Neogênicas do Planalto dos Parecis e dos Planaltos Setentrionais da Bacia Sedimentar do Paraná.	Planalto Dissecado do Sul do Pará; Planaltos Residuais do Sul da Amazônia; Planalto do Interflúvio Araguaia-Tocantins; Planaltos Residuais do Tocantins; Província Serrana; Planaltos Residuais do Alto Guaporé; Chapadas do Parnaíba.
Pediplano Plio-Pleistocênico	Abrange níveis altimétricos que vão de 400 a 1.000 m; relevo homogêneo conservado, esculpido em litologias terciárias; ocorre em superfícies levemente inclinadas, nos topos das chapadas e em relevos residuais.	Bancadas ferruginosas; sedimentos em subsuperfície da base das formações Guaporé, Pantanal e Bananal.	Chapada dos Parecis; Planalto dos Parecis (parte mais elevada); Planalto Guimarães-Alcantilados; Chapada do Rio Verde; Planaltos Residuais da Bacia do Paraná.
Pediplano Mesopleistocênico	Ocorre em níveis altimétricos que variam de 350 a 550 m; os relevos são conservados ou dissecados, embutidos na superfície Plio-Pleistocênica.	Depósitos arenosos; pavimentos detriticos; parte dos sedimentos em subsuperfície das formações Guaporé, Pantanal e Bananal.	Planalto dos Parecis; Planalto dos Guimarães-Alcantilados.
Pediplano Neopleistocênico	Ocorre em níveis altimétricos que variam de 250 a 750 m; corresponde ao piso regional do relevo das depressões e dos planaltos rebaixados; truncou litologias diferenciadas do Pré-Cambriano ao Quaternário Inferior; estabeleceu rampas de coalescência entre as depressões e os planaltos.	Pavimentos detriticos; depósitos arenosos, ligados a fase de endorreísmo; concrecionamento generalizado; depósitos dos terraços pedimentados dos rios Araguaia e Tocantins; leques aluviais da sequência do topo das formações Guaporé, Pantanal e Bananal.	Depressões: Sul da Amazônia, Periférica do Sul do Pará, do Araguaia, do Tocantins, do Alto Paraguai-Paranatinga, do Guaporé, do Parnaíba; Planaltos Rebaixados da Bacia do Paraná; Planalto Rebaixado de Goiânia.

**OCURRENCE OF *Pseudoceratina droogeri* VAN DEN BOLD, 1965 IN THE
NORTHERN BRAZILIAN CONTINENTAL SHELF**

Lilia Pinto de Ornellas¹

João Carlos Coimbra²

¹ Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul — UFRGS

² Departamento de Biologia da Universidade Federal do Maranhão

SINOPSE

É registrada por primeira vez a ocorrência de Pseudoceratina droogeri van den Bold, 1965, para a plataforma continental norte do Brasil, coincidindo com a fácies de sedimentos retrabalhados do Holoceno/Moderno. Através dos dados obtidos, a espécie, que primeiramente estava restrita à área do Caribe, tem sua distribuição geográfica ampliada até a Lat. 02°15'N e Long. 48°15'W.

ABSTRACT

For the first time, the occurrence of Pseudoceratina droogeri van den Bold, 1965 is registered in the Northern Brazilian Continental Shelf. Its distribution is coincident to the Holocene/Recent facies of reworked sediments. According to the data obtained, the species, formerly restrict to the Caribbean area, has its geographical distribution extended until Lat. 02°15'N, Long. 48°15'W.

INTRODUCTION

The Amazonas Project consisted of three cruises: GEOMAR I, II and III. The objective of that project was the study of the Brazilian Continental Shelf, from Orange Cape to Salinópolis, where marine geologic and oceanographical works were developed. The cruises had the following participants: Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN of the Ministério da Marinha do Brasil, Petróleo Brasileiro S.A. - PETROBRÁS, Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM of the Ministério das Minas e Energia, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceanográfica - CECO of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Laboratório de Geologia Marinha - LAGEMAR of the Universidade Federal do Rio de Janeiro and Laboratório de Ciências do Mar of the Universidade Federal de Pernambuco.

The studied samples belong to GEOMAR III. That cruise was accomplished by the oceanographic vessel Almirante Saldanha of the Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN of the Ministério da Marinha do Brasil. It comprised the Northern area of the Brazilian Continental Shelf, from near Amazonas River mouth to the Oiapoque River mouth (between Long. 47°W - 51°W and Lat. 0°N - 5°N). The samples include material from geologic station (G 146 to 225) as

well as from oceanographic stations (2465 to 2533).

From the 86 samples received for study (Map 1) by the Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceanográfica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CECO), only 11 ones presented the occurrence of *Pseudoceratina droogeri* van den Bold, 1965. The species was described for the Caribbean area, and presents the stratigraphical range from Miocene to Recent.

Kowsmann & Costa (1979) studied the Brazilian Continental Margin, and presented the synthesis of the evolution of the Upper Quaternary sedimentation based on data of surface sediment distribution, depositional environments, shallow stratigraphy and geochronology, obtained by the REMAC Project. They divided the Brazilian Continental Shelf in three regions: the northern, the northeastern/eastern and southern ones. The Northern Continental Shelf presents the following sediments: residual (Pleistocenic?), from Holocene to Recent (reworked), from Holocene to Recent (not reworked) and Recent. (Maps 2 and 3).

According to the sedimentary facies map of Northern Continental Shelf, those 11 samples are situated on the area correspondent to Holocene/Recent reworked sediments (Map 2). The species is not found in the other 75 samples, which correspond to the Recent sediments only. In order to determine other possible areas of occurrence of *Pseudoceratina droogeri* an analysis of 586 samples from all Brazilian Continental Shelf (REMAC Project) was carried out. Meanwhile, this species was not found in any other region of Brazilian Coast. Probably it was restricted to the Northern Continental Shelf, corresponding to the Amapá Coast.

REPOSITORY

Homotypes were deposited in the collection of the Museu de Paleontologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, under numbers (MP.UFRGS, MP-O-1045 to MP-O-1053).

ACKNOWLEDGMENTS

To the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS); Câmara Especial de Pesquisa e Pós-Graduação da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (Proc.nº 30.5503/78) for the financial support.

To the Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceanográfica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CECO), which furnished the samples of the Brazilian Continental Shelf.

SYSTEMATIC

Phylum	Arthropoda
Sub-Phylum	Mandibulata
Classis	Crustacea
Sub-Classis	Ostracoda Latreille, 1806
Ordo	Podocopida Müller, 1894
Sub-Ordo	Podocopina Sars, 1866
Super-Familia	Cytheracea Baird, 1850
Familia	Bythocytheridae Sars, 1929

Genus *Pseudoceratina* van den Bold, 1965

DIAGNOSIS - A genus of the family Bythocytheridae with two hollow lateral spines, separated by a subvertical median sulcus; hinge

with terminal teeth and sockets in both valves.

Type-species: *Pseudoceratina droogeri* van den Bold, 1965
Pl. I, Fig. 1-7; Pl. II, Fig. 1-11

Holotypus: a right valve, S. 6349, Geological Museum - Utrecht.

Paratypi: a left valve, S 6347 and a right valve, S 6348 - Geological Museum (Utrecht); a left valve, HVH n^o 7938 - H.V. Howe Collection (Louisiana State University).

Locus typicus: section DG, loc. 1026, 100 Km due E of the SE tip of Trinidad at a depth of about 100m (see Drooger and Kaasschieter, 1958, map 1).

Stratigraphic horizon: Pleistocene/Holocene.

Homotypi: Carapace, MP. UFRGS, n^o MP-O-1050; left valves: MP-O-1046, MP-O-1048, MP-O-1051, MP-O-1052, right valves: MP-O-1045, MP-O-1047, MP-O-1049, MP-O-1053.

Locus: Brazilian Coast, Continental Shelf of Amapá (from Lat. 04^o26'N to 02^o15'N, Long. 50^o25'W to 48^o15'W). Samples: 184 (79m), 185 (86/90m), 198 (98m), 199 (91m), 200 (92m), 2522 (84/67m).

DIMENSIONS

Homotypes: Right valve MP-O-1045 length 0.47mm; left valve MP-O-1046 length 0.54mm; right valve MP-O-1047 length 0.50mm; left valve MP-O-1048 length 0.52mm; right valve MP-O-1049 length 0.43mm; carapace MP-O-1050 length 0.50mm; left valve MP-O-1051 length 0.44mm; left valve MP-O-1052 length 0.50mm; right valve MP-O-1053 length 0.50mm.

REMARKS

The most morphological characteristics of the present species are identical to *Pseudoceratina droogeri* van den Bold, 1965 except the presence of denticulation at the posterior margin in some left valves. But that difference is not relevant, since the denticulation is not a constant characteristic neither of the left nor of the right valve, being found also both valves with smooth posterior margin.

OCCURRENCE

Recent Trinidad-Orinoco Shelf: sect. DG, loc. 1026, 1029, 1030, sect. DO, loc. 1087, sect. 1106, sect. DZ, loc. 1174, sect. EA, loc. 1183, EB, loc. 1190, Panama, Las minas Bay, Colón area. Fossil: Dominican Republic, H 15212, Rio Mao at paso Bajito near Cercado de Mao, at or very near Maury's loc. 1, Gurabo Formation, M. Miocene.

In Brazil - in the Northern Brazilian Continental Shelf, at Amapa Coast, it extends until Lat. 02^o15'N, Long. 48^o15'W, Holocene/Recent facies of reworked sediments. Samples: 166, 184, 185, 186, 189, 191, 192, 198, 199, 200 and 2522 (Table I, Maps 1 and 2).

CONCLUSIONS

In the Brazilian Continental Shelf, *Pseudoceratina droogeri* van den Bold, 1965 is restricted to the northern region, corresponding to the Amapá Coast, at the Holocene/Recent facies of re-

worked sediments. Those specimens are probably from the Holocene, since they do not occur in the facies only constituted by recent sediments.

The specimens are waste and present opaque valves, strongly cemented carapaces and annulated appearance of the lateral spines which can be an erosion indication.

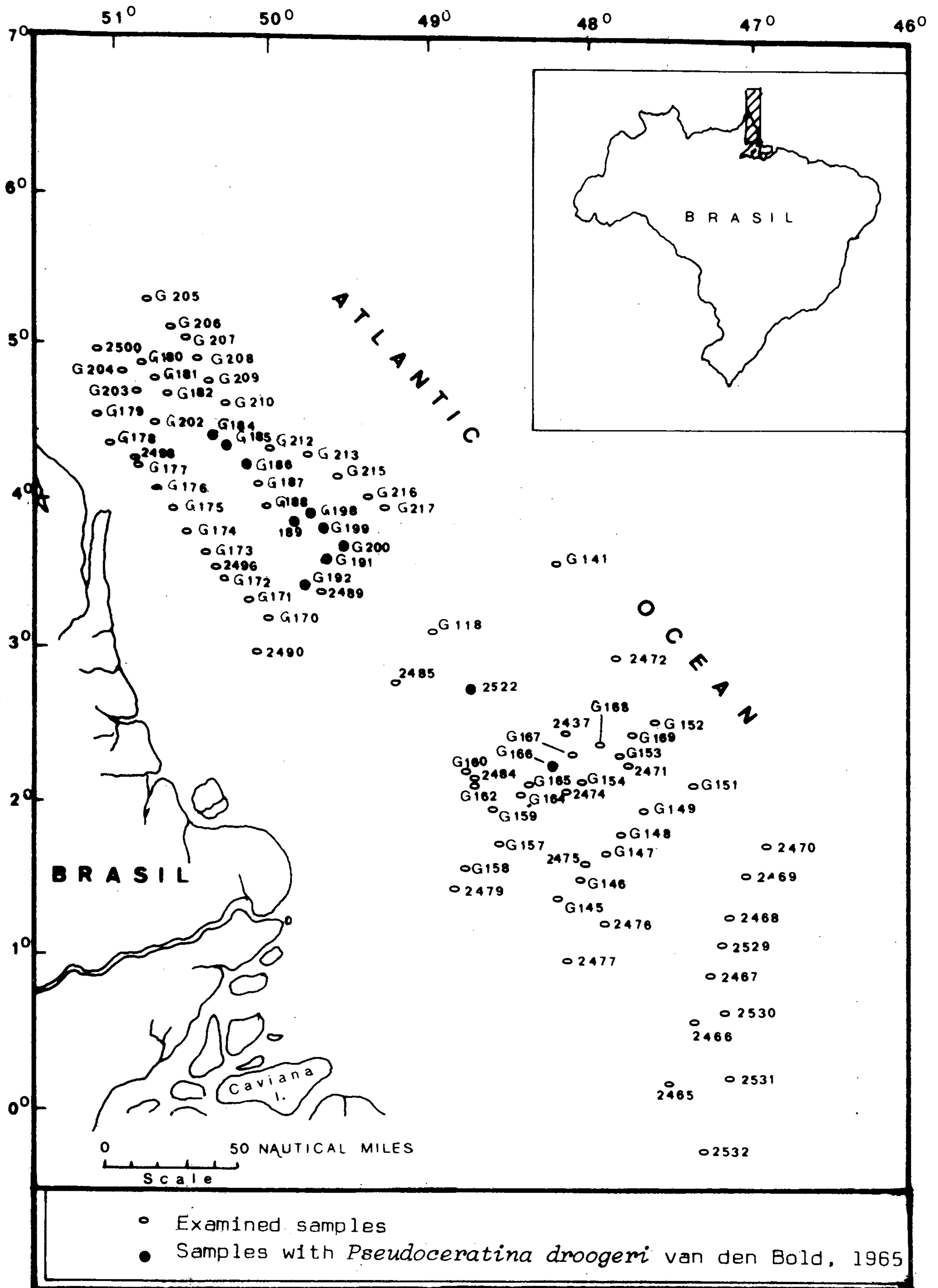
The occurrence of that species in the Amapa Coast extends its geographical range from the Caribbean region to the Brazilian Coast, until Lat.02°51'N, Long.48°15'W.

BIBLIOGRAPHY

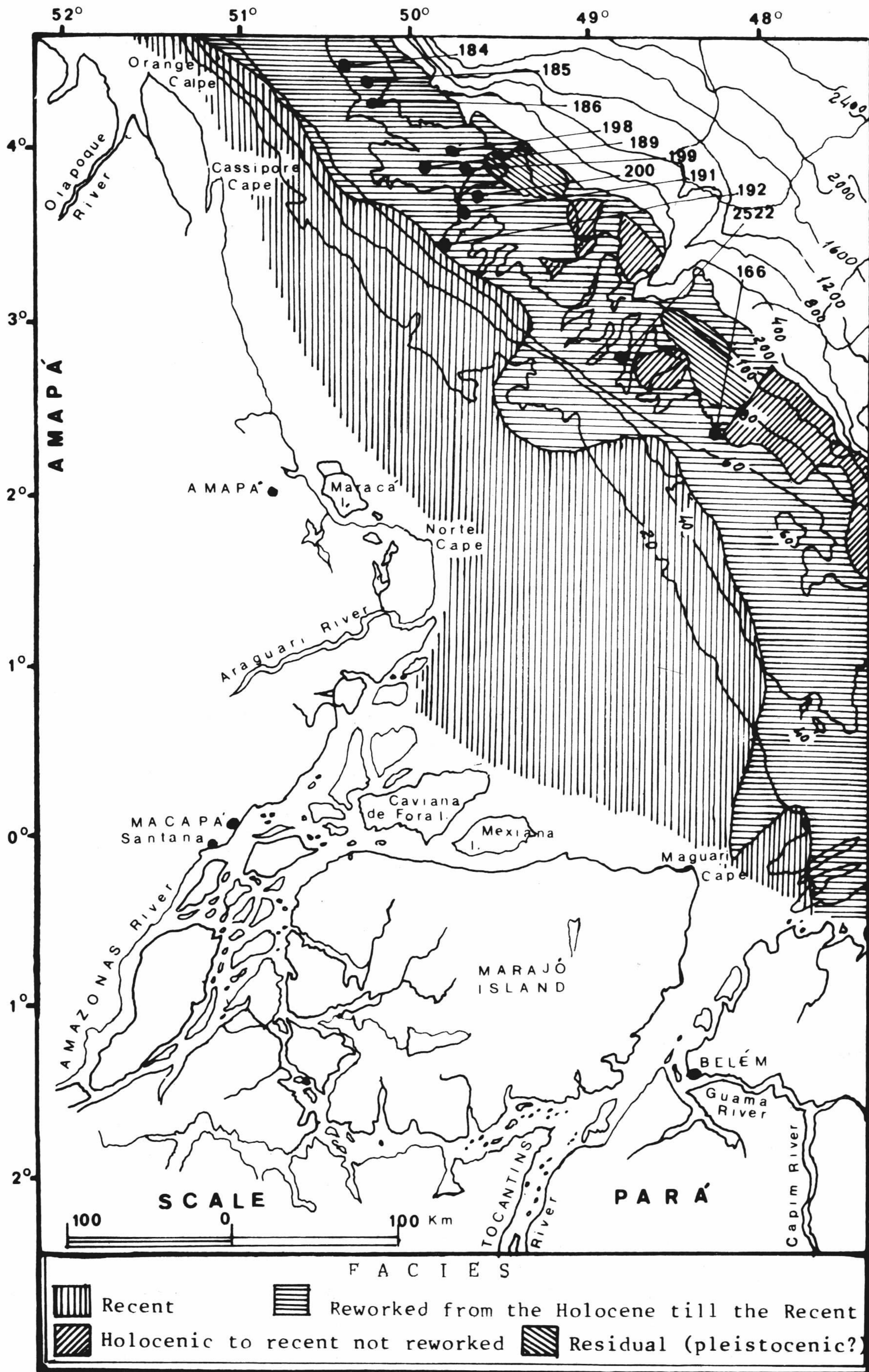
- BOLD, W.A. van den 1965. *Pseudoceratina*, a new genus of Ostracoda from the Caribbean. *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen*, Amsterdam, Series B, 68 (3): 160-164, fig.1-2, pl.1.
- 1966. Ostracoda from Colon Harbour, Panamá. *Caribbean Journal of Science*, Puerto Rico, 6 (1/2): 43-64, pl.1-5, tab.1.
- 1967. Ostracoda of the Gatún Formation, Panama. *Micropaleontology*, 13 (3): 306-18, pl.1-2, tab.1.
- 1968. Ostracoda of the Yangué Group (Neogene) of the Northern Dominican Republic. *Bulletins of American Paleontology*, Ithaca, New York, 54 (239): 1-106, text-fig.1-18, pl.1-10, tab. 1-20.
- DROOGER, C.W. & KAASSCHIETER, J.P.H. 1958. Foraminifera of the Orinoco-Trinidad-Paria Shelf. In: *Reports of the Orinoco Shelf Expedition*, 4: 1-108, fig.1-4, pl.1-5, maps 1-41. Verh. Kon. Nederl. Akad. Wetensch. afd. Natuurk., ser.1, v.22.
- KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P. de A. 1979. Sedimentação Quaternária da Margem Continental Brasileira e das Águas Oceânicas Adjacentes. In: Projeto REMAC - *Rêconhecimento Global da Margem Continental Brasileira*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, CENPES, DINTEP, v.8, p.1-55, fig.1-32.
- MARTINS, L.R. & MARTINS, I.R. 1974. XLVI Comissão Oceanográfica. Operação GEOMAR III Costa Norte/Geologia Marinha. DHN Bol. DG. 32-III: 1-25, fig.1-4.
- SANTOS, M.E.C.M. 1974. XLVI Comissão Oceanográfica. Operação GEOMAR III Costa Norte/Geologia Marinha. DHN Bol. DG 32-III: 77-109, fig.1-15.

SAMPLES	Number of valves	Report of OPERAÇÃO GEOMAR III - 1974			
		Lat.	Long.	Depth (m)	Texture
166	1	02º15'N	48º15'W	68	Biod. sand
184	1	04º26'N	50º25'W	79	Biod. sand
185	7	04º20'N	50º18'W	86/90	Quartzose sand
186	1	04º12,5'N	50º12'W	84/88	Quartzose sand
189	2	03º50'N	49º55'W	69/77	Biod. sand/Mud
191	1	03º34'N	49º43,5'W	94	Sand/silt/clay
192	1	03º24'N	49º51,5'W	70	Quartzose sand
198	1	03º54'N	49º47,5'W	98	Biod. sand
199	5	03º47,5'N	49º42'W	91	Biod. sand
200	2	03º40'N	49º37'W	92	Biod. sand/Mud
2522	2	02º44'N	48º47,5'W	84/87	Quartzose sand

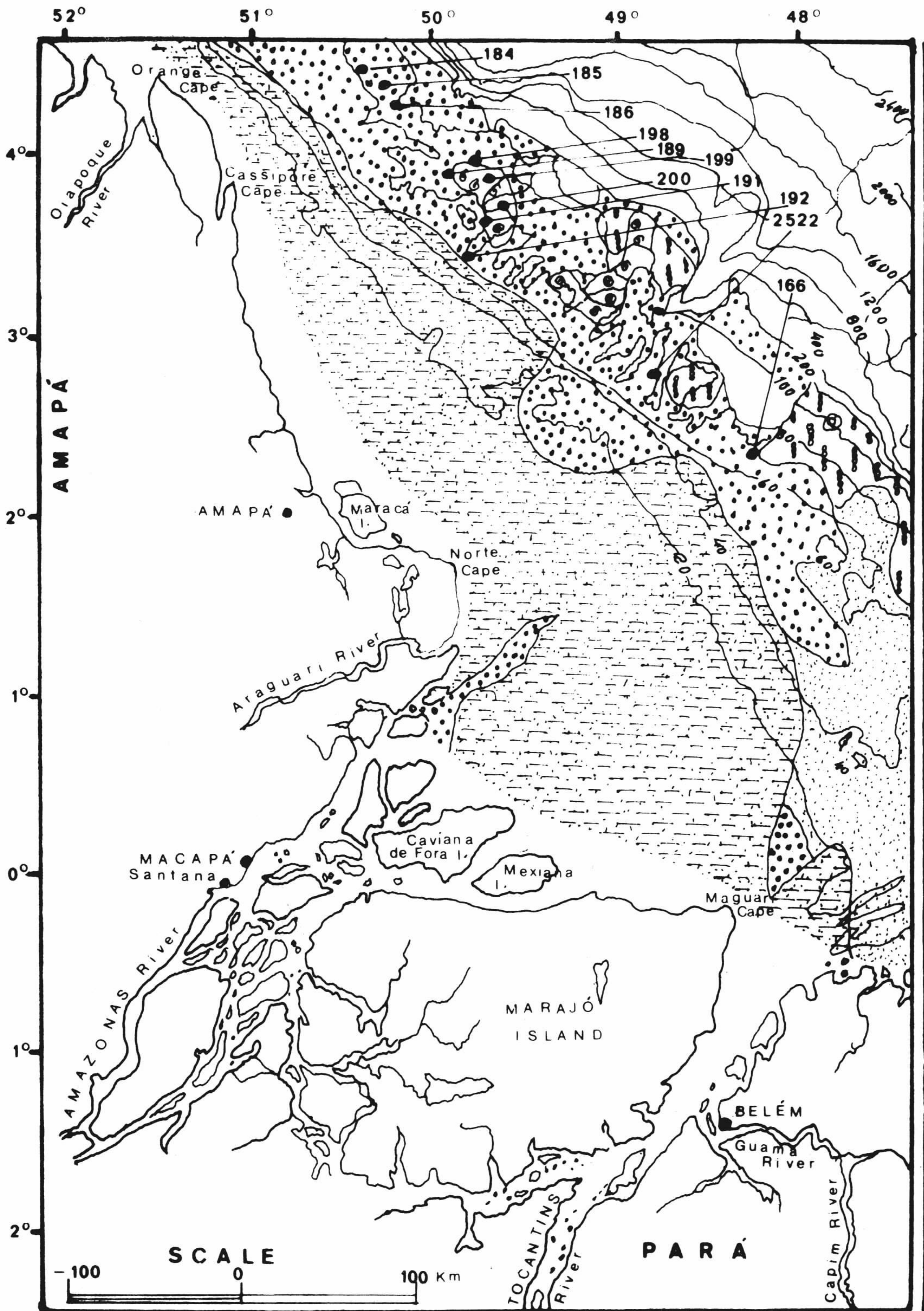
Table I - Data of the studied samples.



Map 1 - Location of samples collecting stations in Amapá Coast.
(Adapted from Santos, 1974)



Map 2 - Faciological map of the Northern Brazilian Coast and distribution of the samples with *Pseudoceratina droogeri* van den Bold, 1965. (Adapted from Kowsmann and Costa, 1979)



SEDIMENTATION	
TERRIGENOUS REALM	CARBONATIC REALM
Fluvial mud	Reef of algae
Fluvial sand	Sand and/or gravel of molluscs
Sand of indetermined supplier	Sand of benthic foraminifera
	Oolite

Map 3 - Sedimentological map of the Northern Brazilian Coast and distribution of the samples with *Pseudoceratina arogeri* van den Bold, 1965. (Adapted from Kowsmann and Costa, 1979).

PLATE I

Pseudoceratina droogeri van den Bold, 1965

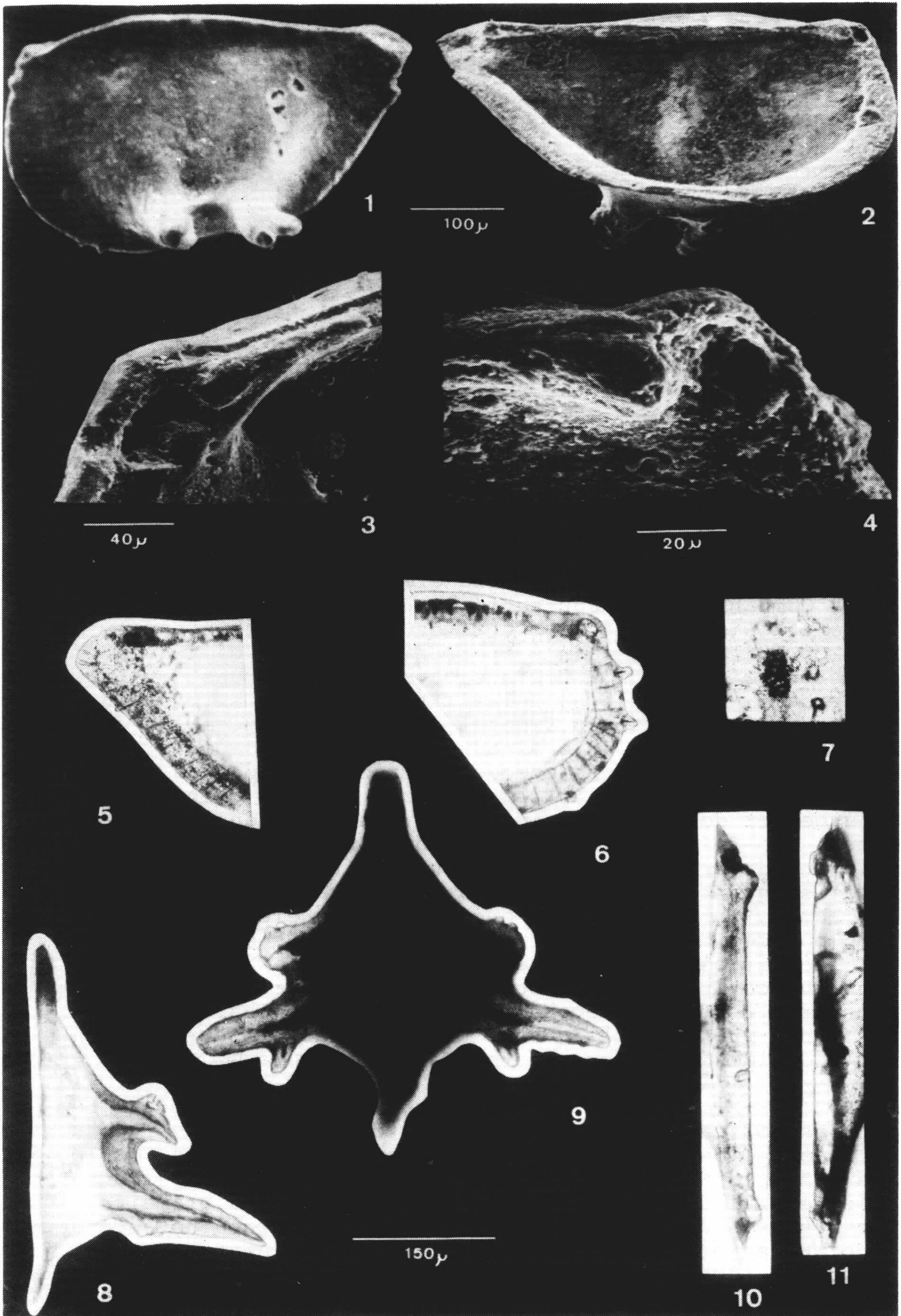
- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1045 (sample - 199 - 91m)
Fig.1 - Right valve - External lateral view,
showing smooth posterior margin.
- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1046 (sample - 185 - 86/90m)
Fig.2 - Left valve. External lateral view,
showing smooth posterior margin.
- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1047 (sample - 200 - 92m)
Fig.3 - Right valve. External lateral view
showing the denticulation of the posterior
margin.
- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1048 (sample - 199 - 91m)
Fig.4 - Left valve. External lateral view,
showing the denticulation of the posterior
margin.
- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1050 (sample - 185 - 86/90m)
Fig.5 - Carapace. Dorsal view.
- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1049. (sample - 2522 - 84-87m)
Fig.6 - Right valve. Detail of lateral spine
Fig.7 - Right valve. Detail of lateral spine



PLATE II

Pseudoceratina droogeri van den Bold, 1965

- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1051 (sample - 184 - 79m)
Fig. 1 - Left valve. Lateral view.
Fig. 2 - Left valve. Internal view.
Fig. 3-4 - Left valve. Details of the hinge
- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1046 (sample - 185 - 86/90m)
Fig. 5 - Left valve. Internal view. Posterior
marginal porecanals
Fig. 6 - Left valve. Internal view. Anterior
marginal porecanals
Fig. 7 - Left valve. External view. Detail of
muscle scars
Fig. 8 - Left valve. Ventral view. Detail of
lateral spines with internal canals
- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1050 (sample - 185 - 86/90m)
Fig. 9 - Carapace. Ventral view. Detail of
lateral spines with internal structures
- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1052 (sample - 2522 - 84/87m)
Fig. 10 - Left valve. Hinge. Dorsal view.
- Homotype. MP. UFRGS, n^o MP-O-1053 (sample - 198 - 98m)
Fig. 11 - Right valve. Hinge. Dorsal view.



SUBDIVISÃO LITOSTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO SUAPI — GRUPO RORAIMA — TERRITÓRIO FEDERAL DE RORAIMA

Nelson Joaquim Reis¹
Sandoval da Silva Pinheiro¹
José Eduardo Carvalho²

¹ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais — CPRM / Manaus

² Companhia de Desenvolvimento de Roraima — Codesaima

ABSTRACT The Suapi Formation of Roraima Group is subdivided into four members, which, from the base to the top are named Verde, Pauré, Carmã and Nicarã, where only the second unit is represented by arenitic sediments, while the others are pelites. Sediments of neogenic age are recognized and attributed to Trincheira Formation, occurring in a discordant position to that proterozoic beds. The informal terminology still Pedra Preta is reconsidered.

INTRODUÇÃO Com o desenrolar dos trabalhos de sondagem nos aluviões do rio Quinô, bem como da pesquisa efetuada na região da Serra Verde, pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, respectivamente para a Rio Vivenda Mineração e Companhia de Desenvolvimento de Roraima-CODESAIMA, foi dada a oportunidade de se efetuar um melhor reconhecimento dos sedimentos que constituem o Grupo Roraima, e que se distribuem amplamente naquelas citadas áreas, situadas na porção setentrional do Território Federal de Roraima. Apesar de o mapeamento não ter seguido uma determinada sistemática, os afloramentos visitados foram suficientes ao cheque de três formações da parte inferior daquela unidade, quais sejam, Arai, Suapi e Quinô, sendo que a parte superior do Grupo Roraima, com várias centenas de metros de possança, não foi estudada. É oportuna a subdivisão da Formação Suapi pela sua diversidade litológica no âmbito da área trabalhada. Reconhecem-se quatro membros que, da base para o topo são denominados Verde, Pauré, Carmã e Nicarã, onde apenas aquele segundo está representado por sedimentos areníticos, conquanto os demais constituem pelitos. Identificam-se ainda sedimentos de idade neogênica, os quais são atribuídos à Formação Trincheira, ocorrentes discordantemente àqueles proterozóicos. Reconsidera-se a terminologia informal de "sill" Pedra Preta às básicas da unidade Diabásio Avanavero que estão introduzidas entre os membros Carmã e Nicarã.

TRABALHOS ANTERIORES Várias conceituações estratigráficas têm sido fornecidas aos sedimentos que na atualidade compõe o Grupo Roraima, sendo reconhecido em diversos países como na Venezuela (REID, 1972), Guiana (KEATS, 1976), Suriname (BISSCHOPS, 1969) e principalmente no Território Federal de Roraima. Coube a BOUMAN (1959) a primeira subdivisão estratigráfica da então Formação Roraima, trabalho este desenvolvido no NE de Roraima (regiões do Quinô, Serra Arai e Suapi), levando o autor à identificação de três membros que foram denominados da base para o topo de Arai, Suapi, e Quinô. Posteriormente BRAUN (1973) acampou tais membros na Formação Kaiteur (inferior), denominando o pacote superior sedimentar de Formação Roraima e subdividindo-o nos membros Arabop e Pacaraima. BONFIM et al (1974) reconheceram três mem

bros: Inferior, Médio e Superior, não fornecendo todavia, critérios seguros naquela divisão efetuada. PINHEIRO et al(1981), em trabalho na porção ocidental do território (serras Uafaranda e Urutanim), subdividiram o Grupo Roraima nas formações Tucuxumã, Aliquelau, Linepe nome e Urutanim, correlacionando estes sedimentos àqueles que ocorrem em outras áreas do Território e países vizinhos. Na atualidade, SANTOS & D'ANTONA(1984) propuseram a revalidação do termo Arai, estabelecido agora em termos de formação, considerando ainda a uniformização da terminologia empregada através dos tempos aos sedimentos Roraima em termos de prioridade cronológica, cuja subdivisão adotada pelos autores é (da base para o topo): Arai, Suapi, Quinô, Uailã e Matauí. Todavia em função do distanciamento existente entre as várias ocorrências sedimentares Roraima em todo o Território, de seu posicionamento sobre os mais variados tipos rochosos que tiveram importante papel no estabelecimento de suas matrizes, bem como através de evidências estruturais, litológicas e ambientais, que podem indicar desta feita a formação de bacias sedimentares isoladas, é oportuna a contestação a respeito da uniformização da terminologia estratigráfica empregada no setor setentrional do Território, conforme proposição de SANTOS & D'ANTONA(1984), em favor daqueles terminologias estabelecidas por PINHEIRO et al (1981) na porção ocidental.

ESTRATIGRAFIA DA ÁREA

1. ALUVIÕES E TERRAÇOS HOLOCÊNICOS Os sedimentos holocênicos dispõem-se ao longo dos aluviões do rio Quinô, sendo menos expressivos nos tributários deste dreno. Não raros são os terraços antigos onde encontram-se meandros abandonados, constituindo patamares que por vezes perfazem verdadeiros barrancos.

O rio Quinô é caracterizado por um padrão maduro, com predominância de processos deposicionais em seu leito ativo, o qual desenvolve-se em variadas e sinuosas curvas, sendo que trechos retilíneos de drenagem são apenas comuns a partir de seu médio curso, onde encontra-se encaixado em substrato arenítico. Aí torna-se comum a presença de corredeiras que dificultam o deslocamento fluvial (trecho entre a foz dos igarapés Serra Verde e Piolho).

Os aluviões compõem-se de argila, areia e cascalho inconsolidados, sendo a fração argilosa representada por uma argila dura, de coloração via de regra acinzentada à argila arenosa, em níveis raramente superiores a 4,75 metros (0,50 a 12,00 metros). A fração arenosa é constituída por uma areia de granulação fina à grossa, bastante quartzosa, com espessura média em torno de 2,00 metros (0,50 a 5,25 metros). Na base ocorre cascalho com larga distribuição de seixos, grânulos e calhaus quartzosos bem selecionados e fragmentos de rocha arenítica e jaspe de vários tamanhos, com espessura em torno de 1,60 metros (0,25 a 4,50 metros). A profundidade do nível de cascalho é maior a partir do distanciamento do leito atual do rio Quinô em direção às serranias, sendo que onde verificam-se meandros abandonados, tem-se níveis menos profundos deste material. Nem sempre ocorre apenas em um nível de profundidade, havendo casos em que aparece entre meado à fração arenosa fina, com espessura em torno de 0,50 metros (gransão), sendo, porém, bem menos selecionado do que aquele que recobre o "bedrock". Estima-se em aproximadamente 4,50 metros a profundidade média (2,50 a 8,75 metros) de cascalho que ocorre nos aluviões do Quinô. Já nos terraços (planadas) verifica-se uma maior espessura da fração argilosa, por vezes, quando da proximidade dos colúvios das serranias, em torno de 7,00 a 12,00 metros. A fração arenosa não ultrapassa 1,50 metros, e aquela em cascalho está em torno de 1,00 metros. Por vezes o nível de cascalho sotopõe-se imediatamente àquele de argila, ausentando-se pois a areia, e sendo constituído

por seixos e fragmentos rochosos mal selecionados e com matriz arenosa de granulação grossa.

2. FORMAÇÃO TRINCHEIRA Esta unidade estratigráfica é definida para caracterizar uma seqüência de sedimentos semiconsolidados, representados por cascalho, areia e argila. Face a escala de mapeamento adotada na ocasião, não foi possível sua delimitação no mapa geológico anexo deste trabalho. Contudo, é evidente sua ampla distribuição por grande parte do vale do rio Quinô, na forma de tesos ou morrotes que chegam a medir até 20 metros de altura. Suas melhores exposições foram observadas nos igarapês Trincheiras, Nicarã, Engano e Gavião, e na localidade de São João. Topograficamente assentam-se em nível bem superior ao atual regime de sedimentação fluvial da área, tendo a denudação quaternária deixado apenas remanescentes isolados, posicionados em acentuada discordância ao mergulho regional das camadas sedimentares do Grupo Roraima (preferencialmente nas formações Arai e Suapi).

Seus constituintes sedimentares compõem-se de argila de coloração predominantemente avermelhada e às vezes acinzentadas; a fração arenosa é de granulação fina à média, coloração avermelhada à esbranquiçada, e apresenta uma distribuição de seixos de quartzo angulosos ora em níveis centimétricos, ora aleatoriamente pintalgando tais exposições; a fração grossa (cascalho) constitui-se quase na sua totalidade por blocos irregulares de quartzo que variam de tamanho até 20 centímetros. Sua espessura atinge até 0,30 metros.

Admite-se uma idade neogênica para esses sedimentos, sendo parcialmente correlacionados àqueles da Formação Boa Vista (BARBOSA & ANDRADE RAMOS, 1959) que compõem a cobertura cenozóica do Território. Similarmente pode ser correlacionada às formações de idade terciária do Grupo Corentyne e formações Mombaka, Montgomery e Mackenzie, respectivamente a sul e norte da Guiana (BERRANGÉ, 1977).

3. FORMAÇÃO ARAI Tendo sido redefinida por SANTOS & D'ANTONA (1984), a Formação Arai possui grande representatividade na área em estudo, constituindo extensas serranias de elevada amplitude. No entanto, nem todos os litótipos definidos por aqueles autores puderam ser verificados no campo, sendo estabelecido apenas o topo da referida formação em contato com os sedimentos pelíticos de base da Formação Suapi, posto que a área trabalhada não abrangeu o contato basal da Formação Arai sobre o Grupo Surumu (vulcanitos). Grande parte dos igarapês, tais como Gavião, Gaviãozinho, Viúva I e II e Taboca; e Serra Verde, Trincheira e Sebo, respectivamente margem direita e esquerda do rio Quinô, possuem direção grosso modo norte-sul, encaixados nos arenitos e arenitos conglomeráticos, principais litologias mapeadas. Face a expressiva relevância destas serranias à sul da área, torna-se rara a formação de vales como ao norte do rio Quinô. De um modo geral resume-se o pacote superior desta unidade, como constituído por arenitos arcoseanos, friáveis, róseos e creme, granulação fina à média; quartzo-arenitos compactos; arenitos conglomeráticos e conglomerados, sendo estes últimos mais escassos e de topo, existindo ainda uma intercalação notável de pacotes areníticos arcoseanos e arenitos conglomeráticos, passíveis de serem mapeados separadamente onde o relevo é pronunciado. A montante da foz do igarapé Gavião, a Formação Arai aflora ao longo do rio Quinô, estimando-se sua continuidade até as cabeceiras desta drenagem, bem como ao longo do rio Suapi e tributários. BOUMAN (1959) referiu-se a uma espessura de 1150 metros para o pacote Arai, ressaltando porém em seu trabalho, que tal valor foi determinado além da serra Arai, não tendo sido verificado deste modo a porção basal da então Formação Roraima. O autor citou ainda litologias da seção superior representadas por arenitos arcoseanos, conglo

merados e secundariamente argilitos que foram posicionados acima da cota de 400 metros. Apesar de na área aqui mapeada não ter sido atingido litótipos pelíticos desta unidade, acredita-se que tomando por base aquela metragem estabelecida por BOUMAN (op.cit.), tenha-se desta feita aproximadamente 950 metros de sedimentos de topo da Formação Arai no âmbito do rio Quinô, uma vez que pelo menos mais 200 metros de sedimentos devem estar dispostos mais à sul da serra Arai até o contato inferior com as vulcânicas Surumu. SANTOS & D'ANTONA (1984) estabeleceram uma espessura em torno de 850 metros para todo o pacote sedimentar da Formação Arai na região do rio Maú (vila Mutum e adjacências), referindo-se a uma diminuição de sua espessura daquela citada área-tipo para leste na região.

4. FORMAÇÃO SUAPI O termo Suapi foi sugerido por BOUMAN (1959) para representar um membro sedimentar constituído essencialmente por pelitos e secundariamente por arenitos friáveis, tendo o autor estimado a partir de observações à norte do garimpo Suapi, no vale do rio Quinô e serra Verde, uma espessura em torno de 550 a 620 metros. No entanto, foi englobada uma seção sedimentar superior com cerca de 70 metros de espessura, composta por arenitos quartzíticos e siltitos interacamadados, que do ponto de vista deste presente trabalho, seriam litótipos da base da formação sobrejacente Quinô. Mencionou ainda ao Membro Suapi, a associação de uma intrusão de diabásio na unidade argilosa superior, o que elevou consideravelmente sua espessura (pelo menos 250 metros a mais). Considera-se aqui uma espessura em torno de 300 metros para a Formação Suapi (conforme subdivisão estratigráfica de SANTOS & D'ANTONA, 1984), e subdivide-se esta unidade em quatro membros a seguir (da base para o topo): Verde, Pauré, Carmã e Nicarã, respectivamente com espessuras em torno de 50, 50, 100 e 100 metros.

A Formação Suapi possui continuidade para oeste, adentrando-se na Venezuela onde recebeu a denominação de Formação Cuquena (REID, 1972). Tem sido estimada uma espessura em torno de 100 metros, acreditando-se todavia, uma relação a apenas um dos membros aqui propostos (Nicarã), podendo existir fatores estruturais que tenham possibilitado um rebaixamento nos sedimentos daquela região. SIMON, CASTRILLO & MUÑOZ (1983) citaram uma espessura de 600 metros para o pacote inferior do Grupo Roraima aflorante na área de Santa Elena de Uairen e estrada que liga esta localidade ao Monte Roraima (Venezuela), estando recoberto por uma unidade intermediária composta na base por quartzo-arenitos e arenitos arcoseanos, com predomínio de tufos em direção ao topo, tendo sido estimado uma espessura em torno de 350 metros. O contato geológico entre ambas unidades basal e intermediária se encontra recoberto por sedimentos argilosos do rio Cuquenán. Sendo assim, todo o pacote inferior e mediano se situaria em torno de 950 metros, o que é muito pouco para representar as formações Arai, Suapi, Quinô e Uailã (tufos como principal característica). GHOSH (1977) estimou em 180 metros a seção intermediária do Grupo Roraima na localidade de cerro Parú (Venezuela), composta principalmente por quartzo-arenitos e sedimentos argilosos subordinados em posição superior e inferior aos psamitos, porém com espessuras de 30 metros e 50 metros respectivamente.

Para leste, parece que a Formação Suapi torna-se menos espessa, tendo SANTOS & D'ANTONA (1984) mencionado que na região do rio Maú, o contato superior da Formação Arai é feito com a Formação Suapi através de falha gravitacional, podendo ter ocorrido supressão de camadas. Nas proximidades do rio Cotíngio (estação MP-21 no mapa anexo), os sedimentos de topo da Formação Suapi parecem estar ausentes. No entanto, esta área carece de melhores informações, visto que esta porção tem tido conotações estratigráficas fotointerpretativa.

REID & BISQUE (1975) postularam para a correspondente Formação Cuquenán da Venezuela, um período longo de deposição sedimentar fluvial de baixa energia, em uma extensa bacia ou mar epicontinental, ressaltando a grande disposição de sedimentos finos em contrapartida àqueles de outras formações do Grupo Roraima, não tendo sido assinalado nessa subunidade qualquer membro arenítico intercamadado.

GHOSH (1977) em estudo na área de cerro Parú (Venezuela), caracterizou um ambiente de deposição lagunar e marinho raso para o membro intermediário da unidade Roraima, sendo composto por pacotes silte-argilosos intercamadados em uma seqüência arenítica.

4.1. MEMBRO VERDE Termo estratigráfico proposto para o pacote de sedimentos pelíticos que constitui a base da Formação Suapi. Estima-se sua espessura em aproximadamente 50 metros sendo, da base ao topo constituída por argilitos compactos, avermelhados, com ocorrência de uma malha irregular de veios caulínicos nas porções fraturadas; encimando estes pelitos, há disposição de material areno-argiloso com espessura variável de 30 cm a 1,50 metros, coloração amarronzada, que parece constituir o sedimento incorporador do ouro que é batido por garimpeiros na localidade da serra Verde, cuja toponímia é aqui utilizada para descrever este membro. No topo, ocorrem folhelhos avermelhados a arroxeados, bem laminados, com bandas escuras milimétricas intercaladas àquelas cor de tijolo. O relevo que caracteriza estes litótipos é o colinoso, onde a vegetação que o recobre é constituída por uma espécie de capim de pouca fixação no solo, porém amplamente distribuído. Apenas em corte de drenagem é que se pode observar o mergulho e direção de tais sedimentos, concordantes aos arenitos e conglomerados que assentam-se no topo da Formação Arai. Ao longo do rio Quinô, aflora apenas a jusante e montante da foz do igarapé Gavião (NR-39), sendo mapeado no restante da área em vales que acompanham ambas margens daquele principal rio, tornando mais fácil seu reconhecimento na porção mediana "grosso modo" leste-oeste do Quinô, no trecho Caju-Serra Verde.

4.2. MEMBRO PAURÉ Este membro incorpora um pacote arenítico com espessura aproximada de 50 metros, que sobrepõe-se aos pelitos do Membro Verde. Caracteriza-se por arenitos friáveis, coloração rósea a creme, feldspáticos, com granulometria que varia de fina à grossa. No igarapé Nicarã, margem esquerda do rio Quinô, um único afloramento visitado (NR-12) está representado por arenito conglomerático, a creditando-se que, da base para o topo, este membro grade para aquele referido arenito arcoseano. Ambos litótipos expressam-se sobremaneira nas proximidades da vila Caju. Normalmente este pacote é bem visualizado horizontalmente, não sendo comum aflorar em superfície, onde quase sempre ocorre recoberto por sedimentos pelíticos do Membro Carmã. Ao longo do rio Quinô, trecho Caju-Serra Verde, aflora nas proximidades do igarapé Pauré, na margem direita daquela maior drenagem (NR-36, MP-14). São lajeiros areníticos com mergulho $N15^{\circ}W$ e direção regional das camadas em $N60^{\circ}E$.

4.3. MEMBRO CARMÃ Encimando o membro arenítico Pauré, ocorrem sedimentos pelíticos constituídos por folhelhos laminados de coloração rósea, algo micáceos, a argilitos compactos de cor creme, cinza e rosa; com intercalações locais de blocos de jaspe cinza-claro à verde-claro. Quando alterados apresentam coloração amarelada. Estima-se sua espessura em torno de 100 metros, estando bem representados ao longo de ambas as margens do baixo curso do igarapé Azul, local este onde instala-se uma pista de pouso. No trecho entre a foz dos igarapés Carmã e Serra Verde, aflora em vários pontos do rio Quinô, como na base de um morrote do lugarejo denominado Maloquinha (NR-37) e em dois pequenos estirões à jusante do igarapé Gavião (NR-38).

4.4. MEMBRO NICARÃ Os sedimentos pelíticos deste membro constituem o topo da Formação Suapi, sendo muito semelhantes àqueles descritos no Membro Carmã, estando bem representados ao longo do médio curso do igarapé Nicarã onde distribuem-se em ampla faixa. Nos vales, encontram-se serras e colinas à semelhança de todos os demais membros pelíticos, sendo no entanto mais pronunciado o grau de ravinamento oriundo das drenagens nas encostas. À oeste da área em questão, estão em um nível topográfico elevado, em contato às grandes serranias que representam a base da Formação Quinô. Sua espessura está em torno de 100 metros, com mergulho e direção apenas conferido quando seccionados por alguma drenagem, ou em grotas que representam as cabeceiras de alguns drenos.

5. FORMAÇÃO QUINÔ Esta unidade foi mapeada nas porções nordeste e noroeste do rio Quinô, encontrando-se aflorante em elevadas serranias alguns quilômetros ao norte das localidades da serra Verde (NR-18) e São João (NR-45). Com a inflexão daquele rio para nordeste, no seu baixo curso, atinge-se com maior facilidade seus afloramentos, caso verificado nas proximidades da fazenda Volta Redonda (NR-08) e ao longo do vale onde encontram-se os igarapés Iuarã (NR-09), Quinozinho (NR-10) e Maipã (NR-11). As litologias mapeadas constituem a base desta formação, encontrando-se em contato com o membro pelítico de topo da Formação Suapi (Membro Nicarã). São conglomerados, arenitos arcoseanos e arenitos conglomeráticos interrelacionados, com nível pelítico intermediário representado por folhelhos róseos e siltitos acinzentados, de pouca espessura em relação aos psamitos.

6. FORMAÇÃO UAILÃ Esta formação tem como principal característica a ocorrência de camadas tufáceas, as quais aparentemente não ocorrem tanto nas formações Quinô e Matauí, respectivamente subjacente e superior (SANTOS & D'ANTONA, 1984). Tem sido assinalada no mapa geológico anexo apenas através de critérios de fotointerpretação, carecendo desta feita melhor caracterização litológica e de superfície. Fotogeologicamente apresenta relevo plano, praticamente horizontal, drenagem de pouca densidade com vales em geral abertos. A vegetação é pouco desenvolvida. Dados aerogeofísicos têm fornecido indicações de anomalias radiométricas em meio às porções sedimentares desta unidade, passíveis de uma correspondência a zonas de rochas piroclásticas de caráter eminentemente ácido (REIS, 1983).

7. "SILL" PEDRA PRETA Constituindo extensa intrusão básica concordante aos membros Carmã e Nicarã, respectivamente pacotes inferior e superior de sedimentos pelíticos, os quais situa-se medianamente, encontram-se diabásios e gabros correspondentes a um "sill" pertinente à unidade Diabásio Avanavero. Essa soleira foi descrita por MONTALVÃO et al (1975) no extremo leste da área, no trecho em que o rio Cotingo atravessa-a, tendo os autores na ocasião denominado esta unidade de Diabásio Pedra Preta, em função de sua localidade-tipo e da inaplicabilidade do termo "Roraima" anteriormente utilizado para este vulcanismo (BONFIM et al, 1974). SANTOS et al (1977) sugeriram a utilização da terminologia Diabásio Avanavero em correspondência à "Avanavero Dolerite" de GROENEWEG & BOSMA (1969) no Suriname, tendo MELO et al (1978) reunido todos os "sills" básicos intercalados ao Grupo Roraima àquela mencionada unidade. Reconsidera-se neste trabalho o termo informal "sill" Pedra Preta (conforme RAMGRAB, BONFIM & MANDETTA, 1972), para as básicas que introduzem-se na Formação Suapi, achando-se indevida a utilização até agora empregada de "sill" Quinô (BONFIM et al, 1974), nome que acarreta uma analogia indesejável com os sedimentos que configuram a Formação Quinô. Como todos os membros aqui relacionados, o referido "sill" estende-se "grosso modo" leste-oeste, aflorando ao longo do rio Quinô no trecho Caju-Volta Redonda (MP-04 e MP-06). Nos vales, dispõe-se na forma de lajeiros, blocos e

matações soltos de vários tamanhos, e na forma de morrotes pouco re cobertos por vegetação. No campo são facilmente mapeados, seja pela grande disposição de blocos rolados, seja pelo típico solo avermelha do oriundo de sua desagregação. No igarapé Nicarã uma grande exten são lajeada forma pronunciada queda d'agua (NR-57). Em outras dreña gens que seccionam o vale onde esta unidade aflora, também é comum encontrar-se similares exposições (NR-03, igarapé Xuí). É possível quando da fotointerpretação, estender este "sill" mais para norte e sul, uma vez que os blocos rolados fornecem uma textura a semelhança de toda a unidade, entretanto, muitos deles encontram-se repousando sob sedimentos pelíticos, não possuindo na verdade continuidade físic a ao corpo básico em geral. Fato comum no campo e verificado nas bordas do mesmo, apesar da pouca expressividade no terreno, é a pre sença de um solo com regular componentes micáceos e félsicos, certã mente originário de rochas diferenciadas de caráter intermediário. Próximo ao contato, os sedimentos Carmã e Nicarã encontram-se meta morfizados pela intrusão deste "sill", como é o caso das amostras NR- 18b e NR-53, petrograficamente identificadas como cornubianitos. Não se tem ao certo a espessura deste "sill", no entanto através da ob servação de algumas exposições de relevo positivo verificadas nos va les é possível que se tenha um pacote básico de aproximadamente 250 metros, conquanto lateralmente torna-se difícil tal estimativa, uma vez que grande parte de sua borda norte encontra-se soterrada por co lúvios do Membro Nicarã.

ASPECTOS ECONÔMICOS Os serviços de garimpagem para ouro e diamante nos sedimentos do Grupo Roraima vêm se desenvolvendo há várias decá das. No entanto, a pesquisa fundamentada nestas ocorrências tem sido ainda preliminar do ponto de vista da amplitude de sua distribuição e avaliação de seu potencial. Trabalhos desenvolvidos na atualidade pelos projetos Rio Vivenda (PINHEIRO & REIS, 1985a) e Quinô (PINHEIRO & REIS, 1985b), têm fornecido melhores informações a respeito das ma trizes que incorporam estes bens minerais, sendo passível a obtenção de estimativas que venham direcionar melhor aqueles parâmetros poten ciais.

Os garimpos que situam-se na área deste estudo, são conduzidos em grande parte pelos próprios moradores da região, não sendo comum aqueles casos onde exista elevada concentração humana. Tem-se garim pagem nas proximidades da vila Caju; nos igarapês Buritizal, Azul e Gavião; nas cercanias da serra Verde (igarapé Serra Verde e Encren ca), e na margem direita do rio Quinô, altura da foz do igarapé Ser ra Verde (Malvina, Eliseu e Hércules).

O diamante é o bem mais explorado, sendo encontrado nos sedimen tos oriundos dos conglomerados e/ou arenitos conglomeráticos das for mações Arai (topo) e Suapi (Membro Pauré), bem como em níveis de cas calho dos aluviões do rio Quinô, próximos daqueles litótipos. Secun dariamente o ouro é apurado nos sedimentos aluvionares que distri buem-se ao longo daquela maior drenagem e seus tributários, ou ainda nos sedimentos pelíticos do Membro Verde.

Embora ainda sendo lavrada por alguns garimpeiros da região, qua se sempre após as precipitações pluviométricas, os sedimentos pelíti cos da serra Verde são portadores de ouro bastante fino, haja visto algumas catas que foram abertas anteriormente. Os resultados obtidos através de análises feitas para ouro pelo método de absorção atômica em 71 amostras (incluindo 12 amostras de solo) apresentaram valores pouco significativos, pois apenas uma apresentou algum teor interes sante (0,06ppm). A questão quanto a situação espacial de distribui ção deste bem mineral deve ser melhor estudada e possivelmente ou tros métodos de verificação utilizados.

Tem sido reconhecida a exploração aurífera nos cascalhos da Formação Trincheira, cujo ouro, geralmente em forma de placas, seria oriundo de matrizes sedimentares secundárias do Grupo Roraima através de pequeno transporte e deposição naqueles sedimentos. O processo erosivo atuante nos sedimentos Roraima não atingiu por completo os possíveis níveis diamantíferos, haja visto que este bem mineral aparece discretamente nos sedimentos Trincheira.

RECOMENDAÇÕES Fica em aberto um melhor detalhamento geológico da porção oriental da área (trecho Caju-rio Cotingo), em termos de reconhecimento dos contatos entre as formações Arai, Suapi e Quinô e "sill" Pedra Petra.

É sugerida em trabalhos futuros, a averiguação da relação existente entre os membros pelíticos Carmã e Nicarã com referência ao "sill" básico, podendo constituir apenas um único membro.

No setor ocidental (área dos igarapés Serra Verde, Taboca e Sebo, dentre outros), a confirmação através de um mapeamento mais à sul das litologias que têm sido assinaladas ao topo da Formação Arai.

Um estudo lito e pedogeoquímico nos sedimentos de idade possivelmente neogênica que representam a Formação Trincheira, tendo em vista a distribuições aurífera, quiçá diamantífera. Similar estudo (para ouro) deve ser feito àqueles pelitos que constituem os membros Carmã e Nicarã, baseando-se na incidência aurífera do Membro Verde.

BIBLIOGRAFIA

BARBOSA, O. & ANDRADE RAMOS; J.R. de - Território do Rio Branco, aspectos principais de sua zona setentrional. B. da Div. Geol. Mineral. Rio de Janeiro, (196): 1-49, 1959.

BAPTISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G. & CAMPOS, D. de A. - Léxico Estratigráfico do Brasil. In BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Brasília, Convênio DNPM/CPRM. 541p., 1984. (sem citação no texto).

BERRANGÉ, J.P. - The geology of southern Guyana, South America. Overseas Mem. Inst. Geol. Sci., no 4, 112p., 1977.

BISSCHOPS, J.H. - The Roraima Formation in Surinam. Proc. 7th Guiana Geol. Conf., Paramaribo, 1966 - Verh. Kon. Ned. Geol. - Mijnb. Gen., 27: 109-118, 1966.

BONFIM, L.F.C.; RAMGRAB, G.E.; UCHÔA, I.B.; MEDEIROS, J. B. de; VIÉ GAS FILHO, J. de R.; MANDETTA, P.; KUYUMJIAN, R.M. & PINHEIRO, S. da S. - Proj. Roraima; Relatório Final: In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito |s. ident| 1974. V-1A. il.

BOUMAN, Q. C. - The Roraima Formation: northern of Territorio do Rio Branco. Belém, PETROBRÁS-RENOR, jul. 1959. 17p. (Relatório Técnico Interno, 350-A).

BRAUN, O.P.G. - Projeto Roraima, 2ª fase: Levantamento geológico integrado; relatório de mapeamento preliminar ao milonésio correspondente à "Fotointerpretação preliminar". Manaus. DNPM/CPRM, jul. 1973. 218p.

GHOSH, S. - Geologia del Grupo Roraima em el Territorio Federal Ama

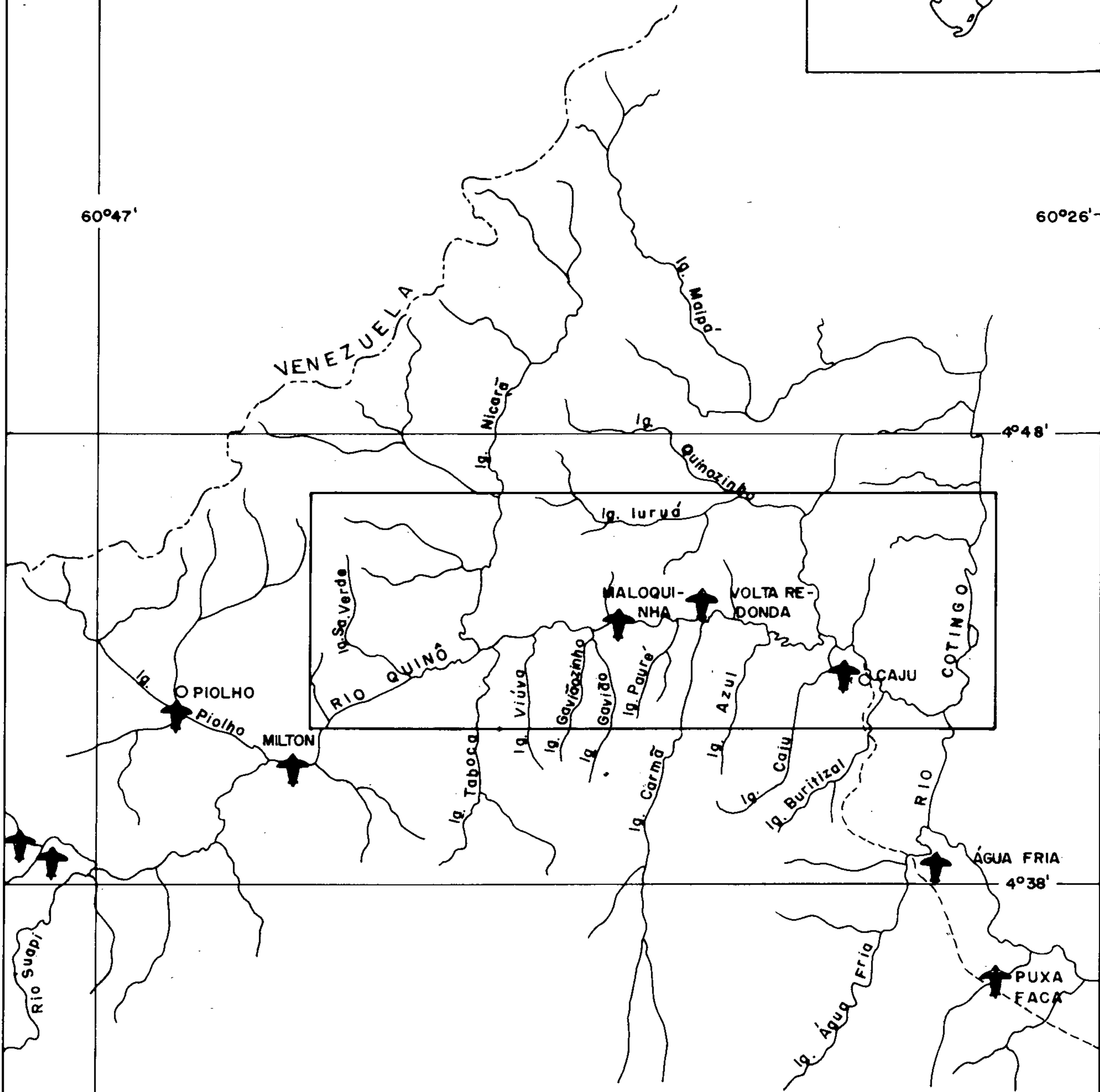
MAPA DE LOCALIZAÇÃO



60°47'

60°26'

VENEZUELA



PLANTA DE SITUAÇÃO



Rio/Igarapé



Fronteira Brasil /Venezuela



Localidade



Estrada não pavimentada



Campo de pouso



Área mapeada

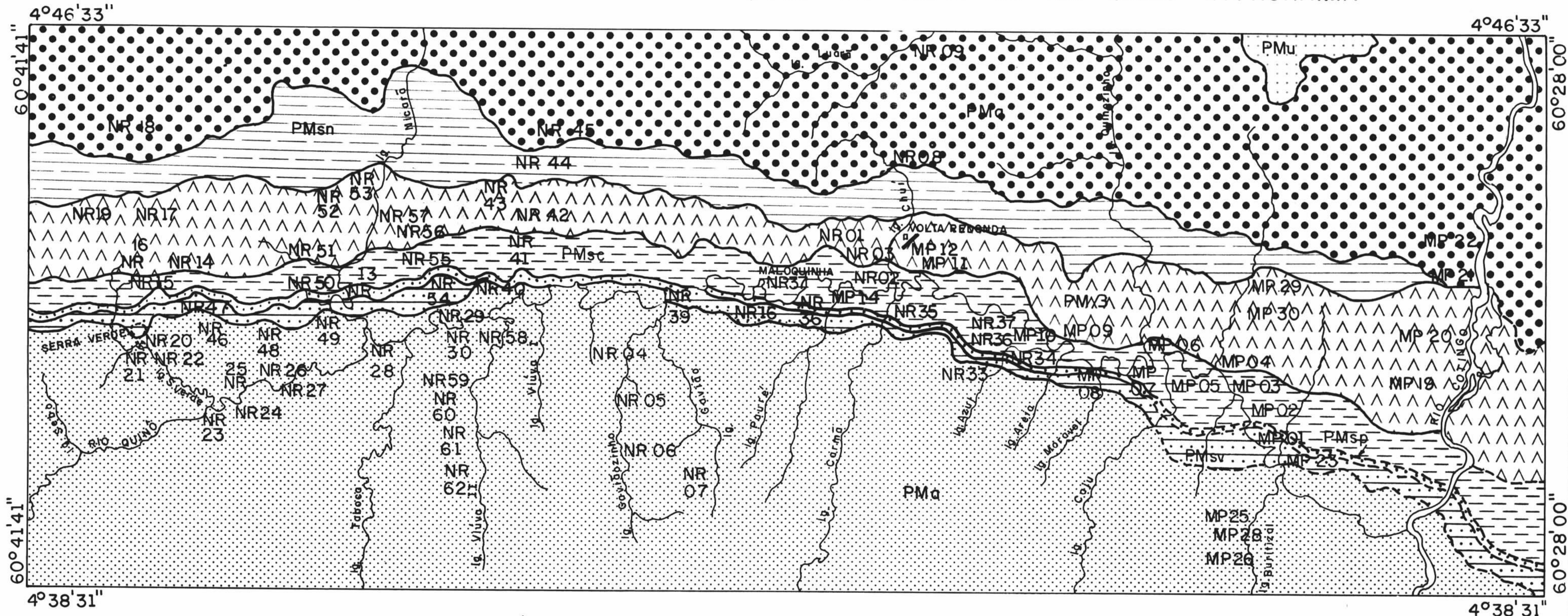
ESCALA 1: 270.000



COLUNA ESTRATIGRÁFICA

				UNIDADE	LITOLÓGICA	
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	Q Pleist Holoc.	Aluviões recentes e sub-recentes, colúvios.		Argila, areia e cascalho inconsolidados.	
			TT	Formação Trincheira	Argila, areia e cascalho semiconsolidados.	
PROTEROZÓICO	MÉDIO	Diabásio Avanavero		"Sill" Pedra Preta	"Sill" composto por gabro, diabásio e secundariamente diorito.	
		GRUPO RORAIMA	Formação Uaiã		Tufos cineríticos intercalados a arenitos finos e pelitos.	
			Formação Quinô		Arenitos arcoseanos, quartzarenitos, arenito conglomeráticos e conglomerados. Secundariamente folhelhos e siltilitos.	
			Formação Suapi	Membro Nicarã		Folhelhos róseos, micáceos e argilitos compactos.
				Membro Carmã		Folhelhos róseos a arreoados, laminados, micaceos argilitos compactos.
				Membro Paure'		Arenitos conglomeráticos e arenitos arcoseanos.
				Membro Verde		Argilitos compactos, avermelhados, sedimentos arenoargilosos e folhelhos laminados de cor tijolo.
Formação Arai		Arenitos arcoseanos, quartzarenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados interrelacionados. Secundariamente folhelhos-púrpura.				

ESBOÇO GEOLÓGICO E DE ESTAÇÕES DA ÁREA DO RIO QUINÔ- T.F. RORAIMA



PROTEROZÓICO MÉDIO



Diabásio Avanavero ("Sill" Pedra Preta)



Formação Uailã



Formação Quinô

GRUPO RORAIMA



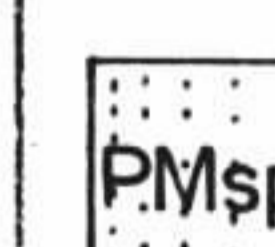
Formação Suapi



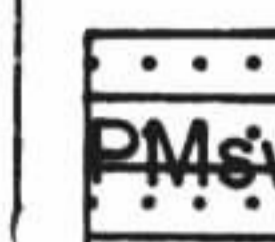
Membro Nicarã



Membro Carmã



Membro Pauré

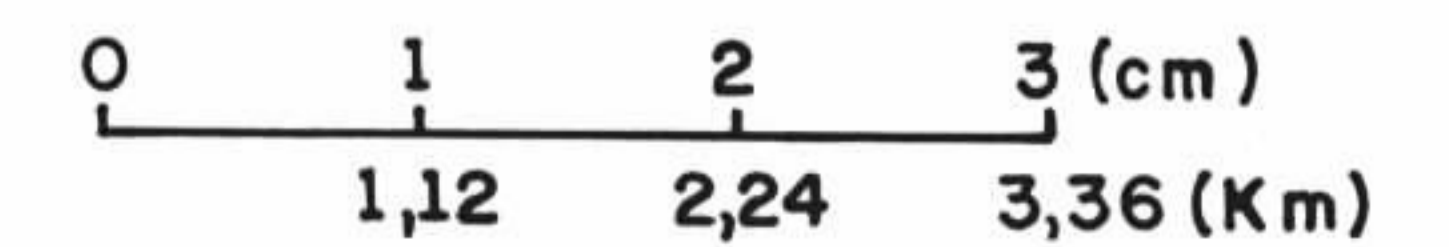


Membro Verde

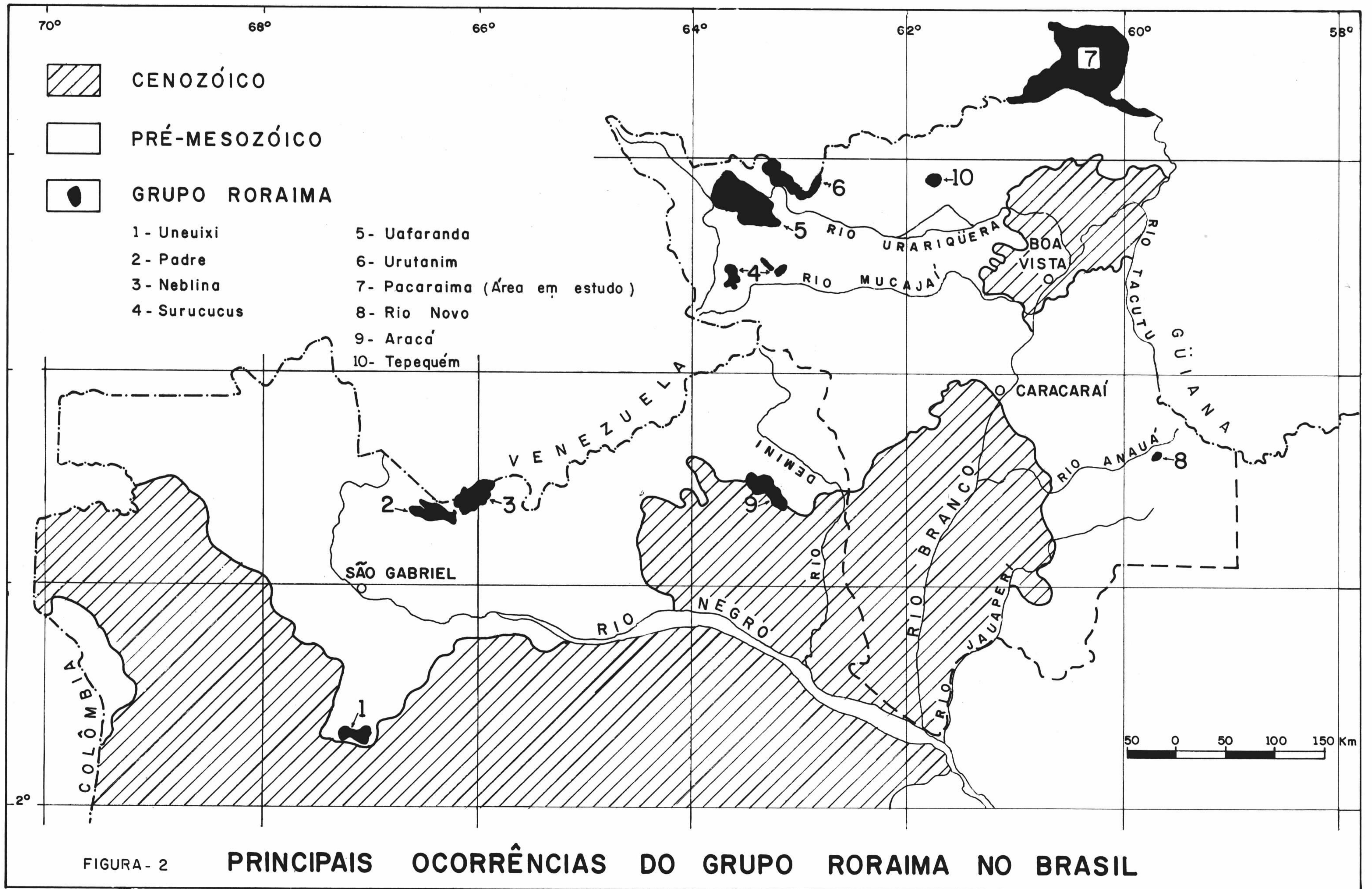


Formação Arai

N

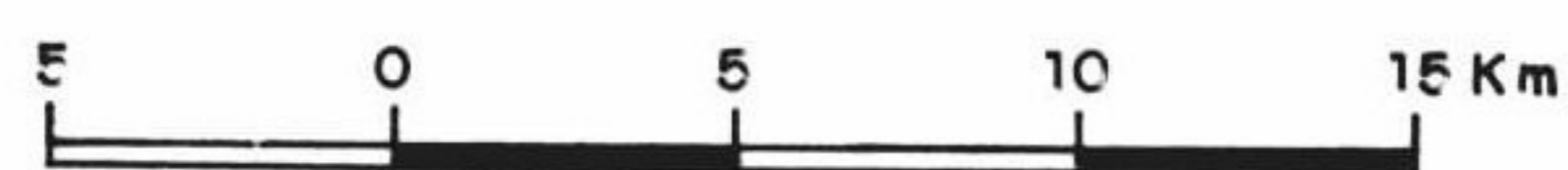


ESCALA APROXIMADA



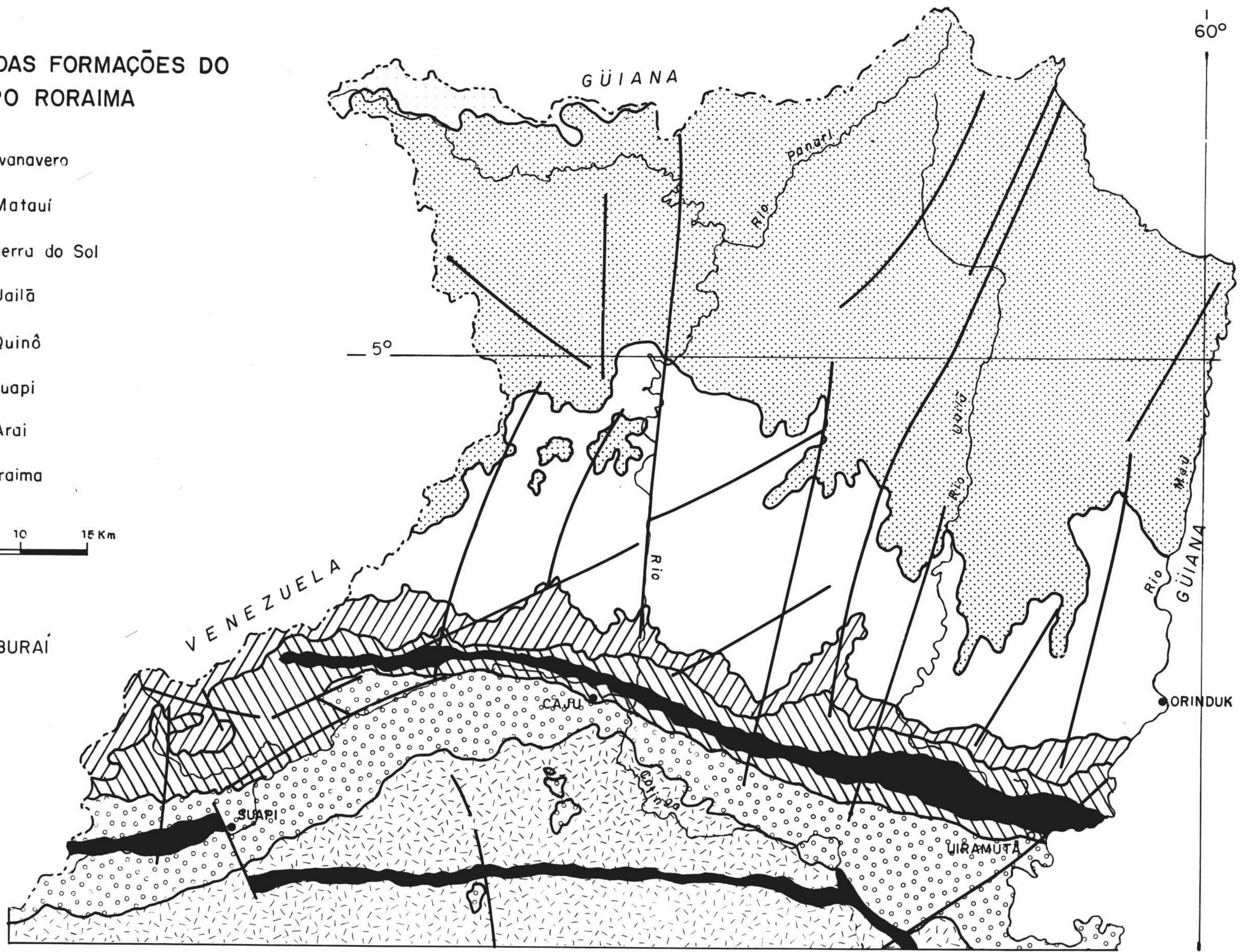
DISTRIBUIÇÃO DAS FORMAÇÕES DO GRUPO RORAIMA

-  Diabásio Avanavero
-  Formação Matauí
-  Formação Serra do Sol
-  Formação Uailã
-  Formação Quinô
-  Formação Suapi
-  Formação Arai
-  Grupo Pacaraima



Fonte: PROJETO CABURAI

FIGURA - 1



- REID, A.R. - Stratigraphy of the area of the Roraima group, Venezuela. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTER-GUYANAS, 9^a, Guyana, 1972. Memória... Guyana, Ministério das Minas Y Hidrocarburos, 1972. (Boletim de Geologia, Publ. Espec., 6) p. 343-353, 1972.
- REIS, N.J. et alii - Subdivisão litoestratigráfica da Formação Suapi- Grupo Roraima-Território Federal de Roraima. Manaus, CPRM/CODESAIMA. 1985.
- SANTOS, J.O.S. & D'ANTONA, R. de J.G. - A Formação Arai e a subdivisão do Grupo Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33^o, Rio de Janeiro, 1984. Anais do... Rio de Janeiro. Soc. Bras. Geol., Núcleo-RJ, 1984. p. 1.162-1.173.
- SANTOS, J.O.S. & PINHEIRO, S. da S. - Suíte intrusiva Surucucus e a reativação parguazense (Petrologia). In: SIMPOSIUM AMAZONICO, 1, Venezuela, 1981. Resumes. Venezuela, Puerto Ayacucho, 1981. 35 p.
- SIMON, C. & CASTRILLO - Sedimentologia en zonas de Santa Elena de Uairen y Monte Roraima. Estado Bolivar-Venezuela. Venezuela, Universidade Central de Venezuela, 1983. 23 p.

a considerar esse tipo de ambiente para depósitos equivalentes à Formação Matauí no Território Federal do Amazonas (Venezuela).

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, O. & ANDRADE RAMOS, J.R. de - Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. B. da Div.Geol.Mineral. Rio de Janeiro, (196): 1-49, 1959.
- BARRON, C.N. - Notes on the geology of Guyana along the frontier with Venezuela. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10°. Belém, 1975. Anais... Belém, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1975. 219-240.
- BIZINELLA, G.A. et alii - Projeto Tapajós-Sucunduri; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, relatório inédito /s.ident./ 1980. 6 v.
- BONFIM L.F.C. et alii - Projeto Roraima; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito /s.ident./ 1974. 10 v.
- BOUMAN, Q.C. - Porção setentrional da Formação Roraima, Território do Rio Branco. PETROBRÁS, July, 1959. (Relatório Interno).
- BRAUN, O.P.G. - Projeto Roraima, 2ª Fase. Levantamento geológico integrado; relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo correspondente à "Fotointerpretação preliminar". Manaus, DNPM/CPRM, jul. 1973. 218 p.
- BRICEÑO, H.O. - Application of remote sensing to diamond placer exploration in a tropical jungle environment Caroni River, Venezuela. Colorado, School of Mines /s.d./, 176 p.
- GANSSEER, A. - Observations of the Guiana Shield (S. América): Eclog.Geol.Helv., v. 47, p. 77-112. 1954.
- GANSSEER, A. - The Roraima Problem (South América): Verhandl.Natur.Ges, Basel v.84, p. 80-100. 1974.
- GHOSH, S.K. - Geologia del grupo Roraima en Territorio Federal Amazonas, Venezuela. Caracas, V Congresso Geologico Venezolano, 19-23 de nov., 1977.
- KEATS, W. - The lower Roraima formation in Guyana. A preliminary note on its stratigraphy and environment of deposition. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 9°, Guyana, 1972. Memória... Guyana. Ministério de Minas e Hidrocarburos. 1972. (Boletim de Geologia, Publ. Especial, 6). 249-305.
- KEATS, W. - The Roraima Formation in Guyana: II Congresso Latinoamericano de Geologia, p. 901-940. 1973.
- LIBERATORE, G. et alii - Projeto Aripuanã-Sucunduri; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito /s.ident./ 1972. 8 v.
- MONTALVÃO, R.M.G. de et alii - 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, 1975. il (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. - Sand and Sandstone. Springer Verlag, N.Y. 1973, 618 p.
- PAIVA, G. de - Alto Rio Branco. B.Serv.Geol.Mineral., Rio de Janeiro, 99. 1939. 44 p.
- PINHEIRO, S. da S.; NUNES, A.C.B.; CAMOZZATO, E.; ANDRADE, F.B.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G.; CARVALHO, V.G.D.; WILDNER, W. - Projeto Catrimani-Uraricoera; Relatório de Progresso. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito /s.ident./ 1981, 5 vol. il.

tanhoso das Formações Serra do Sol e Quinô), com drenagem aberta e vegetação tipo campo bastante pobre, com solo ralo e pouco desenvolvido. Também coincidem com a área de distribuição da Formação Uailã as anomalias radiométricas determinadas pelo levantamento aerocintilométrico (Projeto Surumu), possivelmente relacionadas com os altos teores de potássio das piroclásticas, ultrapassando valores de 300 cps. Essas anomalias assemelham-se aquelas verificadas sobre o Supergrupo Uatuma (zonas de granitos e vulcânicas ácidas) mais ao sul. Todavia, não se afasta a possibilidade de poderem eventualmente estar associadas com intrusões graníticas, pois, de acordo com SANTOS et al (1981), a Suíte Intrusiva Surucucus seria contemporânea à Formação Uailã.

Os tufos são bastante finos, cineríticos (apesar de existirem vagas referências a respeito, não há comprovação de associação com lavas), com característica coloração vermelho-coral, sendo geralmente referidos como jaspe. Secundariamente, ocorrem supostos tufos de coloração verde, os quais, parecem corresponder a prováveis camadas de *chert*, podendo ter, portanto, origem sedimentar. Aparentemente os *cherts* ou tufos verdes predominam no topo da unidade e os tufos vermelhos na base.

Além da presença de *chert* e tufos, acima referidos, a unidade intercala siltitos e folhelhos, nos quais predominam as cores no espectro do marrom, amarelo e cinza, além de camadas locais de arenitos. No setor brasileiro, fundamenta-se em apenas sete estações do Projeto Roraima (BONFIM et al, 1974), de modo que outros tipos de sedimentos podem ser esperados.

A estimativa de espessura é feita por volta de 3° a 5° N e sua faixa aflorante de 3,20 a 5,20 km, posicionada entre as Formações Serra do Sol e Quinô, obtendo-se um valor situado entre 170 e 450 metros (valor médio de 310 m).

FORMAÇÃO SERRA DO SOL Acima da Formação Uailã, existe espessa sucessão de arenitos e siltitos, a qual situa-se abaixo dos característicos depósitos do topo do Grupo Roraima, essencialmente quartzo-arenitos, associados com conglomerados e subarcóseos. Tal sequência predomina no alto curso dos rios Cotingo, Uailã, Canã e Maú, notadamente na área das quadrículas nº 1 (NB.20-Z-B-V) e nº 2 (NB.20-Z-B-VI). Diversas serras são mantidas por essa sequência, como Cipó, Grande e Sol. Somente nessa última, estão preservados 550 metros de sedimentos desta unidade, o que levou à seleção do nome Serra do Sol para referir o conjunto em questão. As poucas informações de campo disponíveis, indicam uma sucessão de arenitos e siltitos. Na Serra Grande predominam siltitos na base (JM-103), ocorrendo arcóseos entre os rios Canã e Açai. Na base da Serra do Sol, os arenitos são finos, micáceos, róseos e cinzas (GR-114, setor leste), enquanto que no flanco oeste ocorrem grauvacas (SL-251). Durante o desenvolvimento do Projeto Caburaí será feita uma seção detalhada na Serra do Sol e uma melhor caracterização de seus limites superior e inferior, para possibilitar a formalização da designação Serra do Sol. Em fotointerpretação a unidade é caracterizada por um escalonamento constante entre as capas mais resistentes (arenitos) e as camadas de clásticos finos, onde cada conjunto denota algumas dezenas de metros de espessura. A altitude espacial das camadas, bem marcante e perceptível é sub-horizontal.

FORMAÇÃO MATAUÍ Essa terminologia já foi proposta por REID (1972), para nomear os depósitos terminais do Grupo Roraima e que sustentam importantes mesas (Cuenã, Roraima, Yuruani, Aiuan e Uei). Considerou a base da formação seu contato com *sill* gabrótico, exemplificado no próprio Monte Roraima. Percebe-se, portanto, que os sedimentos situados abaixo do *sill*, como aqueles que compõem a Serra do Sol, não foram incluídos na Formação Matauí, nome adotado também no Brasil, pelas razões expostas por SANTOS & D'ANTONA (1984). Representa conjunto de arenitos, predominantemente quartzo-arenitos, de coloração esbranquiçada a rosa clara, com estratificação cruzada ou plano-paralela. Em direção ao topo, o grau de classificação dos arenitos diminui, ocorrendo tipos subarcóseos, níveis conglomeráticos e veios de quartzo. Uma possança tão marcante de quartzo-arenitos dificilmente poderia ser verificada através de um ambiente fluvial de sedimentação (PETTIJOHN et al, 1973). Extensos quartzo-arenitos formam-se em ambiente litorâneo, próximo à costa, em águas pouco profundas, o que levou alguns geólogos, como GHOSH (1977),

suposto adelgaçamento para oeste, com um conseqüente decréscimo na espessura de 300 a 470 m para apenas 100 metros. Todavia, pelo verificado na zona fronteira Brasil/Venezuela, essa espessura configura-se como excessivamente modesta. Estranha-se inclusive que, recentemente, SIMON & CASTRILLO (1984) não tenham registrado camadas de folhelho no mapeamento entre Santa Helena e o Monte Roraima.

Tentativamente, correlaciona-se a Formação Suapi; ou parte dela, com a Unidade V de KETAS (1973), na Guiana e com a porção inferior do Membro Intermediário de GHOSH (1977), na Venezuela (a parte superior corresponderia à Formação Quinô).

A Formação Suapi representa um decréscimo regional no gradiente de deposição fluvial, tendo sido depositada por provável sistema de rios meandriformes, com largo predomínio de sedimentação em planície de inundação e "oxbow lakes" (Membros Verde, Nicarã e Carnã) sobre a sedimentação em canais fluviais, durante um curto intervalo correspondente ao Membro Pauré.

FORMAÇÃO QUINÔ Na Formação Quinô voltam a predominar arenitos sobre pelitos, mantendo estes ainda uma razoável contribuição. BOUMAN (1959) admitiu que 1/3 da seção vertical desta unidade seja constituída por pelitos. Os arenitos, todavia, são distintos daqueles da Formação Arai, pois são mais caulínicos, arcoseanos e micáceos. Na parte inferior ocorrem lentes de conglomerados oligomíticos, bastante semelhante aqueles do topo da Formação Arai, sendo, aparentemente, menos espessos e menos abundantes. São frequentes intercalações em escala de afloramento de arenitos com lutitos. Acima dos arenitos inferiores que intercalam lentes de conglomerados, situa-se um pacote de siltitos e argilito siltico, expressando todo o conjunto características colorações rosa e avermelhada. O topo da formação é marcado por uma camada de quartzo-arenito, resistente, o qual forma escarpas facilmente perceptíveis no campo.

Tentativamente, equivale às unidades VII e VIII KEATS (1973), provavelmente incluindo parte do topo da sua Unidade VI.

Há forte semelhança da Formação Quinô com a parte inferior da Formação Uaimapué (REID, 1972) da Venezuela. Todavia, essa unidade, incluindo, além das camadas equivalentes à Formação Quino, a seqüência piroclástica Uailã e o correspondente à Formação Serra do Sol, apresenta uma espessura irrisória: apenas 250 m (REID, 1972).

Como não se estudou o topo da Formação Quinô e seu contato superior com a Formação Uailã, conhecendo-se portanto, apenas parte de sua seqüência, não se atribui com segurança nenhum subambiente específico de sedimentação para suas camadas, certamente originadas por sistema fluvial, talvez uma combinação dos ambientes de deposição das Formações Arai e Suapi. Enquanto não se verificar toda sua extensão vertical, mantêm-se a espessura original proposta por BOUMAN (1959): 700 metros.

FORMAÇÃO UAILÃ Dentro do Grupo Roraima, três conjuntos litológicos são bastante característicos e reconhecidos por praticamente todos aqueles que se dedicaram a seu estudo: A seqüência arenosa de topo que mantém as importantes mesas ou tepuis (Formação Matauí); o conjunto de quartzo-arenitos e conglomerados da seção inferior (Formação Arai) e a zona intermediária com importante contribuição piroclástica. A essa última seção, SANTOS & D'ANTONA (1984), propuseram a denominação Formação Uailã, em referência ao rio homônimo, onde são comuns as exposições tufáceas, como na cachoeira das Andorinhas, tendo descartado, por serem consideradas impróprias, as designações Pacaraima e Arabop (BRAUN, 1973). Observando o mapa de pontos do Projeto Roraima (BONFIM et al, 1974), percebe-se que as ocorrências de tufos situam-se ao norte da área de distribuição da Formação Quinô e bem abaixo da seqüência de topo do grupo, conforme demonstraram SANTOS & D'ANTONA (1984). Tais ocorrências, distribuem-se desde a região do Maú, a leste (região de Orinduk), até as cabeceiras do rio Quinô a oeste, com exposições nos rios Cotingo e Uailã, formando uma faixa razoavelmente definida. Ademais, a seqüência Uailã, sub-horizontal, contraste visivelmente com os *hog-backs* da Formação Quinô, constituindo um relevo bastante plano (limitado e circundado por relevo mon

centes fotos aéreas convencionais.

Essa referida zona de contato Quinô/Uailã merecerá investigação detalhada das equipes do Projeto Caburaí visando testar a hipótese de inconformidade.

FORMAÇÃO ARAI O espesso pacote constituído essencialmente por quartzo-arenitos e conglomerados que compõem a base do Grupo Roraima, está sendo incluído na Formação Arai por SANTOS & D'ANTONA (1984), referendando sugestão inicial de MONTALVÃO et al (1975), elevando hierarquicamente o Membro Arai de BOUMAN (1959). Este autor refere-se a um conjunto de 1.150 metros de sedimentos, com seção-tipo na serra homônima, localizada ao sul das minas de diamante do rio Suapi (quadrícula NB.20-Z-D-II), enquanto SANTOS & D'ANTONA (1984) atribuem 850 metros de espessura para a formação, na região do médio Maú (quadrícula NB.21-Y-C-IV). Além das intercalações de quartzo-arenitos e conglomerados oligomíticos, encerra também camadas arcoseanas próximas ao topo, as quais são melhor desenvolvidas na região do Quinô (REIS et al, 1985), e níveis pelíticos na seção mediana. Estes, correspondendo a folhelhos púrpura, micáceos, em camadas de até uma ou duas dezenas de metros de espessura, são bastante característicos e constantes, ocorrendo na própria região da serra do Arai (BOUMAN, 1959), no boqueirão do Mutum (SANTOS & D'ANTONA, 1984) e no curso do igarapé Buritizal, afluente do rio Quinô. BARRON (1975), descreveu esses folhelhos púrpura na região do rio Cuyuni, dentro da unidade A (inferior) do Grupo Roraima. Também na Venezuela são constantes as referências a folhelhos na Formação Uairén (equivalente da Formação Arai), na região de Santa Helena (REID, 1972).

Tentativamente, pelas descrições disponíveis e pela posição do conglomerado diamantífero superior, admite-se que a Formação Arai corresponda, a grosso modo, às unidades I a IV descritas por KEATS (1973) na Guiana e anteriormente (KEATS, 1972) incluídas na chamada "Formação Roraima Inferior". A faixa de afloramentos da Formação Arai é bastante característica em fotos aéreas e imagens de satélite, pois são marcantes os "hog backs" mantidos pelas camadas de quartzo-arenitos (com ou sem conglomerados associados), os quais contrastam sensivelmente com o padrão geomorfológico das vulcânicas Pacaraima (nome com prioridade sobre Surumu), ao sul, e com a morfologia dos pelitos da Formação Suapi, que lhe recobrem ao norte. Tal faixa pode ser acompanhada por algumas centenas de quilômetros, atravessando todo NE de Roraima e penetrando na Guiana, a leste (cachoeira Apertar-da-Hora, rio Maú) e na Venezuela, a oeste. Aparentemente, parte da Formação Arai foi interpretada por BRICEÑO (1982), como sendo "sedimentos pré-Roraima", no alto curso do rio Caroni, talvez por ter sido considerada a zona de conglomerados do topo da Formação Arai, como sendo a base do Grupo Roraima. Também na Venezuela, SIMON & CASTRILLO (1984), estranhamente não adotaram a subdivisão proposta por REID (1972), substituindo a Formação Uairén por "Unidade basal", reduzindo sua espessura para apenas 590 metros.

É atribuído ambiente fluvial de deposição para a Formação Arai, em sistema de rios entrelaçados ("braided river system"), com depósitos essencialmente de canal fluvial, excetuando um curto período no qual predomina menor energia e sedimentação em planície de inundação fluvial (zona intermediária da formação).

FORMAÇÃO SUAPI Corresponde essencialmente a pelitos, os quais perfazem em torno de 80% (área do Quinô) a 60% (área do Maú) de seu conjunto vertical. Forma uma sucessão de clásticos finos intercalada em dois pacotes com maior predomínio de arenitos, o que a torna bem caracterizada no campo e em fotointerpretação. Mantém-se a conceituação de BOUMAN (1959) para esta unidade, elevada à categoria de Formação (MONTALVÃO et al, 1975; SANTOS & D'ANTONA, 1984) e recentemente subdividida em quatro membros por REIS et al (1985). Estes últimos, percorrendo regiões próximas à seção de BOUMAN (1959), encontraram apenas 300 m para a formação, em lugar dos originais 470 m, o que pode ser explicado através de um provável espessamento para oeste (da região do Cotingo para o Suapi). Os folhelhos são róseos, ocre, avermelhados e localmente cinzentos ou pretos, enquanto que os arenitos são branco-amarelados, grosseiros a conglomeráticos, pouco caulínicos.

A Formação Suapi equivale à Formação Cuquenán de REID (1972), através de um

O PROBLEMA DOS PELITOS Outro aspecto a merecer discussão nos sedimentos Roraima, independentemente de denominação e posição estratigráfica, é o da distribuição de camadas pelíticas no pacote. Os levantamentos disponíveis no NE do T. F. de Roraima indicam que há predomínio de clásticos médios e grosseiros (arenitos e conglomerados) sobre sedimentos finos apenas nas formações de topo e de base, respectivamente Matauí e Arai. Nas demais, ou há aparente equivalência de pelitos e arenitos (Formações Quinô, Serra do Sol e Uailã), ou um largo predomínio de pelitos (Formação Suapi). Assim, mesmo admitindo as possíveis e esperadas variações laterais de fácies, estranha-se a limitada frequência com que são descritos clásticos finos no Grupo Roraima nos países vizinhos. Pelo menos nas regiões próximas à fronteira, a extensão dos folhelhos da Formação Suapi (300 m) foi comprovada (caso da Guiana, onde equivaleriam provavelmente à Unidade V de KEATS, 1973) ou deduzida por fotointerpretação, pela extensão natural das camadas Suapi entre o rio Cuquenã e a linha de fronteira (Venezuela).

Durante os mapeamentos realizados, foi constatada uma dificuldade maior em localizar exposições de rochas pelíticas, ao contrário do que acontece com as fácies areníticas e rudáceas que afloram continuamente, seja em alinhamentos de blocos, seja em sucessões de escarpas. Já os folhelhos não ocorrem nas duas formas acima citadas, mas sim, somente em cabeceiras de grotas e bossorocas, bem como em leitos ativos de drenagem. Como critérios de campo, observou-se que sobre os pelitos Suapi a vegetação é constituída quase que exclusivamente por gramíneas, enquanto que nos terrenos arenosos ocorrem também arbustos, configurando típica vegetação de savana. As ocorrências superficiais das lateritas desenvolvidas sobre os pelitos são igualmente características, massivas, pobres em quartzo e com forma e coloração semelhante a "cacos-de-telhas".

O PROBLEMA DA INCONFORMIDADE Outro ponto ainda não praticamente definido, refere-se ao antigo problema da possível discordância angular dentro da sequência, assunto que foi destacado por BARBOSA & RAMOS (1959) e, posteriormente, BRAUN (1973). Esses geólogos, baseando-se na evidente distinção existente entre a disposição espacial da base e do topo do Grupo Roraima, com a primeira localmente dobrada e posicionada em homoclinal com caimento médio de 15-20° N e o último praticamente sub-horizontal, postularam a presença de uma discordância separando as Formações Kaiteur (inferior) e Roraima (superior), utilizando antiga designação originária da Guiana (CONNOLLY, 1925), referida à cachoeira Kaiteur, no rio Potaro.

A partir de 1973 (BRAUN), a idéia da discordância foi abandonada, pelo fato de que essa superfície nunca foi encontrada no campo, passando-se a admitir (BONFIM et al, 1974; MONTALVÃO et al, 1975) que haveria um decréscimo gradual dos mergulhos da base para o topo, sem presença de discordância angular. Ocorre que a zona onde poderia ser esperada essa discordância, jamais foi estudada no campo, em decorrência das características regionais dos levantamentos dos Projetos RADAM e Roraima. Outros locais da Amazônia onde as diferenças de atitude em pacotes da cobertura sedimentar proterozóica foram atribuídos a mera gradação nos valores de mergulho, quando melhor estudadas, revelaram a existência de importantes discordâncias regionais como no rio Camaiú (LIBERATORE et al, 1972, Grupo Beneficente) e no norte da serra do Cachimbo (BIZINELLA et al, 1981), onde uma inconformidade separa as camadas proterozóicas Gorotire de sedimentos paleozóicos (Formação Borrachudo).

Em Roraima, decorridos doze anos, volta-se a discutir novamente a possibilidade de realmente existir uma inconformidade. Inicialmente, quando da execução dos Projetos Quinô e Maú, verificou-se que, desde a base da Formação Arai até a base da Formação Quinô (incluindo, portanto, a Formação Suapi), não ocorre decréscimo de mergulho digno de registro.

A fotointerpretação do Projeto Caburaí, efetivamente constatou que o conjunto Arai-Suapi-Quinô comporta-se estruturalmente de modo semelhante, havendo uma aparente discordância angular de baixo ângulo separando o topo da Formação Quinô da base da Formação Uailã. Ao contrário da precedente, esta unidade comporta-se de modo horizontal a sub-horizontal, fato constatado através da consulta às fichas de afloramento do Projeto Roraima e às fotografias e slides tomados em sua área de ocorrência naquela época, além, naturalmente, da interpretação das re-

Na Guiana, o Grupo Roraima foi motivo de alguns trabalhos específicos, como os de KEATS (1972), dedicado a sua seção inferior, BARRON (1975), o qual ateve-se à região fronteira com o Brasil, além do estudo mais detalhado de KEATS (1973), propondo interessante subdivisão estratigráfica em dez diferentes Unidades.

No Brasil, desde PAIVA (1939), o qual consagrou o uso do termo Roraima, diversos trabalhos abordaram o Grupo Roraima, geralmente, contudo, sem estabelecer seções (exceto BOUMAN, 1959) e sem caracterizar com segurança os diferentes ambientes de sedimentação.

Recentemente, os trabalhos desenvolvidos pela CPRM na região do rio Maú e na área do rio Quinô (nesta, em conjunto com a CODESAIMA), visando a pesquisa de ouro e diamante, abrangeram a parte inferior do Grupo Roraima, possibilitando localizar as antigas seções de BOUMAN (1959) e estabelecer outras, notadamente sobre as Formações Arai e Suapi. Essas duas formações passaram a contar com um maior detalhamento, com largas extensões mapeadas na escala 1:25.000. Assim, a distribuição das Formações Arai e Suapi, bem como seus contatos de topo e base estão razoavelmente estabelecidos. Em decorrência desses estudos (Projetos Maú e Quinô), foi proposta uma nova subdivisão estratigráfica para o Grupo Roraima (SANTOS & D'ANTONA, 1984), bem como sugerida a compartimentação da Formação Suapi em quatro membros (REIS et al, 1985).

Atualmente, está sendo iniciado pelo Convênio DNPM/CPRM um programa de mapeamento de todo o Grupo Roraima no setor NE de Roraima (Projeto Caburaí), através do qual pretende-se estudar a seção média e superior do grupo, bastante carente de informações, além de procurar estabelecer os ambientes de deposição das diversas formações e seu relacionamento com as mineralizações de ouro e diamante.

ESTRATIGRAFIA As principais subdivisões estratigráficas já postuladas para o Grupo Roraima estão sintetizadas no Quadro I, acompanhadas das espessuras atribuídas pelos diversos autores.

O PROBLEMA DA ESPESSURA Conquanto seja admissível considerar a existência de razoáveis variações laterais na constituição litológica do Grupo Roraima, face à sua ampla extensão geográfica, uma série de problemas vigem, quando da tentativa de correlacionar e integrar, pelos menos em parte, as colunas estratigráficas dos três países (Brasil, Venezuela e Guiana). Apesar das diferenças nas denominações, as maiores dificuldades correspondem à caracterização litológica e espessura total do pacote sedimentar. Observa-se que as espessuras admitidas na Guiana, 1.500 m (KEATS, 1973), e na Venezuela 1.800 m (REID, 1972) ou 1.670 m (SIMON & CASTRILLO, 1983), situam-se muito aquém daquelas estabelecidas ou postuladas em Roraima, 3.900 m (SANTOS & D'ANTONA, 1984) ou 6.000 m (BRAUN, 1973). No setor em estudo, o grupo ocorre mergulhando continuamente para o norte por uma extensão de quase 100 km desde a serra Arai até o monte Roraima ou desde Tipiti (Maú) até o monte Caburaí. Mesmo admitindo possíveis repetições de camadas, é muito difícil que o conjunto tenha menos que 2.000/2.500 m de espessura, de acordo com os mergulhos registrados no campo. No trecho mapeado, correspondente às formações Arai e Suapi, totalizando 1.150 a 1.350 m de espessura, não foram detectadas repetições de camadas, havendo, pelo contrário, importante omissão da base da Formação Suapi pelo movimento da falha do Mutum (SANTOS & D'ANTONA, 1984), na região do Maú. Considerando apenas os valores de altimetria e admitindo que não tenha ocorrido aumento da espessura em direção ao centro da bacia, o que é provável, chega-se a uma espessura mínima em torno de 2.250 a 2.400 m, representando meramente a diferença de altitude entre o topo da Mesa Roraima (2.800 m) e a altitude da base da Formação Arai na serra homônima (550 m) e na cachoeira Apertar-da-Hora (400 m). Mais próximo do centro da área de maior distribuição do grupo, que pode corresponder à zona central de uma bacia ou sub-bacia de deposição, na região da mesa Aiuan-Tepui, na Venezuela, a espessura deve ser bem superior, pois as camadas inclinam-se em direção a essa região, desde a fronteira Brasil-Venezuela, conforme observado em imagens de satélite. As estimativas mais recentes no setor brasileiro sugerem espessura de 3.750 m para o conjunto das seis formações que compõem o Grupo Roraima.

A SUBDIVISÃO ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO RORAIMA

João Orestes Schneider Santos

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais — CPRM / Manaus

ABSTRACT The CPRM's research programs for diamonds in northeastern corner portion of Roraima Federal Territory improved our knowledge on the lower section of Roraima Group, represented by the Arai, Suapi and Quinô formations. The first studies from the Caburai Project (DNPM/CPRM), covering the whole Roraima Group vertical section along Brazil's border, confirmed the distribution of the Uailã (pelites and tuffs) and Matauí (imponent quartz-sandstone mesas) formations and introduced a new formation, named Serra do Sol. This formation is stratigraphically situated between Matauí and Uailã formations. The three lowermost formations (Arai, Suapi and Quinô) are gently, but continuously dipping (10 to 18 degrees) to the north, like a extensive homoclinal. However, the three uppermost formations (Uailã, Serra do Sol and Matauí), are almost horizontal. So it is postulated the existence of a important low angle unconformity between Quinô and Uailã formations.

INTRODUÇÃO O Grupo Roraima representa uma das mais importantes coberturas sedimentares proterozóicas da América do Sul, face não só a sua ampla distribuição geográfica e espessura, mas também às mineralizações de ouro e diamante que encerra. Descontinuamente, sua área de distribuição estende-se por mais de 1.300 km, desde a serra Uneuixi, no alto curso do rio Uneuixi, sua ocorrência mais meridional, até a mesa Tafelberg, no Suriname Central, exposição mais oriental. Ocorre em quatro países, obedecendo, a grosso modo, a seguinte proporção: Venezuela (60%), Guiana (26%), Brasil (12%) e Suriname (2%), não estando perfeitamente confirmada sua presença na Colômbia (GANSSE, 1974), onde seus supostos remanescentes parecem corresponder ao Grupo Tunuí. No Brasil, além da área de contínua exposição, situada no extremo nordeste de Roraima, existem outros diversos remanescentes isolados, geralmente com a forma de imponentes mesas (Urutanim-RR, Aracá-AM, Surucucus-RR, Uafaranda-RR e Neblina-AM, ou morros alinhados (serras do Padre-AM, Uneuixi-AM e Rio Novo-RR) - Figura 1.

Diversos aspectos têm chamado a atenção de estudiosos para o Grupo Roraima, como sua ampla distribuição e espessura; presença de tufos cineríticos intercalados; relacionamento com possantes *sills* de rochas máficas e diferenciadas; diversidade litológica e recursos minerais relacionados. Todavia, ainda não se dispõe de um estudo integrado de sua sedimentação, que permita correlacionar com segurança as diversas seções que foram estabelecidas.

Na Venezuela, a região fronteiriça com o Brasil (área de Santa Elena de Uai-rén), foi mapeada por REID (1972) e posteriormente por SIMON & CASTRILLO (1984). A região venezuelana ao norte da serra Pacaraima (alto curso dos rios Paragua e Caroni), foi estudado por BRICENO (1982), fundamentado no emprego de imagens de satélite.

Na Guiana, o Grupo Roraima foi motivo de alguns trabalhos específicos, como os de KEATS (1972), dedicado a sua seção inferior, BARRON (1975), o qual ateu-se à região fronteira com o Brasil, além do estudo mais detalhado de KEATS (1973), propondo interessante subdivisão estratigráfica em dez diferentes Unidades.

No Brasil, desde PAIVA (1939), o qual consagrou o uso do termo Roraima, diversos trabalhos abordaram o Grupo Roraima, geralmente, contudo, sem estabelecer seções (exceto BOUMAN, 1959) e sem caracterizar com segurança os diferentes ambientes de sedimentação.

Recentemente, os trabalhos desenvolvidos pela CPRM na região do rio Maú e na área do rio Quinô (nesta, em conjunto com a CODESAIMA), visando a pesquisa de ouro e diamante, abrangeram a parte inferior do Grupo Roraima, possibilitando localizar as antigas seções de BOUMAN (1959) e estabelecer outras, notadamente sobre as Formações Arai e Suapi. Essas duas formações passaram a contar com um maior detalhamento, com largas extensões mapeadas na escala 1:25.000. Assim, a distribuição das Formações Arai e Suapi, bem como seus contatos de topo e base estão razoavelmente estabelecidos. Em decorrência desses estudos (Projetos Maú e Quinô), foi proposta uma nova subdivisão estratigráfica para o Grupo Roraima (SANTOS & D'ANTONA, 1984), bem como sugerida a compartimentação da Formação Suapi em quatro membros (REIS et al, 1985).

Atualmente, está sendo iniciado pelo Convênio DNPM/CPRM um programa de mapeamento de todo o Grupo Roraima no setor NE de Roraima (Projeto Caburaí), através do qual pretende-se estudar a seção média e superior do grupo, bastante carente de informações, além de procurar estabelecer os ambientes de deposição das diversas formações e seu relacionamento com as mineralizações de ouro e diamante.

ESTRATIGRAFIA As principais subdivisões estratigráficas já postuladas para o Grupo Roraima estão sintetizadas no Quadro I, acompanhadas das espessuras atribuídas pelos diversos autores.

O PROBLEMA DA ESPESSURA Conquanto seja admissível considerar a existência de razoáveis variações laterais na constituição litológica do Grupo Roraima, face à sua ampla extensão geográfica, uma série de problemas vigem, quando da tentativa de correlacionar e integrar, pelos menos em parte, as colunas estratigráficas dos três países (Brasil, Venezuela e Guiana). Apesar das diferenças nas denominações, as maiores dificuldades correspondem à caracterização litológica e espessura total do pacote sedimentar. Observa-se que as espessuras admitidas na Guiana, 1.500 m (KEATS, 1973), e na Venezuela 1.800 m (REID, 1972) ou 1.670 m (SIMON & CASTRILLO, 1983), situam-se muito aquém daquelas estabelecidas ou postuladas em Roraima, 3.900 m (SANTOS & D'ANTONA, 1984) ou 6.000 m (BRAUN, 1973). No setor em estudo, o grupo ocorre mergulhando continuamente para o norte por uma extensão de quase 100 km desde a serra Arai até o monte Roraima ou desde Tipiti (Maú) até o monte Caburaí. Mesmo admitindo possíveis repetições de camadas, é muito difícil que o conjunto tenha menos que 2.000/2.500 m de espessura, de acordo com os mergulhos registrados no campo. No trecho mapeado, correspondente às formações Arai e Suapi, totalizando 1.150 a 1.350 m de espessura, não foram detectadas repetições de camadas, havendo, pelo contrário, importante omissão da base da Formação Suapi pelo movimento da falha do Mutum (SANTOS & D'ANTONA, 1984), na região do Maú. Considerando apenas os valores de altimetria e admitindo que não tenha ocorrido aumento da espessura em direção ao centro da bacia, o que é provável, chega-se a uma espessura mínima em torno de 2.250 a 2.400 m, representando meramente a diferença de altitude entre o topo da Mesa Roraima (2.800 m) e a altitude da base da Formação Arai na serra homônima (550 m) e na cachoeira Apertar-da-Hora (400 m). Mais próximo do centro da área de maior distribuição do grupo, que pode corresponder à zona central de uma bacia ou sub-bacia de deposição, na região da mesa Aiuan-Tepui, na Venezuela, a espessura deve ser bem superior, pois as camadas inclinam-se em direção a essa região, desde a fronteira Brasil-Venezuela, conforme observado em imagens de satélite. As estimativas mais recentes no setor brasileiro sugerem espessura de 3.750 m para o conjunto das seis formações que compõem o Grupo Roraima.

O PROBLEMA DOS PELITOS Outro aspecto a merecer discussão nos sedimentos Roraima, independentemente de denominação e posição estratigráfica, é o da distribuição de camadas pelíticas no pacote. Os levantamentos disponíveis no NE do T. F. de Roraima indicam que há predomínio de clásticos médios e grosseiros (arenitos e conglomerados) sobre sedimentos finos apenas nas formações de topo e de base, respectivamente Matauí e Arai. Nas demais, ou há aparente equivalência de pelitos e arenitos (Formações Quinô, Serra do Sol e Uailã), ou um largo predomínio de pelitos (Formação Suapi). Assim, mesmo admitindo as possíveis e esperadas variações laterais de fácies, estranha-se a limitada frequência com que são descritos clásticos finos no Grupo Roraima nos países vizinhos. Pelo menos nas regiões próximas à fronteira, a extensão dos folhelhos da Formação Suapi (300 m) foi comprovada (caso da Guiana, onde equivaleriam provavelmente à Unidade V de KEATS, 1973) ou deduzida por fotointerpretação, pela extensão natural das camadas Suapi entre o rio Cuquenã e a linha de fronteira (Venezuela).

Durante os mapeamentos realizados, foi constatada uma dificuldade maior em localizar exposições de rochas pelíticas, ao contrário do que acontece com as fácies areníticas e rudáceas que afloram continuamente, seja em alinhamentos de blocos, seja em sucessões de escarpas. Já os folhelhos não ocorrem nas duas formas acima citadas, mas sim, somente em cabeceiras de grotas e bossorocas, bem como em leitos ativos de drenagem. Como critérios de campo, observou-se que sobre os pelitos Suapi a vegetação é constituída quase que exclusivamente por gramíneas, enquanto que nos terrenos arenosos ocorrem também arbustos, configurando típica vegetação de savana. As ocorrências superficiais das lateritas desenvolvidas sobre os pelitos são igualmente características, massivas, pobres em quartzo e com forma e coloração semelhante a "cacos-de-telhas".

O PROBLEMA DA INCONFORMIDADE Outro ponto ainda não praticamente definido, refere-se ao antigo problema da possível discordância angular dentro da sequência, assunto que foi destacado por BARBOSA & RAMOS (1959) e, posteriormente, BRAUN (1973). Esses geólogos, baseando-se na evidente distinção existente entre a disposição espacial da base e do topo do Grupo Roraima, com a primeira localmente dobrada e posicionada em homoclinal com caimento médio de 15-20° N e o último praticamente sub-horizontal, postularam a presença de uma discordância separando as Formações Kaiteur (inferior) e Roraima (superior), utilizando antiga designação originária da Guiana (CONNOLLY, 1925), referida à cachoeira Kaiteur, no rio Potaro.

A partir de 1973 (BRAUN), a idéia da discordância foi abandonada, pelo fato de que essa superfície nunca foi encontrada no campo, passando-se a admitir (BONFIM et al, 1974; MONTALVÃO et al, 1975) que haveria um decréscimo gradual dos mergulhos da base para o topo, sem presença de discordância angular. Ocorre que a zona onde poderia ser esperada essa discordância, jamais foi estudada no campo, em decorrência das características regionais dos levantamentos dos Projetos RADAM e Roraima. Outros locais da Amazônia onde as diferenças de atitude em pacotes da cobertura sedimentar proterozóica foram atribuídos a mera gradação nos valores de mergulho, quando melhor estudadas, revelaram a existência de importantes discordâncias regionais como no rio Camaiú (LIBERATORE et al, 1972, Grupo Beneficente) e no norte da serra do Cachimbo (BIZINELLA et al, 1981), onde uma inconformidade separa as camadas proterozóicas Gorotire de sedimentos paleozóicos (Formação Borrachudo).

Em Roraima, decorridos doze anos, volta-se a discutir novamente a possibilidade de realmente existir uma inconformidade. Inicialmente, quando da execução dos Projetos Quinô e Maú, verificou-se que, desde a base da Formação Arai até a base da Formação Quinô (incluindo, portanto, a Formação Suapi), não ocorre decréscimo de mergulho digno de registro.

A fotointerpretação do Projeto Caburaí, efetivamente constatou que o conjunto Arai-Suapi-Quinô comporta-se estruturalmente de modo semelhante, havendo uma aparente discordância angular de baixo ângulo separando o topo da Formação Quinô da base da Formação Uailã. Ao contrário da precedente, esta unidade comporta-se de modo horizontal a sub-horizontal, fato constatado através da consulta às fichas de afloramento do Projeto Roraima e às fotografias e slides tomados em sua área de ocorrência naquela época, além, naturalmente, da interpretação das re-

centes fotos aéreas convencionais.

Essa referida zona de contato Quinô/Uailã merecerá investigação detalhada das equipes do Projeto Caburaí visando testar a hipótese de inconformidade.

FORMAÇÃO ARAI O espesso pacote constituído essencialmente por quartzo-arenitos e conglomerados que compõem a base do Grupo Roraima, está sendo incluído na Formação Arai por SANTOS & D'ANTONA (1984), referendando sugestão inicial de MONTALVÃO et al (1975), elevando hierarquicamente o Membro Arai de BOUMAN (1959). Este autor refere-se a um conjunto de 1.150 metros de sedimentos, com seção-tipo na serra homônima, localizada ao sul das minas de diamante do rio Suapi (quadrícula NB.20-Z-D-II), enquanto SANTOS & D'ANTONA (1984) atribuem 850 metros de espessura para a formação, na região do médio Maú (quadrícula NB.21-Y-C-IV). Além das intercalações de quartzo-arenitos e conglomerados oligomíticos, encerra também camadas arcoseanas próximas ao topo, as quais são melhor desenvolvidas na região do Quinô (REIS et al, 1985), e níveis pelíticos na seção mediana. Estes, correspondendo a folhelhos púrpura, micáceos, em camadas de até uma ou duas dezenas de metros de espessura, são bastante característicos e constantes, ocorrendo na própria região da serra do Arai (BOUMAN, 1959), no boqueirão do Mutum (SANTOS & D'ANTONA, 1984) e no curso do igarapé Buritizal, afluente do rio Quinô. BARRON (1975), descreveu esses folhelhos púrpura na região do rio Cuyuni, dentro da unidade A (inferior) do Grupo Roraima. Também na Venezuela são constantes as referências à folhelhos na Formação Uairén (equivalente da Formação Arai), na região de Santa Helena (REID, 1972).

Tentativamente, pelas descrições disponíveis e pela posição do conglomerado diamantífero superior, admite-se que a Formação Arai corresponda, a grosso modo, às unidades I a IV descritas por KEATS (1973) na Guiana e anteriormente (KEATS, 1972) incluídas na chamada "Formação Roraima Inferior". A faixa de afloramentos da Formação Arai é bastante característica em fotos aéreas e imagens de satélite, pois são marcantes os "hog backs" mantidos pelas camadas de quartzo-arenitos (com ou sem conglomerados associados), os quais contrastam sensivelmente com o padrão geomorfológico das vulcânicas Pacaraima (nome com prioridade sobre Surumu), ao sul, e com a morfologia dos pelitos da Formação Suapi, que lhe recobrem ao norte. Tal faixa pode ser acompanhada por algumas centenas de quilômetros, atravessando todo NE de Roraima e penetrando na Guiana, a leste (cachoeira Apertar-da-Hora, rio Maú) e na Venezuela, a oeste. Aparentemente, parte da Formação Arai foi interpretada por BRICEÑO (1982), como sendo "sedimentos pré-Roraima", no alto curso do rio Caroni, talvez por ter sido considerada a zona de conglomerados do topo da Formação Arai, como sendo a base do Grupo Roraima. Também na Venezuela, SIMON & CASTRILLO (1984), estranhamente não adotaram a subdivisão proposta por REID (1972), substituindo a Formação Uairén por "Unidade basal", reduzindo sua espessura para apenas 590 metros.

É atribuído ambiente fluvial de deposição para a Formação Arai, em sistema de rios entrelaçados ("braided river system"), com depósitos essencialmente de canal fluvial, excetuando um curto período no qual predomina menor energia e sedimentação em planície de inundação fluvial (zona intermediária da formação).

FORMAÇÃO SUAPI Corresponde essencialmente a pelitos, os quais perfazem em torno de 80% (área do Quinô) a 60% (área do Maú) de seu conjunto vertical. Forma uma sucessão de clásticos finos intercalada em dois pacotes com maior predomínio de arenitos, o que a torna bem caracterizada no campo e em fotointerpretação. Mantém-se a conceituação de BOUMAN (1959) para esta unidade, elevada à categoria de Formação (MONTALVÃO et al, 1975; SANTOS & D'ANTONA, 1984) e recentemente subdividida em quatro membros por REIS et al (1985). Estes últimos, percorrendo regiões próximas à seção de BOUMAN (1959), encontraram apenas 300 m para a formação, em lugar dos originais 470 m, o que pode ser explicado através de um provável espessamento para oeste (da região do Cotingo para o Suapi). Os folhelhos são róseos, ocre, avermelhados e localmente cinzentos ou pretos, enquanto que os arenitos são branco-amarelados, grosseiros a conglomeráticos, pouco caulínicos.

A Formação Suapi equivale à Formação Cuquenán de REID (1972), através de um

suposto adelgaçamento para oeste, com um conseqüente decréscimo na espessura de 300 a 470 m para apenas 100 metros. Todavia, pelo verificado na zona fronteira Brasil/Venezuela, essa espessura configura-se como excessivamente modesta. Estranha-se inclusive que, recentemente, SIMON & CASTRILLO (1984) não tenham registrado camadas de folhelho no mapeamento entre Santa Helena e o Monte Roraima.

Tentativamente, correlaciona-se a Formação Suapi, ou parte dela, com a Unidade V de KETAS (1973), na Guiana e com a porção inferior do Membro Intermediário de GHOSH (1977), na Venezuela (a parte superior corresponderia à Formação Quinô).

A Formação Suapi representa um decréscimo regional no gradiente de deposição fluvial, tendo sido depositada por provável sistema de rios meandriformes, com largo predomínio de sedimentação em planície de inundação e "oxbow lakes" (Membros Verde, Nicarã e Carmã) sobre a sedimentação em canais fluviais, durante um curto intervalo correspondente ao Membro Pauré.

FORMAÇÃO QUINÔ Na Formação Quinô voltam a predominar arenitos sobre pelitos, mantendo estes ainda uma razoável contribuição. BOUMAN (1959) admitiu que 1/3 da seção vertical desta unidade seja constituída por pelitos. Os arenitos, todavia, são distintos daqueles da Formação Arai, pois são mais caulínicos, arcoseanos e micáceos. Na parte inferior ocorrem lentes de conglomerados oligomíticos, bastante semelhante àqueles do topo da Formação Arai, sendo, aparentemente, menos espessos e menos abundantes. São frequentes intercalações em escala de afloramento de arenitos com lutitos. Acima dos arenitos inferiores que intercalam lentes de conglomerados, situa-se um pacote de siltitos e argilito siltico, expressando todo o conjunto características colorações rosa e avermelhada. O topo da formação é marcado por uma camada de quartzo-arenito, resistente, o qual forma escarpas facilmente perceptíveis no campo.

Tentativamente, equivale às unidades VII e VIII KEATS (1973), provavelmente incluindo parte do topo da sua Unidade VI.

Há forte semelhança da Formação Quinô com a parte inferior da Formação Uaimapuê (REID, 1972) da Venezuela. Todavia, essa unidade, incluindo, além das camadas equivalentes à Formação Quino, a seqüência piroclástica Uailã e o correspondente à Formação Serra do Sol, apresenta uma espessura irrisória: apenas 250 m (REID, 1972).

Como não se estudou o topo da Formação Quinô e seu contato superior com a Formação Uailã, conhecendo-se portanto, apenas parte de sua seqüência, não se atribui com segurança nenhum subambiente específico de sedimentação para suas camadas, certamente originadas por sistema fluvial, talvez uma combinação dos ambientes de deposição das Formações Arai e Suapi. Enquanto não se verificar toda sua extensão vertical, mantêm-se a espessura original proposta por BOUMAN (1959): 700 metros.

FORMAÇÃO UAILÃ Dentro do Grupo Roraima, três conjuntos litológicos são bastante característicos e reconhecidos por praticamente todos aqueles que se dedicaram a seu estudo: A seqüência arenosa de topo que mantém as importantes mesas ou tepuis (Formação Matauí); o conjunto de quartzo-arenitos e conglomerados da seção inferior (Formação Arai) e a zona intermediária com importante contribuição piroclástica. A essa última seção, SANTOS & D'ANTONA (1984), propuseram a denominação Formação Uailã, em referência ao rio homônimo, onde são comuns as exposições tufáceas, como na cachoeira das Andorinhas, tendo descartado, por serem consideradas impróprias, as designações Pacaraima e Arabop (BRAUN, 1973). Observando o mapa de pontos do Projeto Roraima (BONFIM et al, 1974), percebe-se que as ocorrências de tufos situam-se ao norte da área de distribuição da Formação Quinô e bem abaixo da seqüência de topo do grupo, conforme demonstraram SANTOS & D'ANTONA (1984). Tais ocorrências, distribuem-se desde a região do Maú, a leste (região de Orinduk), até as cabeceiras do rio Quinô a oeste, com exposições nos rios Cotingo e Uailã, formando uma faixa razoavelmente definida. Ademais, a seqüência Uailã, sub-horizontal, contrasta visivelmente com os *hog-backs* da Formação Quinô, constituindo um relevo bastante plano (limitado e circundado por relevo mon

tanho das Formações Serra do Sol e Quinô), com drenagem aberta e vegetação tipo campo bastante pobre, com solo ralo e pouco desenvolvido. Também coincidem com a área de distribuição da Formação Uailã as anomalias radiométricas determinadas pelo levantamento aerocintilométrico (Projeto Surumu), possivelmente relacionadas com os altos teores de potássio das piroclásticas, ultrapassando valores de 300 cps. Essas anomalias assemelham-se aquelas verificadas sobre o Supergrupo Uatuma (zonas de granitos e vulcânicas ácidas) mais ao sul. Todavia, não se afasta a possibilidade de poderem eventualmente estar associadas com intrusões graníticas, pois, de acordo com SANTOS et al (1981), a Suíte Intrusiva Surucucus seria contemporânea à Formação Uailã.

Os tufos são bastante finos, cineríticos (apesar de existirem vagas referências a respeito, não há comprovação de associação com lavas), com característica coloração vermelho-coral, sendo geralmente referidos como jaspe. Secundariamente, ocorrem supostos tufos de coloração verde, os quais, parecem corresponder a prováveis camadas de *chert*, podendo ter, portanto, origem sedimentar. Aparentemente os *cherts* ou tufos verdes predominam no topo da unidade e os tufos vermelhos na base.

Além da presença de *chert* e tufos, acima referidos, a unidade intercala siltitos e folhelhos, nos quais predominam as cores no espectro do marrom, amarelo e cinza, além de camadas locais de arenitos. No setor brasileiro, fundamenta-se em apenas sete estações do Projeto Roraima (BONFIM et al, 1974), de modo que outros tipos de sedimentos podem ser esperados.

A estimativa de espessura é feita por volta de 3° a 5° N e sua faixa aflorante de 3,20 a 5,20 km, posicionada entre as Formações Serra do Sol e Quinô, obtendo-se um valor situado entre 170 e 450 metros (valor médio de 310 m).

FORMAÇÃO SERRA DO SOL Acima da Formação Uailã, existe espessa sucessão de arenitos e siltitos, a qual situa-se abaixo dos característicos depósitos do topo do Grupo Roraima, essencialmente quartzo-arenitos, associados com conglomerados e subarcóseos. Tal seqüência predomina no alto curso dos rios Cotingo, Uailã, Canã e Maú, notadamente na área das quadrículas nº 1 (NB.20-Z-B-V) e nº 2 (NB.20-Z-B-VI). Diversas serras são mantidas por essa seqüência, como Cipó, Grande e Sol. Somente nessa última, estão preservados 550 metros de sedimentos desta unidade, o que levou à seleção do nome Serra do Sol para referir o conjunto em questão. As poucas informações de campo disponíveis, indicam uma sucessão de arenitos e siltitos. Na Serra Grande predominam siltitos na base (JM-103), ocorrendo arcóseos entre os rios Canã e Açaí. Na base da Serra do Sol, os arenitos são finos, micáceos, róseos e cinzas (GR-114, setor leste), enquanto que no flanco oeste ocorrem grauvacas (SL-251). Durante o desenvolvimento do Projeto Caburaí será feita uma seção detalhada na Serra do Sol e uma melhor caracterização de seus limites superior e inferior, para possibilitar a formalização da designação Serra do Sol. Em fotointerpretação a unidade é caracterizada por um escalonamento constante entre as capas mais resistentes (arenitos) e as camadas de clásticos finos, onde cada conjunto denota algumas dezenas de metros de espessura. A altitude espacial das camadas, bem marcante e perceptível é sub-horizontal.

FORMAÇÃO MATAUÍ Essa terminologia já foi proposta por REID (1972), para nomear os depósitos terminais do Grupo Roraima e que sustentam importantes mesas (Cúquenã, Roraima, Yuruani, Aiuan e Uei). Considerou a base da formação seu contato com *sill* gabrótico, exemplificado no próprio Monte Roraima. Percebe-se, portanto, que os sedimentos situados abaixo do *sill*, como aqueles que compõem a Serra do Sol, não foram incluídos na Formação Matauí, nome adotado também no Brasil, pelas razões expostas por SANTOS & D'ANTONA (1984). Representa conjunto de arenitos, predominantemente quartzo-arenitos, de coloração esbranquiçada a rosa clara, com estratificação cruzada ou plano-paralela. Em direção ao topo, o grau de classificação dos arenitos diminui, ocorrendo tipos subarcóseos, níveis conglomeráticos e veios de quartzo. Uma possança tão marcante de quartzo-arenitos dificilmente poderia ser verificada através de um ambiente fluvial de sedimentação (PETTIJOHN et al, 1973). Extensos quartzo-arenitos formam-se em ambiente litorâneo, próximo à costa, em águas pouco profundas, o que levou alguns geólogos, como GHOSH (1977),

a considerar esse tipo de ambiente para depósitos equivalentes à Formação Matauí no Território Federal do Amazonas (Venezuela).

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, O. & ANDRADE RAMOS, J.R. de - Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. B. da Div.Geol.Mineral. Rio de Janeiro, (196): 1-49, 1959.
- BARRON, C.N. - Notes on the geology of Guyana along the frontier with Venezuela. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUYANAS, 10º. Belém, 1975. Anais... Belém, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1975. 219-240.
- BIZINELLA, G.A. et alii - Projeto Tapajós-Sucunduri; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, relatório inédito /s.ident./ 1980. 6 v.
- BONFIM L.F.C. et alii - Projeto Roraima; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito /s.ident./ 1974. 10 v.
- BOUMAN, Q.C. - Porção setentrional da Formação Roraima, Território do Rio Branco. PETROBRÁS, july, 1959. (Relatório Interno).
- BRAUN, O.P.G. - Projeto Roraima, 2ª Fase. Levantamento geológico integrado; relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo correspondente à "Fotointerpretação preliminar". Manaus, DNPM/CPRM, jul. 1973. 218 p.
- BRICEÑO, H.O. - Application of remote sensing to diamond placer exploration in a tropical jungle environment Caroni River, Venezuela. Colorado, School of Mines /s.d./, 176 p.
- GANSSEER, A. - Observations of the Guiana Shield (S. América): Eclog.Geol.Helv., v. 47, p. 77-112. 1954.
- GANSSEER, A.- The Roraima Problem (South América): Verhandl.Natur.Ges, Basel v.84, p. 80-100. 1974.
- GHOSH, S.K. - Geologia del grupo Roraima en Territorio Federal Amazonas, Venezuela. Caracas, V Congresso Geologico Venezolano, 19-23 de nov., 1977.
- KEATS, W. - The lower Roraima formation in Guyana. A preliminary note on its stratigraphy and environment of deposition. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUYANAS, 9º, Guyana, 1972. Memória... Guyana. Ministério de Minas e Hidrocarburos. 1972. (Boletim de Geologia, Publ. Especial, 6). 249-305.
- KEATS, W. - The Roraima Formation in Guyana: II Congresso Latinoamericano de Geologia, p. 901-940. 1973.
- LIBERATORE, G. et alii - Projeto Aripuanã-Sucunduri; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito /s.ident./ 1972. 8 v.
- MONTALVÃO, R.M.G. de et alii - 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, 1975. il (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. - Sand and Sandstone. Springer Verlag, N.Y. 1973, 618 p.
- PAIVA, G. de - Alto Rio Branco. B.Serv.Geol.Mineral., Rio de Janeiro, 99. 1939. 44 p.
- PINHEIRO, S. da S.; NUNES, A.C.B.; CAMOZZATO, E.; ANDRADE, F.B.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G.; CARVALHO, V.G.D.; WILDNER, W. - Projeto Catrimani-Uraricoera; Relatório de Progresso. In. BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito /s.ident/ 1981. 5 vol. il.

- REID, A.R. - Stratigraphy of the area of the Roraima group, Venezuela. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTER-GUYANAS, 9.^a, Guyana, 1972. Memória... Guyana, Ministério das Minas Y Hidrocarburos, 1972. (Boletim de Geologia. Publ. Espec., 6) p. 343-353, 1972.
- REIS, N.J. et alii - Subdivisão litoestratigráfica da Formação Suapi- Grupo Roraima-Território Federal de Roraima. Manaus, CPRM/CODESAIMA. 1985.
- SANTOS, J.O.S. & D'ANTONA, R. de J.G. - A Formação Arai e a subdivisão do Grupo Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33.^o, Rio de Janeiro, 1984. Anais do... Rio de Janeiro. Soc. Bras. Geol., Núcleo-RJ, 1984. p. 1.162-1.173.
- SANTOS, J.O.S. & PINHEIRO, S. da S. - Suíte intrusiva Surucucus e a reativação parguazense (Petrologia). In: SIMPOSIUM AMAZONICO, 1, Venezuela, 1981. Resumes. Venezuela, Puerto Ayacucho, 1981. 35 p.
- SIMON, C. & CASTRILLO - Sedimentologia en zonas de Santa Elena de Uairen y Monte Roraima. Estado Bolívar-Venezuela. Venezuela, Universidade Central de Venezuela, 1983. 23 p.

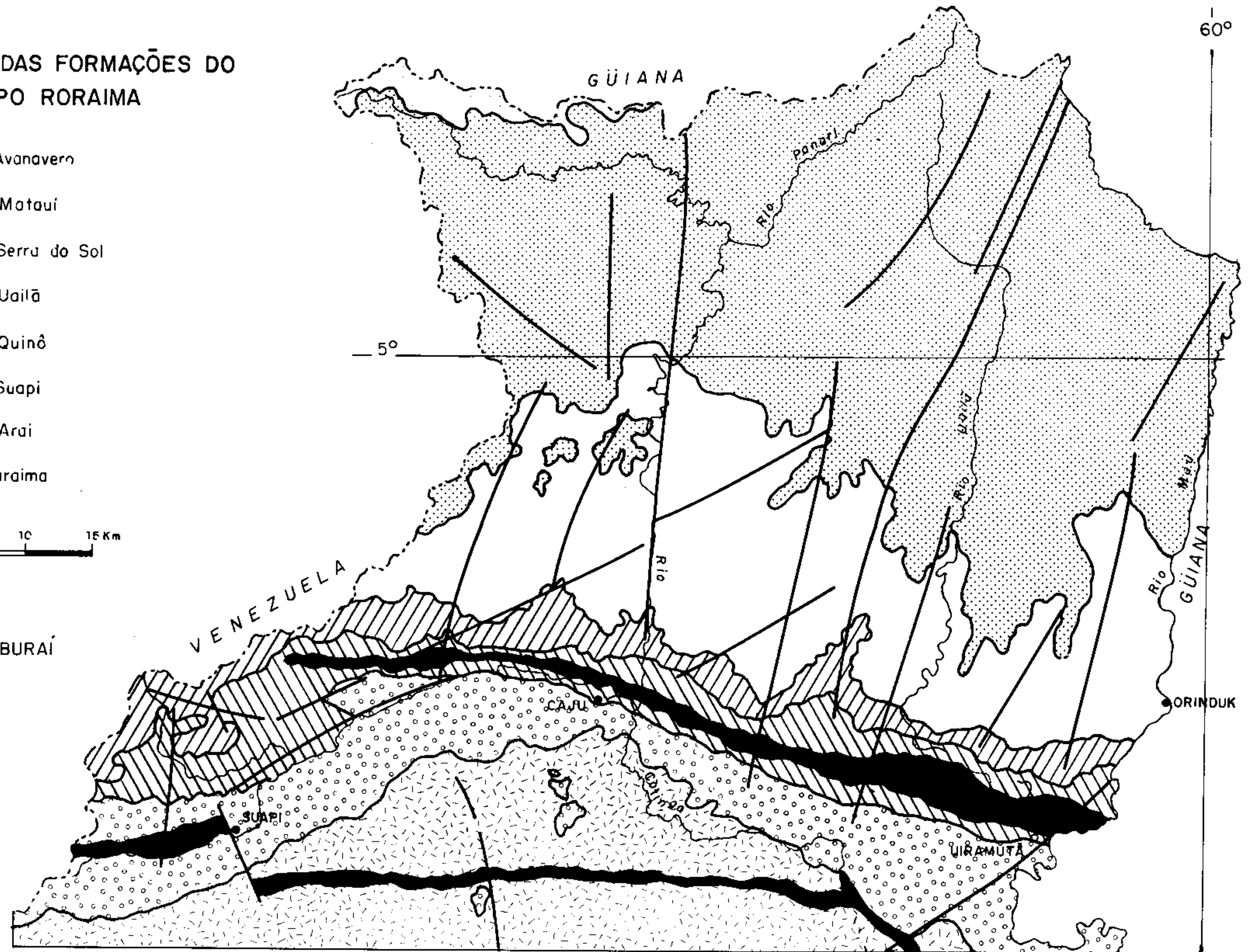
DISTRIBUIÇÃO DAS FORMAÇÕES DO GRUPO RORAIMA

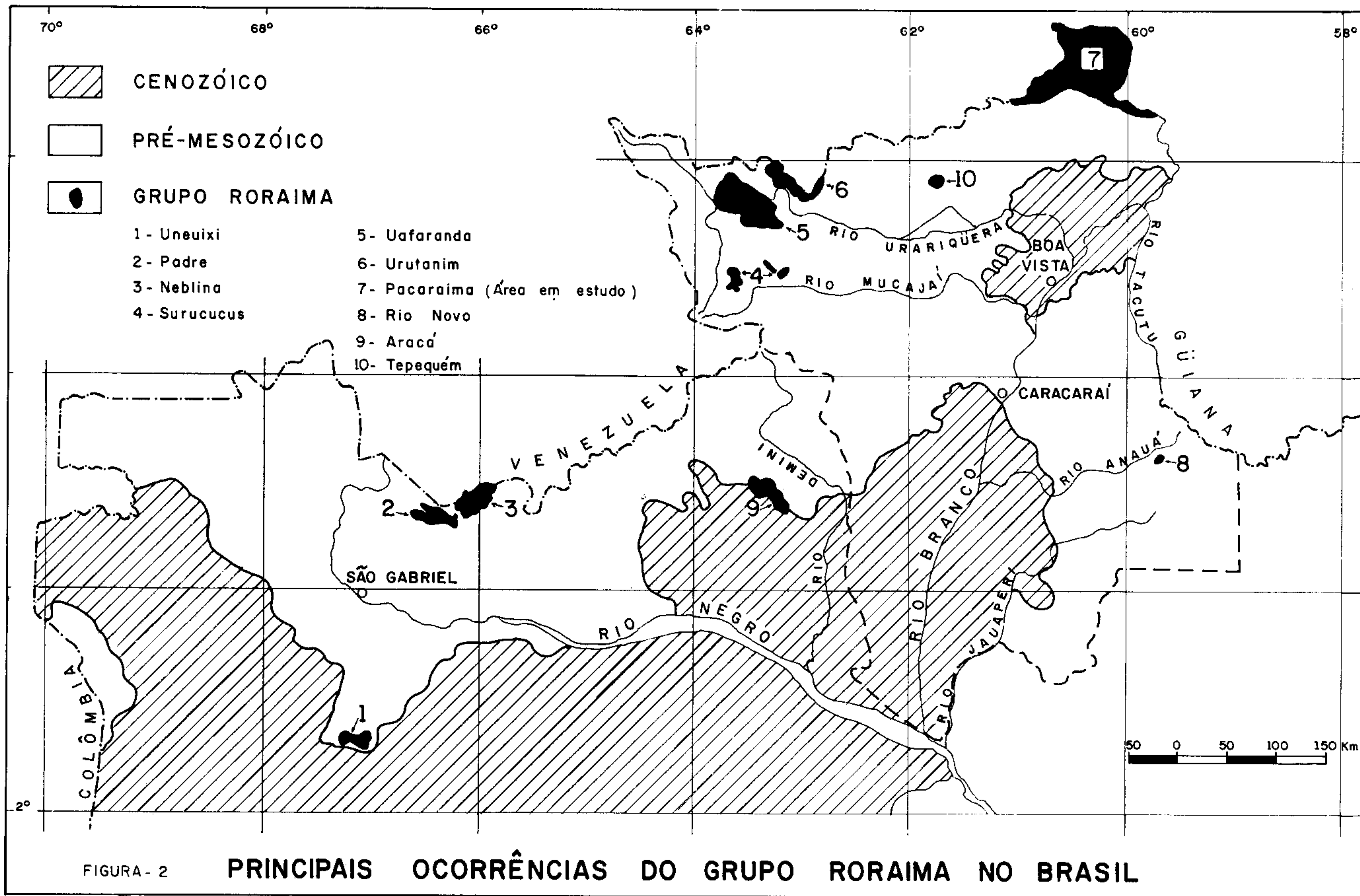
-  Diabásio Avanavero
-  Formação Matauí
-  Formação Serra do Sol
-  Formação Uaiã
-  Formação Quinô
-  Formação Suapi
-  Formação Arai
-  Grupo Pacaraima



Fonte: PROJETO CABURAI

FIGURA - 1





<p>BARBOSA & RAMOS (1959)</p> <p>Fm Roraima</p> <p>Fm Kaitaur</p>	<p>BOUMAN (1959)</p> <p>Mb Sem denominação - ?</p> <p>Mb Quinô - 700</p> <p>Mb Suapi - 470</p> <p>Mb Arai - 1150</p>	<p>REID (1972)</p> <p>Fm Matauí - 600</p> <p>Fm Uaimapue' - 250</p> <p>Fm Cuquenán - 100</p> <p>Fm Uaire'n - 850</p>	<p>GHOSH (1977)</p> <p>Mb Superior - 600 - 700</p> <p>Mb Médio - 200</p> <p>Mb Inferior - 300 - 400</p>	<p>KEATS (1973)</p> <p>Unidades I a X - 1600</p>
<p>BRAUN (1973)</p> <p>Gr Parima - 6100</p> <p>Fm Roraima - 6400</p> <p>Mb Pacaraima - 1250</p> <p>Mb Arabop - 2150</p> <p>Fm Kaitaur - 2700</p> <p>Mb Quinô - 700</p> <p>Mb Suapi - 1000</p> <p>Mb Arai - 1000</p>	<p>SIMON & CASTRILLO (1983)</p> <p>Unidade Superior - 780</p> <p>Unidade Média - 300</p> <p>Unidade basal - 590</p>	<p>SANTOS & D'ANTONA (1984)</p> <p>Fm Matauí - 800</p> <p>Fm Uailã - 1100</p> <p>Fm Quinô - 700</p> <p>Fm Suapi - 470</p> <p>Fm Arai - 850</p>	<p>ESTE TRABALHO</p> <p>Fm Matauí - 800</p> <p>Fm Serra do Sol - 800</p> <p>Fm Uailã - 300</p> <p>Fm Quinô - 700</p> <p>Fm Suapi - 300</p> <p>Mb Carmã</p> <p>Mb Nicarã</p> <p>Mb Pauré</p> <p>Mb Verde</p> <p>Fm Arai - 850</p>	
<p>BONFIM et al (1974)</p> <p>Mb Superior - 900</p> <p>Mb Médio - 1100</p> <p>Mb Inferior - 1100</p>	<p>PINHEIRO et al (1981)</p> <p>Fm Urutanim - 450</p> <p>Fm Linepenome - 330</p> <p>Fm Aliquelau - 170</p> <p>Fm Tucuxumã - 250</p>		<p>GANSSEER (1954)</p> <p>Mb Superior - 600</p> <p>Mb Médio - 250</p> <p>Mb Inferior - 200</p>	

QUADRO 1 - PRINCIPAIS SUBDIVISÕES ESTRATIGRÁFICAS E ESPESSURAS DO GRUPO RORAIMA